

気候変動による河川水温の影響

INFLUENCE OF WATER TEMPERATURE OF RIVER BY CLIMATE CHANGE

白岩 淳一¹・風間 聡²・沢本 正樹³

Jun-ichi SHIRAIWA, So KAZAMA, Masaki SAWAMOTO

¹学生員 東北大学大学院 工学研究科 土木工学専攻 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

²正会員 工博 東北大学大学院 環境科学研究科 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-20)

³フェロー 工博 東北大学大学院 工学研究科 (〒980-8579 仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06)

The water temperature in the Natori River basin located at Miyagi prefecture is evaluated combining a hydrological model and a heat budget model. This model simulates spatial and temporal distribution of temperature in March, August, and December 2003. In addition, applying this model to the climate changes that involving temperature rise, reducing precipitation, and decreasing a snowmelt, we calculated the water temperature change on these conditions. As results, we found that there is no influence to change the water temperature in rainfall, and that it has enormous influence in combining with the factors which are the temperature and sunshine durations directly related to the water temperature.

Key words: River temperature, Heat Budget, Runoff model, Hydrological model, Global warming

1. はじめに

流水の生物は各々の環境条件に適した生息域に分布している。河川の環境条件には、水深や流速、勾配、土地利用、水温など多くの要素がある。このような生息環境の変化は、淡水魚のような移動が制限されている生物にとって死活問題である。本研究では河川生態系に関わる重要指標の一つである水温に焦点を当てている。

水温は水生生物の呼吸・生長・繁殖(増殖)に著しい影響を持つ。過去の事例としては、1994年夏の異常渇水時に河川水温が上昇し、宮城県蔵王町の養殖場でギンザケの稚魚が大量死するなどの事件が発生した¹⁾。このような事件は、今後地球温暖化による気候変動の影響で多発する可能性がある。

温暖化と気候変動が水温に与える要素は多種多様である。気温が上昇すれば顕熱の交換で水温は上昇し、加えて、渇水期が長期間続けば、上記の例のような異常昇温の可能性がある。オシロコマやイワナなどの冷水域に住む魚の生息エリアは大幅に減少することが懸念されている¹⁾。また、融雪時期が早まることは、河川生物の生長や産卵・繁殖に大きく関わってくる。

このような問題を考えるために、河川水温の推定を行

うことで、流域内の水温変化を評価した。現在までに河川の水温を推定する研究は多くされてきているが、単一河川を対象に行われているケースが多い。河川水温を考慮した水生生物の生息環境評価を最終的な目的としているため、今回は流域全体で河川水温を推定することを試みた。これによって、各河川の水温を相対的に評価することができる。さらに、地球温暖化による気候変動を加味して計算を行った。この気候変動要素としては気温上昇、降水量の減少、融雪の有無について扱っている。これらが河川の水温にどのように寄与するかを調べた。

水温の推定は土田ら²⁾が開発した名取川流域における分布型流出モデルを基盤としている。このモデルにより河川の水深、流速を算出し、それらの値を用いて熱収支を解いた。

2. 研究対象地域およびデータセット

対象流域は宮城県のほぼ中央に位置している名取川水系(一級河川)である(図-1)。広瀬川、名取川の上流にはそれぞれ大倉ダム、釜房ダムがある。解析結果の検証としては、広瀬川下流に位置する三橋水文水質観測所のデータを用いている。

流域内の標高、土地利用、河道マップは国土数値情報をもとに作成した。蒸発散量は風間ら³⁾が解析した人工衛星NOAA/AVHRRの画像から推定した値を用いた。これらの空間メッシュ間隔は250 mである。また、気温、降水量などの気象データは、仙台、川崎、新川の3地点のAMeDASデータを用いている。

3. 解析方法

(1) 流出解析

モデルでは、大きく河道部と斜面部の二つに分けられる。斜面部はさらに直接流層、基底流層、積雪・融雪層の3層に分けて計算を行っており、計算にはそれぞれ、kinematic wave法、貯留関数法、degree-day法を用いている。河道部の計算方法はdynamic wave法である。

a) degree-day法

積雪水当量の時系列分布は以下の式で示される積雪・融雪モデルを用いて推定した。

$$SWE = \sum (SF - SM) \quad (1)$$

ここで、 SWE ：積雪水当量(mm)、 SF ：積雪量(mm)、 SM ：融雪量(mm)である。積雪モデルでは、各メッシュの降水形態を気温で判別し、 2°C 以下の場合を降雪と定義している。融雪モデルは融雪の原因となる諸因子を気温で代表させるdegree-day法を用いている。

$$SM = k \sum T \quad (2)$$

ここで、 k ：融雪係数($\text{mm}/^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$)、 T ：気温($^{\circ}\text{C}$)である。 $\sum T$ ： SM の算定期間の T の積算値($^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$)。融雪係数は、戸塚ら⁴⁾が東北地方全域にて求めた値を用いており、 $k=4$ を採用している。

b) kinematic wave model

雨水流量を連続式と運動方程式を用いて、水理学的に追跡する方法である。雨水流下の下流側が上流側に及ばないという仮定のもと成り立つ。

$$\frac{\partial Bh}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = (r + S_m - E)B \quad (3)$$

$$Q_{out} = \frac{1}{n} B h^{5/3} I^{1/2} \quad (4)$$

ここで、 A ：流水断面積(m^2)、 B ：水面幅(m)、 h ：水位(m)、 Q ：流量(m^3/s)、 t ：時間(s)、 x ：流下方向の距離(m)、 r ：降雨量(m/s)、 S_m ：融雪量(m/s)、 E ：蒸発散量(m/s)、 n ：Manningの粗度係数、 I ：流路勾配である。

c) 貯留関数法

貯留高と流出高の関係は貯留関数法と呼ばれる運動方程式で表すことができる。遅滞時間を考慮した連続方程式に基づき貯留高の収支を計算して、貯留関数式により

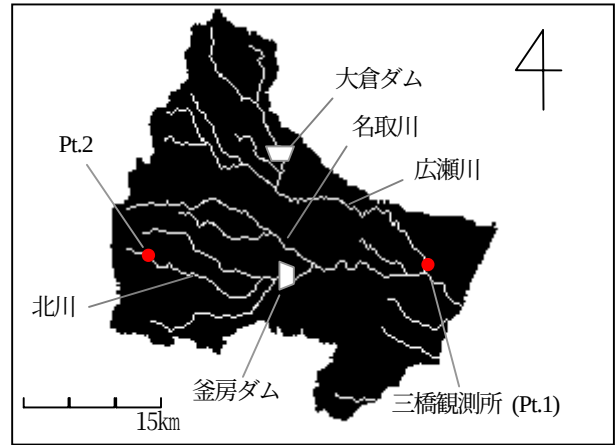


図-1 名取川流域

流出高を求めている。

$$\frac{dS}{dt} = r - q = r' + q_{in} - q_{out} \quad (5)$$

$$S = k q^p \quad (6)$$

式(6)で全メッシュの q_{out} を求め、式(5)に代入し、全メッシュの基底流水深を求めている。ここで、 S ：みかけの貯留高、 k 、 p ：係数、 q ：遅滞時間おくれの流出高(m/s)、 r ：降雨量(mm)、 r' ：浸透量(mm)である。 k 、 p はそれぞれ実測値と最もよく一致した70.3、0.5を用いた。

d) dynamic wave model

河道の流れは流下方向の一次元で計算を行う。基礎方程式として、次の連続式と運動方程式を用いている。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q = 0 \quad (7)$$

$$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{2g} \frac{\partial v^2}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 |v| v}{h^{4/3}} = 0 \quad (8)$$

ここで、 A ：断面積(m^2)、 Q ：流量(m^3/s)、 q ：横流出量(m^2/s)、 g ：重力加速度、 v ：流速(m/s)、 n ：マンニングの粗度係数、 h ：水深(m)である。

(2) 水温解析^{5) 6) 7)}

a) 熱収支

河川での熱収支を考える場合、流速が大きいため水面に加えられた熱は水深の全体に均等配分されるものとして解析する。河川の熱収支は次のように表される。

$$c \rho D \left(\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} \right) = R_N \pm H \pm LE \quad (9)$$

$$R_n = (1-a)I - R_{EL} \quad (10)$$

$$H = c_p \rho_a C_D u (T_s - T_a) \quad (11)$$

$$LE = L \rho_a C_D u (q_s - q_a) \quad (12)$$

ここで、 c ：水の比熱(J/K kg)、 ρ ：水の密度(kg/m^3)、

U : 流速(m/s), D : 平均水深(m), R_n : 正味放射(放射収支量) (W/m^2), H : 顕熱(W/m^2), LE : 潜熱(W/m^2), また, α : アルベド, I : 日射量(W/m^2), R_{EL} : 雲量による補正を加味した有効長波放射(W/m^2), c_p : 空気比熱($J/K\ kg$), ρ_a : 空気密度(kg/m^3), u : 風速(m/s), T_a : 気温($^{\circ}C$), T_s : 地表面温度($^{\circ}C$), q_a : 空気比湿(kg/kg), q_s : 地表面比湿(kg/kg), L : 気化熱($J/K\ kg$)である。これらの式を用いて、源流から下流に向けて区間ごとに計算する。

潜熱、顕熱の計算には傾度法やバルク法がよく用いられる。しかし、傾度法では各要素の垂直分布を測定する必要があるため、1点の風速、気温、水蒸気量のデータでは扱えない。そこで、本研究では気象学的計算によく用いられているバルク法を用いた。これは1基準の測定値のみで潜熱、顕熱の推定が可能である。バルク法では拡散係数の代わりに、バルク係数 C_D を用いる。本研究では近藤ら³⁾にならい、水面上の0.0011を採用した。

地下水、支流の本流への流入は、それぞれの流量で重みをつけ、混合後の水温の計算を行っている。

b) 短波放射量の推定

日射量の瞬間値 I を式(13)で推定する。

$$I = S \times \frac{S_d}{S_{df}} \quad (13)$$

ここで、 S : 快晴時の全天日射量の瞬間値(W/m^2), S_d : 雲があるときの全天日射量の日平均値(W/m^2), S_{df} : 快晴時の全天日射の日平均値(W/m^2)である。 S_d はアメダスデータの日照時間から推定されるものである。

また、本研究では、樹林内の日射量の減衰を考慮している。図-2は名取川流域における土地利用マップである。本流域は上流部の多くを森林が占めており、これを無視することはできない。ここでは、 LAI (葉面積指数)を用いた簡単な単層モデルで樹林内の日射量を推定した。これは式(14)で表すことができる。

$$I = I_0 \exp(-LAI) \quad (14)$$

ここで、 I : 減衰後の日射量, I_0 : 減衰前の日射量である。また、 LAI は風間ら³⁾が推定した植生指数 $NDVI$ より次式で算出した。

$$LAI = 0.65 \exp(NDVI / 0.34) \quad (15)$$

c) 長波放射量の推定

ステファン・ボルツマンの法則を基礎式として放射の推定を行っている。地表面からの出放射 R_{SG} , 大気から地表面に向かう出放射 R_{AD} は式(16), (17)で推定できる。

$$R_{SG} = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (16)$$

$$R_{AD} = \sigma T_a^4 (a + b\sqrt{e_a}) \quad (17)$$

ここで、 ε : 放射率(水は約0.97), σ : ステファン・ボ

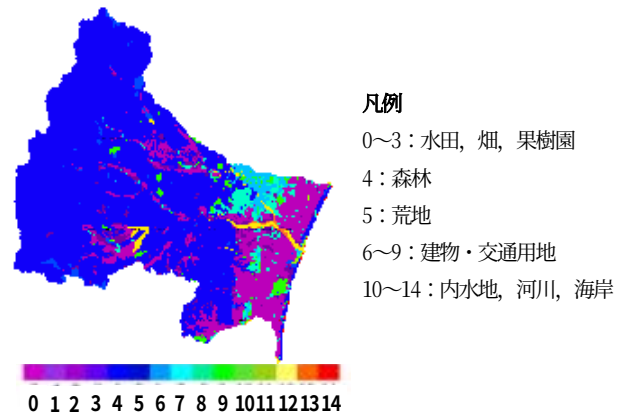


図-2 名取川流域土地利用マップ

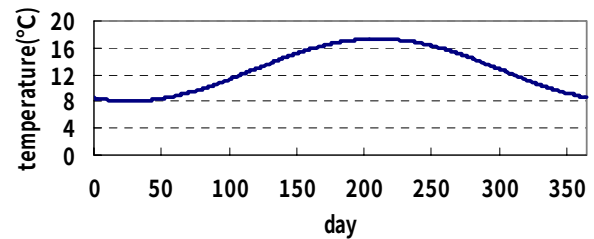


図-3 湧出時の地下水温の年変化

ルツマン定数($5.670 \times 10^{-8} W/m^2K^4$), e_a : 大気の水蒸気圧(hPa), a , b は定数で, $a = 0.51$, $b = 0.066$ を用いている。

地表から失われる長波放射は雲量 n に影響される。雲量による補正を加味した有効長波放射 R_{EL} は式(18)で表される。

$$R_{EL} = R_L (1 - cn^2) \quad (18)$$

係数 c は緯度により異なり、仙台市の緯度38.3度より0.67を用いている。また、 $R_L = R_{SG} - R_{AD}$ である。

(3) 源流水温の推定

地下水温はその地域の年平均気温で近似することができる³⁾。しかし、基底流出段階の源流水温は、地中の深部 z_1 (1~3 m)からその温度を保ったまま急速に湧出する水と、遅い速度で湧出しながら深さ z_2 (<0.3 m)の温度をもつ水の混合であると考えられる。そのため、源流水温は地中の深さ z_1 と z_2 の地中温度の平均値に仮定することができる¹⁾。地中温度 $T(z)$ を以下のように推定する。

$$T(z) = A \cos(\omega t - \varepsilon) + T_M \quad (19)$$

$$A = A_1 \exp\left[-z(\omega/2a)^{1/2}\right] \quad (20)$$

$$\varepsilon = z(\omega/2a)^{1/2} \quad (21)$$

ここで、 A , A_1 : 地表面温度の振幅($^{\circ}C$), T_M : 年平均気温($^{\circ}C$), ω : 周波数($= 2\pi/365$), t : 日数(日), ε : 位相の遅れ, a : 土壌の温度拡散係数($0.7 \times 10^{-6} m^2/s$)である。推定した源流水温の年変化を示したものが図-3である。

(4) 境界条件と初期条件

流出解析および水温解析の差分計算は両側差分で行っているため、上流端と下流端の境界条件が必要となる。名取川と広瀬川の上流端はそれぞれ釜房ダム、大倉ダムがあるため、そこからの放流を上流端での境界条件とする。その他の河道部では斜面部からの流入が上流端の境界条件となる。これは2つの解析で同じである。

下流端では常に水深を0mとし、流速は河床勾配を1/500としてkinematic wave法により求めて計算した。水温は一つ前を流れる河川メッシュの水温と常に等しく設定した。また、河口部を下流端とはせず、河口部から河川メッシュを5kmほど延長した先に下流端を設定した。

初期条件は、全流域について水深を0で与え、1年間計算したデータを新たな初期条件として入力した。水温は全流域について地下水湧出時の水温を与えている。

4. 結果と検証

(1) 水温の季節変化と検証

今回は融雪期、夏期、冬期を代表して、それぞれ3月、8月、12月における名取川流域の河川水温を推定した。

図-4にその結果と三橋観測所で測定されている観測値を示す。横軸はその月の1日0時を0とした時間経過である。全体的には概ね良好な結果がでているが、3月の前半は2～5℃程度高く評価している。月の後半は非常に良い再現できていることから、前半における融雪をうまく表現できていないことが原因であると思われる。しかし、最高水温の起時は良好に再現できている。上流域では流量が少ないため日射や気温に対するレスポンスがよく、13～14時に最高水温を迎える。下流域では上流で温められた水塊が流れてくるため、最高水温の起時は上流よりも遅れて現れる。日照時間の関係で夏期と冬期でも差があり、夏期に17～18時、冬期に14～15時である。

図-5は8月と12月の水温を分布で表したもので、その月のよく晴れた日を選んだ。一般的に夏期は上流から下流にかけて昇温、冬期は降温であり、その傾向はよく表現されている。特徴として、夏期の支流は本流より冷たく、逆に冬期は支流のほうが本流より温かい。これは、支流を流れる水が地下水からの湧出に依存しているためである。地下水温は湧出する際に地温の影響を受けるものの年間の変動が小さい。そのため、夏期に冷たく、冬期に温かい性質がある。上流域の多くは森林に覆われているため、日射が遮蔽される。そのため、上流域での昇温は小さく、森林を抜け都市部に入る下流域での昇温が著しい。

(2) 水温の較差

生物にとって、水温の急激な変化は大きなストレスになる。図-6は、その場所における水温の最大値と最小値の差を表しており、水温の1日の較差が最も大きい日の

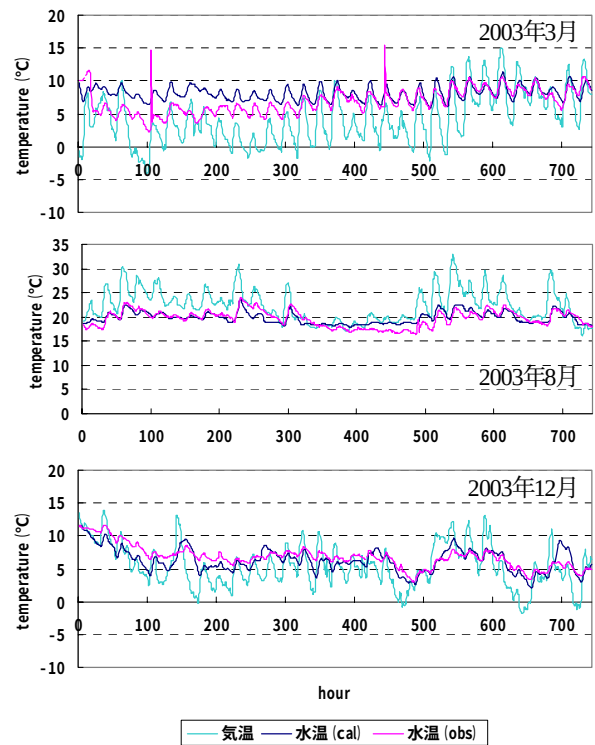


図-4 熱収支モデルの検証

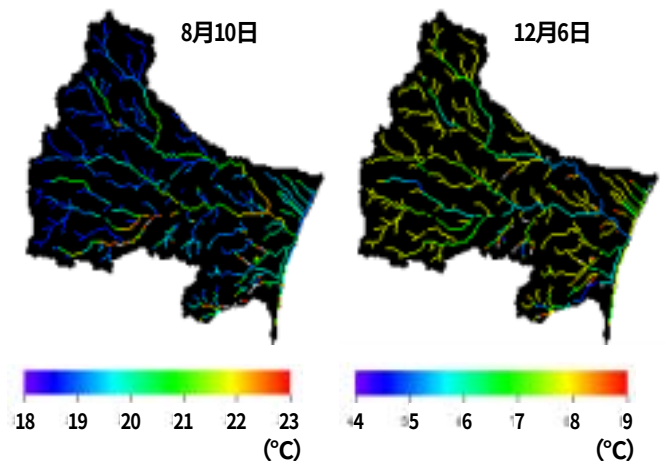


図-5 水温分布の比較 (左図：8月、右図：12月)

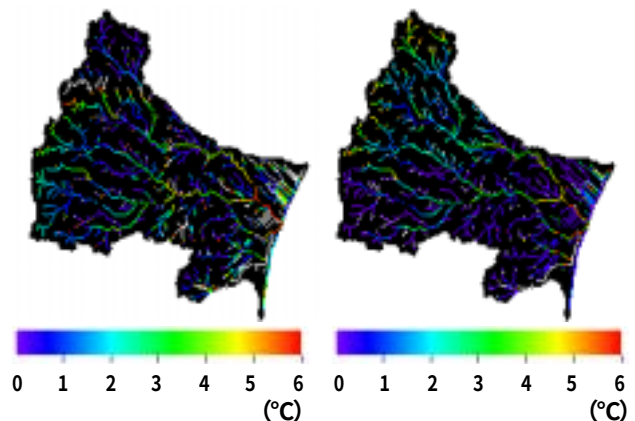


図-6 水温の日較差最大値 (左図：8月、右図：3月)

データをプロットしたものである。較差が大きい場所は上流端と下流域で、1日で5～10℃ほどの変化がある。上流端は森林に覆われているものの流量が少ないため、水温変化が大きい。上流から中流にかけてはある程度の流量が確保され、森林が覆っているため水温変化が小さい。そのため1日の較差は5℃以下である。下流域は森林がなく、直接日射を受ける時間が長いいため、1日の水温変化が激しくなる。熱収支的には、気温の低い冬期には顕熱輸送量の割合が相対的に大きくなる。しかし、放射量が小さいので、水温の日較差は小さい⁴⁾。また、3月は融雪の影響で上流域においてさらに顕著な水温変化が認められる。

5. 気候変動の影響

(1) 気温上昇

生物の水温変化の脆弱性を知るには、気候条件の変化に伴う水温変化を知る必要がある。「気候変動に関する政府間パネル(IPCC)」第三次評価報告書⁹⁾における温暖化予測によると、1990年に比べ2100年には、地球の平均気温は1.4～5.8℃上昇すると見込まれている。今回は年平均気温を2℃上昇、5℃上昇させた2通りの条件で計算を行った。ただし、気温以外のパラメータ(降水量、日射量など)は変化させないものとする。図-7は、代表として8月の気象データを基に算出した結果で、Pt.1におけるものである。

気温が2℃上昇すれば水温も2℃上昇し、気温が5℃上昇すれば水温も5℃上昇するということがわかる。しかし、顕熱や潜熱の影響だけではここまで顕著な影響はない。その原因は地下水温にあると考えられる。

地下水温は年平均気温で近似しているため、気温の上昇分だけ地下水温も上昇することになる。これが源流水温の上昇に繋がり、河川全体を温めていると考えられる。

しかし、結果を詳細に見ると、上流と下流で特徴的な変化が見られた。図-8は5℃気温上昇させた際の上流点(Pt.2)と下流点(Pt.1)の水温上昇の差 ΔT_U を表したもので、式(22)で表す通りである。

$$\Delta T_U = T_{down} - T_{up} \quad (22)$$

ここで、 T_{down} ：下流点(Pt.1)における水温の上昇(℃)、 T_{up} ：上流点(Pt.2)における水温の上昇(℃)である。全体的に下流点での昇温が大きい。しかし、降雨があるときは双方に差が見られない、もしくは上流点で昇温が大きいことがわかる。

(2) 降水の影響

河川の流量は降水量に大きく左右される。長期間降水がないと河川水深が減少し、流速も緩やかになる。これはある種の生物の生息環境にとって良い条件になるかもしれない。しかし、水温の観点からは異常昇温が懸念さ

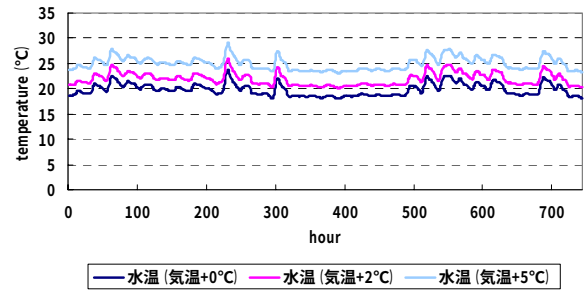


図-7 気温上昇と水温の関係 (8月)

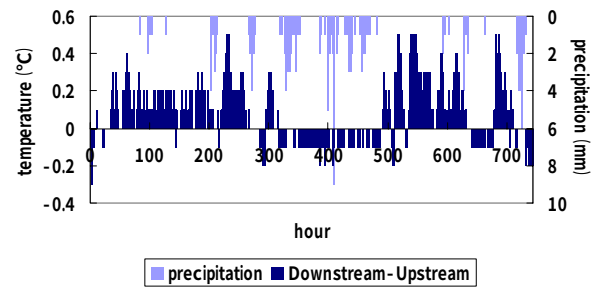


図-8 5℃気温上昇させた際の上流と下流の水温上昇の関係 (8月)

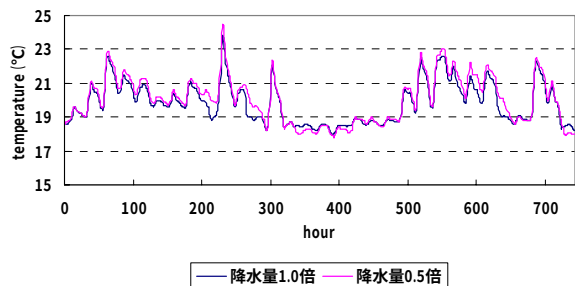


図-9 降水量変化と水温の関係 (8月)

れる。

降水量が水温にどの程度寄与するかを調べた結果が図-9である。計算条件は、8月の実際の気象データを基に降水量のみを変化させたもので、Pt.1で比較を行っている。降水量の減少として実際の0.5倍を仮定した。図-9より、降水量とともに河川流量は減少したものの、急激な昇温には繋がっていないことがわかる。これは上流点(Pt.2)と下流点(Pt.1)で同じことが言える。このことから、降水自体には水温を変化させる影響力はないと言える。河川流量の減少は、日射や気温などの水温に直接関わる要素と組み合わせることで大きな影響力を持つものだと考えられる。

(3) 雪の影響

名取川流域の上流域の雪が河川水温に強い影響をもたらすのは融雪期である3月～4月である。融雪水は10℃に近いが、地温の影響などにより、一般に1～2℃の温度を持つと言われている。そのため、本研究では融雪水を2℃として扱っている。

地球温暖化の影響で融雪時期が早まる、もしくは積雪

自体が減少すると、春先の河川水温が上昇する恐れがある。図-10は3月の実際の水温分布と初期の積雪をなくした状態での水温分布を比較したものである。変化があったのは上流から中流域にかけてである。融雪の影響を受けている地域では、 1.5°C 以下程度の差が生じている。しかし、これが下流域に影響を与えることはない。図-10と土地利用図(図-2)を比べると、融雪の影響を受けている地域は森林域と重なっている。春先で植物の活動も活発になってくる時期で、樹林による日射の遮断が大きく影響しているものと思われる。

6. 結論

本研究では、気候変動が河川水温に及ぼす影響を調べることを目的とし、2003年3月(融雪期)、8月(夏期)、12月(冬期)における気象データを基に熱収支法によって水温解析を行った。以下に本研究の成果を示す。

- (1) 流出モデルを用いて、流域全体で河川水温変化を計算するモデルを構築した。これによって、流れと共に変化する水温を河川ごとに時間変化で評価することができる。
- (2) 夏期は流下に伴い昇温、冬期は降温傾向である。しかし、流下途中に大きな支流や過剰な地下水の流入があった場合、これに反するときがある。
- (3) 上流域や支流は湧出時の地下水温に支配されている。そのため支流は本流に比べ、夏期に冷たく、冬期に温かい傾向がある。
- (4) 下流における最高水温の起時は、夏期に17～18時、冬期に14～15時である。上流は気温変化に対する水温の反応がよく、最高水温の起時は13～14時である。
- (5) 河川水温の上昇を妨げる要因として重要なものに樹林が挙げられる。よって、樹林内の日較差は小さい。
- (6) 水温の日較差は夏期に大きく、冬期に小さい。しかし、3月において融雪のため上流で水温が急激に低下することがある。
- (7) 降水量の減少は河川流量を減少させ、水温を上昇させる可能性を高める。しかし、気温、日照時間などの直接水温を上昇させる要因が変化しない限り、降水量の増減だけでは急激な水温変化をもたらすことはない。
- (8) 融雪は上流域における水温を 1.5°C 程度低下させる。これは樹林による日射の遮断が大きく影響し、樹林のない下流域では融雪の影響はほとんどない。

謝辞：

本研究の成果は、地球環境研究総合推進費の補助を受けました。ここに記して謝意を示します。

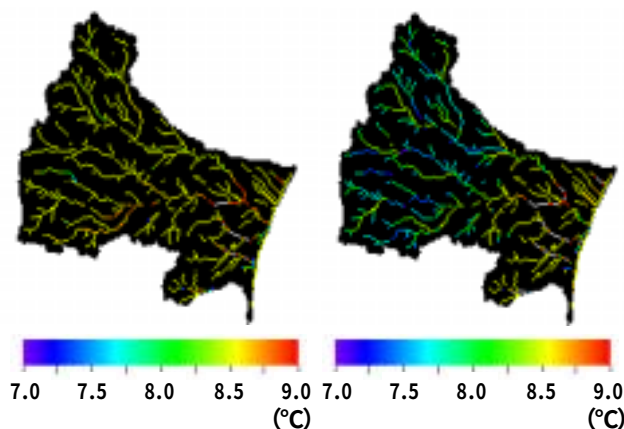


図-10 融雪の影響 (3月1日14時)

(左図：融雪なし、右図：融雪あり)

参考文献

- 1) 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・水資源学会誌第8巻2号, pp.184-196, 1995.
- 2) 土田恭平, 風間聡, 沢本正樹：居住人口を指標とした河川健全度評価, 東北大学修士学位論文, 2004.
- 3) 風間聡, 沢本正樹, 渡辺浩明：NDVI—蒸発散量線形関係式に関する考察と適用性, 土木学会論文集, No.796/II-72, pp.1-10, 2005.
- 4) 戸塚岳大：積雪モデルと衛星積雪面情報を用いた東北地方の積雪分布解析, 東北大学卒業論文, 2003.
- 5) 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.55-92, 1994.
- 6) 新井正：地域分析のための熱・水収支水文学, 古今書院, pp.10-15, pp.112-137, 2004.
- 7) 新井正：地球温暖化と陸水水温, 陸水学雑誌, 第61巻, pp.25-34, 2000.
- 8) 新井正, 西沢利栄：水温論, 共立出版, pp.1-139, pp.226-269, 1974.
- 9) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Third Assessment Report, 2001.
- 10) 中村太士, 百海琢司：河畔林の河川水温への影響に関する熱収支的考察, 日本林学会誌, 第71巻, pp.387-394, 1989.
- 11) 森和紀：地球温暖化と陸水環境の変化, 陸水学雑誌, 第61巻, pp.51-58, 2000.
- 12) Inoue, M., S. Nakano, F. Nakamura：Juvenile masu salmon abundance and stream habitat relationships in Northern Japan, Canadian Journal of Fish Aquatuum Science, 第54巻, pp.1131-1134, 1997.
- 13) Nakano, S., F. Kitano, K. Maekawa：Potential fragmentation and loss of thermal habitats for charrs in the Japanese archipelago due to climatic warming, Freshwater Biology, 第36巻, pp.711-722, 1996.

(2005.9.30受付)