



Title	薄い海水を通しての海洋熱流量
Author(s)	小野, 延雄; ONO, Nobuo; 牛尾, 収輝 他
Citation	低温科学. 物理篇, 45, 37-43
Issue Date	1987-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18535
Type	departmental bulletin paper
File Information	45_p37-43.pdf



薄い海水を通しての海洋熱流量*

小野 延雄
(低温科学研究所)

牛尾 収輝
(北海道大学大学院 理学研究科)
(昭和61年11月受理)

I. ま え が き

越冬期の海水域では、海水を通して海から大気へと熱が運ばれる。成長しつつある海水の下面での熱収支を考える場合、海水下層への伝導熱量、海水下面での氷生成の潜熱量、海水から海水下面に伝達される熱量の三つを主成分としてあげることができる。この三番目の熱流量が海水域の海洋熱流量である。

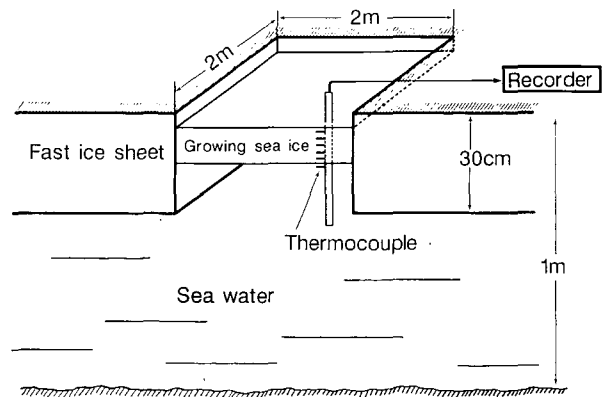
これまで海水域の海洋熱流量は詳しく調べられたことがなく、熱収支においては無視されたり、残差項として見積もられたりしてきた。海水の数値計算モデルでは、海域によって大きく異なる一定値として取り扱われた例がある¹⁾。しかし、Allison が南極 Mawson 基地付近の定着氷で積算寒度と海水の氷厚増加との関係から求めた海洋熱流量は、一定値ではなく、季節的に変化することを示していた²⁾。著者のひとり小野は、海水の温度や塩分量の鉛直分布に見られる特徴を生かし、海水自身を熱流量計に利用して海洋熱流量を求める方法を示した³⁾。

本研究では、その方法に基づいて得られる海洋熱流量がどのくらいの大きさを持ち、海水の成長とともにどのように変化するかを、現場実験観測を行って調べた。観測は1986年2月に北海道オホーツク海岸のサロマ湖で実施し、得られたデータをもとに成長初期の薄い海水を通過する海洋熱流量とその変動特性について考察したので、その結果を報告する。

II. 実験観測方法

1. 現地実験観測

サロマ湖は、人工的に開けられた湖口によってオホーツク海とつながっている塩湖である。湖水の塩分量は海水のそれにほぼ等しい。観測



第1図 プール実験の概略図

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2910号

地点は湧別町三里浜の湖岸から 150 m ほど沖に出たところに設けた。水深は約 1 m で、観測開始時には既に厚さ約 30 cm の平坦な定着氷が張っていた。

第 1 図に示すように、2 m 四方の定着氷を切り取ってプールを造り、顔を出した水面を寒気にさらして新たに海水を成長させた。プールには、予め水面下 1 cm から 1.5 cm 間隔で 6 本の熱電対を設置しておき、成長していく海水に次々に取り込ませて、氷温の連続記録をとった。なお、熱電対の基準接点は予め海水中に沈めてあり、氷温を海水の結氷温度との差として測定し補正した。

また、サーミスタ温度計を用いて定着氷上 1 m の気温も測り、連続的に記録した。

朝夕の 2 回、プールに張った薄い海水の氷厚を測り、同時に海水の試料を採取した。試料は後で融かして、屈折率塩分計を使って海水の塩分量を求めた。

観測期間中、何回か降雪があった。最初の一連の降雪が止んだ後に、しまり雪となった薄い海水上の積雪を除雪し、海洋熱流量に与える積雪の影響を調査した。

2. 海洋熱流量の求め方

成長しつつある海水の下面では、海水下層を単位時間に流れる伝導熱量 $kd\theta/dz$ は、海水下面での dt 時間当たりの氷厚増加量 dH の潜熱 $L\rho dH/dt$ と、海水から海水に伝達される海洋熱流量 F_w との和に等しい。ここで、 k 、 L 、 ρ はそれぞれ海水の熱伝導率、潜熱、密度であり、海水の塩分量や温度の関数となって純水とは異なった値をとる。特に氷厚増加の潜熱は純氷率に依存するので、海水下面付近の温度変化を正確に知って純氷生成量を求めることが必要になる。

小野 (1983) は、海水の下面に固定した移動座標系で眺めるとき下面付近の氷温と塩分量の鉛直分布が成長の前後で定常と見なしうることに着目して、氷温変化の少ない海水の下面付近を用いずに海洋熱流量を求める方法を考案した³⁾。それは、海水下層に切れ目を入れ、下の水を Δt 時間の氷厚増加量 ΔH だけ押し下げたと考えるとき、出来る隙間に該当する氷板を造る潜熱 (あるいはその氷板を融かす熱) が、海水下面での成長潜熱に等しいとするものである。その氷板の温度 θ 、塩分量 S をもつ海水の融解熱を Q とすると

$$k(d\theta/dz) = \rho Q(\Delta H/\Delta t) + F_w \quad (1)$$

と書くことができる。

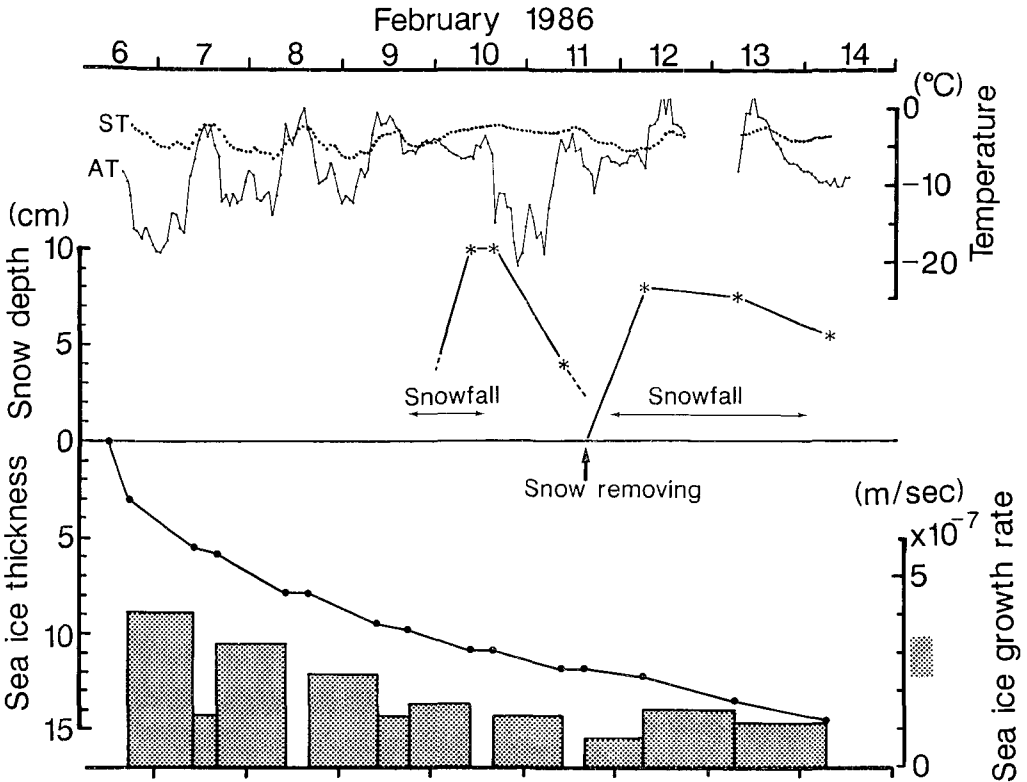
なお、温度勾配 $d\theta/dz$ は、氷中の下 3 点の熱電対が常にほぼ直線的な温度勾配を示していたので、それを用いた。従って、 Δt 時間の氷厚増加量 ΔH や、海水下層の温度および塩分量の鉛直分布の観測結果から、 Δt 時間内の平均の海洋熱流量 F_w を求めることが出来る。

III. 観測結果及び考察

1. プールに成長した海水の厚さ、氷上の積雪および気温の変化

2 月 6 日の昼近くにプールの水面を仕上げ、海水面から結氷させる実験を開始した。

実験観測中の気温、表面下 1 cm の氷温、プール内の海水の厚さ、氷上の積雪の時間変化を第 2 図に示した。図の下部には、氷厚変化から求めた成長速度を棒グラフで描いた。幅の広



第2図 プールの結氷上の気温 (AT), 表面下 1 cm の水温 (ST), 氷厚および氷上の積雪, 成長速度の推移

いところが夜間, 狭いところが昼間に相当する。初期には一昼夜で 5~6 cm と成長速度が大きい, 厚さを増すにつれて減少し, 観測を終えた 14 日には 15 cm 程度の厚さになっていた。また, 一日のうちでは, 主として夜間に氷が成長し, 昼間にはほとんど成長していないことがわかった。

9 日夜から降雪があり, 10 日午前には 10 cm の積雪となった。11 日夕方にしまり雪と化した積雪を除雪したが, その後再び降雪が始まった。

期間中の最低気温は -20°C 以下に下がることもあったが, 日中には 0°C 以上にまで上がることもあった。

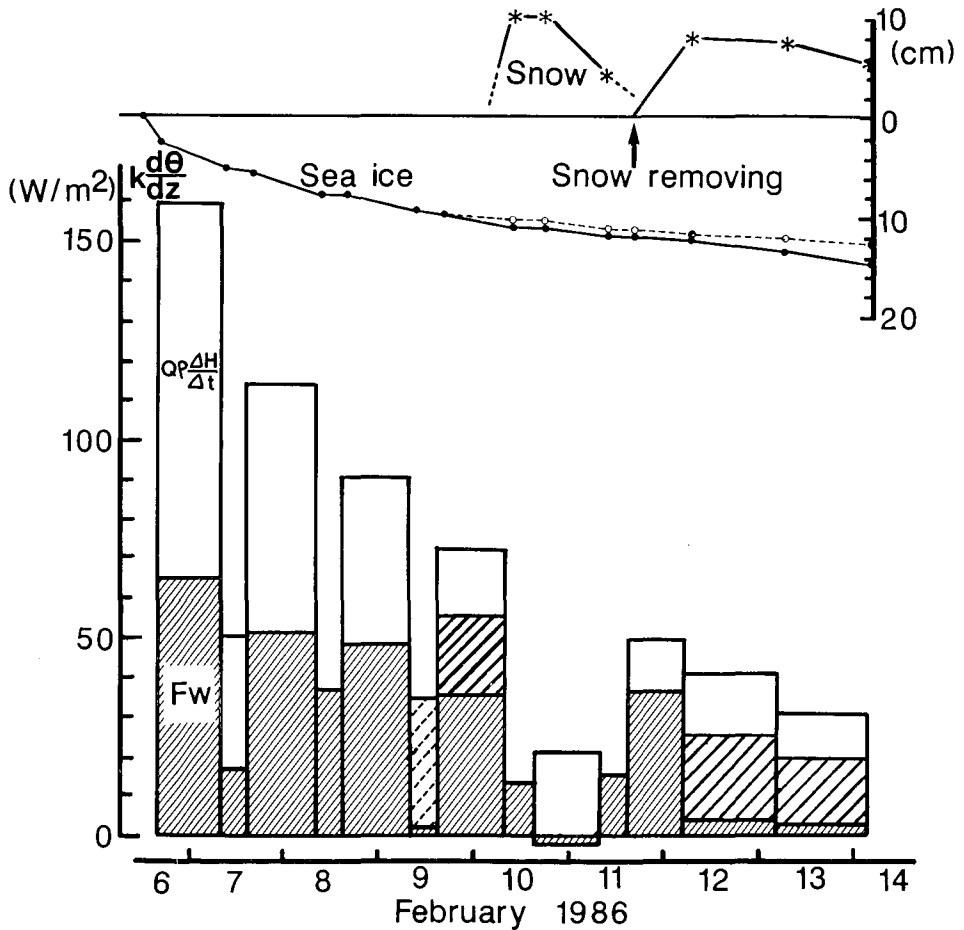
2. 上面での氷厚増加量の推算による補正

第2図では, 降雪後に成長速度が増す傾向があるのを見ることができる。この傾向は, 期間後半の 12~14 日で顕著であるが, 最初の降雪のあった 9~10 日にかけてもその傾向が認められた。

降雪前の 9 日夕方までの氷厚と気温の測定結果を用いて, 海水の結氷温度を基準にした積算寒度 (degree·hours) と氷厚の平方との比例関係 (Stefan's law) の係数を最小二乗法で求めた。この係数と 9 日夕方から 10 日午前までの積算寒度とから期待される降雪のない場合の氷厚増加量に比べて, 観測された氷厚増加量は約 0.6 cm 大きかった。これは積雪によってし

上がった海水が海氷の表面で凍ったためと考えられ、上面での氷厚増加量と呼ぶことが出来る。この夜間の気温がそれまでの夜間の気温より高かったことや、積雪の断熱効果を考え合わせると、下面成長量はより少ないことが推論され、この値は上面での氷厚増加量を控え日に見積もったものといえる。

同様の見積もりを11日以降についても試みた。あいにく12~13日夜半は停電で気温の記録が取れていないが、降雪中でもあり、湧別の気温を調べても11~13日の間に特に冷えた夜はない。除雪直後の11日の夕方から翌朝にかけても降雪があったが、積雪量がまだ少なかったにもかかわらず、この期間の成長速度は3夜のうちに最も小さい。それゆえ、それを上回るその後のふたつの期間の成長速度には、積雪の影響による上面での氷厚増加を含んでいると考えざるをえない。そこで11日の夕方から翌朝にかけての氷厚増加で Stefan 則の係数を求め、その後の期間にもその係数を適用して氷厚の増加を見積もり、それ以上の増加量は上面での氷



第3図 実測(実線)および補正後(破線)の氷厚増加曲線と水中熱流量 ($k d\theta / dz$), 下面成長潜熱 ($Q_p \Delta H / \Delta t$), 海洋熱流量 (F_w) の推移。粗い斜線は氷厚補正後の海洋熱流量, 破線の斜線は昼間成長量がないと仮定した場合

厚増加だと考えた。その結果、12日から13日にかけては約0.7 cm、13日から14日にかけては約0.5 cmが上面での氷厚増加量として推算された。

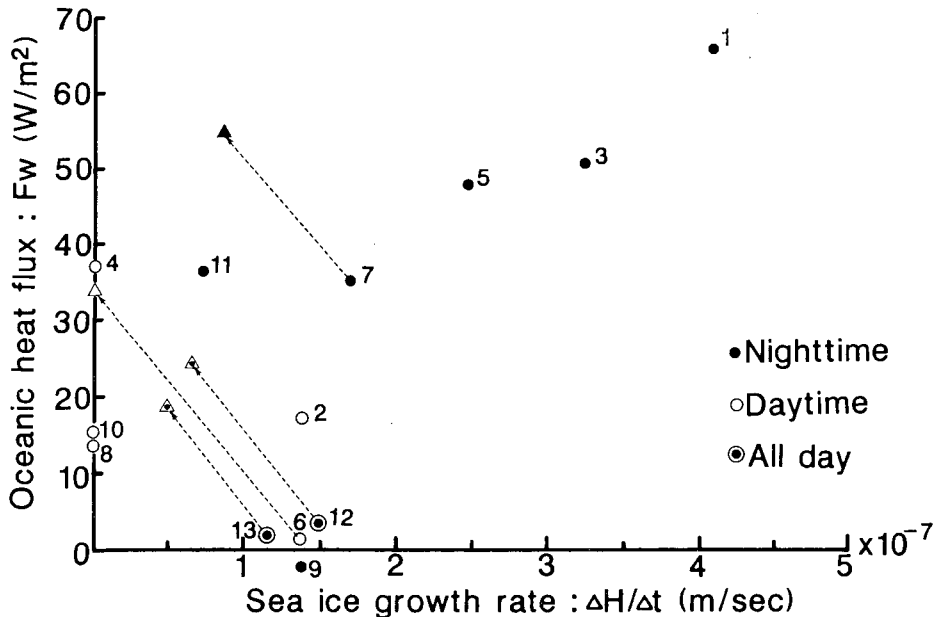
3. 海洋熱流量の大きさと推移

各期間の水中熱流量と成長潜熱量とを計算して、その差としての海洋熱流量を求めた。その結果を第3図に示した。図には、前節の上面での氷厚増加量を補正した氷厚増加曲線も示してある。

結氷初期には、水中熱流量が期間平均でも160 W/m²に達し、海洋熱流量も65 W/m²と大きい。氷厚が増すにつれて水中熱流量も海洋熱流量も減少していくのを見ることができる。9～10日、12～13日、13～14日の3期間は、上面での氷厚増加量を補正した期間であるが、実測結果を総て下面成長とみなした場合と補正した成長量を用いた場合との海洋熱流量の大きさを示してある。

日中と夜間とを比較すると、昼間は水中熱流量が減少し、成長がほとんどないために、海洋熱流量が大部分を占める。9日の昼には0.3 cm程の氷厚増加が観測されたが、積算寒度から考えてもこれほどの成長量は望めない。厚さの不均一が原因であろうと考えて成長がないとした場合を斜め破線で示した。

海洋熱流量に及ぼす積雪の影響を調べると、最初の降雪時に海洋熱流量が増すのが見られた。降り止んで雪の圧密化が進んだ10～11日の期間には、気温が低かったにもかかわらず氷の表層温度が上昇して水中熱流量が著しく減少した。この期間にも氷厚増加が観測されたので、海洋熱流量は負の値となったが、氷から海へ熱が流れることを示しているとは考えられず、上面での氷厚増加が原因であろうと推論したが補正は出来なかった。

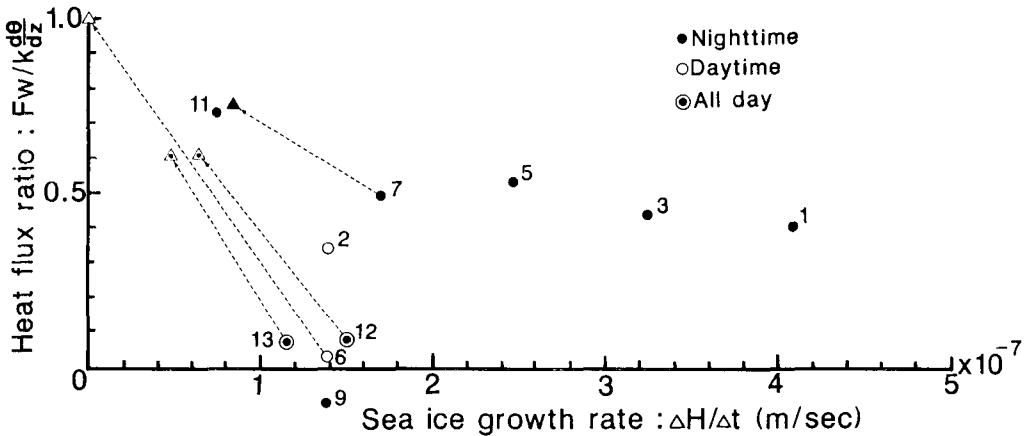


第4図 海洋熱流量と成長速度との関係

添えた数字は期間の順序。氷厚補正により破線先の三角に移動する

4. 海洋熱流量と成長速度との関係

海洋熱流量が成長速度によって変化する様子を示したのが第4図である。図中の番号は時間経過に従って各期間につけたものであり、夜間、日中、昼夜の各期間を記号を変えて示してある。氷厚増加量を補正することによる変化を矢印で示した。夜を含む点のみを眺めると、成長速度が大きいほど海洋熱流量が大きいことがわかる。また、氷が成長しない昼間でも水中には温度勾配が存在し、それは海洋熱流量そのものを表わしていると考えることができる。その大きさは降雪前が約 35 W/m^2 、降雪後が約 15 W/m^2 である。



第5図 水中熱流量に占める海洋熱流量の割合と成長速度との関係

添えた数字は期間の順序。氷厚補正により破線先の三角に移動する

次に、水中熱流量に占める海洋熱流量の割合を成長速度との関係として表現したのが第5図である。全期間を通して海洋熱流量が約半分を占めること、いかえれば下面での氷の成長潜熱に匹敵する熱が海水から大気へと運ばれていることが示されており、無視できない大きさをもつことがわかる。このことは、石川・小林 (1982) がサロマ湖でプール結氷の熱収支観測を行ったさいに、残差項として求めた海洋熱流量の大きさとも一致している⁴⁾。

IV. ま と め

1986年2月にサロマ湖において薄い海水を通しての海洋熱流量に関する実験観測を行なった。得られた結果を要約すると次のようになる。

海氷の成長速度が大きい結氷初期には、水中熱流量の約40%に当たる 65 W/m^2 位の海洋熱流量が見積もられた。氷厚が約15 cm、積雪が数 cm あった観測終了時には、初期の海洋熱流量の3分の1位にまで減少していた。海洋熱流量は海水の成長潜熱量と同程度の大きさをもつので、海水の熱収支を考える上で無視できないことがわかった。しかも、氷の厚さ、成長速度、氷上の積雪に大きく依存して変化する。また、海洋熱流量の算出にあたって、海水の下面成長量を正確に測る必要があることを知った。

今後は下面成長量を精度よく測定することを試み、海氷下の海水中の熱の伝わりかたとの関係を調べることを志向したい。

この研究に要した費用は、文部省科学研究費補助金一般研究 B「海水域における海洋熱流量の実験的研究」(課題番号 60460046, 代表者小野延雄) によった。

文 献

- 1) Parkinson, C. L. and Washington, W. M. 1979 A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84**,C1, 311-337.
- 2) Allison, I. 1979 Antarctic sea ice growth and oceanic heat flux. *In* Sea Level, Ice, and Climatic Change. IAHS Publ. no. 131, 161-170.
- 3) 小野延雄 1983 海氷下面における水から氷への熱流量. 低温科学, 物理篇, **42**, 163-178.
- 4) 石川信敬・小林俊一 1982 海氷の成長に伴う表面熱収支の変化. I. 低温科学, 物理篇, **41**, 179-189.

Summary

Heat transport occurs from the ocean to the atmosphere through the sea ice in polar winter. One of the heat budget components at the lower boundary of sea ice is heat flux from water to the ice cover, which is called oceanic heat flux.

Few investigations have been made on the oceanic heat flux, and the heat flux has been neglected or estimated as the residual term of the heat budget. In some sea ice numerical models there are examples that deal with the heat flux as a constant value. However, it has been suggested by Allison (1979) that the oceanic heat flux is not constant but shows a seasonal variation due to the growth and decay of sea ice.

Field experiments were carried out to investigate the magnitude and the variation characteristics of heat flux through the thin sea ice at Lake Saroma in Hokkaido in February 1986. By removing ice blocks from the fast-ice sheet with a thickness of about 30 cm, a test pool (2 m × 2 m) was made and thermocouples were set up to record the temperature profile within newly formed sea ice. Once or twice a day the sea ice thickness and salinity were measured at the pool.

Using sea ice as the heat flux meter, the oceanic heat flux was calculated as the difference between vertical heat flux within the sea ice and the latent heat released by freezing at the ice-water interface. The oceanic heat flux was large when the growth rate of young sea ice was high such as in nighttime and in early stage of ice growth, however the heat flux decreased as a whole during this observational period with the sea ice thickness increased. When the sea ice was covered with snow, the oceanic heat flux decreased but after removing of the snow layer on the sea ice the heat flux increased. It was also found that the oceanic heat flux cannot be neglected in the heat budget of young sea-ice sheet because it was as large as compared with the latent heat of newly formed ice.