HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	Spitsbergenの融雪過程
Author(s)	中林, 宏典; NAKABAYASHI, Hironori; 兒玉, 裕二 他
Citation	低温科学. 物理篇, 53, 11-22
Issue Date	1995-02-15
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18634
Type	departmental bulletin paper
File Information	53_p11-22.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Hironori NAKABAYASHI, Yuji KODAMA and Yukari TAKEUCHI 1994 Process of snowmelt in Spitsbergen. *Low Temperature Science, Ser. A, 53.*

Spitsbergenの融雪過程*

中林宏典
(北海道大学大学院地球環境科学研究科)
兒玉裕二
(低温科学研究所)
竹内由香里
(北海道大学大学院理学研究科)

(平成6年10月受理)

Abstract: Snowmelt heat balance observations were carried out at Ny-Ålesund, Spitsbergen, from 28 May to 22 June 1993, and characteristics of snowmelt heat balance of the arctic region were investigated. When the temperature of the seasonal snow pack reached 0°C, condensation from the atmosphere to the snow surface began, and net radiation increased being the largest energy source for snowmelt. The main factor of the net radiation increase was the atmospheric radiation increase due to warm and moist air advection from lower latitudes.

要旨: Spitsbergen島 Ny-Ålesundにおいて季節積雪の融雪観測を行い，北極域における融雪の熱収支的特徴を明らかにした。積雪が全層0℃になって以降，積雪表面から大気への蒸発傾向は凝結傾向に変わり，潜熱伝達量が融雪に寄与するようになった。さらに放射収支量も増大し，融雪を促進する要因となった。放射収支量の増大は，大気中の水蒸気量増大による大気放射量増大が大きく寄与していた。大気中の水蒸気量増大の原因として，低緯度からの暖気流入が示唆された。

Key words: Atmospheric radiation, heat balance, snowmelt, vapour pressure

キーワード：水蒸気圧，大気放射量，熱収支，融雪

I. 緒　　言

融雪現象は積雪表面に与えられるエネルギーを融解の潜熱として消費し，融雪水として流域外へ運び去ることから，地域的なエネルギー循環を考える上で重要な過程である。しかし地球

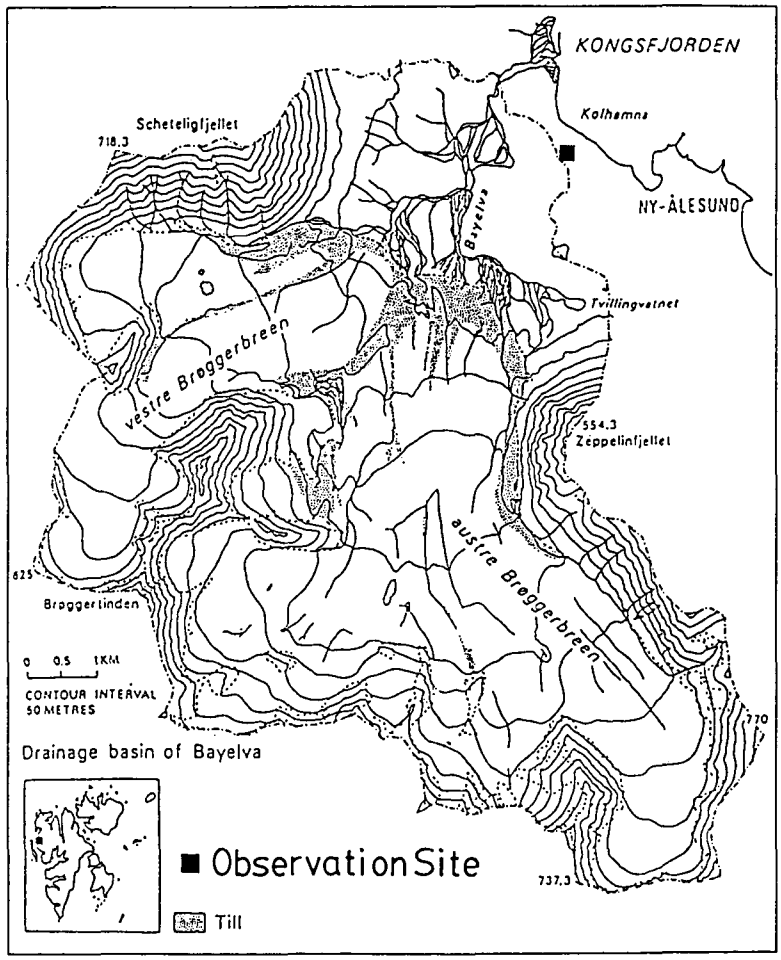
* 北海道大学低温科学研究所業績　第3755号

の南北両極域における詳細な観測は例が少ない。そこでSvalbard諸島Spitsbergen島（北緯79°，東経12°）において，季節積雪の融雪観測を行った。Spitsbergen島は全体の約60%が氷河に覆われており，それ以外の地域には永久凍土が存在する。最暖月7月の平均気温は約＋5℃，最寒月3月で約－12℃と，北大西洋海流の影響により，高緯度にも関わらず比較的温暖な気候となっている。年降水量は400 mm弱と推定され，季節積雪は例年6月初旬に融雪する[1]。今回の観測は，北極圏の融雪に対する最も重要なファクターを明らかにすることを目的として行われた。

II．観測の概要

II－i）観測地点・期間・項目

熱収支観測はSpitsbergen島西端のNy-Ålesundで行った。観測地点はBrøgger氷河末端から約2 km下流のツンドラの平担地に設定した（第1図[2]）。また観測地点の北側は，およそ



第1図　観測地点（Repp, K., 1988）

第1表 気象観測項目

観測項目	収録値	測定位置
気温	30分間平均値	雪面上1m
相対湿度	〃	〃
全天日射	〃	〃
反射日射	〃	〃
大気放射	〃	〃
放射収支	〃	〃
積雪表面温度	〃	—
風向	10分毎瞬間値	雪面上1m
風速	10分間平均値	〃
雪温	30分間平均値	5,10,20 cm深, 積雪—地面境界

200 m でフィヨルドに面している。観測期間は1993年5月28日から6月22日の26日間である。連続測定を行った気象観測項目は，第1表に示す。風速は10分間の平均値，風向は10分毎の瞬間値，それ以外は30分平均値をデータロガーに収録した。データ収録後，風速は30分平均値に直し，後述する熱収支計算は30分平均値を用いて行った。また09時と18時には天気状況，雲量・雲形を目視観測し，さらに魚眼レンズを用いて全天写真を撮影した。

融雪量は雪面低下法により求めた。観測地点に2本の雪尺を立て，09時と18時に積雪深を読み取った。同時に積雪表面下0-5，5-10 cm で濡れ密度 ρ_s(g/cm^3) を測定した。積雪の圧密がない場合，雪面低下量を Δh(cm) とすると，融雪量 ΔM (g/cm^2) は次式で表される。

$$\Delta M = \rho_s \Delta h \qquad (1)$$

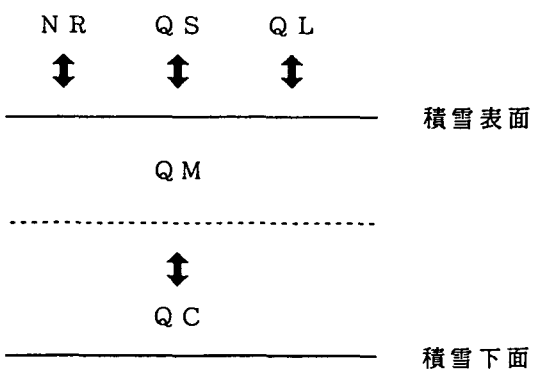
なお厳密な融雪量は積雪の含水率 w(%) を考慮し，雪面低下量に乾き密度 ($\rho_s(1-w/100)$) を乗じて求めるが，ここでは小島[3]にならって濡れ密度を用いた。

II－ii）熱収支法

ある厚さを持った積雪層を考え，その層に出入りする熱量を放射収支量 (NR)，顕熱伝達量 (QS)，潜熱伝達量 (QL)，積雪中の伝導熱量 (QC)，融雪熱量 (QM) とすると，次式のような関係にある（第2図）。

$$NR + QS + QL + QC + QM = 0 \qquad (2)$$

符号は積雪層に熱が伝達される場合を正とし，雪温が0℃の場合，$QM <$



第2図 積雪表層における熱収支の概念図

0で融解の潜熱を表す。積雪層内の貯熱量変化は融雪熱量に含めて考え，雪温が0℃未満の場合は $QM>0$ で積雪の温度低下，$QM<0$ で温度上昇に消費される熱量を表す。

放射収支量は放射収支計を用いて直接測定した。顕熱，潜熱伝達量はバルク法により次式で求めた。

$$QS=\rho_a C_p K_H (T_a-T_s) V \quad (3)$$

$$QL=\rho_a L K_E (q_a-q_s) V \quad (4)$$

ρ_a, C_p はそれぞれ空気の密度，定圧比熱，T_a, q_a，V は雪面から1mの高さにおける気温，比湿，風速，L は蒸発の潜熱，T_s，q_s は積雪表面の温度，比湿，K_H，K_E はそれぞれ顕熱，潜熱伝達量の無次元バルク定数を表す。Male and Granger[4]によると，安定大気の下では $K_H=K_E$ と仮定できる。ここでは滑らかな雪面上のバルク定数として 2.2×10^{-3} を用いた[5]。積雪中の伝導熱量は温度勾配に比例し，次式で表される。

$$QC=\lambda (T_1-T_2)/\Delta Z \quad (5)$$

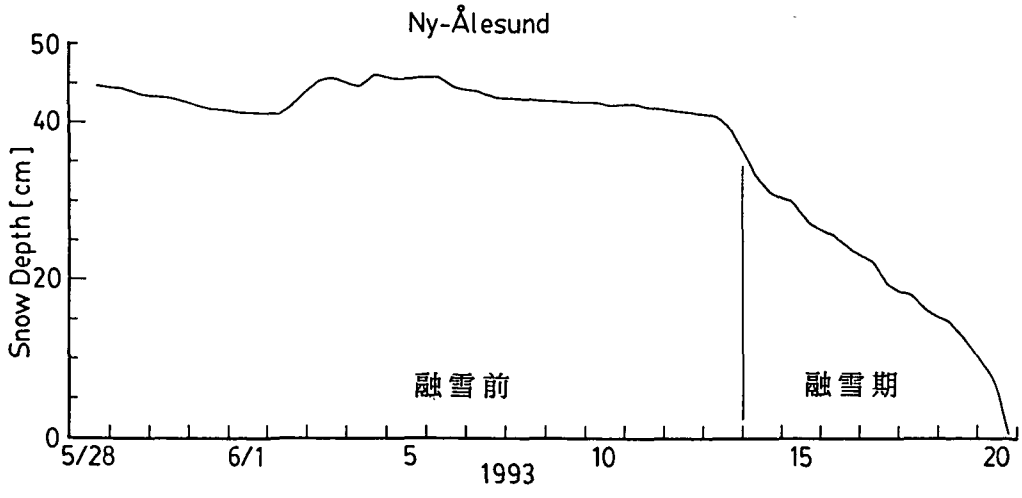
T_1，T_2 は2深度の雪温，ΔZ はその間の距離，λ (cal/℃/cm/sec) は積雪の熱伝導率を表す。Akitaya[6]によると，積雪の熱伝導率は密度の関数として次式で与えられる。

$$\log_{10}\lambda=-3.6+1.8\rho_s \quad (6)$$

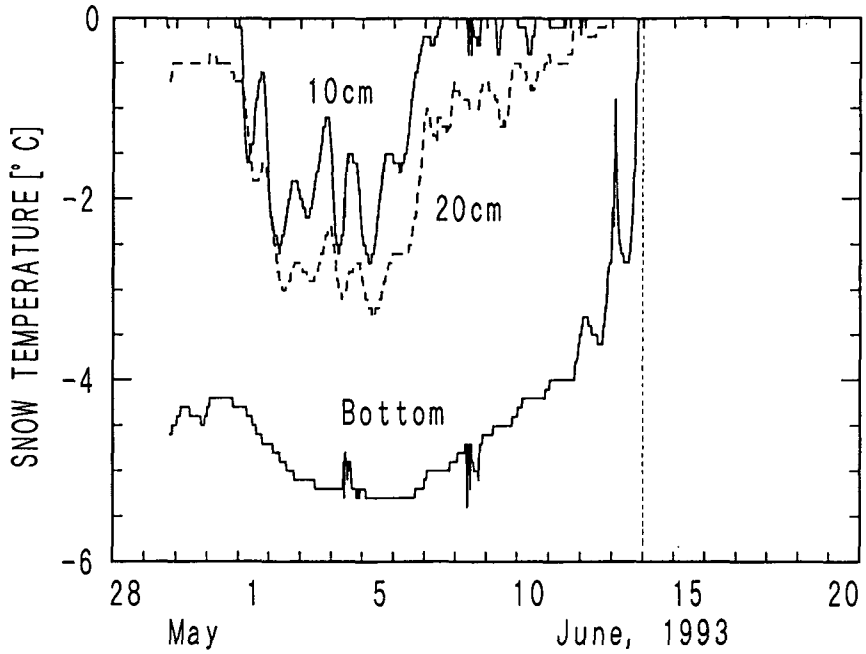
以上より，融雪熱量(QM)は（2）式の残差項として求めることができる。

III. 結　　果

第3図は観測期間中の積雪深の変化を表す。5月28日から6月13日の積雪深は，降雪，圧密，及び融雪により40～45 cmの間を推移しているが，6月14日以降は融雪が顕著になり，



第3図　積雪深の変化

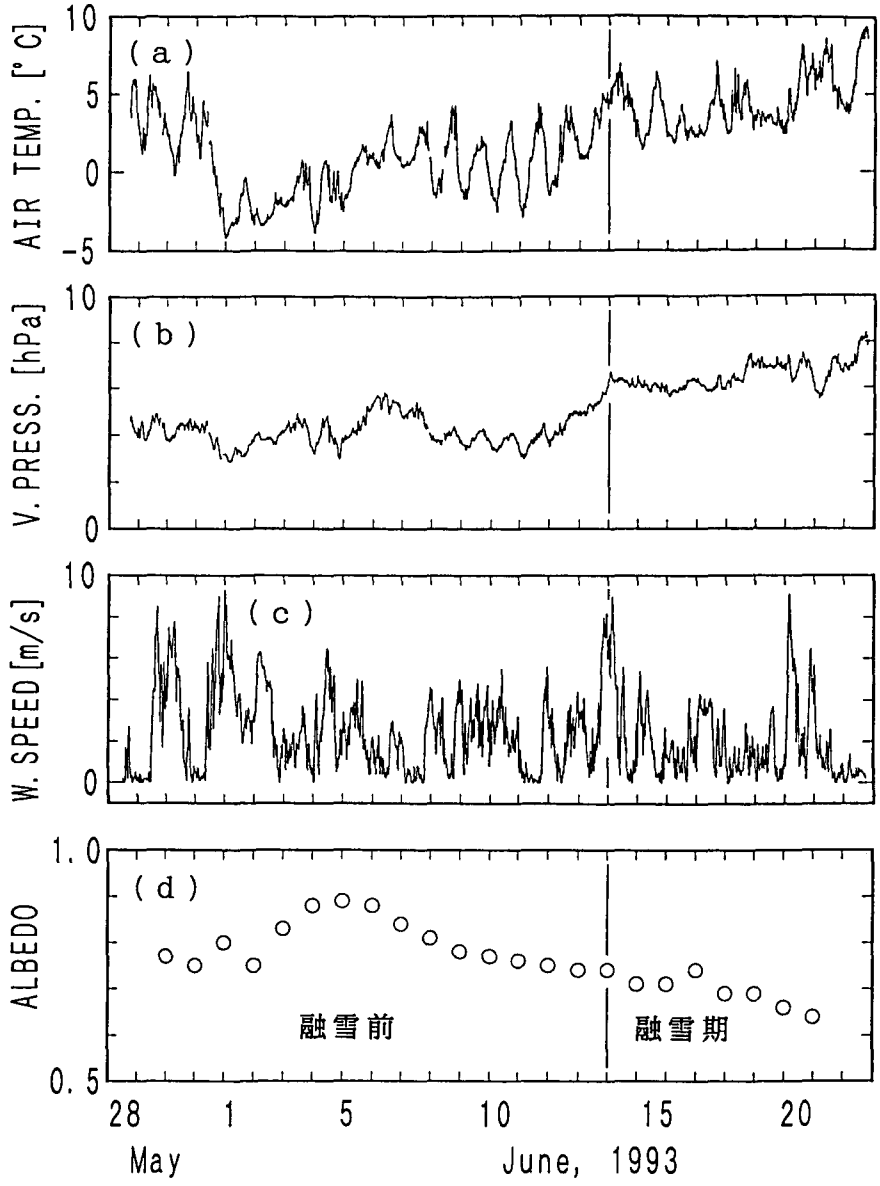


第4図 雪温の時系列変化

20日に消雪した。第4図には積雪表面から10 cm, 20 cm深, 及び積雪下面における積雪温度を示した。積雪温度は徐々に上昇しており, 6月14日以降は全層0℃となっている。本論文では観測開始から6月13日までを融雪前, 14日から20日を融雪期と呼び, 融雪開始の原因について, 融雪前, 融雪期の熱収支の比較を通して考察する。

III－i) 気象要素の変化

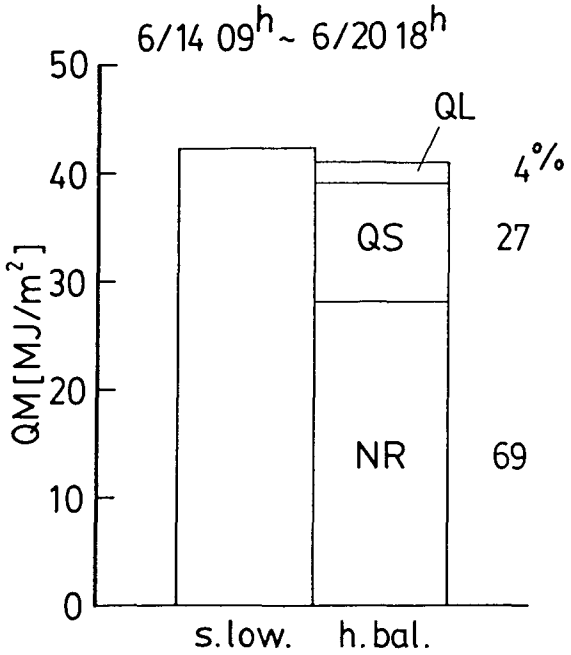
第5図(a), (b), (c), (d)は, それぞれ5月28日から6月22日における気温, 水蒸気圧, 風速の時系列, 及び南中時(12－14 h平均)の積雪表面アルベドを表す。融雪前, 融雪期の平均気温はそれぞれ0.6℃, 4.2℃と融雪期に高い。なお融雪期には最低気温が0℃以上となった。水蒸気圧は融雪期に高く, 融雪前, 融雪期の平均値はそれぞれ4.2, 6.4 hPaである。風速には融雪前, 融雪期の顕著な違いは見られず, 観測期間中の平均風速は2.4 m/secである。アルベドは融雪進行に伴って低下しており, 融雪前, 融雪期の平均値はそれぞれ0.80, 0.69である。



第5図 (a)気温, (b)水蒸気圧, (c)風速, (d)アルベドの時系列変化。アルベドは南中時(12－14 h 平均値) の値

III－ii) 融雪熱量の内訳

第6図に6月14日09時から20日18時における融雪熱量を示す。比較のため雪面低下法による融雪量から求めた熱量 (surface lowering ; s. low.) と，熱収支法から求めた熱量 (heat balance ; h. bal.) を示した。6月15日に積雪水量調査を行った結果，観測地点の積雪水量は12.9 cm-water，全層平均密度は 0.43 g/cm^3 であった。さらに6月15日以降の積雪表面密度

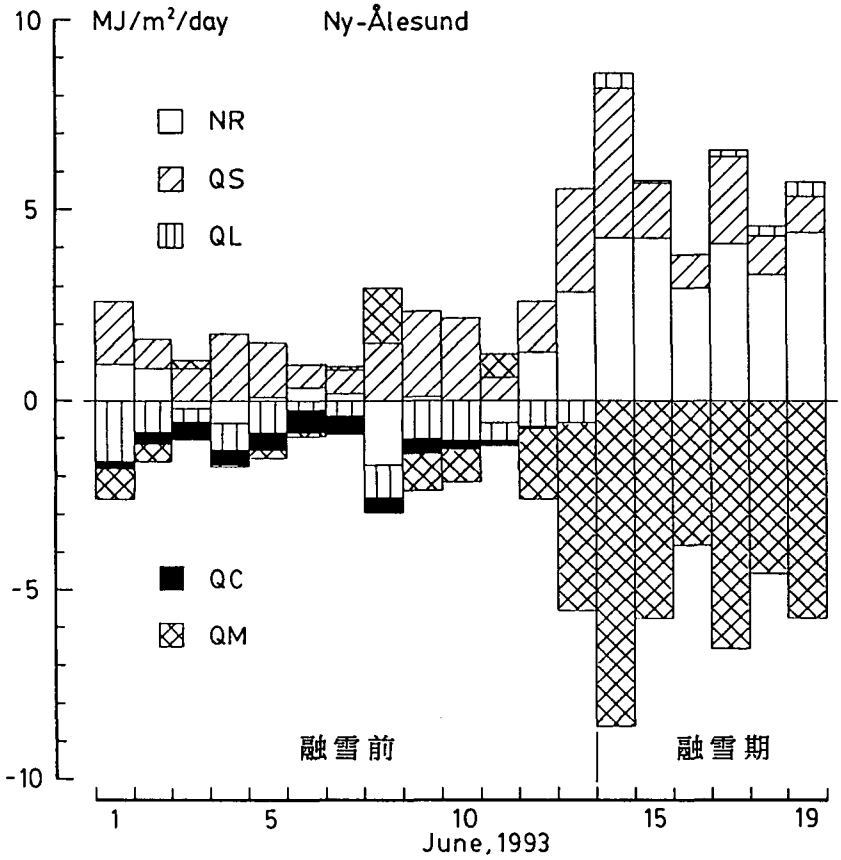


第6図　融雪熱量の内訳(雪面低下法(s. low.)，熱収支法(h. bal.)の比較)

の平均値は 0.43 g/cm³ であったため，融雪期の積雪密度は 0.43 g/cm³ で一定として，(1)式より融雪量を求めた。融雪期の積雪は全層 0 ℃のため，積雪中の伝導熱量(*QC*)は 0 となり，融雪熱量(*QM*)は放射収支量(*NR*)，顕熱伝達量(*QS*)，潜熱伝達量(*QL*)の和として(2)式から得られる。融雪期における融雪熱量の内訳は，放射収支量が 69%，顕熱，潜熱伝達量はそれぞれ 27%，4 %であり，放射収支量の占める割合が高い。

III－iii) 熱収支成分の変化

第7図は 6 月 1 日から 19 日の放射収支量(*NR*)，顕熱伝達量(*QS*)，潜熱伝達量(*QL*)，積雪中の伝導熱量(*QC*)，及び熱収支法による融雪熱量(*QM*)の日総量を表す。融雪前，潜熱伝達量は積雪表面からの蒸発を表す負値となっており，積雪は冷却されている。積雪層に対する主な熱源は顕熱伝達量であり，積雪層内の温度変化は貯熱量変化に現れている。また積雪下方は伝導熱量によって加熱されている。6 月 14 日以降，潜熱伝達量は雪面への凝結を示している。これは水蒸気圧が 0 ℃の融雪面の飽和水蒸気圧 (6.1 hPa) よりも高くなった結果である。顕熱伝達量には融雪前，融雪期の特徴的な変化は認められない。融雪前の放射収支量は 0 MJ/m²/day 付近を推移しているが，6 月 12 日以降正の値となり，融雪を促進する要因となった。そこで放射収支量の変化について次節で詳述する。



第7図 熱収支構成要素の日総量。*NR*：放射収支量，*QS*：顕熱伝達量，*QL*：潜熱伝達量，*QC*：積雪中の伝導熱量，*QM*：融雪熱量

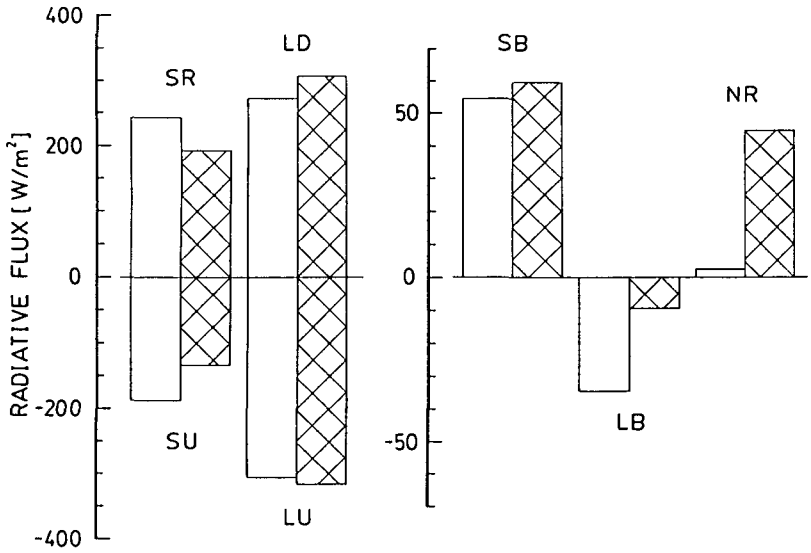
III－iv）放射収支の変遷

放射収支量（*NR*）は短波放射収支量（*SB*），長波放射収支量（*LB*）の和であり，次式のようになっている。

$$\begin{aligned} NR &= SR - SU + LD - LU \\ &= (1-\alpha)SR + LD - LU \\ &= SB + LB \end{aligned} \qquad (7)$$

ここに *SR* は全天日射量，*SU* は反射日射量，α はアルベド，*LD* は大気放射量，*LU* は上向き長波放射量である。

第8図は融雪前，融雪期における放射各成分，及び短波，長波放射収支量，放射収支量の平均値を比較したものである。各要素とも左側に融雪前，右側に融雪期の値を示した。上向き長波放射量は積雪表面温度での黒体放射量として与えた。融雪期の放射収支量の平均値は45 W/m² であり，融雪前の平均値2 W/m² から大きく増大した。融雪期の全天日射量は融雪前に比べて43 W/m² 減少しており，反射日射量もそれに準じて減少している。しかしアルベドが



第8図 融雪前，融雪期の放射各成分の比較。
SR：日射量，*SU*：反射量，*LD*：大気放射量，*LU*：上向き長波放射量，*SB*：短波放射収支量，*LB*：長波放射収支量，*NR*：放射収支量を表し，各要素とも左側に融雪前，右側に融雪期の平均値を示す

低下したため(第5図(d))，短波放射収支量は5 W/m² の増大となった。上向き長波放射量は，積雪表面温度が0 ℃まで上昇したことにより10 W/m² 大きくなったが，大気放射量が36 W/m² 増大したことから，長波放射収支量は25 W/m² の増大となった。融雪期における放射収支量増大の原因としては，アルベド低下に基づく短波放射収支量の増大よりもむしろ，大気放射量増大の寄与が大きいことがわかる。

IV. 考　　察

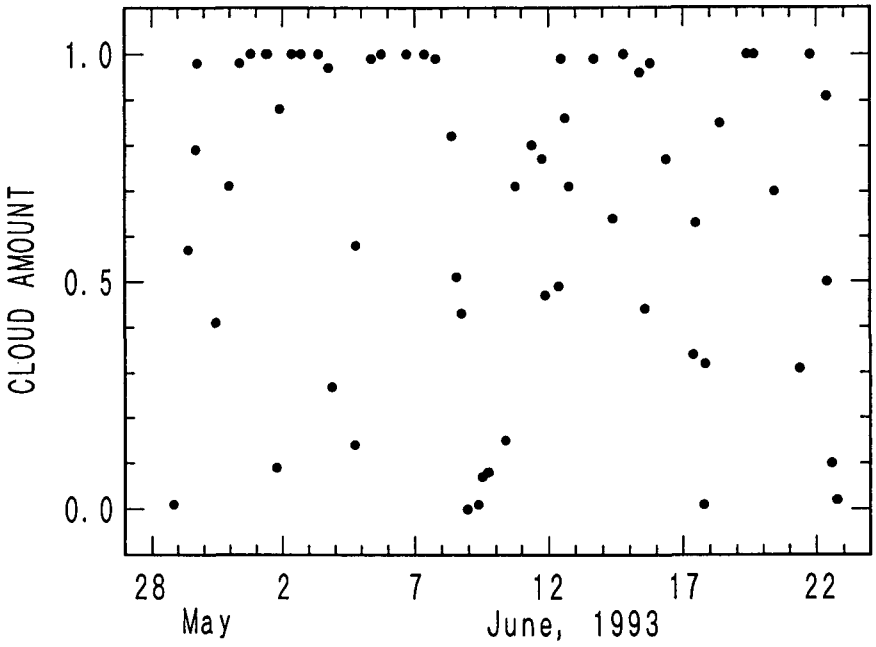
前章で融雪期の放射収支量増大に対して，大気放射量の寄与が大きいことがわかった。大気放射量は主に気温，水蒸気量，及び雲によって支配され，それらをパラメータとする様々な推定式が提示されている[7]。そこで大気放射量に対する気温，水蒸気圧，雲量の影響の度合いを明らかにするため，融雪前，融雪期の観測期間全てに渡り，大気放射量 LD (W/m²) を従属変数，気温 AT (℃)，水蒸気圧 VP (hPa)，雲量 C (0 ～ 1) を独立変数とする重相関解析を行った。全天写真から読み取った雲量59例について，撮影時刻を含む30分平均値の大気放射量，気温，水蒸気圧と対応づけ，次式を得た。

$$LD = 191.6 + 0.09\,AT + 12.4\,VP + 40.0\,C \quad (r = 0.900) \qquad (8)$$

r は重相関係数である。標準化偏回帰係数をもとに大気放射量に対する気温，水蒸気圧，雲量

第2表 大気放射量についての重相関解析結果

	回帰係数	標準化偏回帰係数
気温 [℃]	0.09	0.012
水蒸気圧 [hPa]	12.4	0.684
雲量 [0~1]	40.0	0.606
定数 [W/m²]	191.6	—

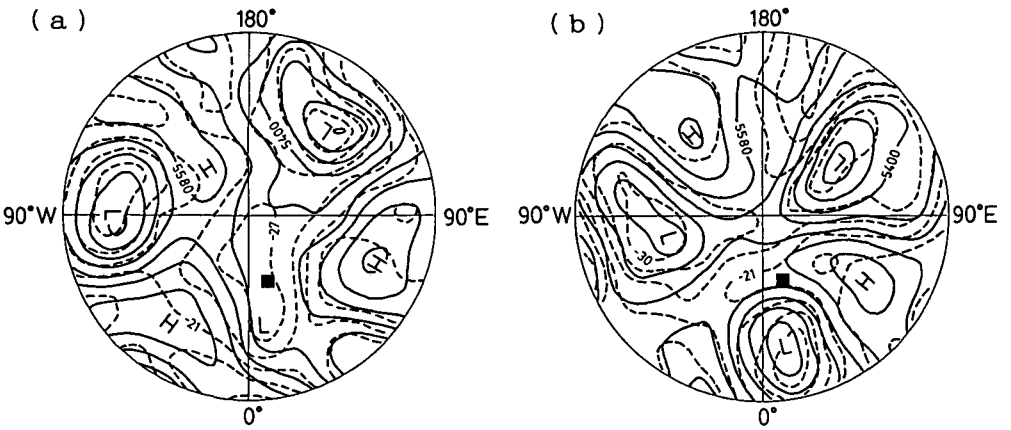


第9図 全天写真から求めた雲量の時系列変化

の影響度合いを比較すると，水蒸気圧が最も強く，次いで雲量，気温の順になっている。気温の寄与は最も小さい（第2表）。第9図は雲量の時系列を表すが，融雪期における顕著な雲量増大は認められない。よって融雪期の大気放射量増大の主因は，大気中の水蒸気量増大であると言える。

水蒸気量増大の原因として，低緯度からの湿潤な気団の流入が推測される。観測地点における地上風向は，観測期間を通してフィヨルドに沿う東西風が卓越していたため，総観規模の気団変化を議論するのは困難である。そこで500 hPaの等圧面天気図を解析した。第10図(a), (b)は，それぞれ融雪開始前（6月11日正午），融雪開始直後（6月14日正午）における北緯60°以北の500 hPa等圧面天気図である。各図とも実線は等高度線，破線は等温線を表す。

6月11日，Spitsbergen島は北極点から南に延びる気圧の谷に含まれており，島の西側で北



第10図 北緯60°以北における500hPaの等高度線(実線；m)，及び等温度線(破線；℃)。■はSpitsbergen島の位置を表す。(a)は1993年6月11日12時(UTC)，(b)は6月14日12時(UTC)の状態

～北北西の風，東側で西よりの風となっている。島の上空には中心温度－27℃の寒気が位置している（第10図(a)）。なお融雪前の気圧配置は6月11日の状態とほぼ同様であった。6月14日になると，島の南東から北西方向に高圧部が張り出し，上空は南東の風となっている。上空の気温は約－20℃であり，6月11日に比べて7℃程度上昇している（第10図(b)）。このような気圧場，温度場は6月14日以降も消雪日（6月20日）まで継続していることから，融雪期における水蒸気圧上昇の原因として，低緯度からの湿潤暖気の流入が示唆される。

V. ま と め

Spitsbergen島 Ny-Ålesundにおいて熱収支観測を行い，季節積雪の融雪熱収支特性を明らかにした。融雪前，雪面からの蒸発により積雪は冷却されていた。融雪期には蒸発傾向が凝結傾向に転じ，潜熱伝達量が融雪に寄与するようになった。融雪前，0 MJ/m²/day付近で推移していた放射収支量は融雪期に増大し，融雪熱量の69%を占めて融雪を促進する要因となった。放射収支量の増大は，主として大気中の水蒸気量の増大に基づく大気放射量の増大によることがわかった。水蒸気量の増大は，低緯度からの暖気流入に起因していることが示唆された。

本観測を行うに当たり，国立極地研究所，北極圏環境研究センターの牛尾収輝助手，工藤栄助手には大変お世話になりました。ここに記して感謝の意を表します。なお，この研究の経費の一部は文部省国際学術研究経費（05041069，代表国立極地研究所　渡辺興亜）によった。

文　献

1) Sand, K., J.O. Hagen, K. Repp and E. Berntsen 1991 Climate Related Research in Svalbard, Norweigian National Committee for Hydrology Report, **23**, 203-217.

2) Repp, K. 1988 The Hydrology of Bayelva, Spitsbergen, *Nordic Hydrology*, **19**, 259-268.
3) 小島賢治 1971 積雪表面層の熱収支と融雪の観測例, 雪氷, **33**(4), 56-65.
4) Male, D.H. and R.J. Granger 1981 Snow Surface Energy Exchange, *Water Resour. Res.*, **17**, 609-627.
5) 竹内清秀, 近藤純正 1981 大気科学講座1 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226 pp.
6) Akitaya, E. 1974 Studies on Depth Hoar, *Contrib. Inst. of Low Temp. Sci.*, **A**, **26**, 67pp.
7) Sugita, M. and W. Brutsaert 1993 Cloud Effect in the Estimation of Instantaneous Downward Longwave Radiation, *Water Resour. Res.*, **29**, 599-605.