

第1節 自然科学的立場からのモニタリング

3. メソ視点より一濁水の行方

3.7 水温ロガーを用いた水路の連続性評価手法の開発

石井励一郎¹⁾、神松幸弘²⁾

1) 海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター

2) 総合地球環境学研究所

1. Introduction 意義と目的

水域に暮らす生物は、その水の量と質の変動に対して許容範囲を持っている。これらの生物には、幼生期・成長期などある期間だけを水辺で過ごすものと、その生活史のすべてを水辺で過ごすものがある。前者には水生昆虫や抽水植物などがあり、分散は空气中、地上での移動も用いるため、乾燥や汚濁等による水環境の変化による影響を受けにくい、後者に含まれる沈水植物や魚類、貝類などは、分散・移動も水域に限定されるため、水環境の変化により敏感である。とくにこれらの生物にとっては水路や小河川の水位・水量の変化は地域個体群の存続にとって非常に重要な意味を持つ。

水域の連続性を知ることは、そこに棲む生物にとってのハビタットの広がり・分散移動域の大きさを知ることであり、生態系の豊かさ、健全性の指標として非常に重要である。しかし、従来からのトレーサーを用いた手法では、同時に同じ条件下での実験が不可能なため長期間にわたる継続的な評価、多点間の定量的相対化が非常に困難であった。

我々は水系内多点において継続的に高時間分解能での水温の測定にもとづいて、時空間的な水環境の変動を評価する手法を提案する。まず水温にあらわれうる水環境の変化を論じ、水温測定の時空間変動から読み取ることのできる水環境の特性を挙げる。多岐にわたる個別の水環境指標の測定を多点で同時に行うことはコスト面からも非常に困難であるがその前に、簡便で多点・高時間分解能で測定できる水温の測定を1次スクリーニング評価として用いることの有効性を提示するものである。

2. 小河川・水路における水温変化のメカニズム

水体の温度は、外部との熱交換に応じて変化し決まる。温度の鉛直勾配を無視できる小河川や湖

沼という小規模な水域において、水温は 1) 大気との熱交換（顕熱・潜熱）、2) 接地面での熱交換、3) 水面での放射、4) 近接水体との移流・拡散を介した熱交換という外部環境との熱収支によって決定される。すなわち、水温の変化の大きさはこれらの熱収支の総和が変化を反映しており、したがってこれらの要因の内、既知の測定項目から推定される熱交換分を除いた残差として、未知の熱交換要因を定量的に推定することができる。

また水温の変化の速度は、外部環境との熱交換のほかに水体の熱容量にも依存するが、水の比熱、密度の変化が十分小さいとすると、熱容量は水体の体積を反映したものといえる。熱交換は面（上記では水面、接地面、水路断面）を介しておこなわれるので、熱交換から見れば水体の熱収支は単位水面積あたりで考えなければならず、このとき水体の体積変化は水深変化のみに依存することになる。

このようにいくつかの仮定と、既知の外部環境要因を水体の熱収支式に取り込むことで、水温変化を与えうる要因を推定することが可能となる。

一般に上記のような水体の水温の時間変化は以下の熱輸送方程式で表される¹⁾：

$$A \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{W}{\rho C_p} S + Q \quad (\text{Eq.1})$$

ただし、 T は水温、 t は時間、 S は周辺環境との熱交換に関する項、 A は通水断面積、 W は水面幅、 Q は移流熱量、 ρ は水の密度、 C_p は水の比熱である。

ここで外部環境との熱交換 S は水面を通じての放射 S_r 、大気との熱交換 S_a と、河床壁を通じての熱交換 S_b に分解できるが、一般に $S_b \ll S_a, S_r$ ²⁾であり、また一日平均で見たとときの S_b は0に近似できる³⁾ため、瞬間値を扱わない場合は簡単のため $S \sim S_r + S_a$ とみなすことができる。

[放射成分]

S_r はさらに短波放射 $S \downarrow$ と長波放射収支 $L \downarrow$ (いずれも熱の流入方向を正) に分解でき、それぞれ以下のように表される⁴⁾。

$$S \downarrow = S_0 \downarrow (1 - \alpha),$$

$$L \downarrow (T, T_{air}) = \epsilon \sigma T_{air}^4 (1 - a - b e a^{1/2}) + 4 \epsilon \sigma T_{air}^3 (T - T_{air}) = \epsilon \sigma T_{air}^3 (\beta T - 4(T - T_{air}))$$

$$(ただし \beta = 1 - a - b e a^{1/2})$$

ここで T は水温、 T_{air} は気温、 $S_0 \downarrow$ は全日射量、 α は水面のアルベド、 ϵ は水面の射出率、 σ はStefan-Boltzmann定数、 ea は大気の水蒸気圧、 a 、 b は経験定数である(値は文献4参照)が、常に $\beta < 1$ となる。

[大気との熱交換成分]

大気との熱交換 S_a は、顕熱 H_s と潜熱 H_l からなり、

$$H_s = h(T - T_{air}),$$

$$H_l = k(ew(T) - ea)$$

ただし、 h は顕熱伝達係数、 k は潜熱伝達係数、 $ew(T)$ は水面温度に対する飽和水蒸気圧である。

[移流熱成分]

移流熱量 Q_t は、流量 q で上流から水温 T_{up} の水塊が流入し下流に水温 T で流出すると以下のようにあらわせる:

$$Q_t = q(T_{up} - T)$$

また水深 $D = A/W$ 、流速 $V = q/A$ であることを考慮し、以上の仮定からEq.1は以下のように変形できる:

$$\begin{aligned} A \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{W}{\rho C_p} (S_r + S_a) + q(T_{up} - T) \\ \Leftrightarrow \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{1}{D \rho C_p} (S_r + S_a) + v(T_{up} - T) \\ &= \frac{1}{D \rho C_p} \{S_0(1 - \alpha) - \epsilon \sigma T_{air}^3 (\beta T_{air} - 4(T - T_{air})) - h(T - T_{air}) - k(ew(T) - ea)\} \\ &\quad + v(T_{up} - T) \equiv F(T, T_{up}, T_{air}) \end{aligned} \quad (\text{Eq.2})$$

ここで

$\Delta T_a = (T - T_{air})$, $\Delta T_u = (T - T_{up})$ とおくと $T_{air} = T - \Delta T_a$, $T_{up} = T - \Delta T_u$ となり、 ΔT_a , $\Delta T_u \ll T$ より2次以上の項は無視すると水温変化速度 F は以下のようにあらわせる。

$$F(T, T_{air}, T_{up}) = F'(T, \Delta T_a, \Delta T_u)$$

$$\approx \frac{\partial F}{\partial \rho C_p} \{S_0(1 - \alpha) - \epsilon \sigma ((4 - 4\beta) T^3 \Delta T_a +$$

$$\beta T^4) - h \Delta T_a - k(ew(T) - ea)\} - v \Delta T_u$$

$\beta < 1$ より、

$$\frac{\partial F}{\partial \Delta T_u} < 0, \frac{\partial F}{\partial \Delta T_a} < 0 \text{ となる}$$

このことから T は T_{up} , T_{air} の両水温に対して近づき、その速度は T_{up} に対しては v に、 T_{air} に対しては $1/D$ に比例することがわかる。

したがって、水深が小さいほど水温が気温変化に対して敏感に追随し、流速が大きいほど上流の水温に追随しやすくなることがわかる。

3. 実際的水温変化データを用いた流量推定法

3.1 水温-流量モデルの開発

本研究では気象要因と上流に当たる地点の水温を熱収支方程式に入力値として取り込み、測定された水温 T を、再現し、そのときの単位川幅当たり流量(=水深×流速)を推定する。すなわち、各地点の水体の熱収支式において、 T_u と T_a 、その他の気象パラメーターを既知とし、流速と水深を未知数として方程式の解をもとめるものである。数値計算を行ううえではEq.2の内、顕熱伝達係数(h)、潜熱伝達係数(k)が不明であるが、本研究では、河川の水温変化を水体の熱収支から計算した先行事例研究³⁾のモデルでのこれらの扱いを踏襲し、水温変化の熱収支を考えることとする。

そのほかにも、上記Eq.2で示される熱収支式のパラメーターには、i) 時空間で不変の定数、ii) 近傍であれば空間的な誤差は無視できる大気(気象)条件、そしてiii) 各地点で独立して扱う水体の条件に分類できる(表1)。

[モデルの仮定]

- ・河床壁を通じての1日平均の純熱交換は0とする。
- ・いずれの観測点においても水温は鉛直方向に等温であり、我々の測定値は測定時における水体の平均水温、表面水温と同値とみなす。
- ・各観測点と上流観測点は、直線で結ばれ等流速で流れていると仮定する。
- ・上流地点は地図から判別するが、水田の排水口など水路以外の水の流入源は考慮しない。

[数値モデル・「水温-流量モデル」]

まず流れる水塊の温度変化を表すため近藤³⁾の河川水温モデルを導入し、Eq.2をこれに合うよう以下のように変形する。

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{W}{\rho C_p} = \frac{1}{\rho C_p} (Sr - \epsilon \sigma T^4 - H - tE) \\ &= \frac{1}{\rho C_p} (Sr - \epsilon \sigma T^4 - c_p Ch U (T - T_{air}) - \\ &\quad \rho Ch U (q_{SAT}(T) - q)) \end{aligned} \quad (\text{Eq.3})$$

平衡水温 T^* は水源から十分下流で、水源の水温の影響が失われ放射と大気との熱交換のみで水温が決まっているとみなせる地点での水温の日平均値であり、以下のようにあらわされる：

$$T^* = T_{air} + \frac{Sr - \epsilon \sigma T_{air}^4 - \kappa}{\mu}$$

ただし、 $Sr = (1 - \alpha) S \downarrow + \epsilon L \downarrow$, (入力放射量)

$\kappa = \rho Ch U [q_{SAT}(T) - q]$ (飽差分に対応する潜熱輸送量),

$\mu = 4\epsilon \sigma T^3 + c_p Ch U + \rho Ch U \Delta$ (飽和湿度条件下での赤外放射+顕熱交換係数+潜熱交換係数)

今、水温 T_u で距離 L 上流地点を流速 V で流れ始めた水塊が観測地点に到達するまでに熱交換を受け水温がどのように変化するかを考える。水塊が外部との熱交換により温度変化する早さは前セクションにもあるように水深 D に反比例し、その逆数であるレスポンス時間は $\tau_0 = c_p D / \mu$ と表すことができる。 $\tau (= L/V)$ 秒後の水温 T で観測されるとすると、水温の変化は

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{T^* - T}{\tau}$$

とあらわせる³⁾。これを $T_{\tau=0} = T_u$ の元で解くと、

$$(T - T^*) = (T_u - T^*) e^{-\frac{\tau}{\tau_0}} \quad (\text{Eq.4})$$

が得られる。 T^* は気象条件(放射、気温、湿度、風速)の関数であり、また τ/τ_0 は、水深、流速の関数であるので、ある観測地点の日平均水温 T は、流速、水深と、上流水温 T_u 、気象条件とで表せることになる。

3.2 入力データの準備

[水温観測]：我々は2004年4月21日～2005年4月18日までおよそ1年にわたり彦根市稻枝地区にあ

る、小河川・水路の50地点で水温を10分間隔で継続的に測定した(図1)。

[気象データ]：これらの地点は近接しており気象条件は同様と考えられるため、上に示した水温の決定要因の内、全放射 $S \downarrow$ 、大気の水蒸気圧 e_a 、気温 T_{air} 、風速 U は、気象庁彦根気象台の測定値(<http://www.data.kishou.go.jp/etrn/index.html>より入手可)を共通して用いることができる。

入力日射量 $R \downarrow = (1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow$
気象台測定値は、直射短波長成分 $S \downarrow$ ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$)のみである。長波長成分 $L \downarrow$ は実験に基づく以下の経験式より推定できる⁵⁾：

$$L \downarrow = \sigma T_{air}^4 (1 - (1 - L_{fine} \downarrow / \sigma T_{air}^4) C)$$

ただし $L_{fine} \downarrow$ は雲量0の時の大気放射量で気温と水蒸気量の増加関数、 C は大気放射に及ぼす雲の効果で $S \downarrow / S_{fine} \downarrow$ から求められる。 $S_{fine} \downarrow$ は緯度、観測日によって決まる直射短波放射の最大値である。以上から、各地点での入力放射量の値は観測日の気象データから求められる。

以下の計算に用いる時空間で不変の定数は表1の値を用いる。

3.3 水温-流量モデルによる流量推定

地形図上に示されている水路に沿って潜在的な観測地点間の連続性を仮定し、その間の流速が正しく推定されたときに、下流地点での観測水温が再現されるものとする。ここで現実的な流量内で水温が再現されない場合には、想定されていない水源の存在が明らかになる可能性がある。

各観測地点と上流地点間の距離は国土地理院25000分の1地形図上の直線距離を用いた。

本稿では湧水池である不飲池から琵琶湖にいたる不飲川水系内の9観測地点(図1、 $L9 \rightarrow M2 \rightarrow L10 \rightarrow W47 \rightarrow W50 \rightarrow W48 \rightarrow W28 \rightarrow W05 \rightarrow W25$)の間、および宇曾川の3地点($W34 \rightarrow W27 \rightarrow W24$)において実測値と気象データから推定した流量(流速・水深)を紹介する。前者は農業活動などの人間活動により流量が大きく影響を受けていると考えられる水系であり、後者は雨後の増水時を除けば一年を通じて安定した水流である。

人為的な流量調整・操作が下流との「流れの連続性」にどのような影響を与えるかを推定するため、各地点の水温の再現に必要な上流からの流量を推定した。このとき、1) 上流に流入源となる地点が1つだけ想定される場合、2) 上流に流入源となる地点が2つ想定される場合が考えられるが、

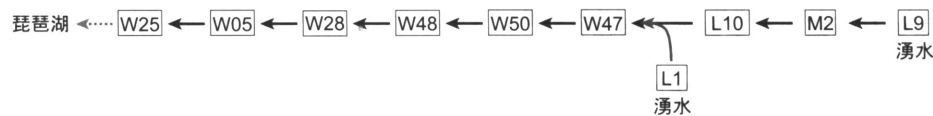
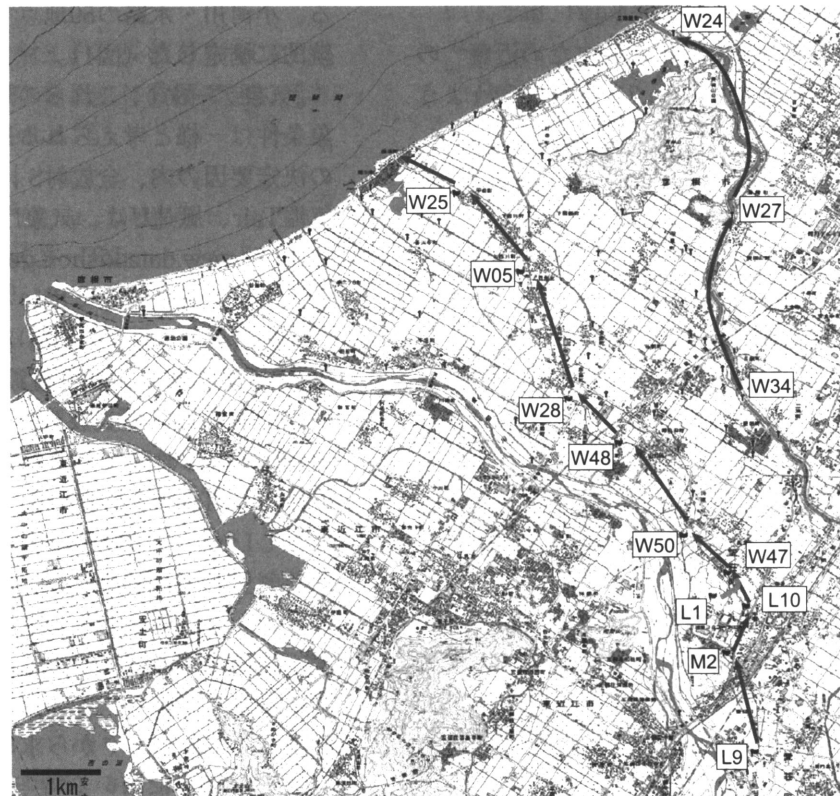


図1 水温観測地点（青：不飲川、緑：宇曾川）（口絵参照）

地図上から判断すると、不飲川には湧水池L1からL10-W47の間に流入が起こりえるため、W47のみ、複数の上流流入源を想定する。

[計算のアルゴリズム]

1年間（2004年4月21日～2005年4月18日）の毎日の気象データの日平均値を全地点で共通の値として、上記河川水温モデル（Eq.3, Eq4）に入力し、上流地点での観測水温の日平均値と上流地点までの距離は各地点で個別の値を入力する。水温モデルに、上流からの単位川幅あたりの流量（ m^3s^{-1} ）=流速（ ms^{-1} ）*水深（m）*単位幅（m）を、 $[10^{-5}, 10^2]$ の範囲で入力し、水温値の逐次近似値をもとめる。この範囲内の流量から近似水温が得られないときにその要因を検討する。

[推定流速の誤差の除去]

$$\Delta_u = (T^* - T_u) \text{ とするとEq.4より } \frac{\partial \tau}{\partial \Delta_u} = \frac{\tau_0}{\Delta_u}$$

となることより、 $\tau (=L/V)$ は $(T^* - T_u)$ が小さいときほど $(T^* - T_u)$ に対する感度が大きい。ここで $(T^* - T_u)$ は観測点にとって外部要因に支配される量である。すなわち、平衡水温と上流水温の差が小さいときに推定流量は大きく振れうる可能性がある。本研究では最適流量が $(10^{-5}, 10^2)$ に得られない場合を再現水温と観測水温の差 Δ_0 により、以下の2つに分けて議論できる：1) Δ_0 が十分小さく水温は再現できているとき、流量の値はこのモデルからは推定できてない。2) Δ_0 が十分大きいときは、想定している流入源以外の冷温源または暖温源がある可能性がある。

以下に示す各観測点での例では、 $|T^* - T_u| < 2$ で最適流量が $(10^{-5}, 10^2)$ に得られない場合は、いずれもその日における推定流量は無効値とする（図中の該当推定流量を灰色で図示）。また、 $\Delta_0 > 2$ のとなった日に関しては想定外の流入源を考える必要がある期間とする（冷温源は水色帯、暖温源は橙色帯で図示）。

3.4 シミュレーション結果

[各観測地点での観測水温-再現水温と推定流量]

不飲川の全9地点および宇曾川での水温の観測結果・シミュレーション結果、およびそこから得られた推定流量の結果の内、特に重要なポイントを含む4地点を取り上げその問題点について議論する。

i) “M2” (上流部の湧水温源の影響)

流入源は湧水池である不飲池 (L9) のみを想定した。

図2右端の上図は1年間の水温変化を示している。年間を通じて観測水温 (緑) は上流地点L9の水温 (橙色) と平衡水温T* (黒) の間を推移しており、シミュレーションによる再現水温 (青) はほぼ観測水温を再現できている。下図はこのときの近似解を与えたL9地点からの流量の推定値。年間を通じて 10^{-2} 程度の流量で流れているが、6月~8月と10月~11月に 10^{-1} 程度まで増加している。

ii) “W47” (2つの上流からの合流の影響)

図2右から2つ目・上図に1年間の水温変化を、下図に推定流量を示している。W47地点に流れ込む流入源は不飲川沿いの上流地点L10地点と、近傍の湧水池L1地点を想定した。

年間を通じて観測水温 (緑) は、不飲川上流地点L10の水温 (橙色) と湧水上流地点L1 (赤) 平衡水温T* (黒) の間を推移しており、シミュレーションによる再現水温 (青) はほぼ観測水温を

再現できているが、7月後半~8月前半の約1ヶ月は観測値と近似値の差が 2°C 以上あった。下図はこのときの近似解を与えた両上流地点からの推定流量を示す (黒: L10から、赤: L1から)。年間を通してのL1からの推定流入量は $10^{-2} \sim 10^{-3}$ であるのに対して、L10からの流量はその $1/10 \sim 1/100$ 程度であることが推定される。

夏季の水温が高精度で再現できなかった期間では、2上流地点の内この期間の低温であるL1からの推定流量が大きい方に、高温であるL10からの推定流量が小さいほうに振り切っている (水色帯部分) ことから、以下の2つの可能性が示唆される:

- 1) 少なくともこの期間に想定外の冷温源 (湧水由来など) からの流入がある。
- 2) L1地点でのこの期間水温の観測値に誤差がある。

この期間においてのみL1の水温が他の時期と比べ高温となっていることから、2) の可能性は考慮しなければならない。これには観測に用いた水温ロガーの近傍の水位が局所的に下がっていたことなどが考えられる。

iii) “W28” (想定外の流入源の可能性の示唆)

図1左から2つ目・上図に1年間の水温変化を、下図に推定流量を示している。W28地点に流れ込む流入源は不飲川沿いの上流地点W48地点のみを想定した。

年間を通じて観測水温 (緑) は、平衡水温T* (黒) と不飲川上流地点W48の水温 (橙色) のい

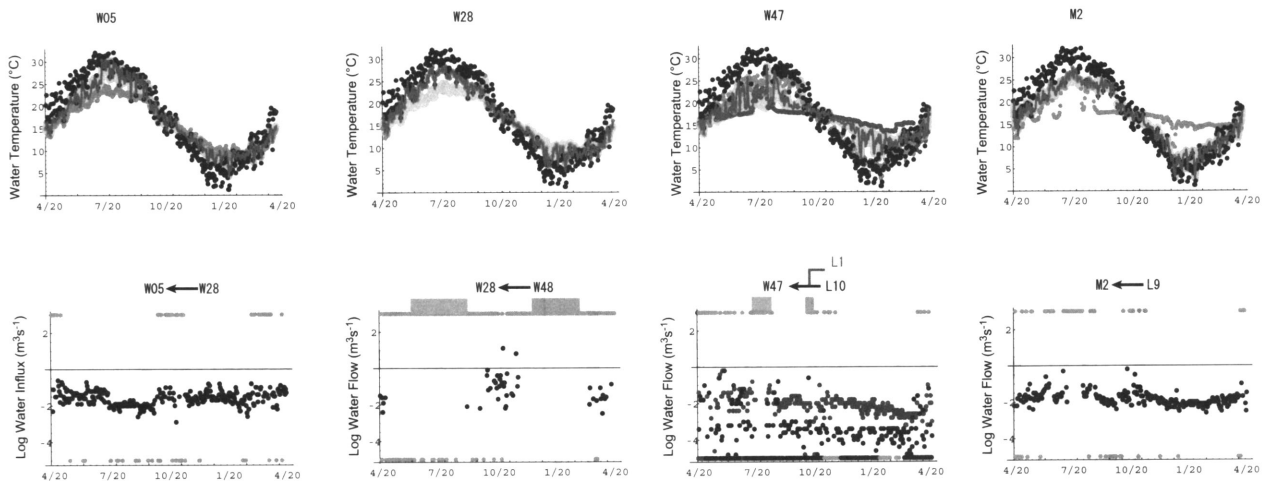


図2 日平均水温 (実測値とシミュレーション値) (上) と推定流量 (下) の季節変化 不飲川4観測地点 (口絵 図1参照)

ずれよりも夏季に低く（水色帯部分）、冬季に高い値（橙色帯部分）をとった。シミュレーションによる再現水温（青）はほぼW48の観測水温をなぞる形となり、下図に示すW48からの推定流量（黒）も大きい値で振り切れている。ここでは、観測水温の年間変動が上流地点、平衡水温のいずれよりも振幅が小さく年平均水温に近いことから、想定していなかった比較的近傍にある湧水源からの相当量の流入がほぼ1年を通じてあったことが示唆される。

iv) “W05”（下流域の平衡水温に近い範囲）

図1左端・上図に1年間の水温変化を、下図に推定流量を示している。W05地点に流れ込む流入源は不飲川沿いの上流地点W28地点のみを想定した。

年間を通じて観測水温（緑）は上流地点W05の水温（橙色）と平衡水温 T^* （黒）の間を推移しており、シミュレーションによる再現水温（青）はほぼ観測水温を再現できている。1年を通じて 10^{-1} から 10^{-2} の間の流量が推定されたが、7月下旬～9月下旬の間はおよそ 10^{-2} の低水準で安定していることから、夏季のこの期間流量が何らかの要

因で低下していた可能性がある。

v) “(W34)→W27→W24”（年間を通して定常的な流れがある宇曽川の3地点間）

W27、W24のいずれの観測点においても年間を通じて流量の日平均値は約 $0.1\text{m}^3\text{s}^{-1}$ で安定していることが推測される。

[水系の推定流量の季節変化]

上記手順により無効量を取り除いてえた各地点での上流からの推定流量を用いて、不飲川全地点間の推定流量の1ヶ月平均値を求めた。図4は、流程に沿った月平均値の季節変化を示している。各月の20日から翌月19日までを1ヶ月として区切っている。不飲川の源流であるL9（不飲池）から琵琶湖に近い下流観測点W25までは、年間を通じておおむね流量が増加している傾向が見える。各地点間の推定流量からその連続性について以下のような傾向が読み取れる。またそこから明確になる実測検証すべき項目を併記する。

- ・L9-L10：流量の季節変動が小さい。
- ・L10-W47：流量は年間を通じて非常に少なく、この間は水棲生物にとっては移動障壁とな

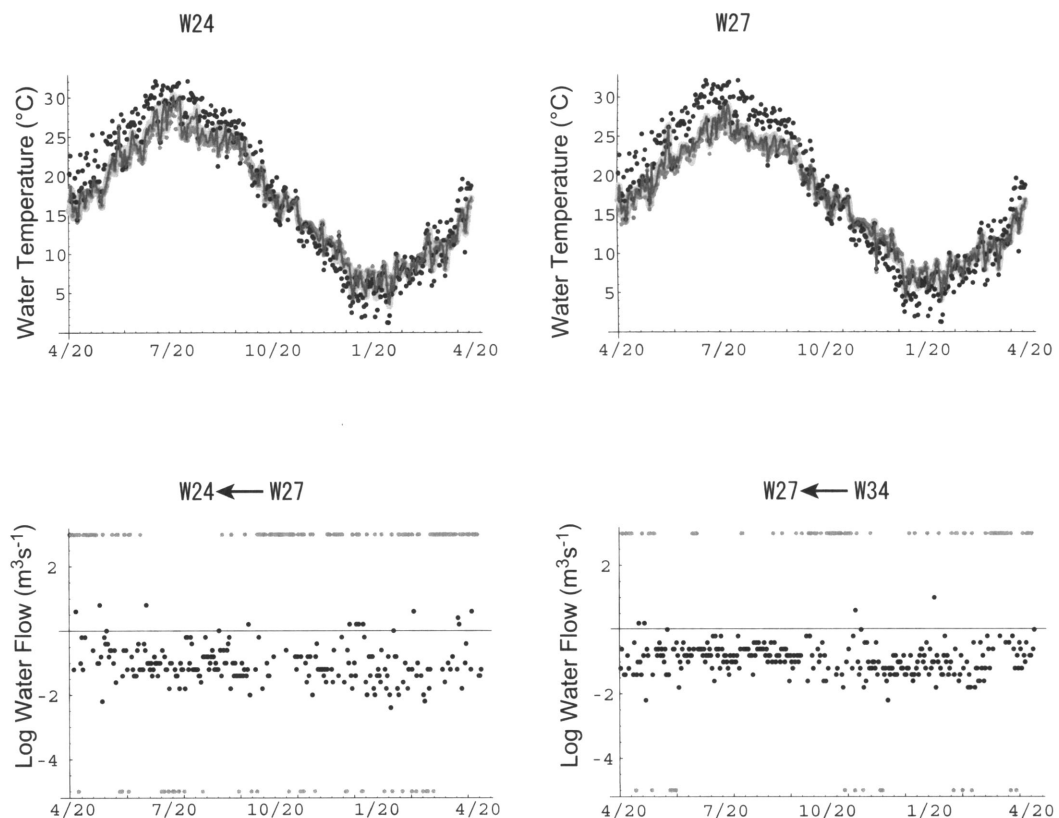


図3 日平均水温（実測値とシミュレーション値）（上）と推定流量（下）の季節変化 宇曽川2観測地点

っている可能性が高い。隣接上流区間より推定流量が著しく減少している理由を明らかにする：地下浸透、取水の可能性。

- ・ W50-W48：初夏（橙）から夏（緑）には豊富であった流量が冬季にかけて減少し4月ごろに最小値をとる。
- ・ W48-W28：流量の平均値に変動はあるが、この区間では上述のように通年で別の流入源の存在ができるため、その有無の確認が必要。またもしある場合にはその水温の観測が必要。
- ・ W28-W05：夏に流量が減少している。
- ・ W05-W25：年間を通して隣接上流区間より流量が減少している理由を明らかにする必要がある。

4. 今後の課題と考察

本研究では、国内の他河川で流速・水深からの水温を推定するために作られ、実測データによる

検証がなされた河川水温モデル³⁾から、基本構造と経験的に得られたパラメータを導入し、これに気象データと想定される上流地点での観測水温を入力し観測水温を再現したときの流量をもって流量の推定値とするものである。

1. 観測点での流量（または水深と流速）の実測データによるモデル推定値、2. 水路の形状の影響、3. 無効値の設定方法（誤差の閾値）についての検証が行えていないため、本研究で提案する水温の連続観測データを用いた河川・水路の流量推定の絶対値に対する信頼性は議論できていないが、不飲川の中下流で推定された流量 ($10^{-2} - 10^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) は、琵琶湖に流入する同規模の農業排水路で3年間にわたり測定された川幅1mあたり流量： $0 - 0.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ⁶⁾と同じオーダーであることから、さらなる高度化が期待できる。今後この行程を現場観測調査により補完することにより本モデルの実用性が検証されたときには以下の[利点]

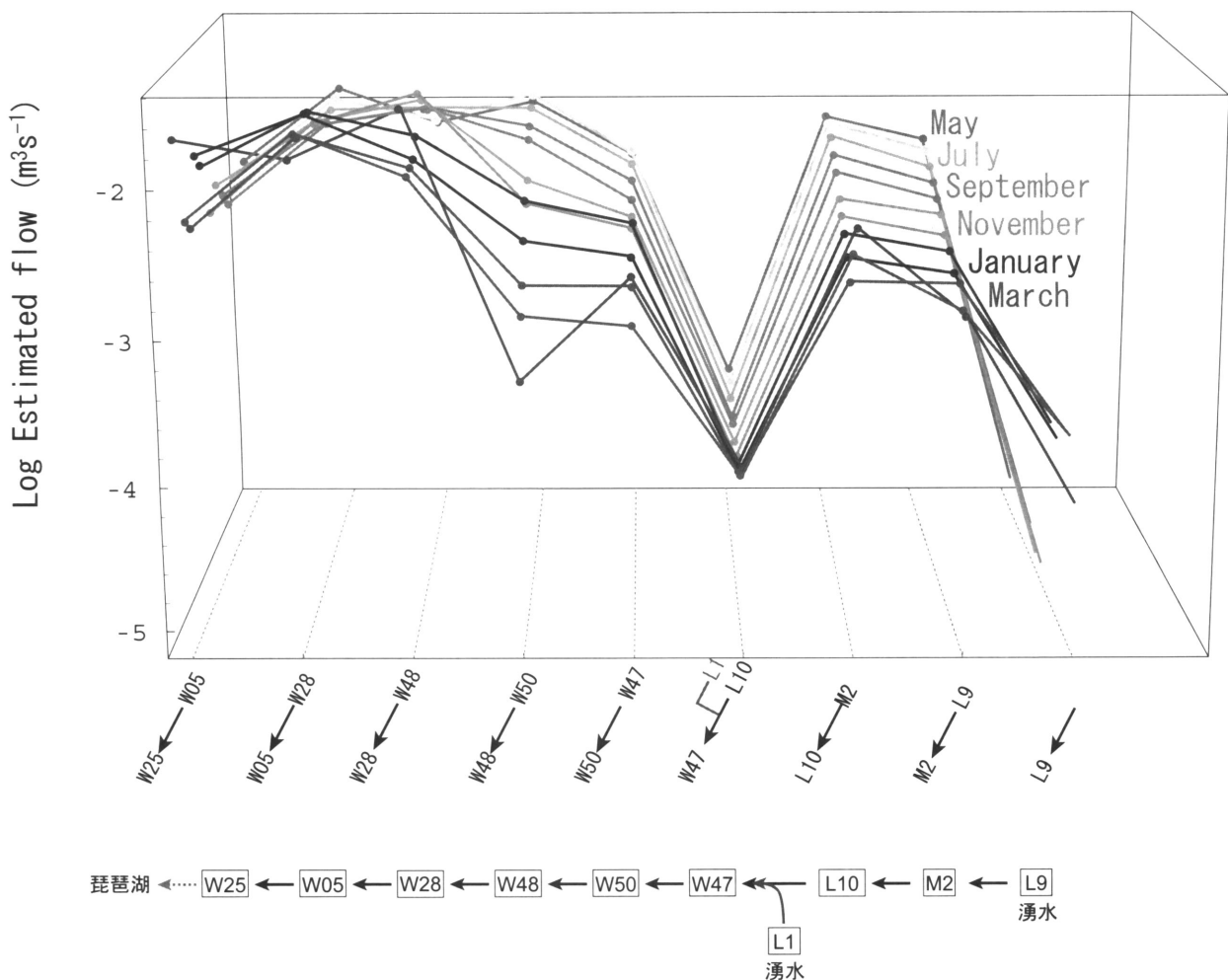


図4 不飲川の各観測地点間の月平均流量（2004年4月～2005年4月）（口絵参照）

が得られる：

1. このモデルによる推定は、多点での高時間分解能で得ることが困難な流量について、測定が容易な水温データ、気象庁の気象データから同一手法・精度で推定することができる。

2. モデルによる再現水温と実測値との不一致から、地図上、現地調査から確認できていなかった、流入、取水の存在が示唆される可能性がある。

3. 本稿では日平均値を用いて流量の年間変動の推定を試みたが、測定間隔は10分なので、日内変動の推定も可能であり、これによって取水、放水、落水など流量に影響する人間活動のシグナルをより短いタイムスケールで補足できるようになることが期待される。

水棲生物の分布の持続性や変化の推定にはその移動経路である河川・水路の連続性の把握が不可欠であり、我々の提案するモデルは地点間の水温

表1 (近藤³⁾に基づく)

テキスト中の熱収支式、水温-流量モデルに用いた変数、定数を数値、単位とともに示す。

i) 時空間で不変の定数

ca pa :	空気の熱容量 = $4.2 \cdot 10^6$ (JK ⁻¹ m ⁻³)
cw pw :	水の熱容量 = $4.2 \cdot 10^6$ (JK ⁻¹ m ⁻³)
ca :	空気比熱
cw :	水比熱
pa :	空気密度
pw :	水密度
α :	=0.06 水面のアルベド (—)
ε :	=0.96 水面の黒体度 (—)
σ :	= $5.67 \cdot 10^{-8}$ Stefan-Boltzman定数 (Js ⁻¹ m ⁻² Kg ⁻¹)
ι :	= $2.45 \cdot 10^6$ (JKg ⁻¹)

ii) 近傍であれば空間的な誤差は無視できる大気(気象)条件 (気象台観測データ)

S↓ :	短波長成分放射量 (MJ s ⁻¹ m ⁻²)
L↓ :	長波長成分放射量長波長成分 (MJ s ⁻¹ m ⁻²)
L _{fine} ↓ :	雲量0下の長波長成分放射量 (MJ s ⁻¹ m ⁻²)
S _{fine} ↓ :	雲量0下の短波長成分放射量 (MJ s ⁻¹ m ⁻²)
T _{air} :	気温 (°C)
C :	大気放射に及ぼす雲の効果
U :	風速 (ms ⁻¹)
X :	風が水面を吹く長さ (m)
q _{SAT} (T _{air}) :	気温T _{air} に対する飽和比湿
ChU :	顕熱輸送の交換速度

iii) 各地点で独立して扱う水体の条件・変数 (観測データ・推定量)

T _{up} :	上流水温 (°C)
T :	水温 (°C)
T* :	平衡水温 (°C)

$$\Delta T = dq_{SAT}(T)/dT : Tに於ける飽和比湿の温度に対する変化率 (—)$$

$$\kappa = \iota p ChU [q_{SAT}(T) - q] : \text{飽差分に対応する潜熱輸送量 (J s}^{-1}\text{m}^{-2}\text{)}$$

$$\mu = 4\epsilon\sigma T^3 + c_p ChU + \iota p ChU \Delta T : \text{飽和湿度条件下での長波放射} + \text{顕熱交換係数} + \text{潜熱交換係数 (Wm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{)}$$

Q : 流量 (m³s⁻¹)

D : 水深 (m)

V : 流速 (ms⁻¹)

$$\tau = L/V : \text{上流地点からの水塊が到達するのにかかる時間 (s)}$$

$$\tau_0 = c_w p w D / \mu : \text{水温のレスポンス時間 (s)}$$

変化から間接的にこれを推定するものであるが、その測定の簡便さから特に河川・水路の水の連続性の時間変化の特徴を広く把握し、詳細に調査すべき地点を絞り込むために用いる一次スクリーニング手法として非常に有効となると考えられる。

引用文献

- 1) Brown, G.W., Predicting temperatures of small streams. *Water Resource Research* (1969) 5 : 68-75.
- 2) Ohta, S. and Uchijima, Z. and Seino, H., Probable Effects of CO₂-Induced Climatic Warming on the Thermal Environment of Ponded Shallow Water. *Climate Change* (1993) 23 : 69-90.
- 3) 近藤純正 「河川水温の日変化(1) 計算モデル」 『水文・水資源学会誌』 (1995) 8 : 185-196
- 4) 道奥康治 「陸水環境論」 <http://www.research.kobe-u.ac.jp/eng-c3labo/>
- 5) Kondo J. and Miura A., Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979. *Journal of Meteorological Society of Japan* (1985) 63 : 633-646.
- 6) 大久保卓也 「農業排水の琵琶湖水質および生物への影響」 『琵琶湖研究所記念誌』 (2005) 22 : 75-86