冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却*

森 洋介**•近藤 純正***

要旨

微風快晴夜間には,山麓平地や盆地での気温降下は日出直前まで続くので夜間冷却量は非常に大きくなる のに対し,山頂での気温は日没後約1時間位のみ下降し,その後は殆ど一定であるので夜間冷却量は非常に 小さい.

山麓平地や盆地での夜間冷却量は強い風速依存性を示し、 微風時に最大で風速が強まるにつれて小さくなる. この微風時にみられる非常に大きな夜間冷却量は、冷気の堆積を考慮した放射冷却理論で説明できる. また、風速が強まるにつれて夜間冷却量が小さくなるのは、堆積する冷気の厚さが薄くなるためと鉛直混合作用による顕熱輸送量が増加するためであると考えられる.

それに対し山頂では、気温の夜間冷却量は殆ど風速依存性を示さない. これは地表面近くの冷却した空気 が滑降流となって流出してしまい、その補償流としての暖気沈降流が起こるためである. これは山麓平地や 盆地での強風時の鉛直混合作用と、結果的には、同じ効果と考えられる. しかし、地表面温度降下量は風速 依存性を示し、微風時に最大で風速が強まるにつれて小さくなる. この地表面温度降下量の風速依存性は顕 熱輸送を考慮した放射冷却理論で説明できる.

1. はじめに

接地気層内の気温が夕方から日出直前までに下降する 夜間冷却量は微風快晴夜間に最大で,これは地表面の放 射冷却によるとされている.東北地方南部3県のアメダ スデータ解析から,近藤・森(1982)は夜間冷却量は観測 所周辺の局所的地形によって異なり,特に微風快晴夜間 の冷却量は盆地や山麓平地で非常に大きく,丘や山の上 では逆に非常に小さいことを指摘した.気象総合観測を 行った斜面をもつ山地における夜間冷却量の熱収支解析 から,森ほか(1983)は微風快晴夜間に山麓平地や盆地 でみられる接地気層の非常に大きな冷却と山頂での非常 に小さな冷却は,地表面の放射冷却だけでは説明できな いことを指摘し,山地での夜間冷却には山頂や斜面で冷 気が流出し斜面滑降流となって山麓平地や盆地に移流・

* Nocturnal radiational cooling at the mountainous district taking accumulation and efflux of cooled air into consideration.

- ** Yosuke Mori, 宮城教育大学.
- *** Junsei Kondo,東北大学理学部. ——1983年9月16日受領—— ——1983年11月2日受理——

堆積する熱循環機構が重要であることを明らかにした. その後,近藤・山沢(1983)は冷気の堆積がある場合に は,地表面に入射する下向き大気放射が減少するため地 表面冷却がより促進され,接地気層の冷却もそれだけ大 きくなることを理論的に示した.

本研究は、微風快晴夜間に山麓平地や盆地で発生する 非常に大きな夜間冷却量は近藤・山沢(1983)が提唱し た冷気の堆積を考慮した放射冷却の式で説明できること と、山頂の地表面冷却の式について調べたものである.

山頂と山麓平地や盆地での夜間冷却量の時間変化 と風速依存性

解析した地点の海抜高度,地形的な特徴,使用したデー タ,解析期間等を第1表に示した。表の横線の区切りは 山頂とその山麓平地または盆地が対になっていることを 示し,解析は対になっている両地点が共に晴天で積雪や 凍結のない日だけを選んで行った。各対毎に,解析期間 中でこの条件を満足していた日数を右端の欄に示した。

晴天日での平均値として求めた各地点の15時から翌朝 9時までの気温変化を第1図に示した。縦軸の温度目盛 は左側が山麓平地や盆地に対するもので右側が山頂に対

冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却

| | | | | | _ | | | | | | |
|-------------|------------|-------------|------------------------------|-------------|----|---|-------------------|--|----------------------------------|------------------------------------|-----|
| | 地 | 点 | 名 | | 所在 | 渠 | 海抜高度 (m) | 地形特徵 | 使用データ | 解析期間・F | 数 |
| 吾善吾善 | 妻 小 妻 小 | 富士 | : 山 IJ : 盆 庭 | 頁 〔 〔 | 福 | 島 | 1,703 1,573 | 火口壁の小高い山頂 直径約 450m の火口底 | 総合観測データと 自記温湿度計記録 | 1982年 7~9月 | 8日 |
| 鷲二 | | 本 | | 1 2 | 福 | 島 | 1,210 240 | 山の斜面の道路 脇 盆 地 | アメダスデータ | 1980年と 1982年 | 10日 |
| 筑 下 | | 波 | 日 | 山 友 | 荻 | 城 | 868 20 | 山 頂 麓 平 地 | アメダスデータ | 1980年 5~11月 | 5日 |
| 川 川 川 | 渡渡渡 | 山 肩 平 | 」 I 昌 相 ^二 由 | 頁 艮 也 | 宮 | 城 | 572 550 175 | 四方にゆるく傾斜した山頂 ゆるい傾斜の尾根線上 山麓の非常にゆるい傾斜地 | 総合観測データ, 自記温湿度計記録 とアメダスデータ | 1981年9月, 1982年4~5月, 1982年10月 | 10日 |
| 岩手 岩手 | 山山 山八名 | 頁(3 今日(| 案師岳 (不動 ^፯ |) F) | 岩 | 手 | 2,041 1,771 | 山 頂 斜面の狭い平坦地 | 岩手山測候所記錄 | 1936年 1938年 | 46日 |
| 青青 | 葉葉 | 山 山 | 山 I 平 封 | 頁 也 | 宮 | 城 | 160 70 | 広い丘陵平地(大学キャンパス) 山麓の平地 | 総合観測データと 自記温湿度計記録 | 1982年 9~11月 | 15日 |

第1表 解析した地点の地形特徴と使用したデータ,解析期間・日数.



第1図 第1表に対して示した2地点(3地点を含む)での晴天日の15時から翌朝9時まで の気温変化.

するものである(ただし、右下の川渡の図では左上が山 頂、左下が平地、右が尾根に対するものとなっている) 図から明らかなように、冷気を堆積し易い山麓平地や盆 地では日出直前まで気温が下降しているのに、冷気を流 出し易い山頂では日没約1時間後から気温は殆ど下降し ていない、中央下の図の青葉山山頂では、平地と同様日 出直前まで気温が下降しているが、第1表に示したよう に、この地点は大学キャンパスで広い平地状の地形とな っており、冷気の流出は殆どないためと考えられる.ま た、左下の図の驚倉、中央上の図の岩手山八合目(不動

▶天気// 31. 1.

冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却



第2図 気温の夜間冷却量と山頂または境界層上端 近くの風速との関係.夜間冷却量は日没30 分前の気温と最低気温との差で,実線は平 均的な関係である.境界層上端近くの風速 は観測点に最も近くの高層気象観測資料か ら求めた.

平),右下の図の川渡尾根でも,冷却量に差はあるが, 山頂と非常に似た気温降下を示している。第1表から明 らかなように,これらの地点も,冷気を流出し易い地形 になっているためと考えられる。

第1表のなかで、二本松と下妻を除いた各地点で解析 した晴天日の夜間冷却量の風速依存性を第2図に示し た.夜間冷却量の値は日没30分前の気温と最低気温との 差で与えてある(ただし、瞬間値ではなく、それぞれの 時間を中心とした1時間平均値を用いている)、横軸は山 頂または境界層上端近くの夜間平均風速の逆数である。 ただし、山頂の風速を用いるのは、その山頂風速が観測 点付近の局所的地形の影響をあまり受けず、ほぼ同じ高 度の自由大気中の風速を代表していることが確認された 地点に限った.これは、用いる風速が夜間冷却の影響を 受けていないことを条件とすることである.この条件を



第3図 川渡平地風速と仙台上空1kmの風速との 関係,白丸印は21時と3時のデータ,黒四 角印は仙台上空1kmにおける15時,21時, 翌朝3時の平均風速と川渡平地の18時から 翌朝6時までの平均風速との関係である。 実線は平均的な関係。

満足する山頂風速の観測値がない場合は近くの高層気象 観測資料から求めた上空風速を用いた.これは近藤・森 (1982)がアメダスデータ解析から東北南部3県の夜間 冷却量は仙台上空1kmの風速の関数で近似できること を明らかにしたように,第2図で用いた風速は山頂観測 点上空の風速を代表し得るという考えに基づくものであ る.

第2図から明らかなように,吾妻小富士盆底,川渡平 地、青葉山平地での夜間冷却量は微風時に最大で、風速 が強まるにつれて小さくなり、ある風速以上では山頂の 値とほぼ等しくなるという顕著な風速依存性がある。こ の吾妻小富士盆底の結果は、近藤ほか(1983)が同じ地 点での観測から明らかにした、冷気の堆積によって盆底 内に形成される安定気層の厚さの風速依存性とよい一致 を示している. 川渡平地についても以下に示すように同 じ解釈が成立する.第3図に解析した日の仙台上空1km の風速と川渡平地の風速との関係を示した。白丸印が21 時と3時のデータで比較したもので、黒四角印が仙台上 空1km における15時, 21時, 3時の平均風速と川渡平 地の18時から翌朝6時までの平均風速を比較したもので ある. 図に実線で示したように、上空1km の風速が5 ms⁻¹ 以下では平地の風速は上空の風速とは無関係にほ ぼ一定であるが、上空の風速が5ms⁻¹以上になると平 地の風速もそれに対応して強くなっている。 したがっ て,川渡平地では上空の風速が5ms⁻¹以下では,安定 気層はあまり破壊されず顕熱輸送量も小さくほぼ一定な ので夜間冷却量も殆ど風速に依存しない。上空の風速が 5 m s⁻¹ 以上になると安定気層は破壊され、 地表面への 顕熱輸送量も増加するため夜間冷却量は風速と共に小さ くなり、ある風速以上では完全に混合され平地と山頂の 夜間冷却量はほぼ等しくなる。一方、青葉山山頂を除い

1984年1月

たいずれの山頂においても夜間冷却量は風速に依存せず ほぼ一定の値となっている。吾妻小富士山頂では、む しろ徴風時に夜間冷却量が小さくなる傾向さえみられる (これは暖気沈降流の効果と考えられる).青葉山山頂で の夜間冷却量が平地と似た風速依存性を示すのは、前記 の通り、この地点は平地状の地形で冷気の流出が殆どな いためであると考えられる.

驚倉と岩手山八合目は共に山の斜面の平地であるが、 驚倉では風速依存性がみられず岩手山八合目で風速依存 性が現れるのは観測地点の平地の広さのちがいによる冷 気の流出し易さの差異が原因となっていると思われる。 川渡尾根でも徴風時に夜間冷却量が大きくなる風速依存 性を示すのは冷気の流出が完全には行われないためであ ると考えられる。

このように、山頂と山麓平地や盆地でみられる晴天日 の夜間冷却量の特徴は、定性的には、熱収支解析から森 ほか(1983)が指摘した冷気の流出と堆積を考慮した熱 循環機構で解釈できることが確かめられた.以下では、 冷気の流出や堆積を考慮した地表面に対する放射冷却の 式を用いた夜間冷却量に対する定量的な解釈を試みるこ とにする.

冷気の堆積を考慮した山麓平地や盆地での夜間放 射冷却

冷気の堆積がおこる 微風快晴夜間には, 大気から地表面に供給される顕熱や凝結の潜熱は無視できるので Groen (1947)の放射冷却の式を用いて導いた近藤・山沢(1983)の「盆地の放射冷却の式」を用いる.

夕刻の冷却開始から t 時間経過した時の地表面における正味放射量 Rn は

 $Rn = \sigma T_s^4 - (L_0 \downarrow - \Delta L \downarrow)$

 $=Rn_0-F_3(T_0-T_s)$ (1)

| $Rn_0 = \sigma T_0^4 - L_0^4$ |
|--|
| $\Delta L^{\downarrow} = F_2(w_i)(\sigma T_0^4 - \sigma T_s^4) \dots \dots \dots \dots \dots (3)$ |
| $F_3 = 4\sigma T_0^3 \{1 - F_2(w_i)\}$ (4) |
| $F_2(wi) = F_1\{1 - \tau_f(w_i)\}$ (5) |
| $F_1 \rightleftharpoons 0.5$ |
| $1 - \tau_f(w_i) \doteq 0.23 \log_{10} \frac{w_i + 0.005}{0.002}$ (7) |

ただし,wiの適用範囲は

 $0.001 \mathrm{~g~cm^{-2}} < w_i < 10 \mathrm{~g~cm^{-2}}$

 $1-\tau_f(w_i) \doteq 0 \cdots (8)$

上式で、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_0 と T_s は、それぞれ冷却開始時とt時間後の地表面温度、 L_0 レ とLレはそれぞれ冷却開始時とt時間後の地表面に入射 する大気放射量、 $\Delta L \cup = L_0 \cup -L^1$ 、 w_i は冷気の堆積に よって形成された安定気層内に含まれる有効水蒸気量で ある。

正味放射量 Rn が夕刻の値 Rn_0 から上式のように減 少する場合の t時間後の地表面冷却量 $\Delta T_s (\equiv T_0 - T_s)$ は次式で与えられる (近藤・山沢, 1983).

| $\frac{\Delta T_s}{\Delta T_{s,\max}} = \frac{G(x)}{1 - F_2(w_i)} $ (9) |
|--|
| ただし |
| $G(x) = 1 - e^x \operatorname{Erfc}(\sqrt{x}) \dots \dots$ |
| $\operatorname{Erfc}(\gamma) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\gamma} e^{-\gamma^2} d\gamma \dots $ |
| $x = \frac{F_3^2 t}{c_g \rho_g \lambda_g} \dots \dots$ |
| $\Delta T_{s,\max} = T_0 - T_e \cdots \cdots$ |
| $T_e = \left(\frac{L_0}{\sigma}\right)^{\frac{1}{4}} \dots $ |
| ここで、AT |

ここで、*ΔT_{s,max}* は近藤(1982)が定義した最大可能冷 却量, *cgρgλg* は地表面の熱物理定数である.

第4 図に吾妻小富士盆底,青葉山平地,川渡平地で式 (9)から理論的に計算した 夕刻からの地表面冷却量 ΔT_s と実測値との比較を示した.この計算では、G(x)に近藤・山沢 (1983)が求めた近 似式 を、 T_0 、 L_0 、 $c_{g\rhog\lambda g}$ は第2表に示した観測値を、 w_i は第2表に示し た地上付近の水蒸気圧 e、安定気層の厚さ z_i と空気の 密度 ρ 、標準大気圧 P_* から

によって求めた値を用いた. 図の縦軸は日没30分前から の冷却量を下向きを正にとってある. 実線が冷気の堆積 を考慮した場合,点線が冷気の堆積がない場合の地表面 温度理論値で,白丸印が気温の,黒丸印が地表面温度の 測定値である. 吾妻小富士では夕刻に一時曇り気温が下 降したため,その時間帯は推定値を破線で示した. 川渡 の図の破線は,実線で示した理論値から風速の観測値を 用いて推定した地表面への顕熱輸送による加熱の分を じたものである. 日没30分前を冷却開始時としたのけ Groen の解が t=0 で地中温度の鉛直分布 $T_g(z)$ を

▶天気// 31. 1.

| 観測地 | 吾妻小富士盆底 | 青葉山平地 | 川渡平地 |
|---|--------------|--------------|--------------|
| 観測年月日 | 1982.7/11-12 | 1983.3/30-31 | 1981.9/23-24 |
| <i>T</i> ₀ (°K) | 289.0 | 281.5 | 295.3 |
| $L_0 \downarrow (ly min^{-1})$ | 0. 436 | 0.360 | 0.468 |
| ē (mb) | 15.0 | 7.0 | 15.2 |
| $c_g \rho_g \lambda_g (ly^2 k^{-2} min^{-1})$ | 0.023 | 0.038 | 0.052 |
| z_i (m) | 80 | 50 | 400 |

第2表 地表面の放射冷却量の計算に用いた3地点での観測値.



第4図 放射冷却の理論式(9)から計算した地表 面冷却量と実測値との比較.実線と点線は それぞれ冷気の堆積を考慮した場合と考慮 しない時の理論値.一番下の川渡平地の図 の破線は冷気の堆積と共に顕熱輸送を考慮 した理論値である.白丸印は気温の,黒丸 印は地表面温度の観測値から求めた冷却量 を示している.

地表面冷却量を直接観測した川渡の図から明らかなよ うに冷気の堆積と顕熱輸送を考慮した理論値(破線)は 実測値(黒丸印)と非常によくあっている.これに対し て,冷気の堆積を考慮しない点線は冷却開始から約5時 間は観測値より理論値の方が大きく,その後は逆になっ てしまい観測値の解釈としては不適当である.吾妻小富



第5図 最低気温の観測値と式(9)から理論的に 計算した最低地表面温度の差と観測値から 求めた安定気層内の最低温位鉛直勾配との 関係。

士と青葉山では地表面温度の連続観測をしなかったの で、川渡のように直接比較することはできないが、これ までの最低温度計による観測結果によれば、微風快晴夜 間の最低気温と最低地表面温度との差は、吾妻小富士で 約1°C, 青葉山で約3°C であり、図の地表面温度理論 値(実線)と気温観測値(白丸印)との差に近い.ま た,吾妻小富士では冷気の堆積を考慮しないと最低気温 時近くでは、理論的に計算した地表面冷却量が実測され た気温の冷却量よりも小さくなり観測値を説明すること はできない.

最低気温時の気温の観測値と式(9)を用いて理論的 に計算した地表面温度との差 AT_{min} を求めると,吾妻 小富士(約1°C),青葉山(約3°C),川渡(約5°C)の 順に大きくなり,第5図に示すように最低気温の鉛直分 布から求めた安定気層内の温位勾配 $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{min}$ の大き さの順序(吾妻小富士が最大で 0.11°C m⁻¹,次が青葉 山で0.043°C m⁻¹,最小が川渡で0.013°C m⁻¹)と逆に なっている.これは冷気の堆積し易い地形ほど接地気層 は地表面冷却の影響を強く受け,強い接地逆転層を形成

1984年1月

するためであると考えられる.

このように、微風快晴夜間に山麓平地や盆地でみられ る非常に大きな夜間冷却量は冷気の堆積を考慮した放射 冷却理論で解釈できる.また、風速依存性についても冷 気の堆積と顕熱輸送を考慮することによって説明でき る.

4. 山頂の地表面冷却の式

第1,2図からも明らかなように、山頂部では冷気の 流出とその補償流としての暖気沈降流が存在するために 接地気層の気温冷却量は非常に小さい.この沈降流の存 在は熱収支解析(森ほか,1983)からもすでに指摘され ていたことである。そのため、山頂部では接地逆転層は 非常に薄く、山麓平地や盆地にみられるような極端に強 い安定気層はできない.それで、大気から地表面への顕 熱輸送量は

| $Rn-H=G_0$ | (18) |
|---|------|
| $G_0 = -\lambda_g \left(\frac{\partial T_g}{\partial z} \right)_{z=0}$ | (19) |

となる. これに式 (1), (4), (17) を代入すると

ただし

F₄=F₃+c_pρC_Hu ······(21)
である.式(18)を境界条件とする地中温度の微分方程

式の解は式(9)と同形式で

$$\frac{\Delta T_s}{\Delta T_{s,\max}} = \frac{F_3 G(\mathbf{x})}{\{1 - F_2(w_i)\}F_4}$$
(22)

となる. 山頂部では冷気の堆積はないので、 $w_i=0$ とお けるため式 (22) は

| $\Delta T_s = F_s G(x) \qquad (23)$ |
|--|
| $\overline{\Delta T_{s,\max}} = \overline{F_4}$ |
| $\mathbf{x} = \frac{F_4^2 t}{2} \dots \dots$ |
| $c_{g}\rho_{g}\lambda_{g}$ |
| $F_2 \doteq 4\sigma T_2^3 \dots \dots$ |

と表せる.

 $c_p=0.24 \operatorname{cal} \operatorname{g}^{-1} \operatorname{K}^{-1}, \ \rho=1.1 \times 10^{-3} \operatorname{gcm}^{-3}, \ C_H=0.004$ とし、 $c_{g\rho g\lambda g}$ は第2表に示した値、 $T_0, \ L_0 \downarrow$ は吾妻小 富士と川渡でそれぞれ、289.0°K、0.436 ly min⁻¹ と 282.6°K、0.405 ly min⁻¹ として、式(23)を用いて計



第6図 山頂の地表面冷却の式(23)から計算した 川渡山頂と吾妻小富士山頂の地表面冷却量 の時間変化、山頂風速Uをパラメーターと して示してある。

算した山頂部の地表面冷却量 $4T_s$ の時間変化を第6 図 に示した.式(17)のuには山頂の風速Uを用い,この Uをパラメータとして計算した.バルク輸送係数 C_H の 値は、山頂における風速鉛直分布と地表面温度と気温鉛 直分布の観測から風と気温に対する地表面粗度を求め地 上1mの C_H として計算したものである.

山麓平地や盆地の場合と異なり、山頂部の地表面は冷 却開始と共に急激に冷却し、その後はゆっくり冷却する ようになる.また、強い風速依存性を示し風速が強まる につれて急激に冷却量が小さくなり、しかも、山頂の風 速が3ms⁻¹以上になると地表面の冷却は約1~2時間 で終わり、その後は殆ど冷却しないという結果になって いる.全体的な特徴には差はないが、吾妻小富士の方が 川渡よりも冷却量が大きくなっているのは地表面の熱物 理定数がちがうためである.

第7 図は川渡山頂での地表面冷却量の観測値(白丸 印)と式(23)からの計算値(実線)との比較である。 なお参考のために,気温冷却量の観測値を黒三角印で示 してある。図から明らかなように,顕熱輸送の効果を考 慮した理論式(23)は観測値と非常によくあっている。 また,風速の弱い下の図の方が地表面温度と気温との差 が大きくなっている。

第8 図には、日没10時間後の地表面温度降下量(上図) と、日没10時間後の気温と地表面温度との差(下図)の 風速依存性を示した.実線は式(23)より理論的に求め た地表面温度降下量である.データ数は少ないが、理論 値は観測値をかなりよく近似していると考えてよい.

▶天気// 31. 1.





第7図 川渡山頂で観測した気温(黒三角印)と地 表面(白丸印)の冷却量と式(23)から計 算した地表面冷却量(実線)との比較。



第8図 日没10時間後の地表面温度降下量(上図) と日没10時間後の気温と地表面温度の差 (下図)と山頂風速の逆数との関係.実線は 上,下図共に式(23)から計算した日没10 時間後の地表面温度降下量.

以上の結果は、地表面の冷却量は風速によって変わる が、接地気層の冷却量は風速に依存しないことを示すも のであり、微風快晴夜間には冷気流出に伴う補償流とし ての暖気沈降流が、結果的には、鉛直混合作用と同様の 役割を果たしているとする森ほか(1983)による熱収支 解析の結果を支持するものである。 5. まとめ

1) 微風快晴夜間に山麓平地や盆地でみられる非常に大 きな冷却量は、冷気の堆積を考慮した放射冷却理論で説 明できる。

2)山麓平地や盆地での夜間冷却量は強い風速依存性を示し、微風時に最大である。強風時に夜間冷却量が小さくなるのは、堆積する冷気の厚さが風速が強まるにつれて薄くなることと地表面への顕熱輸送が増加し地表面冷却が抑制されることに起因する。

3) 徴風快晴夜間の地表面温度と地上1~2mの気温の 差は冷気を堆積し易い地形ほど小さく,冷気が流出し易 い地形では大きくなる.

4)山頂部では、地表面温度の夜間冷却量は微風時に最 大で風速が強まるにつれて小さくなるが、これは冷気の 流出と地表面への顕熱輸送を考慮した冷却理論で説明で きる。

5)山頂部で接地気層の夜間冷却量が風速に依存しない のは、微風時に地表面温度がより下降し地表面近くの空 気も冷却するが、冷却した空気は滑降流となって流出し てしまい、その補償流としての暖気沈降流が上空から降 りてくるためである.これは山麓平地や盆地における強 風時の鉛直混合作用と同じ効果とみることができる.

謝辞

この研究を行うにあたって,資料の提供にご便宜をは かっていただいた盛岡地方気象台,仙台管区気象台,福 島地方気象台に感謝いたします.また東北大学理学部気 象学講座の諸氏には観測資料を使用させていただいたこ 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 害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 研究の指 針, 天気, 29, 935-949.
- , 山沢弘実, 1983:夜間の地表面放射冷却 と積雪および日本各地の最低気温の極値につい て, 天気, 30, 295-302.

-------, 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.

 , 一, 安田延壽, 佐藤 威, 萩野谷 成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 庄司邦彦, 1983:金 地内に 形成される夜間の 安定気層(冷気湖), 天 気, 30, 327-334.

1984年1月

Groen, P., 1947: Note on the theory of nocturnal radiational cooling of the earth's surface, J. Met., 4, 63-66.

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, 1983:山地の夜間冷却 と熱収支, 天気, 30, 259-267.

(44頁より続く)

文 献

- 近藤純正,1981:いろいろな粗度をもつ境界層(竹 内・近藤著:大気科学講座第1巻の第6章),東 大出版会,138-165.
- -----, 1982: 大気境界層の科学, 東京堂出版, 219 pp.

......, 1983:東北地方多地点一斉大規模山林火 災を誘発した1983年4月27月の異常乾燥強風(1), 天気, 30, 545-552.

———,山沢弘実,1983:局地風速と現実複雑地 表面の粗度,天気,30,553-561.

- Naito, G. and J. Kondo, 1974: Spatial structure of fluctuating components of the horizontal wind speed above the ocean, J. Met. Soc. Japan, 52, 391-399.
- 竹内清秀, 1981:接地層の構造(竹内・近藤著:大 気科学講座第1巻の第1章),東大出版会, 1-41.