



Title	冬期における盆地冷却の観測
Author(s)	石田, 完; 石川, 信敬
Citation	低温科学. 物理篇, 29, 115-123
Issue Date	1972-03-30
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18175
Type	bulletin (article)
File Information	29_p115-123.pdf



[Instructions for use](#)

冬期における盆地冷却の観測*

石川 信 敬

(北海道大学大学院 理学研究科)

石 田 完

(低温科学研究所)

(昭和46年9月受理)

I. ま え が き

山岳地方において、山頂の気温がその麓の気温より一般には低い。しかし時には気温の逆転が起り、麓の方で異常に低温になることがある。以前からこのような盆地冷却の現象は報告されているが、詳しい気象観測の報告がなく、またその現象の原因究明の報告も数少ない^{1),2)}。今回は山頂、山腹および麓における気象観測の結果から、いかなる条件のもとで盆地冷却**が発生したかを報告する。

II. 予 察

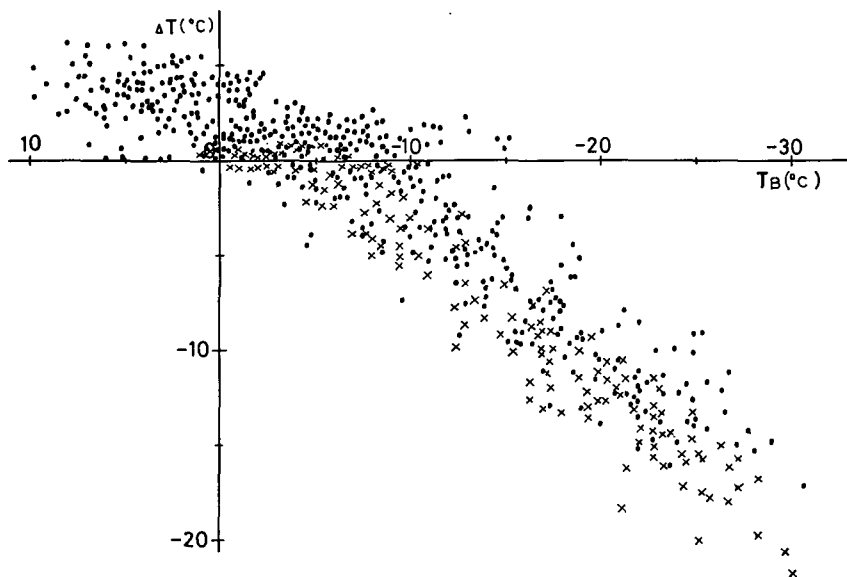
北海道天塩郡幌延町問寒別の北大天塩地方演習林内の海拔約250mのところ到低温科学研究所の雪崩観測施設があり、ここでは毎冬期、気象観測を行なっている。また麓の演習林の庁舎においても毎日、気象観測を行なっている。両測点における気温と風速の観測データから、昭和43, 44, 45年の冬期において如何なる条件の時に盆地冷却がおきたかを調べた。

過去3年間の1, 2, 3月の両測点の気温のデータを解析し、その結果を第1図に示す。 ΔT が負、すなわち T_B が T_A より低い時、盆地冷却が発生したことになる。 T_A は雪面から1.5mの百葉箱内の白金抵抗温度計で、また T_B は雪面から1.0mの百葉箱内のバイメタル自記温度計でそれぞれ測定されたものである。麓の気温が極めて低い時、激しい盆地冷却が起きているが、麓の気温が高い時(0°C近傍)には盆地冷却は起きている。さらに風速と気温逆転との関係を見るために、逆転の度合いを示す ΔT と麓の風速 V_B との関係を第2図に示す。麓で風が弱い時(3m/s以下)に激しい盆地冷却が発生していることが判った。

第3図に過去3年間の問寒別での1, 2, 3月の時間別気温逆転発生頻度を示す。1, 2月の夜半から午前中にかけて(20時~10時)50%以上(2日に1回の割合)の割合で気温の逆転がおきている。しかし午後にはほとんど解消されている。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1140号

** 本報告で用いる盆地冷却とは盆地状の地形をした場所において山頂の気温より麓の気温が低くなる気温の逆転のことを意味する。

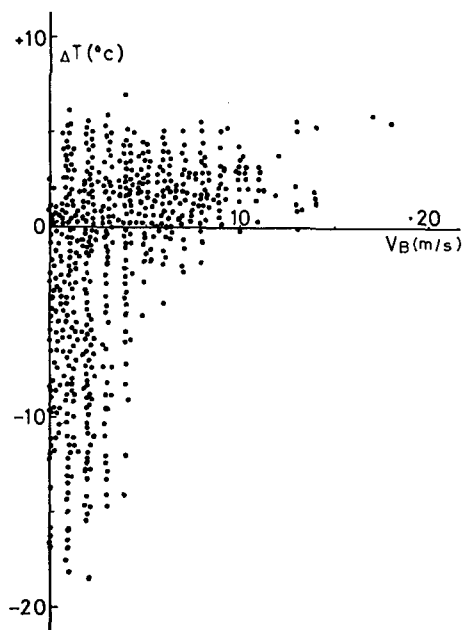


第1図 麓の気温と逆転の強さとの関係

縦軸： 麓 (T_B) と山頂 (T_A) の気温の差, ΔT ($^{\circ}\text{C}$)

横軸： 麓の気温, T_B ($^{\circ}\text{C}$)

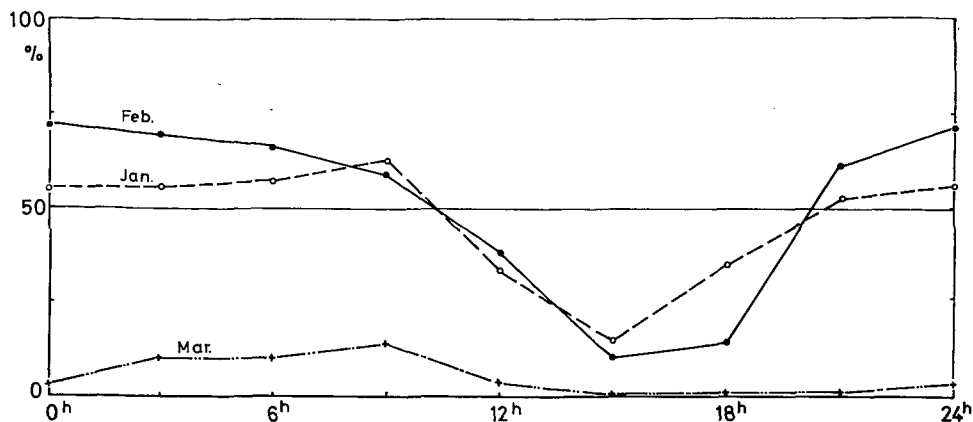
● 昭43~45年のデータ × 昭46年のデータ



第2図 麓の風速と逆転との関係

縦軸： 気温差 ΔT ($^{\circ}\text{C}$)

横軸： 麓の風速 V_B (m/s)



第3図 気温逆転発生月、時間別頻度図

縦軸：逆転発生頻度 (%)

横軸：時 間

III. 盆地冷却の観測

過去3年間のデータから盆地冷却の実態について概要が判った。しかし両地点の観測方法が異なり、しかも両地点とも盆地冷却に最も影響を与えるとみられる夜間輻射量の測定がなされていない。そこで昭和46年1月29日~2月11日にかけて、山頂と麓で同時気象観測を行なった。また中腹2カ所において雪面近くの気温の測定も行ない、気温変化から冷気塊の下降の有無を調べた。その結果を報告する。

(1) 観測方法

場 所： 問寒別天塩地方演習林内

測定点

山頂 (A点) 低温研雪崩観測施設 (高度 230 m)

山 腹 D点 (高度 125 m)

C点 (高度 35 m)

麓 (B点) 演習林庁舎前 (高度 0 m)

観測項目

A点： 気温垂直分布 (積雪表面~1.5 m) 白金抵抗温度計

風 速 エアロベーン

輻射量 (全波長正味輻射量) 示差輻射計

B点： 気温垂直分布 (積雪表面~2.0 m) 熱電対

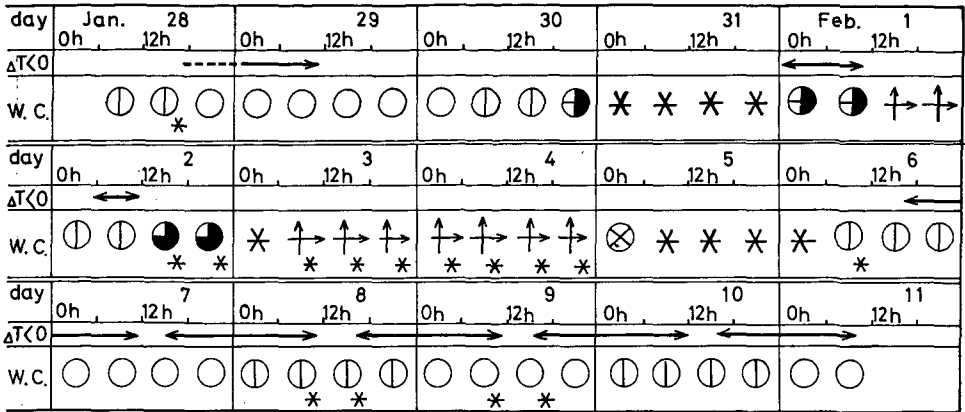
気 温 (1.0 m, 1点) バイメタル自記温度計

風 速 エアロベーン, サーミスター微風速計

輻射量 (全波長正味輻射量) 示差輻射計

天気状態

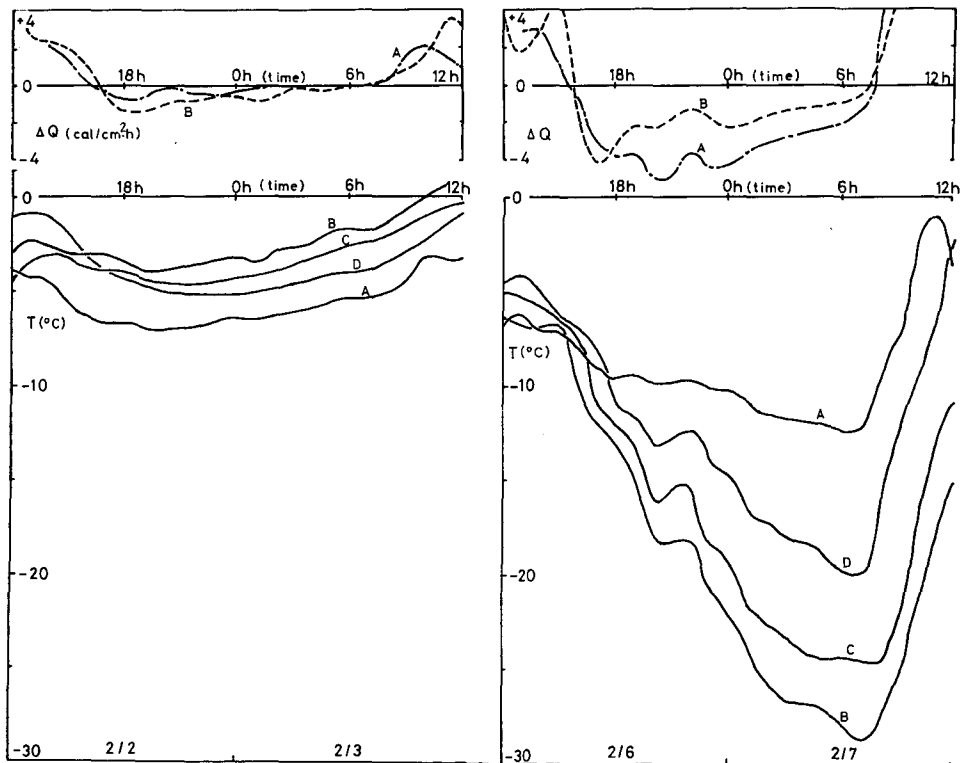
C, D点： 気 温 バイメタル自記温度計



第4図 観測期間中の天気状況と盆地冷却発生 の時間

$\Delta T < 0$: 盆地冷却継続時間

W.C.: 天気状況



第5図 各測定点の気温、正味輻射量の時間変化

縦軸: 各測定 の 気温 $T(^{\circ}\text{C})$, 及び正味輻射量 $\Delta Q(\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hour}^{-1})$

横軸: 時間 (12h~0h~12h)

麓(B)の気温、中腹(C)の気温、中腹(D)の気温、山頂(A)の気温
麓(B)の正味輻射量、山頂(A)の正味輻射量

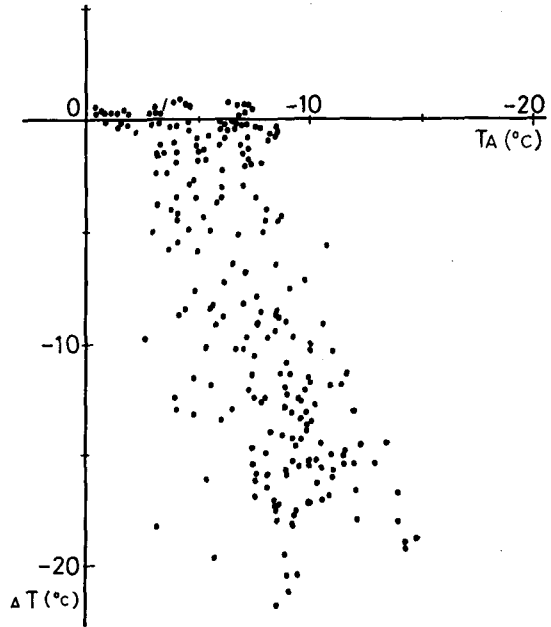
(2) 観測結果

第4図に観測期間中の天気状況と盆地冷却の発生の有無を示す。晴または晴天の夜間輻射冷却のおこる状態で盆地冷却がおこっていることが判る。

第5図に各測定点の気温と正味輻射量の時間変化を示す。気温はいずれも積雪表面上20cmの高さで測定したものである。気温が -20°C 以下になると、輻射計のポリエチレンドームに霜が付いた。頻繁に霜取りはしたが、精度は悪くなったと思われる。図から判るように正味輻射量と気温の変化はよく対応している。すなわち午後になり上空からの輻射量が少なくなると気温が下がり始める。気温の逆転は晴天日にしか起こらないことは先に述べたが、この時正味輻射量は日没後すぐに(18時頃)最低値を示す。一方気温はさらに下がり午前6~7時に最低気温となる。午後の気温の下がり始めは山頂の方が幾分早い、中腹において高度35mのC点より高度125mのD点の方が早いとは必ずしも言えない。下降冷気塊が存在するならば山頂・中腹・麓の順に気温が下がると考えられるが、観測からは下降冷気塊の存在の有無については、はっきりしたことは言えなかった。

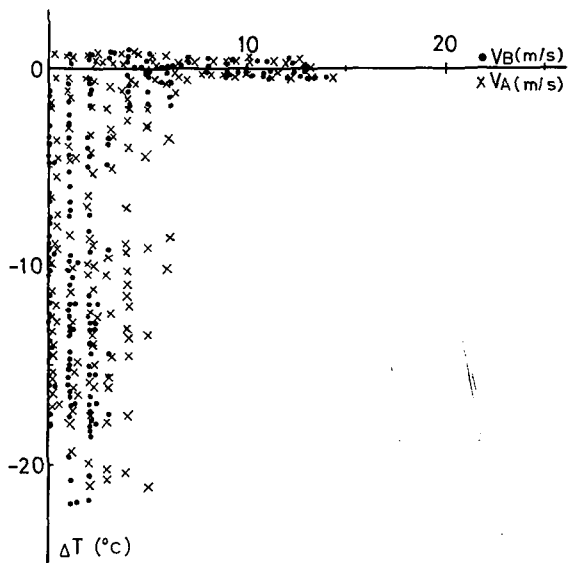
麓の気温(T_B)と、麓と山頂の気温の差(ΔT)との関係をとると、過去3年の結果(第1図)と全く同じ傾向が得られた。第6図に山頂の気温(T_A)と、 ΔT との関係を示す。山頂の気温と逆転の大きさには、はっきりした対応はない。山頂気温のある領域($-3 \sim -15^{\circ}\text{C}$)では、一様に盆地冷却をおこしている。しかし 0°C

近傍では盆地冷却はおこりにくい。麓の気温は -30°C 以下になることがあるが、山頂では厳



第6図 山頂の気温と逆転の強さの関係

縦軸: 気温の差 (ΔT)
横軸: 山頂の気温 (T_A)

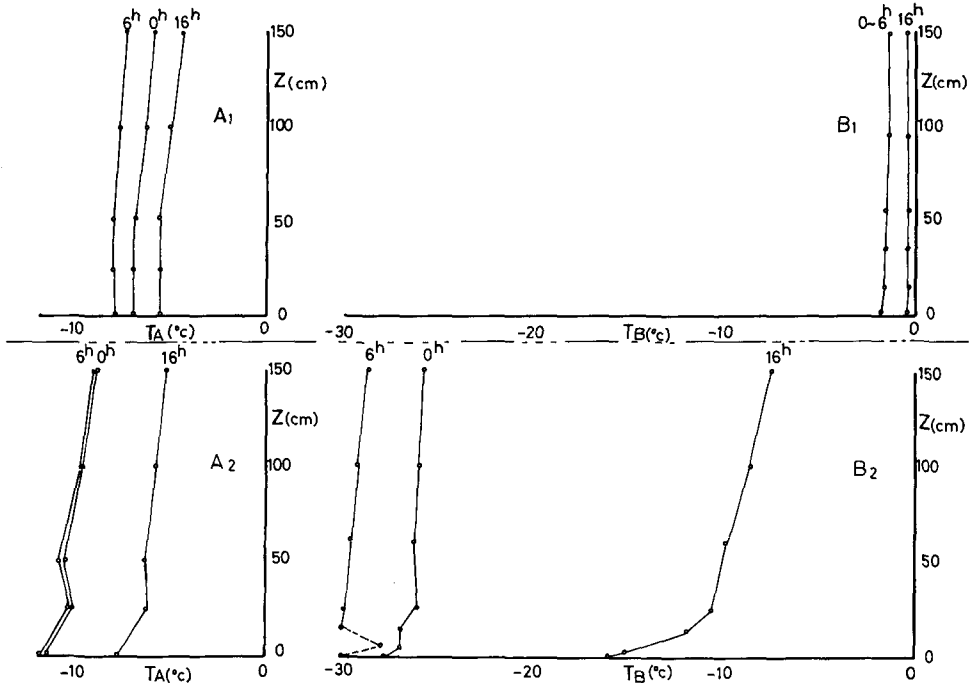


第7図 風速と逆転の強さの関係

縦軸: 気温差 $\Delta T(^{\circ}\text{C})$
横軸: 風速 (m/s)
● 麓の風速 V_B
× 山頂の風速 V_A

冬期においても -15°C 以下になることはほとんどない。従って麓で観測される -15°C 以下の気温は、山腹を冷気塊が降りて盆地にたまった結果というより、盆地の底の空気が雪面の夜間輻射により冷却された結果と考えられる。

第7図に風速と気温差 ΔT の関係を示す。大きな気温の逆転は麓の風速の極めて小さい時 (3 m/s 以下) に起きている (第2図と同じ結果が得られた)。しかし山頂の風速 V_A をとると、 V_A が 5 m/s を越える時でも、 10°C 以上の逆転が起きている。このことから盆地冷却が起きている時、麓の空気は乱されずに成層構造をしているが、山頂では混合がおこなわれていると考えられる³⁾。そこでA、B两点での気温の垂直分布の時間変化を第8図に示す。山頂においては観測期間中、雪面上 1 m 以下の気温垂直分布はほとんど一定で、空気がよく混合していることを示している。一方、麓においては気温が高い時には山頂と同様、高さによる変化はないが、気温が低く盆地冷却が起きている時、気温は積雪表面付近でもっとも低く上へいく程高い。すなわちこの時、麓の表面近くの空気は極めて安定でかつ成層構造をしていたことが判る。又盆地冷却が激しい時、麓の気温分布から雪面付近 10 cm 付近に表面温度より低い冷気層の存在⁴⁾ がみられた。(なお雪面温度が -30°C 近くになると雪面上 5 cm 以下に雪温より数度高い気温が測定された。)



第8図 麓と山頂の気温の垂直分布

縦軸： 積雪表面からの高さ ($Z\text{ cm}$)

横軸： 気 温 ($^{\circ}\text{C}$)

A_1 : 2/2~2/3 山頂の気温分布時間変化

B_1 : 2/2~2/3 麓の気温分布時間変化

A_2 : 2/8~2/9 山頂の気温分布時間変化

B_2 : 2/8~2/9 麓の気温分布時間変化

(3) 夜間輻射

積雪表面において輻射の収支を考える。表面における正味輻射量 ΔQ は

$$\pm \Delta Q_1 = Q_{L1\downarrow} - Q_{L1\uparrow} + Q_{S\downarrow} - Q_{R\uparrow} \quad (1)$$

である。符号は表面に向かう時正、表面から出る時負とした。ここで各量は、

ΔQ_1 : 全波長正味輻射量

$Q_{L1\downarrow}$: 表面が受ける上空からの長波長輻射量

$Q_{L1\uparrow}$: 表面から放出される長波長輻射量

$Q_{S\downarrow}$: 上空からの短波長輻射量

$Q_{R\uparrow}$: 表面で反射される短波長輻射量

の絶対値をあらわす。積雪表面温度 T_H が一定ならば、

$$Q_{L1\uparrow} = \epsilon \sigma T_H^4 + (1 - \epsilon) Q_{L1\downarrow} \quad (2)$$

と近似できる。積雪は長波長輻射に対して完全黒体とみなせるから⁵⁾、射出係数 $\epsilon \approx 1$ とおき、(2)式は

$$Q_{L1\uparrow} = \sigma T_H^4 \quad (2)$$

となる。 σ は Stefan-Boltzmann 定数で $4.93 \times 10^{-9} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{deg}^{-4} \cdot \text{hour}^{-1}$ である⁶⁾。夜間の長波長輻射の収支によって、夜間の積雪表面温度が変化する⁷⁾と考え夜間の観測データを解析した。(1)式は夜間において

$$\pm \Delta Q_1 = Q_{L1\downarrow} - \sigma T_H^4 \quad (1)$$

となる。 $Q_{L1\downarrow}$ は大気輻射が主であるが、これは大気中の水滴、氷晶、水蒸気の量で変化し、正確な測定は困難である。 T_H も刻一刻変化している。そこで T_H は1時間平均値、 ΔQ_1 も1時間平均値を使って(1)式から $Q_{L1\downarrow}$ を求めた。 $Q_{L1\downarrow}$ は夜間において盆地の麓と山頂でほとんど差がなく、またその時間変化も小さくほとんど一定であった(輻射計のドームに雪や霜のついた2月5~6日、10~11日にはこれが成り立たず、また16時頃に大きな時間変化があるが、これは日射の影響であろう)。 $Q_{L1\downarrow}$ は一定、 $Q_{L1\uparrow}$ は表面温度が下がると小さくなる量である。一般に $Q_{L1\downarrow} < Q_{L1\uparrow}$ であるからその差 ΔQ_1 は、夜間を通して次第にゼロに近づく。(観測からも確かめられた) A, B 両点での正味輻射量の差は積雪表面温度の差とみられる。

IV. ま と め

気温の逆転の要因はいくつか考えられる。その代表的なものに、熱的逆転(輻射冷却による逆転)、力学的逆転(沈降性逆転)、前線逆転(冷氣塊の上に暖気塊が乗りあげる)等がある⁷⁾。札幌、稚内の地表付近の気温観測データからみると、冬期における0~250 m間の逆転は4~5°Cであった。しかし問寒別での盆地冷却では温度差が10数度にも及んだ。観測では、大きな気温の逆転がある時、麓では風が弱くまた気温分布からみて麓の空気は成層構造をしていた。従って麓では乱流熱伝達量は極めて小であり、積雪表面へは空中と積雪中の伝導により熱が伝わる。空気も雪も熱伝導率は小さく(空気: $5.33 \times 10^{-5} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$, (0°Cにて)、

雪 $5.3 \times 10^{-4} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$), 伝導熱量は小である。輻射によって表面が失った分の熱量は、回りから仲々補給されず温度は次第に下がる。一方山頂においては、放出輻射量が多いにもかかわらず、表面が失った分の熱量は乱流熱伝達によって容易に補われる。また空気は何時も新しく入れ替わっていて仲々冷却が進まない。この山頂と麓の冷却の差によって逆転現象が生じたと考えられる。

観測にあたり、北大天塩地方演習林長滝川貞夫助教授をはじめ、演習林の方々に非常に御世話になった。また北大低温科学研究所の小林俊一、成田英器両助手に観測を手伝って頂き、成瀬廉二助手には有意義な助言を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。この観測は雪崩特別事業費の一部を使って行なわれたものである。

文 献

- 1) 武藤憲由 1954 間寒別川流域の森林経営と保存に関する基礎的研究—開葉季と落葉季にあらわれる最高、最低気温の観測例。北大演習林研究報告, 8, 1-30.
- 2) Bergen J. D. 1969 Cold air drainage on a forested mountain slope. *J. Appl. Meteorol.*, 8, 884-895.
- 3) Bryson R. A. 1955 Convective heat transfer with light winds. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 36, 209-212.
- 4) Oke T. R. 1970 The temperature profile near the ground on calm clear nights. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 96, 14-23.
- 5) Munn R. E. 1966 Descriptive micrometeorology. Academic Press. 242 pp.
- 6) 正野重方 気象学総論. 地人書館, 356 pp.
- 7) 高橋喜彦・相馬清二 1956 夜間輻射による積雪層の冷却について. 雪氷, 18, No. 2, 1-5.

Summary

Measurements of air temperature profiles, wind speeds and the amounts of net radiation were made for two weeks from January 28 to February 11, 1971, at two stations in the Teshio mountainous region in the northern part of Hokkaido. Station (A) was located at the top of the mountain and Station (B) at the bottom of a basin; a height difference of these two stations was about 250 m. Moreover, measurements of air temperature near the snow surface were carried out at two other stations: (C) located at an altitude of 35 m and (D) located about halfway up the hill (125 m).

At Station A air temperature below about -15°C was not observed, while at Station B air temperature below -30°C was frequently observed.

In this paper such a phenomenon as temperature inversion is referred to as the name, "Basin Cooling" (radiative cooling in basin). Intensive basin cooling was observed under the condition of a low wind speed at Station B (lower than 3 m/s) and a clear night. A low wind speed at Station A was not necessarily essential for this phenomenon.

Observations showed that the amount of net radiation loss from the surface at Station B was less than that at Station A during clear nights.

From the meteorological data obtained at these stations, the reason of basin cooling could be considered as follows: At Station B the turbulent heat transfer from air to

the snow surface was insignificant under a light wind. Furthermore, the amount of incoming heat to the snow surface by the conduction from air downward and from the snow layer upward was small, because of their poor conductivity.

The calculation indicates that the amount of incoming heat was smaller than that of outgoing heat, therefore the temperature of the snow surface tended to get lower.

On the other hand, at Station A it was windy even when basin cooling was taking place; consequently the turbulent heat transfer might be great and an air mass near atop the mountain might be always refreshing. The temperature at Station A did hardly go down. In consequence, it was considered that basin cooling occurred.

It was not clear from the results of these observations whether or not there was the down flow of cold air on a mountain slope.