



Title	融雪期における盆地冷却層の解消について
Author(s)	兒玉, 裕二; KODAMA, Yuji; 竹内, 由香里 他
Citation	低温科学. 物理篇, 51, 53-61
Issue Date	1993-03-25
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18613">https://hdl.handle.net/2115/18613</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	51_p53-61.pdf



## 融雪期における盆地冷却層の解消について\*

兒玉裕二・石川信敬

(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4年11月受理)

**Abstract :** In order to investigate the breakup of the nocturnal cooling layer in a basin in snowmelt season, boundary layer observations using a kiteon sonde were carried out in Moshiri Basin, northern Hokkaido, in April 1991. The results were as follows: 1) even when snowmelt was proceeding at the ground surface, a convective mixing layer was observed in the lowest layer of atmosphere; 2) evolution of the potential temperature profiles in the morning showed subsidence of the cooling layer. From these results, the following explanations were postulated: 1) ground features such as buildings and trees, which have a higher albedo than the snow cover, must be absorbing the solar radiation, transmitting the heat to the atmosphere, and generating a convective mixing layer; 2) trees on the slope must be absorbing the solar radiation, generating an anabatic wind which transmits the heat into the atmosphere, and driving the local circulation, which causes subsidence at the central part of the basin.

**要旨:** 盆地の融雪期において、夜間形成された冷却層がどのように解消されるかを調べるために、北海道北部の母子里盆地で、朝方から日中にかけてカイツーンによる境界層観測を行った。その結果、1) 積雪表面で融雪が起きている時でも、大気下層では混合層が存在する、2) 温位プロファイルの時間変化から冷気塊の沈降が予想される事、が解った。これらの結果から、1) 積雪よりもアルベドの高い地物が日射を吸収し、その熱が大気に放出されて混合層を生じさせた事、2) 山腹斜面でも樹木に依って1)と同じ様な事が起こり、斜面上昇流を励起し、中央平地で冷気塊を沈降させる局地循環が起こる事が予想された。

**Key Words :** Breakup, Convective mixing layer, Nocturnal cooling layer, Snowmelt, Subsidence

**キーワード:** 解消, 対流混合層, 冷気層, 融雪, 沈降

---

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第3627号

## 1. はじめに

盆地の冷却機構に関する研究は多い(例えば, Ishikawa, 1977<sup>1)</sup>; Andre and Mahrt, 1982<sup>2)</sup>; 近藤, 1982<sup>3)</sup>) が, 夜間に形成された冷気がどのように解消されるかについて議論した文献は少ない。特に積雪地帯における研究は皆無に近い。わずかに Andre *et al.*が夏期平地における境界層の24時間変化を観測(Wangara Experiment)とモデルから解析している。又, Kondo *et al.* (1989)<sup>4)</sup>は無積雪期の盆地の冷却, 昇温機構を熱収支的に議論している。さらに, Whiteman (1982)<sup>5)</sup>や Whiteman and McKee (1982)<sup>6)</sup>が谷地形における冷気層解消機構を観測とモデルから研究報告しているが, 積雪期に関してはほんの少ししかふれていない。

盆地における気象の変化は, 他の地域と異なる特徴を示す。特に四方を山に囲まれている事により一般風の侵入が妨げられ, 放射冷却が促進される。また, 山腹で冷却された下層大気は, 盆地中央低地に移動し, 冷気湖を形成すると考えられている。この冷気塊は, Kondo *et al.* (1989)によると, 日の出後, 太陽による地面の過熱によって, 平地では対流混合層が, 山腹斜面では斜面上昇流が生じ, さらにそれを補償する沈降が盆地中央部でおこり, 徐々に盆地の冷気塊は解消されていく。

この報告では, このような現象が, 積雪が存在する融雪期の盆地でも同じように起こっているかどうかを検証する。積雪はアルベードが大きく, ほとんどの短波放射を反射すること, 融雪面は0℃に保たれることなど, 無積雪地帯とは異なる地表面条件を作り出す。又, この報告では, これらの現象と森林との関係も議論する。

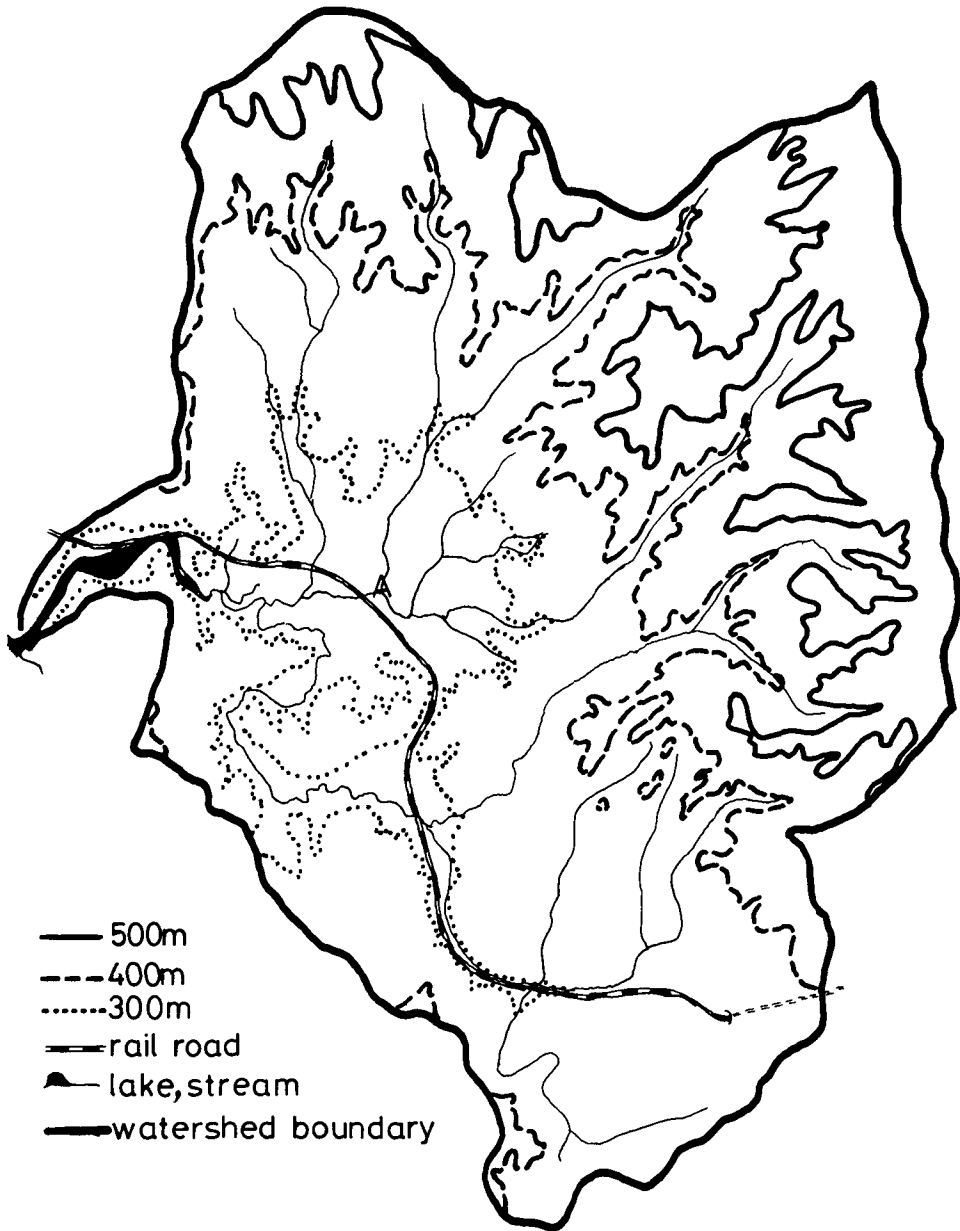
## 2. 観測の概要

### 2.1. 母子里盆地

母子里盆地は, 北海道北部石狩川支流の雨龍川源頭部に位置する面積53.5 km<sup>2</sup>の盆地である。中央平地の海拔は約285 m, その面積はおよそ10 km<sup>2</sup>で, 西方で北海道最大の人造湖朱鞠内湖に流入する流出河川がある。周辺の山と中央平地との平均高度差は165 mで, 最高点は海拔603 mである(第1図)。

### 2.2. 観測

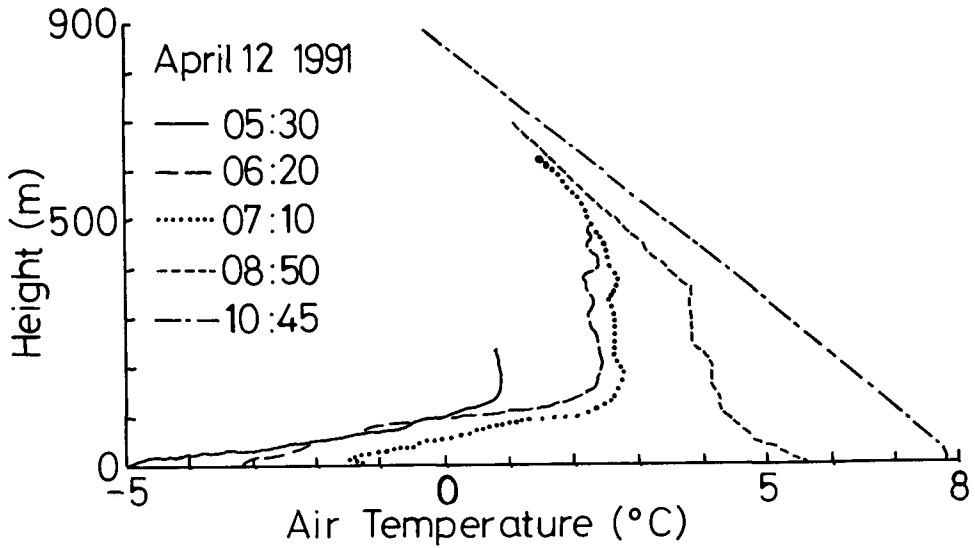
境界層観測は, 低温科学研究所融雪観測室(第1図のA地点)の前庭で, カイツーンゾンデを用いて行われた。測定要素は, 乾球及び湿球温度, 風向, 風速, 気圧である。飛揚前後に地上におけるアスマン通風温湿度計, 超音波風向風速計, 水晶振動式気圧計のそれぞれの値を記録し, ゾンデの値と比較し, 較正された。観測室露場では気温, 湿度, 表面温度, 放射収支量, 風速等が連続測定されていて, 表面熱収支の計算に使用された。



第1図 母子里盆地の地図

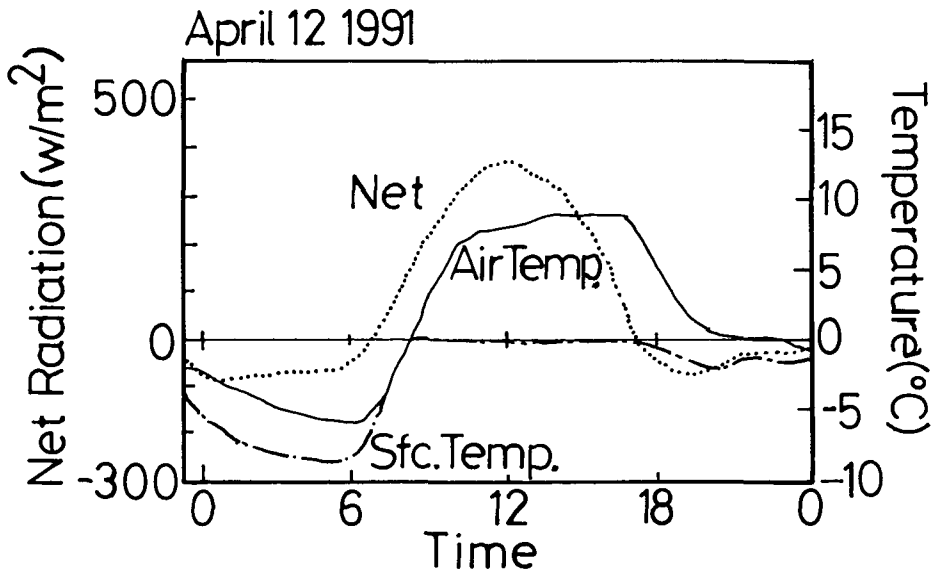
### 3. 結 果

第2図に1991年4月12日朝方から正午近くにかけての気温のプロファイルの変化を示す。



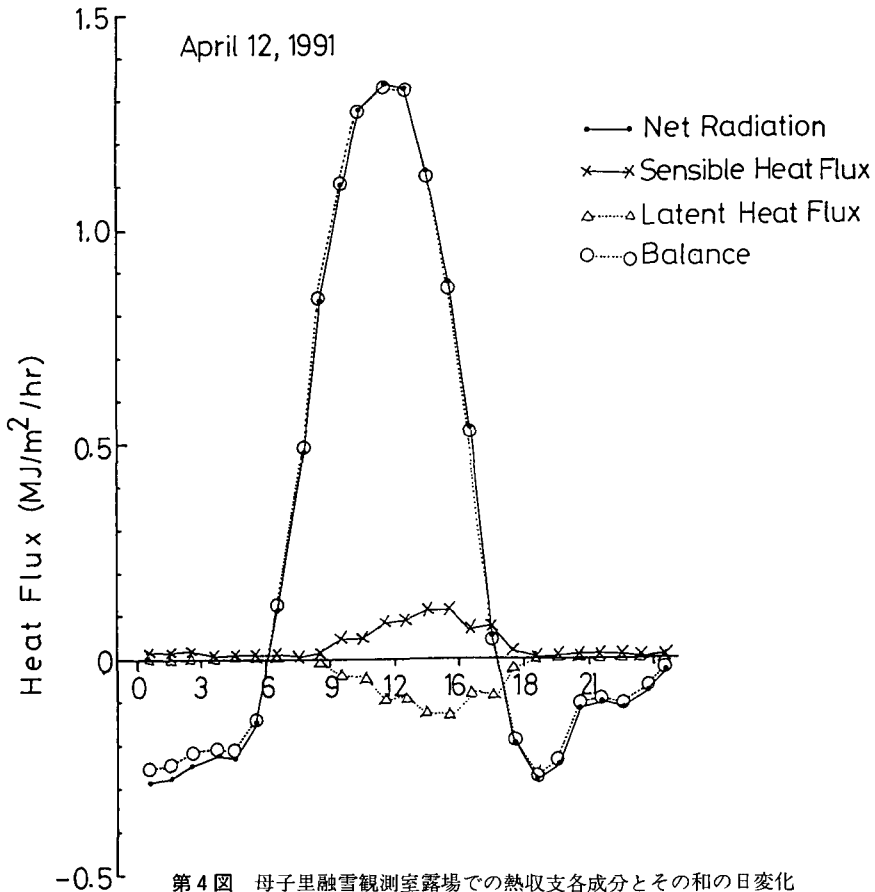
第2図 温度プロファイル

この時、A地点の積雪は64 cmで流域全体が積雪に覆われていた。この前夜から天気は晴れであった。第3図に4月12日の気温、表面温度、正味放射量の時間変化を示す。深夜0時から朝7時まで露場での表面温度は気温よりも2～3℃低く、地表付近の大気は安定であった。この期間、正味放射量は負であった。正味放射量が正に変わった7時頃から気温と雪表面温度がほとんど等しくなり、8時には表面温度が0℃に達した。その後表面温度は0℃のまま保たれる



第3図 母子里融雪観測室露場での気温、表面温度、正味放射量日変化

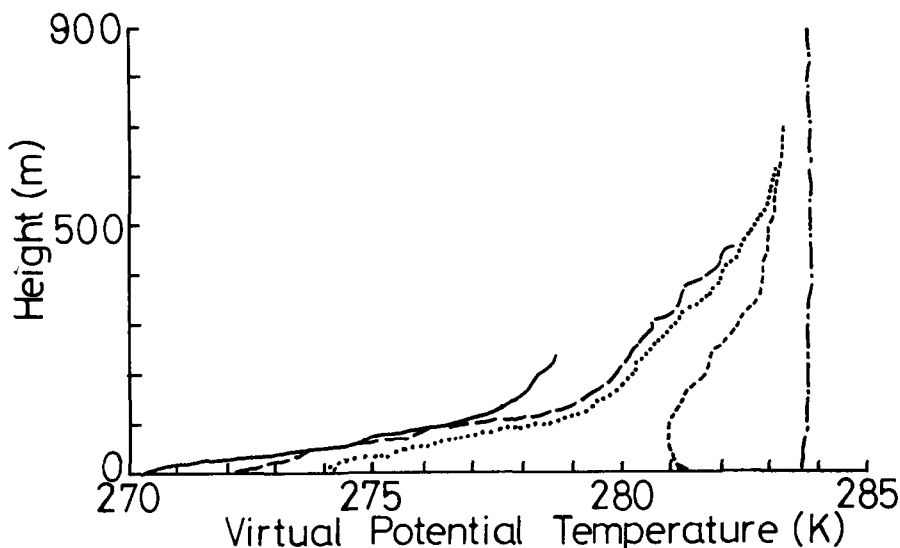
が、気温は上昇し 14 時には 9℃ 近くに達し、安定な大気状態であった。第 4 図に同じ日の熱収支各成分の時間変化を示した。顕熱フラックスと潜熱フラックスは 8 時までと 18 時以降は、ほとんど 0 に近い事、8 時と 18 時の間はその量がほとんど等しく符号が逆である事のために、熱収支成分の和 (Balance) にほとんど寄与していない。したがって、積雪面に入ってくる熱量のほとんどが正味放射量である。この熱収支各成分の和は、積雪が 0℃ 以下の時は、積雪を暖めたり冷やすために消費され、又 0℃ の時は凝結あるいは融雪熱量となる。又、顕熱フラックスは全ての時刻で正で、大気から雪面へ熱が移動している。逆に言えば、大気は雪面によって絶えず冷やされているという事ができる。



このような状況のもとでの気温のプロファイルの変化をしてみる(第 2 図)。プロファイルはカイツーン気球が上昇する時と下降する時のデータを 10 m 毎の層内で平均したものである。各 run 毎で最高到達点異なるのは、風速が 8 m/s を越えると気球を失う可能性が高くなるので降ろしたためである。05:30 のプロファイルでは、高度 130 m 付近まで温度逆転となっている。06:20 と 07:10 のプロファイルは、逆転層の高さはやや高くなり 170 m 付近であるが、地表面近くの気温は急激に上昇している。07:10 のプロファイルでは最下層 20 m くらいは、超断熱減率となっている。06:20 のプロファイルで、高度 170 m から 500 m 付近までは大体等温である

が、07:10のプロファイルではその高さが380 m付近までで、それより上空で漸減している。08:50のプロファイルでは、200 mから350 mまでに等温層があり、等温層の上端が徐々に降下している。10:45のプロファイルでは、ほとんど全層が等気温減率となっている。

第5図に第2図と同じ時の仮温位のプロファイルを示す。この図から特徴的な点が2つ見出せる。一つは、下層100 mの層では急激な過熱が起こっている事である。特に、07:10と08:50のプロファイルでは最下層10 m~30 mの層で超断熱減率となっており、何らかの過熱があったと考えられ、あたかも地表面が雪面ではないような過熱の仕方である。雪面での顕熱フラックスの向きは、雪面が大気を冷やすセンスとなっており、雪面からの過熱は考えられない。特



第5図 仮温位のプロファイル

に8時以降は雪面温度は0℃となっている(第3図)。もう一つの特徴は、06:20から08:50の3つのプロファイルの中で、高度100 mから300 mにおいて、温位勾配が等しい事である。この事から大気の沈降が起こっていたと考える事ができる。特に08:50のプロファイルには、07:10には500 m以上にあったと思われる温位勾配がおよそ300 mの高さにまで降下している。

#### 4. 考 察

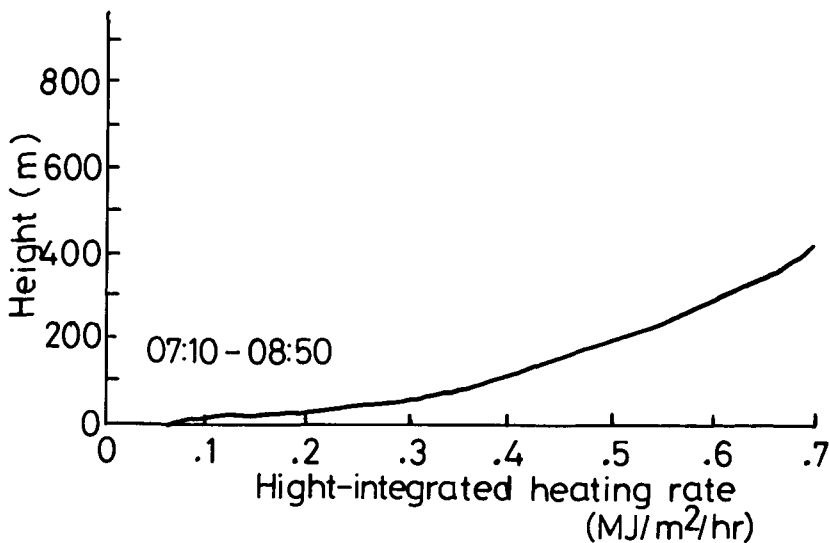
第5図にあるような温位の変化の説明をするためには、第4図に見られるように地表面からの過熱が考えられない場合には、次の5つの原因が考えられる。1)放射の flux divergence: 水蒸気あるいはCO<sub>2</sub>などの長波吸収帯をもつ物質が多量に存在する層では、それらの物質による放射の吸収によって昇温がありうる。しかしながら、今回観測したような層厚におけるそれら微量物質はこれほどの過熱を説明できる量ほど存在していないと考えられる。2)移流: 雪面以外で過熱された大気が移流してくる事が考えられる。これには、3つあって、一つは山越

え気流によるフェーン現象、雪のない所で過熱された大気の移流、さらに、アルベードの比較的低い樹木の昇温が大気に伝達されて移流してきたものが考えられる。フェーンに関しては、日変化を考えにくい。又、雪がない所での過熱された大気の移流は風速が小さかった事から考えにくい。3) 沈降：逆転層の上の比較的暖かい層が沈降するためによる気温の上昇が考えられる。沈降の原因としては、2つ考えられる。一つは盆地と称しても流出河川が存在するわけで、その流出河川に沿って下層の冷気が流出した事が考えられる。もう一つは、盆地特有の大気の循環によるものである。つまり積雪におおわれている盆地といえども、アルベードの低い樹木が存在し、特に山腹斜面はほとんど森林となっており、その斜面の森林が過熱をうけ斜面上昇流が励気され、その補償流として沈降が起こる事が考えられる。

以上をまとめると、盆地の冷氣層の解消には、移流と沈降の2つが考えられ、この2つとも樹木の存在が大きく関与している。

移流に関しては、盆地中央の平地に存在する、アルベードが雪面よりかなり小さい樹木が日射を吸収して昇温し、その熱が大気に伝達し、あたかも地表面に熱源があるような温度（あるいは温位）プロファイルを示すと考えられる。第6図に4月12日07:10から08:50の間の加熱率を各高度まで積算したものを示す。つまり、07:10から08:50の間で、地上でどのくらいの熱フラックスがあるとどの高さまでの昇温が説明されるかを示している。次に森林による日射の吸収を熱源とすると、07:10から08:50の間の昇温をどの高さまで説明できるかを計算してみる

(第1表)。この時間の平均日射量は、 $1.54 \text{ MJ/m}_2/\text{hr}$ であった。雪面のアルベードを0.5とし、雪面から大気への熱の移動はなかったものとする。樹木のアルベードを0.1と仮定する。森林が雪面上を占める割合を50%と先づ仮定する。つまり、アルベードの0.1の表面とアルベード0.5の表面が半分づつ存在すると仮定する。すると平均のアルベードは0.3となり、70%の日射が吸



第6図 高度積算加熱率

第1表 異なる森林占有率において大気が加熱される高さの試験結果

平均日射量 1.54 MJ/m<sup>2</sup>/hr (07:10~08:50)  
 雪面アルベード 50 %  
 森林アルベード 10 %

森林占有率 (%)	熱吸収率 (%)	森林から大気への熱放出率 (%)	加熱を説明できる高さ (%)
50	70	100	>470
50	70	50	~240
20	58	100	>470
20	58	50	~150

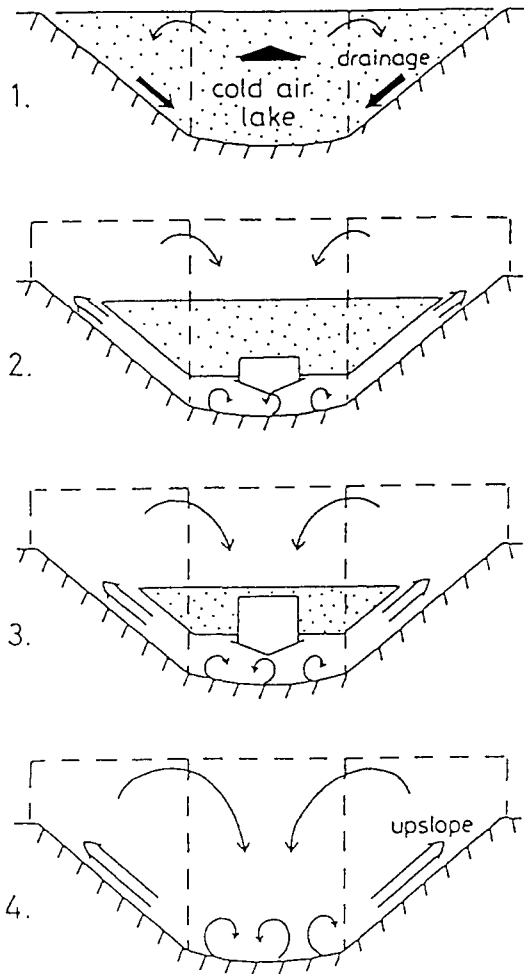
取された事になる。実際は起こり得ない事であるが、この樹木によって吸収された熱量の全て (100%) が大気に放出されて大気を昇温させたとすると、第6図から加熱を説明できる高さは、470 m 以上となる。もっと現実的に樹木によって吸収された熱量の50%が大気の昇温に使用されたと仮定すると、約240 mの高さまでの昇温を説明できる。森林が占める割合を0.2として同様な計算をすると、約150 mまでの高さの昇温を説明できる。

沈降に関しては、Kondo *et al.* (1989)が盆地における冷気湖の解消を説明しているのと同じ事が考えられる。しかし、雪面はむしろ大気を冷却するセンスに働くので、ここでも樹木の存在を考えなくてはならない。つまり、次の様な過程が考えられる。

1) 夜間、盆地に冷気湖が形成される (第7図. 1)。

2) 日の出後、樹木の加熱によって中央平地では対流混合境界層が形成され、又、山腹では、樹木の加熱によって斜面上昇流が励起される (第7図.2)。

3) 斜面上昇流を補償するように、盆地中央部では、冷気塊の沈降がおこる。この沈降は中央平地上の対流混合層の発



第7図 冷気層解消過程の概念図 (by Kondo *et al.* (1989))

達をおさえ、山腹で加熱された大気は、中央平地上の冷氣塊の上に移流する（第7図.3）。

4) 冷氣塊が消滅すると、盆地内境界層は対流混合層に占有される（第7図.4）。

これらの過程は樹木の存在が重要なポイントとなり、それ以外は、Kondo et al. (1989)の無雪期における盆地での冷氣塊の解消や、Whiteman (1982)の谷地形に冷氣塊の解消と同様である。

## 5. まとめと今後の課題

この報告では、カイツーンによる融雪期の盆地境界層の観測から、温度プロファイルを解析し、その変化がa) 雪氷面での大気-雪面相互作用からは説明できないプロファイルである事、b) 冷氣塊の沈降がみられる事から、1) 樹木によって日射を吸収した熱が大気に放出された事、山腹斜面でもそれと同様な事がおこって、斜面上昇流を励起し、2) 中央平地での冷氣塊の沈降を生じさせる様な局地循環が存在する事を議論した。

今後は、樹木上での熱収支、盆地内風系の観測等を課題として、調査研究をすすめていく必要があると考えられる。

観測を行うにあたって北海道大学農学部附属雨龍地方演習林の松田疆林長や母子里作業所の松本吉夫所長に多大な支援をいただいた。ここに記して感謝したい。又、東北大学理学部地球物理学教室の桑形恒男氏に貴重な助言をいただきました。感謝します。

この研究の費用の一部は文部省特定研究経費“寒冷積雪地帯の森林が水文、気象、植物生態に与える研究”に依った。

## 文 献

- 1) Ishikawa, N. 1977: Studies of Radiative Cooling at Land Basins in Snowy Season. Contrib. from the Inst. Low Temp. Sci. Ser. A, 27, 1-46.
- 2) Andre J.C. and L. Mahrt 1982: The Nocturnal Surface Inversion and Influence of Clear-air Radiative Cooling. *J. Atmos. Sci.*, 39, 864-878.
- 3) 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.
- 4) Kondo, J., T. Kuwagata and S. Haginoya 1989: Heat Budget Analysis of Nocturnal Cooling and Daytime Heating in a Basin. *J. Atmos. Sci.*, 46, (19), 2917-2933.
- 5) Whiteman, C.D. 1982: Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys: Part I. observation. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 270-289.
- 6) Whiteman, C.D. and T. B. McKee 1982: Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys: Part II. observation. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 290-302.