

海水の生成と氷厚について

北大工学部 学生員 ○阿部 茂
正員 佐伯 浩
正員 浜 中 建一郎

1 緒 言

本道東部沿岸およびオホーツク海沿岸の港湾においては、冬季間、港内の凍結や流水の接岸により海上交通は停止する。また、暖冬時のサロマ湖においては、湖水自身の凍結以前に湖内への流水の侵入を見る。この港内凍結および流水による慢性的災害の被害は決して少なくない。これに対処し港湾を効果的に活用する為にも、港湾および湖の凍結時期、氷厚を知る事が必要となった。そこで本実験は、気温の降下に伴う水温変化、結氷機構、氷厚増加に着目し、海水の生成と成長に関する基礎的な実験を行った。

2 実験装置および測定方法

低温室は北大開発研究所の低温室を使用し、気温はおおむね -10°C を保った。水槽は、縦58cm、横58cm、深さ85cmのビニール水槽を用い、側面、底面を50mmの断熱材で断熱し、熱の出入りは、水面だけで行なわれるものとした。この断熱材を用いることで、圧力緩和を期待している。また氷厚増加に伴う水槽内部の圧力増加を緩和し、その圧力水頭を見るために、パイプを通したが、あまり大きな水面変動は見られなかった。水温の測定は、水深5cm、10cm、15cmの地点において白金測温抵抗体により測定し、電子記録計により自動記録させた。氷厚の測定は、氷を破壊することなく測定する為、図示の如くL字型のステールパイプで作られた氷厚測定器を用いて、約24時間間隔で、9点で測定した。塩水濃度39.4%、35.6%、27%の3通りの塩水を用いて実験を行った。

3 結果と考察

1) 熱交換過程

大気と水面間の熱交換要素は、太陽輻射による短波輻射熱量 Q_R 、大気から水面へ向かう長波輻射熱量 Q_{RA} 、水面から大気へ向かう長波輻射熱量 Q_{RW} 、大気と水面の温度差による乱流熱伝達量 Q_K 、蒸発による潜熱交換量 Q_E 等である。水面における熱交換量 ΔQ は、外からの熱の移流、結氷などが無い限り、次式の様に表わすことができる。 Fig 2

$$\Delta Q = Q_R - (Q_{BR} + Q_K + Q_E) \quad (1)$$

但し、 Q_{BR} は Q_{RW} から Q_{RA} を引いた有効長波輻射熱量。

この実験においては、太陽からの輻射熱量 Q_R はなく、 Q_{BR} においては、 Q_{RW} はStefan-Boltzmanの法則より求め、 Q_{RA} は

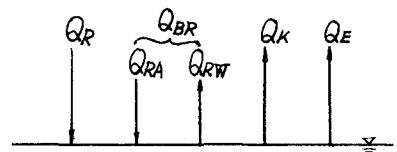
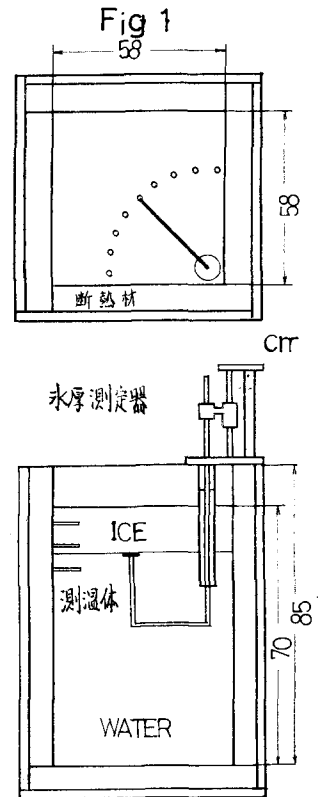


Fig 2

水温と気温の温度差の影響をも考慮した。

Brunt 型の式より求め、次式を用いて計算した。

$$Q_{BR} = 50 \theta_w^4 \{1 - a - b \sqrt{e(T_a)}\} F + 450 \theta_w^3 (T_w - T_a)$$

F : 形態による係数 (0.3)

ここに、 θ_w は水温の絶対温度、 S は黒体輻射と水面輻射との比を表わす係数 0.97
 σ は Stefan-Boltzman 常数、 a, b は実験的に定められた定数で、 $a = 0.51$, $b = 0.066$ 、 $e(T_a)$ は 接水気層の水蒸気圧 $= f e_s(T_a)$ (mb)、 f : 相対湿度、 $e_s(T)$ 温度 T における飽和水蒸気圧 (mb) である。
 第二項は水温と気温が異なっている場合の温度差の影響を考えた項で、その値は近似的に $450 \theta_w^3 (T_w - T_a)$ で表わされる。

Q_K, Q_E については、Prandtl の混合長理論に従った Rossby 等の乱流熱交換法を用いて、次式で算定した。

$$Q_K = K (T_w - T_a) \quad \text{cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$$

$$Q_E = 15 K \{e(T_w) - e(T_a)\}$$

$$K = 2.77 \times 10^{-4} (0.48 + 0.272 V)$$

V は風速 (m/sec) で、この式は

J. Faure の与えた実験式である。

ΔQ_{exp} は、冷却により氷槽全体が、一様に温度降下をなし、温度勾配は発生していないものとして、実測による水深 5cm 地点の水温と水深より求めた値である。この値と計算値 $\Delta Q_{cal} (= -(Q_{BR} + Q_E + Q_K))$ とを比較すると表 - 1 の様になる。 ΔQ_{exp} が ΔQ_{cal} よりも大きな値を示すのは、表面で深では水温は一樣であるが、表面近傍では、以深より冷却されて、温度勾配が発生している為と考えられる。両者は、ある時間までは、ほぼ同様の傾向が見られるが、水深 5cm 地点の水温が結氷温度よりも 0.3 ~ 0.5℃ ほど高い時点で ΔQ_{exp} が急激に小さくなり ΔQ_{cal} の値から大きく離れる。これは、この時点で (1) 式で表わし得る熱交換は、乱れ、新たに結氷による熱交換量が与えられる為と考えられる。

2) 疑似結氷期間

花咲港における 48 年度の現地測定において、海水が結氷温度に到達する以前に、海面において結氷する現象が認められた。クヌーツェン、シュレイケン等の研究により、最大密度温度 θ_{pmax} と結氷温度 θ_f とは、塩分量 S の関数として、次の様な経験式で表わされる。 Fig 3

$$\theta_{pmax} = 3.95 - 0.2 S - 0.0011 S^2 + 0.00002 S^3$$

S (‰)

$$\theta_f = -0.008 - 0.0527 S - 0.00004 S^2 - 0.0000004 S^3$$

無符号はマイナスの値

Time	T_a	T_w	Q_{BR}	Q_K	Q_E	ΔQ_{cal}	ΔQ_{exp}
	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖
18	7.3	0.26	5.64	3.37	1.88	10.89	14.96
19	8.2	0.48	5.94	3.72	2.03	11.69	15.03
20	8.7	0.67	6.04	3.84	2.05	11.93	13.40
21	8.8	0.85	6.00	3.81	2.02	11.83	11.83
22	9.0	1.03	6.00	3.81	1.98	11.79	12.58
23	9.0	1.22	5.92	3.73	1.92	11.57	12.68
0	9.2	1.37	5.93	3.75	1.91	11.54	10.27
1	9.3	1.53	5.90	3.72	1.87	11.49	11.01
2	9.4	1.61	6.07	3.94	1.87	11.88	5.51
3	9.5	1.71	5.90	3.73	1.89	11.52	6.72
4	9.6	1.79	5.91	3.74	1.80	11.45	5.10
5	9.7	1.84	5.93	3.76	1.85	10.91	3.94
6	9.8	1.88	5.95	3.45	1.87	11.27	2.88
7	9.8	1.88	5.95	3.45	1.87	11.27	0
22	8.0	+0.67	6.37	4.15	2.37	12.89	16.52
23	8.7	+0.43	6.55	4.37	2.44	13.36	16.52
0	8.9	+0.20	6.53	4.35	2.39	13.27	15.77
1	8.9	0.05	6.42	4.24	2.28	12.94	15.52
2	8.5	0.24	6.16	3.75	2.18	12.29	13.46
3	9.1	0.44	6.32	4.16	2.11	12.59	13.40
4	9.2	0.65	6.26	4.09	2.02	12.37	14.21
5	9.3	0.85	6.21	4.05	1.97	12.23	13.40
6	9.4	0.96	6.20	4.04	1.92	12.16	7.89
7	9.5	1.10	6.18	4.02	1.87	12.07	9.45
8	9.5	1.22	6.23	3.96	1.84	12.03	7.88
9	9.5	1.32	6.08	3.91	1.81	11.80	7.02
10	9.5	1.42	6.04	3.87	1.78	11.69	6.32
11	9.6	1.50	6.04	3.88	1.76	11.68	5.51
12	9.6	1.52	6.03	3.87	1.74	11.64	1.62
13	9.5	1.52	6.03	3.87	1.74	11.64	0

表 - 1 (cal/cm²·hour)

塩分濃度が 24.695 % 以上の海水を冷却、凍結させた場合、最大密度温度が結氷温度より低いので、水槽全体が一樣な結氷温度に達してから、表面が結氷を開始するはずである。しかし、実験水槽においても、水槽内水温が結氷温度より高い地点で結氷現象が見られた。海水を冷却してゆくと温度は寒度 ($^{\circ}\text{C}/\text{Hour}$) に対して近似的に直線的に降下していく。さらに冷却を続けると、水深 5 cm 地点の水温が、結氷温度より 0.5 ~ 0.7 $^{\circ}\text{C}$ ほど高い時点で直線的な温度降下からはずれ、その勾配ほど温度は降下せず、次第に勾配は緩やかになり、最終的には結氷温度で一定値を保つ。この様に表面がまだ結氷温度に達しないうちに表面が結氷を始めた原因は、急激な冷却の為、冷却による対流が発達しないうちに、表面近傍が冷却され、温度勾配を持った為と考えられる。

この直線的な温度降下からはずれる時点から結氷温度に達する時点までの期間において、大気-水面間の熱交換により水面より奪い取られ、水温を降下すべき熱量が、結氷現象に費やされていると考えられる。この期間において水面は、氷と水の共存状態にあると考えられる。故にこの期間を疑似結氷期間と名付ける。この実験では Fig 4 に示す様に、疑似結氷期間は、寒度にして 40 ~ 70 $^{\circ}\text{C}/\text{Hour}$ (1.7 ~ 3.0 $^{\circ}\text{C}/\text{day}$) であり、直線勾配延長線が結氷温度に達する時点と実際に結氷温度になる時点との差は、寒度にして 20 ~ 35 $^{\circ}\text{C}/\text{Hour}$ (1 ~ 1.5 $^{\circ}\text{C}/\text{day}$) であった。

3) 水温の鉛直勾配

先に述べた様に、海水は塩分濃度 24.695 % で性質を異にする。淡水の場合 Fig 4 に示す様に、約 4 $^{\circ}\text{C}$ までは鉛直勾配を発生しない。4 $^{\circ}\text{C}$ から水深 5 cm における水温は急激に冷却され、5 時間程遅れて水深 10 cm

地点の水温も降下し始めた。これは、淡水においては 4 $^{\circ}\text{C}$ で最大密度温度を呈し、さらに冷却されると淡水は軽くなり表層で成層してしまい、その部分だけが冷却される為と考えられる。さらに、結氷開始時から 3 日後においても、水深 5 cm で 0 $^{\circ}\text{C}$ 、15 cm で 1 $^{\circ}\text{C}$ 、65 cm で 2 $^{\circ}\text{C}$ を示し、結氷下で $^{\circ}\text{C}$ 単位の温度勾配がみられた。一方、塩分濃度 24.695 % 以上の海水では、表層以深では鉛直勾配は発生せず、全層一定温度を保った。温度計付近が氷に覆われてしまうと温度は急激に減少する。これにより、温度計が、氷層増加に伴ない氷で覆われる状況とその地点の水温を知ることができる。

4) 海水の生成

結氷現象はやはり側壁付近から思われたが、そこで形成された針状の結晶が水平方向に伸び、これが成長して弾性のある薄い板状の氷となった。そして鉛直方向に氷層を増していっていった。

海水の成長後切り取り、観察すると、短冊状の薄氷が平行に配列して一塊を成し、この様な塊が種々の方向に

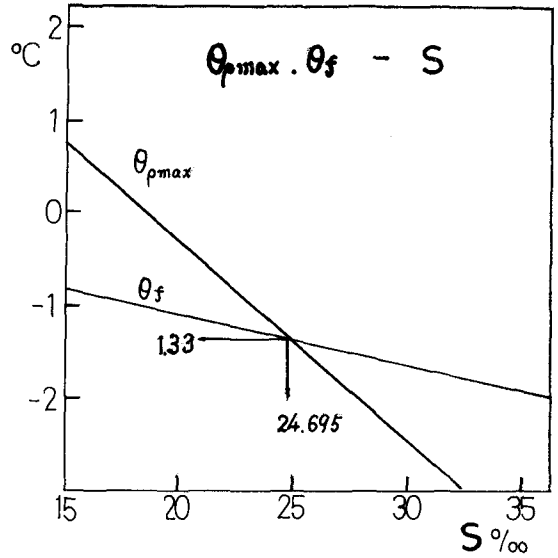


Fig 3

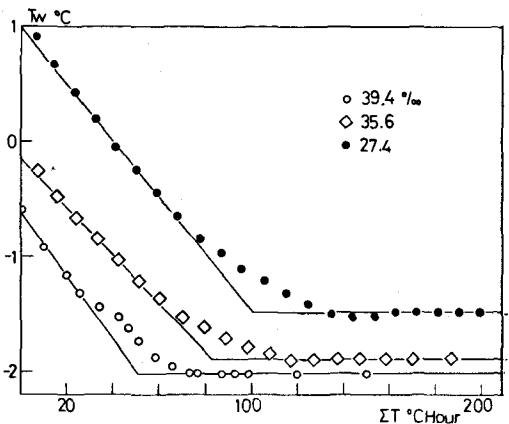


Fig 4

寄せ集まってモザイク状の組織を形成している。淡水の結氷ではこれが見られず、これが物理的性質の違う原因と考えられる。さらに海水の場合、氷層下面に垂直もしくは、ある程度の角度を持った薄氷片が突きささる様に付着し、その長さは、数cmに及ぶものがあつた。

5) 氷厚増加と積算寒度

水面が静かで、 0°C 以下の空気に接して冷却される海水は氷を生成し、さらに冷却続けると氷板の表面が冷却され氷層を形成していくが、この氷厚は、理論的にも実験的にも時間と共に増加する。塩分濃度の異なる海水は、結氷温度が低く、塩分濃度が小さい海水より結氷しがつい。しかし、今ここに海水の結氷温度と気温との差を積算した積算寒度の概念を取り入れると、氷厚は積算寒度に比例し、氷厚の増加は、塩分濃度の違い(39.4, 35.6, 27.4%)に拘わらず、ほぼ一定の値を示した。その実験式は次の様であつた。 Fig 6

$$I = 1.31(\Sigma T)^{0.61} \quad (2)$$

但し、 I は氷厚(cm)、 ΣT は積算寒度($^{\circ}\text{C day}$)

ここで積算寒度を算定するには、結氷開始時点を決定しなければならない。しかし、瞬時に一面結氷を見る訳ではない。「疑似結氷期間のうち、どの時点を結氷開始時点とするか」が問題となる。1.表面結氷現象が見え始めた時点 2.直線的氷温降下の延長線が結氷温度と交わった時点 3.水槽の表層が深水温が結氷温度に達した時点 等を考えたが、本実験では、3.表層が深水温が結氷温度に達した時点を結氷開始時点として算定した。その理由は、水面が一面結氷して、水面全体がほぼ同一の状態で、氷厚増加作用が開始される時点であろうと考えられる為である。

6) 理論式および経験式との比較

Stefan は、氷表面から奪い去られる熱量の全てが氷厚の増加に関与し、表面温度が気温に等しく、海水は結氷温度であると仮定し、熱伝導を考えた場合の理論的な氷の成長式を示した。熱伝導率 $0.005 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{C}$ 、密度 0.9 g/cm^3 、氷の融解熱 80 cal/gr の時の式は次式の様になる。

$$I = 3.5(\Sigma T)^{0.5}$$

また福富等による研究されたブライン中の氷の析出を考慮した場合においても、海水密度 0.95 g/cm^3 、ブライン密度 1.18 g/cm^3 、海水中純氷率 0.63 、熱伝導率 $0.003 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot ^{\circ}\text{C}$ として、理論的氷厚係数は、塩水濃度 $39.4\% \sim 27.4\%$ で

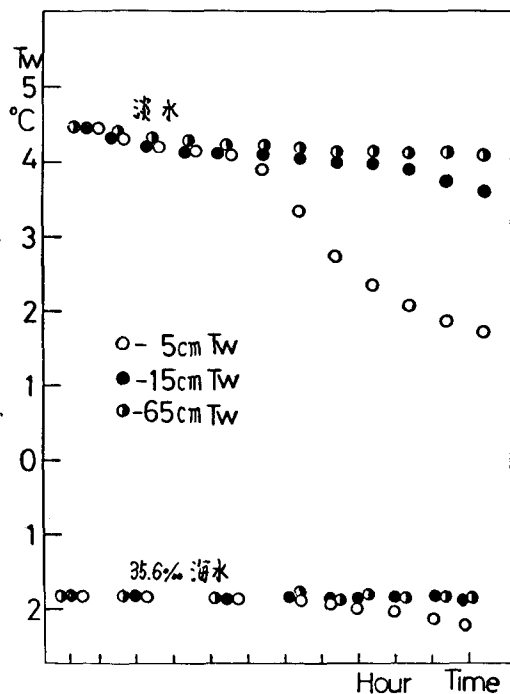


Fig 5

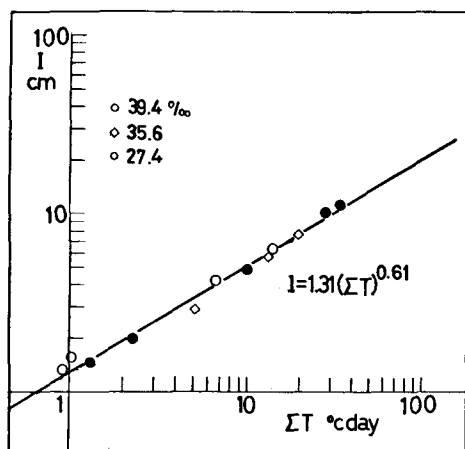


Fig 6

2.88 ~ 2.82 $\text{cm}/(\text{°C day})^{0.5}$ の値をとる。これら熱伝導の理論式では、氷厚は積算寒度の平方根に比例する。これらの理論式は、初期状態において、氷厚をかなり大きく見積る。

一方、Zubov は北氷洋の厚い氷の観測より次の経験式を示した。

$$I^2 + 50I = 8.0(\Sigma T)$$

この式の定数には海水の塩分量、積雪、輻射等の効果をも含んでいる。しかし、この式は厚い氷の観測より求めたもので、氷厚は小さく見積られている。また Anderson は、薄い氷の成長に関する資料より、次の様な式を示した。

$$I^2 - 5.1I = 6.7(\Sigma T)$$

この式は、我々の示した式と近似しているが、少々大きな値を示す。以上の式を Fig 7 に併記する。

本実験においては、氷厚は積算寒度の平方根には比例せず、0.61 乗に比例している。これはブラインの排気結氷による密度変化による対流の垂直熱輸送量の影響、ブラインおよび気泡の断熱効果による熱伝導率の変化、表面温度と気温との誤差等の理由が考えられる。この様に氷厚増加には、多くの因子の影響が重複していて、(2) 式は個々の因子の過程を説明するものではないが、近似的には、氷厚増加を表現でき得ると考えられる。なお実験値は、0.61 乗に比例しているが、係数は小さく、ある程度の範囲までは理論値よりも小さな値を持つ。

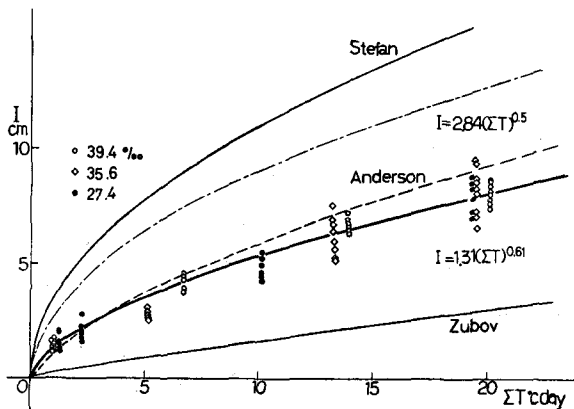


Fig 7

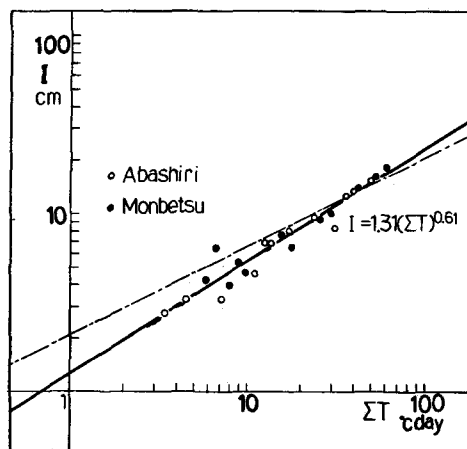


Fig 8

4 実際海面への適用

Fig 8.9 において、本実験で得た実験式を、実際海面における氷厚と比較して見る。現地のデータは、1944年2月網走と1946年2月の紋別での、積雪を取りのぞいた地点での値である。

Fig 8の値は、同一積算寒度における氷厚の平均値である。気象条件の異なる実際海面での値も(2)式に近似的に一致する。気象条件の異なる各地点へ実験式が適用されると云う事で、結氷氷厚増加における最大因子は気温(積算寒度)であると推論し得る。Fig 9に福富等が、網走、紋別に關して求めた実験式

$$I = 2.1(\Sigma T)^{0.5} \quad \text{を併記する。}$$

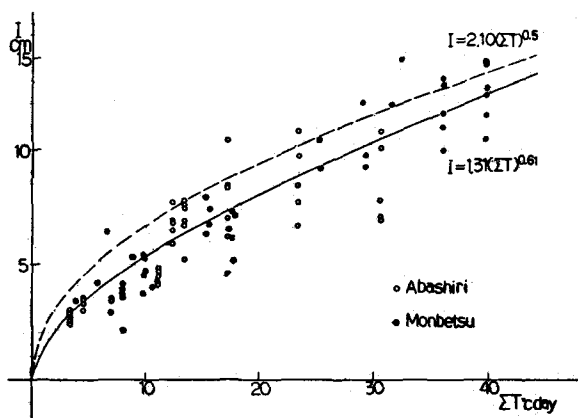


Fig 9

5 結 論

- 1 海水を冷却すると、表層以深温度が結氷温度より $0.5 \sim 0.7^{\circ}\text{C}$ 程高い時点で、熱交換過程が乱れ、結氷現象がみられた。
- 2 氷厚と積算寒度との関係は、塩分濃度の違いに拘わらず、同様の関係を示した。
- 3 氷厚と積算寒度との関係は、初期状態において $I = 1.31 (\Sigma T)^{0.61} \text{ (cm)}$ で近似的に表わされ、この式は実際海面(細走、校別)においても近似的に一致した。

本実験は、外的条件の制約された基礎的実験であり、実際海面へのある程度の適用は成されたが、実際に影響を及ぼす太陽輻射、積雪等の気象条件をも含めて考慮しなければならない。さらに、対流による垂直熱輸送量、ブラインの排出量、気泡による熱伝導率変化等多くの問題があり、今後これらの問題の解明が必要である。

おわりにあたり、本実験に際して多大な御援助を頂いた現産島建設の住田徹氏はじめ、御協力頂いた多くの方々に感謝の意を表します。

参考文献

海氷の研究(第1報～第18報)

低温科学

温排水拡散予測における水面と大気間の熱交換過程の検討

北氷洋の氷

北大低温科学研究所

片野尚明、和田明

H. H. Zubov