

55. 湖沼の貯熱を考慮した日平均水温の推定 ～印旛沼を例にして～

綿貫 翔^{1*}・吉見 和紘¹・山田 正²

¹中央大学理工学研究科都市環境学専攻（〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27）

²中央大学理工学部都市環境学科（〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27）

* E-mail: akira-xiang@civil.chuo-u.ac.jp

湖沼における日平均水温を熱収支式の貯熱量をたたみこみ積分を使うことで表現した。日平均値で計算する場合、貯熱量を0として計算することがある。その場合、7月～8月では観測値と計算値が良く合うが、他の月では合わない。貯熱量を考慮すると、必要なデータ数やパラメータが増え計算が複雑になるという問題がある。そのため、本論文では、データ数やパラメータ数を少なく、貯熱量を計算し、水温を推定することを目的としている。そして、貯熱量の効果をたたみこみ積分で表現するまでの過程を示し、その計算結果を観測値や貯熱量を0とした場合の熱収支式の結果と比較した。比較の結果、貯熱量を0とした場合の熱収支式よりも精度良く、観測値の水温を再現できた。

Key Words : heat budget, heat storage, water temperature, lakes, convolution

1. はじめに

湖沼の性質を知る上で水温はとても重要な水質項目のひとつである。近年、貯水池や河川で水温が上昇したことにより、フナなどの水生生物が大量死した報告が増加傾向である。今後、地球温暖化に伴い、湖沼や河川の水温が上昇することで、pHの変化や溶存酸素量などの低下による水生生物の大量死だけでなく蒸発量の上昇による貯水量の低下なども懸念される。このように、水温の変化は、生態系や水管理などに影響を与えるため、ますます水温を知ることが重要になると予想される。

しかし、地方自治体などで公表されている湖沼の水質データは、10日や1ヶ月毎、不定期のデータであることが多い。湖沼の実態を理解するためにはこれらの時間分解能では不十分である。そのため、少なくとも1日毎のデータがあれば、例えば、日平均蒸発量の計算ができ、水収支の計算などに適応ができる。そのため、本研究では、日毎の平均水温を推定することを目的としている。

2. 目的

水温の推定方法として、一般的に用いられている近藤による熱収支式¹⁾で推定した。この熱収支式の貯熱量は、日平均値を対象とした計算の場合、時期や浅い水深などいくつか条件があるものの、その日平均値は一般的に0になることが知られている。そのため、計算の簡易化のために0として扱うことがある。この場合、貯熱量が0であると太陽や大気からの放射による熱フラックスがその日のうちに、水面からの放射や顕熱輸送量及び潜熱による熱フラックスに使われることになる。つまり、1日の計算は独立で他の日に影響を与えない、熱が次の日に持ち越さないということである。流出計算に例えるならば、降った雨が地中で貯留されずに全て河川に流出するということである。これが観測値と推定値に偏差が生じる一つの要因であるため、貯熱量を考慮しなくてはならない。

しかし、従来の貯熱量の計算では一般的に強制復元法で計算されることが多く、必要なデータ数やパラメータが増え、地表面温度が正弦波形であるという仮定で計算されている。さらに、計算も複雑になるといった現状がある。そのため、より容易に計算ができ、パラメータ数も少なく推定する手法で、水温を推定することも目的の

一つにしている。また、推定した日平均水温と貯熱量を0としたときの熱収支式の水温及び観測値とを比較し、その精度を評価した。

3. 計算対象及び計算期間

計算対象は長期にわたり、独立行政法人水資源機構によって水質を観測されている印旛沼（千葉県，35.73 N）である。水温の観測距離は水面から 20 cm である。

なお、推定するにあたって、風速、水蒸気圧、大気圧、気温、日照時間のそれぞれ日平均値は対象地点から最も近い気象庁の観測所（地上気象観測所，地域気象観測所）による観測データを用いている。

1回の計算期間は、1年とした。

4. 水面における水温推定の概要

水面における熱収支式は式(1)の通りである。

$$(1-ref)S^{\downarrow} + L^{\downarrow} = H + lE + G + \varepsilon L^{\uparrow} \quad (1)$$

左辺は既知量，右辺は推定する水温の関数となっている。各項の説明及び用いるデータは次に示す通りである。

左辺第1項の ref はアルベドを表しており，水面を対象としているので，一定値の0.06を与えた。 $S^{\downarrow}$ は下向き全天日射量 $[W/m^2]$ であり，緯度と日照時間を用いて計算する。同第2項の $L^{\downarrow}$ は大気からの下向き長波放射量 $[W/m^2]$ であり，気温，水蒸気圧，日照時間を用いて計算する。

右辺第1項及び第1項はそれぞれ，顕熱輸送量 $[W/m^2]$ ，潜熱輸送量 $[W/m^2]$ であり，後述するが，風速，気温，大気圧，水蒸気圧を用いて計算する。同第3項は，貯熱量 $[W/m^2]$ であり，計算方法は後述する。第4項の ε は水面を黒体と仮定しときの射出率である。本研究では一定値の1を与えた。同第4項の $L^{\uparrow}$ は水面からの上向き長波放射量 $[W/m^2]$ であり，気温を用いて計算する。長波放射量はどちらもステファン=ボルツマンの法則を用いて計算する。この式を解くことで，水温を推定する。貯熱量を除いた各項の計算式は近藤の熱収支式¹⁾と同様である。

ただし，顕熱輸送量及び潜熱輸送量の式及び計算条件は式(2)の通りである。

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (2)$$

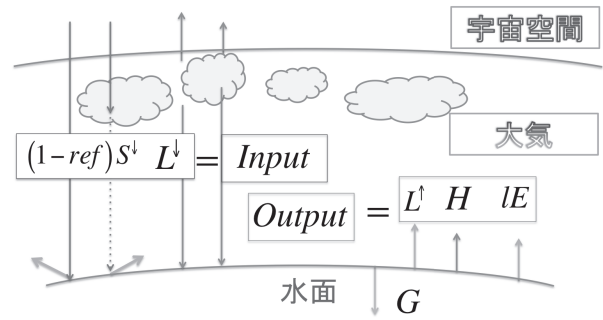


図-1 水面における熱収支の概念図

$$lE = l\rho C_E U (q_{sat}(T_s) - q) \quad (3)$$

$$C_E = \beta C_H \quad (4)$$

各項目は以下に示すとおりである。

式(2)の右辺 c_p , ρ , C_H , U , T_s , T はそれぞれ空気の定圧比熱 $[J/(kg \cdot K)]$ ，空気密度 $[kg/m^3]$ ，顕熱のバルク輸送係数，風速 $[m/s]$ ，推定する水温 $[K]$ ，気温 $[K]$ である。式(3)の右辺 l , C_E , q_{sat} , q はそれぞれ水の気化熱 $[J/kg]$ ，潜熱のバルク輸送係数，飽和比湿 $[kg/kg]$ ，比湿 $[kg/kg]$ である。式(4)の右辺 β は蒸発係数である。各項目の計算式も近藤の熱収支式¹⁾と同様である。

計算条件として，

(1) 地表面が水面の場合，蒸発係数 $\beta \doteq 1$ とした。

$$C_E \approx C_H \quad (5)$$

(2) 計算対象は1 km以上の広い水面であり，年間通して，9割以上の日数で風速のが5 m/s以下であったため，計算の簡易化のためにバルク輸送係数は一定値²⁾を与え，

$$C_H \approx C_E = 1.2 \times 10^{-3} \quad (6)$$

とした。

ただし，風速が0 m/sの場合，式(6)の適応外となるため，0.5 m/sと修正した³⁾。

5. 貯熱量の効果を表す式の導出

計算の概念図は図-1の通りである。 $Input$ は式(1)の左辺の和であり， $Output$ は貯熱量を除いた式(1)の右辺の和である。どちらも熱フラックス $[W/m^2]$ である。水面に入射する $Input$ の熱フラックスの内，貯熱される量と貯熱しきれなくなり， $Output$ として放射される熱フラックスに分ける。これらの関係を式にすると式(7)，式(8)となる。

$$\frac{dG}{dt} = Input - Output \quad (7)$$

$$Output = \alpha G \quad (8)$$

α が $Output$ と G の割合を示す放射係数（無次元）である。本論文では、この α に任意の値を代入し、水温の観測値と合う値を探した。また、各 α による $Output$ や水温と比較した。

これら2式を解くと、式(9)が求められる⁴⁾。

$$Output = e^{-\alpha t} Output_0 + \int_0^t Input(\tau) \alpha e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau \quad (9)$$

$Output_0$ は計算対象期間以前の初期の放出熱フラックス [W/m^2] であるが、式(1)の右辺は未知量であるので、 $Output_0$ を求める式が別途必要である。本論文では、初期の貯熱量を0とした際の式(1)において、右辺と左辺が等しくなると仮定した。つまり、計算対象期間の以前に水面に入射する $Input$ の熱フラックスが全くなければ、貯熱量が0となり、最初の入射フラックス $Input_0$ [W/m^2] と $Output_0$ は釣り合うということである。

$$Output_0 = Input_0 \quad (10)$$

式(9), (10) より,

$$Output = e^{-\alpha t} Input_0 + \int_0^t Input(\tau) \alpha e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau \quad (11)$$

となる。この右辺第2項はたたみこみ積分であり、これが貯熱の効果を表す。つまり、過去の熱フラックスが現在及び未来に影響を与えるということである。

6. 計算結果

観測している水温は、時間毎のデータのため、日平均を行い、推定した水温と比較した。本論文では、1年間で観測値の欠測が少ない年度を対象とし、計算した。

放射係数を変化させた際の $Output$ と水温の結果はそれぞれ図-2、図-3に示す通りである。

計算の対象としている印旛沼は平均水深が1.7 mと非常に水深が浅い湖沼であるが、貯熱量を考慮しなければ、7月～8月を除いて精度良く推定できないことが図-4からわかる。1月～6月までは上下の変動が大きく、9月以降

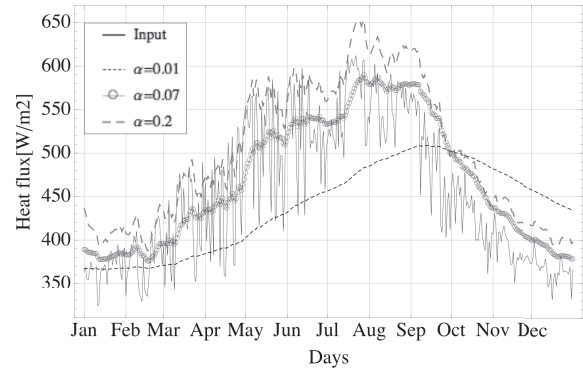


図-2 Inputと放射係数 α を変化させたときのOutput

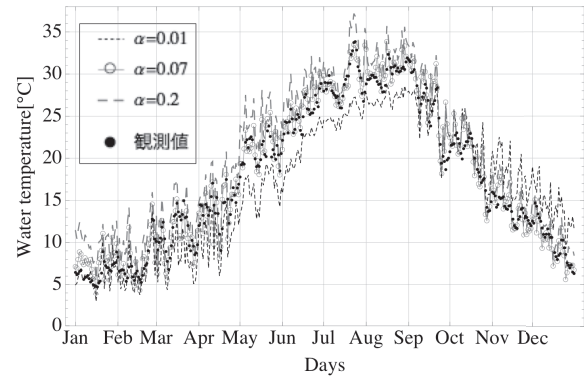


図-3 水温の観測値と放射係数 α を変化させたときの計算値

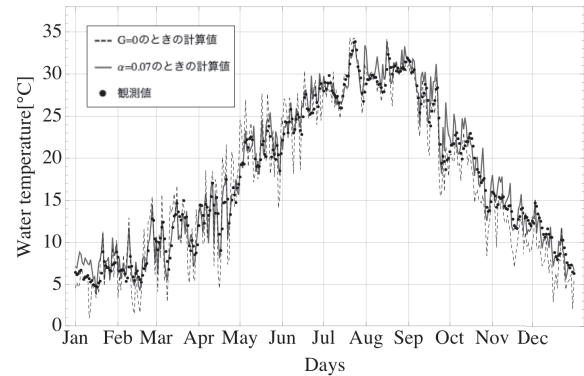


図-4 水温の観測値と放射係数 $\alpha=0.07$ の場合及び貯熱量が0の場合の水温計算値

は観測値より小さい値を推定している。

また、貯熱量を0としたときの水温の計算結果よりも貯熱量を考慮した水温の結果は数値の変動が小さくなっている。

放射係数の値が小さくなればなるほど、 $Input$ 及び水温の計算値の変動が小さくなることもわかる。

推定した水温はどの年度も放射係数が0.07付近のとき、年間を通して、観測値を概ね再現していることがわかった。このときの放射係数を α_0 とし、放射係数の値によって変化する推定値と観測値を比較すると、

(i) $\alpha > \alpha_0$ のとき、10月～12月はよく観測値と合うが、1月～8月は観測値より高い水温を推定する。

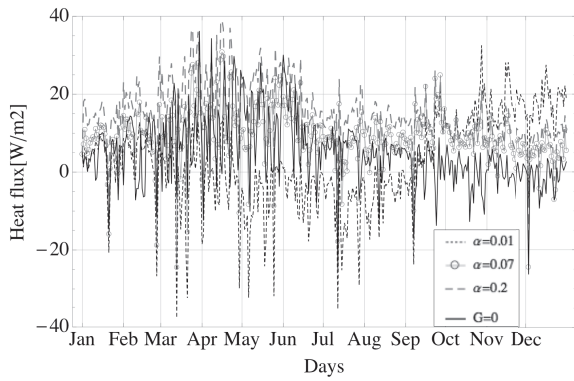


図-5 放射係数 α を変化させた場合及び熱量が0の場合の顕熱輸送量

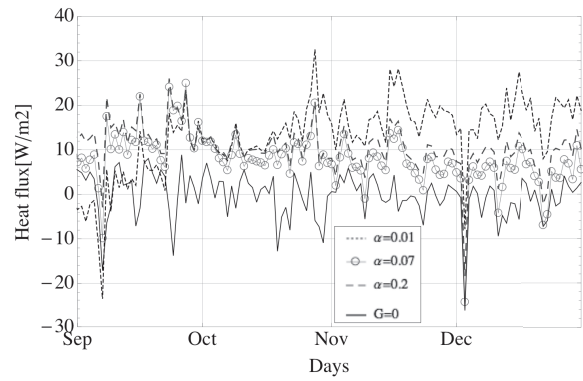


図-6 放射係数 α を変化させた場合及び熱量が0の場合の9月以降の顕熱輸送量

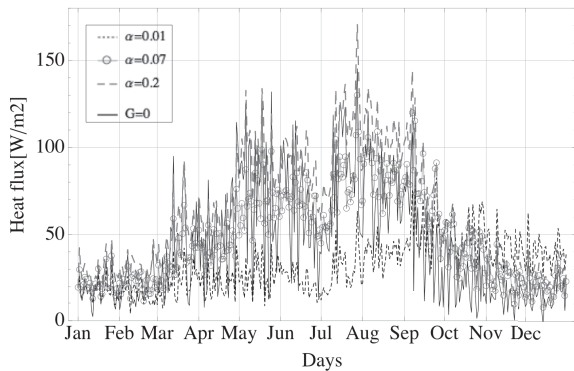


図-7 放射係数 α を変化させた場合及び熱量が0の場合の潜熱輸送量

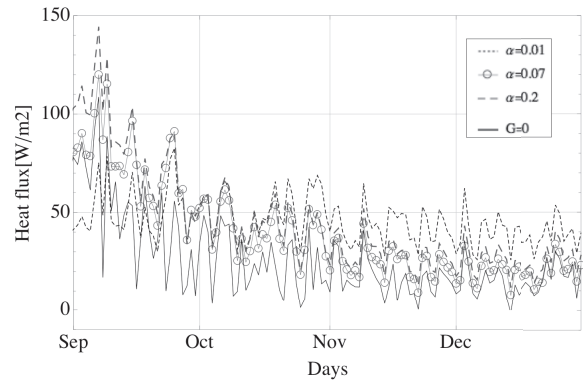


図-8 放射係数 α を変化させた場合及び熱量が0の場合の9月以降の潜熱輸送量

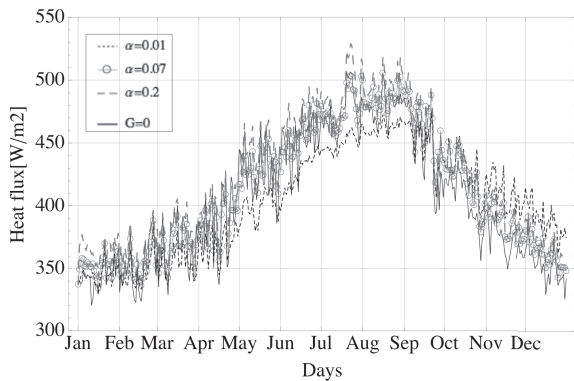


図-9 放射係数 α を変化させた場合及び熱量が0の場合の上向き長波放射量

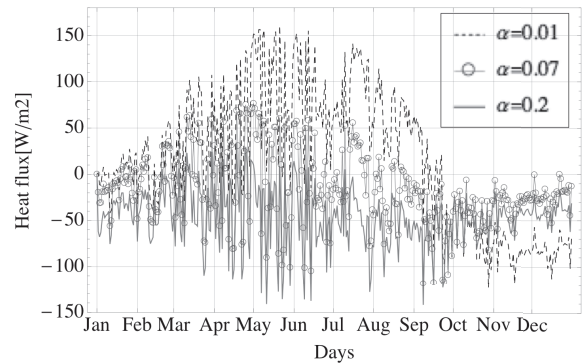


図-10 放射係数 α を変化させた場合の貯熱量

(ii) $\alpha < \alpha_0$ のとき、1月～3月はよく観測値と合うが、4月～9月まで観測値より小さい値を、10月～12月は観測値より大きい値を推定する。

(iii) $\alpha = \alpha_0$ のとき、年間を通して、観測値より小さい値をほとんどとらなくなり、概ね再現できている。10月～12月は $\alpha > \alpha_0$ が $\alpha = \alpha_0$ よりも大きい推定値とする傾向があるがほとんど同じ結果である。

7. 考察

印旛沼のような平均水深が1.7 mとごく浅い湖であっても貯熱量を0としたときの計算結果が、図4で示すように観測値と値が合わない。それは、貯熱の効果がないために、Inputとして入射した熱フラックスがすべて上向きの長波放射量及び顕熱輸送量及び潜熱輸送量に変換されているためである。そのため、計算値の変動が大きく、気温の変動に大きく依存していた。

しかし、貯熱量の効果を検討すると前日の熱フラックスが翌日以降に持ち越されるために気温の変化に比較的

左右されず、水温の変動は小さくなる。図-5～図-9で示すように、放射係数を変化させると顕熱輸送量及び向上き長波放射量の貯熱量を0としたときの値との変化率は小さく、潜熱輸送量の変化率は大きい。これは、水温の変化率よりも比湿の変化率の方が大きいためである。

年間を通して、貯熱の効果をみると、図-10に示すように放射係数が小さいとき、貯熱の効果が大きい。貯熱の効果が大きければ大きいほど、つまり、放射係数の値が小さければ小さいほど、貯熱量の値は大きくなり、ピーク時期は遅れていく。これにより、潜熱輸送量及び顕熱輸送量の値は小さくなる。このピーク時期の遅れは、図-2でも同様に見られる。

図-3で示すように放射係数が大きい場合、1月～3月で水温の推定値が観測値と合っていないのは、たたみこみ積分による貯熱の効果が少ないからである。そのため、放射係数が小さい値のとき観測値と合うが、4月～9月で観測値より小さい値を推定する。放射係数が大きい場合は逆の挙動を示す。

10月～12月では図-3、図-6、図-8で示すように、放射係数が大きい値（貯熱効果が小さい）の方が10月以前まで放射係数が小さい値（貯熱効果が大きい）の場合よりも水温が高いが、この10月～12月の間、特に10月中に、それが逆転する。これは、それまで貯えていた熱フラックスを水温下降という形で顕熱輸送量及び潜熱輸送量に変換されているからである。特に、放射係数が小さい（貯熱効果が大きい）とき、より顕熱輸送量及び潜熱輸送量の割合が増えている。

8. まとめ

貯熱量の効果をたたみこみ積分で考慮することで、湖沼の日平均水温を推定する式を導いた。

主な結果は以下の通りである。

（1）たたみこみ積分で貯熱量の効果を再現することができた。

（2）平均水深がごく浅い湖沼であっても日平均貯熱量の効果を考慮しなければならない。

（3）導出の過程で使用した放射係数は0.07付近で1年間を通して、貯熱量を0としたときの推定値よりも精度が良い。

（4）貯熱量を0とした推定結果よりも貯熱を考慮した推定結果は気温の影響が弱くなり、数値の変動が小さくなる。

（5）貯熱量の最大値は放射係数が小さいほど、大きくなり、ピークも遅くなる。

（6）計算対象期間の始めはたたみこみ積分による貯熱の効果が少ないため、放射係数が小さく（貯熱の効果が大きく）ないと観測値よりも高く水温を推定する。

（7）放射係数が小さいと9月以前は観測値よりも高く水温を推定し、9月以降は観測値よりも低く水温を推定する。

（8）10月～12月で貯熱量が0の場合、観測値よりも小さい値を推定するのは気温に比べて水温の方が高くなり、10月までに貯えたエネルギーがないために、水温下降の分として顕熱輸送量及び潜熱輸送量に変換されないためである。

付録

物理性はないが、計算で扱ったデータを用いて放射係数をテクニックとして求める方法もある。その方法は、1年間の気温の平均値と最大値の比と気温の最大値と最小値の温度勾配との積である。これを式にすると以下のようになる。

$$\alpha = \frac{T_{ave}}{T_{max}} \times \left| \frac{T_{max} - T_{min}}{DayNo._{max} - DayNo._{min}} \right|$$

各項目は以下に示すとおりである。

T_{ave} ：1年間の平均気温 [°C]、 T_{max} ：1年間の最高気温 [°C]、 T_{min} ：1年間の最低気温 [°C]、 $DayNo._{max}$ ：1月1日を1として、1年間の最高気温日の番号、 $DayNo._{min}$ ：1月1日を1として、1年間の最低気温日の番号

最高気温や最低気温が複数ある場合、日番号が小さい値を使用する。

この計算結果は、だいたい $\alpha=0.069\sim0.08$ の値をとり、このときの水温の推定結果は前述の結果と変わらない。

参考文献

- 1) 近藤純正：水環境の気象学- 地表面の水収支・熱数詞-，朝倉出版，pp.55-58,55-58,86-91,128-134,150-184,1994.
- 2) 近藤純正：水面のバルク輸送係数，水文・水資源学会誌，Vol. 5, No.3, pp.50-55, 1992.
- 3) 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，Vol. 8, No.2, pp.184-196, 1995.
- 4) 星清：やさしい微分方程式の数値解法，土木試験所月報，No.395, pp.29-38, 1986.