

小川原湖の全面結氷日の予測

Prediction of Complete Ice Cover Formation in Lake Ogawara

宮 昭彦^{*} 小林正隆^{**} 笹本 誠^{***} 堺 茂樹^{****} 平山健一^{*****}

By A. Miya M. Kobayashi M. Sasamoto S. Sakai and K. Hirayama

Abstract

Ice process of Lake Ogawara in Aomori Prefecture is observed for 1983-1986 winters. From these observations it is concluded that the complete ice cover is initiated when wind stress on the primary ice sheet is not sufficient to fail the sheet by bending at the shore. The sheet thickness for a day is calculated for air temperature.

Proposed criteria for the formation of complete ice formation of the lake gave a satisfactory explanation for observations.

Key word : complete ice formation, ice thickness, air temperature, wind stress

1 はじめに

小川原湖は青森県下北半島基部に位置する湖で、平年の結氷することが知られている。湖における結氷は、冬期間の有効貯水量の減少、氷上よりの漁業（氷引き漁によるわかさぎ漁、しじみ貝漁）へ影響を与え、また融氷期には風による移動を生じて湖岸の水理構造物へ大きな氷圧力を発生するなど湖水の管理、運営を考慮する上で重要である。湖沼全域にわたる結氷（全面結氷と呼ぶ）に関する研究は、広い範囲の結氷状況の観測例が少ないため、Michel¹⁾、Ashton²⁾、Wake & Rumer³⁾ などごく少数である。

Michelは、湖沼の氷の状況を分類し、Ashtonは、これまでの研究を参照して、岸氷の形成条件を提案した。Wake & Rumerは、エリー湖の氷の移動モデルを作成した。また、Rodhe⁴⁾、Billelo⁵⁾ などが、結氷期に至る水温変化をモデル化しているが、湖沼の全面結氷のメカニズムに関する研究はこれまでなされていなかった。

本報告では小川原湖の結氷観測結果にもとづき、小川原湖の全面結氷予測モデルを提案した。本モデルは、結氷点に至る水温の変化を気温により予測し、次に気温と風をパラメーターに全面結氷の発生を判定するモデルであり、予測値と実測値の比較検討を行った。

-
- | | | |
|------------------|---------|--------------------|
| [*] | 学生員 | 岩手大学工学部土木工学科 |
| ^{**} | 学生員 | 岩手大学工学研究科修士課程 |
| ^{***} | 正員 | 岩手大学工学部建設環境工学科 |
| ^{****} | 正員 工博 | 岩手大学助教授 工学部建設環境工学科 |
| ^{*****} | 正員 Ph.D | 岩手大学教授 工学部建設環境工学科 |

2 小川原湖の気象

小川原湖の位置は図1に表されるように、青森県東部下北半島基部にあり、直轄河川高瀬川の河道となっている。湖南西部より数本の河川が流入し、北に位置する湖口は約7 kmの水路を通じて太平洋につながっているため潮位の高い時は塩水が流入する。湖面積は63 km²、最大水深は25 m、平均水深は11 mである。1月と2月の三沢市の気温を図2に示す。1月と2月での平均気温は-2℃程度で、平均積算寒度は約-100℃・day程度であり(図3参照)、最大でも積算寒度は-250℃・dayを越えないが、平年の湖の全面が結氷する。1月と2月の全降雪量の平均は約180 mmである。冬期にはユーラシア大陸から北西の季節風が強く、この季節風はシベリアの冷氣と日本海から多量の湿気を運ぶ。三沢市で観測された風向と風速の分布を図4 a, 図4 bに示す。小川原湖の風速は三沢の約3倍であり冬期にはかなり強い西風が卓越する。

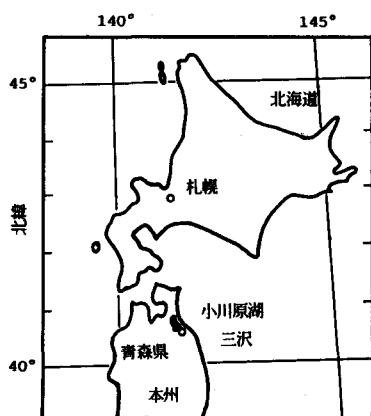


図-1 小川原湖

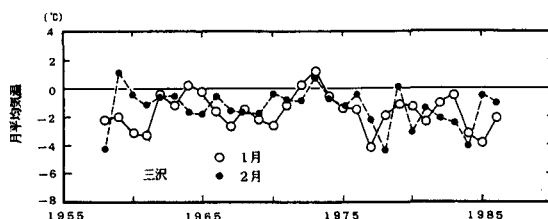


図-2 三沢市の月平均気温

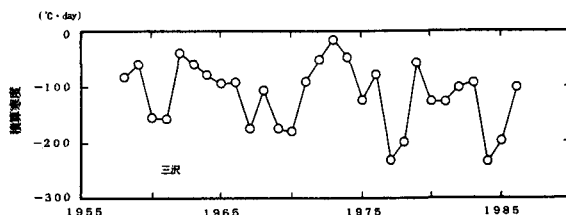


図-3 三沢市の積算寒度

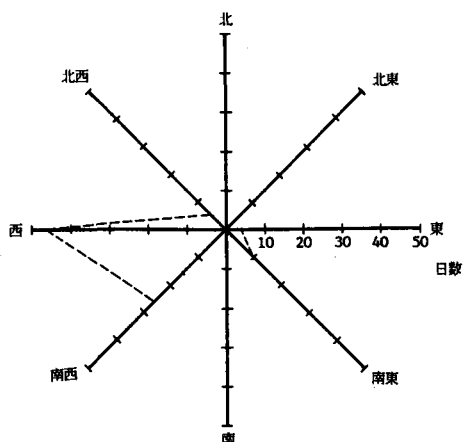


図-4 a 三沢市の風向分布

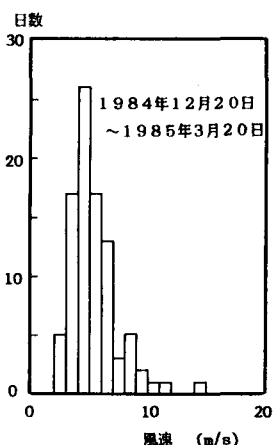


図-4 b 三沢市の風速分布

3 湖水の成長過程

1983年から1986年のまで4年間、小川原湖の氷の成長過程を観測した。小川原湖の全面結氷開始日は、年によってかなりのばらつきがある。気温と水温の低下により、例年、薄い氷板が12月下旬に形成されるが、これらの氷板はその後の暖気によって融解し、あるいは強い西風によって破壊され、氷片が湖の東岸に吹き寄せられる。この繰り返しにより最初の氷の発生から2、3週間後に全面結氷が生じる。このため結氷形成は東岸に沿って早く、西岸は1月下旬まで開水面が存在することが多い(図5参照)。

これらの観測により全面結氷に至る過程は次のようにまとめられる。

- (1) 湖水の水温が0℃となる。
- (2) 薄い氷板が湖面に形成される
- (3) この氷板が風に対して十分強ければ全面結氷する

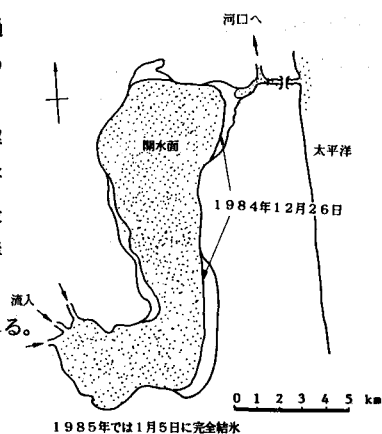


図-5 結氷初期

いったん全面結氷が形成された後は、氷板は風の応力を受ける。卓越した西風に対して湖の最長吹送距離は5 km程度であるが、氷が動く程の風力がなければ氷板はそのままの位置で厚さを増加する。この地域は比較的温暖で密度の高い雪が降るため、氷板上に降り積もった雪層の重さによって氷板が沈下して、雪層に水が浸透し雪泥層が形成される。この雪泥層は、上面から凍結し新しい雪氷層が発生する。次の降雪までこの雪泥層が完全に凍結しない場合は、雪泥層が雪氷層に挟まれて存在する。この過程が冬期間繰り返され、最初の真氷層の上に雪氷層と雪泥層が交互に存在する。このため結氷板の厚さは積算寒度の平方根に比例するという通常の関係式では表現できず降雪量にも左右される。氷と湖水の両方の塩分測定では、濃度が100 ppm以下であり、湖で観測された氷の分類はP1, P2, P4, S1, S2, S3, T1, T2等の淡水氷のみである。春になり暖かい融雪水が湖に流入する頃に開水面が現れる(図6参照)。図7には昭和61年3月中旬に見られた氷板の大きなクラックが示されているが、全面結氷時期であり、波、流れ、温度によるクラックとは考えられず、風の力によって発生したと判断される。

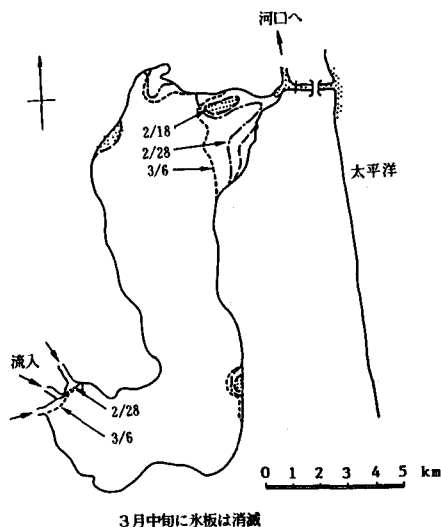


図-6 融氷期

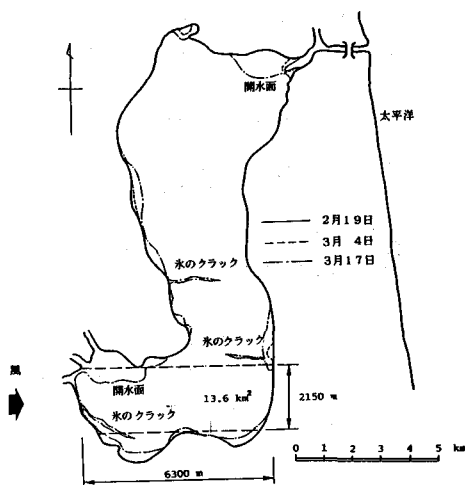


図-7 氷のクラックの形成
(1985-86 冬)

4 全面結氷時期の予測

小川原湖の全面結氷に至る過程を単純化し模式的に示すと図8の様になる。 ステップ1では、水温が結氷温度まで低下する過程を、 ステップ2は、水面に最初の薄い氷板が形成される過程を、 ステップ3は、薄い氷板が風の応力を受ける過程を示している。

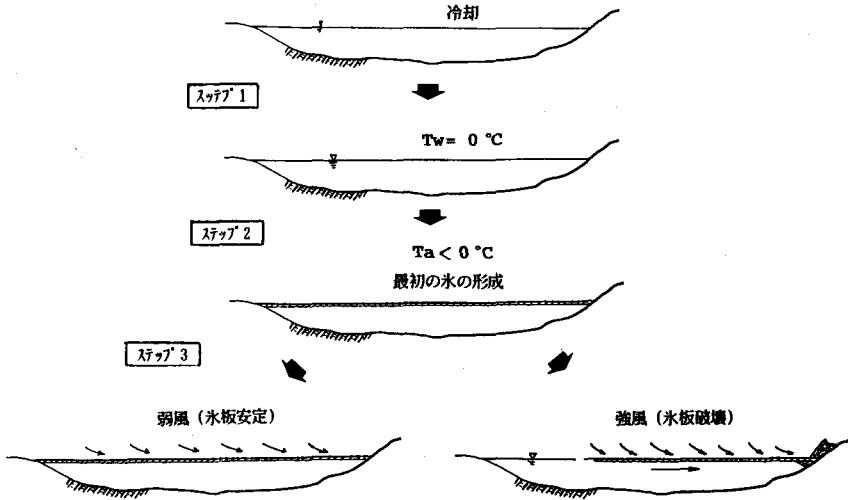


図-8 結氷過程

ステップ1では水温の初期値を与えて水温が結氷点に到達する日を日単位で予測する。水温の変化は、式(1)で表されるBilleloの方法によって計算される。

$$T_w(n) = T_w(n-1) + N(T_a(n) - T_w(n-1)) \quad (1)$$

$T_w(n)$: n日目の水温 $T_w(n-1)$: (n-1)日目の水温

$T_a(n)$: n日目の気温 N:定数

本予測式を用いた計算例を図9に示す。◎印は初期値を、実線は図中の気温を用いて求めた計算値を、●印は実測値を示している。本例でも示されるように完全結氷は水温が零度に到達した後に発生している。

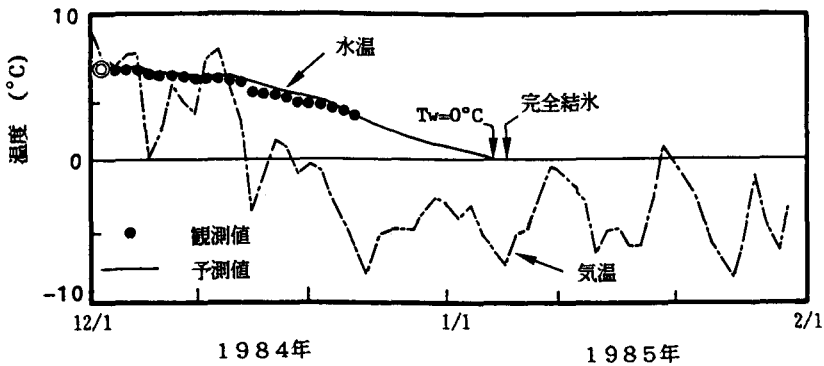


図-9 水温変化の予測

ステップ2では、日平均気温を与えて最初に形成される薄い氷板の厚さ h を次式で計算する⁸⁾⁷⁾。

$$h = \frac{1}{\rho_i \cdot \lambda \cdot c} \frac{T_{si} - T_a}{(\eta_{si}/K_{si}) + (\eta_s/K_s) + (1/h_{sa})} \Delta t \quad (2)$$

λ : 凝固潜熱 (J/kg) ρ_i : 氷の密度 (kg/m³)
 c : 空隙率 T_{si} : 雪泥層の温度 (=0℃)
 T_a : 気温 η_{si}, η_s : 雪氷層、積雪層の厚さ
 K_{si}, K_s : 雪氷層、積雪層の熱伝導率
 h_{sa} : 大気と氷の間の熱伝達係数 Δt : 時間 (1日ごと)

ステップ3では風により氷板が受ける単位幅当りの力(環境力) H を式(3)によって計算する⁸⁾。

$$H = \rho_a C_D V_{10}^2 A \quad (3)$$

ρ_a : 大気密度 (=0.132kg・sec²/m⁴) C_D : 抗力係数
 V_{10} : 高さ10mでの風速 A : 吹送面積 (=b*L)

氷板の厚さが風の応力に抵抗出来るだけ大きければ、氷板は壊れず安定を保つ。つまり寒くて氷板が厚く成長し、風が穏やかな時に全面結氷は形成されやすい。氷板の破壊形式は、小川原湖で観測中に最も多く見られた、氷板が湖岸の斜面に押し付けられて発生する曲げ破壊を選択した。氷板の曲げ破壊荷重 H_0 と氷厚 h の関係は式(4)によって与えられる⁹⁾。

$$H_0/b = 0.68 \sigma_f (\rho_w g h^5 / E)^{1/4} (\sin \alpha + \mu \cos \alpha) / (\cos \alpha - \mu \sin \alpha) \quad (4)$$

b : 氷板幅 σ_f : 氷の曲げ強度 ρ_w : 水の密度
 h : 氷の厚さ E : 氷の弾性係数 α : 斜面角度
 μ : 氷と斜面との摩擦係数

ここで風による力 H が破壊荷重 H_0 より大きければ、風により氷板は破壊する。

(1)～(3)式を用いて、種々の吹送距離 L による氷板の破壊基準は図10のように与えられる。縦軸は破壊の原因となる風速を、横軸は氷板の厚さに関する気温であり、線の下側が非破壊の領域であり気象条件がこの領域にあれば全面結氷が発生すると判定する。吹送距離 L が大きくなれば破壊に要する風速は小さくなる。

小川原湖では、冬期に卓越する西風に対して、氷板上の吹送距離は湖の東西の最大幅をとり5kmを与えると、破壊条件は図11の実線で示される。図には水温が氷点に達した後の各日の気象条件(気温、風速)が順にプロットされており、1月19日に気象条件が実線をクロスして初めて非破壊領域に入り全面結氷日と判定される。図中、白抜き印の点は観

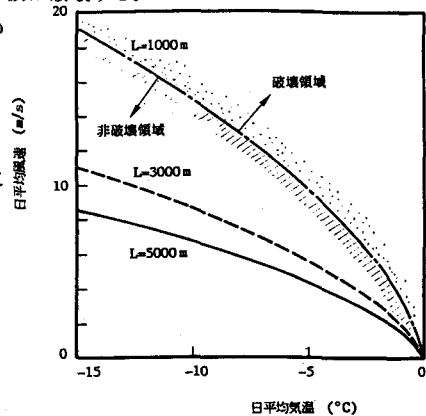


図-10 氷板の破壊基準

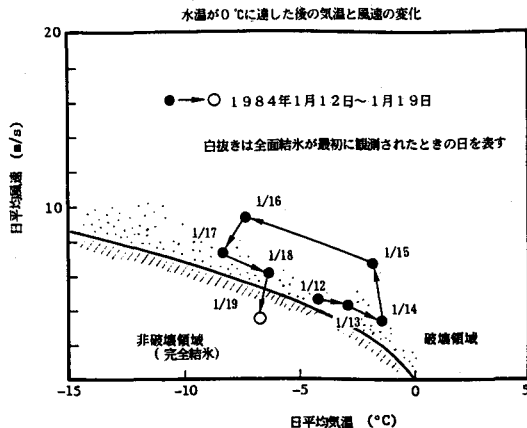


図-11 小川原湖での破壊基準の適用

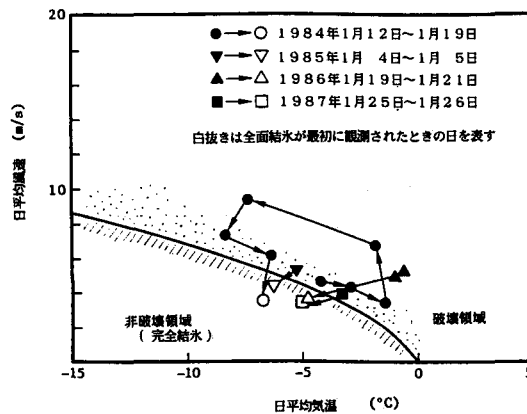


図-12 小川原湖での破壊基準の適用

参考文献

- (1) Michel, B., "Winter Regime of Rivers and Lakes", CRREL Report III-Bla, 1971.
- (2) Ashton, G.D., "Freshwater Ice Growth, Motion and Decay", In Dynamic of snow and Ice Masses, Academic Press, Inc., pp.261-304, 1980.
- (3) Wake, A. and R. Rnmer, Jr., "Modeling the Ice Regime of LAKE Erie", Jr. of Hydraulic Division, ASCE, Vol.105, No.HY7, pp.827-844, 1979.
- (4) Rodhe, B., "On the Relation between Air Temperature and Ice formation in the Baltic", Geografisk annaler, Vol.34, pp.175-202, 1964.
- (5) Billelo, M.A., "Ice Predication Curves for Lake and River locations in Canada", CRREL Research Report 129, 1964.
- (6) Ashton, G.D., "River and Lake Ice Formation", water Resources Publication, 1986.
- (7) Hirayama, K., et al., "Ice Condition of Lake Ogawara", Proc. IAHR Ice Symposium, Vol.1, pp.415-426, 1988.
- (8) Danys, J.V., "On Wind induced Static ice Forces on Offshore Stuctures", Proc. of POAC'77, Vol.2, pp.718-729, 1977.
- (9) Carstens, T., "Working Group Report on Ice Forces on Structures", CRREL Special Report 80-26, 1980.

測による全面結氷日であり、予測された日と一致していることがわかる。図12には1983年から1986年までの4年間につき、水温が0℃になった後の気象データをそれぞれの年別に表示した。この図でも白抜き印の点は観測による全面結氷日であり、本モデルにより予測された日と一致している。

5 あとがき

小川原湖は比較的小さい湖であり気象条件は地域的にそれほど異ならない。また冬季は西風が卓越する。風下の湖東岸は夏期に湖水浴場として利用されている箇所もあるなだらかな勾配を持っている。このような自然条件は、単純な本モデルでの解析が可能であった大きな理由であろう。また海跡湖であるため水深が小さく、水面での熱収支のみ考慮した水温予測式が利用出来たと考えられる。従って自然、地形条件が異なる湖沼での結氷予測はさらに複雑となることが予想される。本湖は、ここ数年結氷しない年が続いているが本モデルを適用して、その原因を明らかにしていく予定である。