# 山地の夜間冷却と熱収支\*

森 洋介\*\* 近藤純正\*\*\* 庄司邦彦\*\* 佐藤 威\*\*\* 安田延壽\*\*\* 萩野谷成徳\*\*\* 三浦 章\*\*\* 山沢弘実\*\*\* 川中敦子\*\*\* 高平 進\*\*\*\* 阿部愛美\*\*

## 要旨

宮城県鳴子町川渡にある東北大学付属農場で,快晴夜間における気温降下量の観測を行い,山地傾斜地に おける夜間冷却機構を熱収支的観点から調べた.

微風の快晴夜間には、平地上空の大気は強安定の状態にあり、大気層冷却量はその大気層が放射,顕熱,潜 熱で失う熱量の約2倍となっているのに、山頂上空の大気層冷却量は放射だけによる冷却量にも満たない、 一方、風の強い快晴夜間には、大気層冷却量は平地、山頂ともに、それぞれの大気層からの放射冷却量にほ ぼ等しくなっている。平地と山頂での大気層冷却量を比較すると、微風時には平地の値が山頂の約10倍とな るが、強風時には約3倍である。

これは、微風の快晴夜間には鉛直混合作用が抑制され、山頂及び斜面で冷却した大気が斜面を滑降して平地に移流・堆積するためであり、この機構が山地の麓近くの平地での夜間冷却に重要な役割を果たすことが 明らかになった。

地表面近くの夜間冷却量は、風速が弱いときには、局地的な地形に依存し平地の方が山頂より大であるが、 風速が強まるにつれて局地性が薄れ、強風時には完全に消失し平地と山頂で等しくなると考えられる。

#### 1. はじめに

さきに,近藤と森(1982,1983)は東北地方南部3県 のアメダスデータを用いた夜間冷却量の解析から,夜間 冷却量の大きさは,観測所周辺の比較的狭い範囲の地形 によって異なり,一般に平地や盆地で大きく,冷気の流 出し易い丘の上などでは小さいことを明らかにした.ま た,夜間冷却量は上空の風速によって異なり,しかも風 速依存性にも地形によるちがいがあることを指摘した.

ここでの研究目的は、上記の解析結果から明らかにな

\* Nocturnal cooling and heat balance at the mountainous district.

- \*\* Yosuke Mori, Kunihiko Shoji, Emi Abe, 宫 城教育大学.
- \*\*\* Junsei Kondo, Takeshi Sato, Nobuhisa Yasuda, Shigenori Haginoya, Akira Miura, Hiromi Yamazawa, Atsuko Kawanaka, 東北大学理学 部.
- \*\*\*\* Susumu Takahira, 仙台市立上杉山中学校. ——1982年12月15日受領—— ——1983年3月18日受理——

った,夜間冷却が局地的な地形によって異なることを熱 収支・熱循環の観点から明らかにすることである.その ため,山地と平地を含む地形を選んで熱収支観測を行う ことにした.

## 2. 観 測

観測地は、宮城県鳴子町川渡にある東北大学付属農場 で、北側は海抜高度 560 m の山で、その麓から南側は ゆるく傾斜した平地となっており、斜面長 2 km,山頂 との高度差約 400 m の平地に農場の 露場が設けられて いる.以後、海抜 560 m 地点を山頂、農場の露場のあ る付近を平地、それらのほぼ中間地点を麓と呼ぶことに する.詳細については森ほか(1981)を参照のこと.地 形断面は本論第2 図に示されている.

1981年9月27日夕方から9月30日朝までは、山頂, 麓,平地で係留気球3組,その他を使った総合観測と, 山頂から平地までの36地点で,最低温度計による地上高 1mの最低気温の観測を行った.

また1981年9月20日から30日までと、1982年4月10日

1983年5月



第1図 夜間平均風速の強い日(9月28日)と,弱い日(9月30日)の朝の最低気温時の温位鉛直分布.高度は平地の観測点(海抜高度175 m)を基準にしている.○印は地上高度1m での最低気温観測から求めたもの.
●印,▲印,■印は,それぞれ平地,麓,山頂での係留気球による観測から求めたもの(ただし,地上高10m 以上の値だけを用いている).実線と点線は直線分布の範囲内で求めた最適値直線.

から10月30日までは、山頂に百葉箱を設置し、自記温湿 度計による気温、湿度の観測、微風速計(牧野マイクロ ・アネモ)による風速の観測と、平地の農場露場での風 防式放射計(英弘ネオ放射計)による夜間放射量の観測 を行った.この期間の平地における気温と風速の値は 露場で観測している10分間毎のアメダスデータを使用し た.

## 3. 最低気温時の温位分布

総合観測が行われた1981年9月27日夕方から9月30日 朝までの温位分布を調べた. 温位は気温の観測値に器差 補正をしたのち,海抜高度175mの平地観測点を基準 にした温位に換算した.即ち気温*T*°Cの時の温位@°C は次式で計算した.

$$\Theta = T + \Gamma(h + Z) \tag{1}$$



第2図 夜間平均風速の強い日(9月28日)と,弱 い日(9月30日)の朝の最低気温時の温位 分布断面図.★印は,平地,麓及び山頂の 観測点である.高度は第1図と同様平地の 観測点を基準にしている.

第1表 朝の最低気温時の温位勾配.

観測日	$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial Z}\right)_{$ 最低気温	$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial Z}\right)_{\mathfrak{R}}$	山 頂 で の 夜間平均風速	
9/28	0.4°C/100 m	0.5°C/100 m	4.0 ms <sup>-1</sup>	
9/30	1.4°C/100 m	1.6°C/100 m	1.9 ms <sup>-1</sup>	

ここで, *Γ* は気温減率で0.98°C/100m, *h* は基準点(175 m)から測った観測地点の高度, *Z* は各地点で観測した地上高度である.

山頂での夜間(前日18時から朝の6時まで)の平均風 速が4ms<sup>-1</sup>であった9月28日朝と,1.9ms<sup>-1</sup>であった 9月30日朝の最低気温時の温位分布を第1図に示す.○ 印は地上高度1m での最低温度計による観測から求め たもの,●印,▲印,■印は,それぞれ,平地,麓,山 頂での係留気球による気温観測(ただし地上高10m以 上)から求めたものである.実線と点線は直線分布の範

\*天気/ 30.5.

囲内で求めた最適値直線である.この直線から,温位勾 配 00/0Z を求めた結果を第1表に示す.

第2図には,第1図および地上高10m以下ではかっ た気温鉛直分布のデータを参考にして描いた,9月28日 朝と9月30日朝の最低気温時の温位分布断面図を示す. 夜間平均風の強い9月28日朝は,等温位線が地表近くで 密で,しかも地表面に平行に走り,上空では非常に粗と なる,いわゆる「対数分布」に近く,風による鉛直混合 が盛んにおこったことを示している.一方,夜間平均風 の弱い9月30日朝には,地上高度10m付近から等温位 線の間隔がほぼ等しくなり,「直線分布」の形が高さ400 mまで及んでいる.

# 4. 地表及び大気の熱収支項の算出

地表面が失う 正味赤外放射 フラックスを Rn, 顕熱フ ラックスを H, 地中の深い層から 地表面へ伝わる熱フ ラックスを G, 蒸発量を E とすると, 地表面における 熱収支式は,

Rn+H+lE=G (2) ただし、l は単位質量の水の気化熱である.ここでは、 正味放射フラックスは、赤外放射に対する地表面の射出 率を1として

Rn=σT<sub>S</sub><sup>4</sup>-L!
 (3)
 として扱った.ここで,T<sub>S</sub> は地表面温度(°K),L!は
 地表面に入る大気からの下向き放射,σはステファン・
 ボルツマン定数である.

一方,大気層の熱収支式は,大気層冷却量をC,冷却 する大気層からの正味放射フラックスを $AR^{\dagger}$ ,地表面 での顕熱フラックスをH,蒸発量をE,その他の熱フ ラックス(移流熱)をXとすると,

*C*=*AR*<sup>↑</sup>−(*H*+*lE*)+*X* (4) と表わすことができる.ただし,*C*は熱量に換算した値 とする.

最低気温時の温位分布に顕著な差がみられた,9月27 日から28日にかけての夜間と,9月29日から30日の夜間 について, *Rn*, *H*, *lE*, *G*, *C* の値を観測値から算出す る方法とその結果を以下に示す.

4.1. 地表面の夜間正味放射量

第2表 地表の正味放射量 Rn.

	正味放射量 (ly•hr <sup>-1</sup> )			
(祝)(川) 日	平地	山頂		
9/27—9/28	4.2	5.2		
9/29—9/30	4.8	5.5		

平地では,正味放射量 Rn の観測を行ったので,測定 値を用いた.山頂では,放射量の観測をしなかったの で,山本の放射図を用いて算出した.その際,係留気球 による観測と仙台における高層観測資料を参考にした. その結果を第2表に示した.

4.2. 地表面の顕熱輸送量と蒸発の潜熱

地表面から上向きの顕熱フラックスをH,温度フラッ クスをQ,空気の定圧比熱と密度の積を $c_{p\rho}$ とする と,

 $H \equiv c_p \rho Q, \ Q = -u_* \theta_*$  (5) ここで  $u_*$  (摩擦速度) と  $\theta_*$  (温度スケール) は次式から計算できる量である.

$$u_{*} = \kappa z \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z_{0}} = \kappa \frac{\partial U}{\partial \ln z} \Big|_{z_{0}} = 0.17 \frac{\partial U}{\partial \log z} \Big|_{z_{0}}$$

$$(6)$$

$$\theta_{*} = \kappa z \frac{\partial \Theta}{\partial z} \Big|_{z_{0}} = \kappa \frac{\partial \Theta}{\partial \ln z} \Big|_{z_{0}} = 0.17 \frac{\partial \Theta}{\partial \log z} \Big|_{z_{0}}$$

$$(7)$$

ここで Uは風速, $\Theta$  は温位, $\kappa$ はカルマン定数である. 特に大気が中立状態に近いとき,地表面粗度  $z_0$  が既 知であれば

$$u_* = \kappa \frac{U}{\ln(z/z_0)} \tag{8}$$

によっても求めることができる. 風速鉛直分布の観測から粗度を求めた結果,山頂,平地ともに  $z_0=0.5 \, \text{cm}$  であった.

 $\theta_*$  は平地,山頂での温位鉛直分布を片対数方眼紙に 書き,地表面からの高度が 0.4 m から 10 m の範囲で 対数分布からの曲がりを考慮して求めた.  $u_*$  は,それぞ れ平地と山頂における高度 z の風速と粗度  $z_0$  の観測 値を用い,大気安定度を考慮して求めた\*.具体的には, 高度 z における風速 U と粗度  $z_0$  の観測値から,(8) によって  $u_*$  の第1近似値を求め,その値をモニン・オ ブコフの安定度長 L の定義式

$$L \equiv -\frac{u^3_*}{\kappa \frac{g}{T}Q} = \frac{u^2_*}{\kappa \frac{g}{T}\theta_*}$$
(9)

1983年5月

<sup>\*</sup> 本研究の総合観測では、地表近くの気温鉛直分布 は観測したが、風速は1高度でのみしか観測しな かったため. なお、前記  $z_0=0.5$  cm は総合観測 のちょうど1年後の同じ季節に行った風速鉛直分 布の観測から求めた値である.

第3表 地表面での顕熱輸送量と蒸発の潜熱,その 他の諸量.

観測日	場所	$\begin{array}{c c} \partial \theta \\ \hline \partial \log Z \\ \circ \mathbf{C} \end{array} $	θ* °C	$u_*$ cms <sup>-1</sup>	-Hly hr <sup>-1</sup>	
9/27	平地	0.4	0.07	5	0.4	0.16
9/28	山頂	0.7	0.12	30	3.9	-0.16
9/29	平地	0.5	0.08	2	0.2	0.33
9/30	山頂	1.0	0.17	12	2.2	0.18

に代入し L の第1近似値 L<sub>1</sub>を求めた.次に,風速鉛直 分布の第2近似式,いわゆる「対数プラス直線分布」の式

$$\frac{\kappa U}{u_*} = \ln \frac{z}{z_0} + \alpha \frac{z}{L} \tag{10}$$

に(9) 式から求めた  $L_1$  の値を代入して  $u_*$  の第 2近 似値を求めた. 普通,  $u_*$  は,いわゆるシアー関数を使 って遂次近似の方法で計算によって求めることができる が,今回のような目的では  $u_*$  の第 2近似値で十分と判 断されたのでその値を第 3 表に示してある. なお,安定 度が強い時には,(10)の係数  $\alpha$  の値は  $\alpha \Rightarrow 7$  として知 られているので,今回はその値を用いた.

今回の観測においては、比湿は地上高 1.5 m の1 点 のみで観測し、鉛直分布の観測は行わなかったので、蒸 発量は次のようにして求めた。 バルク係数  $C_{E}$  と  $C_{H}$ を用いれば、

$E = \rho C_E(q_s - q) U$	(11)
$H = c_p \rho C_H (T_s - T) U$	(12)

ここで、 $C_E = C_H$  と仮定すると

$$\frac{lE}{H} = \frac{l}{c_p} \frac{q_s - q}{T_s - T} \tag{13}$$

ただし、T は気温、 $T_s$  は地表面温度、q は空気の比湿 ( $\div$ 0.622e/P, e: 水蒸気圧、P: 気圧)、 $q_s$  は地表面の 比湿である。今回観測した夜間には、地表面に露がおり るような状態に近かったので、 $q_s$  は  $T_s$  に対する飽和 比湿に等しいとした。以上の方法で評価した結果を第3 表に示した。

4.3. 地中からの伝導熱量(土壌放熱量)

伝導熱量は,一晩の間の地中温度降下量から,土壌が 失った熱量を算定する方法によって求めた.すなわち, 土壌が失った熱量 G は

$$G = -\int_{0}^{D} \frac{c_{g\rho g}}{\partial t} \frac{\partial T_{g}}{\partial t} dz \tag{14}$$

ただし  $c_g \rho_g$  は土壌の 熱容量,  $T_g$  は地中温度, z は

第4表 土壌放熱量 G (ly hr<sup>-1</sup>)の含水率(容積百 分率)によるちがい。

含水率(%) 観測日	0	10	20	30	40	50
9/27—9/28	1.8	2.4	3.1	3.7	4.4	5.0
9/29—9/30	3.2	4.3	5.5	6.6	7.8	8.9

地表からの深さ, D は地温変化がなくなる 深さ(約 30 cm)である.地中温度の鉛直分布は平地で観測した.

*Cg ρg* は総合観測期間の後で測定し,以下の方法で求めた.

含水率をF, 乾燥土壌の 熱容量を  $(c_{gpg})_{d}$  とする と,  $c_{gpg}$  の値は次のように表わせる.

$$c_g \rho_g = (c_g \rho_g)_d + F c_w \rho_w \tag{15}$$

ただし、水の比熱と密度の 積  $c_w \rho_w = 1 \text{cal } K^{-1} \text{cm}^{-3}$  とした. 18 地点で採集した土壌を 乾燥させて求めた ( $c_g \rho_g$ ) aの平均値は 0.28±0.04 $\text{cal } K^{-1} \text{cm}^{-3}$  であった.

式 (15) の  $c_{g\rho g}$  と, 地中温度の観測 から得られた  $\partial T_{g}/\partial t$  と D の値を用いて式 (14) から求めた G の含 水率によるちがいを第4表に示す.

夜間冷却量の観測を行った日に、土壌含水率を直接測定しなかったので正確には不明であるが、農場による断続的な測定資料も参考にすると、この時期の土壌含水率は10~30%程度と推定される。したがって、9月27日から28日には $G=2.4\sim3.7$ lyhr<sup>-1</sup>、29日から30日には $G=4.3\sim6.6$ lyhr<sup>-1</sup>の範囲にあるとしてよい。この値はあとの5章で地表面の熱収支の残差として推定する平地の値とほぼ一致している。

観測が行われた9月下旬は、田圃に水はなくなっており、稲は、丈が平均約95 cm で1m<sup>2</sup> に約20 株植えてあり、1 株の茎の数は16~18本で、乾燥重量が1.2 kgm<sup>-2</sup> である. この頃の稲は約70%の水分を含むと考えられている. したがって、水の量は約0.3 grcm<sup>-2</sup> となる. 乾燥した稲の熱容量は非常に小さいので、稲の影響は地表面を覆っている深さ約3 mm の水が失う熱が大気に与えられることと等価である. この値を算出すると0.2 lyhr<sup>-1</sup>以下となり、第4表で与えた誤差の範囲内に入ってしまうことになるので、以後の議論では、地表面を覆っている植物が土壌放熱量 G に及ぼす直接的影響は無視する.

山頂における土壌放熱量は つぎの ようにして 評価した. 平地と山頂土壌では熱的性質に顕著なちがいが認め られないので, 熱容量 *cgpg* と夜間冷却の及ぶ地中深 *D* 

▶天気// 30. 5.



第3図 夕刻のほぼ等温位になる夜間冷却開始時と朝の最低気温時の温位鉛直分布.
 左:上空風の弱い9月29日夕刻と30日朝,右:上空風の強い9月27日夕刻と28日朝. 〇印,△印,×印は,それぞれ平地,麓及び山頂の観測値を示す. 点線は各観測地点の地表面からの高さが Z<10m の範囲の観測値であることを示す.</li>

は同じと考えられる. したがって, 近似的な関係式

 $\frac{G_{\perp \underline{\Pi}}}{G_{\Psi \underline{u}}} \cong \frac{(Ts_o - Ts_m)_{\perp \underline{\Pi}}}{(Ts_o - Ts_m)_{\Psi \underline{u}}}$ (16)

がえられる. ここで  $Ts_o$  は夕刻の地表面温度,  $Ts_m$  は, 最低気温がおこるころの朝の地表面温度, 添字の山頂と 平地はそれぞれ山頂と平地であることを示す. このよう にして推定した山頂の土壌放熱量の9月27日から28日の 値は  $G_{山頂=0.7G$ 平地, 29日から30日は $G_{山頂=0.8G}$ 平地程度となる.

4.4. 大気層の冷却量

9月27日から28日までと、9月29日から30日までの夜間について、夕方ほぼ等温位となる夜間冷却の開始時と、翌朝の最低気温時の平地上空における温位の高度分布を第3図に示す。○印は平地での観測値、△印と×印はそれぞれ麓及び山頂での観測値である。 Uh は仙台上空1km における15時、21時、3時の平均風速。

それぞれについての平地上空の大気層冷却量 C(熱量 に換算した量) は

$$C = -c_p \rho \int_0^{z_1} \frac{\partial T}{\partial t} dz \tag{17}$$

から計算できる. ここで  $c_p \rho$  は空気の熱容量 である.  $z_i = 500 \text{ m}$  とした.

山頂上空の大気層の冷却量も、山頂での観測値から平 地の場合と同じ方法で計算した(この場合、z<sub>1</sub>=100 m

第5表 平地及び山頂の夜間の大気層冷却量 C と 夜間平均風速。

観測日	大気層冷却量 ly hr <sup>-1</sup>		夜間平均風速 ms <sup>-1</sup>			
	平地	山頂	平地	山頂	仙台上空 1 km	
9/27 —9/28	2.4	0.8	1.5	4.0	10.6	
9/29 —9/30	5.0	0.4	0.9	1.9	4.8	

とした). 平地及び山頂の大気層の 夜間冷却量の値を第 5 表に示した.

4.5. 大気層が失う正味放射フラックス

ここでは大気層として,平地から高度 500 m までを 考えることにする. つまり,平地上空では 500 m,山頂 上空では 100 m の厚さの大気層である.

大気層から失う正味放射フラックスは

$$\Delta R^{\dagger} = Rn' - Rn \tag{18}$$

によって求めた. ここで *Rn* は地表面における正味放 射量で4.1.節で求めた値を用いた. *Rn'*は,いま考え ている大気層の上端における正味放射量で,気温と水蒸 気鉛直分布のデータを用いて山本の放射図によって計算 で求めた.

#### 5. 地表及び大気の熱収支と風の影響

以上の観測値から算出 された 各熱収支項の 値を用い

1983年5月



第4図 平地と山頂における地表(上側)と大気(下側)の熱収支。

(a):上空風の強い夜間(9月27日から28日).(b):上空風の弱い夜間(9月29日から30日). 矢印の向きが熱の流れの方向を,数字は1時間平均値としての熱量(ly hr<sup>-1</sup>)を示している. 放射 はすべて正味放射量を表している. 大気の熱収支の図で,平地の左端に示した 500 m と山頂の右 端に示した 100 m の値は, それぞれ平地及び山頂での大気層冷却量を計算した層の厚さである. 詳細については本文参照.

て, 地表及び大気の熱収支を調べた結果を第4図(a), (b) に示した.(a) は 仙台上空 1 km の 平均風速 が 10.6 ms<sup>-1</sup> と風の強い夜間, (b) は 4.8 ms<sup>-1</sup> と風の弱 い夜間である.

地表の熱収支をみると,(a),(b) 共に平地では, 山頂に比べて大気からの顕熱や潜熱の輸送量が小さく, 放射冷却によって地表面温度の降下がより促進されてい ることが明らかである.また(a),(b)を比較すると (b)の方が平地,山頂共に地表面からの正味放射量が 大で顕熱や潜熱による地表面への輸送量が小となってお り,風の弱い夜間には放射冷却による地表面温度の降下 量がより大きくなることを示している.

この地表の熱収支の図では、地中からの伝導熱 G の 値として、観測当日の含水率が明らかでないため、地表 面からの正味放射量と顕熱+潜熱との差で与えてある. ここで与えた平地での伝導熱の値を4.3.節で算出した 値と比較してみると、(a)の9月27日から28日の夜間 の値は含水率30%の値と、(b)の9月29日から30日の 夜間の値は含水率約10%の値とほぼ一致している.

大気の熱収支の図で,平地の左端に示した 500 m と 山頂の右端に示した 100 m の値は,それぞれ,平地及 び山頂での大気層冷却量を計算した層の厚さである.平 地及び山頂上空に示した大気層冷却量が(17)から計算 した C の値に,また平地及び山頂の大気層上端の放射 の左側に示した矢印と数値が(4)式の X に対応する もので,移流等によるそれぞれの大気層への熱の出入の 向きと大きさを表している.

(a)から明らかなように、風の強い夜間の大気層冷 却量は平地、山頂共にそれぞれの大気層からの正味放射 冷却量とほぼ等しく、この大気層が顕熱や潜熱として地 表に与えた量に見合った熱が、水平方向の移流または鉛 直混合作用でこの大気層に補給されている.この作用の ために、大気層の冷却量が抑制されていると考えられ る.これに対して(b)の風の弱い夜間には、平地上空 での大気層冷却量はその大気層が放射、顕熱、潜熱で失 った熱量より 2.71y hr<sup>-1</sup> も大きくなっているのに、山頂

▶天気//30.5.



第5図 平地(○印)と山頂(●印)における規格 化された夜間冷却量と仙台上空1kmにお ける平均風速の逆数との関係. 詳細は本文 参照.

での大気層冷却量はその大気層からの正味放射冷却量よ りも小さく,その大気層が顕熱や潜熱として地表に与え た量よりも多い 2.8 ly hr<sup>-1</sup>の熱が何らかの機構でこの 大気層に供給されたことになる.

これは風の弱い夜間には、山頂の大気を加熱し山裾の 平地上空大気を冷却するような、山地特有の冷却・加熱 機構が作用していることを示唆するものである.この解 釈として第4図(b)に破線で示すような機構を考えた. 即ち、風の弱い夜間には山頂や斜面で冷却した空気が滑 降流(図の(冷気流出))となって山裾の平地上空に移 流・堆積(図の(冷気流入))するために平地の大気層は 2.7 ly hr<sup>-1</sup> だけ余分に冷却している.一方、山頂では 図に示すような冷気流出の補償流としての暖気沈降流が あるため、冷却する大気層の厚さも薄くなり(第3図参 照)風の強い夜間よりも大気層の冷却が抑制されてい る\*.

#### 6. 夜間冷却量の風速依存性

まず,観測期間の平地の放射の記録,東北地方の18 時,21時,0時,3時,6時の局地天気図と,衛星雲資 料を参考にして,快晴と晴の夜間を選び出した.このよ うにして選ばれた快晴又は晴の夜間は,1981年の9月に 6回,1982年4~10月に28回あった.

アメダスデータ解析(近藤と森, 1982, 1983)の場合 と同様,夜間の地上 1~2m 高度の気温降下量 *ΔT* を,



第6図 夜間冷却量の平地に対する山頂の比と仙台 上空1km における平均風速の逆数との関係、実線(a)は *dT*山頃/*dT* 平地=1,
(b)は *dT*山頃/*dT* 平地=0.29 tanh (4/ *U<sub>h</sub>*)/0.44 tanh(8/*U<sub>h</sub>*). 破線は(a) から
(b)への遷移を示す。

理論的に導かれるその夜間の最大可能冷却量  $\Delta T_s^0$  で規 格化し,無次元量  $\Delta T/\Delta T_s^0$  について解析する.平地お よび山頂の規格化された夜間冷却量  $\Delta T/\Delta T_s^0$  と仙台上 空 1 km における風速の逆数  $1/U_h$  との関係を第5 図 に示した. 白丸印が平地,黒印が山頂の値である. な お,平地のプロットにはアメダスデータ解析(近藤と森, 1982) で用いた1980年のデータも含めてある.また1982 年10月の山頂の観測地は従来の観測地より約 1 km 北西 に位置している.

図中に示す実線(1),(2),(3)は夜間冷却量と上 空の風速との関係を表す近藤の式(近藤,1982;近藤と 森,1982)

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{s^0}} = b_2 \tanh\left(\frac{a_2}{U_h}\right) \tag{19}$$

で、係数の値は

(1)  $a_2 = 7 \text{ms}^{-1}, b_2 = 0.40$ 

(2)  $a_2 = 8 \text{ms}^{-1}, b_2 = 0.44$ (3)  $a_2 = 4 \text{ms}^{-1}, b_2 = 0.29$ 

 $(3) u_2 = 1112 , v_2 =$ 

である.

風速が弱いとき、( $U_h \leq 8ms^{-1}$ , つまり  $1/U_h \geq 0.12$ ) は山頂の夜間冷却量は曲線(3)で、平地の夜間冷却量 は曲線(2)で近似でき、山頂対平地の夜間冷却量の比 は0.5程度である.しかし、風速が強くなると( $U_h \geq$  $10ms^{-1}$ , つまり  $1/U_h \leq 0.1$ )両地点の夜間冷却量には 差がなくなり、共に曲線(1)で近似できるように思われ る.この傾向を見やすくするために第6図に平地と山頂 とで同時にデータが得られた日の夜間冷却量の比、 $\Delta T$ 山頂/ $\Delta T$ 平地、と仙台上空 1km における風速の逆数

1983年5月

<sup>\*</sup> ただし,地表の熱収支で述べたように,地表面温 度の降下量は山頂でも風の弱い夜間の方が大であ り,地上高1m程度での夕刻から翌朝の最低気 温時までの気温降下量も風の弱い夜間の方が大で ある.

 $1/U_h$  との関係を示した.実線(a)は  $\Delta T_{\,\cup\,\Pi}/\Delta T_{\,\Psi\,\Psi}$ =1 で,実線(b)は第5図の実線(2)に対する実線 (3)の比,即ち

$$\frac{\Delta T_{\text{LUII}}}{\Delta T_{\text{Ftb}}} = \frac{0.29 \tanh(4/U_h)}{0.44 \tanh(8/U_h)}$$
(20)

である. 風が弱いとき  $(1/U_h \gtrsim 0.1)$  は山頂と平地の夜間冷却量の比は 0.5 前後 であるが, 風が 強い とき  $(1/U_h \lesssim 0.08)$ の比は 1 に近づくように思われる.

このように、この研究で対象としているような山地を 含む地形では、微風時には山頂、平地といったそれぞれ の局地的地形に依存した夜間冷却量を示すが、風が強ま るにつれて局地性が薄れ(第5,6 図破線)、強風時には それは完全に消失し、山地一帯が一様な夜間冷却量を示 すようになる。

本研究では  $U_h > 10 \text{ms}^{-1}$  のデータ数が少ないのでこ の結論を断定することはできない. しかし,筆者たちが 夜間冷却量の局地性を明らかにするために本研究に引き 続いて行っている 吾妻小富士 における 観測結果 によれ ば、上で示した傾向はより明瞭にあらわれている(続報 参照).

ここで得られた係数(1)の値は,  $a_2$ ,  $b_2$ , 共に  $7 \times$ ダスデータ解析結果(近藤と森, 1982)から得られた平 担地での平均値に近い.しかし、微風時の山頂で成立す る係数(3)の値は平担地における値より小さい.これ は前章で述べたように、山頂では微風の夜間には冷気の 流出があるために  $b_2$  が小となり、上空の風の影響を受 け易い地形であることが  $a_2$ を小さくしている.一方, 微風時の平地で成立する係数(2)は山頂の値より大き いが、これは冷気の流入・堆積によることを意味するも のである.

この解析で用いた仙台上空 1 km の平均風速  $U_h$  と, 山頂及び平地で観測された夜間平均風速 U (18 時から 翌朝 6 時まで)とを比較すると,山頂で  $U_h/U=2.5$ , 平地で  $U_h/U=8$  である.したがって,今回観測した地 形での夜間冷却量に山頂,平地といった局地性が薄れる のは,観測地の風速でみれば,山頂で  $4ms^{-1}$ ,平地で  $1.3 ms^{-1}$ 程度ということになる.

# 7. 結 論

1) 朝の最低気温時の温位分布は、仙台上空 1km の 平均風速が 10.6 ms<sup>-1</sup> では、いわゆる「対数分布」に 近く鉛直混合が盛んに起こったことを示している.上空 の風速が 4.8 ms<sup>-1</sup> では、最低気温時の温位分布は地表 のごく薄い層は対数分布であるが,その上空は高い層ま で「直線分布」になっている.

2) 地表面での熱収支を調べた結果,平地では山頂に 比べて大気からの顕熱や潜熱の輸送量が小さく,放射冷 却によって地表面温度の降下がより促進される.

3) 大気の熱収支を調べた結果, 微風の快晴夜間には 平地上空の大気層冷却量は, その大気層が放射, 顕熱, 潜熱で失う熱量の約2倍となっているのに, 山頂上空の 大気層冷却量は小さく, その大気層からの放射だけによ る冷却にも満たない. 一方, 風の強い快晴夜間には, 大 気層冷却量は平地, 山頂共にそれぞれの大気層からの正 味放射冷却量にほぼ等しく, この大気層が顕熱や潜熱で 失った熱は水平方向の移流や鉛直混合作用で補給されて いると考えられる.

4) 微風の快晴夜間に麓近くの 平地で みられる3) に 示すような異常に大きな冷却には,山頂及び斜面で冷却 した大気が斜面滑降流となって平地上空に移流・堆積す ることが重要である.

5) 地表面近くの夜間冷却量は、上空の風速が弱いとき(今回観測した地形では  $U_h \leq 8 \text{ ms}^{-1}$ )には局地的な地形に依存するが、風速が強まるにつれて局地性が薄れ、強風時(今回観測した地形では  $U_h \geq 12 \text{ ms}^{-1}$ )にはそれは完全に消失すると考えられる.

# 謝辞

この研究を行うにあたり、東北大学付属農場の酒井 博教授、遊佐健二氏ほか多くの方々に、観測に際し全面 的な御援助をいただいたり、農業気象用の地温データ、 土壌や稲に関する貴重なデータの提供と助言を頂いたこ とに対して感謝いたします.また東北大学理学部の柿本 均君と上口弘晃君には観測に協力していただいたことに 対して感謝いたします.

本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究「作物被 書の要因となる接地層の異常冷却の発生機構と量的予知 に関する研究」の一環として行われたものである.

# 文 献

- 近藤純正,1982:複雑地形の夜間冷却一研究の指針
   一,天気,29,935-949.
- ,森 洋介, 1982:アメダス(地域気象観 測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気 温予報式(1), 天気, 29, 1221-1233.

#### ▶天気// 30. 5.

温予報式 (2), 天気, 30, 111-118.

森 洋介, 近藤純正, 安田延寿, 高平 進, 佐藤 威, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 柿本 均,上口弘晃,庄司邦彦,斎藤恵子,阿部 愛美,1981:山地における夜間冷却,東北技術だ より,2•13,39-47.

# 第22期第6回常任理事会議事録

- 日時昭和58年3月22日 9:50~13:00
- 場 所 気象庁東京管区気象台第一会議室
- **出席者** 岸保,松本,荒井,内田,嶋村,杉村,田宮, 二宮, 増田,松野
- 議題
  - 1. 昭和58年度予算案について 原案一部修正について了承.
  - 2. 学会賞,藤原賞,山本賞の各賞受賞候補者推薦に ついて

各担当理事から次の方々を推薦する旨選考経過の 説明があった。

日本気象学会賞

会田 勝(故)(元 横浜国立大学教育学部) 「不均質環境の放射特性の研究」

- 金光正郎(気象庁予報部電子計算室) 「熱帯城における東西循環・準定常超長波の実 態解明と熱帯域数値予報の試み」
- 藤原賞

都田菊郎 (GFDL/NOAA Princeton, U.S.A.)

「延長予報モデルの開発した貢献」

山本賞

住 明正 (気象庁予報部電子計算室)

「WMONEX 広領域における1978~79年冬季 大循環の大規模な特徴」

(「気象集誌」第59巻第5号p.625-645掲載)

なお,藤原賞候補者推薦委員会担当 松本理事から次 の事項が委員会で討議された旨報告があった。

- 1)受賞者を学会員に限定するよう明示すできではな いか.
- 2)規定に「,日本の気象学および気象技術の向上…」 とある点の解釈について(拡大解釈することで了 承)。
- 3)研究グループをどう取り扱うか.
- 4)物故者の取り扱い.
- 5) 静止衛星業務の貢献に関する学会としての評価.
- 日本気象学会事務職員の給与に関する規定の一部改 定について (定年及び定年の延長)

第8条 「事務職員の定年は満68歳とし,」を「満64 歳とし」に改める、この改定は昭和58年4月1日か ら適用する。

- 4. その他
  - (1) 中国気象学会と日本気象学会との交流について 回答については理事長に一任することになった。
  - (2) エアロゾル科学・技術研究討論会の協賛について
  - (3) 第9回レーザーレーダシンポジウムの協賛について

以上2件協賛することを了承.

承認事項 王 光華ほか6名の新入会員を承認.