

北極海における夏季の熱収支観測 (1)

—IAOE '91観測結果より—

中村 亘^{*1}

1991年8月に行われた北極海国際共同観測に参加し、スバルバル諸島北方の北極海において、日射、放射、気温、湿度の観測を行った。

この観測データと船の定時観測のデータから、地表面熱収支を計算した。その結果、夏の限られた期間ではあるが、平均海面熱収支は、大気と海面の温度差と湿度差が小さいために、顕熱 ($2.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) と潜熱 ($1.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) が小さくなり、海洋に入る熱量 ($51.7\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) は正味放射量 ($48.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) に依存することが分かった。平均海水面熱収支も、大気と海水面の温度差と湿度差が小さいために顕熱 ($0.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) と潜熱 ($-3.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) が小さくなり、海水に入る熱量 ($19.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) も正味放射量 ($22.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) に依存することが分かった。

また、海水温度と塩分濃度の鉛直分布から海水の熱伝導率と海水内伝導熱を計算した。その結果、熱伝導率は約 $2.2\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ 、海水内伝導熱は $0\sim 4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ となった。

キーワード：熱収支、北極海国際共同観測、正味放射量、熱伝導率、海水内伝導熱

Summer Heat Balance in Arctic Ocean (1)

—Results from the IAOE '91 Cruise—

Toru NAKAMURA^{*2}

The International Arctic Ocean Expedition '91 (IAOE '91) was carried out on August 1991. During this cruise, solar radiation, atmospheric radiation, air temperature and relative humidity data were observed in the northern area of Svalbard.

Using the data and routine observation data, the heat balance at the sea surface and sea ice surface were estimated. The amount of the sensible heat flux ($2.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at sea surface, $0.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at sea ice surface) and the latent heat flux ($1.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at sea surface, $-3.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ at sea ice surface) were small, because the differences in temperature and humidity between air and sea surface and between air and sea ice surface were small. It was found that the energy received by the sea through the sea surface and the energy received by the sea ice through the sea ice surface depended on the net radiation.

The thermal conductivity of sea ice and heat flux inside sea ice were calculated using the sea ice temperature and salinity profiles. It was found that the thermal conductivity of sea ice was about $2.2\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ and heat flux inside sea ice was $0\sim 4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

* 1 海洋観測研究部

* 2 Ocean Research Department

Key Words : Heat balance, International Arctic Ocean Expedition '91, Net radiation, Thermal conductivity, Heat flux inside sea ice

1 はじめに

近年、二酸化炭素等の温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化が社会的な問題となってきたが、気候モデルの計算結果によれば、温暖化の影響は極域で最も顕著に現れるといわれている¹⁾。特に北極は、冬季にはシベリヤやカナダ上空の高気圧が作り上げる -60°C という非常に冷たい大気、最低でも -2°C にしかない海水、両者を隔てる厚さ数mの海氷から構成されているため、地球温暖化や河川水の供給量の低下により海水の範囲が狭まり、厚さが薄くなれば、日射に対する反射率(アルベード)の低下等により、ポジティブなフィードバックがかかり、地球温暖化が加速され、その変化が顕著に現れる領域であると考えられている。

また、北極海底層水がグリーンランド海深層水と混合し、やがて北大西洋深層水となって海洋大循環の一翼を担っていることから、北極が地球の気候に大きく関わっているといえる。

しかし、北極はその厳しい環境のため得られたデータも少なく、まだわかっていない点が多い。そこで我々は、観測データから北極における大気～海水～海洋間の熱、

水および物質循環過程を解明し、北極シミュレーションモデルを作り上げることを目的として研究に取り組んでいる。

今回は、1991年8～9月に行われた北極海国際共同観測(International Arctic Ocean Expedition '91, IAOE '91)に参加した際に得られた観測データをもとに計算した、海面および海水面熱収支について述べる。

2 北極海国際共同観測 (IAOE '91)

IAOE '91はアメリカ、日本、カナダ、ドイツ、デンマーク、ノルウェー、スウェーデンの7カ国が参加して行われ、アメリカの「ポーラースター」、ドイツの「ポーラーシュテルン」、スウェーデンの「オーデン」の3隻の砕氷船が使用された。日本からは、センターから2名の研究者が参加し、アメリカ沿岸警備隊所属の砕氷船「ポーラースター」に乗り込み、海洋、気象、雪氷の観測を行った。このうち海面および海水面熱収支を計算する上で使用したのは気象と雪氷観測において得られたデータである。

観測海域は図1に示すとおり、スバルバル諸島北方

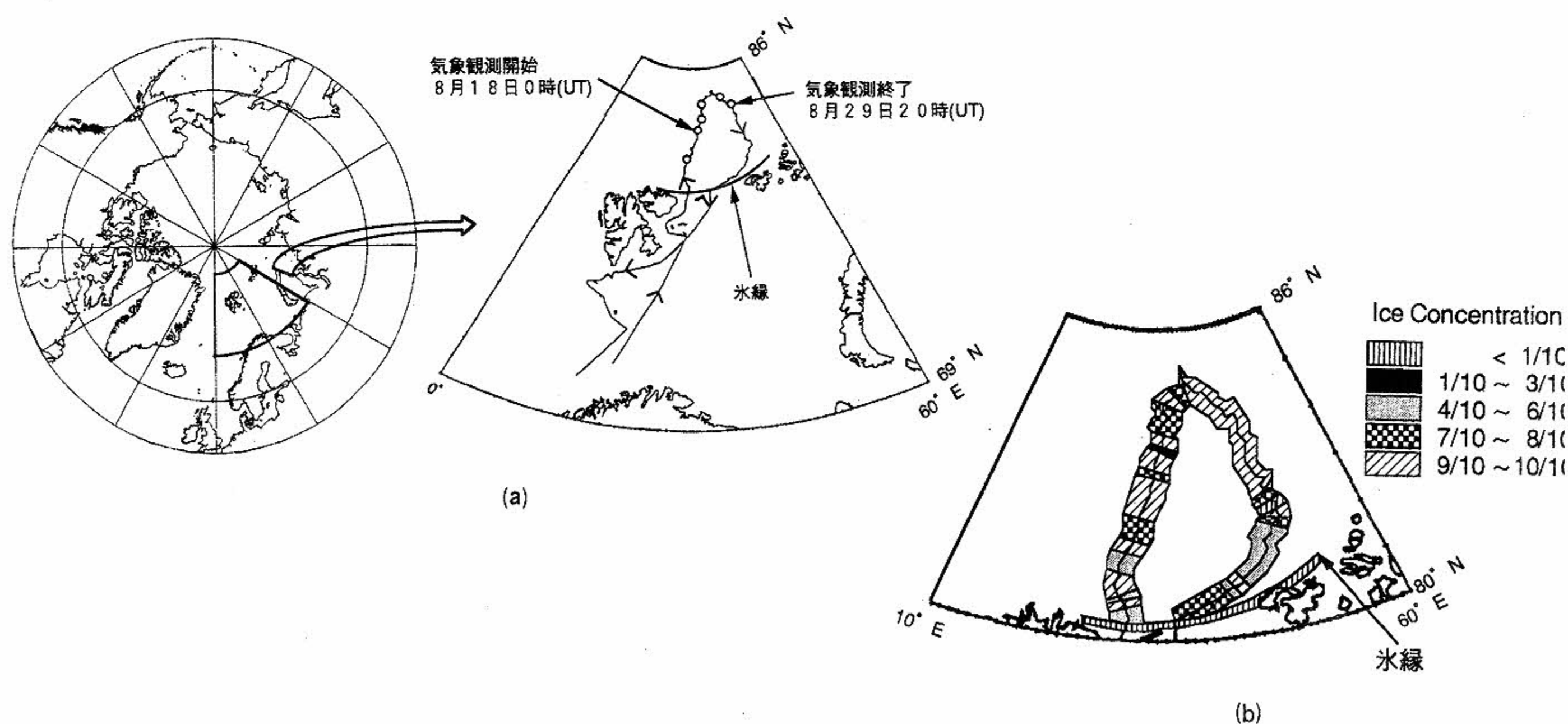


図1 観測海域 (a) 気象観測域と雪氷観測点 (○印)
(b) 海氷の状況 (ハッチは密接度を表す)

Fig.1 Observed area (a) Meteorological observation area and glaciological observation points.
(b) sea ice condition (hatched areas indicate the percentage of ice concentration).

の北緯80度～北緯85度，東経28度～東経50度で囲まれた海域である。観測期間中の氷縁は北緯80度40分付近にあり，主に観測は氷海域において実施された。

「ポーラスター」の船尾にあるヘリコプター格納庫の屋上に，日射計，赤外放射計，温湿度計を設置し，8月18日～29日まで日射量，下向き大気放射量，気温，相対湿度の各要素を1分間隔で測定した（図1(a)）。設置高度は27mであった。

また，船の定時観測データ（3時間毎：風向，風速，気圧，海面水温，雲量，海水の密接度）も入手した。なお，風向風速計の設置高度は53mであった。

「ポーラスター」は8月14日の朝，北緯80度40分，東経29度29分の地点で氷海域に入り，9月4日の朝，北緯80度43分，東経38度52分の地点で氷海域を出た。この間，8月16日（北緯82度28分，東経30度35分），27日（北緯84度49分，東経40度3分），29日（北緯84度19分，東経44度57分）の3地点において雪氷観測を実施した（図1(a)）。内容は海水上の積雪の密度，含水率，アルベドの観測と，汚れ具合の測定を目的とした表層5cmの積雪のサンプリングである。

その他に，アメリカの寒地工学研究所（Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL）の研究者が海水コアを採取し測定した温度，塩分濃度，密度の鉛直分布データと，カナダのマイクロ波グループが測定した海水表面温度，密度，含水率のデータも入手した。

観測時における海水の状態は，2～2.5mの厚さの多年氷の上に1～26cmの積雪がのっており，一部は融解してパドルと呼ばれる水溜まりを形成していた（写真1）。氷海域における海水の状況（海水の密接度）を図1(b)に示す。



写真1 海水の状態。表面にはパドルが見られる。

Photo 1 Sea ice condition. There are many puddles at sea ice surface.

3 観測結果

3.1 気象観測データ

(1) 日射量

気象観測を行った8月18日～30日にかけての観測水域では，1日中太陽が沈まない。よって日射量も最低でも $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 程度あり，0にはならない（図2）。また，日射が時折スパイク状に大きくなる現象がよく見られるが，これは図3の雲量のデータからわかるように期間を通じて雲量が多く，曇天で散乱光のみの場合よりも，太陽付近の雲が切れて直達光が当たって増加する分，非常に日射量が大きくなるためである。

(2) 雲量

雲量の変化を図3に示す。ここでは雲量を0～8で表し，0は快晴，8は晴れ間がない一面の曇天を示している。またハッチもしくは縦線の部分は，霧または雪で雲量が測定出来なかったことを表す。図3を見てもわかるとおり，全測点の90%が雲量7以上の曇天もしくは霧または雪で雲量が測定不能，測定可能な場合においてもそ

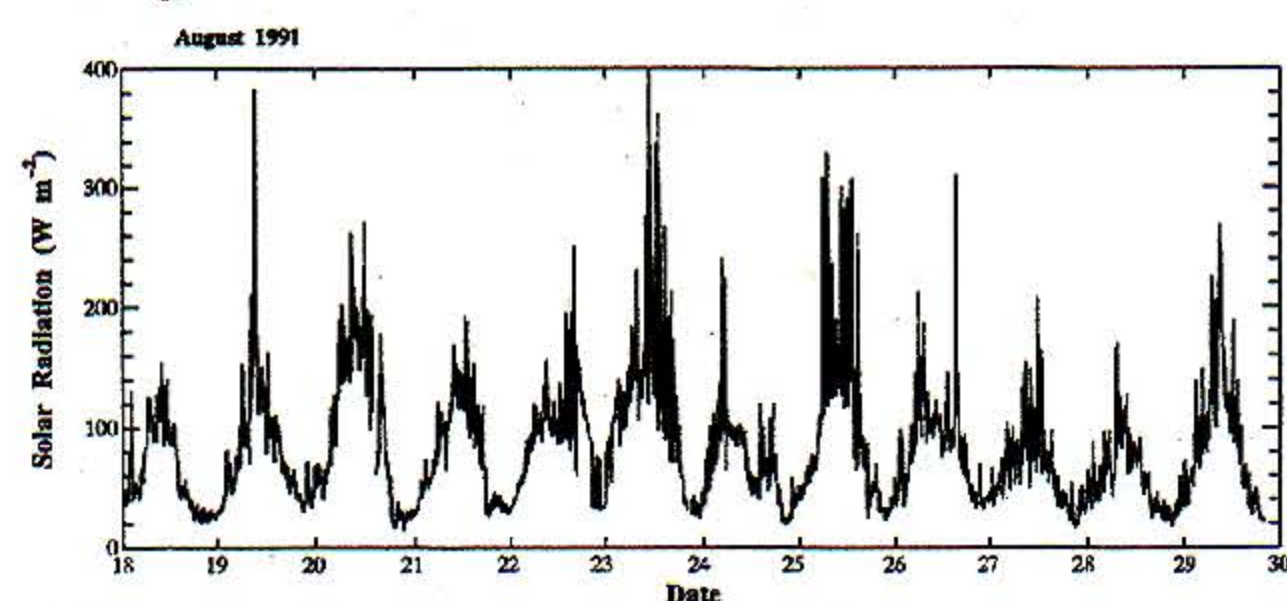


図2 日射量

Fig. 2 Solar radiation.

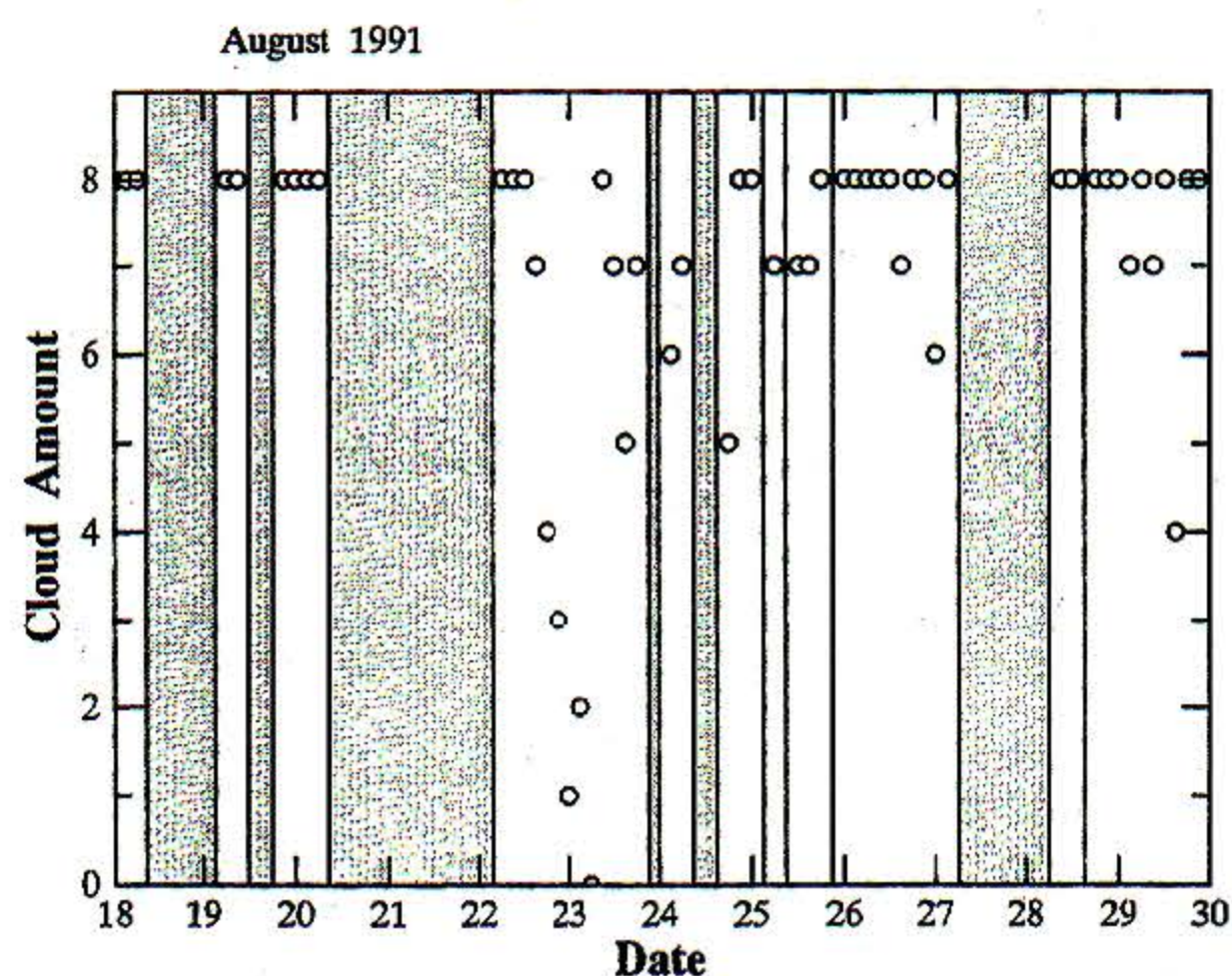


図3 雲量（ハッチおよび縦線は，霧および雪による欠測を表す）

Fig. 3 Cloud amount (hatched portions and vertical lines denote no observation because of fog and snow).

の80%が雲量7以上の曇天であり、測定期間を通して天候が不順であった。ただし、22日～23日にかけては一時的に天候が回復し、快晴となった。

(3) 下向き大気放射量

下向き大気放射量の変化を図4に示す。近藤ほか²⁾が示したように下向き大気放射量は地表付近の気温と湿度および雲量に依存するが、観測期間中はほとんど曇天、霧もしくは降雪で、気温(図5)、比湿(図6)、雲量(図3)とも変化が小さかったため、下向き大気放射量も $310 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 程度ではほぼ一定であった。ただし、22日～23日にかけては天候が回復して快晴となったため、放射冷却で気温が下がったことも相まって $230 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 程度まで減少している。

(4) 気温および海面水温

気温および海面水温の変化を図5に示す。気温は1分毎のデータであるが、海面水温は船の3時間毎の定時観測データであり、両者を比較するために気温を3時間平均して表示した。海面水温は周辺に海水があることもあ

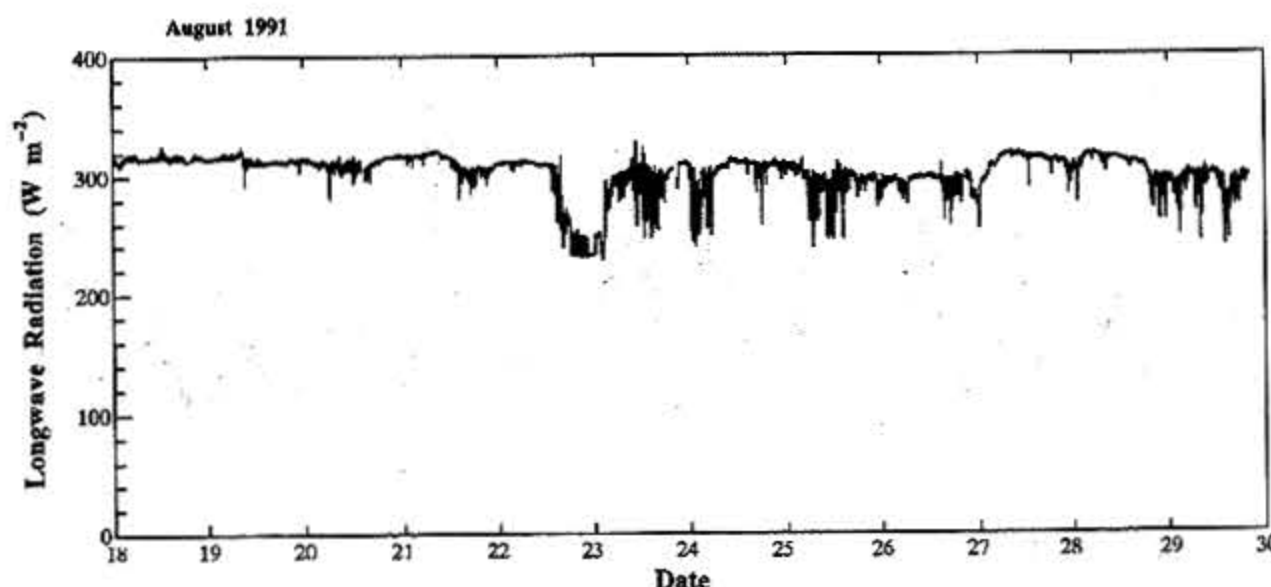


図4 下向き大気放射量
Fig. 4 Longwave radiation.

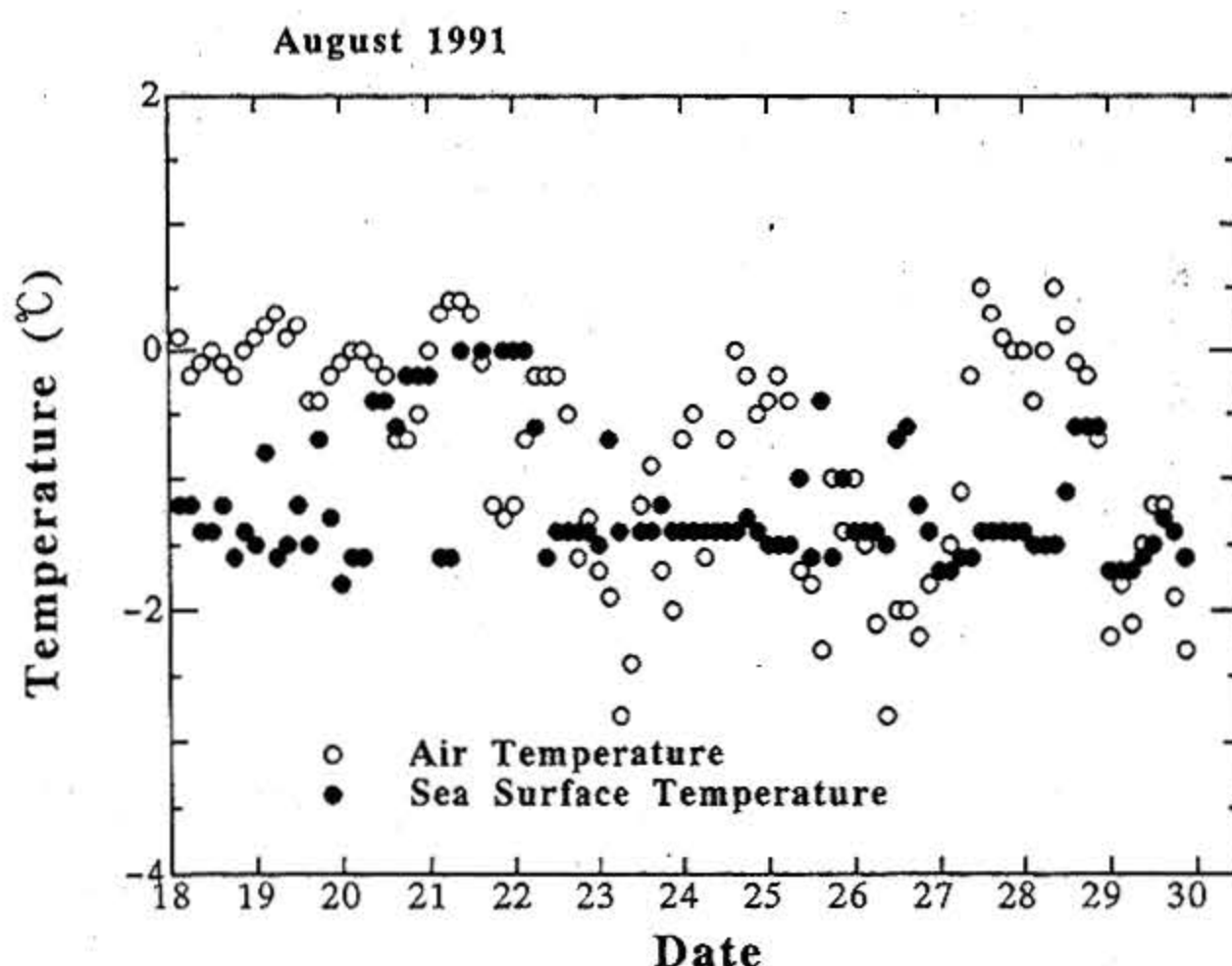


図5 気温(○印)および海面水温(●印)
Fig. 5 Air temperature (open circles) and sea surface temperature (closed circles).

て結氷温度である -1.8°C 程度であるのに対し、気温は $0 \sim -1.4^\circ\text{C}$ と海面水温より高いことが多いが、23日、26日、29日には $-2^\circ\text{C} \sim -3^\circ\text{C}$ と海面水温より低くなっている。

(5) 大気の比湿と海面水温に対する飽和比湿

大気の比湿と海面水温に対する飽和比湿の変化を図6に示す。比湿というのは水蒸気の密度の湿潤空気の密度に対する比で定義され、単位質量の空気中に含まれる水蒸気の密度に等しく³⁾、湿度の指標の一つである。比湿の計算方法は安藤ほか⁴⁾と同様にティーテンスの実験式、

$$e_s = 6.11 \times 10^{(7.5T)/(237.3+T)} \quad (1)$$

を用いて気温 T から飽和水蒸気圧 e_s を求め、これと測定された相対湿度 R_h から次式

$$e = 0.01 R_h e_s \quad (2)$$

を用いて水蒸気圧 e を求め、これと測定された気圧 P (図9)から次式

$$q = 0.622 e / (P - 0.378 e) \quad (3)$$

を用いて比湿 q を求める。

海面直上の空気は海面水温と同じ温度で飽和しているとして、(1)式の気温 T の代わりに海面水温 T_s を用いて計算した e_s を(3)式に代入して、海面水温に対する飽和比湿 $q_s(T_s)$ を求める。今回は気温と相対湿度が1分毎のデータであるのに対し、気圧は船の3時間毎の定時観測データであるので、(1)、(2)式で計算された1分毎の水蒸気圧を3時間平均して、3時間毎の比湿を求めた。

観測期間を通して曇天、霧、降雪の日が多く、湿度が高かったこと、気温と海面水温の差が小さかったことから、大気の比湿 q と海面水温に対する飽和比湿 $q_s(T_s)$ の差も小さくなった。

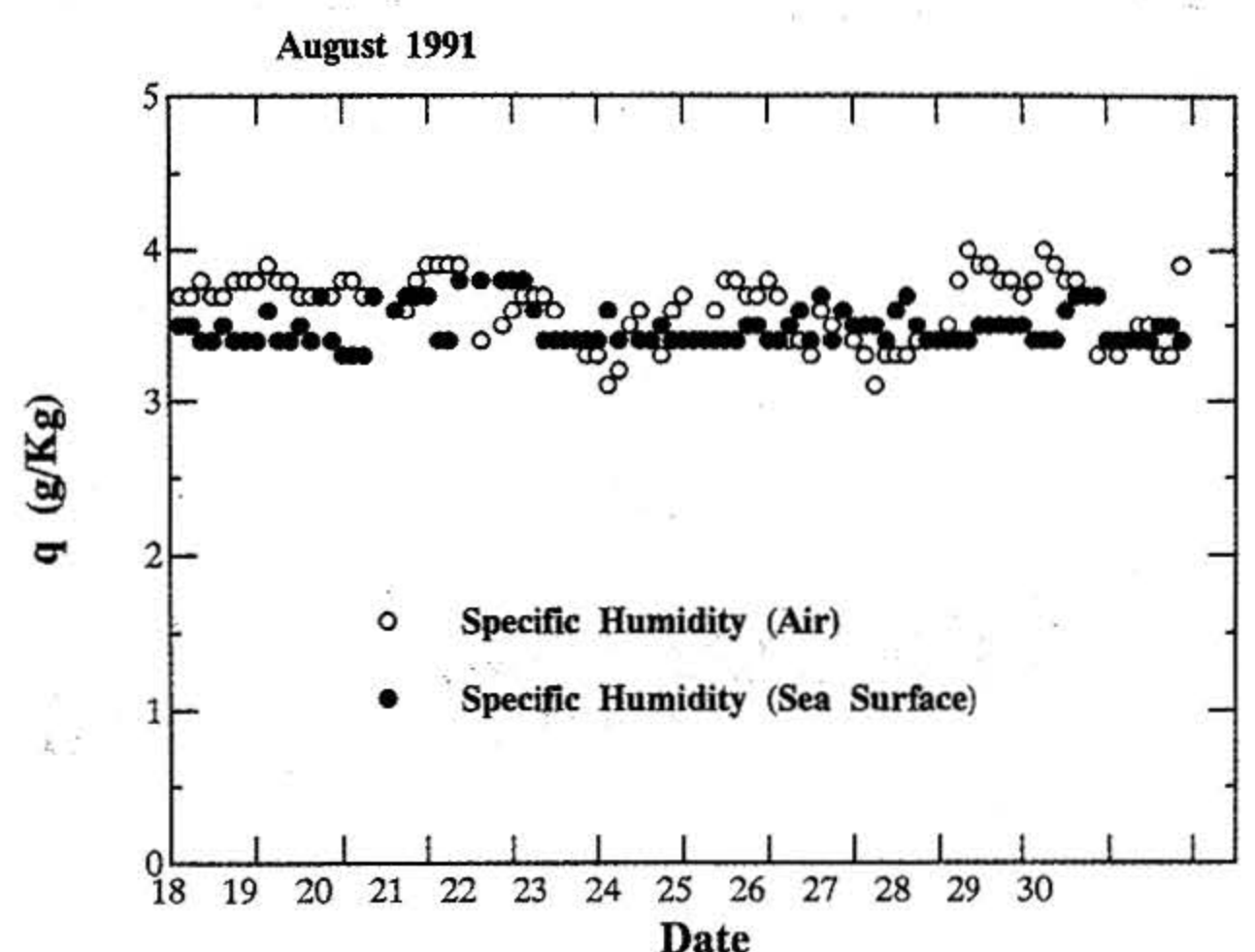


図6 比湿, ○: 大気の比湿, ●: 海面における飽和比湿
Fig. 6 Specific humidity, ○: at 27m, ●: saturation specific humidity at sea surface.

(6) 風向風速

風向を図7に、風速を図8に示す。18日～23日までは東～南東の風であったが、24日～29日にかけて北→西→南と風向が変化した。これは船の周囲を低気圧が反時計回りに移動したことに対応している。風速は測定期間を通してかなり強く吹いており、期間の平均風速は $7.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ であった。

(7) 気圧

図9に気圧の変化を示す。18日～22日までは1010hPa程度であったが、23日以降は低気圧の接近に伴い990hPaくらいまで下降している。

3.2 雪氷観測データ

(1) 雪温, 含水率, 積雪密度

海水上の積雪の温度, 含水率, 積雪密度の値を表1に

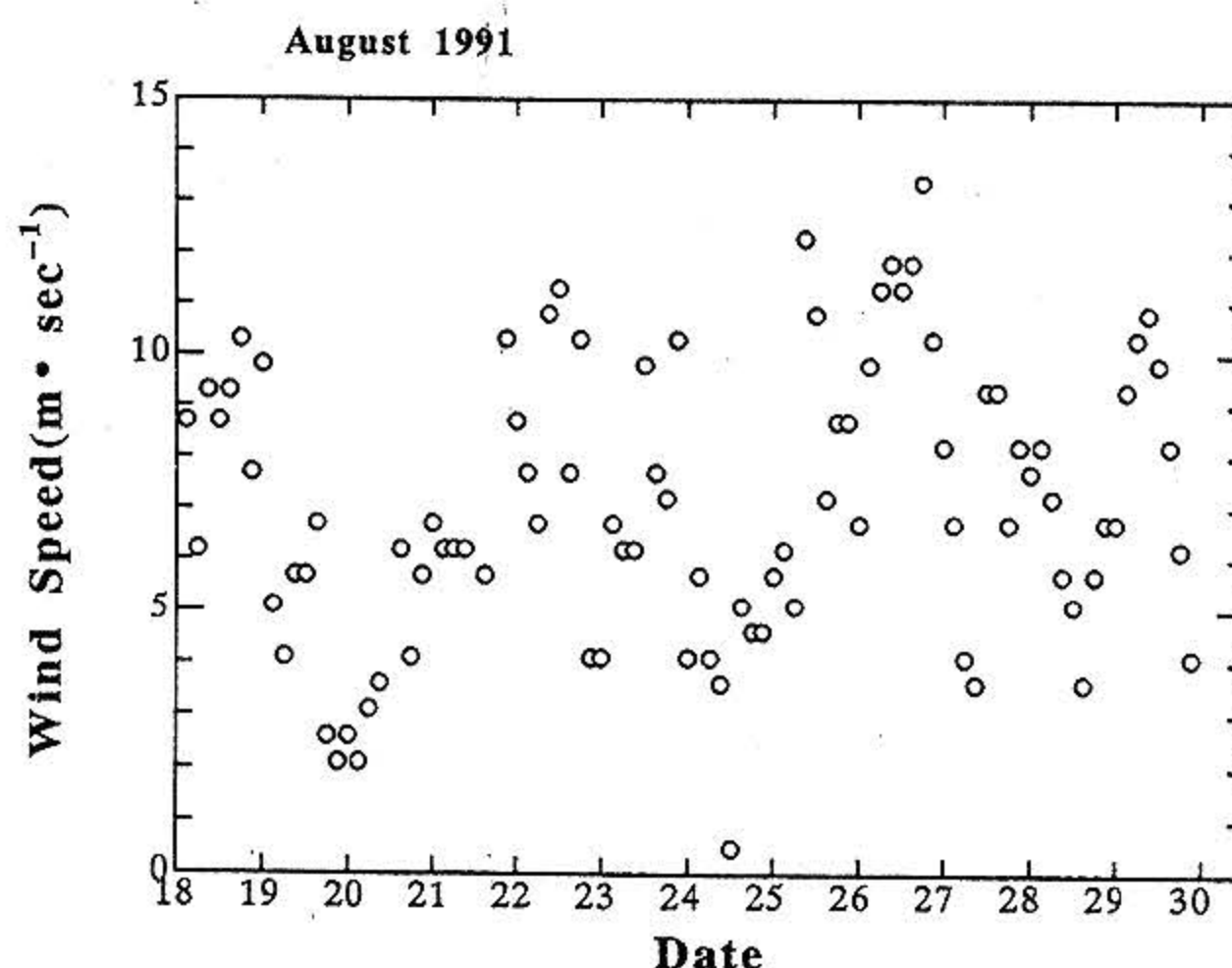


図8 風速
Fig.8 Wind speed.

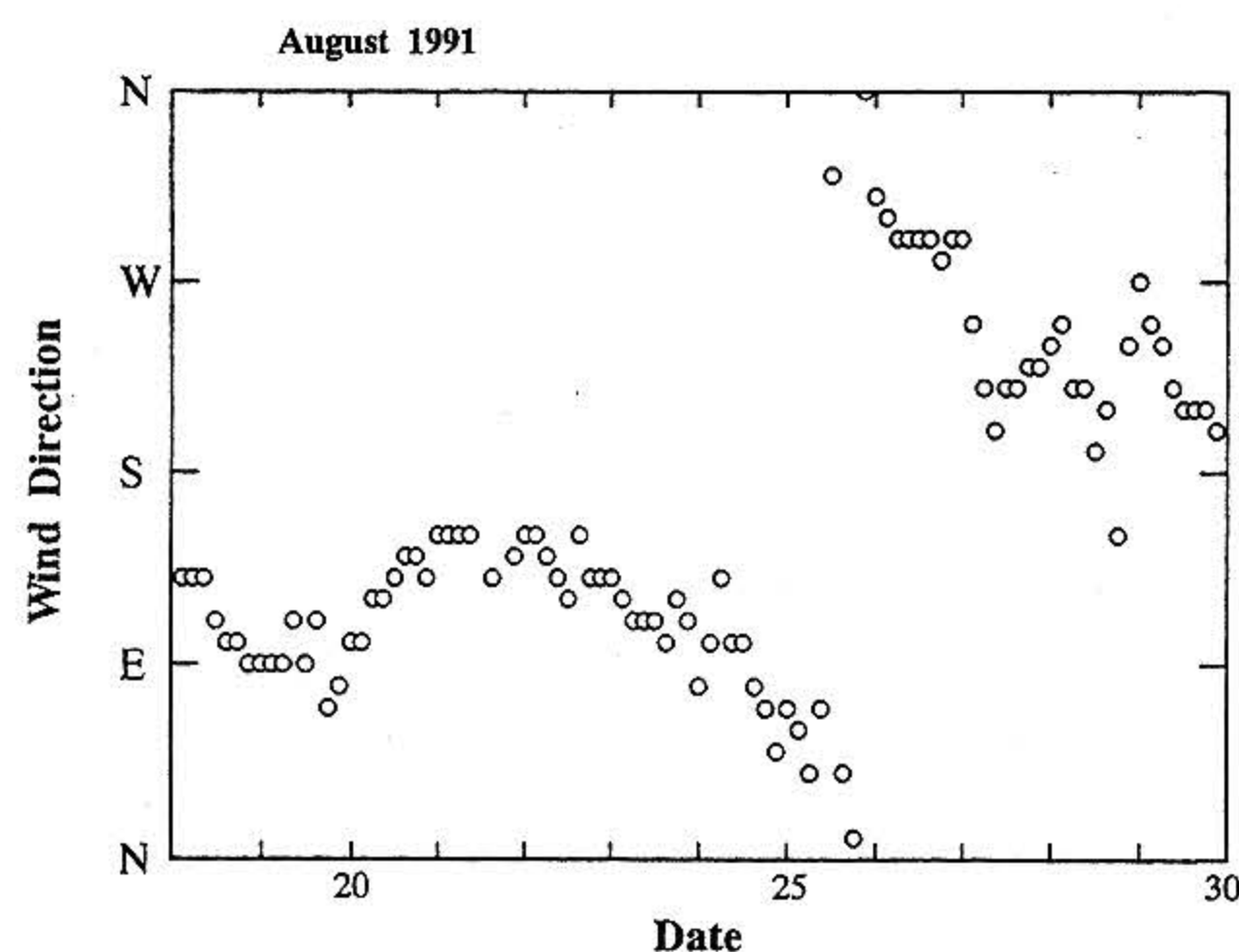


図7 風向
Fig.7 Wind direction.

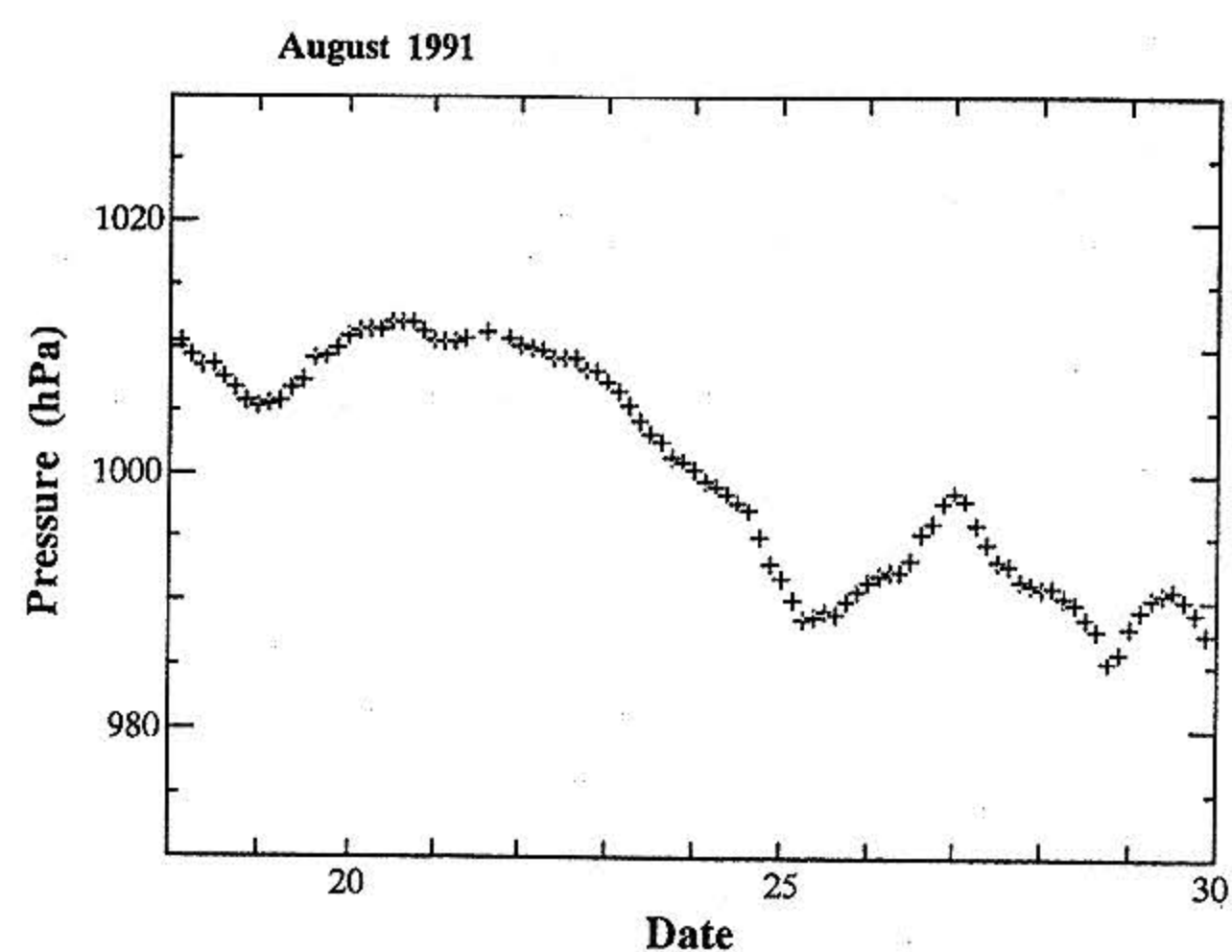


図9 気圧
Fig.9 Atmospheric pressure.

表1 雪温, 含水率, 積雪密度の測定結果
Table1 Results of the snow observations.

日 時 (UT)	観 測 地 点	雪温 (°C)	含水率 (%)	密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	積雪の厚さ (cm)
8月16日11時30分～12時	82° 28' N, 30° 35' E	0.0	6.0	489.5	3～26
18日12時40分	83° 43' N, 33° 21' E	0.0	4.1	433.0	1～4
18日14時10分	83° 43' N, 33° 21' E	0.0	5.5	393.2	2～3
19日16時 ～17時	84° 19' N, 34° 34' E	0.0	2.0	319.6	1
24日16時40分～17時20分	84° 30' N, 34° 25' E	0.0	1.7	263.0	1
27日14時10分～14時40分	84° 49' N, 40° 3' E	0.0	0.8	253.2	1
27日17時	84° 49' N, 40° 3' E	0.0	0.9	250.2	1
27日23時10分	84° 49' N, 40° 3' E	0.0	0.8	242.8	1
29日10時30分～11時	84° 19' N, 44° 57' E	0.0	0.0	266.9	1～5

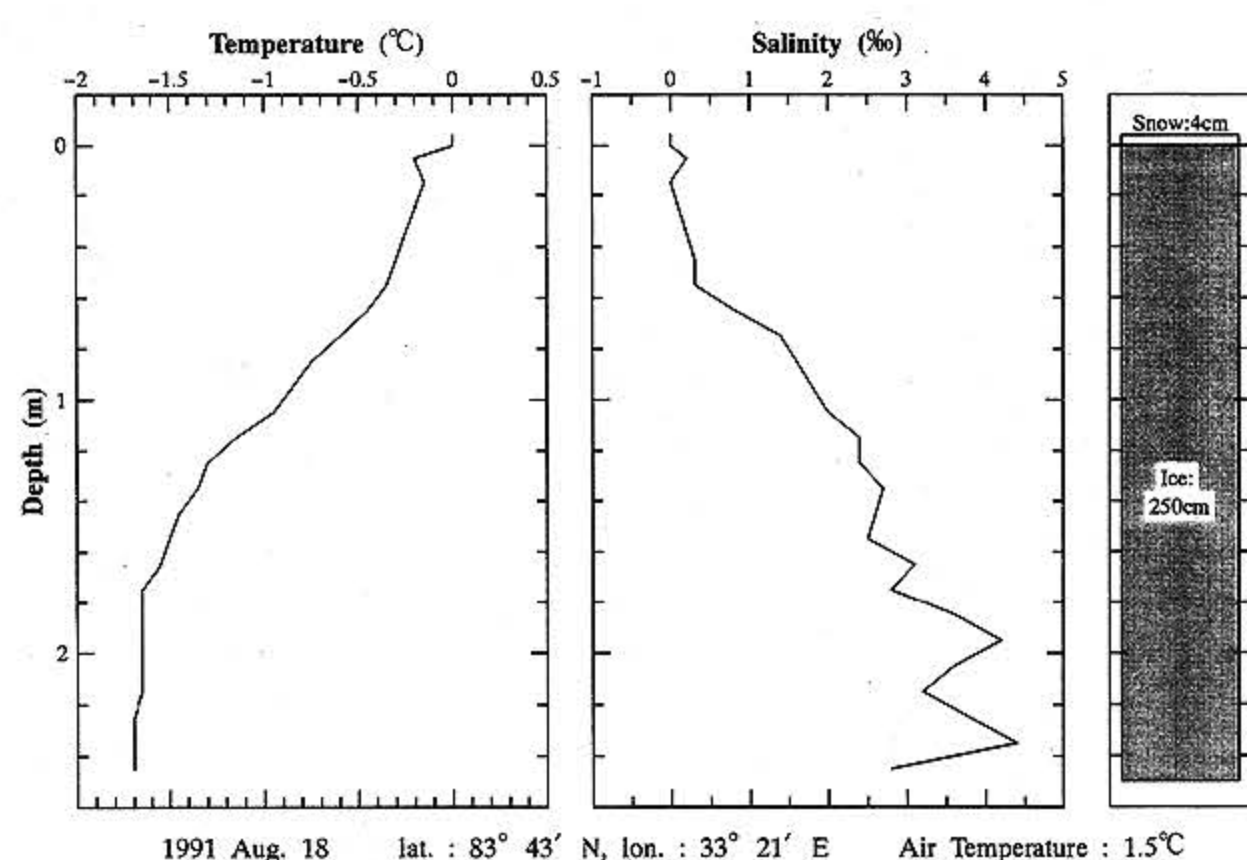


図10 海水の温度(左), 塩分濃度(中)の鉛直分布と海水・積雪の厚さ(右)

Fig.10 Sea ice temperature (left figure), salinity (center figure) profiles and thickness of sea ice and snow (right figure).

示す。融解期であるため雪温は全地点で0℃であり, かなり水を含んだ雪も見られた。またざらめ雪が多く, 密度も大きくなっている。

(2) 海水の温度, 塩分濃度の鉛直分布

図10に海水の温度および塩分濃度の鉛直分布の例として, 18日の観測点における値を示す。温度は上部が約-0.2℃, 下部は結氷温度に近い-1.7℃となっている。塩分濃度は田畑⁹⁾が示した多年氷の塩分濃度の鉛直分布とほぼ等しく, 上面から50cmまではほぼ0‰で, 下方にいくに従って塩分濃度が増加し, 180cm以下では3~4‰となっている。

4 熱収支

4.1 海面熱収支

海面における熱収支を模式的に表すと図11のようになり, 次式で与えられる。

$$R_N - G = H + 1E \quad (4)$$

ここで, R_N は正味放射量, G は海洋に入る熱量, H は顕熱, $1E$ は潜熱である。また, 正味放射量は,

$$R_N = (1 - \alpha) S^\downarrow + \epsilon (L^\downarrow - \sigma T_s^4) \quad (5)$$

で計算される。ただし, $S^\downarrow$: 日射量, $L^\downarrow$: 下向き大気放射量, T_s : 海面水温, α : アルベード, ϵ : 射出率, σ : Stefan-Boltzmann定数である。海面のアルベードは太陽高度が低いことを考慮して0.3, 射出率は0.95⁹⁾とした。

また顕熱, 潜熱はバルク法により,

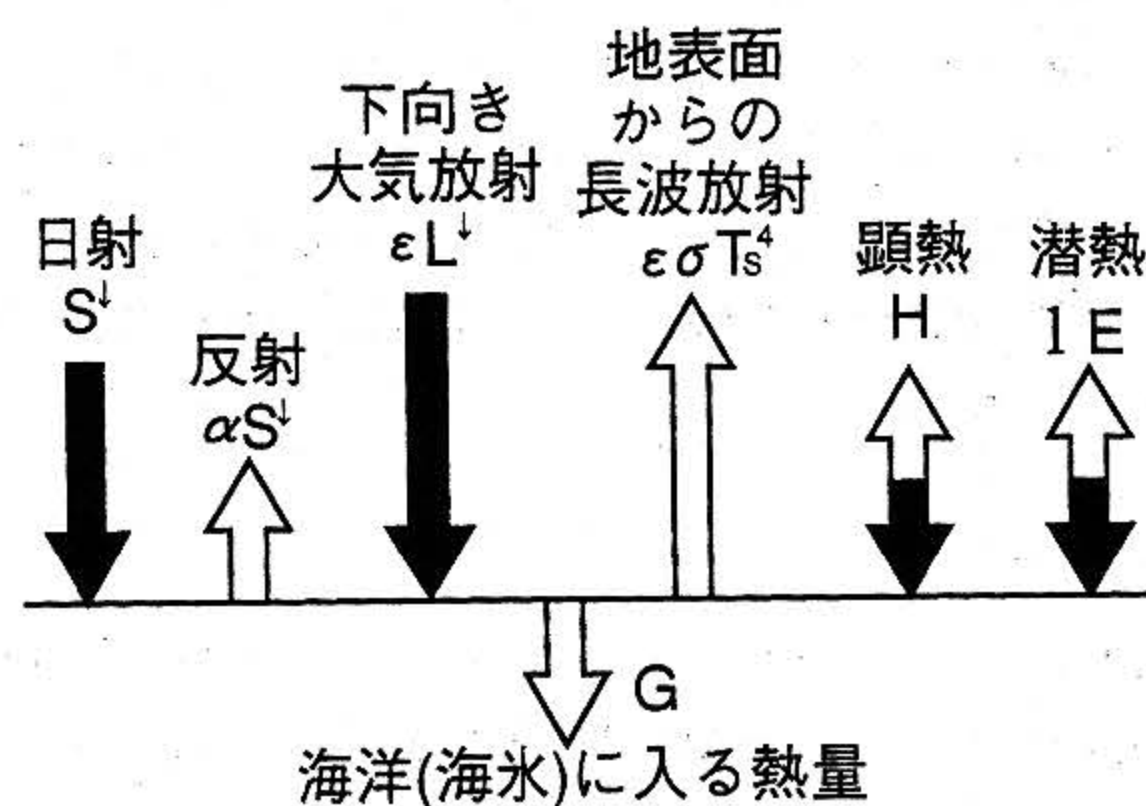


図11 海面(海水面)における熱収支の模式図

Fig.11 Schematic of the heat balance for the sea and sea ice surface.

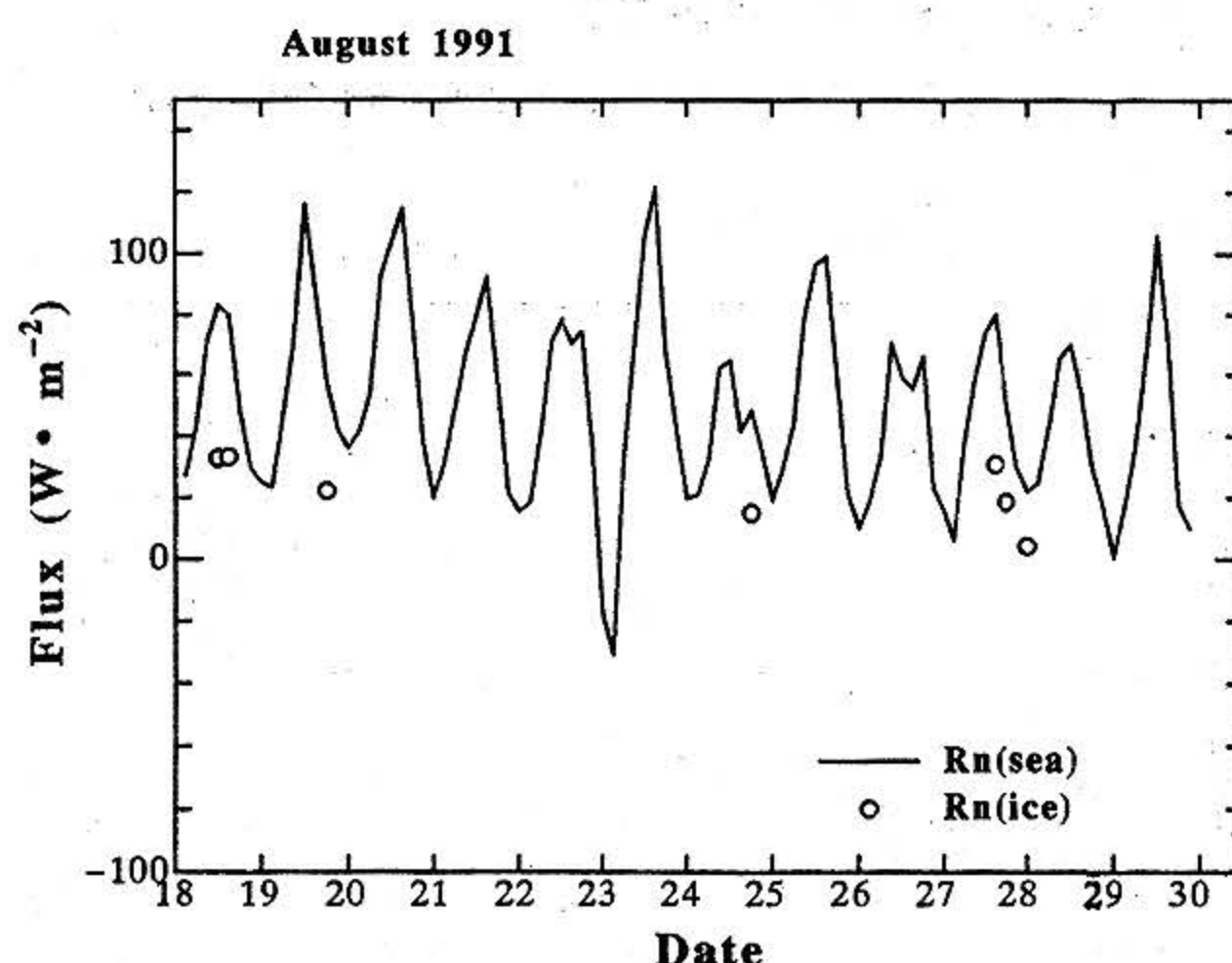


図12 正味放射量。実線は海面での値, ○は海水面での値

Fig.12 Net radiation. Solid line denotes the value at sea surface. Open circles denote the value at sea ice surface.

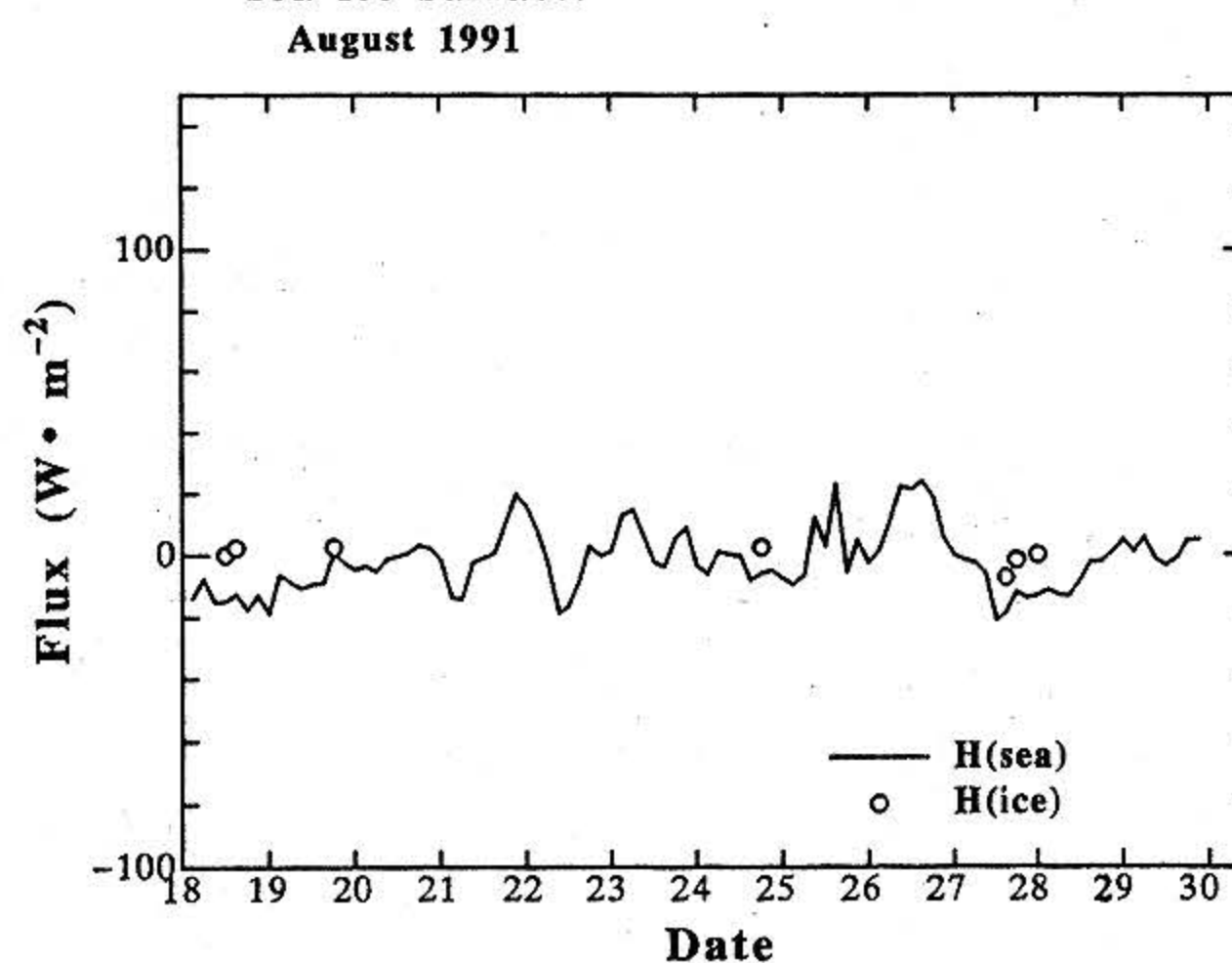


図13 顕熱。実線は海面での値, ○は海水面での値

Fig.13 Sensible heat flux. Solid line denotes the value at sea surface. Open circles denote the value at sea ice surface.

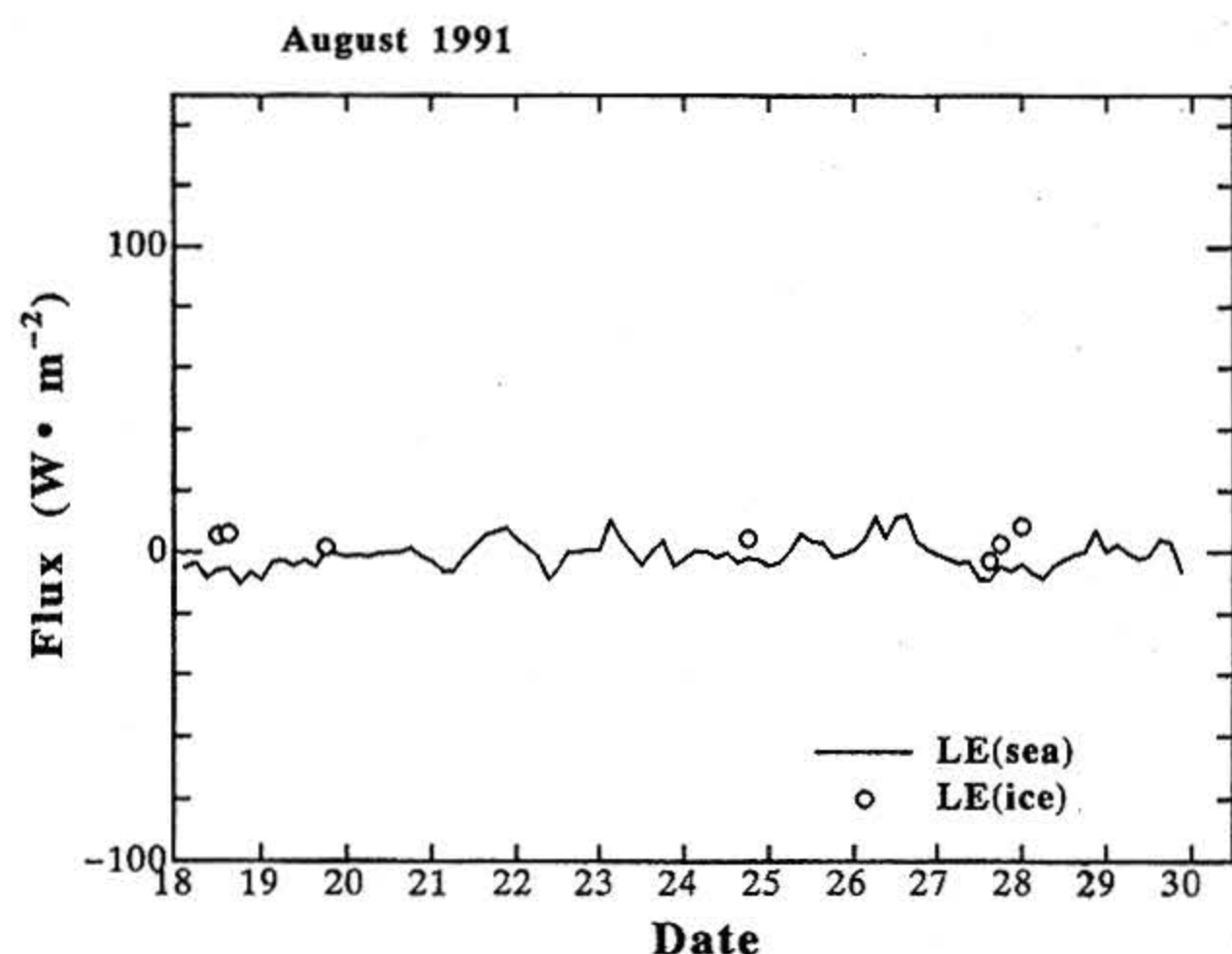


図14 潜熱。実線は海面での値，○は海水面での値
Fig.14 latent heat flux. Solid line denotes the value at sea surface. Open circles denote the value at sea ice surface.

$$H = C_P \rho C_H U (T_s - T) \quad (6)$$

$$1 E = 1 \rho C_E U \{q_s(T_s) - q\} \quad (7)$$

で与えられる。ただし， U ：風速， C_P ：空気の定圧比熱， ρ ：空気の密度， 1 ：水の気化熱， C_H ：顕熱のバルク係数， C_E ：潜熱のバルク係数である。 C_H ， C_E の値はYasuda⁷⁾の方法に基づいて，大気不安定度を考慮して与えた。

R_N ， H ， $1 E$ を(5)，(6)，(7)式から計算した結果をそれぞれ図12，図13，図14に， G については(4)式から，

$$G = R_N - H - 1 E \quad (8)$$

として残差として見積もった結果を図15に実線で示す。

R_N は長波放射収支 $\epsilon(L^\downarrow - \sigma T_s^4)$ がほぼ $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となっていることから，短波放射収支 $(1 - \alpha)S^\downarrow$ にほぼ等しくなるが，23日は天候の回復により $L^\downarrow$ が低下したため， R_N がマイナスとなった。 H と $1 E$ は温度差 $(T_s - T)$ および比湿差 $\{q_s(T_s) - q\}$ が小さいため(図5，図6)，ほぼ $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となっている。測定期間中の R_N ， H ， $1 E$ ， G の平均値を図16に示す。 R_N が $48.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ なのに対し， H は $2.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ， $1 E$ は $1.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ で， G の $51.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ のうちの約94%を R_N が占めている。よって海洋に入る熱量 G はほぼ R_N によることがわかった。

4.2 海水面熱収支

海水面における熱収支も海面における熱収支と同様に，図11および(4)～(7)式で表すことができる。ただし(5)～(7)式中の海面水温 T_s の代わりに海水表面温度 T_i を用いる。Grenfell and Maykut⁸⁾によれば，融解期における海水

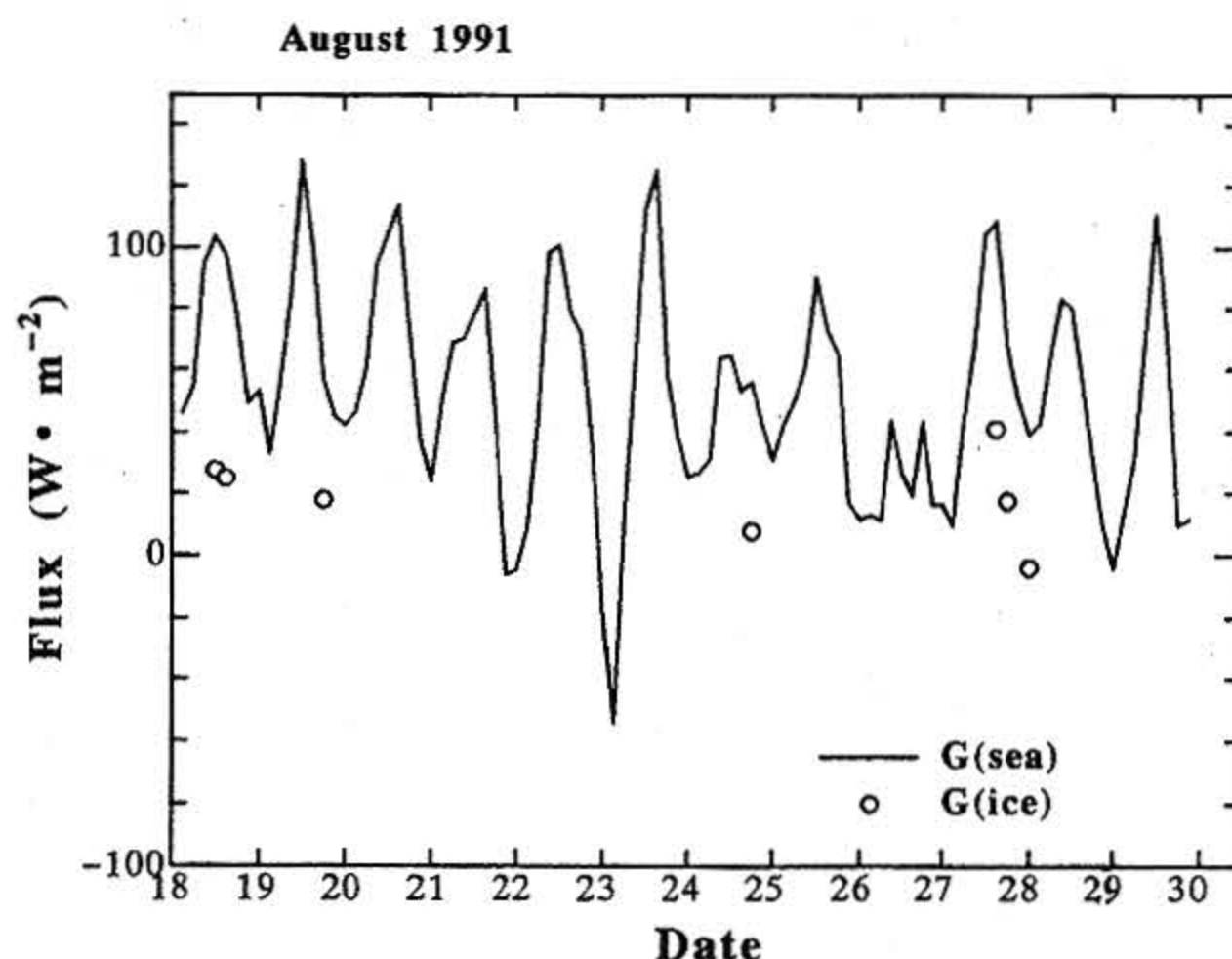


図15 海洋(実線)と海水(○印)に入る熱量
Fig.15 Heat flux into the sea (solid line) and sea ice (○).

表面の積雪のアルベドは快晴時で0.63，曇天時で0.77であることから，その平均を取って0.7とした。射出率および顕熱，潜熱のバルク係数は，雪面での値^{9)，10)}である0.97，0.002，0.0021を用いた。

海水面熱収支を計算したのは，気象観測期間中に T_i を観測した7地点(18日12時40分，18日14時10分，19日16時～17時，24日16時40分～17時20分，27日14時10分～14時40分，27日17時，27日23時10分)についてである。ただし， U が3時間毎のデータであるため，測定された T_i はその測定時刻に最も近い U の測定時刻(それぞれ18日12時，18日15時，19日18時，24日18時，27日15時，27日18時，28日0時)においても同じ温度であったとして海水面熱収支を計算した。

R_N ， H ， $1 E$ ， G を海面熱収支と同様に計算した結果をそれぞれ図12～図15に丸印で示す。

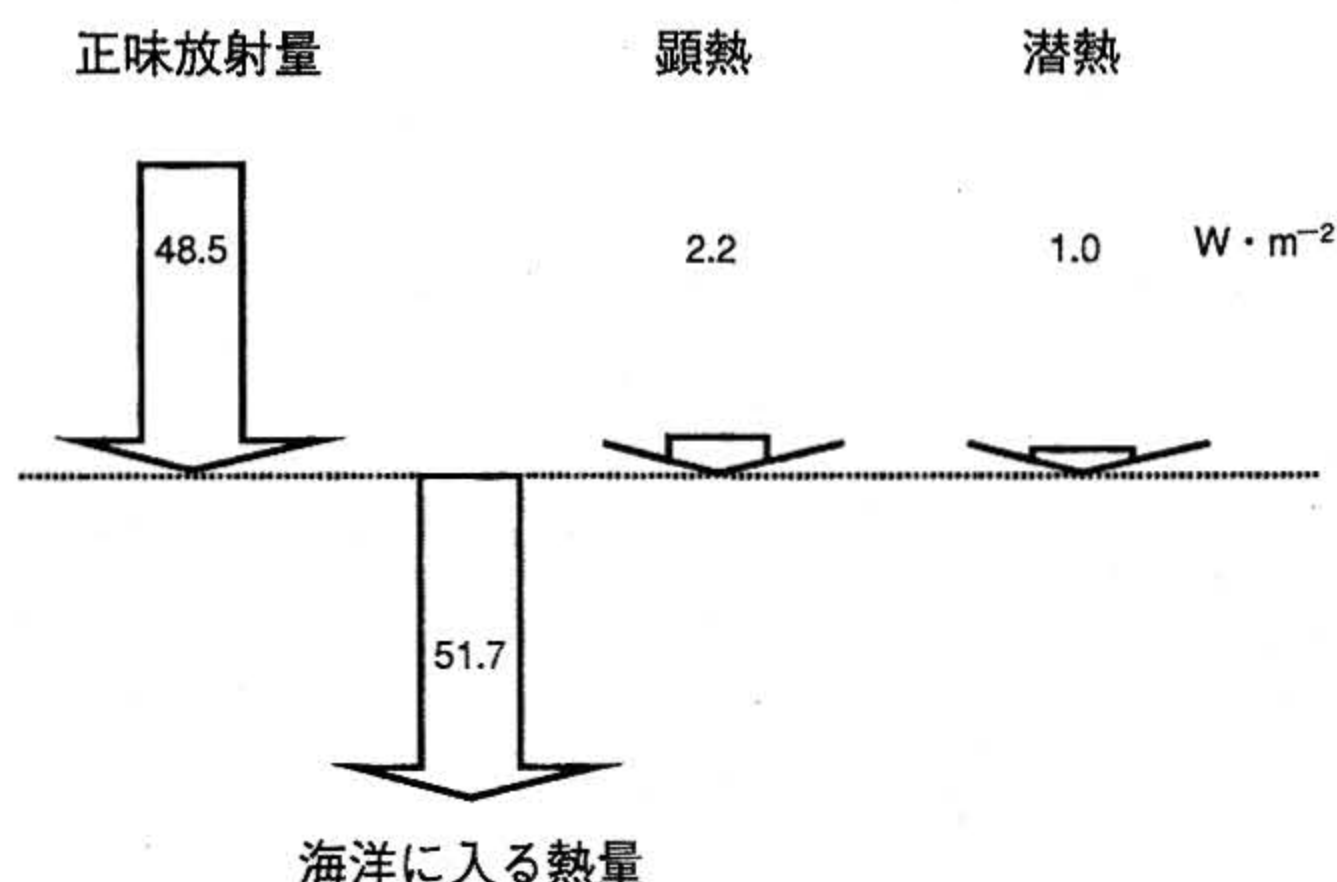


図16 平均海面熱収支(8月18日～8月29日)
Fig.16 Averaged heat balance of the sea surface (averaged during the period August 18-29).

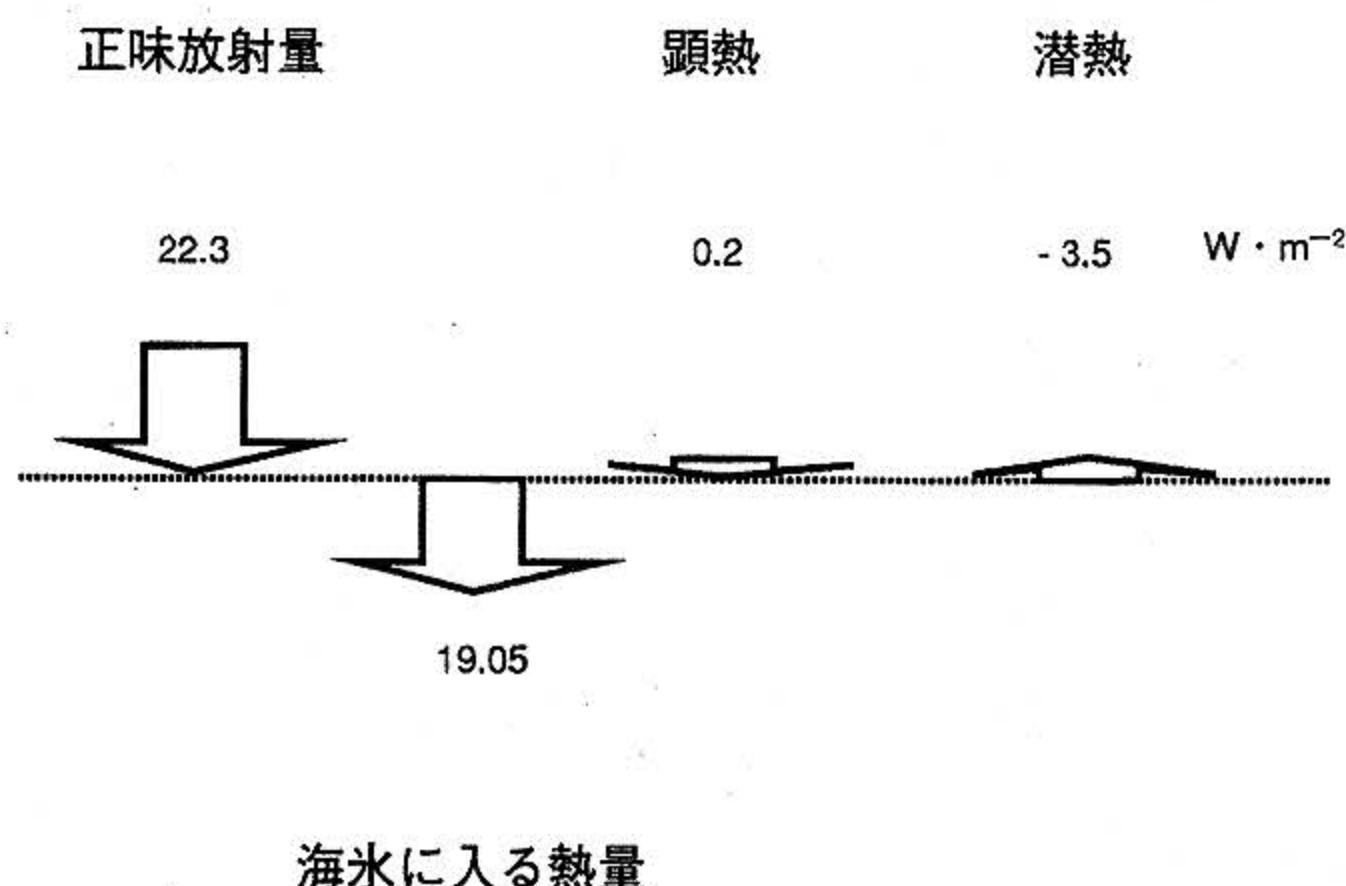


図17 平均海面熱収支(18日12時, 15時, 19日18時, 24日18時, 27日15時, 18時, 28日0時の平均)

Fig.17 Averaged heat balance of the sea ice surface (averaged 18th noon, 18th 3p.m., 19th 6p.m., 24th 18p.m., 27th 3p.m., 27th 6p.m. and 28th mid night).

R_N は海面熱収支と同様に短波放射収支にほぼ等しくなるが, アルベードが海面の0.3に対して0.7と大きい分だけ反射量が大きくなり, 短波放射収支が小さくなるので, 海面での R_N よりも小さくなる。 H と LE は, T_s がマイナスなのに対し T_i が 0°C であるため, ほぼ 0°C である T との差, さらには表面温度に対する飽和比湿と大気の比湿の差が海面での差よりも小さく, 海面での H , LE よりも0に近い値となっている。計算された7地点での海面熱収支の平均値を図17に示す。 R_N が $22.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ なのに対し, H は $0.2\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, LE は $-3.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ で, G の $19.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ と R_N がほぼ釣り合っている。よって海面熱収支と同様, 海水に入る熱量 G はほぼ R_N に依存することがわかった。

5 海水内伝導熱

図10に示した海水温度と塩分濃度の鉛直分布から熱伝導率を計算し, 海水中を伝導する熱量を求めた。ただし, 海水と積雪の境界における温度が測定されていないので, 積雪に含水が存在していること, すなわち融解が生じていることから, 積雪全層で 0°C と仮定して計算を行った。

5.1 海水の熱伝導率

海水の熱伝導率 K は次式で表すことができる¹¹⁾。

$$K = K_I \frac{1 - \left[1 - \frac{\rho_I}{\rho_B} \frac{K_B}{K_I} \right] M_B}{1 - \left[1 - \frac{\rho_I}{\rho_B} \right] M_B} \left(1 - \frac{3}{2} V_a \right) \quad (9)$$

ただし, K_I は純水の熱伝導率, K_B はブラインの熱伝導率, ρ_I は純水の密度, ρ_B はブラインの密度, M_B はブラインの質量, V_a は海水中の気泡の体積分率であり,

$$K_I = 2.240 - 1.075 \times 10^{-2} T_i \quad [\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}] \quad (10)$$

$$K_B = 5.234 \times 10^{-1} + 1.256 \times 10^{-2} T_i + 5.860 \times 10^{-5} T_i^2 \quad [\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}] \quad (11)$$

$$\rho_I = 9.168 \times 10^2 - 1.400 \times 10^{-1} T_i \quad [\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}] \quad (12)$$

$$\rho_B = 1.000 \times 10^3 - 8.000 \times 10^2 \left[\frac{1}{1 - 5.411 \times 10^1 / T_i} \right] \quad [\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}] \quad (13)$$

$$M_B = 1.000 \times 10^{-6} S_i \left[1 - \frac{5.411 \times 10^1}{T_i} \right] \quad [\text{kg}] \quad (14)$$

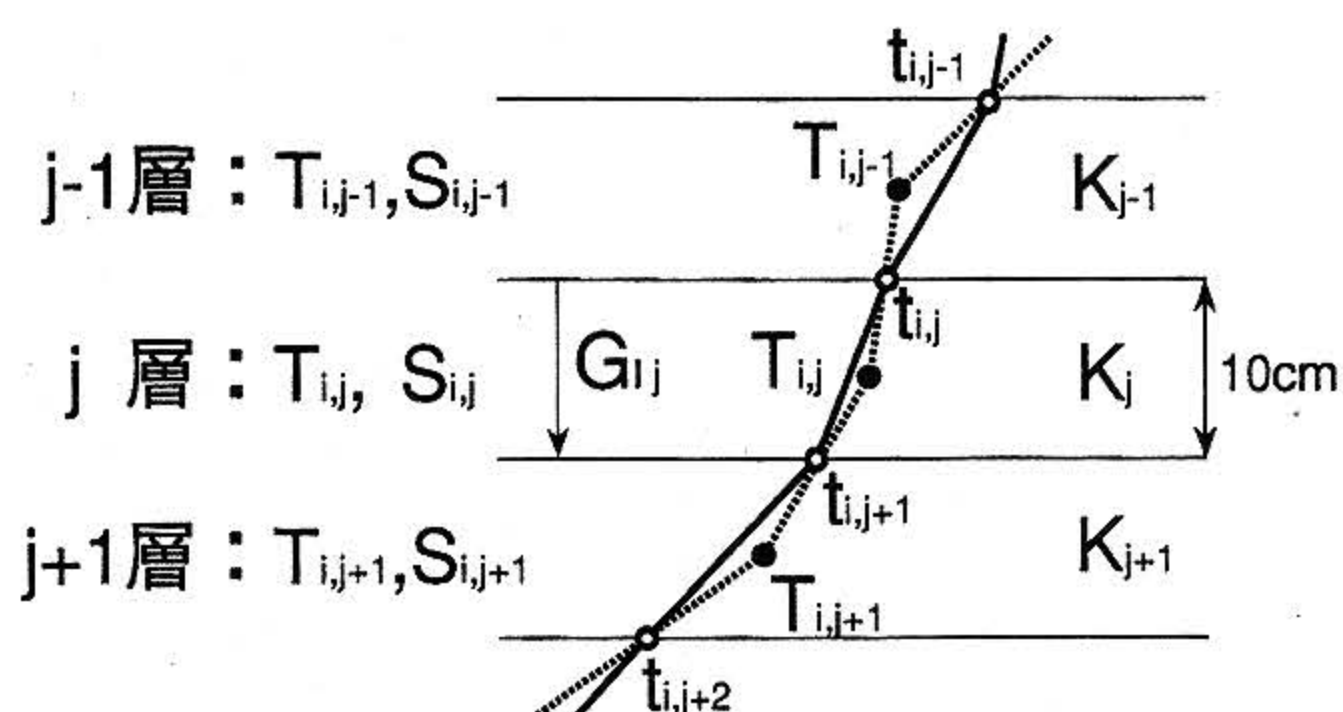


図18 海水内伝導熱計算における海水の扱い方の模式図。●は各層の温度。その内挿(破線)から層の境界における温度(○)を計算。実線は伝導熱計算に用いた温度勾配。

Fig.18 Schematic of sea ice used to calculate heat flux inside sea ice. Closed circles denote ice temperature in each layer. Open circles denote boundary temperature between layers calculated using interpolation(broken line) of ice temperature. Solid line denotes temperature gradient to calculate heat flux.

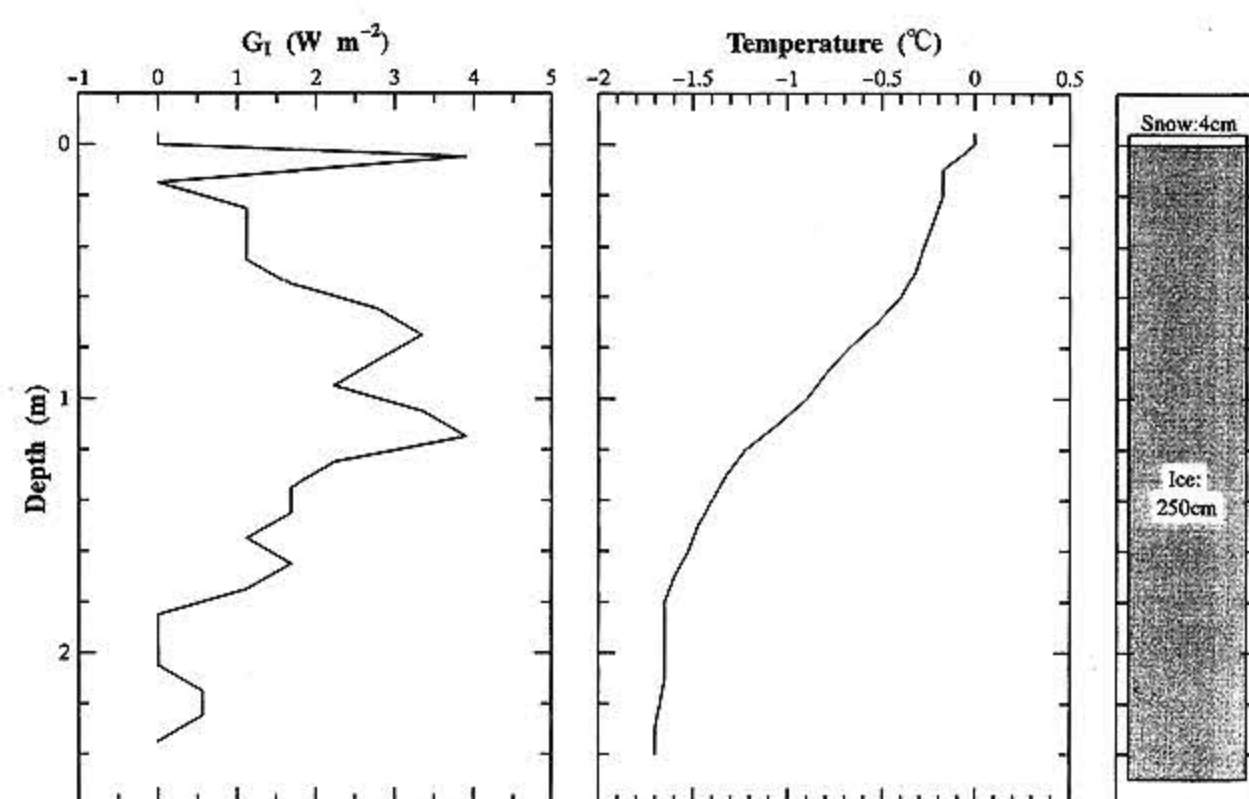


図19 海水内伝導熱 G_I (左)と G_I の計算に使用した海水温度の鉛直分布(中)

Fig.19 Heat flux inside sea ice(G_I) profile (left figure) and sea ice temperature profile used to calculate G_I (center figure).

のように、海水の温度 T_i [$^{\circ}\text{C}$] と海水の塩分濃度 S_i [%] で表すことが出来る。よって K は T_i , S_i , V_a で表すことが出来るが、今回は V_a の実測値がないこと、 V_a の値として得られている $0.01 \sim 0.1$ では K の計算にあまり影響を及ぼさないことから、 $V_a = 0$ と近似した。

T_i と S_i のデータは 10cm 毎の代表値であるから、 10cm をひとつの層と考え、各層は均質として K を計算した (図18)。今回解析したのは融解期における多年氷のデータであることから、各層間の温度差や塩分濃度差が小さく、得られた K の値は $2.23 \sim 2.24 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ となった。

5.2 海水内伝導熱の計算

海水のある層内を伝導する熱量は、その層の熱伝導率 K にその層の上端の温度と下端の温度の差を掛け、層の厚さで割ることによって求められる。よって図18に示すように j 層における熱伝導率 K_j は、 j 層の温度 $T_{i,j}$ と塩分濃度 $S_{i,j}$ から (9)~(14) 式を用いて計算し、 $j-1$ 層と j 層の境界及び j 層と $j+1$ 層の境界における温度 $t_{i,j}$, $t_{i,j+1}$ は $T_{i,j-1}$, $T_{i,j}$, $T_{i,j+1}$ の直線内挿から計算した。したがって、 j 層における伝導熱 G_{ij} は、

$$G_{ij} = \frac{K_j(t_{i,j} - t_{i,j+1})}{0.1} \quad (15)$$

となる (図18)。

G_i の計算結果を図19に示す。 $15 \sim 45\text{cm}$ の層及び $155 \sim 245\text{cm}$ の層では $0 \sim 2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ なのに対し、 $45 \sim 155\text{cm}$ の層では $1.5 \sim 4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ であった。この差は、 T_i と S_i の鉛直分布から計算された K の値が約 $2.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ の範囲に含まれていることから、各層の両端の温度差に依存していると言える。 $10 \sim 50\text{cm}$ では、融雪期であるために $-0.18 \sim -0.33^{\circ}\text{C}$ と 0°C に近く、温度勾配も $-0.38^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ であり、 $150 \sim 250\text{cm}$ では、 $-1.48 \sim -1.70^{\circ}\text{C}$ と海水の結氷温度に近く、温度勾配も $-0.23^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ である。これに対し、その中間の $50 \sim 150\text{cm}$ では、温度勾配が $-1.15^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ と海水上部や下部の勾配の $3 \sim 5$ 倍になっている。

5cm の層における G_i の値が $3.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ となったのは、積雪と海水の境界における温度を 0°C と仮定したために、温度勾配が $-1.75^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1}$ と大きくなったためである。

5.3 海水内伝導熱と海水面熱収支の関係

この時の海水面熱収支から得られた、大気から海水に与えられた熱量は約 $26 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ であるのに対し、海水中を伝導する熱量はわずか $0 \sim 4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ である。その差

分である約 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ は何に消費されたかが問題となるが、海水表面にパドルと呼ばれる海水や積雪が融解して出来た水たまりが存在していたことから、この分の熱量は海水および積雪を融解するのに使用されたと考えられる。

海水の融解潜熱 Q は、

$$Q = 3.336 \times 10^2 - 2.114 T_i - 1.143 \times 10^{-1} S_i + 1.805 \times 10^1 S_i / T_i + 3.350 \times 10^{-3} S_i T_i - 3.770 \times 10^{-3} T_i^2 \quad [\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}] \quad (16)$$

で表され、最上層での値 $T_i = -0.2^{\circ}\text{C}$, $S_i = 0.2\text{‰}$ から計算すると $Q = 316.0 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ となる。よって海水の融解に $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ が使用されたとすると、1日で 5.5kg (密度が $917 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ であるから、 1m^2 当たり 0.6cm) の海水が融けた計算になる。

また、積雪の融解潜熱は $333.6 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ であるから、積雪の融解に $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ が使用されたとすると、1日で 5.2kg (密度が $393.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ であるから、 1m^2 当たり 1.3cm) の積雪が融けた計算になる。

6 おわりに

今回は、観測したデータから海面熱収支、海水面熱収支、海水内伝導熱を計算した。特に熱収支計算にあたっては、水平一様な海面、海水面として計算している。実際は海水と海面が混在しており、内部境界層の問題もあってより複雑になっている。また、海水表面もヨーロッパ起源と思われる粉塵で汚れ、融解が進んでいる部分もあった。

よって今後の課題としては、北極シミュレーションモデルを構築するに際し、変動の大きい海水表面や、熱交換で重要な役割を果たす海水海面混在域における開水面の振る舞いを把握することが挙げられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、CRREL の T. Tucker, T. Gow, B. Bosworth には海水の温度、塩分濃度の鉛直分布データを、C. Garrity, K. Asmus には海水表面温度、密度、含水率のデータをいただきました。ここに深く感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Stouffer, R. J., S. Manabe and K. Bryan: Climatic Response to a Gradual Increase of Atmospheric Carbon Dioxide. Dev. Atmos. Sci., 19, 129-136. (1991)

- 2) 近藤純正・中村 亘・山崎 剛：日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, **38**, 41-48. (1991)
- 3) 浅井富雄：“大気熱力学の基礎.” p10-34. In：大気科学講座 2 雲や降水を伴う大気, 浅井富雄・武田喬男・木村竜治, 東京大学出版会, 東京, 249pp. (1983)
- 4) 安藤健太郎・宗山 敬・黒田芳文：西部熱帯太平洋の海上気象資料の解析. 海洋科学技術センター試験研究報告, **21**, 339-344. (1989)
- 5) 田畑忠司：“海水.” p115-221. In：海洋科学基礎講座 4 海洋物理IV, 増沢譲太郎編, 東海大学出版会, 東京, 323pp. (1977)
- 6) 会田 勝：気象学のプロムナード 8 大気と放射過程. 東京堂出版, 東京, 280pp. (1982)
- 7) Yasuda, N. : Modification of Kondo's Formulas on the Bulk Transfer Coefficients of Turbulent Flux over the Ocean. Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics, **28**, 131-142. (1981)
- 8) Grenfell, T.C. and G.A. Maykut : The Optical Properties of Ice and Snow in the Arctic Basin. J. Glaciol., **18**, 445-463. (1977)
- 9) Kondo, J. and H. Yamazawa : Measurement of Snow Surface Emissivity. Boundary-Layer Meteorol., **34**, 415-416. (1986)
- 10) Kondo, J. and H. Yamazawa : Bulk Transfer Coefficient over a Snow Surface. Boundary-Layer Meteorol., **34**, 123-135. (1986)
- 11) 若土正暁：“海水の生成, 構造, 物理的性質.” p93-156. In：基礎雪氷学講座VI 雪氷水文現象, 前野紀一・福田正己 編, 古今書院, 東京, 196pp. (1994)

(原稿受理：1995年10月3日)