



Title	盆地における夜間冷却過程
Author(s)	真木, 雅之; MAKI, Masayuki; 播磨屋, 敏生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 43, 17-29
Issue Date	1984-03-10
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.43.17
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14121
Type	departmental bulletin paper
File Information	43_p17-29.pdf



盆地における夜間冷却過程

真木 雅之・播磨屋敏生・菊地 勝弘・谷口 恭
北海道大学理学部地球物理学教室

堀 江 成 人*
北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻
(昭和58年12月3日受理)

Process of Nocturnal Cooling in a Land Basin

By Masayuki MAKI, Toshio HARIMAYA, Katsuhiko KIKUCHI
and Takashi TANIGUCHI
Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Narihito HORIE*
Division of Environmental Structure,
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University
(Received December 3, 1983)

Observational studies were carried out at Moshiri Basin, Hokkaido in midwinter to clarify the process of nocturnal cooling in a land basin. Based on the cross section analysis of the potential temperature and observations of downslope cold air flows on a simple slope, the cooling process in a land basin was considered as follows. Downslope cold air flow began at about one hour before sunset. The strongest flow was observed immediately after sunset and the period corresponded to that of a large horizontal temperature gradient near the slope. The cold air could flow the slope to the bottom of basin for a limited period and cool the air in that place. After this period downslope cold air flowed and accumulated over the central part of the basin. Consequently a cold air lake was formed. Clear gaps of the minimum air temperature distributions along the valley slope were found at the height of 50 to 70 m which corresponded to the top of the cold air lake.

* 現在所属：京都府久美浜高等学校

* Present affiliation: Kumihama Senior High School, Kyoto Prefecture.

I. はじめに

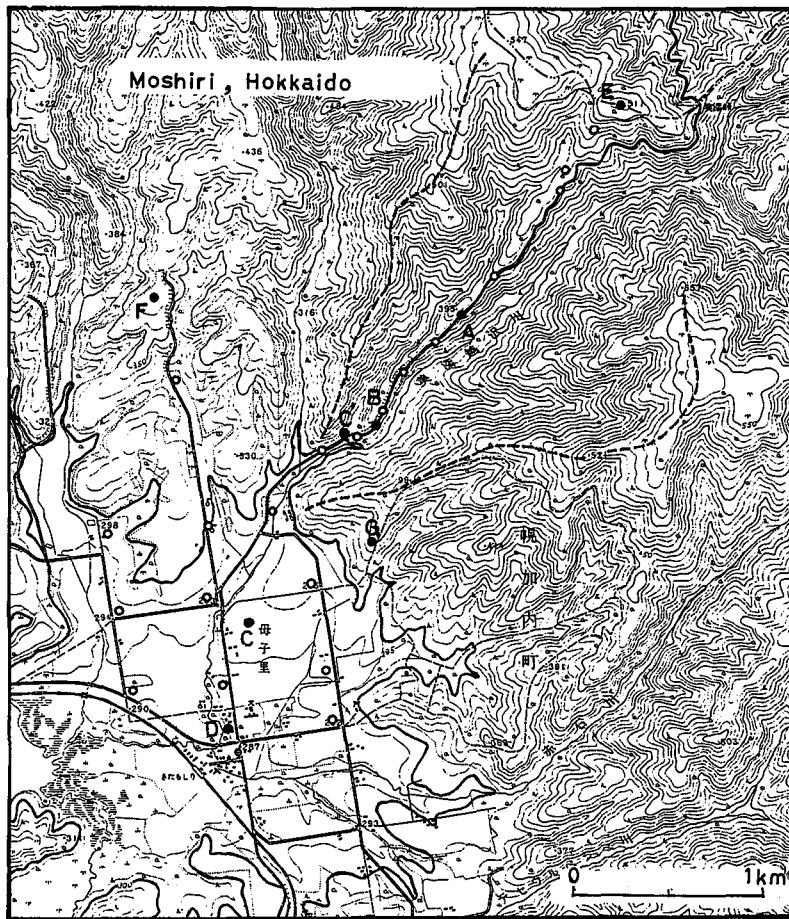
一般に、快晴夜間、盆地や谷間などでは平野や海岸地方に比べて大きな冷却を受けることが知られている。真木・播磨屋(1984)は、北海道地方の冬季の夜間冷却量の極値から、盆地や谷間が平野や海岸地方に比べよく冷えるのはまわりの山による一般風の“しゃへい効果”が作用するためであることを示した。しかしながら、盆地あるいは平野ともに地表付近の風速が1 m/s以下の微風時においても、盆地の方が平野よりも冷却量は大きかった。このことは、盆地の冷却において“しゃへい効果”とは異なる他のメカニズムも存在することを示すものである。

Yoshino(1975)は、谷間や山麓では日出前の冷気の流出によって、直接最低気温がもたらされることが多くの研究者によって報告されていると述べている。しかしながら盆地のように冷気を堆積するような地形では、そのようなことは考えにくい。Ishikawa(1979)は母子里盆地における放射冷却の観測から、盆地底での異常冷却は風が弱いためであり、斜面からの冷気流は、直接盆地底での冷却に関与しないと述べている。Magono *et al.*(1982)は同じ母子里において大気温度分布の三次元的観測をおこない、日没時、盆地底よりもまわりの山地斜面で冷却が早く始まることを示し、日没前後の数時間には山地斜面から盆地底への冷気の移流が考えられると述べている。しかしながら、Magono *et al.*(1982)の係留気球による観測は盆地中央部の1点であり、またその高度も60 mまでで盆地内の3次元的な温度場の構造が十分明らかにされたとは言いがたい。

本研究の目的は、放射冷却時における盆地内のより詳しい温度場の空間的・時間的变化を明らかにするとともに、まわりの山地斜面で形成される冷気の挙動を明らかにすることである。

II. 観測の概要

観測は1981年と1982年の1月下旬から2月上旬の厳冬期に、北海道北部の内陸に位置する空知管内幌加内町母子里で行った。Fig. 1に母子里の地形と1982年の観測の概要を示す。母子里は盆地底の水平スケールが約2 km、比高200~250 mの山でかこまれた小盆地であり、この期間、地表面は約2 mの積雪で覆われていた。図中、A, B, D, E, F点は自記温湿度計の設置点であり、白丸は最高・最低温度計の設置点で総計20点ある。大気温度場の3次元的構造を知るために、C点とC'点の2ヵ所で係留気球による気温の垂直分布の測定を行った。気温はサーミスター温度計により、C点では高度150 mまで、C'点では高度100 mまで約3時間おきに測定した。C点は盆地中央部であり、C'点は谷の入口に位置し、両地点の高度差は約15 mである。更にC点では音波レーダーによって盆地内部に形成される逆転層の連続観測を行った。G点は斜面下降流(冷気流)の観測点で、盆地底からの高度が約60 m、傾斜角が約10°のスキー場として使用されている斜面上にある。測定はピラム風速計、熱線風速計を用いて行ない、同時に発煙筒による斜面下降流の可視化観測も行った。



(国土地理院地形図 1/25,000「母子里」)

Fig. 1. Topography of Moshiri Basin and an arrangement of observation points.

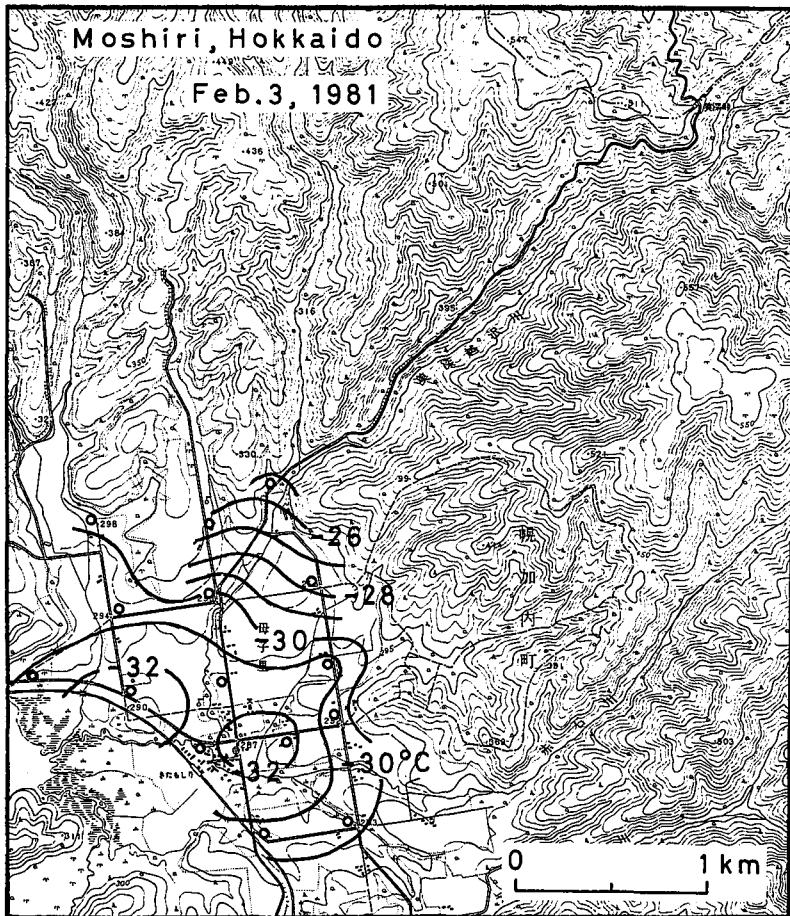
III. 放射冷却時における温度場の構造

風の弱い快晴夜間、放射冷却により地表面温度は低下する。一方大気は顕熱フラックスの発散により、また大気自身の放射熱フラックスの発散によっても冷却を受けて接地逆転層が形成される。盆地のようにまわりを山で囲まれたところでは、山地斜面で形成される冷気の盆地中央部への移流・堆積によっても盆地内の大気は冷却を受け接地逆転層は成長すると考えられる。このような逆転層の形成・成長過程は音波レーダーにより可視化することができる。1982年の観測における音波レーダーの記録は谷口他(1983)が別にまとめている。この章では、斜面に設置した自記温湿度計、盆地中央部と谷間入口の2ヵ所での係留気球による気温の観測から求めた放射冷却時における盆地内の温度場の構造およびその時間変化について述べる。更に、放射冷却の結果生じる最低気温の水平・高度分布についても述べる。

1. 最低気温の水平・高度分布

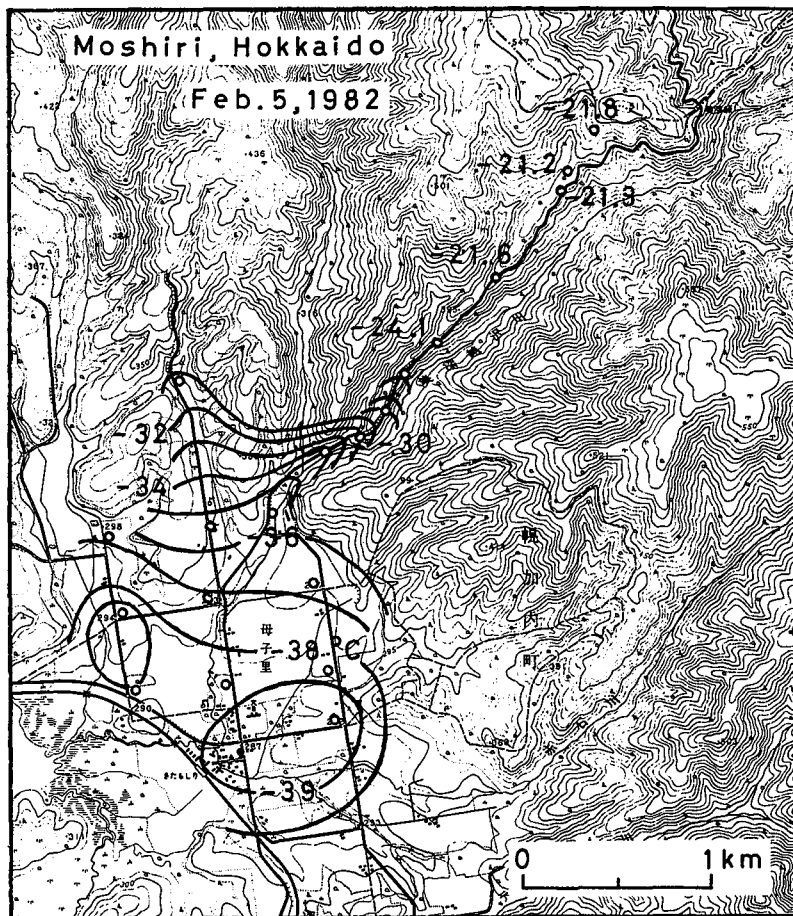
1981年の観測では、最低気温の水平分布を知る目的で計15組の最高・最低温度計を盆地底の雪面上1.5mの高さに設置した。Fig. 2に1981年の観測期間中最もよく冷えた日の例を示す。比較的平坦な盆地底において、高度の低いところほど最低気温は低くなっており、高度差が5 m程度しかない盆地中央部と周辺部で約5℃の温度差が生じている。これは、わずかの傾斜があっても地表面近くで形成される冷気はより高度の低いところへ移流し、堆積するためである。

1982年は水平分布の他に高度分布を知る目的で、谷間斜面に沿って盆地底から比高190 mまで最高・最低温度計を設置した。Fig. 3は1982年の観測期間中の水平分布の例である。Fig. 2と同じく盆地中央部の低地で最低気温は低くなっている。盆地底と比高100 mの点では約15℃もの温度差が生じているが、比高100 m以上の高度では最低気温はほぼ一定の値となっている。Fig. 4に谷間斜面に沿っての最低気温の高度分布を示す。夜間、降雪のあった1月29日や2月4日は最低気温の減率は約0.6℃/100 mであるのに対し、晴天あるいはくもりの夜間には高度の低いと



(国土地理院地形図 1/25,000「母子里」)

Fig. 2. Horizontal distribution of minimum air temperature (°C) on Feb. 3, 1981.



(国土地理院地形図 1/25,000「母子里」)

Fig. 3. As in Fig. 2 except for Feb. 5, 1982.

ころほど最低気温は低くなっており、特に、夜間快晴であった2月2日、5日、6日には著しい逆転状態となっている。また、特に強い冷却を受け盆地底で -40°C 近くの最低気温が観測されたような日には、比高が50~70 m付近で最低気温の高度分布にはっきりとしたギャップが見られる。最低気温は温度計の設置場所の影響を受けるが今回の観測における温度計の設置場所は谷間斜面の国道沿いであり、Fig. 4に見られるようなギャップの高度付近で他の地点と特に異なるといったことはなく、温度計設置点付近の小さな地形の影響を受けたものとは考えにくい。また、特に強い冷却を受ける時にのみ現われていることから、各温度計の誤差とも考えられない。Yoshino (1981)によれば盆地や谷間に形成される強い安定層、いわゆる冷気湖の厚さは一般に周囲の山の比高の $1/4 \sim 1/5$ のオーダーになることが知られている。母子里盆地の場合、周囲の山の比高は200~250 mであり、冷気湖の厚さは40~60 mとなることが予想される。冷気湖は気温の垂直プロファイルから明瞭な逆転層と定義されるが、Fig. 4に見られる最低気温のギャップ高度は予想される冷気湖の上端高度に対応している。

2. 盆地内の温度場の3次元構造

Fig. 5 に盆地中央部における自由大気の気温垂直プロファイルの時間変化の一例を示す。これは Fig. 2 で示した最低気温の水平分布が観測された日のものである。通常、最高気温が観測されると考えられる14時頃には0℃近くだった大気は日没直後の17時には全層が-10℃となり、約10mの厚さの接地逆転層が形成された。日没後、盆地底では微風状態(1 m/s 以下)となり、気温の垂直プロファイルは下層ほど冷却が進み、21時には地表付近で4時間で約10℃の冷却を受けた。その後も冷却は進み、3時には地表付近の気温は-30℃近くまで下降した。日没前の6時には下層で気温は上昇したが、これは4時以降上空を雲が通過し、雪面の熱収支において下向き大気放射量が増加し、雪面温度が上昇したためと考えられる。気温プロファイルはほぼ直線的で、気温の逆転度は約10℃/

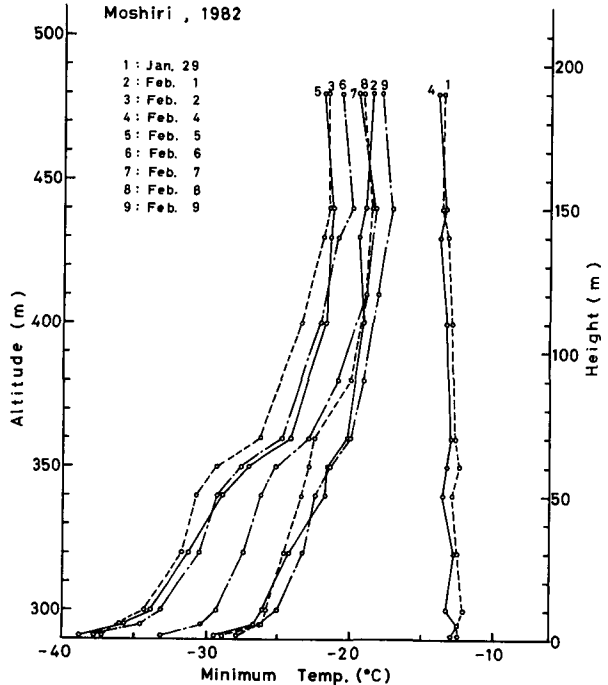


Fig. 4. Minimum air temperature distributions along the valley slope during the observation period of 1982.

が、これは4時以降上空を雲が通過し、雪面の熱収支において下向き大気放射量が増加し、雪面温度が上昇したためと考えられる。気温プロファイルはほぼ直線的で、気温の逆転度は約10℃/

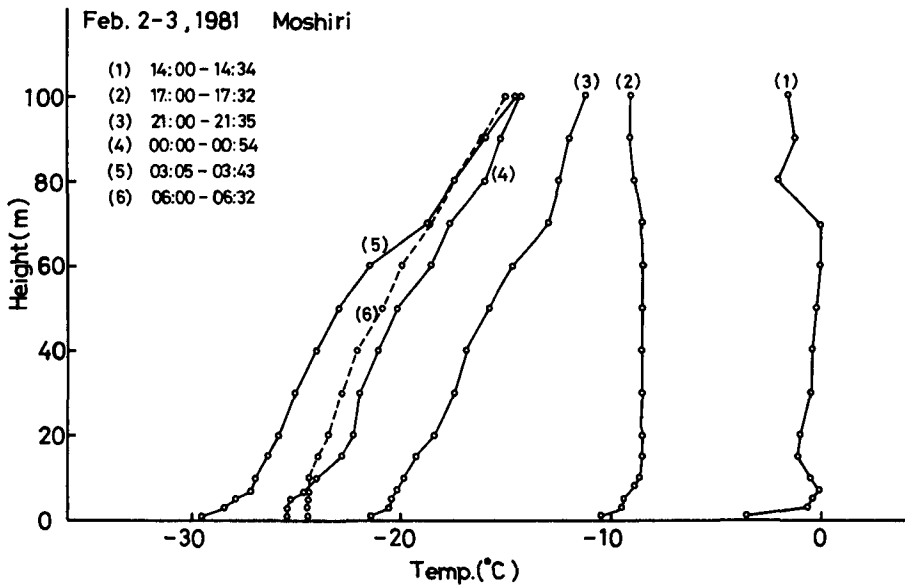


Fig. 5. Time variation in vertical profiles of temperature of free air below 100 m height on Feb. 2-3, 1981.

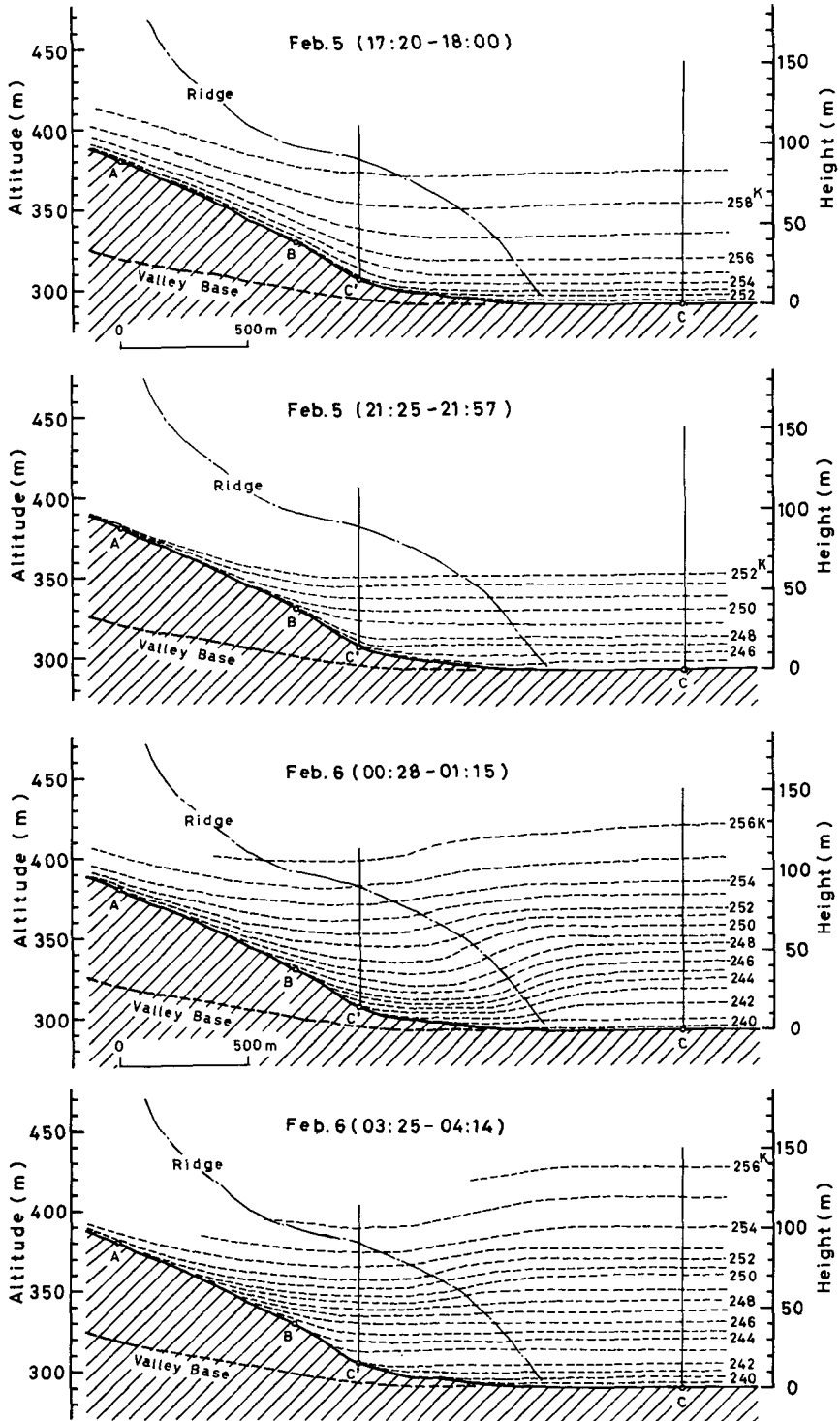


Fig. 6. Time variation in vertical cross section of potential temperature on Feb. 5-6, 1982.

100 m であるが、最低気温が観測される約 1 時間前の 3 時の気温プロファイルには Fig. 4 の最低気温の高度分布で見られたギャップが高度 60 m 付近に現われている。観測日は同一ではないが、このような気温プロファイルの形は冷氣湖の形成と関係があるように思われる。

Fig. 6 に冷却の著しかった 1982 年 2 月 5 日から 6 日にかけての盆地内の温度場の時間変化を温位断面図で示す。温位断面図は谷間斜面に沿って設置した自記温湿度計の記録、C 点、C' 点での係留気球による気温の観測から求めた。図は Fig. 1 において北西方向から谷間を眺めたものであり、破線は谷底を、一点鎖線は谷の南東側の稜線を示す。Fig. 6 によれば、日没約 1 時間後では、等温位線は地形断面に沿ったものとなっており、盆地中央部の地表付近では特に強い逆転状態となっている。それから 4 時間後の 21 時 30 分には等温位線は下層から水平となり、また温度逆転も全層で強くなっている。なお、盆地中央部 C 点において比高 60 m 以上は測器不良のため欠測となっているが、上層での冷却は大きくないと考えられる。約 3 時間後の 0 時 30 分には盆地中央部の方が谷間に比べ 20~50 m の高度で 3~4 K 低くなっている。このような盆地中央部と谷間上空で温度差が生じた原因は不明であるが、Mano (1956) や Buettner and Thyer (1966) が示しているような山風とその上部の反流といった盆地内の風の循環系と関係しているように思われる。3 時 30 分にはこの温度差は解消され、等温位線は平行になった。これは 1 時以降くもってきたため放射冷却が弱められ、盆地内の風の循環系が維持されなくなったためと考えられる。

放射冷却時における盆地内の温度場は、温位断面図の解析から日没直後には地形断面に沿っていた等温位線は冷却が進むにつれて下層から水平になっていくことが明らかとなった。このような温度場の時間変化はまわりの山地斜面で形成される冷氣の挙動を理解する上でも重要である。このことについては次章で詳しく説明する。

IV. 斜面下降流（冷氣流）

温位断面図は盆地内の温度場に関する情報の他に、その温度場に付随して生じる山風あるいは谷風といった局地風の情報についても提供する (Cramer, 1972)。Fig. 6 の等温位線のパターンから、日没直後では等温位線は地形断面に沿ったものとなっており、谷間斜面で形成される冷氣は一度谷底へ落ちてから盆地中央部へ向ういわゆる山風の存在が考えられる。実際に C' 点では谷間上流からの冷たい風を観測している。その後の温位断面図の変化は、等温位線は下層から水平となっており、斜面で形成された冷氣はもはや盆地底までは達することができず、盆地中央部の上空へ移流・堆積すると考えられる。

盆地内における風の循環系はまわりの山地斜面の傾き、形状、植生などの影響を受け複雑である。そこで、斜面付近で形成される冷氣の挙動を知る目的で、理想的な斜面を選んで観測を行った。温位断面図から予想される冷氣の流れすなわち斜面下降流は、発煙筒による可視化観測からも確認することができた。盆地底から 60 m の高度にある斜面上で発煙筒をたいたところ、煙はまず斜面に沿って最大傾斜方向に流れ、その後は盆地底までは達せず盆地中央部上空へ移流拡散して行った。

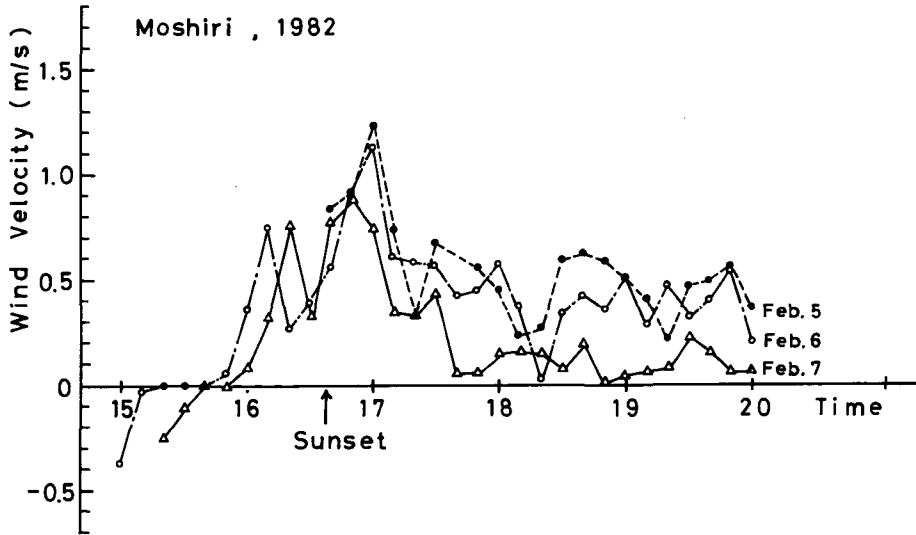


Fig. 7. Time variations in velocity of slope flows during the observation period of 1982.

Fig. 7に、G点、雪面上50 cmの高度における風速の最大傾斜方向成分の時間変化を示す。ピラム風速計を最大傾斜方向に向けて設置し、10分毎の風速を求めた。プラスの風速は斜面を下降する向き、マイナスは上昇する向きであることを示す。図によれば、日中は斜面を上昇する向きであった風が一時最大傾斜方向成分がゼロとなり、日没の約1時間前には斜面を下降する風となった。そして日没の約30分後が最も強く風速は1 m/s程度に達した。その後、風は弱くなり0.4 m/s付近を中心にして変動した。このような冷気の流速の時間変化はFig. 6の温位断面図において、日没直後、地形断面に沿っていた等温位線が時間とともに下層から水平になっていくことに対応するものである。なお、2月7日の例では18時以降、他の2例に比べ冷気の流速が小さいが、これは18時以降、雲のために斜面での放射冷却が弱まったためと考えられる。

以上のことを単純なモデルを用いて考える。地表面の摩擦を無視し更に定常状態を仮定する。冷気塊は斜面を自由落下すると考えれば、冷気塊の流速は次式で与えられる。

$$u = \sqrt{\frac{2g(\theta_2 - \theta_1)x \sin \alpha}{\theta_2}}$$

ここで、 u は冷気塊の速度、 θ_1 、 θ_2 はそれぞれ冷気塊、自由大気の温位、 g は重力加速度、 x は斜面を流下する距離、 α は斜面の傾斜角である。上式はReiherの式(Yoshino, 1975)としてよく知られている。上式によれば、冷気塊の速度は冷気塊と周囲の空気との温度差の1/2乗、流下する高度差の1/2乗に比例し、周囲の空気の温度の1/2乗に反比例する。したがって冷気塊の速度は流下する距離が長くなればいくらかでも大きくなり、これは現実的ではない。このことは、地表面の摩擦を無視したためであり、一般に地表面の摩擦は冷気塊の速度に比例して作用するからReiherの式は冷気塊の流下しはじめでのみ有効であると考えられる。中村(1978)は冷気の発現域、流

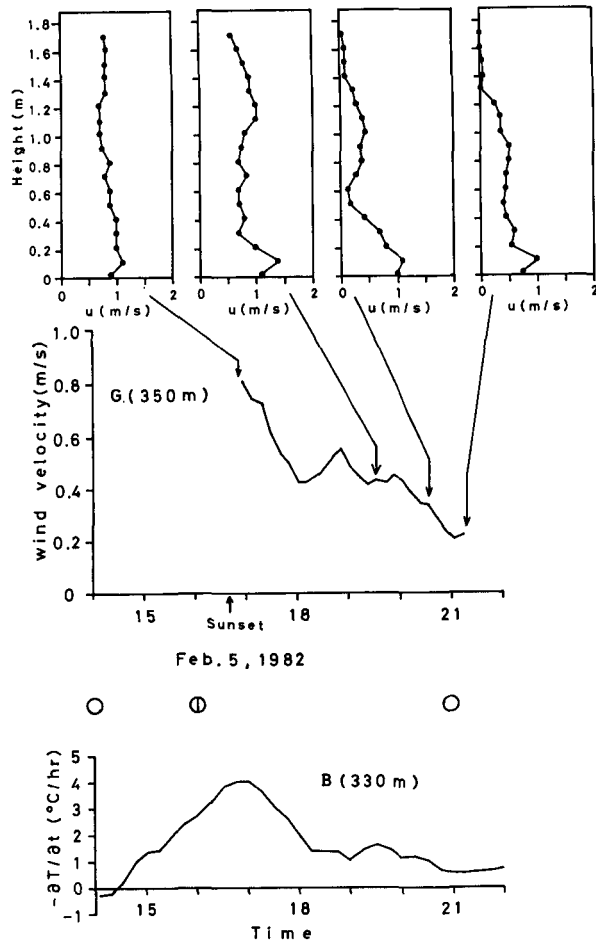


Fig. 8. Vertical profiles of slope flow (upper), time variation in velocity of slope flow at 50 cm height (middle), and cooling rate on Feb. 5-6, 1982.

出域を明らかにしたが、今回の観測点は冷気流の発現域すなわち冷気の流下しはじめる場所に相当する。Fig. 6の温位断面図によれば、日没直後において斜面付近の水平温位勾配が最も大きく、したがって冷気の流速が大きくなることが理解できる。Ohata and Higuchi (1979)は雪渓上で発生する重力風の観測から、雪面上の冷却層と自由大気との温度差が大きいほど“雪渓風”が強くなることを示している。また、Fig. 6において等温位線が水平になることは、斜面近くの冷気層と周囲の自由大気の温度差が小さくなることを意味しており、冷気の流速は小さくなる。Fig. 7の冷気の流速の時間変化は以上のように説明することができる。

Fig. 8とFig. 9に冷気の流速の時間変化と風速の垂直プロファイルの時間変化を示す。冷気の流速は10分毎の値の5項移動平均をとったものであり、風速の垂直プロファイルは熱線風速計で雪面から1.7 mの高さまで測定したものである。また場所は異なるが、20 m程度の高度差のあるB点における冷却率を同時に示し、冷気流の観測を行ったG点での冷却の様子を代表させた。冷

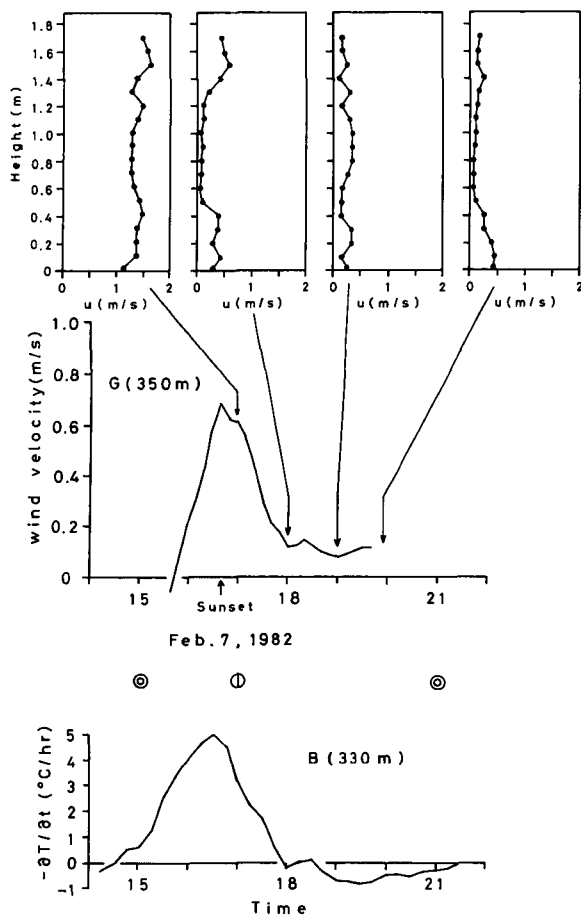


Fig. 9. As in Fig. 8 except for Feb. 7-8, 1982.

却率は15分毎の気温の値から求めた冷却率を5項移動平均したものである。Fig. 8は冷気流の観測時、快晴あるいは晴れであったときのものであり、Fig. 9は18時以降もったときの例である。いずれの例においても冷却率と冷気流の流速の時間変化はよく対応しており、日没直後の斜面上で最も冷却率の大きい時期に冷気流の流速は最大となっている。Fig. 8によれば、冷気流の最盛期の17時前には高さ1.7 mまでの全層で約1 m/sの風速となっており、一般に水平な地表面上で期待される対数分布とは大きく異なっている。その後の風速の垂直プロファイルの時間変化によれば、冷気流は時間とともに弱まってその厚さも薄くなる傾向が見られ、風速の最大値は雪面上10 cmの高度に現われている。Fig. 9においても同様に冷気流の最盛期には冷気流の厚さは厚くなっているが、18時以降、雲のため放射冷却が弱められると冷気流の流速も小さくまたその厚さも薄くなっている。

V. ま と め

盆地における冷却過程を知る目的で、厳冬期、母子里において観測を行った。最低気温の水平分布、温位の垂直断面図解析および斜面における冷気流の観測から次のことがわかった。

(1) 日没直後、等温位線は地形断面に沿ったものとなっているが、その後は下層から次第に水平となっていく。このことは、斜面で形成された冷気が盆地底までおりてこれるのは日没前後わずかな期間であり、その後は盆地中央部上空へ移流・堆積し、いわゆる冷気湖を形成することを意味する。

(2) 冷気流の発生は日没の約1時間前からであり、その最盛期は日没直後で、斜面における冷却の最盛期と一致する。冷気流はその後次第に弱くなりその厚さも雪面付近に限られるようになる。

(3) 強い放射冷却時には、比高50~70mの高度付近で、谷間斜面に沿った最低気温の分布にはっきりとしたギャップが生じた。このギャップの高度は予想される冷気湖の上端高度に対応している。

(4) 比較的平坦な盆地底においても、高度の低いところほど最低気温は低くなる。これは、わずかの傾斜があっても地表面近くで形成される冷気はより高度の低いところへ移流し、堆積するためである。

今回の観測によれば、盆地のようにまわりを山で囲まれた地形では、山地斜面で形成された冷気が流出して盆地内の大気を冷却する。しかし、冷気が直接盆地底の地表付近の大気に冷却を及ぼすのは日没前後のわずかな期間である。そして、その後は、冷気は盆地中央部上空に移流・堆積する。その堆積した冷気層は近藤(1982)が指摘するように、下向き大気放射量を減少させ地表面が失う正味放射量を大きくする。その結果、盆地底での冷却量が大きくなると考えられる。今後、このような冷気の移流・堆積が盆地冷却におよぼす効果を定量的に明らかにする必要がある。

謝辞 観測の際、御協力いただいた北海道大学農学部附属雨竜地方演習林長五十嵐恒夫博士、同演習林母子里作業所松本吉夫技官および所員の方々に感謝の意を表します。また、1981年の盆地底での気温のデータを北海道大学低温科学研究所融雪部門の小島賢治教授から、また、1982年の盆地底での気温と風のデータを演習林母子里作業所からお借りした。また、当教室気象学講座の学生諸氏には観測の支援に多大の協力をいただいた。ここに記して深く感謝致します。

本研究の1982年の観測は、文部省科学研究費自然災害特別研究「作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究」(研究代表者、東北大学近藤純正教授)(研究課題番号57020006)の予備観測として行われたものである。

文 献

- BUETTNER, K.J.K. and N. THYER, 1966. Valley winds in the Mount Rainier area. *Arch. Met. Geophys. Bioklim.*, B, **14**, 125-147.
- CRAMER, O.P., 1972. Potential temperature analysis for mountainous terrain. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 44-45.
- ISHIKAWA, N., 1977. Studies of radiative cooling at land basins in snow season. *Contribution from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ., Ser. A*, **27**, 1-46.
- 近藤純正, 1982. 複雑地形の夜間冷却——研究の指針——. *天気*, **29**, 935-949.
- MAGONO, C., C. NAKAMURA and Y. YOSHIDA, 1982. Nocturnal cooling of the Moshiri Basin, Hokkaido in midwinter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 1106-1116.
- 真木雅之・播磨屋敏生, 1984. 北海道地方における夜間冷却量の空間分布. 北海道大学地球物理学研究報告, **43**, 1-15.
- MANO, H., 1956. A study on sudden nocturnal temperature rise in the valley and the basin. *Geophys. Mag.*, **27**, 169-204.
- 中村圭三, 1978. 菅平の大松山斜面における冷気流の発現域と流出域. *地理学評論*, **51**, 793-803.
- OHATA, T. and K. HIGUCHI. 1979. Gravity wind on a snow patch. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 254-263.
- 谷口恭・菊地勝弘・播磨屋敏生・真木雅之・平松親, 1983. 冬期の北海道地方における音波レーダーによる大気境界層の観測. 北海道大学地球物理学研究報告, **42**, 27-35.
- YOSHINO, M., 1975. *Climate in small area*. University of Tokyo Press, 1-549.
- YOSHINO, M., 1981. Formation of a cold air lake and its effect on agriculture. *J. Nat. Disast. Sci.*, **3**, 1-14.