

氷層内部状態を考慮した貯水池氷層モデル に関する基礎的研究

A BASIC STUDY ON MULTI-LAYER HEAT BALANCE MODEL FOR
NUMERICAL EVALUATION OF ICE COVERING ON WATER RESERVIOR

賀達¹・小島崇²・石川忠晴³・中村恭志⁴

Da HE, Takashi KOJIMA, Tadaharu ISHIKAWA and Takashi NAKAMURA

¹学生会員 東京工業大学修士課程 環境理工創造専攻 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259番G5-3)

²学生会員 東京工業大学博士課程 環境理工創造専攻 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259番G5-3)

³フェロー 工博 東京工業大学 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259番G5-3)

⁴正会員 博(理) 東京工業大学 総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259番G5-3)

In order to evaluate a progress of ice covering reasonably, the mono-layer heat balance model has been investigated intensively. Although the model can reproduce not only the ice freezing phase but also a reasonable decreasing of ice in the melting phase by taking account of the solar irradiation effects, the applicability to a case of massive ice covering is doubtful because the ice covering is seen as mono-layer and spatial internal ice temperature distribution is ignores. So in this work, in order to overcome the shortcoming of mono-layer heat balance model, a new numerical model named multi-layer heat balance model is proposed. The application to the Nanhu Lake in China verified that the proposed model can reproduce the observed evolution of ice thickness. It is also suggested that the calculation of internal profile of temperature is the key point to evaluate the growth of massive ice covering.

Key Words : numerical simulation, heat balance, solar irradiation, ice covering, multi-layer model

1. はじめに

寒冷地の湖沼や河川などの水域では、気温と日射の減少により水面付近の水温が低下し、冬季に水面上に氷層が形成される結氷現象がしばしば観測される。特に湖沼などの閉鎖性水域では流速が低下するため、全水域に渡る全面結氷が生じることも珍しくはない。水域の大規模な結氷現象は種々の災害に関連し、周辺住民たちの生活基盤に対して大きな影響を与える存在である。

2008年冬季には、長期間に渡る低気温のため、中国甘粛省蘭州市の西南約80キロに位置する黄河劉家峡ダムにおける氷板の厚さが1m以上に達する大規模な結氷現象が発生した。同湖は水運の盛んな交通の要路であったが、結氷現象のため船舶の運航が完全に遮断され、地域経済と生活に甚大な影響を与える結果となった。また水域内での養殖場では、水面が氷板で塞がれたため魚の餌を与えられなくなるなど魚の大量死を引き起こし、大規模な結氷は漁業に対しても大きな経済的な被害を与えている。

以上のように結氷現象は水域の防災、管理・利用に対する影響が大きく、計算機を用いた数値シミュレーション

ンによる結氷過程の把握・予報が近年注目を集めている。

数値シミュレーションに用いる結氷モデルで最も単純なものとして、氷点以下の気温の継続時間である積算寒度から氷層厚を推定する経験式に基づくモデル¹⁾がある。このモデルは簡易に適用可能であるという特徴があるが、日射量や湿度、水温などの条件を考慮していないため、多くの場合で推定結果は実際の氷層の融解を再現できないことが示唆されている¹⁾。

氷表面における日射や放射などの気象条件と、水温などの水塊の影響を考慮する数値モデルとして、Stefan²⁾、Neumann³⁾、Kreith⁴⁾ 等により提案された単層結氷モデルがある。前記の経験式に基づくモデルに比べ精緻化されているが、単一の氷層のみを考え、熱容量や伝導率などの物性値を氷内部で一定値とし、内部での熱伝導を氷層内部に直線分布を仮定して推定するなど氷内部の状態について詳細にモデル化されたものではない。また、笹井ら⁵⁾は北海道の貯水池の冬季凍結現象に適用して、現地観測結果と水槽実験結果との比較を行っている。この研究報告⁵⁾において単層結氷モデルが実際の結氷過程を良好に再現可能であることが示されているが、多くの事例が国内の氷層厚がたかだか数十センチ程度の水域に適用

したものであり、中国などの大陸部で見られる氷層厚が数メートルに達する大規模な結氷現象に適用した事例はほとんどない。

そこで本研究では、氷層厚が厚い水域への従来の単層モデルの適用性について検討するとともに、大規模な結氷現象の数値解析モデルによる評価・予測を目指して従来の単層モデルを基とした氷の内部状態を考慮する多層結氷モデルを新たに提案することとした。また、本研究で検証対象とした中国では日射量などの詳細な気象データの取得が非常に困難であるため、結氷推算で必要となる各種データの作成・準備方法についても紹介する。

2. 結氷推算モデル

北海道のような日本の高緯度地域では、冬季における降雪量が多く、結氷過程には純粋な氷層である真氷層に加え、その上層に位置する雪と氷から成る雪氷層の影響を考慮する必要がある⁶⁾。しかしながら、本研究で対象とした中国の南湖では、冬季における降雪量は非常に少なく乾燥した日が続く、全体的には雨や雪はほとんど降らない。以上のことから本研究では降雪に起因する雪氷層は存在せず、真氷層のみから氷層は成っていると仮定した。すなわち、南湖における氷板の成長過程では、大気と接する表層では降雪量による水の供給が少ないことから氷層は成長せず融解のみ起こり、湖水と接する氷層下面でのみ湖水の凝固による氷層の成長と融解が生じると仮定することとした。以下に従来の積算寒度に基づくモデルと単層結氷モデルについて紹介した後、本論で提案する多層結氷モデルについて紹介する。

(1) 積算寒度に基づく経験式モデル

積算寒度に基づく経験式モデルは気温変化のみに着目し、氷層厚の推算を行うモデルである。日射などの詳細な気象条件や水温などの水塊の条件を考慮しないモデルであり、必要とする入力データが気温のみと簡便なことから実行性の高いモデルである。結氷板の厚さ $\eta(t)$ [m]は次の式(1)に示すような経験式に基づき推算される。

$$\eta(t) = K\sqrt{\phi} \quad (\phi \geq 0) \quad (1)$$

ここで K は影響係数と呼ばれる定数で、水域ごとに0.015~0.025の間で調整される。 ϕ は積算寒度[$^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$]であり、式(2)に示すように気温 T_a が氷点以下と成った日 t_{start} からの積算値で与えられる。

$$\phi(t) = \int_{t_{start}}^t -T_a(t)dt \quad (2)$$

(2) 単層結氷モデル

積算寒度に基づく経験式モデルは簡便である一方で、日射などの気象条件や氷層下の水塊からの熱伝導などの

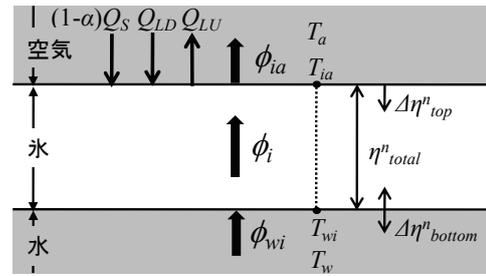


図-1 単層結氷モデルの熱収支模式図(真氷層のみ)

影響は考慮されていない。これら各種条件を考慮した結氷モデルとして単層結氷モデルが使用されてきた。このモデルでは、氷層内部で温度が線形に変化していると仮定し、氷内部の熱伝導・日射・水からの熱伝導の影響を考慮して氷の成長・消滅を推算するモデルである。

a) 基礎方程式

熱収支の考え方については、笹井らの研究⁵⁾を参考とし、以下の単層結氷モデルを構築した。単層結氷モデルでは図-1に示すように大気に接する氷上面、氷内部および水塊と接する氷下面における熱収支を基にモデル化される。図-1及び以下の式中の T_{ia} 、 T_i 及び T_{wi} はそれぞれ氷上面、氷内部及び氷下面での温度[$^{\circ}\text{C}$]、 ϕ_{ia} 、 ϕ_i 及び ϕ_{wi} はそれぞれ氷上面、氷内部、氷下面に入る単位時間・面積当たりの熱量[W/m^2]、 Q_s 、 Q_{LU} 及び Q_{LD} は太陽による短波照射に伴う熱量増加、大気からの長波照射に伴う熱量増加及び氷上面からの長波反射に伴う熱量の損失[W/m^2]を表し、 α は氷表面における反射率であり本研究では木岡ら⁷⁾の研究を参考に $\alpha=0.75$ とした。

時間 Δt の間における氷下面における氷層の伸縮長 $\Delta\eta_{bottom}$ [m]は、氷下面における移動熱量の差から、氷の密度 ρ_i ($= 900$) [kg/m^3]と凝固潜熱 λ [J/kg]を用いて次の式(3)により得られる。

$$\rho_i \lambda \frac{\Delta\eta_{bottom}}{\Delta t} = \phi_i - \phi_{wi} \quad (3)$$

同様に大気に接する氷上面における融解に伴う氷層の収縮長 $\Delta\eta_{top}$ [m]は太陽光の日射・放射による熱量輸送を考慮して次の式(4)により推算される。

$$-\rho_i \lambda \frac{\Delta\eta_{top}}{\Delta t} = [(1-\alpha)Q_s + Q_{LD} + Q_{LU}] + \phi_{ia} - \phi_i \quad (T_{ia} > T_{melt}) \quad (4)$$

$$\Delta\eta_{top} = 0 \quad (T_{ia} < T_{melt})$$

ここで T_{melt} は氷の融点であり、結氷板の表面における融解した水は再結氷しないと仮定している。氷上面では降雪が無いことを仮定して融解のみを考えるため、氷上面での温度 T_{ia} が融点 T_{melt} より低い場合には $\Delta\eta_{top}=0$ としている。本研究では $T_{melt}=0$ [$^{\circ}\text{C}$]とした。

また、式(3)と(4)に表れる ϕ_{ia} 、 ϕ_i 及び ϕ_{wi} はそれぞれ以下の式(5)~(7)で与えられる⁷⁾。

$$\phi_{ia} = h_{ia} \cdot (T_{ia} - T_a) \quad (5)$$

$$\phi_i = K_i \cdot (T_{wi} - T_{ia}) / \eta \quad (6)$$

$$\phi_{wi} = h_{wi} \cdot (T_w - T_{iw}) \quad (7)$$

ここで、 h_{ia} は氷上面における大気からの熱伝導係数 [$W/m^2/^\circ C$] であり、竹内の研究⁶⁾を参考にし、計算対象期間の2007年冬季の南湖の平均風速3.9m/sから氷表面の熱伝導係数を18 [$W/m^2/^\circ C$] と設定した。一方、 h_{wi} は氷下面での湖水からの熱伝導係数 [$W/m^2/^\circ C$] であり、竹内の研究⁶⁾を参考に式(8)で算定される。

$$h_{wi} = C_w U^{0.8} / D^{0.2} \quad (8)$$

ここで U は流速[m/s]、 D は水深[m]、 C_w は結氷板下面の粗度による定数 [$Ws^{0.8}/m^{2.6}/^\circ C$] である。本研究における C_w は笹井らの研究⁵⁾を参考に1622とした。研究対象となる南湖の最大水深 D は6m。また h_{wi} は流速の関数であるが、適用対象の南湖では流速の観測が行われていない。しかしながら、流動が非常に穏やかであることが知られていることから、結氷時の流速 U は0.005m/sに設定した。 K_i は氷内部の熱伝導率 [$W/m/K$] である。式(6)は氷内温度分布を直線分布と仮定している。

式(3)と(4)に基づき時間 Δt の間に氷層の厚みの変化が計算されることになる。つまり、次の時刻 $t^{n+1} = t^n + \Delta t$ における氷層の厚み η_{total}^{n+1} [m]が次の式(9)のように計算されることになる。

$$\eta_{total}^{n+1} = \eta_{total}^n + \Delta\eta_{top}^n + \Delta\eta_{bottom}^n \quad (9)$$

b) 物性値の算定

解析で用いた物性値は竹内ら⁶⁾の研究を参考とし決定した。しかし、実際の氷内部の熱的物性値、つまり熱伝導率、凝固潜熱、比熱などのパラメータは氷の温度に依存する。本研究では、これらの熱的物性値を次の式(10)~(12)のように氷温 T_{wi} を用いて与えることとした⁷⁾。ただし、氷の密度 ρ_i 、比熱 C_{pi} は空間的・時間的に変化しないと仮定した。

●熱伝導率(Maykut and Untersteiner, 1971)

$$K_i = 9.828 \exp\{-0.0057(273 + T_{wi})\} \text{ [W/m/K]} \quad (10)$$

●凝固潜熱(小野, 1968)

$$\lambda = 333.6 - 2.114T_i - 0.00377(T_{wi})^2 \text{ [kJ/kg]} \quad (11)$$

●比熱(Ono, 1967)

$$C_{pi} = C_0 + aT_i \text{ [Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}\text{]} \quad (12)$$

ここに、 C_0 は純氷の比熱であり2113[J/kg]、係数 a は7.53[J/kg $^\circ C$]で与えた。

(3) 多層結氷モデル

前節で示した一層の氷厚の変化モデルでは、結氷板内部の温度分布は準定常近似解を採用している。つまり、直線分布であると仮定していた。しかし、日中では氷の

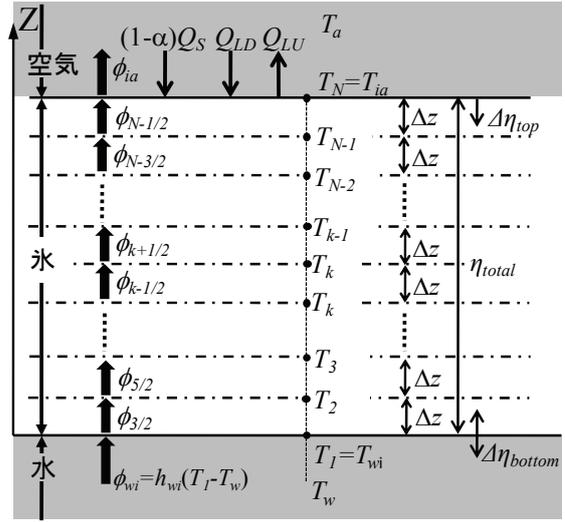


図-2 多層結氷モデルにおける1次元の熱伝導模式図

中層で氷温が最小になることや実際に結氷板内部の熱伝導率、融解潜熱、比熱などのパラメータは氷温に依存するので、単に温度分布を直線分布と仮定すると氷厚が大きい場合には不適切だと考えられる。そこで、解析対象となる氷板を多層に分け、それぞれの氷層に対して熱収支を計算して、結氷板内部の温度分布について解析する多層結氷モデルを新たに提案する。

a) 基礎方程式

単層結氷モデルと同様に日射と氷外部からの熱収支及び熱伝導を考える。結氷板は多層に分け、各層の境界面を通過する熱量の収支に基づき氷内部の温度と氷層の伸長を推算する。図-2に示すように氷層を均一な層厚 Δz を持つ複数の層に分割する($\eta_{total} = N \times \Delta z$, N : 層数)。氷上面、氷内部の k 層と $k+1$ 層の境界面及び氷下面における熱伝導による熱輸送量 ϕ_{ia} 、 $\phi_{k\pm 1/2}$ 、 ϕ_{wi} [W/m^2]はそれぞれ次式(13)~(16)で表わされる。

$$\phi_{ia} = h_{ia} (T_{ia} - T_a) \quad (13)$$

$$\phi_{k+1/2} = K_i \frac{(T_{k+1} - T_k)}{\Delta z} \quad k = 1, 2, \dots, N-1 \quad (14)$$

$$\phi_{k-1/2} = K_i \frac{(T_k - T_{k-1})}{\Delta z} \quad k = 2, 3, \dots, N \quad (15)$$

$$\phi_{wi} = h_{wi} (T_w - T_{iw}) \quad (16)$$

ここで T_w は湖水の温度($1.5^\circ C$)、 T_k は氷内部の k 層における温度 [$^\circ C$] であり、 T_N 及び T_1 は氷上面及び下面における温度 T_{ia} 、 T_{iw} に一致する。

b) 氷の内部および境界面温度の計算

氷の内部各層の温度 $T(t, z)$ は各層間での熱伝導方程式(17)で表わされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho_i C_{pi}} \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} Q_{Sin} \right) \quad (17)$$

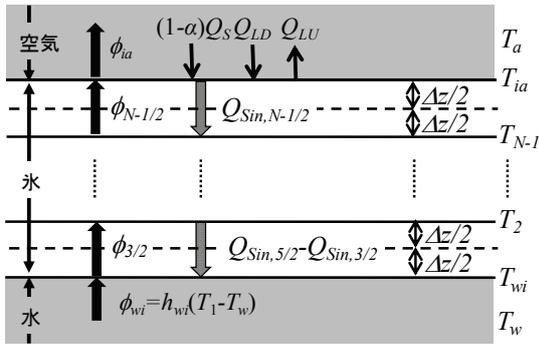


図-3 結氷板表面と底面における熱収支

ここで、 $\phi = K_i \partial T / \partial z$ は熱伝導フラックス、 Q_{Sin} は透過光の日射量であり、Lambert-Beerの法則から式(18)のように与えられる。

$$Q_{Sin} = (1 - \alpha) Q_s \exp(-\kappa_i d) \quad (18)$$

ここで、 d は氷表面からの深さ[m]、 κ_i は氷の透過率であり、本研究ではReidの研究⁸⁾を参考とし、 $\kappa_i = 1/0.27 [\text{m}^{-1}]$ とした。この式(18)から有限体積法(FVM)を用いて、氷内部の k 層における温度 $T_k = T(t, z)$ は以下の式(19)のように計算される。

$$T_k^{n+1} = T_k^n + \zeta \left(\phi_{k+1/2}^n - \phi_{k-1/2}^n \right) + \zeta \left(Q_{Sin,k+1/2}^n - Q_{Sin,k-1/2}^n \right) \quad k = 2, \dots, N-1 \quad (19)$$

ここで、 $\zeta = \Delta t / \rho_i C_{pi} \Delta z$ である。

次に、氷表面の温度の計算は、図-3のように氷表面に厚さ $\Delta z/2$ の検査体積を考える。短波照射による熱量の増加、長波照射と放射による熱量の増加・減少、空気からの熱伝導項は $(1-\alpha)Q_s + Q_{LD} - Q_{LU} + \phi_{ia}$ で与えられ、氷内部への熱伝導項は $\phi_{N-1/2}$ で与えられることから、氷表面における温度 T_{ia} の変化が氷の融解に伴う熱量の消費が無いとすれば次の式(20)のように計算される

$$T_{ia}^{n+1} = T_{ia}^n + \zeta \left(\phi_{ia}^n - \zeta \phi_{N-1/2}^n \right) / 2 + \zeta \left\{ (1-\alpha)Q_s^n + Q_{LD}^n - Q_{LU}^n - \zeta Q_{Sin,N-1/2}^n \right\} / 2 \quad (20)$$

対して氷の底面における温度 T_{wi} は水塊からの熱伝導項 ϕ_{wi} を用いて次の式(21)で計算される。

$$T_{wi}^{n+1} = T_{wi}^n - \zeta \left(\phi_{3/2}^n + \phi_{wi}^n \right) / 2 + \zeta \left(Q_{Sin,5/2}^n - Q_{Sin,3/2}^n \right) / 2 \quad (21)$$

c) 氷表面及び底面における氷層厚変化の計算

前節で得られた氷の温度を用いることで、氷表面及び氷内部の氷層厚を以下の関係によって得ることができる。氷表面では、 $T_{ia} > T_{melt}$ の場合には、 $\rho_i C_{pi} (T_{ia} - T_{melt}) \Delta z/2$ に相当するエネルギーだけが氷を融かすことに消費されると考えられることから、氷の融解に伴う表面における氷層厚の変化長 $\Delta \eta_{top}$ は次の式(22)で表わされる。

$$\Delta \eta_{top} = -C_{pi} \rho_i (T_{ia} - T_{melt}) \Delta z / 2 \lambda \rho_i \quad (T_{ia} > T_{melt}) \quad (22)$$

氷底面における温度 T_{wi} と氷の融点との差は相変化に費やされると考えられ、底面における氷層厚の変化長

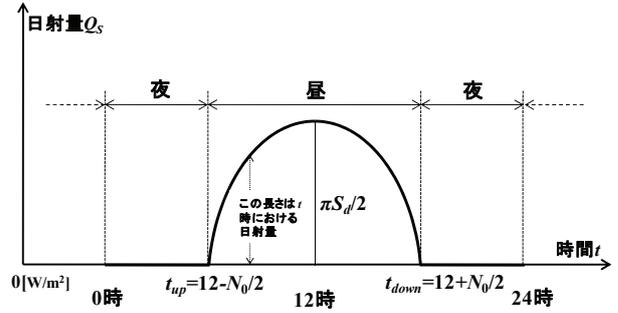


図-4 一日の日射量変化

$\Delta \eta_{bottom}$ は次の式(23)のように計算される。

$$\Delta \eta_{bottom} = -C_{pi} \rho_i (T_{wi} - T_{melt}) \Delta z / 2 \lambda \rho_i \quad (23)$$

また、次の時刻 $t^{n+1} = t^n + \Delta t$ における氷層全体の厚みは単層モデルと同様に式(9)に示すように更新される。

3. 入力気象データの推定

結氷板の厚さ変化と内部温度分布の数値計算を行うのに、計算モデルの入力条件として気象データが必要となる。しかしながら、本研究で取り上げた中国では気象データの継続観測を行っている地点は少なく、また政治的な理由によりデータの入手が困難である。そのため入手可能な限られたデータ(気温・天候概況)から必要となるデータを推定する方法を検討した。

(1) 短波日射量

桑形のアメダス地点における全天日射量(日平均)の推定法⁹⁾により、対象地域の緯度及び太陽赤緯から大気上端の水平面日射量 S_{d0} と可照時間 N_0 が幾何学的に得られる。その結果と実際の日照時間 N を用いて、地面に到達する全天日射量(日平均) S_d が推定できる。しかし、実際の日照時間 N を得ることは非常に難しいため、日照率 N/N_0 と雲量 C ($0 \sim 1$) が $N/N_0 = (1-C)$ となる関係を用いることで次の式(24)によって推定する。計算に必要な雲量の推定方法は次節で説明する。

$$S_d / S_{d0} = 0.244 + 0.511 \times (1 - C) \quad (24)$$

次に計算で必要となる時間 t における日射量 $Q_s(t)$ を求める。そのために、夜間に日射量が無く日中の12時に日射量が最大となる全天日射量(時間平均)分布を図-4に示すサインカーブを仮定する。すると、式(24)から式(25)を用いて任意の時間の日射量 $Q_s(t)$ を得ることができる。

$$Q_s(t) = \frac{\pi}{2} S_d \sin \left(\frac{t - t_{up}}{t_{down} - t_{up}} \pi \right) \quad (25)$$

ここで、 t_{up} は日の出時刻、 t_{down} は日の沈む時刻である。

(2) 雲量

前節の方法を用いて日射量を推定するためには、雲量が必要となる。しかし、適用対象の南湖の雲量データは入手できないため、中国の過去の新聞に載っていた三段階の天気概況(晴れ, 曇, 雪・雨)を調べて雲量 C を推定することとした。まず, 式(24)から雲の存在しない晴天($C = 0$)の日に対する日射量 $S_{d(C=0)}$ は, $S_{d(C=0)} = 0.755 \times S_{d0}$ となり, 式(24)を変形整理すると次の式(26)が導出される。

$$S_d / S_{d(C=0)} = 1 - 0.677 \times C \quad (26)$$

この関係式(26)と晴れ, 曇, 雪・雨の日に対する日射量の比 $S_d/S_{d(C=0)}$ を用いて雲量を推定する。しかしながら, 南湖における日射量は観測されていない。そこで, 同緯度付近に位置する日本の旭川では, 詳細な日射量データが継続して観測されていることから, 2007年11月から2008年4月までの181日間, 旭川で観測された晴天の日に対する晴れ, 曇, 雪・雨の日におけるそれぞれの日射量の比を整理し, それぞれの代表的な雲量の値を決定することとした。導出に必要な計算期間内の日射量の比と計算に用いた雲量は表-1に示す。

4. 結氷推算結果

氷板厚の変化モデルの有効性を検証するため, 計算結果と現地観測結果の比較を行った。開発した結氷モデルを厚い結氷層が観測されている中国吉林省に位置する南湖に適用し, 現地観測結果との比較を行い多層結氷モデルの有効性について検討を行うこととした。計算に用いる気象データは気温, 雲量, 日射量である。長波放射 Q_{LU} , Q_{LD} については, Reidの研究⁸⁾を参考にStefan-Boltzmannの法則及びKonig-LangloとAugsteinの経験式に従い, 気温と雲量から推定した。初期の結氷板の厚さは観測値の最初日の観測データを用いた。計算期間は2007年11月21日~2008年4月6日となる。

図-5(c)に各種結氷モデルによる氷層厚の時間変化の推算結果を示す。また, 図-5(a), (b)には計算に用いた日射量と気温の変化を示す。まず, 経験式に基づくモデルでは, 計算開始後90日(2月20日)つまり春季の融解期から, 推算値は観測結果より大幅に大きな値となり, 氷層の融解量を過小に評価していることが分かる。原因は, 経験式に基づくモデルでは気温データのみを用いて計算し, 日射量, 水温などの影響を考慮しないため, 春先の日射量と気温の上昇に伴う氷層の融解が再現できないと考えられる。一方で, 日射量など気象条件及び水温・流速などの要素を考慮した単層結氷モデルと多層結氷モデルでは, 同時期における急激な氷層の減少することが観察されている。しかしながら, 単層結氷モデルより多層結氷モデルの方の推算結果が観測値とよく一致していることがわかる。

表-1 雲量の推定結果

天気概況	日射量の比 $S_d/S_{d(C=0)}$	推定した雲量 C
晴れ	0.83	0.25
曇り	0.46	0.8
雪・雨	0.39	0.9

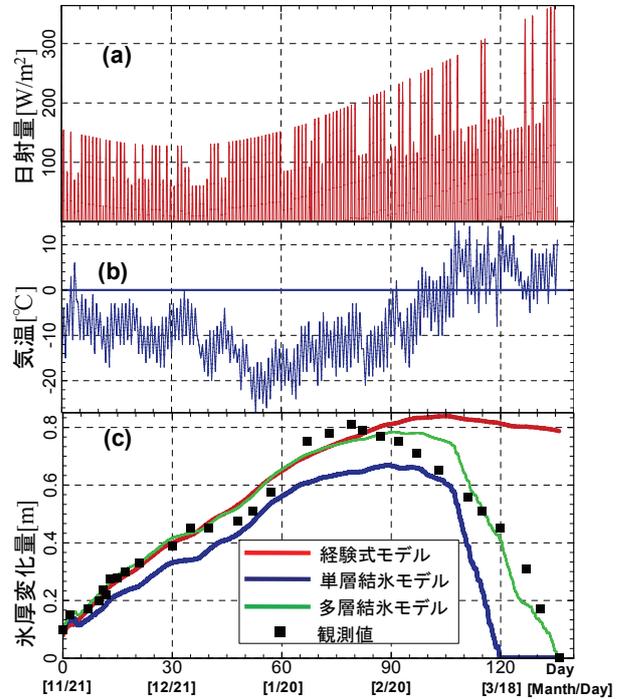


図-5 気象条件(a:日射量, b:気温)及び氷層厚の推算結果(c)

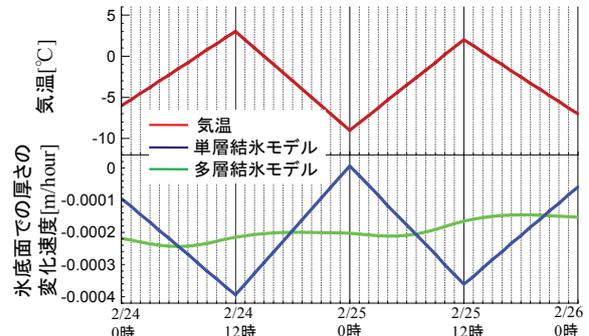


図-6 氷底面における変化速度

計算開始直後の14日(12月5日)付近までは単層結氷モデルと多層結氷モデルに大きな差は見受けられないが, それ以後には多層結氷モデルの方が単層結氷モデルに比べ氷層厚が厚くなるのが分かる。計算開始後94日目(2月24日)0時から96日目(2月26日)0時までの期間について氷底面における融解速度を拡大したものを図-6に示す。この図から融解速度の日変化は単層結氷モデルと多層結氷モデルでは異なる挙動を示すことが確認できる。すなわち, 単層結氷モデルでは線形的に気温の低下する夜間に氷の融解速度が低くなり, 気温の増加に伴って融解量も増加する。対して多層結氷モデルの融解速度は単層結氷モデルと比べて, 夜は大きく昼は小さくなる傾向にある。

図-7は2008年2月24日の夜と昼における氷内部での鉛

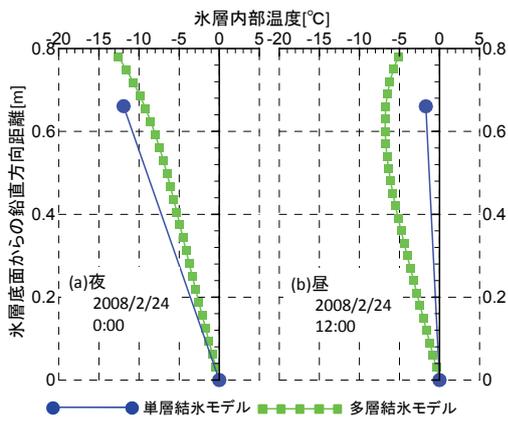


図-7 氷層内部における鉛直温度分布

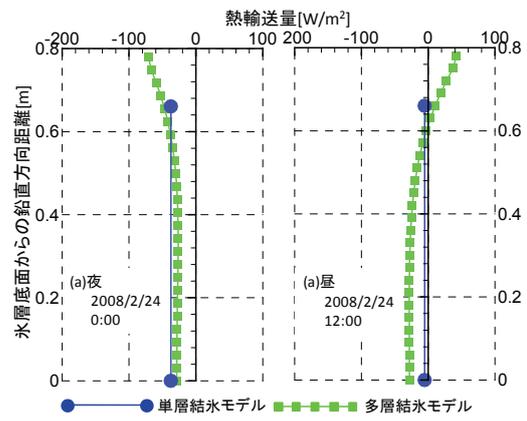


図-8 氷層内部の熱伝導による熱輸送量の鉛直分布

直温度分布の比較したものを示している。日射が無く気温の低い夜間に表面温度が低く、逆に日中に高くなるのは両モデルとも同一である。しかしながら、多層結氷モデルでは氷内部の温度を計算した結果、日中正午(12時)でも氷中心付近での温度は比較的低いままで表面付近のみ温度が大きく変動していることが分かる。また、図-8には図-7と同じ日時における氷内部での熱伝導による熱輸送量 $\phi_{k\pm 1/2}$ の鉛直分布を示している。図-8中で負の値は氷下側を冷却することに対応している。図-8から分かるように、日中では多層結氷モデルの方が氷中心付近からの熱伝導により氷底面(Z=0)付近がより冷却されるように熱輸送量が存在することが分かる。以上のように多層結氷モデルでは日中において氷内部で温度が比較的低温で保たれる“蓄冷”の効果を再現しているため、日中でも氷底面は氷内部から継続的に強く冷却されるため氷の成長が持続し、単層結氷モデルに比べ氷層厚の成長速度は日変化の少ない、かつ日中でも単層結氷モデルよりも成長速度の大きい結果となったと考えられる。その結果として単層結氷モデルより多層結氷モデルの方が、推定した氷層厚が比較的大きくなったと考えられる。

5. 結論

本研究では、従来使用されてきた氷を一層の結氷板と仮定する単層結氷モデルを基として、氷内部での温度分布など内部状態を考慮する多層結氷モデルを新たに提案した。多層化された結氷板モデルは中国長春市の南湖に適用し、現地観測結果との比較を行った。また、その際に必要となる日射量・雲量などの気象データの推定方法についても検討を行った。従来の結氷モデルと提案した多層結氷モデルとの計算結果の比較から、以下のような結論を得た。

- (1) 現地観測結果との比較から、積算寒度を用いる経験式に基づくモデルでは、特に日射量が大きくなる融解期の融解量を低く見積もる傾向があり、氷層厚の減退過程を十分に再現できない恐れがある。

- (2) 現地観測結果の比較から、日射量を考慮することで単層・多層結氷モデルでは氷の融解期の急激な氷層厚の減少を再現可能である。
- (3) 多層結氷モデルを用いることにより、氷内部における温度分布を再現することが可能であり、その結果として氷中心付近での日中の“蓄冷”効果を表現することが可能であることが示唆された。
- (4) 氷の成長期には多層結氷モデルは単層結氷モデルに比べ成長速度を大きく、融解期には融解速度を小さく見積もる傾向がある。これは、氷内部での“蓄冷”効果を考慮した結果、氷の成長・消滅が起る氷表面における温度変化を抑制する傾向にあるためだと考えられる。

参考文献

- 1) 肖建民, 金龍海, 謝永剛, 霍躍東: 寒冷地域貯水池結氷板形成融解分析, 水利学報刊, 2006.
- 2) Stefan, J.: Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Palameere. Sitzber. Wien. Akad. Mat. naturw., 98, 11a, pp.965-983, 1889.
- 3) Neumann, F.: Ann. Chim. Phys., (3)66, pp.183, 1862.
- 4) Kreith, F.: Principles of Heat Transfer, Harper Inter. Ed., 1976.
- 5) 笹井秀男, 神藤謙一, 横辻幸: 冬季貯水池における結氷板の形成過程と挙動に関する研究, 水工学論文集, 第49巻, pp.1105-1110, 2005.
- 6) 竹内教浩: 水域の結氷過程に関する研究, 岩手大学修士論文, pp.30-31, 1987.
- 7) 木岡慎二, 本間大輔, 山本泰司, 西田道祐, 窪内笹: 実用的な港内結氷シミュレーション手法の構築とその活用方法, 海岸工学論文集, 第52巻, pp.1311-1315, 2005.
- 8) Reid, T. D.: Modeling Antarctic Lake Ice Responses To Meteorological Variables, Thesis submitted to University of Nottingham, 2005.
- 9) 桑形恒男: アメダス地点における全天日射量(日平均)の推定法, 農業環境技術研究所, 2005.

(2008. 9. 30受付)