



Title	北海道赤井川盆地における夜間冷却の観測
Author(s)	播磨屋, 敏生; HARIMAYA, Toshio; 真木, 雅之 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 45, 29-41
Issue Date	1985-03-15
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.45.29">https://doi.org/10.14943/gbhu.45.29</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14133">https://hdl.handle.net/2115/14133</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	45_p29-41.pdf



## 北海道赤井川盆地における夜間冷却の観測

播磨屋敏生・真木 雅之・菊地 勝弘・谷口 恭

北海道大学理学部地球物理学教室

大平 貴裕\*・吉弘 雅士\*\*

北海道大学大学院環境科学研究科環境構造学専攻

(昭和60年1月10日受理)

## Observation of Nocturnal Cooling in Akaigawa Basin, Hokkaido

By Toshio HARIMAYA, Masayuki MAKI, Katsuhiko KIKUCHI  
and Takashi TANIGUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

Takahiro OHIRA\* and Masashi YOSHIHIRO\*\*

Division of Environmental Structure,

Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

(Received January 10, 1985)

Observations on the process of nocturnal cooling in a basin were carried out at Akai-gawa, Hokkaido and its process was clarified as follows. It was found that nocturnal cooling on calm and clear nights was much more intense than that on windy and cloudy nights. The process of nocturnal cooling proceeded as follows. The strongest cooling was observed immediately after sunset and the lower the atmospheric layer was, the stronger cooling took place. It follows that isentropes inclined along the slope of the basin and the strongest downslope cold air was formed in this period. As the cooling proceeded following the above, isentropes became horizontal at the lower layer of atmosphere and the downslope cold air on the lower part of the slope was weaker than that on the upper part of the slope. That is to say, it was shown that a cold air lake was formed and the downslope cold air

---

現在所属： \* 日本気象協会関西本部

\*\* 日本気象協会東京本部

Present affiliation: \* Kansai Branch, Japan Weather Association

\*\* Tokyo Branch, Japan Weather Association

flowed and accumulated over the central part of the basin. Therefore, it is considered that the flow and accumulation of cold air over the central part of the basin were important as the factor of nocturnal cooling in a basin, because cold air over the basin reduces the downward radiation.

## I. ま え が き

風の弱い快晴である夜間には、一般に盆地や谷地形では、平野や海岸地方に比べて夜間冷却量の大きいことが知られている。それに関係する主な要因として、上空の風を遮断しやすいかどうかの地形、すなわちそのため一般風による鉛直混合作用が抑制される効果があげられている。これに関連して、盆地底と山頂との比較ではあるが、Ishikawa (1977) による厳冬期の北海道母子里盆地での観測がある。そこでは、盆地底と山頂での熱収支解析から、盆地底が山頂よりも良く冷えるのは、盆地底では風が弱く、地表面への顕熱輸送量が小さいためであることが示された。一方、近藤 (1982) によって夜間冷却量の風速依存性が指摘された。実測値に基づいた北海道地方の冬季の夜間冷却量を解析することによって、真木・播磨屋 (1984) は、山間部では平野部や海岸部に比べて夜間冷却量が大きく、それは上空の一般風をまわりの山が遮断するためであることを示した。その際に、地上約 10 m 高度での風速が 1 m/s 以下のような微風時においても、やはり山間部が平野部や海岸部に比べて夜間冷却量が大きいことがわかった。そのほかに盆地、平野と丘陵地の代表的な観測点における微風時の冷却速度の時間変化の解析結果によって、盆地では平野や丘陵地に比べて大きな冷却を受けていて、それは日没直後に非常に大きいこともわかった。これらの結果は、盆地や谷地形では、平野や海岸地方に比べて夜間冷却量が大きいことの原因として、上空の一般風をまわりの山が遮断することによる一般風の鉛直混合作用の抑制効果以外に、他の冷却機構も作用していることを示すものと考えられる。

上記の冷却機構を明らかにする目的で行なわれた真木他 (1984) による北海道母子里での観測結果は次のようであった。盆地のようにまわりを山で囲まれた地形のところでは、山地斜面で形成された冷気が流下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およぼすのは、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。この山地斜面から盆地底への冷気移流が、日没前後の数時間にかぎられることは、Magono et al. (1982) も指摘している。

これらの観測結果によると、山地斜面で形成された冷気による盆地底の冷却量は、一見小さいようにみえる。しかし、近藤 (1982) が指摘するように、上空に周辺から冷気が移流した場合、それによる上空大気の冷却は下向き大気放射量を減少させる。そのため、地表面が失う正味放射量が増加する。その結果として、盆地底での冷却量が大きくなると考えられる。このように、まわりの山地斜面で形成された冷気の盆地中央部上空への移流、堆積は、盆地底の地表面熱収支に影響をおよぼして冷却量を大きくするという間接的な効果として重要であると考えられる。

この冷気移流、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ことを目的として、以前の母子里盆地での観測 (真木他, 1984) とは異なる季節に、水平スケールの大きい北海道赤

井川盆地で観測を行なった。熱収支解析, 冷気流の効果の定量的な解析結果は別報(真木他, 1985 a と 1985 b) にゆずり, ここでは盆地における夜間冷却の過程について述べる。

## II. 観測地と観測方法

前論文(真木他, 1984)で述べられた観測は, 積雪期に盆地底の水平スケールが約 2 km の母子里盆地で行なわれた。今回の観測は, 積雪期よりもっと一般的な気象条件である無積雪期の 1982 年 10 月下旬~11 月上旬と 1983 年 9 月下旬~10 月上旬の 2 シーズンに, スケール効果を考慮してより大きい水平スケールの盆地地形である北海道後志管内赤井川村で行なった。

赤井川の地形と観測機器の配置を Fig. 1 に示す。赤井川は, 水平スケールが約 5 km で, まわ

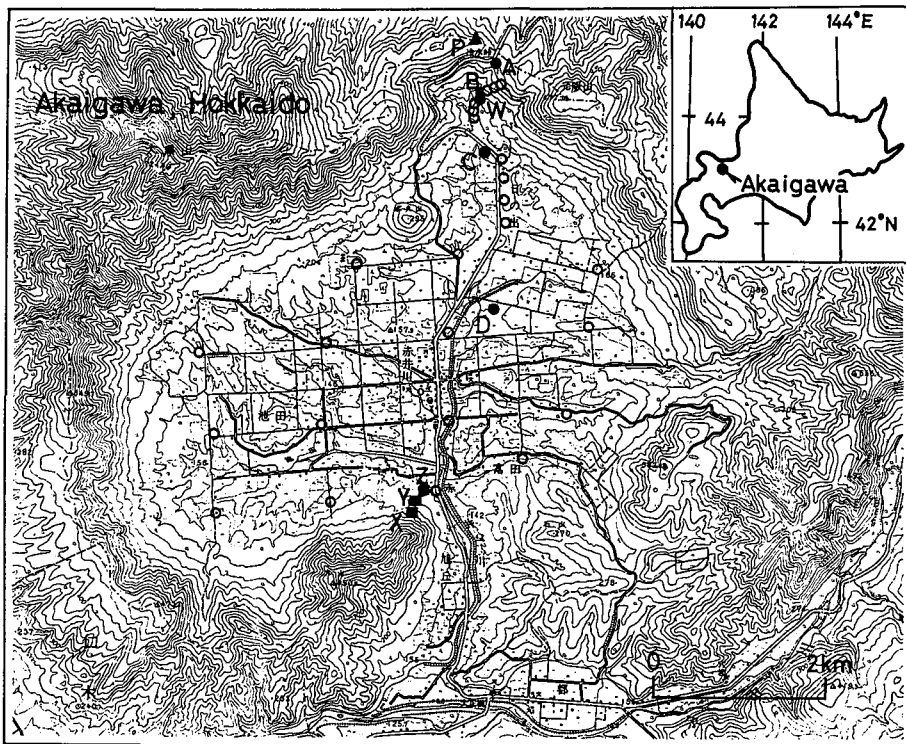


Fig.1. Arrangement of the observation points in Akaigawa Basin.  
(国土地理院地形図 1/50,000 「仁木」)

りを比高約 250 m から 300 m の山でかこまれた盆地状の地形をなして、南部の狭い谷で他と通じている。盆地内の温度場の 3 次元構造を求めるために、山地斜面と盆地底での自記温湿度計と最高最低温度計による観測と、2 定点における係留気球による気温の垂直分布観測を行なった。自記温湿度計は、黒丸印の A, B, W (1983 年のみ), C, D の各点に設置された。また 1982 年の観測では、最高最低温度計は白丸印と黒丸印の総計 30 カ所に設置され、他方 1983 年の観測では、山地斜面に沿った A 点から D 点までの総計 15 カ所に設置された。係留気球による気温の垂直分布は、高度差が 50 m ある C 点と D 点で測定された。測定高度は、海拔高度の高い方の C 点では

150 m まで、他方の D 点では 500 m までであった。また夜間における接地逆転層の発達過程の観測が、気温の垂直分布の状態を連続的に表わす音波レーダーによって D 点で行なわれた。

盆地内の風速分布を求めるために、D 点でパイロットバルーンによる風の垂直プロファイル (1983 年) と、1982 年には A 点で、1983 年には P 点で自記風向風速計による一般風の観測を行なった。また山地斜面で形成された冷気の移流を、1982 年にはスキー場として使われている盆地南側の斜面の X, Y, Z 点で、1983 年には盆地北側の斜面の W 点でそれぞれ測定した。また冷気の斜面下降状態を可視化して確認するために、1982 年に X 点で発煙筒をたいてその写真観測を行なった。

熱収支観測は、盆地中央部にある比較的平坦な D 点で行なわれた。放射熱フラックスについては、上向き、下向き、正味放射熱フラックスを、高さ 1.5 m に設置した 3 台の放射収支計で測定した。顕熱フラックス、潜熱フラックスと運動量フラックスについては、設置したポールの高さ 0.3, 0.7, 1.5, 3.0, 6.0 m 高度の通風式白金抵抗温度計、0.4, 0.8, 1.6, 3.1, 6.1 m 高度の小型 3 杯光電風速計、0.3, 1.5 m 高度の熱電対湿球温度計によって測定した。地中伝導熱フラックスについては、地中 1.5, 3.5 cm の深さに設置された熱電対温度計と 5 cm の深さに設置された熱流板での測定値を用いた組み合わせ法 (岡田, 1983) で求めた。

### III. 観 測 結 果

#### 1. 温度場の構造

風の弱い快晴である夜間に、盆地では放射冷却によって地表面温度は低下し、盆地底ほど低温になる。まずその概要を最低気温の水平分布図でみている。Fig. 2 でみられるように低温の部分が盆地底にあらわれ、しかも盆地底でも高度の低い部分がより低温になっている。このことは、地表面付近で形成された冷気が、より低地へと流下した結果と考えられる。山地斜面に沿って上部ほど最低気温が高くなっていて、B 点付近では盆地底の最も低地の地点での値に比べて約 6°C も高い値 3°C を示した。以上のことから、盆地地形に冷気がたまっている状況がわかる。

次に自由大気の冷却の状況を詳細に述べる。Fig. 2 に示された 10 月 23 日の前日から当日にかけての盆地中央部にある D 点における気温の垂直分布を Fig. 3 に示す。日中の最高気温が通常観測される 14 時頃には、地上気温が約 16°C で、気温減率は標準大気の減率にほぼ近い垂直分布を示していた。日没直前の 16 時頃になると、全層 2.5~4°C 程度冷却し、日没直後以降は下層ほどより冷却が進み、翌日 3 時には地上気温が -1.2°C となるような接地逆転層が形成された。各高度における冷却の進行状況をわかりやすいように表わしたものが Fig. 4 である。この図において大気の成層状態がひとめでわかるように、等値線を温位で表わした。各高度それぞれにおいて、日没直後の冷却速度が一番大きく、その後だんだんと冷却速度が小さくなった。最下層の温位は、日の出直前まで低下し続けたが、上層は日の出時刻よりかなり早い時刻に冷却がとまった。そして、その現象は上層ほど早い時刻に起るように見える。

日没直後から接地逆転層が形成される過程が、音波レーダーの記録から連続的に見てとれる。

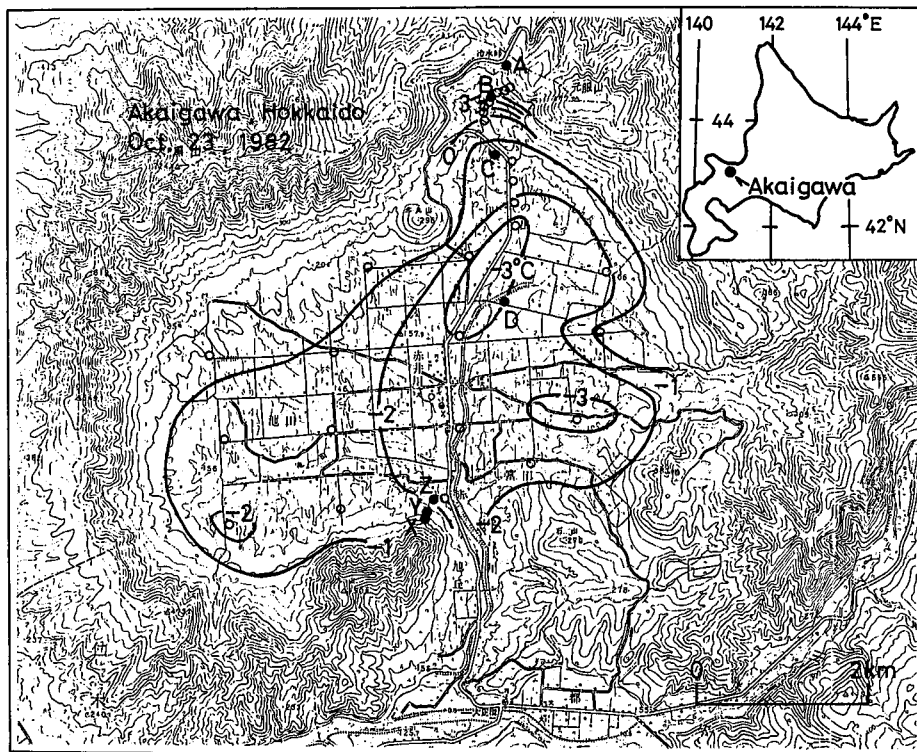


Fig. 2. Horizontal distribution of the minimum air temperature on Oct. 23, 1982. (国土地理院地形図 1/50,000 「仁木」)

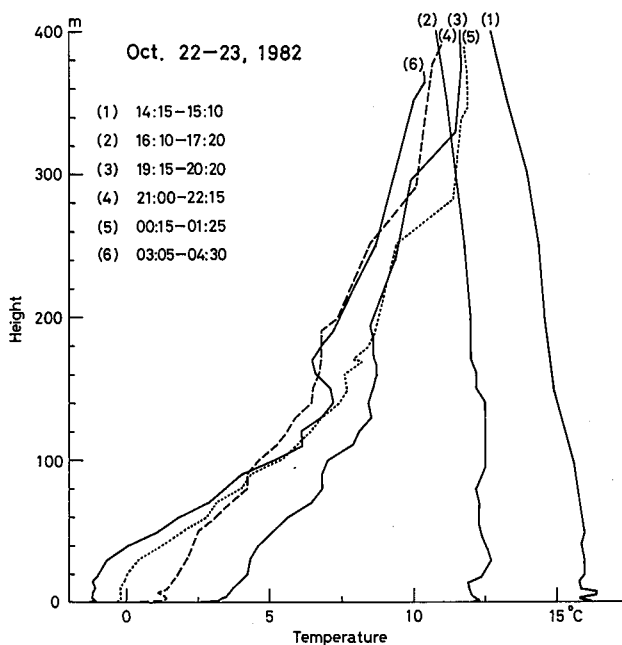


Fig. 3. Time variation in vertical profiles of temperature of free air on Oct. 22-23, 1982.

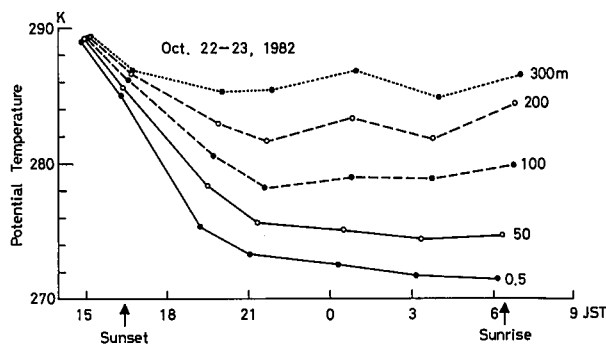


Fig. 4. Time variations of potential temperature at each height on Oct. 22-23, 1982.

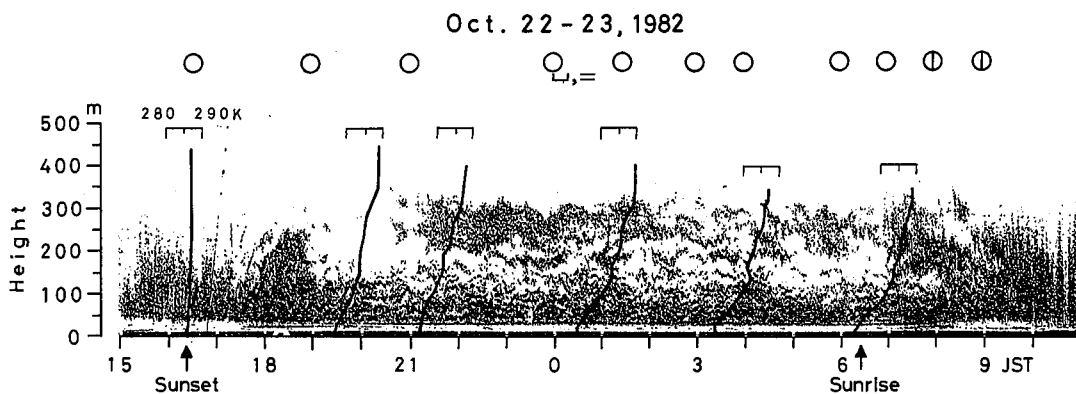


Fig. 5. Potential temperature profiles superimposed on the facsimile record of acoustic sounder (lower) and weather conditions (upper) on Oct. 22-23, 1982.

そこでFig. 5に前図に示された日の音波レーダーのファクシミリ記録を示す。音波レーダー記録と気温の垂直勾配との関係は、Hayashi (1980)によって調べられている。それによると、不安定成層時の鉛直型（雑草型）、中立あるいは弱い安定成層時の無記録型、安定成層時の水平型（層状）にエコーが分類された。Fig. 5において、昼間の雑草型と夜間の層状エコーが現れていて、層状エコーが日没直後から急速に成長し、夜間はほぼ一定の高さを保つ様子が見られる。これは、Fig. 4で示された日没直後の下層大気の急速な冷却およびその後の上層における冷却の停止に対応している。

日没直後の急速な冷却、それに引き続いたゆるやかな冷却の結果、日の出直前に最低気温となる。しかし、その時の気象状況によって冷却量が違う。夜間冷却量の一つの目安として、山地斜面および盆地底に沿った最低気温の垂直分布の形で1982年の結果はFig. 6に、1983年の結果はFig. 7に示す。各々の日の夜間の代表的な天気と平均風速が、最低気温の垂直分布の上に表示してある。右側の図に描かれた3例のように、天気が悪く比較的風の強い日には、上層ほど低温な温度分布になっており、その減率は100 mにつき $0.5^{\circ}\text{C} \sim 1^{\circ}\text{C}$ 程度であった。しかし、左側の図

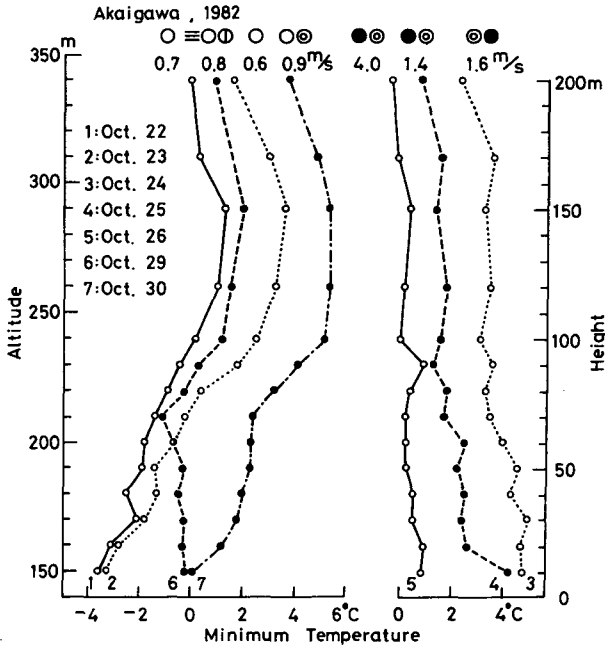


Fig. 6. Minimum air temperature distributions along the slope of the basin during the observation period of 1982. Weather conditions and mean wind velocities are shown at upper part.

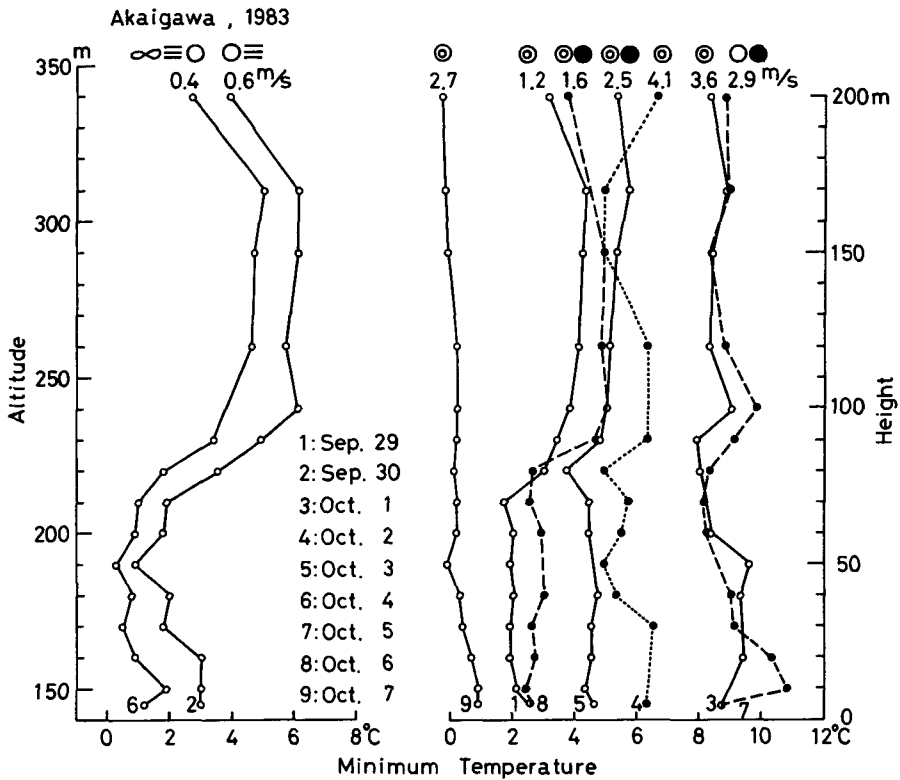


Fig. 7. As in Fig. 6 except for the observation period of 1983.

の例のように天気がよく比較的風の弱い日には、高度約 150 m 以下の層は、逆転層になっており、その値は 5℃～7℃程度であった。しかし、破線で示された 10 月 29 日は、夜半過ぎに霧が出たため霧層の中はあまり冷却が進まずに、結果として霧層の上面付近が最も低温となった。Fig. 7 の 1983 年の結果も前年の結果とほぼ同様となった。しかし、この時期は稲の収穫前であったので、快晴で風が弱い日には降霜が心配され、夜間農家の人達によってくん煙作業が行なわれた。そのため夜半過ぎから煙霧層（ここでは乾燥した粒子だけでなく、霧粒も含んだ状態を意味する）が盆地底から約 50 m の高度の間に形成され、冷却が弱まった。その時の最低気温の垂直分布が、左側の図に示されている 10 月 4 日の分布である。霧の場合と同様に煙霧層の上面付近が最も低温で、地上付近はそれよりやや高温となり、地面は冷却をある程度まぬがれた。霧および煙霧層による夜間冷却量の低下についての解析結果の詳細は別に報告する（播磨屋他，1985）。

今までは、山地斜面および盆地底に沿った最低気温、自由大気中の温度の垂直分布の時間変化と個別的にみてきたが、ここで総合して盆地内の温度場の時間経過をみるために、温位断面図の時間変化を Fig. 8 に示す。この図は、今までにいろいろな面から記述されてきた 1982 年 10 月 22 日～23 日の例についてである。この温位断面図は、南向きの山地斜面から盆地底に沿って設置された自記温湿度計と C 点、D 点で行なわれた係留気球による気温の垂直分布のデータに基づいて得られたものである。日没をはさんだ時間帯（1554～1704）では、まだ冷却がそれほど進まず、温位分布が高度に関してほぼ一様であった。しかし、日没後は冷却が急に進み、日没から約 3 時間後には、等温位線が斜面に沿った傾いた分布になり、盆地底中央部では接地逆転層がかなり発達していた。それから約 5 時間後には、下層の等温位線が水平になりはじめた。さらに約 3 時間後には、下層の等温位線の水平な層は厚くなったが、上層ではまだ斜面に沿った分布になっていた。温位断面図から見られたように放射冷却時の盆地内の等温位線は日没直後は斜面に沿った傾いた分布になっていたが、冷却が進むにつれて下層から水平になっていく経過は以前の母子里盆地における観測でも見られた（真木他，1984）。

## 2. 斜面下降冷気流

前節において述べられた温位断面図から、その温度場の結果として起る気流を推測することができる。山地斜面で形成される冷気流の観測事実の記述の前に、温位断面図に基づく大まかな気流の状態を考察してみる。冷却過程の初期の段階には、等温位線が斜面に沿って傾いているので、山地斜面で形成された冷気は、下降流として盆地底へ向って流下すると考えられる。その後、よりいっそう冷却が進んだ段階となると、盆地内大気の下層においては等温位線が水平になったことにより、山地斜面で形成された冷気はもはや盆地底まで進入することができず、盆地底中央部の上空へ移流、堆積することとなる。

次に山地斜面で行なわれた斜面下降風の観測結果を述べる。盆地内の気流系は、盆地地形の形、山地斜面の傾きと向き、森林等の影響を受けて複雑である。そこで、位置としては代表的な場所であり、斜面としては理想的なところを選んで観測を行なった。Fig. 1 で示された北向きの斜面上

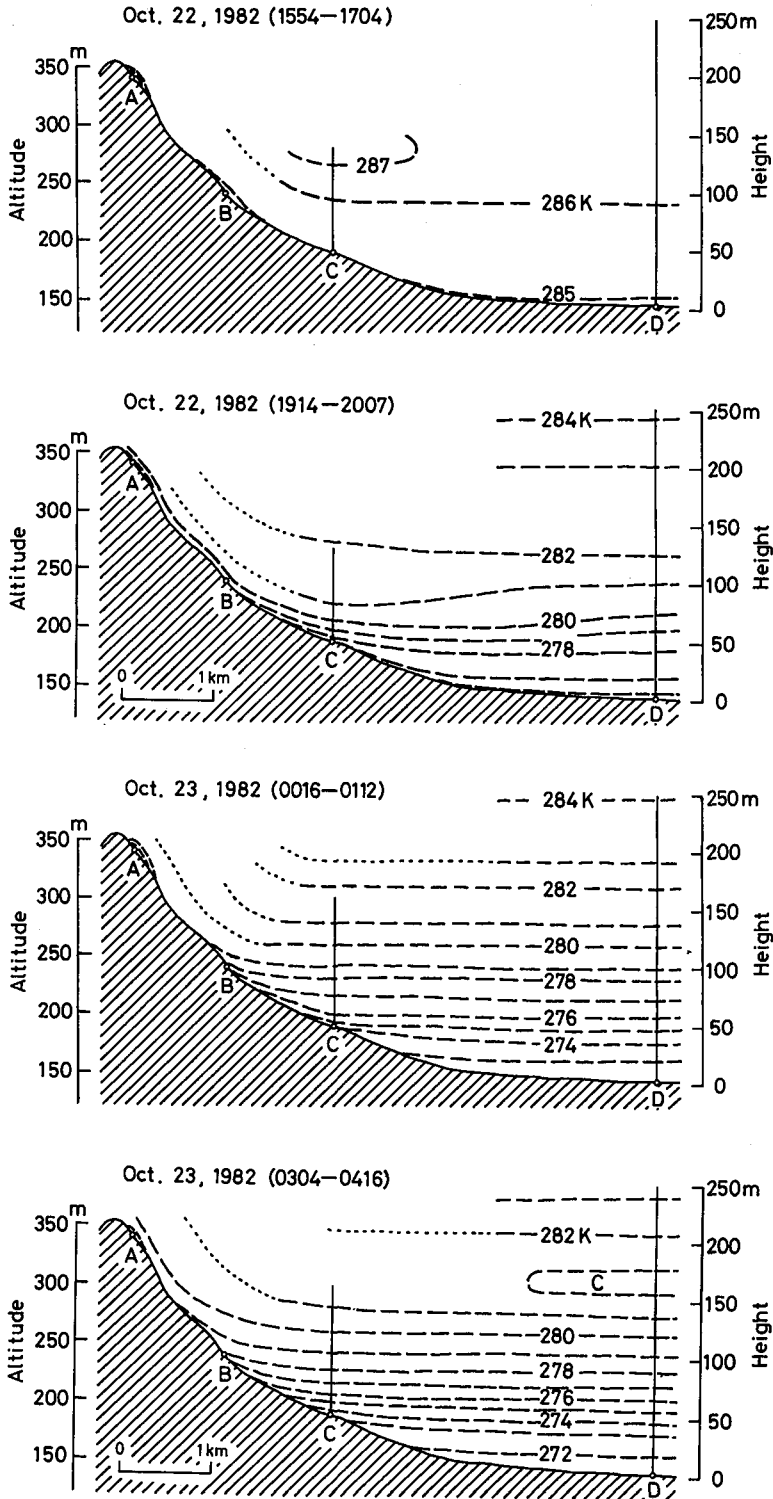


Fig. 8. Time variation in vertical cross section of potential temperature on Oct. 22-23, 1982.

のX、YとZ点で地上1.5 m 高度における風速の最大傾斜方向成分を測定した。その結果を Fig. 9 に示す。縦軸には、ピラム風速計を最大傾斜方向に向けて設置して得られた10分間平均風速を

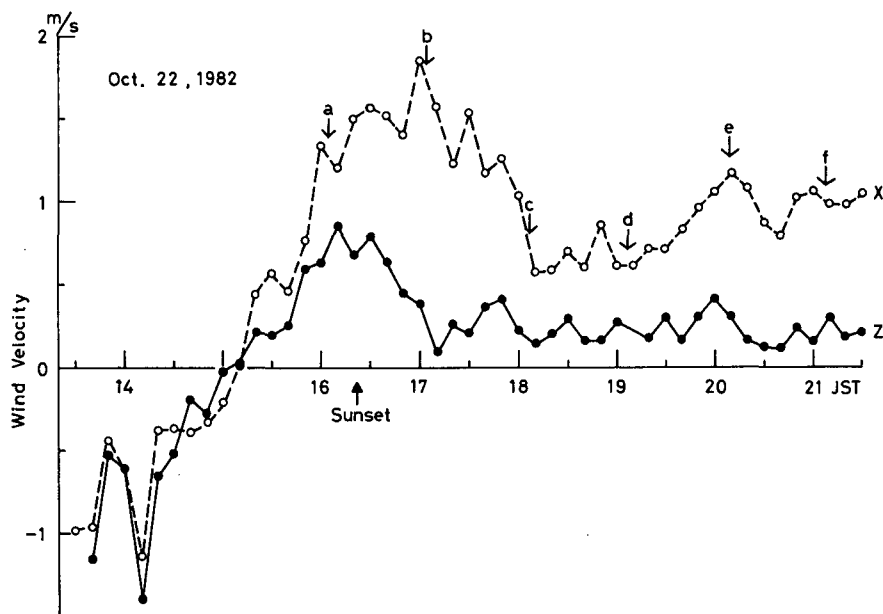


Fig. 9. Time variations in the velocity of downslope cold air on Oct. 22, 1982. Broken line and solid line indicate the values at observation point X and observation point Z respectively.

示す。そこでは斜面を下降する向きをプラスにとっている。日中は斜面を上昇する向きの谷風であったが、日没の約1時間前頃から斜面を下降する山風となった。その後、時間の経過とともに下降流風速が強くなり、日没後30~40分頃には最大値である約1.9 m/s程度となった。その後は、だんだんと弱くなり、脈動する状態となった。高度190 mのX点と150 mのZ点の風速を比べると、斜面上昇風の期間は風速について両者はほぼ等しく、斜面を上昇する向きから下降する向きに変わる時刻もほぼ同時であった。しかし、斜面下降風のときになると風速は高い地点の方が強かった。また最大値を示した時刻以降の風速が脈動する時間帯において、高い地点の脈動幅が大きかった。

各時刻における風速の垂直分布が、X点において熱線風速計で測られた。その時間変化が Fig. 10 に示されている。測定時刻は Fig. 9 と対応できるようにアルファベットが付けられている。下降風が強い時刻には、風速の強い層すなわち冷氣層が比較的厚く、下降風が弱い時刻には冷氣層が比較的薄くなっている。

次に下降風の強さと斜面付近の気温の冷却率との関係を Fig. 11 に示す。下降風の強さは、Fig. 9 のX点での測定値の1時間移動平均値であり、冷却率は別の斜面ではあるが同高度の気温測定値から求めた1時間移動平均値である。日最高気温が観測された時刻より後には、冷却率が増加するにつれて下降風が強くなり、冷却率の最大の時刻に、下降風も最強になった。その後は、冷

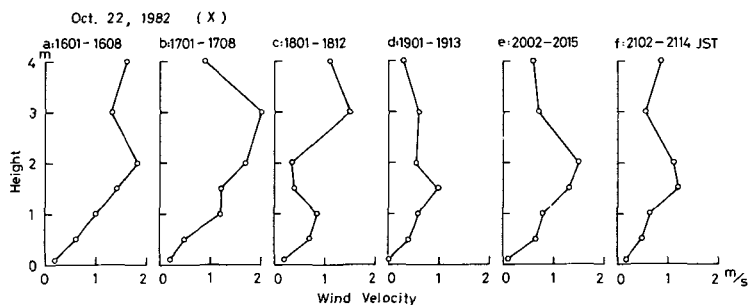


Fig. 10. Time variation in vertical profiles of downslope cold air at observation point X.

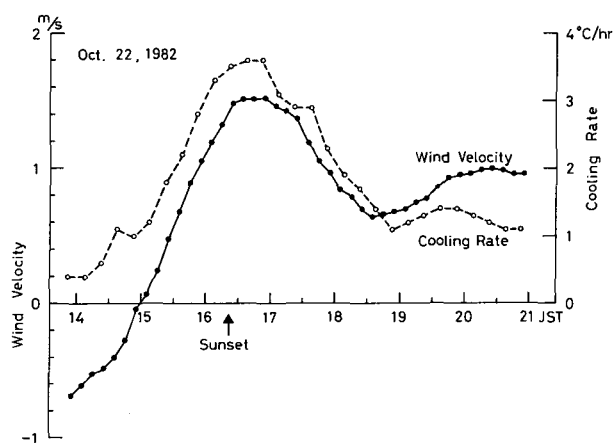


Fig. 11. Relation between the velocity of downslope cold air and cooling rate on Oct. 22, 1982.

却率が小さくなるに従って下降風も弱くなっていき、それらの対応関係は非常に良い。

これらの観測結果をまとめると、通常日最高気温が観測される14時頃に降冷却がはじまると、斜面を上昇する向きだった斜面風が下降に転じ、最大冷却時にはその強さが最大になる。しかし、その斜面下降風も、斜面下部ほど弱くなっている。これは、Fig. 8の温位断面図にみられたように、冷却初期には等温線が斜面に沿って傾いているが、時間とともに水平になっていくことに対応している。なぜなら斜面上部で形成された冷気が、盆地底にたまったより低温な冷氣湖の中には入っていかず、その上部に流れ込む結果、斜面下降成分が小さくなることが考えられるからである。その反対向きの斜面上昇風の期間は、上昇風を邪魔するものがないので、2高度における上昇風の強さはほぼ等しかった。以上の斜面下降風の特徴は、斜面下降風が観測された時刻に、斜面で発煙して可視化した斜面下降風の振舞いからも確認された。その一例をFig. 12に示す。これは、斜面の高い方の観測位置X点付近で発煙された状態で、この地点では斜面に沿って流下した。しかし、これより下方のY点付近に流下すると、地表面を離れて自由大気中に漂っていった。すなわち、斜面下降風が冷氣湖の中に入ることができないことがわかる。これらの冷気の形成、その後の移流、堆積の過程は、以前に行なわれた母子里盆地の観測（真木他，1984）と同様であり、水平

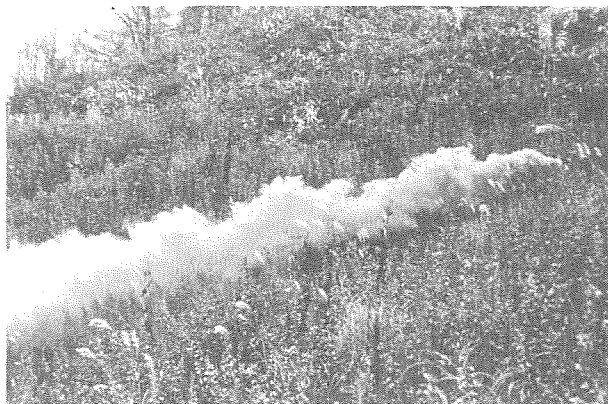


Fig. 12. Downslope cold air shown by smoke.

スケールが約 5 km 程度の盆地でもそれは盆地冷却の重要な要因となる。

#### IV. ま と め

水平スケールが約 2 km の小盆地における以前の観測（真木他，1984）によると，夜間冷却時にまわりの山地斜面で形成された冷気が盆地中央部上空へ移流し，堆積することが認められた。この冷気の移流，堆積が盆地における夜間冷却の重要な要因の一つと考えられるので，この効果を定量的に明らかにする目的で赤井川盆地で観測を行なった。

夜間冷却時の温度場の構造の特徴は，次のようであった。風の弱い晴天である夜間には，天気が悪く風の強い日よりも夜間冷却量が大きかった。冷却現象は，日最高気温を示した時刻以降起こり，日没直後に最大となった。そして大気下層ほど冷却量が大きく，より長く続いた。その状態を盆地内の温位分布で表わすと，日没直後には等温位線が斜面に沿った傾いた分布になっていたが，冷却が進むにつれて下層から水平になって冷気湖が形成されたことを示した。

上記のような温度場の変化に伴い，斜面下降冷気流が形成された。時間の経過とともに冷却率が大きくなると，斜面下降風は強くなり，その層も厚くなった。そして，冷気湖の形成を示すように，斜面下部の観測点の風速が上部の値より小さくなった。これは，斜面下部では斜面下降風が冷気湖の中へ流下出来ないで，盆地底中央部上空へ移流するため，斜面下降成分が小さくなったとして理解される。この過程は，発煙筒による煙の流れによっても確認された。これらの冷気の形成，その後の移流，堆積が，水平スケール約 5 km 程度の盆地でも確認されたので，盆地底上空への冷気の堆積が盆地冷却におよぼす効果が重要となる。その定量的解析結果は別報（真木他，1985 a と 1985 b）において述べられる。

謝辞 観測を行なうにあたり，北海道開発局土木試験所応用理化学研究室と北海道大学農学部農業物理学講座には測器の面で，赤井川村役場，余市営林署，赤井川村の板東静雄氏と高橋鉄男氏には設営の面で便宜をはかっていただきました。また，当教室気象学講座の学生諸氏には観測

の支援に協力をいただきました。ここに記して深く感謝致します。

本研究は、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)の一環として行なわれたものである。

## 文 献

- 播磨屋敏生・真木雅之・菊地勝弘・谷口 恭・平松 親・東根 聡, 1985. くん煙による夜間冷却量の減少. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書「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, 近藤純正), (印刷中).
- HAYASHI, M., 1980. Acoustic sounding on the lower atmospheric inversion layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 194-202.
- ISHIKAWA, N., 1977. Studies of radiative cooling at land basins in snowy season. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ., Ser. A*, **27**, 1-46.
- 近藤純正, 1982, 複雑地形における夜間冷却——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.
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘, 1985 a. 盆地における夜間冷却機構(1)——熱収支解析——. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書「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, 近藤純正), (印刷中).
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘, 1985 b. 盆地における夜間冷却機構(2)——冷気流の効果——. 文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果報告書「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, 近藤純正), (印刷中).
- 真木雅之・播磨屋敏生・菊地勝弘・谷口 恭・堀江成人, 1984. 盆地における夜間冷却過程. 北海道大学地球物理学研究報告, **43**, 17-29.
- 岡田益己, 1983. 地中伝導熱量の測定. *農業気象*, **38**, 419-421.