

岩手大学

オリエンタルコンクリート(株)

岩手大学

正員 ○ 笹本 誠

目時 泉

正員 平山健一

1、はじめに

本報告は、過去の小川原湖における氷状調査に基づいて氷板形成モデルを考え、それによる推定値と過去2シーズンの氷厚実測データを比較・検討した。さらに小川原湖の氷板形成の特徴の1つである西風による東西両岸間の氷板形成過程の違いについても考察を加えたものである。

2、小川原湖の氷板形成モデルと計算結果

図-1に小川原湖の基本的な氷板を示し、一般的な氷板の成長過程を説明すると、例年1月上旬から中旬にかけてまず湖水の冷却によって湖面に薄い氷板が形成される。その後、降雪があると積雪の重みで氷板が沈み水の浸透した雪泥層を形成する。雪泥層は冷え込みによってその表面より凍結しはじめ第2の氷層である雪泥層が形成される。この過程の繰り返しにより氷厚が増していくわけである。はじめに降雪がない場合には、氷板下面に真氷層が形成されてゆきこれによっても氷板は成長することとなる。

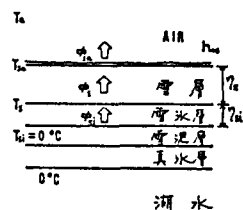


図-1

図-1に示される氷板において、各層の熱移動は雪氷下層及び真氷層下面が

0℃であるので、この間の熱移動は無視し、雪氷層・雪層・雪表面の熱移動 $\phi_{si}, \phi_s, \phi_{as}$ を考えると

$$\phi_{si} = k_{si} \frac{T_{si} - T_s}{n_{si}} \quad \phi_s = k_s \frac{T_s - T_{sa}}{n_s} \quad \phi_{as} = h_{as} (T_{sa} - T_a)$$

ここで k_{si}, k_s は雪氷層、雪層の温度伝導率 (W/m-deg) h_{as} は雪表面の熱伝導係数 (W/m²-deg)

T_{si}, T_s, T_{sa}, T_a は雪氷-雪泥、雪-雪氷の境界面、雪表面、空気温度 (deg)

n_{si}, n_s は雪氷層、雪層の厚さ (m)

ここで $\phi_{si} = \phi_s = \phi_{as}$ と置くと

$$\phi_{si} = \frac{T_{si} - T_a}{(n_{si}/k_{si}) + (n_s/k_s) + (1/h_{as})} \dots \dots \dots (1)$$

又、氷厚の増加に関して

$$\phi_{si} = \rho_i \cdot \lambda \cdot \phi \cdot dn_{si}/dt \dots \dots \dots (2)$$

ここで、 ρ_i は水の密度 (kg/m³)

λ は凝固潜熱 (J/kg)

ϕ は雪泥中に水がしめる割合

Δt は一日とする

$$(1) \text{ と } (2) \text{ より } \frac{T_{si} - T_a}{(n_{si}/k_{si}) + (n_s/k_s) + (1/h_{as})} = \rho_i \cdot \lambda \cdot \phi \cdot dn_{si}/dt$$

従って氷厚の計算式として

$$\Delta n_{si} = \frac{1}{\rho_i \cdot \lambda \cdot \phi} \cdot \frac{T_{si} - T_a}{(n_{si}/k_{si}) + (n_s/k_s) + (1/h_{as})} \Delta t$$

上式の定数は Calkins などの論文より表-1のように得られたが、 ϕ は得ることができなかった。雪泥と水を同時間、同条件で凍らせ、その氷厚の比から ϕ を求める実験を行い、 $\phi = 0.53$ と定めた。(真氷は $\phi = 1.0$) 又、積雪層における毛管高は3cmとした。計算は、結氷初日を実測値と気象データから54年度は55年1月5日、58年度は58年12月27日とし、次の日以降の氷厚増加量を、順次計算したものである。

λ	3.34×10^5 (J/kg)
ρ_i	916 (kg/m ³)
k_s	0.3 (w/w-deg)
k_{si}	2.24 (w/w-deg)
Δt	8.64×10^4 (s)
h_{as}	25 (w/w ² -deg)

表-1

図-2、図-3に推定値と実測値及び気温と降水量のデータを示した。この2年度は気象上それぞれ異なる特徴を持った年度であるが、54年度はや

や大きめに推定されてはいるが、全体として氷板の成長速度やピーク日の氷板厚などほぼ実測値に沿ったものとなっている。この結果から本モデルは融解期までの平均的な氷板の成長過程を推定するには有効な推定モデルであると言える。

3、東西兩岸の氷質・氷厚の違いに関する考察

小川原湖の氷板形成の特徴には、全面結氷以前の西風による東岸への氷片の漂着が原因で生ずる東西兩岸間の氷質氷厚の違いがあり、氷厚の違いは、東岸の氷厚と東岸・西岸の平均氷厚との比で図-5に示されるように明らかである。そこで本研究では、この東西兩岸の氷厚の違いを考慮してモデルを作成した。

東岸の氷板形成モデルを図-5のように考えた。まず、湖面に冷却による薄い氷板が形成される。その後、西風が吹くと氷板は東岸に流され、氷片となって東岸の氷板下面に潜り込み、或いは互いに座屈して未結合氷片による層を形成する。ここで積雪があると前述のモデルと同様となるが、ない場合にはこの未結合氷片層上部より凍結しはじめる。この層の凍結が氷板下面に凹凸の多い特徴ある氷板を形成する。そして、この結氷過程が起こるのは、図-6に示す54年度の全面結氷直前のスケッチより、湖面積の1/5程度の東岸地区であると考えられ、他地域では全面結氷後にはじめて前節のモデルで氷板が形成されると思われる。そのため東西兩岸の氷板形成過程を推定する場合、結氷初日と全面結氷日の予測が重要となる。本研究では54年度の調査から、全面結氷日は結氷初日から積算寒度が $-60^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$ を超える日として58年度について予測した。また、未結合氷片層の ϕ はCalkinsの論文より $\phi=0.75$ と仮定した。

図-7、8に、その推定値と実験値を示す。実測値は図-6の東岸3地点、西岸5地点のそれぞれの平均で、推定値が東・西の実測値によく沿っているのが見られる。このモデルは気温と降水量資料から、雪泥層も含めた氷板各層の推定もできるので、東西兩岸の氷板の氷厚と氷質の状態を計算することも可能となった。

おわりに、本研究を進めるにあたって(株)鴻ノ池組 富士川-雄氏の協力を得たことをここに記して謝意を表するものである。

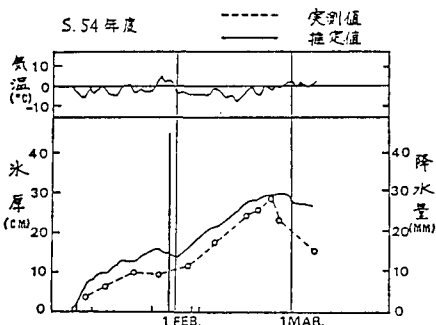


図-2

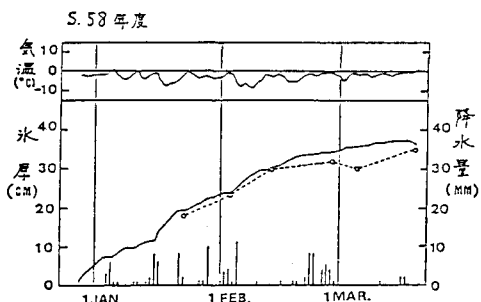


図-3

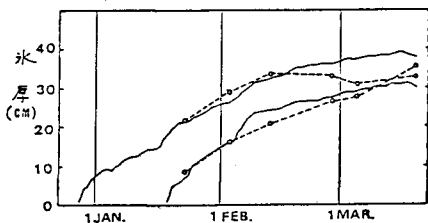


図-4

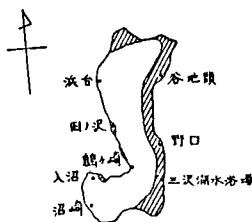


図-5



図-6

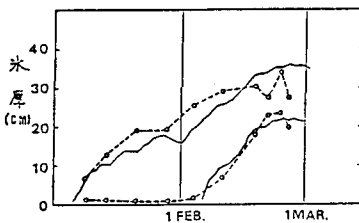


図-7

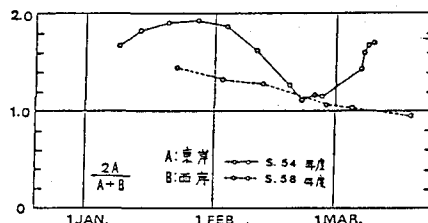


図-8