

塩淡水2層構造をもつ網走湖の水温1次元解析

Vertical water temperature analysis of Lake Abashiri with two strata of upper fresh and lower salty waters

北見工業大学工学部 フェロー 佐渡公明 (Kimiteru Sado)
 北見工業大学大学院 ○学生員 引地則人 (Norihito Hikichi)
 北見工業大学工学部 正員 中尾隆志 (Takashi Nakao)

1. はじめに

網走湖は干潮・満潮により河川水と海水が混ざりあう汽水湖であり、流れ込んだ海水は密度が重いために湖の下層に溜まり、上層の淡水層と下層の塩水層という安定な2層構造が形成されている。下層の塩水層は上層の淡水層から供給される有機物の分解により、酸素の消費が進み無酸素状態になっている。底泥からの無機態窒素・リンの溶出速度や植物プランクトン（珪藻、藍藻、緑藻）の増殖速度は水温の影響を受けている。

本論文では、塩淡水2層構造の安定な密度勾配を形成している網走湖での水温計算をする場合、鉛直拡散係数を淡水層、塩水層でどのようにすればよいか。また、湖1年間の水温状態を推定し実測値と比較検討する。

2. 基礎方程式

2.1 1次元熱収支方程式¹⁾

湖沼、貯水池の横断面内の貯留熱、乱流拡散熱、日射量を考慮した熱収支方程式を次式に示す。

$$\frac{\partial (c\rho(z)T(z,t))}{\partial t} = \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \left\{ c\rho(z)A(z)K_z(z) \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \right\} - \frac{1}{A(z)} \frac{\partial}{\partial z} \{ A(z)S(z,t) \} \quad \dots (1)$$

$c\rho$, A , K_z が一定のときは次式となる。

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = K_z(z) \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} - \frac{1}{c\rho} \frac{\partial S(z,t)}{\partial z} \quad \dots (2)$$

ここで、 c :水の比熱、 $\rho(z)$:水の密度、 $T(z,t)$:水温、 $A(z)$:深さ z の横断面積、 $K_z(z)$:鉛直拡散係数、 $S(z,t)$:水中日射量である。

2.2 水中日射量

水中に入射した日射量が、水深と共にどのように消散（吸収、散乱）するかを網走湖で調査した。網走湖で2001年7月30日、9月3日に湖心(st.5)において、水面と水深0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 2.0, 4.0mの水中日射量を4回ずつ測定した。測定機器として、透明度板に上向きにつけた光ファイバーと、分光計（オーシャンオプティクス製、SD1000）を用いた。光ファイバーの直径は200 μ m、長さ10m、波長範囲が500~1000nmである。測定した代表的なデータとして、7月30日の水深と水中/水面日射量の片対数グラフを図-1に示す。このグラフ

では、水深0.0, 0.1, 0.2mでの点を除き、回帰曲線ではなく回帰直線で表した。図-1に示す回帰直線式の一般系は次式のように表される。

$$\frac{S_z}{S_0} = (1-\beta)e^{-\eta z} \quad \dots (3)$$

ここで、 S_z :水深 z での日射量、 S_0 :水面での日射量、 β :水面吸収係数、 η :消散係数である。図-1の場合 $\beta=0.451$ 、 $\eta=1.87$ となる。

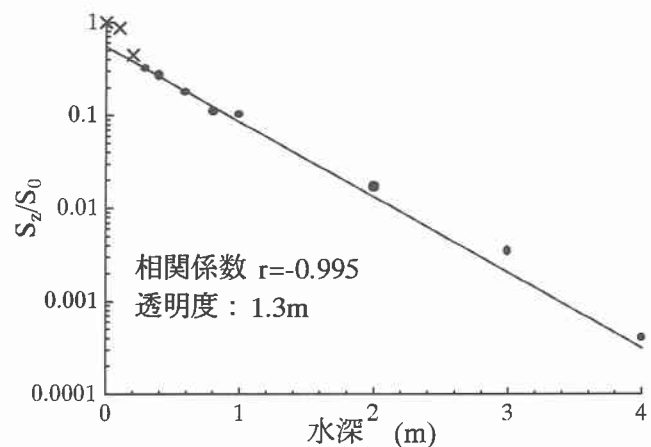


図-1 2001年7月30日の網走湖・湖心の水中日射量

2.3 水面温度

式(1)を数値解析するときに、水面の境界条件として水面温度が必要である。そこで、水面温度を1年の基本周期とするフーリエ級数で次のように表す。

$$T(0,t) = \sum_{n=0}^m (a_n \cos \omega_n t + b_n \sin \omega_n t) \quad \dots (4)$$

$$\omega_n = \frac{2\pi n}{T_0} \quad T_0 = 1\text{年} \quad m = 4$$

ここで、 ω_n は水面温度の周期成分であり、例えば $n=1$ の場合1年周期、 $n=2$ の場合6ヶ月周期となる。本論文では、 $m=4$ として、3ヶ月周期すなわち四季を表す季節変動成分まで含むことになる。

式(4)のフーリエ係数を求めるにあたり、2000年4月27日~11月27日の期間に測定された網走湖の水面温度実測値32日分を用い、また1月~3月、12月は水面温度を0℃とした。実測値32日分とは、各測定日の最高水温のことで32日分あり、測定時刻は8:15~16:24の範囲で、測定場所はst.1, 1-1, 2, 2-1, 2-2, 3, 3-1, 4, 4-1, 5, 5-1, 6-1, 7,

7-1, 8, 8-1, 8-2, 8-3, 9, 9-0, 9-2, 9-3, 9-4 の内の23地点いずれか1個である。以上のフーリエ級数で表された水面温度計算は、実測値と比べ位相がずれていたため、4月1日～11日及び11月28日～30日も水面温度を0℃としたときが最も実測値との誤差が少なく、次式のように得られた。

$$T(0, t + 11) = 9.354931 - 13.11962 \cos \omega_1 t + 3.332978 \cos \omega_2 t \\ + 1.904428 \cos \omega_3 t - 2.125457 \cos \omega_4 t \\ - 0.8245165 \sin \omega_1 t + 0.3295485 \sin \omega_2 t \\ + 1.014061 \sin \omega_3 t - 0.7523860 \sin \omega_4 t \\ \dots (5)$$

式(5)で求められた計算値と実測値との比較を図-2に示す。

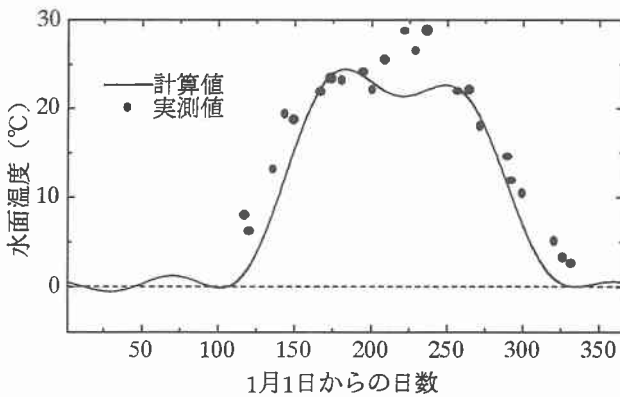


図-2 水面温度をフーリエ級数で表した計算値と32日分の実測値との比較

7月の後半から8月の中旬にかけて（ジュリアンデー209～230日）は、実測値に比べ計算値が低くなっておりうまく再現できていないが、その他の実測値については、ほぼ再現できている。

3. 数値解析

3.1 差分方程式

式(1)を差分方程式で表すと

$$(c\rho T)_{j+1,k} = (c\rho T)_{j,k} + \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2 A_{j,k}} \left[(c\rho AK_z)_{j,k+1} T_{j,k+1} \right. \\ - \left\{ (c\rho AK_z)_{j,k+1} + (c\rho AK_z)_{j,k} \right\} T_{j,k} \\ + (c\rho AK_z)_{j,k} T_{j,k-1} \\ \left. - \Delta z \left\{ (AS)_{j,k+1} - (AS)_{j,k} \right\} \right] \\ \dots (6)$$

となる。ここで、例えば $(c\rho T)_{j,k}$ とは図-3に示すように $t = j\Delta t$, $z = k\Delta z$ のときの $c\rho T$ である。1年を $M-1$ 分割、深さ方向を $N-1$ 分割している。式(6)は水温 $T_{j+1,k}$ が Δt 前の3つの水温 $T_{j,k-1}$, $T_{j,k}$, $T_{j,k+1}$ から求まることを表している。

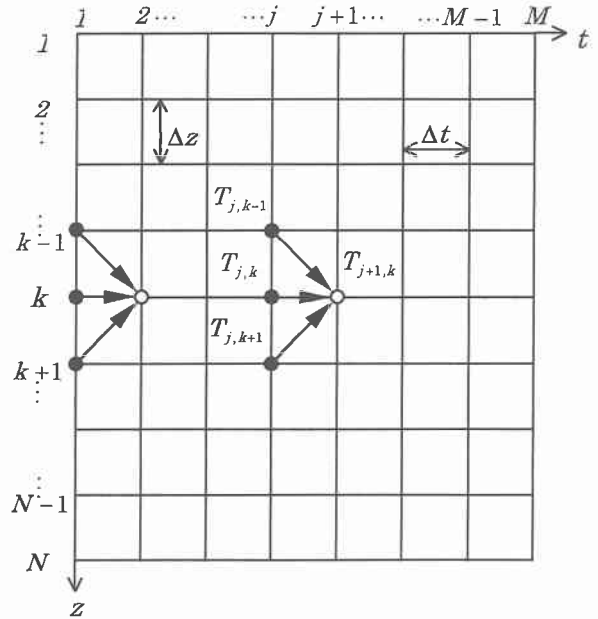


図-3 時空間メッシュ分割

3.2 境界条件と初期条件

水面の境界条件は式(5)で与えるが、冬期間に正と負の値がでてきたので冬期間（1月1日～4月11日、11月28日～12月31日）は0℃とした。

湖底での境界条件は熱伝導がないと仮定して次式を用いた。

$$T_{j,N-1} = T_{j,N} \quad (j=1,2,\dots,M) \quad \dots (7)$$

初期条件としては、2000年1月～3月までの3ヶ月分の実測値を参考に2000年1月1日の水温鉛直分布を推定して用いた。

密度は、塩分濃度と水温を用いてクヌーツセンの式²⁾から求めた。塩分濃度については、2000年に測定された42日分（2.3で述べた32日＋冬期間の10日を加えた）の実測値を0.5m毎の水深で平均した値を用いた。

4. 計算結果

網走湖の湖心（水深16m）における2000年1年間の水温を式(6)から計算するために $\Delta z = 0.5\text{m}$, $\Delta t = 1\text{日}$ とした。横断面積 $A(z)$ はプラニメータを使って求めており、拡散係数を4mより浅い所では $K_z = 0.015\text{ cm}^2/\text{s}$, 4mより深い所では $K_z = 0.01\text{ cm}^2/\text{s}$ とした。次に計算結果を述べる。代表的な月日の水温鉛直分布を図-4、水深1m, 6m, 10mの水温時系列変化を図-5にそれぞれ示す。

図-4では、1月18日、4月27日の計算値は実測値に近くなっている。8月10日、9月1日は水温躍層より深いところでは計算値は実測値に近い結果となっている。しかし水温躍層より浅い所では、実測値が一定もしくは少し減少しているのに対し、計算値は1m付近で最大値を示しており、水温躍層を再現していない。図-5の時系列変化では、水深6mでは計算値は実測値と違う時系列変化となったが、水温躍層より浅いところ深いところでは、計算値は実測値とほぼ一致した。

文献 3)によれば、式(6)において安定な解を得るためには次の条件が必要である。

$$r = \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} K_z < \frac{1}{2} \quad \dots (8)$$

$\Delta z = 0.5\text{m}$, $\Delta t = 1$ 日としたとき $K_z = 0.01, 0.015 \text{ cm}^2/\text{s}$ に対

し $r = 0.346, 0.518$ である。図-4 の 8 月 10 日, 9 月 1 日の淡水層の K_z を大きくすれば計算値が実測値に近づくことが予想される。しかし K_z を大きくして式(8)の条件を満足させるには, Δz を 0.5m より増加させるか, または Δt を 1 日より小さくする必要がある。

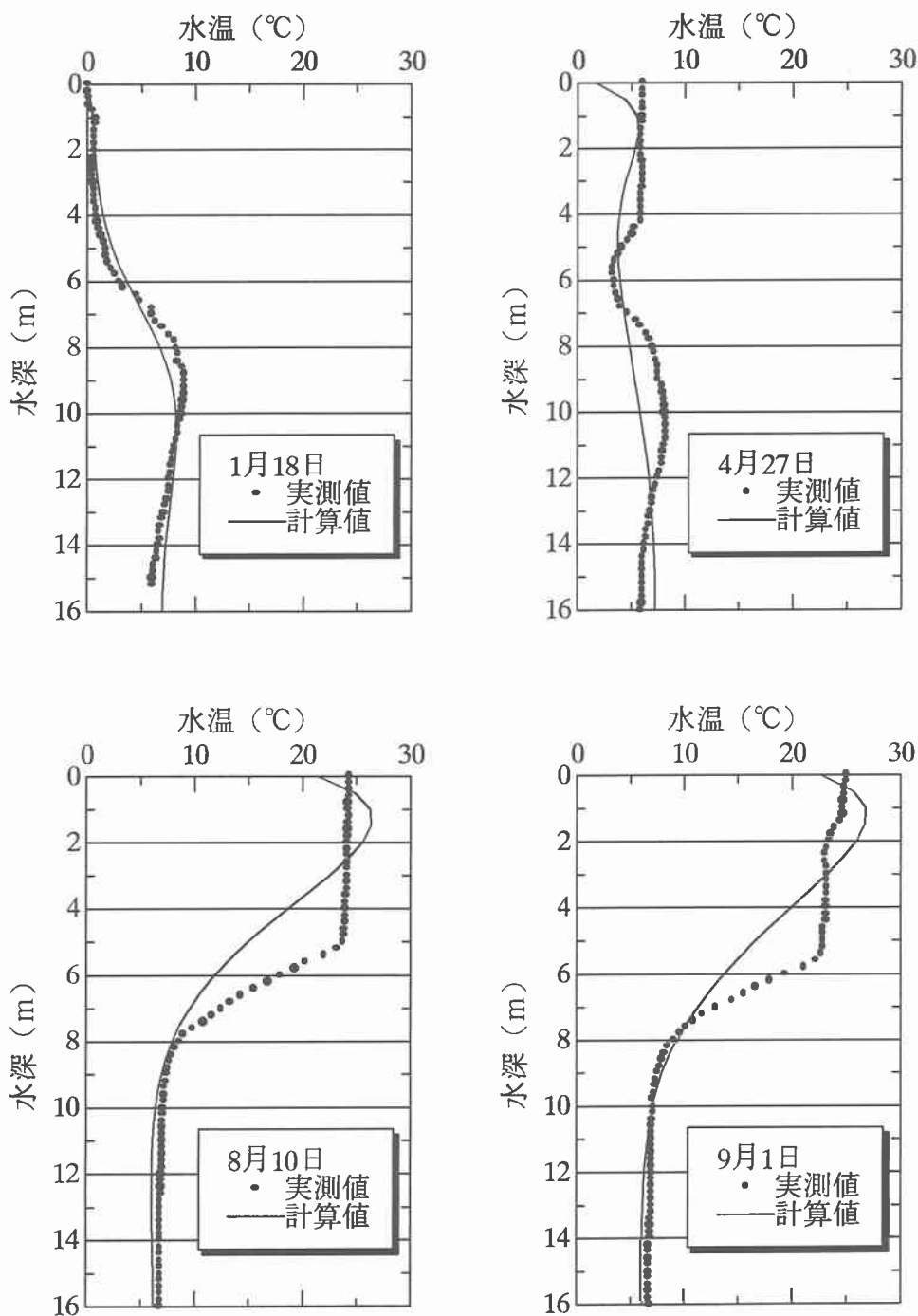


図-4 代表的な月日の実測値と計算値の水温鉛直分布

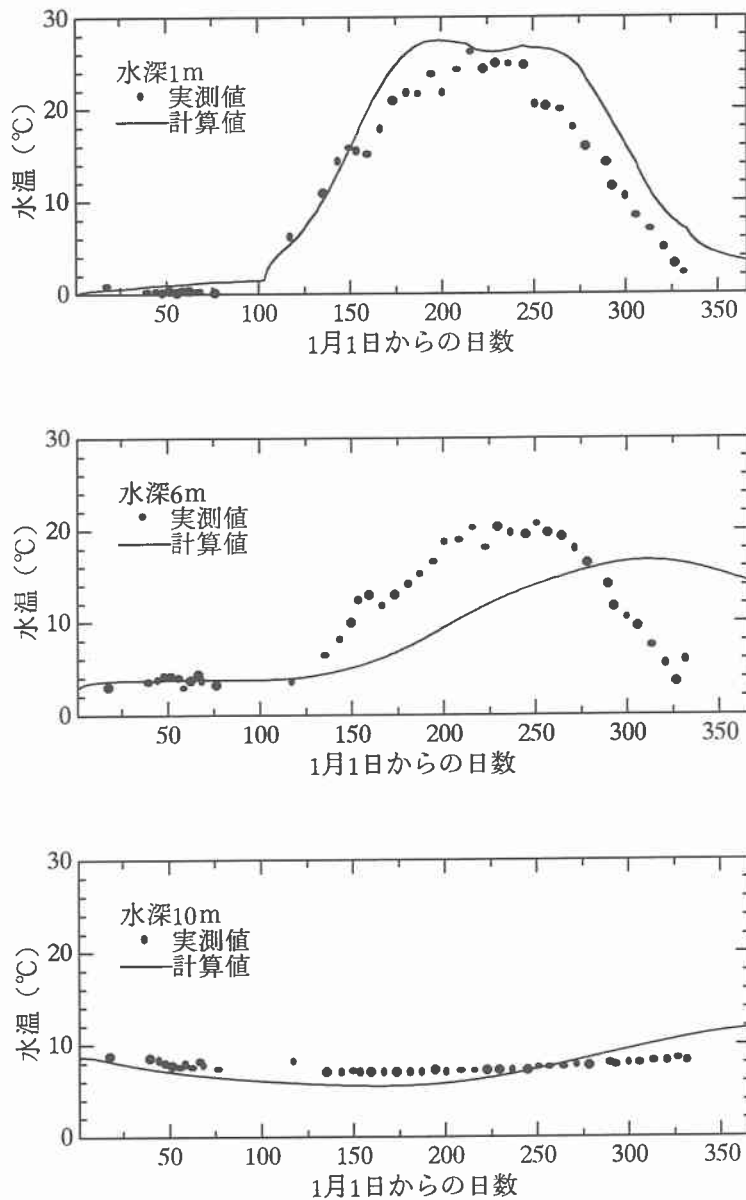


図-5 水深 1m, 6m, 10m の水温時系列変化

5. 結論

本論文より得られた結果を要約すると、次のようになる。

- (1) 水温計算値の鉛直分布は、水温躍層が発達する前では実測値とほぼ一致した。
- (2) 水温躍層より下の塩水層では、全期間を通じて計算値は実測値をよく再現している。
- (3) 水温躍層が生じている時期については、式(8)を満足させるように淡水層の K_z , Δz を大きくし、 Δt を小さくする必要があると思われる。

参考文献

- 1) W. C. Huber, D. R. F. Harleman and P. J. Ryan : Temperature prediction in stratified reservoirs, J. Hydraulic Div. , ASCE, Vol. 98, No. HY4, pp. 645-666, 1972.
- 2) 玉井信行 : 密度流の水理, 技報堂出版, pp. 2-5, 1980.
- 3) 土木学会 : 土木工学における数値解析/基礎編, サイエンス社, pp. 50-53, 1974.