



Title	積雪期における盆地冷却の観測
Author(s)	石川, 信敬
Citation	低温科学. 物理篇, 33, 125-133
Issue Date	1976-03-30
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18280
Type	bulletin (article)
File Information	33_p125-133.pdf



[Instructions for use](#)

積雪期における盆地冷却の観測*

石川 信 敬
(低温科学研究所)
(昭和50年10月受理)

I. 緒 言

この数年にわたって地表面が積雪で被われている時の盆地冷却の観測をおこなってきた。その結果は順次報告したが^{1,2)}、これまでの観測は山頂と麓の1点ずつでおこなわれており、観測点はその場所での特異点であったおそれがある。そこで今回は盆地の中や周りの山腹に沿って観測をおこない、盆地内の気温の水平分布、垂直分布を求めた。さらに、これまでの、冬期の山頂と麓でそれぞれ熱収支を求めて、場所の違いを報告した²⁾が、今回は盆地の麓で実際におこなった気象観測をもとに季節の違いによる熱収支を比較する。

II. 観 測 方 法

観測は昭和50年3月7日~17日と4月16日~24日に北海道雨竜郡幌加内町母子里の北大雨竜地方演習林と、1月20日~28日に北大苫小牧地方演習林で行った。母子里の地形的特徴は以前に報告した¹⁾ように盆地の底が平坦(はしわたし約3km, 海拔高度280m)でまわりを標高差250mぐらいの山で囲まれている。苫小牧は、低地部分はほとんど傾斜をもたず平坦で幅が約200mあり、両側は標高差約40m, 斜面角度約10度の丘にはさまれた沢状の地形である。定点観測点を麓の平地の中と周りの山の上に1点ずつ設けた。さらに母子里においては、その他に盆地内に約12点、苫小牧においては山腹に沿って5点、気温の測定点を設け、母子里においては早朝と夕方の2回、苫小牧においては夕方から早朝にかけて約3時間毎に移動観測を行った。

平地における気象観測は、通風式抵抗温度計にて気温、エアロベーンにより風向、風速、Funk型CN-1とCN-2放射計で正味放射量、GARP型ネオ放射計で大気放射量と雪面からの上向き地面放射量、ゴルチンスキー日射計により日射量と反射量、赤外線放射温度計により積雪表面温度、サーミスター温度計によって雪温を測定した。さらに蒸気圧は抵抗温度計の感部を湿球として得た。その他三杯光電式風速計で風速分布を測定した。融雪期には、含水率や融雪量を測定した。

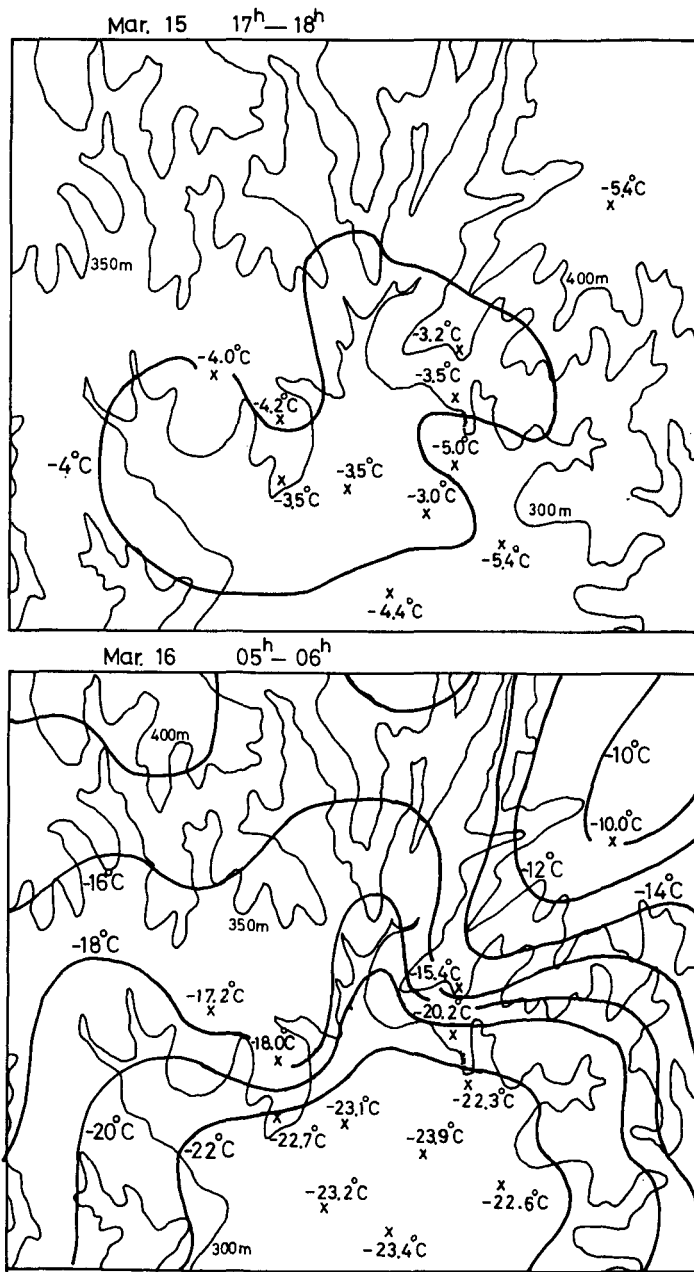
一方、山頂においては、気温をバイメタル式自記温度計で、風速は3杯ロビンソン風速計、湿度は毛髪湿度計、放射量はCN-2示差放射計を用いて測定した。移動観測においては、

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1710号

サーミスター風速温度計（アネモマスター）を用いて風速，気温を測定した。なお，移動観測による値は定点観測の値と比較を行った。

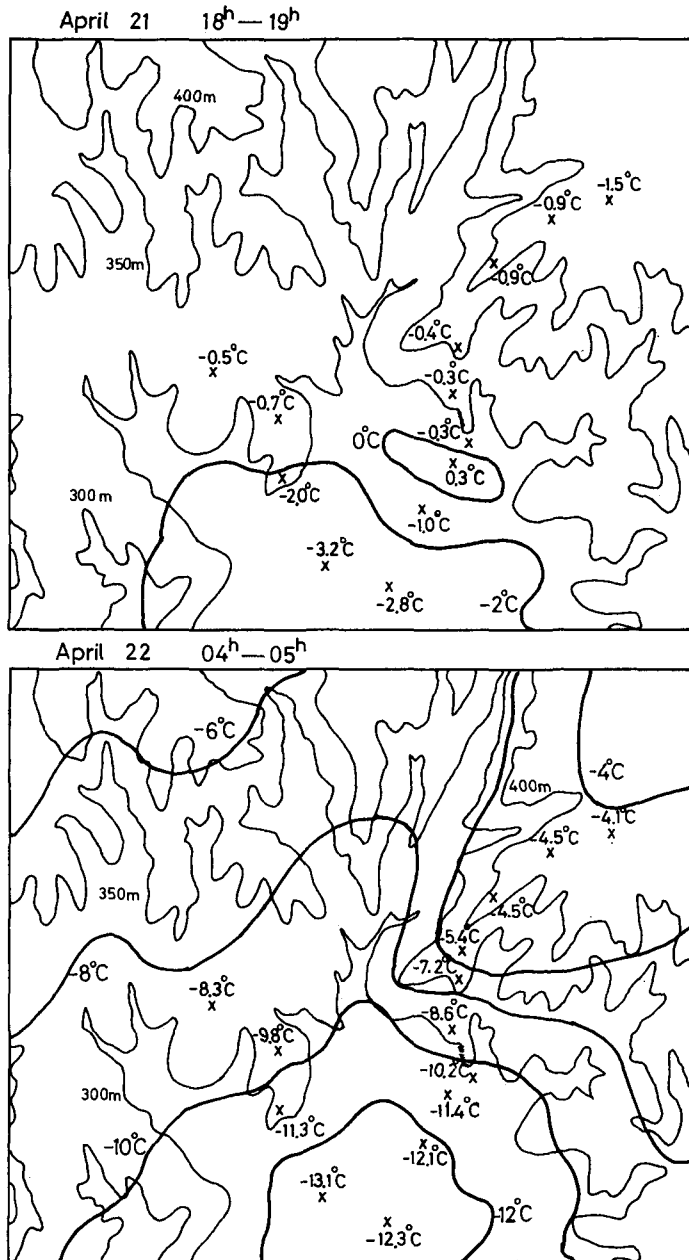
III. 観測結果

盆地内で求めた気温の水平分布を第1図に示す。これは冬期3月15日～16日の母子里の



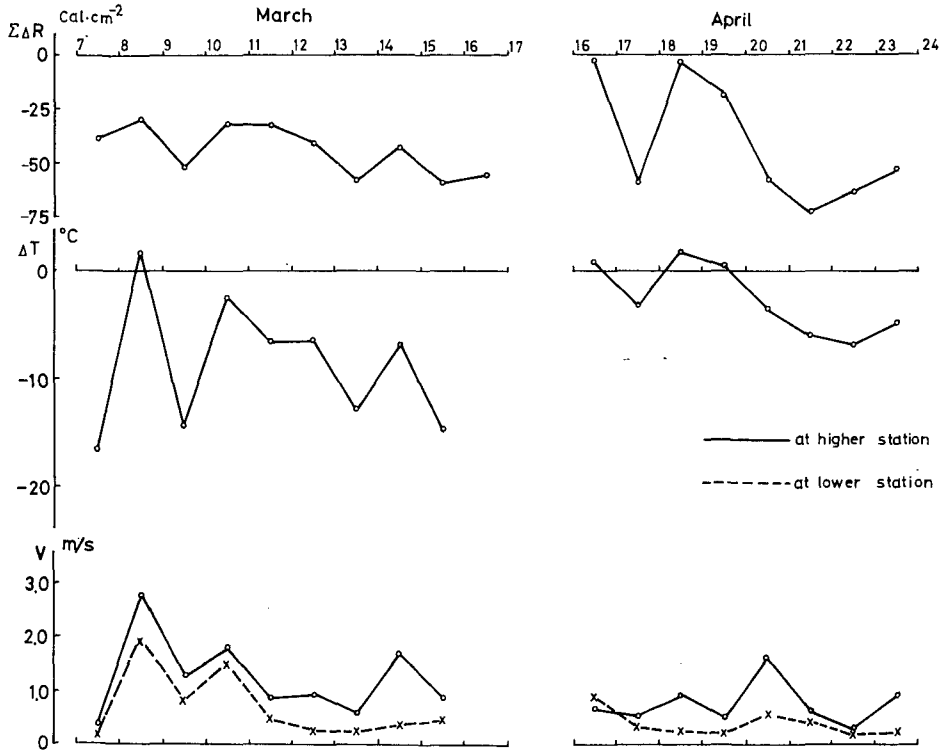
第1図 母子里3月15日～16日の気温分布図(水平方向)
等高線は50m毎，等温線は2°C毎である

値である。等高線は 50 m 間隔である。3 月 15 日の夕方 17~18 時には、麓から山頂にかけて、約 -4°C のほぼ一様な気温分布をもっているが、翌 16 日の早朝 05~06 時には、山頂と麓で大きな気温の逆転がある。この時、最低気温は、麓では表面温度 -29.7°C 、1 m 気温は -25.5°C であり、山頂では -10.7°C 、山腹 380 m 地点では -15.4°C であった。麓と山頂で約 15 度の気温の逆転があったことになる。なお盆地内は -23°C の一様な温度分布を示している。



第2図 母子里4月21日~22日の気温分布図(水平方向)

第2図は融雪期の場合である。4月21日の18~19時に、麓と山頂においてほとんど温度差はなく0~-3°Cであったが、22日の04~05時には、高度によって気温は大きく異なり、麓で-13°C、山頂では-4.5°Cで、逆転の強さは約8.5度であった。これは冬期と較べて約1/2である。

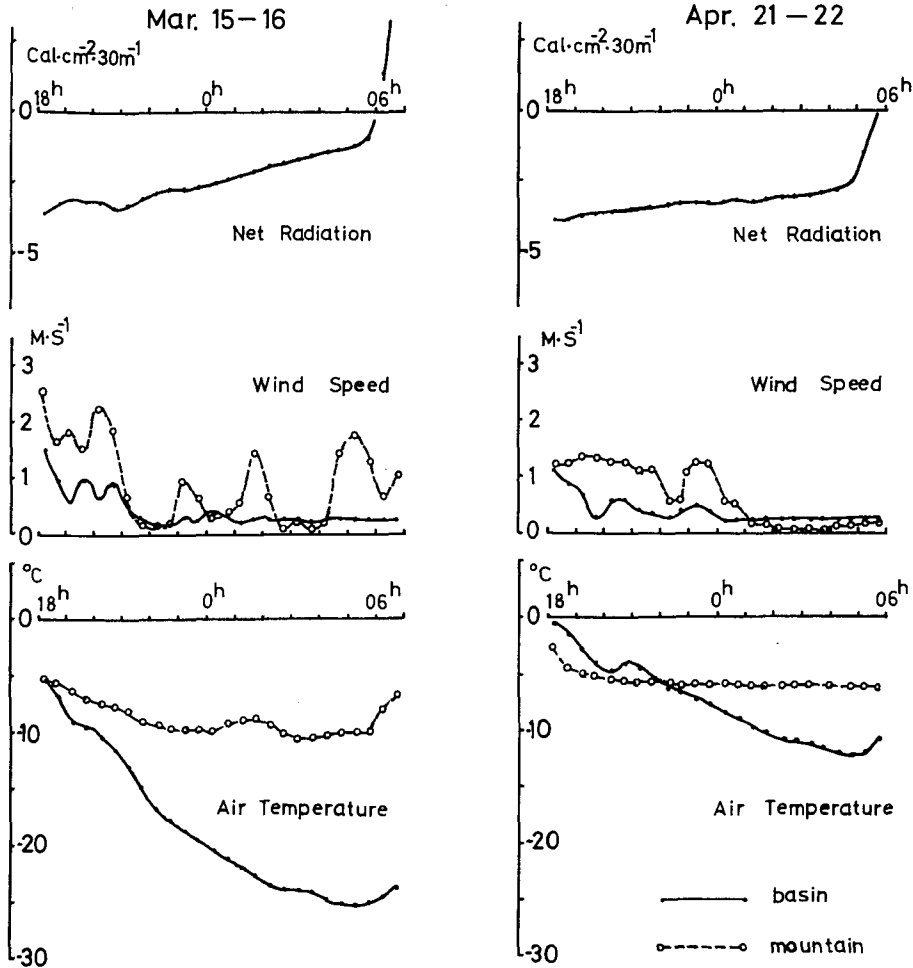


第3図 母子里における気象要素の日変化図

ΣΔR: 麓における正味放射量の総和 (cal·cm⁻²)
 ΔT: 麓と山頂の気温差 (°C)
 V̄: 平均風速 (m·s⁻¹)
 (実線は山頂、破線は麓における値)

第3図に冬期と融雪期の観測期間中の気象要素を示す。左側が3月、右側が4月の例で、ΣΔRは麓で測定された正味放射量の値を18~06時まで12時間分を合計した値(単位はcal·cm⁻²)である。ΔTは麓と山頂の表面より1mの高さで求めた気温の差であり(単位は°C)、符号が負であるのは山頂の方で気温が高いことを示している。V̄は18時から06時までの平均風速である(単位 cm·s⁻¹)。冬期においては大きな逆転があらわれる時、放射によって失われる熱が大であり、風も比較的弱い。なお山頂における風速はほとんどの場合麓より強い。逆転の大きさΔTと風速Vの日変化の形がよく似ている。融雪期の4月においても冬期と同じ傾向をもつが、冬期ほどはっきりしない。これは表面付近の積雪層の凍結、融解といった現象により、表面での熱の収支が複雑になっているためと思われる。

第4図に代表的な冬期と融雪期の盆地冷却を生じている時の麓と山頂における気象要素の

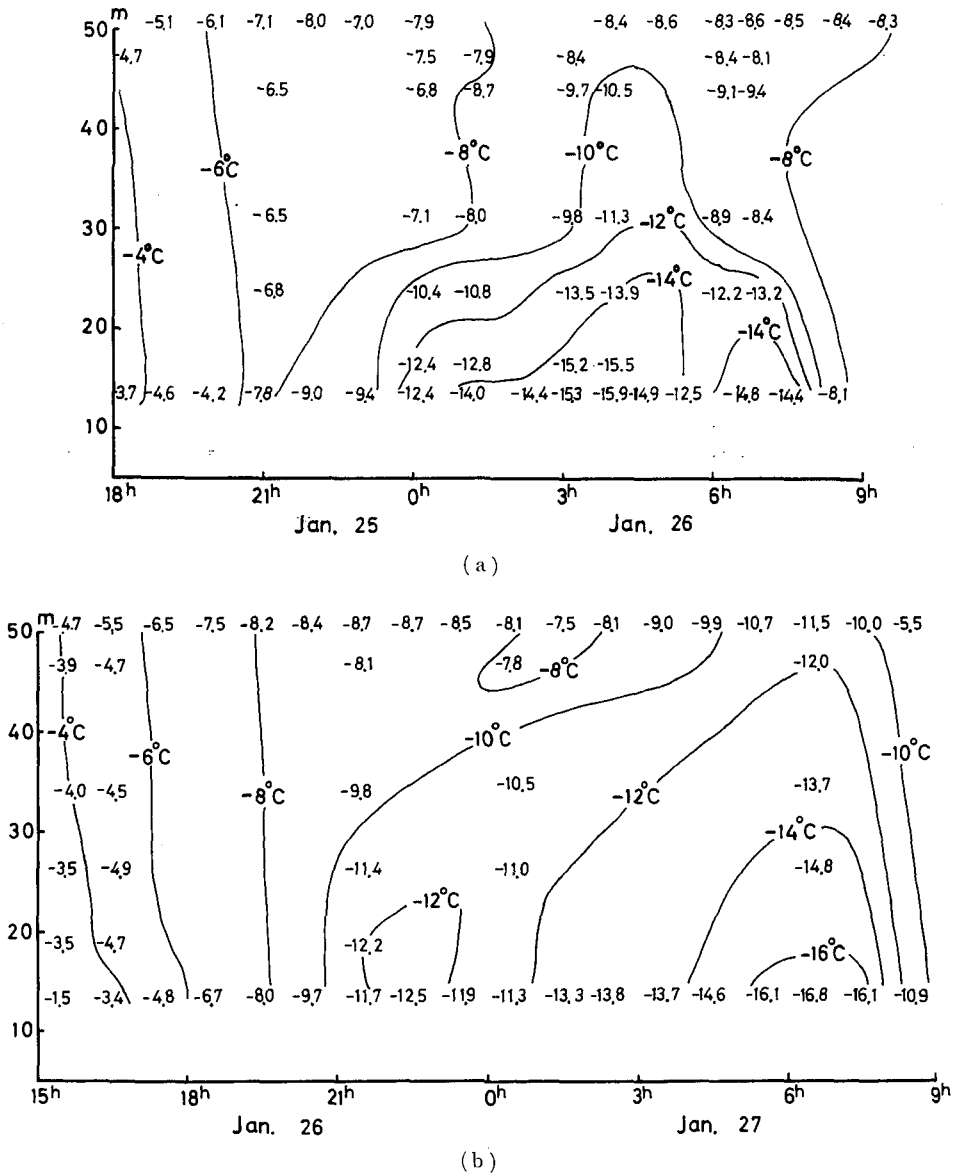


第4図 気象要素の時間変化図(母子里)
 実線：麓の値 破線：山頂の値

時間変化を示した。左側が3月15～16日、右側が4月21～22日の値で、上から正味放射量 ($\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2} (30 \text{ min})^{-1}$)、風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、気温 ($^{\circ}\text{C}$) をあらかし、実線は麓、破線は山頂の値を示す。山頂において気温は日没前後に下がるが、夜半にはほとんど変化せず比較的高い値をとる。一方麓においては気温は夜半も下り続けて、日の出直前に最低値をとる。日没から日の出までの間で最高値と最低値の差は、3月で約20度、4月で約10度ある。風はこのような盆地冷却の時は概して弱いが、ほとんどの場合山頂の方が麓より強い。正味放射量(大気放射量と雪面からの放射量の差で、負の値は表面から放射によって熱が失われている事を示す)は麓で測定しただけであるが、夜間の正味放射量は融雪期の方が冬期より大である。いずれの時期においても正味放射量の測定結果は、表面から出ていく量が日没直後に最大値を示し、次第に減少していくことを示している。なおこの正味放射量は2台のGARP型ネオ放射計で測定したが、通常使われているFunk型示差放射計で測定した値と比較すると、夕方からしばらく(数

時間) は両者の値は一致しているが、その後両者の不一致が大きくなり、Funk 型放射計によって得られた値の方がいずれも小さい。これは低温度において Funk 型示差放射計のポリドームに霜がつき、放射計の感度が悪くなったためと思われる。GARP 型にはほとんど霜が着かなかった。今後長波長放射に関しては GARP 型の値を使うことにする。

次に山腹に沿って気温の垂直分布を調べた。第 5 図は苦小牧において得られた 1 月の気温分布で、(a) は 1 月 25 日 18 時~26 日 09 時、(b) は 1 月 26 日 15 時~27 日 09 時の等温度線の時間変化図(イソプレット)である。横軸は時間、縦軸は海拔高度である。夕方 18~20 時にか



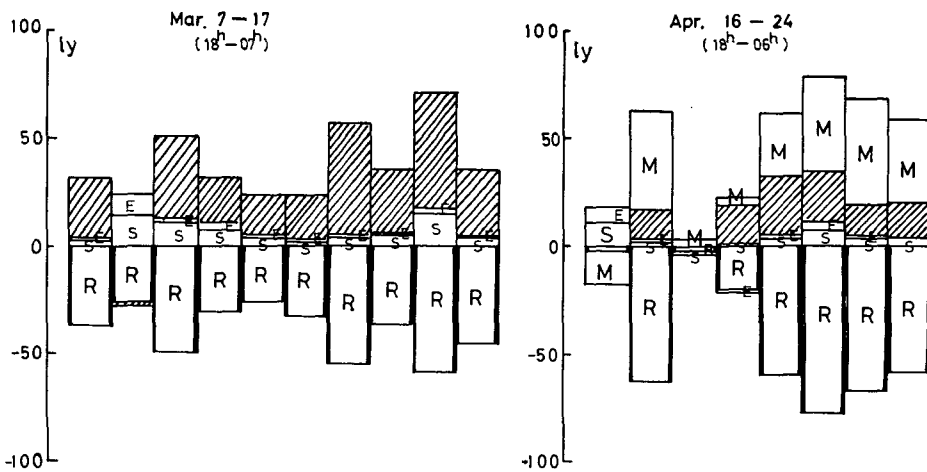
第 5 図 苦小牧における等温度時間変化図(イソプレット)
縦軸: 海拔高度, 横軸: 時刻, 等温線の間隔は 2°C

けて、沢の中の低地から山頂にかけてはほぼ様な温度分布 ($-4 \sim -6^{\circ}\text{C}$) を示しているが、次第に低地の気温は下がり、最低気温は -16°C にもなったが、山頂では26日の早朝で -8.6°C 、27日には -11.5°C で夜間の気温の低下はそれ程大きくはない。高度差40mのところでの気温の逆転の大きさは観測中で最大7度であった。この図から麓に冷氣層³⁾が存在していることがはっきりわかる。さらに山腹、山頂よりも早く下の方で温度がさがり、定常的な冷氣の下降はみられない。なおいずれも日の出後数時間で気温分布は一様になっている。

次に母子里の盆地低部の平地における気象観測をもとに、積雪面での熱収支を検討した。積雪表面に出入するエネルギーの収支を

$$R + S + E + C + M = 0$$

とおく⁴⁾。ここで R は正味放射量、 S および E はそれぞれ大気から雪への顕熱および潜熱の伝達量、 C は積雪表面層内の伝導熱量、 M は融解または自由含水の凍結の潜熱である。冬期において融雪や融雪水の再凍結が生じない時は、 $M=0$ である。符号は積雪表面に与えられる場合は正、表面から奪われる場合は負であらわす。 R は GARP 型放射計で測定した値、 S は表面温度と高さ1mの気温と風速とから求め、 E は同じく表面と1mの高さの水蒸気圧の差および1mでの風速から求めた。第6図(a)は融雪が全くない冬期(3月7日~3月17日)の夜間における熱収支の各成分を示したものである。



第6図 積雪表面での熱収支(母子里)

R : 正味放射量, S : 顕熱, E : 潜熱, M : 凍結(クラスト層生成)による潜熱

融雪期には積雪表面付近で昼間に融けた融雪水が夜間の放射冷却によって再凍結して、いわゆるクラスト層を生成する。この場合、クラスト層の厚さを x^* として $C = \rho c \int_0^{x^*} \frac{\partial \theta}{\partial t} dx$, $M = \rho W L_i \frac{dx^*}{dt}$ とおく⁵⁾。ここで ρ は積雪の密度、 c は水の比熱、 W はクラスト層下面近くのぬれ雪の含水率、 L_i は水の融解潜熱である。第6図(b)には母子里の融雪期(4月16日~24日)の夜間における熱収支の各成分を示した。同図(a)の3月7日~17日については、1日毎に18時から翌朝07時までの13時間の総和、(b)の4月16日~24日にかけては18時~06時までの12時

間の総和量で、単位は $\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}$ である。この場合の融雪水凍結潜熱 M は毎晩の最大凍結深を X^* として $M = \rho W L_i X^*$ によって求め、 ρ は $0.38 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、 W は 19 時と 07 時におけるクラスト層の直下の含水率の平均値を用いた。ここでは、厚さ X^* の積雪表層に関する熱収支をあらわしていることになるが、この層の下では温度が一樣に 0°C であるからこの層の下面からの流入はなく、項 C は雪面における上向き熱流量あるいは凍結層の温度変化による熱量を意味する。ただし第 6 図 (b) に示した C は熱収支の式が成立つように残留項として求めた。図の破線部分が積雪上層部の温度分布の変化に伴う熱流量である。先に報告した数値計算の結果⁶⁾ とよく似て、負の熱源はほとんど長波長放射によるものである。さらに顕熱、潜熱伝達量はそれ程大ではない。特に、冬期に較べると、融雪期にはクラストの成長による潜熱放出が大きな割合を占め、積雪表面層から失われる熱量は冬より小さくなっている。融雪期の方が放射収量は大であるが、これは雪面温度が高いためであり、従ってまた大気から雪面に奪われる顕熱量 S は融雪期の方が小さくなっている。

観測に際して北大雨竜地方演習林母子里作業所の三好春夫氏をはじめ演習林の方々、苫小牧高丘水源地の職員の方々の御世話になった。また北大苫小牧凍上観測室の使用に際して木下誠一教授、福田正己助手の御世話になった。小林大二助教授と油川英明助手、さらに理学研究科学生の高橋修平、久保田裕士、植松孝彦、武田一夫 4 君には観測を手伝って頂いた。小島賢治教授には常に御指導と助言を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

文 献

- 1) 石川信敬・石田 完 1971 冬期における盆地冷却の観測. 低温科学, 物理篇, **29**, 115-123.
- 2) Ishikawa, N. and Ishida, T. 1973 Observations of radiative cooling at basins in midwinter and snow-melting season. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **51**, 197-204.
- 3) 吉野正敏 1971 小気候. 地人書館, 155-188.
- 4) Munn, R. E. 1966 *Descriptive Micrometeorology*. Academic Press, 242 pp.
- 5) 松岡春樹・清水 啓・伊藤文雄 1968 融雪期における融雪及び雪質の日変化の観測例 (I). 福井大学教育学部紀要第 II 部, 自然科学, 第 **18** 号, 第 1 集, 1-20.
- 6) 石川信敬・石田 完 1973 冬期及び融雪期の夜間放射冷却. 一積雪内の相変化を考慮した一次元モデルによる熱収支の計算一. 低温科学, 物理篇, **31**, 107-116.

Summary

Meteorological observations were carried out at Moshiri, a land basin in the Uryu mountainous region in the northern part of Hokkaido in the late period of winter and the subsequent snowmelting period in early spring of 1975. All meteorological elements (short- and long-wave radiation balances, profiles of air temperature and snow temperature, wind speed, surface temperature, humidity, etc.) were observed at the station, which was located at the bottom of the basin. Besides, air temperature and wind speed were measured at the top of a mountain and several points of the lower parts of the basin. From these measurements the terms of heat balance were estimated for each of the two periods, and vertical and horizontal distributions of air temperature over the basin were also observed.

Horizontal isotherm patterns on the evening of 15 March and the morning of 16 March are shown in Fig. 1 and those on 21 and 22 April in Fig. 2. It is found from these figures that air temperature is nearly uniform through the entire basin on the evening (18-19 h) but an intensive temperature inversion exists between the bottom of the basin and the top of the surrounding mountain on the early morning (05-06 h) in both periods. Furthermore, it is shown that the strength of temperature inversion in the winter period is twice as large as that in the spring period.

Figure 5 shows the variation of the vertical temperature profile with time, which was observed along a hill slope. From the evening to the early night (18-20 h) there is no temperature difference between higher and lower stations with a 40-meter difference in altitude. During night the air temperature goes down gradually and reaches the minimum value in early morning (05-06 h) at the lower station, on the other hand the air temperature does not change so much at the higher station.

The daily changes of meteorological elements in the two series of observations are shown in Fig. 3, in which the left-hand side is for March and the right-hand side for April. In this figure $\Sigma \Delta R$ is the sum of net radiation, which was measured at the lower station during the nighttime (18-06 h) ΔT is the temperature difference (inversion strength) between the top of the mountain and the bottom of the basin, and V is the mean wind velocity taken at both the stations at night. It may be obvious from this figure that an intensive temperature inversion might occur when the heat loss due to the long-wave radiation balance is great, and that the pattern of daily change of ΔT is very similar to that of V in winter but such a tendency is not so clear in spring.

Using the following equation, the components of the heat balance are estimated:

$$R+S+E+C+M=0,$$

where R denotes the radiation balance, S the sensible heat flux from air to snow, E the latent heat flux due to evaporation or condensation process, C the heat flow within the snow, and M the latent heat flux of melting or freezing. Each component of the heat balance is calculated for every 30 minutes and then summed up for half a day (nighttime). Fluxes toward the snow surface are regarded as positive and fluxes away from the surface as negative. As for the signs of M , it is assumed to be zero in winter, while in spring the positive sign means freezing of meltwater and the negative sign melting of snow. Figure 6 shows the individual terms of the heat balance at the bottom of the basin in winter and spring. From this figure it can be said that the main heat sink is due to radiation. Most of this energy R is compensated by C in winter, and C and M in spring. In both seasons S and E are small. As to M , it is released by formation of a crust layer near the snow surface, while C is much smaller in spring than in winter. This means that the difference in this heat release of the snow cover between winter and spring might be one of the cause of the difference in the inversion strength. This is the same result that was mentioned in the previous report about a numerical prediction.