

定着氷上の微気象・熱収支

中川 清隆*

Micrometeorology and Heat Balance over the Fast Ice

Kiyotaka NAKAGAWA*

Abstract: Micrometeorological conditions were observed over fast ice with overlying thick snow cover and underlying deep sea approximately in the center of Ongul Strait in Lützow-Holm Bay, Antarctica, from the end of March to the beginning of December in 1990. In response to the annual change of solar radiation, the radiation balance had an annual variation; the radiation balance was negative for a period including the polar night, and changed to positive after October. Corresponding to the radiation balance, both sensible heat flux from the air to the snow and the conductive heat flux from the fast ice to the snow changed. Especially, the sensible heat flux changed with the radiation balance like a mirror image. As the prevailing wind velocity increased, the temperature and humidity increased, and the radiative heat loss, the sensible heat flux from the air to the snow, and the conductive heat flow from the fast ice to the snow decreased.

要旨: 南極リュツォ・ホルム湾オングル海峡中央部において、1990年の3月末-12月初めの間、積雪層を伴った定着氷上の微気象が観測された。日射量の年変化に対応して、放射収支が年変化した。放射収支は極夜が明けるとまでは負であったが、10月以降正に転じた。放射収支の変化に対応して、大気から積雪層への顕熱輸送量も定着氷から積雪層への熱伝導量も変化した。特に、顕熱輸送量は放射収支の変化のミラーイメージの様な変化を示した。卓越風の風速が増すにつれて、気温と湿度が増加し、放射による熱損失や大気から積雪への顕熱輸送量、定着氷から積雪層への熱伝導量は減少した。

1. はじめに

ほぼ完全に氷床に覆われている南極大陸が、地球-大気系の強力な冷源となっていることは論を待たないが、その大陸の周辺の海洋上に広く分布する海水域も無視できない冷源である。海水域、特に流氷域には、季節変化や短周期の経年変化が顕著なので、氷床の盛衰に伴う長周期の気候変動とは異なる短周期の気候変動を引き起こしている可能性がある。

しかしながら、海氷上の気象観測が重要であるという認識はあるものの、昭和基地付近で実施された海氷上の気象観測としては MAKI (1974) と ISHIKAWA *et al.* (1982) を挙げる事が出

* 上越教育大学自然系。Division of Science, Joetsu University of Education, Yamayashiki-machi 1, Joetsu 943.

来るだけであった。MAKI (1974) は海氷上の乱流特性の調査が目的であり、放射収支・熱収支の把握はなされていない。ISHIKAWA *et al.* (1982) は、POLEX-southの一環として、1980年9月中旬～同年12月初旬まで昭和基地の卓越風風下50mの海氷上で放射収支・熱収支の連続観測を実施した。しかし、すぐ風上に昭和基地が立地する東オングル島があるため、卓越風に対するフェッチは不十分であり、氷の下の海は極めて浅く、海氷表面が汚染されている可能性が高いなど、昭和基地周辺の海氷上を代表する観測地点とは言い難い。また、観測期間が極夜明け後の2.5ヶ月と短いため、年変化を把握するにも至っていなかった。

そこで、NAKAGAWA (1994) は、ACRの一環として、地域的な代表性の高い海水域での長期間の熱収支観測を実施することにした。単に地域的な代表性の高い記録を蓄積するだけでなく、昭和基地においてルーチン的に受信・処理する準太陽同期極軌道衛星NOAAのAVHRRデータの地上検証実験観測としての利用も目的に含めていた。NOAA/AVHRRの衛星直下点での空間分解能が1.1kmなので、観測点を含むピクセルが露岩域や裸氷域などの平均的な海氷状態とは異なるものに汚染されないよう昭和基地や南極大陸から充分離れた海氷上に定点観測点を設置し、地表面付近の3高度で気温、相対湿度、風速を測定するとともに、地表面熱収支、風向を観測した。

2. 観測地点の概観

図1に研究地域の概観を示す。昭和基地のある東オングル島は南極大陸の宗谷海岸から西に4-5km離れており、間には最深600mを超えるオングル海峡が存在する。南極大陸は氷床に覆われその標高はほぼ氷床の厚さそのものである。一方、東オングル島は冬季にすらほとんど雪が付かない露岩域である。オングル海峡は観測開始時すでに2年氷の定着氷に覆われていた。オングル海峡の東側は裸氷域であり、反対に、西側は積雪層が氷上に存在した。

観測地点を黒丸印で示してあるが、昭和基地の東方約2kmの沖合いである。海の深度は330mで、観測期間を通して厚さ120cm以上の氷に覆われていた。卓越風向は北東なので、フェッチは十分である。

観測開始当初の観測地点の様子を図2に示す。観測地点の定着氷上に高さ5mのアルミの柱を建て、1m、2m、4mの3高度にアームを取り付け、風速、気温、相対湿度の測定を行った。柱の先端では風向を測定した。観測柱の北方約40mの地点に放射観測用のプラットホームを設置し、上下両方向の短波放射・長波放射を測定した。観測地点の定着氷と積雪層の境界とそこから5cmの深さの定着氷内にサーミスタ温度計を設置した。

すべての測器からの出力は10分間隔でロガーに記録された。風速と放射は積算値が記録され、その他の項目は瞬間値が記録された。

1990年3月27日に観測を開始した。厚さ150cmを上回る定着氷を通過して海水が上がってきて一部のロガーや変換器が破壊されたため、観測は1990年12月10日の午前中で中止され

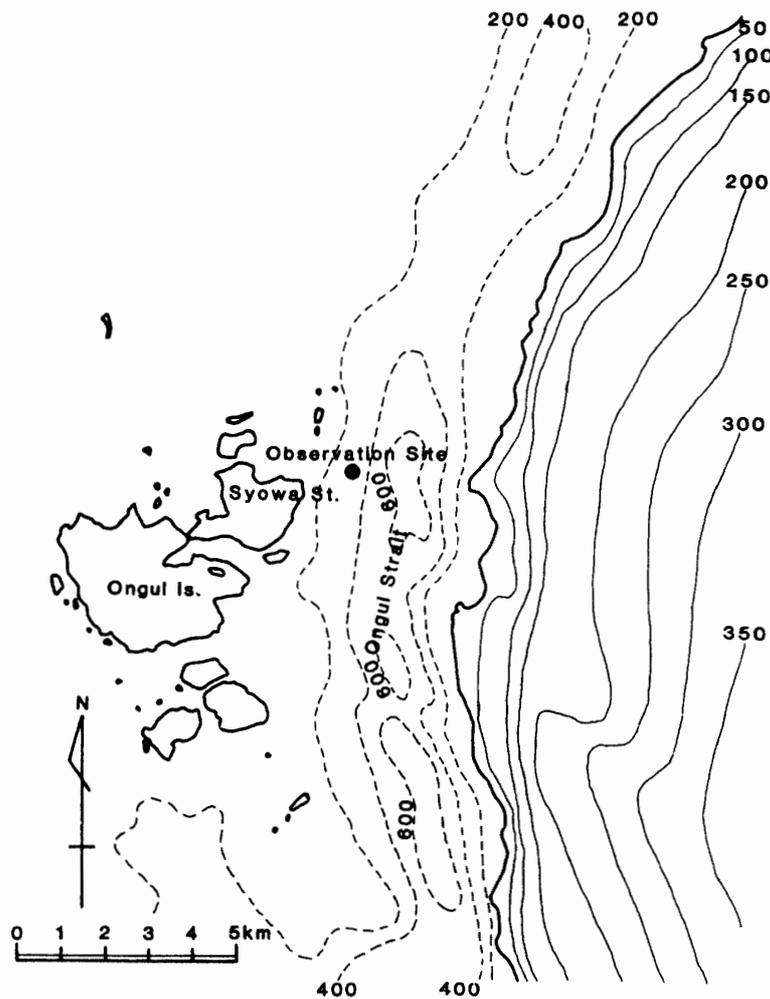


図1 研究対象地域の概観。標高は50 m 間隔に実線で示され、水深は200 m 間隔に破線で示されている。黒丸印はオングル海峡の定着氷上の微気象観測地点を意味する。

Fig. 1. Map of the study area. Solid circle: the micrometeorological observation site. Solid lines: contour lines every 50 m; dashed lines: isolines of sea depth every 200 m.

た。途中でロガー等の電池劣化や信号線断線、測器の埋雪等のトラブルが頻発したものの、定着氷の状態が極めて安定であったために、1990年12月9日までの長期観測に成功し、極夜を挟む8か月以上の連続した定着氷上の微気象データが取得された。

3. 観測結果

観測地点における積雪深の推移を図3に示す。観測開始当初の約2カ月は、積雪深はほぼ10 cm で一定であったが、6月初旬のブリザード後に一気に50 cm 水準に跳ね上がった。その後約1か月間、積雪深はほぼ一定の水準を保ったが、7月にブリザードが続いたために急激に増加し、8月初めにはほぼ1 m の水準に達した。その後は小刻みな変動を繰り返しながらも11月中旬まではこの水準を維持した。最深積雪は10月30日に観測され、101 cm に達した。図4は11

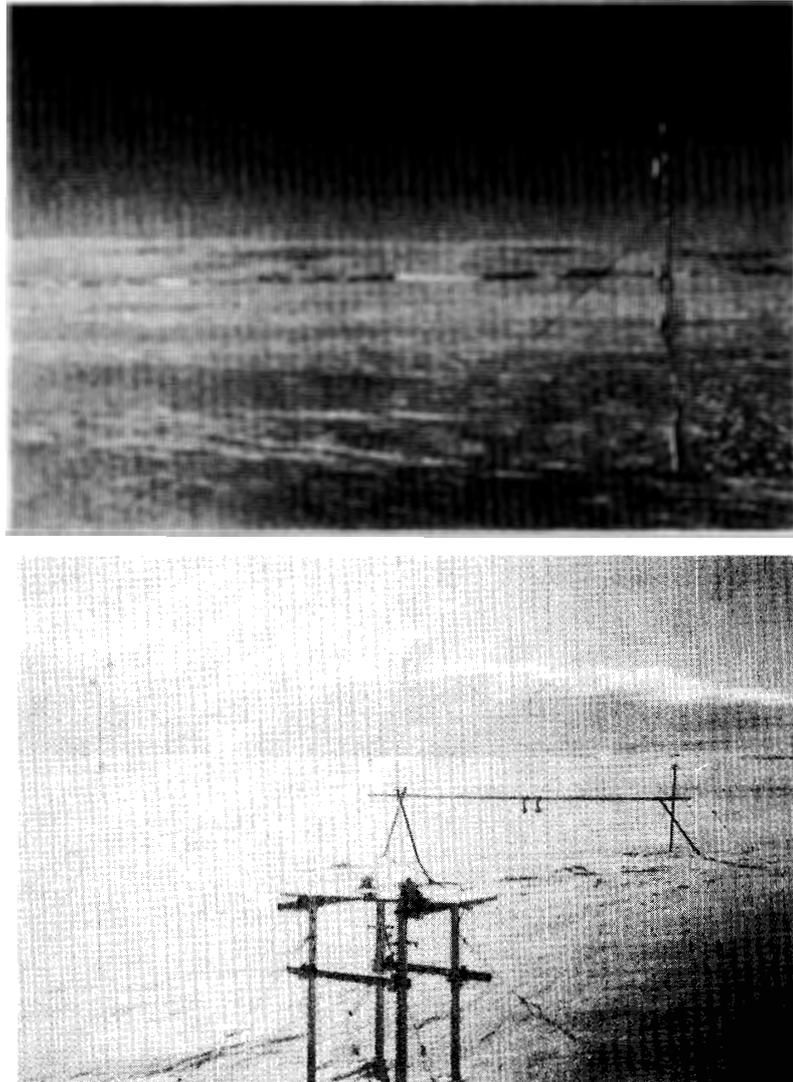


図2 観測開始当初の微気象観測地点 (1990年4月2日撮影)
 上は観測柱と測器の全景, 下は放射観測測器の全景.

Fig. 2. Instrumentation for wind, air temperature and relative humidity on the pole (upper), and for radiation (bottom). Photographs were taken by the author on April 2, 1990.

月1日の観測現場の様子である。放射観測は何とか継続出来たが、1 m 高度の風速、気温、湿度の測器は完全に埋雪された。その後は積雪面が降下に転じ、観測終了の12月上旬には80 cmの水準にまで低下した。

図5は短波放射の日積算値の年変化を示したものである。太実線は天文学的に計算された大気外日射量を示している。観測開始当初大気外日射量は既におよそ $10 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ と少なく、その後も日を追って減少し、5月末には極夜に入った。7月中旬に極夜が明けてからは、大気外全天日射量は急激に増加し、11月中旬には $40 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ を超えた。

図中の棒グラフ全体は観測された全天日射量を表し、その内黒く塗られた部分は同じく観測

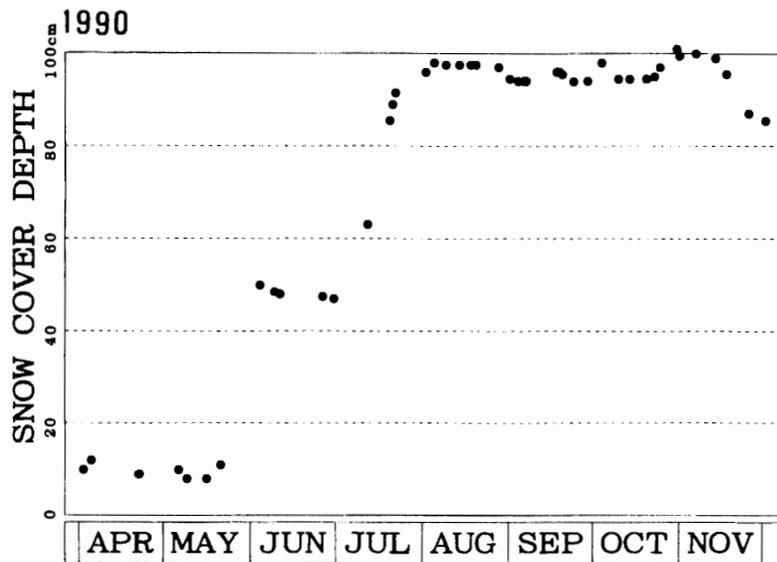


図3 定着氷上の微気象観測地点における積雪深の年変化 (1990年)
 Fig. 3. Annual variations of snow cover depth at the observation site (1990).

された反射日射量を表す。これらは1日114個の10分間積算値が総て得られている日のみ示してある。全天日射量は晴天日に大きく、曇天日に少ないので、大気外日射量の劇的な年変化に平行した明瞭な年変化を示すと同時に、日々の天気状態に応じた経日変化をしている。全天日射量は、初夏には、晴天日であれば $35 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ の水準に達する。これは、大気外日射量が多いだけでなく、低温のために水蒸気の少ない大気の高い透過率と下にある雪氷面の著しく高いアルベドに因っている (竹内・近藤, 1981)。

反射日射量の変動は全天日射量の変動に良く対応している。観測開始当初から9月までは観測された全天日射量と反射日射量には殆ど差異が無く、全天日射量の殆どが上向に反射されていた。その後は両者の差は徐々に増加した。全天日射量に対する反射日射量の比率をアルベドと言う。図中の実線で結ばれた白丸は日平均アルベドの変化を示している。但し、全天日射量が $2.5 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ を上回った日についてのみプロットしてある。日射量ほど劇的ではないが、アルベドにも弱い年変化が認められ、春に大きく初夏に低い。これは積雪密度や含水量、太陽高度の変化に起因していると思われる (WARREN, 1982)。9月初めに95%を超えているアルベドは、その後徐々に減少し、12月には70%の水準にまで低下した。また、アルベドには全天日射量の経日変化に対応した逆位相の経日変化が認められた。

図6は放射収支各項の日積算値の年変化を示している。実線の折れ線は全天日射量であるが、上向と下向の棒グラフ全体が、それぞれ、短波放射収支と長波放射収支を示している。棒グラフは統べての放射成分が入手出来た日についてのみ示してある。地表面アルベドが著しく高いので、全天日射量は大きいものの雪氷面で吸収される日射は極めて小さくて、9月中旬まではほぼ無視できる。その後は徐々に増加し、12月初旬には吸収日射量は $10 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ に達

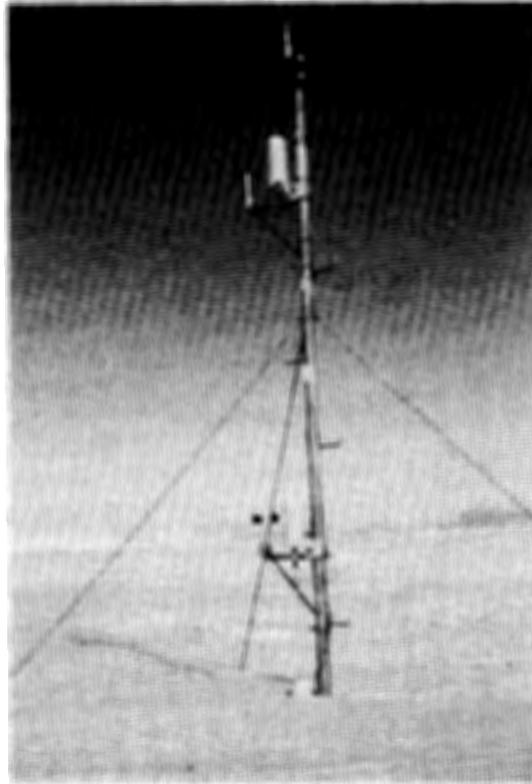


図4 最深積雪期の微気象観測地点 (1990年11月1日撮影)

Fig. 4. Photographs of the observation site after heavy snowfall (November 1, 1990). The upper part is the observation pole, and the bottom is radiation.

する。長波放射収支には短波放射に見られるような大きな年変化はなくて日々の天気による変動の方が大きく、晴天日には有効放射は $5 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ を上回る。

一日の放射収支を黒柱で示してある。図から明らかなように、3月末-10月中旬までは負の放射収支状態が続くが、10月には日によって放射収支の符号が変化する状態になる。11月後半

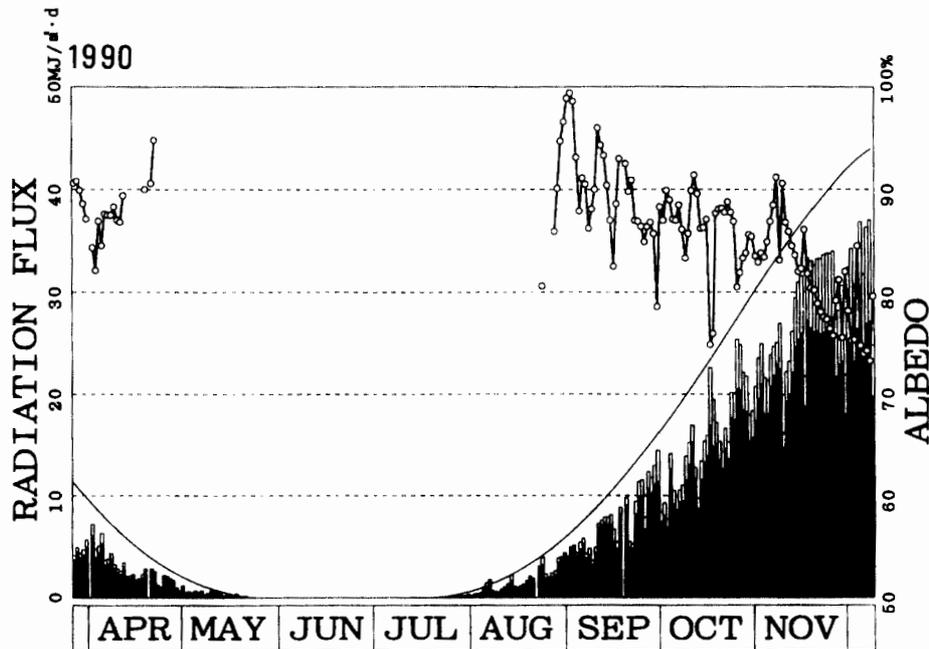


図5 定着氷上の微気象観測地点における短波放射日積算値の年変化 (1990年)
 実線は天文学的に計算された大気外日射量を意味し、棒グラフ全体が観測された全天日射量を意味し、その内黒く塗りつぶされた部分が観測された反射日射量を意味する。実線で結ばれた白丸は観測値から求められた日平均アルベドを表す。

Fig. 5. Annual variation of solar radiation (1990). Solid line: calculated global solar radiation at the top of the atmosphere. Total columns: observed global solar radiation; solid columns: observed reflected solar radiation. Open circles with zigzag line: the calculated surface albedo.

以降は正の放射収支が続くようになる。この時期の放射収支の符号の変化は ISHIKAWA *et al.* (1982) にも認められる特徴である。

図7は定着氷上4mで観測された風速と気温と相対湿度の日平均値の年変化を示した物である。ただし、図3に示した様に雪面高度が変化したため、雪面上の観測高度は当初は約4mと言えるが、極夜明けの8月以降はむしろ約3mと云うべき状態であったことに注意が必要である。卓越風向は北東であり、特に強風時の風向は卓越している。低気圧が当該地域に接近すると必ず強い北東風が吹く。また、大陸氷床上的カタバ風が観測地点に及ぶ際も北東風が吹く。図から明らかなように、風速が増大すると気温が急激に増大し、相対湿度も増加する。極夜明けの8月頃を中心に、静穏時には -30°C を下まわる低温となるのに、いったん強風状態になると急激に -5°C 水準にまで昇温する。これは、勿論、強風が接地逆転層を破壊する影響も含まれるが、北東風が北方のインド洋側からの湿潤な暖気の移流をもたらすことに主因があると思われる。静穏時には低温かつ乾燥化するが、風向が南になることが多いので、放射冷却の進行だけではなく、南方からの冷氣移流が関与していると思われる。

図8は定着氷上の積雪層の熱収支各項のうち、定着氷上の積雪表面の放射収支と大気層から

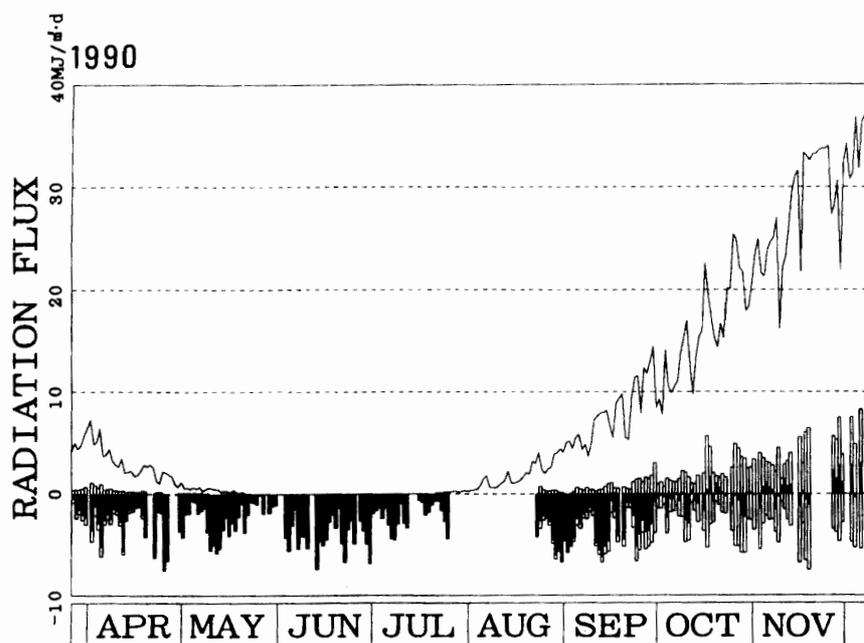


図6 定着氷上の微気象観測地点における放射収支日積算値の年変化 (1990年)
 実線は観測された全天日射量を意味し、上向きの棒グラフ全体は観測された短波放射収支を意味し、下向きの棒グラフ全体は観測された長波放射収支を意味する。黒く塗りつぶされた部分は放射収支を表す。

Fig. 6. Annual variations of components of the radiation balance (1990). Zigzag solid line: the observed global solar radiation. Upward total columns: solar radiation absorbed by the snow surface; downward total columns: effective longwave radiation; solid columns: the radiation balance.

雪面への顕熱輸送量、および積雪層への下方の定着氷からの伝導熱量の年変化の比較を示したものである。いずれの項も、積雪層が得るエネルギーの符号を正として表示してある。上段の棒グラフは、積雪表面の放射収支で、図6の黒柱と同一のものである。中段の棒グラフは、大気層から雪面への顕熱輸送量である。顕熱輸送量は定着氷上4mの風速と気温および上向き長波放射量から推定した雪面表面温度からいわゆるバルク法 (ARYA, 1988) により求めた。欠測が多いが、年変化は容易に把握できる。雪面の顕熱輸送量は放射収支とは鏡像関係にある様な年変化を示すが、大きさは顕熱の方が若干小さいことが明白である。観測開始当初から10月中旬まで大気層から雪面に向かって顕熱が流れる状態が継続し、それ以後は大気層から雪面への顕熱輸送は小さくなり、時には熱流の方向も反対になった。

下段の棒グラフは定着氷から積雪層への伝導熱量を示しており、定着氷表面と表面下5cmの氷温の差から求めた。海水の熱伝導率は塩分濃度と温度の関数であるが、 -4°C 以下の低温域においては塩分濃度にも温度にもそれほど敏感ではない (小野, 1968)。観測期間に現地で測定された定着氷表面の塩分濃度は5.5-7.5‰であり (牛尾収輝, 1994, 私信), 氷温はほぼ -5 ~ -10°C の範囲に在ったので、ここでは熱伝導率を一定として、温度 -7.5°C , 塩分濃度6‰に

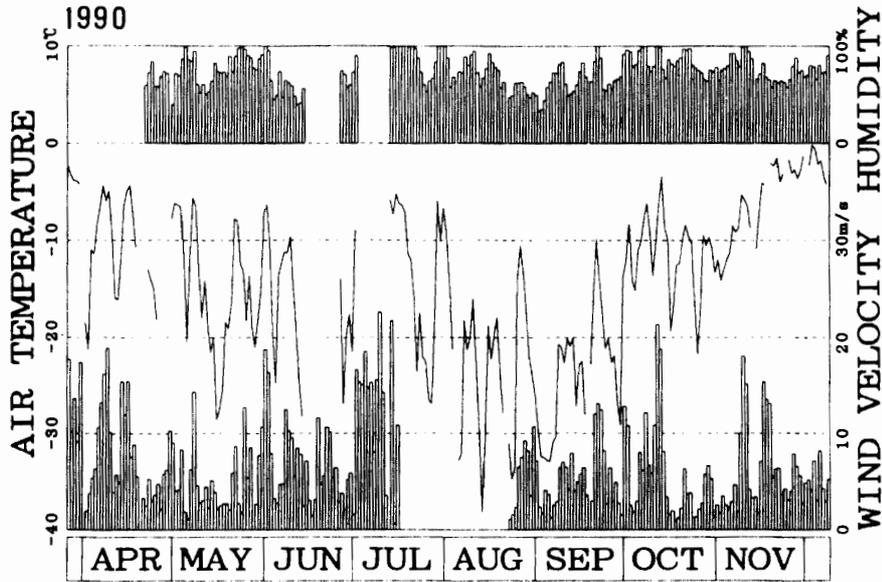


図7 定着氷上の微気象観測地点における氷上4m高度の風速, 気温, 相対湿度日平均値の年変化(1990年). 図上部の棒グラフは相対湿度, 下部の棒グラフは風速を意味し, 実線は気温を意味する.

Fig. 7. Annual variations of air temperature (the solid line), relative humidity (upper open columns) and wind velocity (lower open columns), respectively, at 4 m above the fast ice surface in 1990.

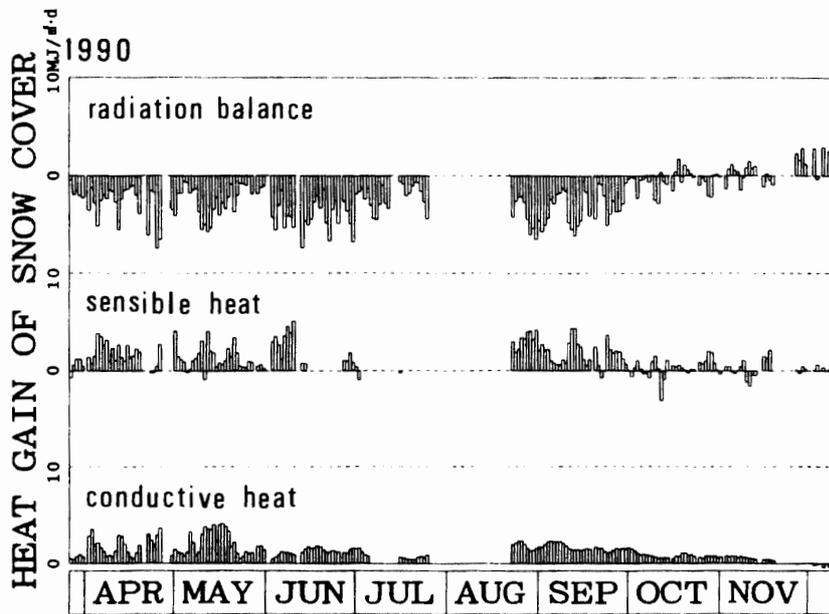


図8 定着氷上の微気象観測地点における放射収支, 顕熱輸送量, 伝導熱流量日積算値の年変化の比較(1990年). 放射収支は図4と同じ. 顕熱輸送量はバルク輸送法により見積り, 伝導熱流量は定着氷上端の鉛直温度勾配から見積った.

Fig. 8. Comparison of annual variations of components of heat gain of the snow cover (1990). Top: radiation balance; middle: sensible heat flux from the air to the snow cover; bottom: conductive heat flux from the fast ice to the snow cover.

対する値 $2.24 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ を用いた。この値は、 0°C の純氷の熱伝導率と同じである。伝導熱量の経日変化は水面温度の変化と逆位相関係を示し、低温になるほど氷から大気へ大きな上向き伝導熱量が流れた。観測開始当初から5月中旬までは雪面の放射収支とほぼ同じ大きさの伝導熱量であったが、真冬の期間には放射収支の半分の大きさに減少した。極夜明け後は再び放射収支と同程度の大きさになったが、11月末には伝導熱量がほぼ零となり、その後は熱流の方向が逆転した。

この様な特徴は、まず、定着氷上の雪面が放射冷却によりエネルギーを失い、次に、このエネルギー欠損を補償するために上方に接する大気や下方に接する定着氷からエネルギーが輸送されたが、顕熱輸送量の大きさは不十分であり、かつ積雪層が伝導熱流を弱めるため、雪面表面温度は低下したことを示唆する。低温のため大気中の水蒸気量がわずかであるため、大気中の水蒸気の雪面上での凝結・昇華による昇温は無視できる大きさだったと思われる。10月以降、放射冷却が弱まり、観測終了時には加熱に転じたため、この様な状況は一気に解消された。

4. おわりに

12月以降の真夏の時期は、氷の状態が極めて不安定になり観測のためのポールやプラットフォームが確保出来ないので、海水上の微気象・熱収支の観測は極めて困難である。しかし、地球気候に対する冷熱源としての役割を量的に評価するためには真夏を中心とする季節の観測値は是非必要である。また、不安定を乗り越えて、夏場には氷が消失する様な地域の熱収支の把握も不可欠である。技術的に困難な点が多いが、近い将来に是非解明して欲しい課題である。

文 献

- ARYA, S.P. (1988): Introduction to Micrometeorology. Academic Press, 307 p.
ISHIKAWA, N., KOBAYASHI, S., OHATA, T. and KAWAGUCHI, S. (1982): Heat balance studies on sea ice near Syowa Station, East Antarctica. Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, **24**, 234-242.
MAKI, T. (1974): Turbulence characteristics and micrometeorological structure of atmospheric surface layer in stable stratification in Antarctica. Mem. Natl Inst. Polar Res., Ser. B, **2**, 1-65.
NAKAGAWA, K. (1994): Micrometeorological observation over the fast ice at Ongul Strait near Syowa Station. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **8**, 66-80.
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, 物理編, **26**, 329-349.
竹内清秀・近藤純正 (1981): 地表に近い大気. 東京大学出版会, 226.
WARREN, S.G. (1982): Optical properties of snow. Rev. Geophys. Space Phys., **20**, 67-89.

(1996年8月19日受付; 1996年10月15日改訂稿受理)