



Title	薄い一冬氷の成長について
Author(s)	長谷美, 達雄; HASEMI, Tatsuo
Citation	低温科学. 物理篇, 32, 207-219
Issue Date	1974-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18258
Type	departmental bulletin paper
File Information	32_p207-219.pdf



薄い一冬氷の成長について^{*,**}

長谷美達雄

(低温科学研究所研究生)

(昭和49年10月受理)

I. 序 言

極地の海の表面から大気へ流れる熱量は、海の表面が何で覆われているかによって大きく異なる。北極海が厚さ3~4mの多年氷で覆われていると、正味の熱流量は一年間に約1.6kcal/cm²であるが、開水面からの熱流量はこれよりも2桁も大きい¹⁾。また結氷季には、この開水面に数日ないし数週間で厚さ30~40cmの水ができるが、そのために放出する潜熱は、多年氷を通して年間に失われる熱量よりも大きい、それ故、極地方の海の熱的過程において、薄氷の占める役割は決して無視できない。

いっぽう、極地の海の表面を薄氷が占める割合も決して少なくない。北極海中央部では、薄氷または一冬氷は、氷で覆われた海域のうち、夏には約1/3、冬には約1/5の部分占める²⁾。南極の周辺では、年間に海水の占める最大面積の約85%は薄氷あるいは一冬氷である³⁾。その他、北極海の沿岸部及びその周辺のベーリング海、バルト海、オホーツク海、パフィン湾その他の海域でも一冬氷がみられる。したがって、極地とその周辺の海での熱的過程にとって、薄い氷の占める役割は極めて重要である。

よく知られているように、薄い氷はその速い、成長に伴いその下面で大量のブラインを氷中にとりこみ、また厚さの増加に伴って逆に、徐々に塩分を失っている。Zubov⁴⁾、Malmgren⁵⁾、小野⁶⁾が述べているように、海水の、特に薄い氷では、温度と塩分量はその熱的性質に大きな影響を及ぼしており、とりわけ結氷点近くではこの効果が著しい。それ故、薄い氷の成長を研究する際には、成長に伴う氷の塩分量の変化と、その成長への効果に注目する必要がある。

この報告は、冬季に新たに成長する海水の氷厚の増加及びそれに伴う塩分量の変化を、種々の気温、風速、積雪のときに求めたものである。

II. 基礎方程式

海水の成長を計算するために、これまでいくつかの模型が考えられている。Kolesnikov⁷⁾、Doronin⁸⁾は、大気と海水表面あるいは雪面との熱交換や海水下面での海水との熱交換を計算して海水の成長を求めた。しかし、Kolesnikovの模型には重大な誤りがあると指摘されており⁹⁾またDoroninは計算結果を示していない。MaykutとUntersteiner^{10,11)}は多年氷の一次

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1343号

** 流水研究施設 研究報告 第39号

元模型を作った。この中で与えられた塩分量の鉛直分布は、少なくとも一回の融解期を通った多年氷についてのみ適用できる。そして海水の上下両面あるいは雪面でのエネルギー交換量として実測の月平均値を外部パラメータとして与えている。しかし、薄い氷では境界面でのエネルギー交換量が成長条件や氷厚によって絶えず変わっていると考えられるので、これらを既知量として与えることはできない。それ故、Maykut と Untersteiner の模型を薄い氷に適用することはできない。

この報告で用いた大気—海水—海水系の一次元模型は、次のようにして作られた。氷の上面から失われる熱量は乱流顕熱流量 Q と長波長放射 $\sigma(T_u+273)^4$ である。氷の表面に流入する熱量は、長波長放射 F_1 と短波長放射 F_s である。以上の熱流量が下方からの伝導熱流量と釣り合っている。氷中を伝わる熱量は、氷温 $T(z)$ と氷の塩分量 $S(z)$ の関数である氷の熱的性質に依存する。海水が成長するとき下面で氷中にとりこまれる塩分の量は、成長速度の一次関数であるとし、また、とりこまれた塩分は氷温の低下と共に減少すると仮定する。海水下の海水からの一定熱流量 F_w が氷へ流入し、氷の下面温度は海水の結氷温度 T_w に等しく一定であるとする。また、Fletcher¹²⁾ にしたがって、冬季の大気と氷の間の蒸発潜熱交換は無視する。更に適当な時期に、ある厚さの積雪が海水上に積ったとする。

1. 氷中の伝熱導

氷の成長に伴って、浮力と釣り合うための、氷の上方への移動を無視すれば、氷中の熱伝導は次式で表わされる。

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_s (1-\alpha) \cdot \rho \cdot \kappa_i \exp(-\kappa_i z) \quad (1)$$

ここで T は温度は、 k, ρ, c それぞれ氷の熱伝導率、密度、比熱である。 α は短波長放射の表面アルベド、 p は表面で吸収されずに内部へ侵入するものの割合とする。 κ_i は侵入短波長放射の氷による吸収係数、 t は時間、 z は鉛直座標である。積雪のある場合には雪の短波長放射の吸収係数は大きいので¹³⁾、短波長放射の積雪内部への侵入は考えなかった。すなわち、 $p=0$ とした。

ρ, c, k は氷中の温度、塩分量及び空気量の分布から決められる。ここでは、Malmgren⁵⁾、Untersteiner¹⁴⁾、Schwerdfeger¹⁵⁾ の仕事を基にして小野⁶⁾ が理論的に得た結果を用いた。計算の中で空気量は 0.05 とした。またブラインの温度と平衡濃度の関係式、

$$T = -\alpha \frac{m_s}{m_w} \quad (2)$$

の中の定数 α は、Assur¹⁶⁾ が Nelson と Thompson¹⁷⁾ の実験から温度範囲 $0 > T > -8.2^\circ\text{C}$ で見出した 54.11 を用いた。ただし、 m_s, m_w ブライン中の塩と水の重量である。更に、現在の計算にはこの定数を -8.2°C 以下でも同じ値であると仮定した。

2. 境界条件

成長する海水の表面での熱平衡方程式は次のようになる。

$$Q + \sigma(T_u + 273)^4 - F_1 - F_s(1-\alpha)(1-p) - \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right)_u = 0 \quad (3)$$

左辺第 1 項 Q は大気への乱流顕熱流量、第 2 項 $\sigma(T_u + 273)^4$ と第 3 項 F_1 は流出及び流入長波

長放射量 (σ はステファン・ボルツマン定数である), 第 4 項は短波長放射の表面吸収量, 最後の項は水中の伝導熱である。添字 u は上面を示している。ただし短波長放射は夏季にはあるが, 冬季にはない。

氷または雪の表面でプラントル型の境界層を仮定して, Doronin¹⁸⁾ は乱流顕熱, 潜熱の流量を計算したが, これらの結果は Untersteiner と Marshunova (Fletcher¹²⁾) の観測結果とよく一致している。それ故, ここでもプラントル型の境界層を仮定する。すると乱流顕熱流量は次のように表わされる。

$$Q = \rho_u \cdot C_p \cdot \lambda^2 \cdot \frac{(T_u - T_u) \cdot W}{\{\ln(H_0/z_0)\}^2}$$

あるいは

$$Q = N \cdot (T_u - T_u) \quad (4)$$

ここで,

$$N = \rho_a \cdot C_p \cdot \lambda \cdot W / \{\ln(H_0/z_0)\}^2 \text{ であり,}$$

ρ_a は大気密度, C_p は大気の定圧比熱, λ はフォン・カルマン定数, T_a は高さ H_0 での気温, W は同じ高さでの風速, z_0 は氷または雪の表面の粗度である。氷の表面温度は (3) 式から, 表面で熱が釣合うような値として求められる。

海水の下面での境界条件は次のように与えられる。

$$q \cdot \rho_L \left(\frac{dH}{dt} \right)_L + F_w = \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right)_L \quad (5)$$

ここで q は海氷の融解潜熱, ρ_L は下面における海氷の密度, H は海氷の厚さ, F_w は海水からの熱流量である。添字 L は氷の下面を示している。成長する海氷下の海水の動きや海氷底面と熱交換はよく判っていない。しかし, 成長期の海氷下の海水層はほぼ等温であると考えられるので, 計算の期間中では F_w の値を一定とした。潜熱 q は温度と塩分量の関数である。

3. 塩の捕捉と脱塩量

海氷が成長するのに伴って, 塩分がその下面で捕捉される。捕われる塩分量は, 成長が速いほど大きい。Weeks と Lofgren²⁰⁾ は, 海氷の塩分量と海水の塩分量の比 K を成長速度の関数として求めた。

$$K = \frac{K_0}{K_0 + (1 - K_0) \exp(-V\delta/D)} \quad (6)$$

ここで V は成長速度であり, K_0 は $V=0$ としたときの値, δ は拡散境界層の厚さ, D は水中での塩の拡散係数である。Weeks と Lofgren は彼らの実験から, $D=10^5 \text{ cm}^2/\text{s}$ として $\delta=0.05 \text{ cm}$ の値を得た。これらの値を用いると, 上記の関数は, 成長速度が $0.2 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ よりも小さい範囲で成長速度の一次関数となる。若土²¹⁾ の実験でも, 成長速度が 0.4 cm/h から 0.15 m/h の範囲でやはり一次関数的である。

ここでの計算の中では, 海氷の下面の塩分量 S_L は, 次のように与えられるとした。

$$S_L = \left\{ A \cdot \left(\frac{dH}{dt} \right)_L + B \right\} \cdot S_w \quad (7)$$

ここで A と B は定数であり、 S_w は海水の塩分量である。Weeks と Lofgren の実験から筆者が求めた結果では、成長速度を cm/h の単位にとると、 A と B はそれぞれ 03.3, 0.27 であった。この水の融解潜熱は、

$$q = \left[1 - \frac{\left\{ A \left(\frac{dH}{dt} \right)_L + B \right\} \cdot S_w}{1000} \right] \cdot q_0 \quad (8)$$

である。 q_0 は純水の融解潜熱 (79.68 cal/gr) である。

気温が一定もしくは降下しつつあるときには、海氷が成長するにしたがって、氷の中のブラインの温度は徐々に下がる。そのためブライン細胞の壁から氷が析出してブラインの濃度が上がる。氷ができたことによる体積増加の結果、ブラインの一部が放出され、氷の塩分量がそれだけ減少する。この計算では、塩分は Untersteiner²²⁾ が示した次の式にしたがって放出されると仮定した。

$$S(T'') = S(T') \cdot \left(\frac{T''}{T'} \right)^{\frac{4\rho}{1-3\rho}} \quad (9)$$

ここで、 T' と T'' は成長時の 2 つの引き続く段階での、同じ場所の氷の温度で、 $S(T')$ と $S(T'')$ はそれぞれ対応する塩分量、 4ρ ($\approx 0.1 \text{ gr/cm}^3$) は海水と氷との密度差である。氷の塩分量は温度が T' から T'' に下がると、(9) 式に従って $S(T')$ から $S(T'')$ に減少する。

海氷が厚さ 3 cm 以下のときには、氷の温度が深さの一次関数であるとして (3) 式と (5) 式が結びつけられる。この仮定は現実的である。これより厚い氷に対する熱伝導の式は、Sauliev²³⁾ の方法によって計算した。

海氷上の積雪は、海氷の成長を妨げる断熱材としてのみ考え、海氷がある程度の厚さになってから、雪が少しずつ降ったとした。積雪の厚さは適当に与えた。雪の密度は 0.33 gr/cm^3 とした。

計算に用いた他の数値は以下のとおりである。 $\rho_a = 1.29 \times 10^{-3} \text{ gr/cm}^3$, $C_p = 23.99 \times 10^{-2} \text{ cal/gr} \cdot ^\circ\text{C}$, $\lambda = 0.4$, $H_0 = 100 \text{ cm}$, $z_0 = 0.02 \text{ cm}$ 。

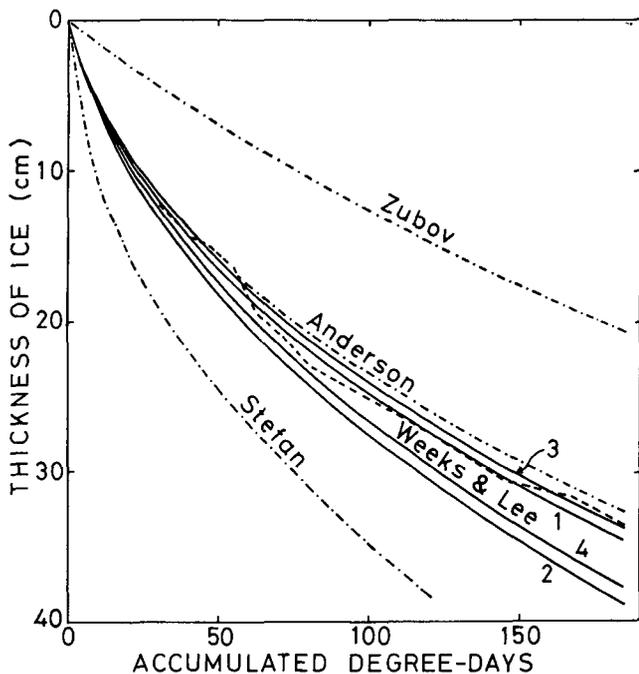
III. 結 果

1. 海氷の厚さと塩分量

計算の第一段階として、Weeks と Lee²⁴⁾ の観測結果とこの計算を較べるため、以下のような数値が用いられた。

$T_a = -10 \sim -20^\circ\text{C}$, $S_w = 32.9\%$, $W = 5 \text{ m/s}$, $F_1 = 4.2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{s}$ 。気温は彼らの観測期間中の日平均気温に等しくなるように、2 週間で -10°C から -20°C まで直線的に与えた。海水の塩分量は観測値と等しい。適当な風速と流入長波長放射量を Badgley¹⁾ に従って採用し、2 週間の間一定とした。この間、積雪はなく、また、短波長放射はないとした。

氷の成長についての計算結果が第 1 図に示されている。Weeks と Lee と示された点線が実測された氷厚の変化で、実線が計算値である。積算寒度は海水の結氷温度を基準にして求めた。その他の曲線は、それぞれ Zubov⁴⁾, Stefan²⁵⁾, Anderson²⁶⁾ の式を用いて計算した結果で

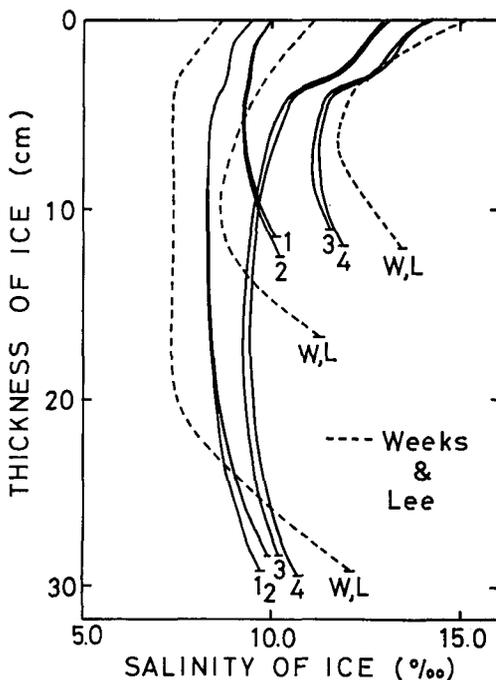


第1図 積算寒度に対する氷厚の変化

あるこれらについては後に述べる。

実線1は $F_w=5 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ を仮定し、また実線2は $F_w=5 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ を仮定して得られた。曲線1は実測値にきわめて近いことがわかる。

塩分量の分布の時間的変化も Weeks と Lee によって測定されている。第2図に彼らの測定値(点線)と計算による塩分量(実線)が較べられている。第1図と第2図の、同じ番号の曲線はそれぞれ対応している。曲線1は、氷厚の増加については測定値と一致しているが、曲線1も2も、実測された生成初期の海水中の大きな塩分量とその速い減少を再現していない。生成初期に、実測値と同じくらいの塩分量を得るために、(7)式の中のAの値を3倍にしてみた。その結果が曲線3と4である。曲線3は $F_w=5 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ で、曲線4は $F_w=5 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ の値を用いて計算し、どちらも $A=1.0, B=0.24$ とした。第2図からわかるように、曲線3は氷の成長についても実測値とよく一致していた。また、第3図のように塩分量は、成長初期には充分大きく、



第2図 氷厚変化に伴う塩分量分布の変化

第2図からわかるように、曲線3は氷の成長についても実測値とよく一致していた。また、第3図のように塩分量は、成長初期には充分大きく、

実測値とはほぼ一致したが、氷の成長に伴って起こる水中の塩分の減少についてはあまり良い結果を与えなかった。曲線1と3では、 A の値が異なっている。すなわち、第2図に示したように、水中の塩分量が著しく異なっている。しかし、両者の成長速度がほぼ一致していることから、氷成長に対しての塩分の影響は小さいといえることができる。

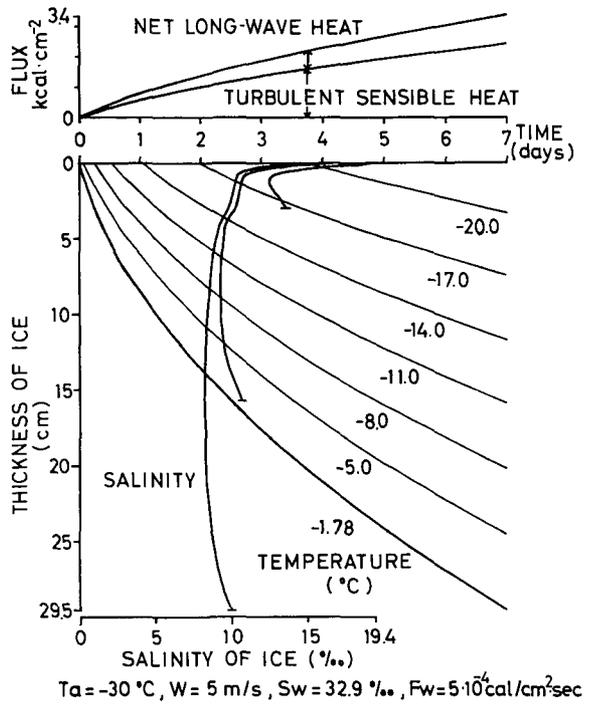
2. 海水成長に対する種々の要素の影響

気温、風速、積雪、海水下の海水の塩分量、および海水からの熱流入量が変わったときの、海水成長に対する影響を調べるために、いくつかの計算を行なった。

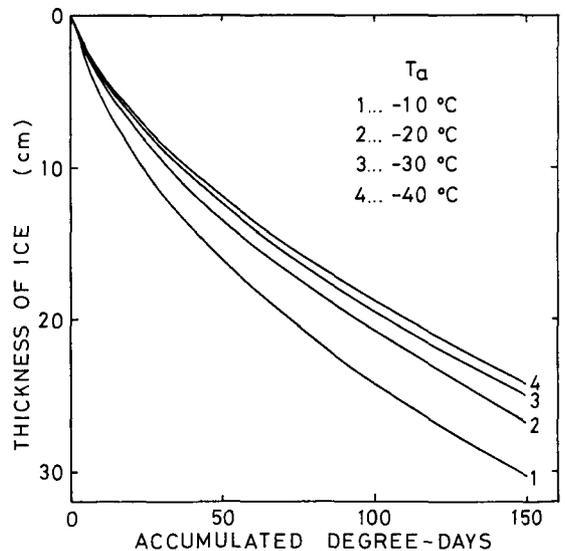
第3図は気温だけを -30°C (一定)に変え、他の要素は第1図、第2図の曲線1で使われたものと同じ値にしたときの例を示している。図には、氷の厚さ、水中の温度、表面からの乱流顕熱流量、正味長波長射量の積算値が時間に対して描かれている。3つの厚さのときの塩分分布も表わされている。計算された水中の温度勾配はほぼ一定であるが、氷が成長するにつれてその傾きが小さくなっている。この傾向は氷の底に近いほど著しい。塩分分布は氷の中程の深さで最小値をみせるが、この傾向は実測の分布ほど顕著ではない。

第4図にはいろいろな気温で、 F_w と K の値は第1図の曲線1と同じ場合の水厚の変化が積算寒度に対して表わされている。同じ積算寒度でも、気温が低いほど氷の厚さは小さい。この傾向は後に議論するように、氷中の熱的過程の違いによって説明されるだろう。

第5図aは、1週間後の水厚を気温と海水の塩分量の関数として示している。塩分量の少



第3図 海水成長の一例



第4図 異なる気温のときの積算寒度と氷厚の関係

ない海水からできた氷は厚い。第5図bに、1週間後の氷厚が気温 -10°C 、風速 5 m/s のときに F_w の関数として表わされている。この結果は、海水から氷への熱流量が、約 $5 \times 10^{-3}\text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ より大きければ、気温 -10°C のときには氷は成長しないことを示している。

第6図には、異なる風速と気温のときの、氷厚が時間に対して表わされている。新生氷の成長に対して、 -10°C のときには風の効果はあまり大きくないが、 -40°C ではきわめて顕著である。

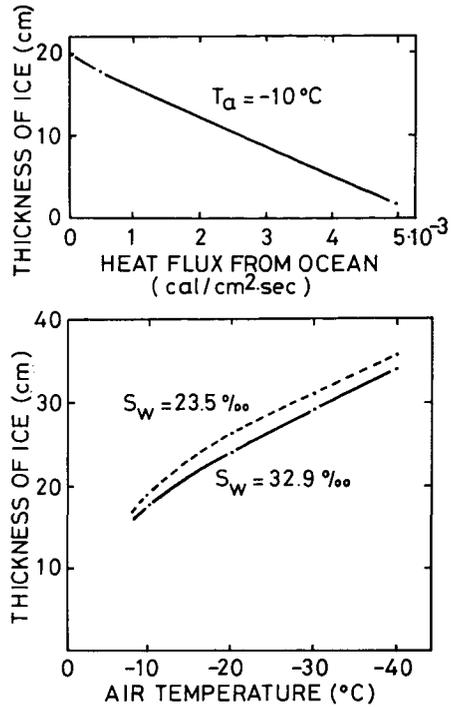
第7図には、適当な時期に積雪を考慮して、その影響を調べた結果を示している。積雪があることにより、海水の成長速度は小さくなり、海水の温度も大きな影響をうける。

IV. 吟 味

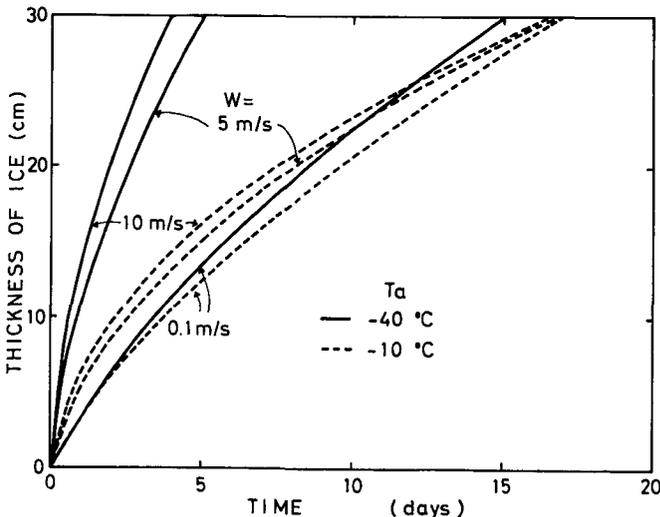
1. 氷の厚さと気温

計算で求められた氷厚の変化が Weeks と Lee²⁴⁾ の観測結果とよい一致を示すことから、この方法と、曲線1を求めるときに用いた多くの値で薄い海水の成長を記述することは正しいと考えられる。風と、気温と表面温度との差による乱流顕熱流量及び長波長放射は、薄氷の成長に重要な因子である。

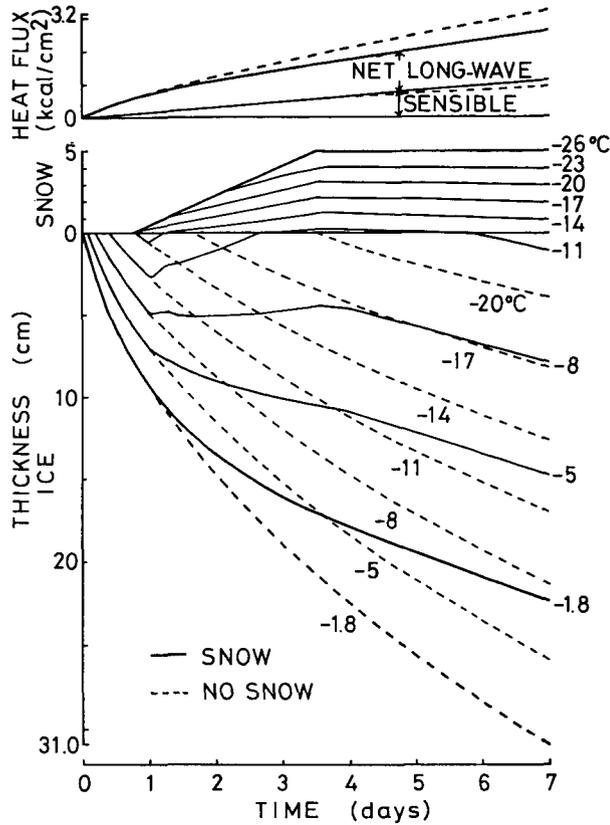
Maykut と Untersteiner^{10,11)} は、彼らの研究の中で、北極海中央部での厚い氷に対しては、



第5図 a(上): 気温と1週間後の氷厚の関係
b(下): 海水からの熱流入量と1週間後の氷厚の関係



第6図 異なる気温・風速における氷厚の増加曲線



第7図 海氷成長に対する積雪の断熱効果

$F_w = 5 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ ($1.5 \text{ kcal/cm}^2 \cdot \text{year}$) が適当であるとして、この値を用いている。曲線1および3を求めるときに用いた F_w の値は、この値よりも一桁大きい。すなわち、急速に成長する薄い氷では、氷と氷の下の海水との熱交換は、かなり大きいのであろう。

比較のため、氷の成長についてのいくつかの理論的あるいは経験的結果も第1図に示した。一番下の曲線は、Stefan²⁵⁾ によって導びかれた理論的な氷成長の式による計算値である。 $k = 0.05 \text{ cal/cm} \cdot \text{°Cs}$, $\rho = 0.9 \text{ gr/cm}^3$, $q = 80 \text{ cal/gr}$ のときの式は以下ようになる。

$$H = 3.5 (\Sigma T)^{0.5} \tag{10}$$

ここで、 H は氷厚、 ΣT は海水の結氷温度を基準とする積算寒度である。氷の表面の温度が気温に等しいと仮定しているの、彼の式では薄氷の成長速度を大きく見積り過ぎることになる。一番上の Zubov⁴⁾ の曲線は、厚い氷の観測に基づいた経験式である。それは

$$H^2 + 50 \cdot H = 80 (\Sigma T) \tag{11}$$

である。この式の中の定数は、積雪層や地域的な放射平衡、海水の塩分量や風の効果を含んでいる。しかし、この式で求められた薄氷の成長速度は小さい。Assur と Weeks²⁷⁾ によると、積算寒度と氷厚との関係を表わした曲線の傾きは非常に薄い氷では1であるが、氷が厚くなると

徐々に減少し、厚い氷のときは 1/2 である。それ故、(11) 式の形は氷の成長を表わすのに適している。Anderson²⁶⁾ は、薄い氷の成長に関する資料を用いて (11) 式の定数を計算し、次のような式を得た。

$$H^2 + 5.1 \cdot H = 6.7 (\sum T) \tag{12}$$

この式は、Weeks と Lee²⁴⁾ の観測結果とかなりよく合う第 1 図。(12) 式の中の定数は、その多くが雪のない海水の、たくさんの測定から決められた。気温以外の他の気象資料は得られていない。この定数は、多くの異なる因子の影響が重畳したものであり、海水成長の関わる個々の過程を理解するには適当でない。

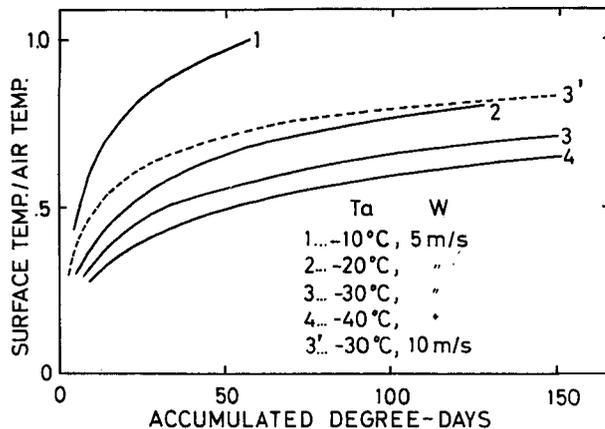
これまでの研究で、同じ積算寒度の値に対する氷厚は等しいとされてきた。それは、氷の表面温度が気温に近い。厚い氷についてはほぼ正しい。しかし、第 4 図に示されているように、薄氷の場合には、同じ積算寒度でも気温によって氷厚が異なる。この違いは次のようなためであろう：水中の温度は、表面から結氷温度に等しい下面まで、深さのほぼ一次関数であるから、表面温度は内部の温度を代表するとみてよい。表面温度は、顕熱と長波長放射の放出によって冷えるが、その低下の割合は、同じ積算寒度をとると、気温が低い場合、すなわち表面温度が低い場合の方が小さい。この様子を示したものが第 8 図である。薄く、急速に成長する海水の場合には、Stefan が仮定したような、表面温度が気温に等しいということは必ずしも正しくない。したがって、積算寒度が等しくても、氷厚は必ずしも等しくない。

2. 海水の塩分量

塩分量の分布の、実測値と計算値の違いには、2つの理由が考えられる。第 1 には、海水の底での塩分の捕捉量の見積りが誤っていたことであり、第 2 には脱塩の速さが小さすぎたことである。

今の計算に使われた塩分の捕捉の式では、成長速度が 0.2×10^{-3} cm/s よりも小さいときは、氷の底での氷の塩分量は成長速度に比例している。気温が -10°C から -20°C のときに成長速度の最大値は初期で 10^{-4} cm/s であって、これだけでは実測された高い塩分量を説明できない。

また、観測された塩分量の減少の速さは、(9) 式で計算された値よりも大きい。Untersteiner²²⁾



第 8 図 積算寒度に対する表面温度と気温の比の関係

は、海水の脱塩についての議論の中で、塩の移動に対する4つの機構を考えた。すなわち、a. 温度勾配によってブライン細胞が移動すること、b. 重力による落下、c. 夏季の表面融水による流出、そしてここで考えた、d. 氷温低下に伴い、ブライン細胞が縮まってブラインの一部が放出されることである。厚さが薄く、速く成長する海水では、温度も急激に変わるので、塩分の移動は主として(9)式で表わされるd.によるのであろうと考えた。

しかし、著者の結果は、塩分量の減少する速さが結氷初期には小さく、このことはd.の他に、成長の初期には他の効果も考えねばならないことを示している。また、計算による塩分量の分布には、さほど顕著ではないが天然に見られるように、氷中の中層にその最小値が表われていた。

3. 積雪の影響

断熱材としての積雪は厚いほど、また、雪の熱伝導率が小さいほどその効果は大きい。雪の熱伝導率についてはこれまで多くの測定があるが、同じ密度の雪に対しても、値が大きく異なる。それは雪の熱的性質が単に密度のみならず、雪質や組織にも依っているからである。積雪の組織と熱伝導率との関係についてはようやく研究され始めてきたところであり(山田・長谷美²⁸⁾、山田他²⁸⁾、しかも海水上の雪の組々も充分わかっていないので、海水上の雪としては極地でよくみられる風成雪を仮定した。この熱伝導率は Devaux (Meller³⁰⁾ の式を用いて求めた。結果から判るように、海水成長への積雪の影響は大きい。

4. 表面での熱収支

成長しはじめてから1週間後でも、氷は急速に成長しつつあり、大量の乱流顕熱と長波長放射を大気へ放出している。これらの量の和と、気温と等しい表面温度をもつ多年氷で海面が覆われているときの正味長波長放射量とを較べるために、これらの量の1週間での積算値を第1表に示した。これらの量は、 $W=5\text{ m/s}$ 、 $F_w=5\times 10^{-4}\text{ cal/cm}^2\cdot\text{s}$ 、 $S_w=32.9\%$ として計算した。積雪のある場合はその時期、厚さによって異なるので、ここには示さなかった。この表からわかるように、古い氷が割れて水面が露出し、そこから新しく海水が生成されるときは、熱量の放出は非常に大きい。特に冬季には、表面の熱収支は大きく修正される。

第1表 一週間の積算熱流量

気 温	新 生 氷			多 年 氷
	ΣQ	$\Sigma (\sigma (T_u+273)^4 - F_1)$	$\Sigma (Q+a(T_u+273)^4 - F_1)$	
-10°C	0.41	1.54	1.95	1.41
-20	1.44	1.25	2.69	0.74
-30	2.40	0.95	3.35	0.33
-40	3.32	0.66	3.98	-0.15

V. 結 論

薄い一冬氷の成長が計算された。ここでは海水の成長に伴う海水の塩分量の変化が考えられている。計算された新氷の成長曲線は、実測された氷厚の変化とよくあっていた。また計算

された氷の塩分量の鉛直分布は、成長の初期を除いては実測された分布に似ていたが、塩分量が時間とともに減少する速さが小さかった。

多年氷が割れ、水路に新しく海水が生成されると、そのときに放出される熱量は非常に大きく、特に冬季には表面の熱収支が大きく修正される。

おわりに、この研究に際して、海洋部門の田畑教授には多大な御指導と御援助を、小野博士その他の皆様には鋭い御意見を頂きました。また、気象部門の前野博士、理化学研究所の高野博士、CRRELのWeeks博士、ワシントン大学のMaykut博士とRothrock博士からは有益な御助言を頂きました。これらの方々に深く感謝の意を表します。

なお、この研究の費用の一部は、Arctic Institute of North Americaの資金でまかなわれた。また、計算は北大大型計算機センターを利用して頂きました。

文 献

- 1) Badgley, F. I. 1966 Heat budget at the surface of the Arctic ocean. *In* Proceedings of the symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation (J.O. Fletcher *ed.*), The RAND Corporation, Memorandum RM-5233-NSF, 267-277.
- 2) Wittmann, W. and Schule, J. J. 1966 Comment on the mass budget of Arctic pack ice. *In* Proceeding of the symposium on the Arctic heat budget and atmospheric circulation (J. O. Fletcher *ed.*), The RAND Corporation, Memorandum RM-5233-NSF, 215-246.
- 3) Fletcher, J. O. 1969 Ice extent on the southern ocean and its relation to the world climate. The RAND Corporation, RM-5793-NSF, 108 pp.
- 4) Zubov, N. N. 1943 Arctic ice (Izdatel'stvo Glavsevmoputi), 491 pp.
- 5) Malmgren, F. 1927 On the properties of sea ice. The Norwegian North Polar expedition with "Maud" 1918-25, *Sci. Result*, **1** (5), 67 pp.
- 6) 小野延雄 1968 海水の熱的性質の研究 IV. 海水の熱的な諸定数. 低温科学, 物理篇, **26**, 329-349.
- 7) Kolesnikov, A. G. 1958 On the growth of sea ice. *In* Arctic Sea Ice, *Nat. Acad. Sci.-Nat. Res. Council, U. S. A., Publ.* **598** 157-161.
- 8) Doronin, Yu. P. 1959 On the problem of sea ice accretion (in Russian). *Prob. Arkt. Antarkt*, **1**, 73-80.
- 9) U. S. Civil Engineering Lab. 1965 Theoretical study of an Arctic ocean environmental simulator. Port Hueneme, California, Report No. 3039.
- 10) Maykut, G. A. and Untersteiner, N. 1969 Numerical prediction of the thermodynamic response of Arctic sea ice to environmental changes. The RAND Corporation, Memorandum RM-6039-PR, 166 pp.
- 11) Maykut, G. A. and Untersteiner, N. 1971 Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1550-1575.
- 12) Fletcher, J. O. 1965 The heat budget of the Arctic basin and its relation to climate. The RAND Corporation, Report R-444-PR, 179 pp.
- 13) Mellor, M. 1965 Optical measurements on snow. CRREL Res. Rep. **169**, 19 pp.
- 14) Untersteiner, N. 1961 On the mass and heat budget of Arctic sea ice. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* **A**, **12**, 151-182.
- 15) Schwerdfeger, P. 1963 The thermal properties of sea ice. *J. Glaciol.* **4**, 789-807.
- 16) Assur, A. 1958 Composition of sea ice and its tensile strength. *In* Arctic sea ice, NAC-NRC-598, 106-138.
- 17) Nelson, K. H. and Thompson, T. 1954 Deposition of salts from sea water by frigid concentration. *J. Marine Res.*, **13**, 166-182.

- 18) Doronin, Yu. P. 1963 on the heat balance of the central Arctic (in Russian). Proceeding of the Arctic and Antarctic Scientific Research Institute, **253**, 178-184.
- 19) Untersteiner, N. 1964 Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **69**, 4755-4766.
- 20) Weeks, W. F. and Lofgren, G. 1967 The effective solute distribution coefficient during the freezing of NaCl solution. *In Physics of Snow and Ice, Part 1* (H. Ôura *ed.*), Inst Low Temp. Sci., Sapporo 579-597.
- 21) 若土正暁 1974 海水生長と海水からのブラインの排出に関する実験. *低温科学, 物理篇*, **32**, 195-205.
- 22) Untersteiner, N. 1967 Natural desalination and equilibrium salinity profile of old sea ice. *In Physics of Snow and Ice. Part 1* (H. Ôura, *ed.*), Inst. Low Temp. Sci. Sapporo, 569-577.
- 23) Sauliev, V. K. 1957 A method of numerical solution for the diffusion equation (in Russian). *Dokl. Akad. Nauk.*, **115**, 1077-1079.
- 24) Weeks, W. F. and Lee, O. S. 1958 Observation on the physical properties of sea ice at Hopedale, Labrador. *Arctic*, **11**, 134-155.
- 25) Stefan, J. 1891 Über die Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere. *ANN. Physik*, **42**, 269-286.
- 26) Anderson, D. L. 1961 Growth rate of sea ice. *J. Glaciol.* **3**, 1170-1172.
- 27) Assur, A. and Weeks, W. F. 1964 Growth, structure and strength of sea ice. *CRREL Res. Rept.* **135**, 19 pp.
- 28) 山田知充・長谷美達雄 1974 みずほ観測拠点における表面積雪層の組織と熱伝導率との関係について. *極地氷床氷の物理的・化学的研究* 57-63.
- 29) 山田知充・長谷美達雄・和泉 薫・佐藤篤司 1974 積雪組織の異方性と、積雪の弾性波速度及び熱伝導率について. *低温科学, 物理篇*, **32**, 71-80.
- 30) Mellor, M. 1964 Properties of snow. *Cold region science and engineering, Part. III*, CRREL Monograph, 105 pp.

Summary

A one-dimensional model for the growth of thin winter ice was developed. This model predicted growth curves for thin ice, which are in good agreement with observed thickness changes. The most important factors on the growth of thin ice are (1) the sensible heat flux that is related to wind and the difference of temperature between air and the surface and (2) the outgoing long-wave radiation from the surface. The heat flux from underlying water appears to be larger by one order of magnitude than the value used by Maykut and Untersteiner in their model of thick ice in the central Arctic.

The calculated profiles of salinity were also similar to the observed profiles but the calculated salinity of ice did not decrease as rapidly as the observed one with time.

Effects of various parameters on the growth of ice, such as air temperature, wind speed, the thickness and thermal properties of a snow cover on the ice, were examined. For the same number of degeedays, the thickness was smaller when the air temperature was lower. This trend may be explained by the differences in the thermal processes of ice formation. The growth rates were greater when the salinity of sea water is smaller and when the wind speed was greater. The snow cover was very effective on the growth of thin ice. These results show the sensitivity of the ice growth to the variation of the values of these parameters.

The heat fluxes at the surface were compared with those at the old ice whose

surface temperature was the same as the air temperature. The heat flux released to air with the growth of thin ice was very large. The heat budget at the surface will be largely modified when a lead forms in the old sea and open water is exposed to cold air.