

VII-12

森林域小河川の水温形成について

東北大学 学生員 ○藤倉雅浩
東北大学 正会員 後藤光亀

1. はじめに

河川周辺の空間環境によって形成される熱環境は、生物群集が生存する最適温度に影響を与え、種の存続に大きな意味を持つ。そのため、水温の形成過程を把握することは重要である。

本研究では、土地の利用の変化や河川改修工事などによる河川環境の変化が生態系にどのような影響を及ぼすかについての影響評価を行うことを目的としている。今回は、河川上流の森林域の水温形成過程を計測し基礎的なモデルを用い再現を試みた。

2. 対象流域

調査対象の策川は仙台市内太白山を水源とし名取川に注ぐ流程 10.7km の小河川である。今回対象とした策川上流域は太白山内を流れ、その流域は森林で覆われている。

2-1. 測定点

計測区域内は図1に示す上流側から地点1～8の8地点で流下距離は約1.2kmである。各地点は沢水と河川との合流点で、地点1、8及び沢1ヶ所において水温計を設置した。また、地点8で気象データの観測を行なった。計測は落葉前の平成14年11月中旬（5日間）と落葉後の12月下旬（4日間）に行なった。

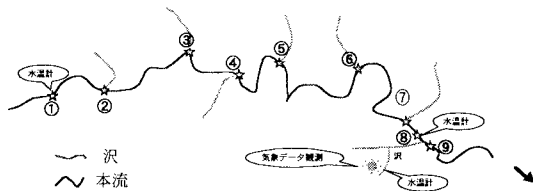


図1. 策川調査対象区間

3. 森林内小河川の水温変化

図2、3に計測結果を示す。11月においては下流側（地点8）の水温が⑦日を通じて上流側（地点8）より高い。12月は下流側の水温は上流側と同じかそれ以下になっている。また、11月の上流側の水温の日周変化幅は下流側より大きく、12月はほぼ同程度となっている。これは、落葉における影響であると考えられる。落葉前、日射の水面への到達と放射冷却が抑えられる。一方、落葉後は日射が遮蔽されず水面に到達し、また夜間は放射冷却効果大きい。日射量を比較すると、11月の林内の日射量は林外の日射量の20%程度に減衰する。一方、落葉後は50%となっている。これは、落葉前、落葉後とでは河川の熱環境が大きく変わる

ことを示している。

また、両月を通して上流側と下流側の最高水温、最低水温の出現時刻が下流側の方が早く現れるという傾向がみられた。一般的には河川の流下方向に進むにつれ最高水温、最低水温とも出現時刻が遅れるということが知られている²⁾。この要因の1つとして考えられるのは、河川本流に流入する沢水の影響が考えられる。図2、3の沢水の最高水温、最低水温の出現時刻をみると地点1よりも早い時刻に現れる傾向が見られた。これより、沢水の温度の影響がこの現象を引き起こしているのではないかと考えられる。

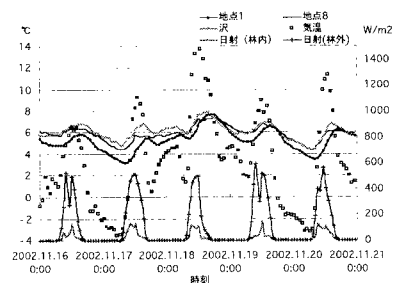


図2. 11月における水温の時間変化

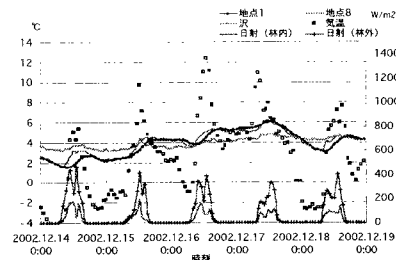


図3. 12月における水温の時間変化

4. 水温予測計算

今回対象とした区域内の地点1～8において水温予測計算を行う。計算を行うにあたり区間内の3つの地点（地点1、3、8）において流量を計測した。（表1）

4-1. 沢水の流量の推定

沢水の河川への流入は、沢水が伏流し合流することが多く計測を行なうのは困難である。そこで、今回、沢水の流量を比流量より求める。比流量を用いることが妥当であるか検討するために、それぞれの地点における流域面積と流量の関係を求めた（表1）。比流量の値は、 $2.2 \times 10^{-3} \sim 2.3 \times 10^{-3} \text{ [m}^3/\text{km}^2/\text{s]}$ となりほぼ一定であった。

これより各沢水の流量を比流量より推定した。

表 1. 比流量と流量

	流量 (m ³)	流域面積 (Km ²)	比流量 (m ³ /Km ² /s)
POINT①	0.0017	0.75	0.0023
POINT③	0.0021	0.94	0.0022
POINT⑧	0.0038	1.73	0.0022

4-2. モデル式

森林内の気象を取り扱うにあたり2層モデルを用いた。2層モデルとは森林内の熱収支を地表面と植生域に分けてそれぞれ計算を行うものである。また、水温計算は流下一次元の熱輸送を考え、また簡単のため流れの拡散による熱量変化を無視した。

4-2-1. 熱収支式

森林域における熱収支は次式で計算される。ここで、添字のcは植生、wは水面、gは河床を示す。

$$(1-ref_w)m_s S_n + m_L L \downarrow + (1-m_L)\sigma T_c^4 \\ = \sigma T_w^4 + H_w + IE_w + S_g + G_g + G_w$$

植生域

$$(1-m_s)S_n + (1-m_L)(L \downarrow + \sigma T_w^4) + S_g = 2(1-m_L)\sigma T_c^4 + H_c + IE_c$$

ここで、

$$S_n = (1-ref_c)S \\ m_s = \exp(-F \cdot LAI \cdot \sec Z) \\ m_L = \exp(-F \cdot LAI \cdot d_f)$$

S: 日射[W/m²], S_g: 河床反射日射[W/m²], T: 温度[K], L↓: 長波放射[W/m²], H: 顕熱[W/m²], IE: 潜熱[W/m²], σ T⁴: 長波逆放射[W/m²], G_w: 水塊部の貯熱量[W/m²], G_g: 河床伝導熱[W/m²], m_s L_c: (日射・長波放射)の植生内への透過率, ref: アルベド, LAI: 葉面積指数, Z: 太陽の南中高度[deg], d_f: 植生内における長波放射の拡散率, F: 葉の傾きを示すファクター

4-2-2. 水温予測モデル

流下方向にx軸をとり、合流による流入を考慮した水塊における熱収支式を示す。

$$c\rho \frac{\Delta T_w}{\Delta t} B h \Delta x = c\rho \Delta t (Q_{in} T_{w-in} - Q_{out} T_{w-out} + Q_s T_s) + G_w B \Delta x$$

Q_{in}: 流入量[m³/s], Q_{out}: 流出量[m³/s], Q_s: 沢水の流入量[m³/s], T_{w-in}: 流入水温[K], T_{w-out}: 流出水温[K], T_s: 沢水の水温[K], cρ: 水塊部の熱容量[J/m³/K], h: 水深[m], B: 河川幅[m], G_w: 水面熱収支[W/m²], Δx: 単位時間における流下距離[s], Δt: 単位時間[s]

4-3. 計算諸条件

計算は11月19日におけるデータを用いた。流入する沢水の水温データは同日の沢水の水温を用いた。同じく気象データ(乾球温度、湿球温度)も同地点にて観測されたものを用いた。また、林外の気象データ(乾球温度、湿球温度、風速、日射)は太白山より南へ約4kmの平坦な地で計測されたものを用いた。

4-4. 結果と考察

計算結果を図4、図5に示す。森林内における熱収支

において風や日射が植生により妨げられるため、日射、顕熱、潜熱の値が小さくなる。そのため、河床伝導熱が熱収支の中で大きな割合を占め水温に影響を及ぼすことがみとれた。

水温の変化の様子をみると上流から、下流に行くにつれ最高水温、最低水温の出現時刻が早くなっていくことが見られる。これは、3で述べたように沢水の最高水温、最低水温の出現時刻が本流よりも早いことが影響したためである。

計算によりこの挙動を再現することはできた。しかし、地点8における計測値と計算値の挙動には大きな差が生じた。計測値は計算値ほど水温の変化は起こっていない。水温の日周変化が計測値においては1.5℃程度であるが、計算値は2.5℃となった。実際、河川においては蛇行や木や枝などの流木が作る小さい天然のダムによる滞留や河川の一部が伏流する場所が存在し、これらが要因となり差を大きく生じさせたと考えられる。また、山や崖の作る影なども影響していると考えられる。これらをモデルに組み込むのは難しいが、この簡単なモデルにおいて、ある程度、水温の形成過程とその挙動を示すことができた。

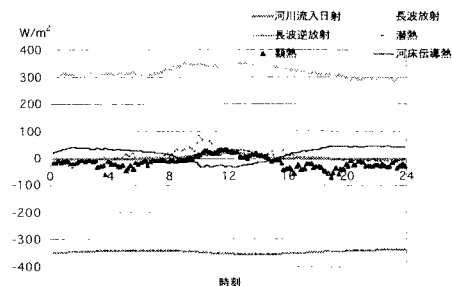


図4. 熱収支の時間変化

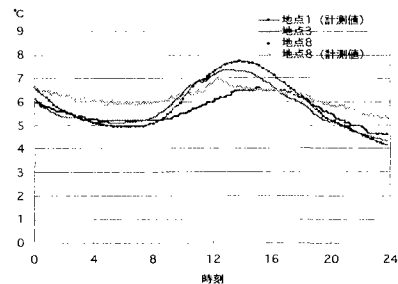


図5. 水温の時間変化

5. おわりに

今回は、水温の挙動を把握し予測を試みたが実際の河川は沢水や伏流などによる影響が大きい。これらを埋め合わせるために沢水の水温と地温の関係をより明確にし計算に導入していきたいと思う。

参考文献

- 1) 近藤純正 (1994): 水環境の気象学, 中央印刷
- 2) 新井 正 西沢利栄(1974): 水温論, 共立出版