赤外線放射温度計による大麻山の 斜面温暖帯の測定

黒瀬 義孝・真木 太一

(四国農業試験場土地利用部作目立地研究室)

Measurement of Thermal Belt on the Slope of Mt. Osa
by using Infrared Thermometer

Yoshitaka KUROSE and Taichi MAKI

(Laboratory of Crop Location, Land Utilization Division)
Shikoku National Agricultural Experiment Station,
2575, Ikano, Zentsuji, Kagawa 765, Japan

1. はじめに

ランドサット, NOAA, ひまわりなどの人工衛星およびセンサーを搭載した航空機によるリモートセンシングが広く行なわれるようになり, 同一時刻の広範囲の面的情報が得られるようになった。この観測データのいくつかは農業分野の研究にも活用されている。例えば, ひまわりの赤外データと AMeDAS 気温との関係把握 (谷ら, 1984), ひまわりのデータによる冷害気象の解明 (ト蔵ら, 1982), 土壌水分の推定 (Heilman and Moore, 1980), 航空機 MSS データによる地表面熱収支分布の評価 (川島, 1986), 土壌含疎率の推定 (石黒, 1985) などが報告されている。

人工衛星のデータを用いた研究では, 観測データの分解能の関係から大, 中気象を対象にしたり, 航空機のデータを用いた研究では, 一定の時間間隔ごとに測定するのが困難であるため, ある時刻のデータで経時的な現象を代表する場合が多い。したがって, 人工衛星などの観測データは局地気象レベルでの経時的な現象の解析にはあまり向いていない。

著者らは放射熱解析装置を使用して, 熱映像から局地気象および微気象レベルでの温度分布の特性を解明する研究を続けている。今回の観測では, 山の斜面に形成される温暖帯, 冷気湖などについて, 表面温度から解析を試みた。

従来の斜面温暖帯の観測では, 移動観測でも, 定点観測でも測器の設置やデータの読み取りのために多大な労

力が必要であり, また測定値は点のデータであるため, 観測した地点の代表性などの関係から, 面のデータに置き換えるには問題があった。

熱映像の温暖帯への適用例には, 飛行機に熱画像解析装置を搭載し, 筑波山の斜面温暖帯の測定を行なったものがあり, 早朝 7 時における温暖帯を面的に詳細なパターンでとらえた研究 (小林, 1979) がある。また, 温暖帯の形成と関係の深い斜面冷気流や冷気湖などの観測結果は多数報告されており (鳥谷, 1985; 田中ら, 1982), 斜面冷気流や冷気湖などの発生機構もかなり解明されてきた (近藤, 1982)。しかし, これらの現象は極めて局地性の強い現象であり, 種々の気象条件, 地形条件についてのデータの集積はなお必要と考えられる。

そこで, 熱映像を使った斜面温暖帯の観測と風速などの気象条件を結びつけた研究を行ない, 斜面温暖帯について興味ある結果が得られたので, その概要を報告する。

2. 観測地域

大麻山は北緯 $34^{\circ} 12'$, 東経 $133^{\circ} 47'$ に位置し, 香川県の普通寺市, 琴平町, 高瀬町にまたがる標高 616m の山である。

Fig. 1 に大麻山北斜面とその周辺の地形, および放射熱解析装置の設置地点, 気温, 風速の観測地点を示す。

観測対象である大麻山北斜面は勾配が $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の傾斜を成している。標高 220m 以上では主として針葉樹で占められ, 主な樹木は樹高約 10m のアカマツである。一方, 標高 220m 以下の斜面では樹木と牧草で覆われており, 放牧区の違いによる牧草の草丈は 5~30 cm でそれぞれ異なる。

Fig. 1. Topographic map of observation area and its vicinity in Mt. Osa region.
Notation of A–E shows the observation points.

大麻山の北側には鶴ヶ峰 (130m) と磨臼山 (119m) があり、標高 110m 以下ではこれらの山により開放度が小さくなっている。

3. 観測項目および観測方法

(1) 熱映像

観測対象の表面温度を表示・記録するために放射熱解析装置 (日本電気三栄社製、サーモレーサ 6T61 型) を使用した。

放射熱解析装置の使用赤外線波長は $8\sim 13\mu\text{m}$ で、いわゆる大気窓領域を使用しており、温度測定範囲は $-50\sim 2000^\circ\text{C}$ 、温度分解能は 0.1°C (30°C 黒体)、測定視野は水平 30° 、垂直 25° の範囲であり、1 画素の視野角は 1.5mrad である。

自然物体の射出率は通常 1 より小さく、物体ごとに射出率を設定して測定するか、射出率の違いによる誤差を計算し補正する必要があるが、今回の観測では測定対象物の射出率は 1 と仮定して測定を行なった。射出率の違いによる放射温度と真の表面温度の関係を、真木・黒瀬 (1987) と同様に Fuchs and Tanner, (1966) の方法で求めてみると、物体の射出率を 0.95 とすると真の表

面温度と放射温度の温度差は 1°C 程度である。樹木、牧草の射出率は 0.97 以上であるため、射出率による誤差は 0.6°C 程度であると考えられる。ただし、観測は冬季の晴天夜間に行なわれたもので、周囲から対象物体への入放射エネルギー量は $250\text{W}/\text{m}^2$ 程度と考えた。

また、測定対象物からセンサーまでの伝播経路中における吸収、散乱による放射温度の低下の影響も考慮しなくてはならない。対象物を海面とし、高度による放射温度の低下量の研究であるが、冬季では $0.9\sim 1.5^\circ\text{C}/\text{km}$ という報告がある。今回の観測では低下量がどの程度かは測定していないが、標高 250m 付近までは測定対象物までの距離が長くなるにもかかわらず、温度は上昇していることから明らかに温暖帯が存在していると考えられる。

大麻山北斜面を観測するために、放射熱解析装置を大麻山の北側に位置する鶴ヶ峰の標高 100m 地点 (A) に設置した。観測地点から測定対象物までの距離は $0.2\sim 2.2\text{km}$ であり、1 画素の大きさは $0.5\sim 25.5\text{m}^2$ である。樹木、牧草は密に繁茂しているため幹や土壌の温度はほとんど含まれないと考えられる。

測定対象物は表面温度に対応してカラー表示されるが、

処理の必要に応じて温度をデジタル表示させ読み取った。表面温度は樹木、牧草が広く繁茂している場所を選び、標高 250m 以上では 50m 毎に、標高 210m 以下では 20m 毎に、各々の標高において数画素のデータから求めた。

熱映像の観測は、1986 年 12 月 2～6 日、1987 年 2 月 23～25 日、4 月 13～15 日の 3 回行なった。熱映像の測定間隔は、12 月と 2 月の観測では 15 分毎、4 月の観測では 20 分毎である。

なお、観測したデータは表面温度であるのに対し、斜面温暖帯は接地気層内の気温に関する現象の用語であるが、適当な用語がないためそのまま使用した。また、山の山麓の表面温度が中腹よりも低くなる現象についても、同様な理由により逆転域という用語を使用した。

(2) 気温

気温は、2 月と 4 月では大麻山北斜面の標高 100m 地点 (B) の 5 高度 (4, 3, 2, 1, 0.5m) で測定した。温度計には白金抵抗体を使用し、連続測定を行なった。測定地点は草丈約 40 cm の雑草で覆われた約 10° の傾斜地であり、周囲は放牧地である。

12 月の気温データには、標高 106m 地点 (C) の総合気象観測装置による地上 1m 高の値を使用した。なお、総合気象観測露場は、2 月と 4 月の気温観測地点 (B) とは約 30m 離れているが、気象条件、地形条件に大きな違いはない。

(3) 風向、風速

2 月と 4 月では、気温測定地点と同一地点 (B) で風向、風速を測定した。風速測定は微風用 3 杯式風速計を用いて 4, 3, 2, 1, 0.5m の 5 高度で、また風向測定は微風用矢羽式風向計を用いて地上 2m 高で実施した。なお、標高 65m 地点 (D) においても、地上 1m 高の風速を微風用 3 杯式風速計を用いて連続測定した。

12 月の観測では、標高 210m 地点 (E) で、6, 4, 2.5, 1.5, 0.8m の 5 高度で風速を、4m の高度で風向を測定した。また、標高 106m 地点 (C) にある総合気象観測装置の地上 10m 高のエロペーンによる風向、風速データも使用した。

4. 観測結果および考察

(1) 気温と表面葉温の関係

Fig. 2 に標高 100m 地点の気温と表面温度 (測定した箇所が樹木で覆われているため、以下葉温) の関係を示す。日射の影響がない夜間の気温と葉温は比較的高い相関 (相関係数: $r=0.90$) が認められた。

4 月の観測では葉温 > 気温の関係が得られたが、この主な原因は、気温 (4m 高) と葉温 (約 10m 高) の測定高度

Fig. 2. Relationship between air temperature at 4m and surface temperature at 10m derived from infrared thermometer.

が異なるためと考えられる。4 月には接地逆転による冷氣層が厚く、高度が増すにつれ気温が上昇したことにより、Fig. 2 では葉温 > 気温の関係が得られたと考えられる。

傾斜地では一般風が弱い日でも斜面滑降風の発生により無風となることはまれであり、顕熱交換が行なわれやすいことなどを考慮すると、傾斜地の夜間の気温と葉温が極めて大きな温度差を示すことは少ないと考えられる。

(2) 斜面温暖帯の発達事例

1986 年 12 月 5～6 日の熱映像から得られた大麻山北斜面の樹木葉温の等値線図と風向、風速の観測例を Fig. 3 (A), (B) に示す。

まず最初に、葉温の時間変化について述べる。標高 110m 以上では 16～18 時に葉温が約 1.5℃ 低下したのに対し、110m 以下では葉温の低下量がそれよりも大きく、標高 65m では 16～18 時に 5.2℃ の低下であった。同時刻に斜面滑降風が吹いており、この滑降風によって低標高の葉温が低下したと考えられる。つまり、18 時までの滑降風は冷氣流として作用したことになる。

18 時以降は標高 250m 付近に温暖帯が形成された。温暖帯以上の標高では冷却が停止し平衡状態となったが、温暖帯以下では低標高の葉ほど長時間葉温の低下が続き、また低下量も大きく、特に標高 80m 以下で葉温の低下が大きかった。温暖帯を境にして上方では葉温の低下が停止し、下方では葉温の低下が続いたのは、斜面滑降風の影響と考えられる。すなわち、標高 250m 以上では斜面滑降風によって葉面と大気との顕熱交換が行なわれ、熱収支的にバランスがとれて冷却が停止したのに対

Fig. 3. (A) Isopleth of surface temperature at Mt. Osa on Dec. 5–6, 1986. The chain line is center of thermal belt.
(B) Variations of wind speed at two different heights (106 and 210m) and wind direction at the height of 106m. *** shows the unmeasurable wind direction because of the small wind speed below 0.2m/s.

して、標高 250m 以下では逆転域に入ったことにより滑降風の侵入が抑えられ顕熱交換が減少し、また山麓域上空への冷気の移流、堆積により下向きの大気放射量が減少したため葉温の低下が続いたと考えられる。Magono et al., (1982) は盆地での観測から、冷気の移流は日没前後のわずかな時間でしかなく、その後、冷気は盆地中央部の上空へ移流、堆積し、その大気を冷却するにすぎないと指摘しており、今回の観測でも同様の傾向が認められた。

温暖帯の中心から標高 110m までは、Fig. 3 (A) のように等温線の間隔が広く、標高による温度勾配が小さいのに対し、110m 以下では等温線の間隔が狭く、19 時以降では逆転域が温度勾配の違いにより 2 域に区分される。下方の逆転域（以下、第 1 逆転域とよぶ）が形成されたのは、標高 110m 以下の山麓域で鶴ヶ峰と磨臼山により開放度が小さく、冷気が溜りやすく逃げにくい条件にあるためと考えられる。

斜面温暖帯に近い標高 210m では風速 1.5m/s 以上（平均 2.7m/s）の風が常時吹いているのに対し、標高 106m 地点では風は弱く、平均風速 0.8m/s で、1.5m/s 以上の風が間欠的に吹いている状態であった。標高 106m と 210m の風速差は 18 時以降明瞭に現われた。この時刻は 106m 地点が逆転域に入った時刻と一致しており、逆転域では滑降風の侵入が抑えられることが判る。

標高 210m の風速が 3m/s を越えるような場合、標高 106m 地点においても 2m/s 以上の風が吹く場合が多かったが、標高 210m で 3m/s 以下の場合には 106m 地点では 0.5m/s 以下の風速であり、滑降風が逆転域に侵入するとき、しないときの風速差は明瞭であった。逆転域では一般に滑降風の侵入は妨げられるが、滑降風が強い場合は逆転域に侵入することを示している。

風速と葉温の関係をみると、風の強まった 22 時と 3～5 時には逆転域で葉温が上昇し、逆に風が弱まった時間帯には葉温が低下した。このことから、逆転域の葉に対しては斜面滑降風は暖気流として作用すると判断される。斜面滑降風は山地斜面上で放射冷却した大気が同高度の自由大気より重たいために斜面下方に向かって流れる風であり、基本的には冷気流である。この冷気

流が逆転域において暖気流として作用するのは、鈴木ら（1985）が示しているように、放射冷却条件下の傾斜地、盆地における斜面下降気流が、冷気流としての冷却作用よりも本来の放射に基づく冷却を緩和する作用の方が大きいためである。今回の観測でも、斜面滑降風は冷却を緩和する方向に作用した。逆転域の植物は滑降風より低温な冷気中にあり、また風速が弱いため放射冷却の影響を強く受けている。この逆転域に滑降風が侵入することにより、逆転域の破壊、気温の上昇、顕熱交換の促進な

どによって葉温が上昇したと考えられる。

22時と3時からの風速の増大時には、温暖帯中心部の葉温はほとんど上昇しなかった。それに対して、逆転域の葉温は上昇したが温暖帯中心部の葉温以上になることはなく、温暖帯中心部の葉温に近付く傾向があった。標高90mを境として、90m以上では温暖帯中心部の葉温とはほぼ一致し、温度差は1℃以下であった。それに対し、90m以下では22時には葉温の上昇は認められず、3～5時では葉温は上昇したものの、温暖帯中心部の葉温より1～4℃低かった。この現象は、逆転域に侵入した滑降風の流れが標高90m付近で水平方向に変わったためと考えられ、強い冷氣の中には滑降風は侵入しにくいと考えられる。

22時と3～5時の風速を比較してみると、標高210mでは22時30分に平均最大風速3.1m/s、最大瞬間風速5.4m/sを記録したのに対し、3～5時にはそれぞれ3.7m/s、6.4m/sを記録した。平均最大風速で0.6m/sの差、最大瞬間風速で1.0m/sの差であった。同様に、標高106m地点でも22時と3～5時の風速を比較してみると、平均最大風速で0.3m/sの差であった。22時と3～5時の平均と瞬間の風速を比較した場合に明瞭な差が認められないことから、逆転域の破壊には風の継続時間が重要であることが判る。風速が同程度なら風の吹走時間に比例して、逆転域が上部から次第に破壊されることを示している。

次に、斜面温暖帯が形成された標高であるが、温暖帯の中心は標高250±50mの範囲に形成され、中心標高は一定ではなく時間と共に変化した。温暖帯中心部の標高は風速により左右され、風が弱まると上昇し、逆に風が強まったときは低下した。

標高と最低温度の関係をFig.4に示す。最低温度が最も高い区域は標高250m付近に形成され、それ以上の標高では0.6～0.7℃/100mの割合で温度低下しており、これは気温の湿潤断熱減率とほぼ等しい。温暖帯以下の標高では急激に温度が低下し、温暖帯の中心と標高65mの温度差は12月5～6日の場合5.7℃、2月23～24日の場合6.0℃であった。逆転域の最低表面温度の分布は2区域に分けられ、それぞれの区域内では標高に対してほぼ比例関係にあった。温度勾配は標高110～130mに変化する点が認められた。標高110～130m以上では弱い温度勾配であり、Fig.4(A),(B)において、それぞれ1.4、0.6℃/100mであり、110～130m以下では7.8、7.0℃/100mであった。地形、気象条件によっては逆転域内の表面温度低下の割合がいくつかに分けられることを示している。冷氣湖の気温の鉛直分布から、気温の変化の割合が多層になることが真木ら(1984)により示されてお

Fig. 4. The distribution of minimum surface temperatures of forest and grass on the slope of Mt. Osa.

(A): Dec. 5–6, 1986, (B): Feb. 23–24, 1987.

り、傾斜地の表面温度に対しても類似の傾向があることが確かめられた。

(3) 斜面温暖帯の未発達事例

斜面温暖帯が形成されなかった観測例として、12月4～5日の葉温の等値線図と風向、風速をFig.5(A),(B)に示す。

標高が高いほど温度が低下しているのが判る。風向は斜面の最大傾斜方向と一致し、1.5m/s以上の風が常に吹き、標高210mと106mでは後者の風速がやや大きい。強い滑降風が常に低標高まで吹く場合には、逆転域は形成されないか、あるいは形成されにくいと考えられる。つまり、強い斜面滑降風は逆転域を破壊する方向に作用する。このことは12月5～6日の観測における、強い滑降風による逆転域の破壊作用と一致する。しかし、逆転域が形成されなかったために滑降風が低標高まで吹いたと考えることもでき、今後因果関係を明確にする必要がある。

一般に、逆転域が形成されないのは、放射冷却が弱いから、一般風が強いことが考えられる。しかし、逆転域が発生しなかった12月4～5日と逆転域が発達した12月5～6日について総合気象観測露場における夜間の放射収支を比較すると-2.4MJ/night、-1.5MJ/nightであり、むしろ逆転域が発生しなかった日の方が放射冷却は強かった。また、両日とも斜面滑降風が卓越したことから、一般風は弱かったと考えられる。12月4～5日の観測結果はかなり特異的な例と考えられるが、逆転域の形成、消失に斜面滑降風の影響が大きいことが判る。今後、逆転域と斜面滑降風などの関係についてよりいっそ

Fig. 5. (A) Isoleth of surface temperature at Mt. Osa on Dec. 4–5, 1986.
(B) Variations of wind speed at two different heights (106 and 210m) and wind direction at the height of 106m.

うの観測が必要である。

また、斜面温暖帯が極めて弱い事例として 4 月 14～15 日の観測があげられる。夜間は一晩中薄雲が観測された。標高 210m 以下が逆転域となり、標高 210m と 65m の最低温度の差は 1.3℃であった。標高 100m 地点の夜間の平均風速は 1.5m/s であり、Fig. 3 (B) の 106 m 地点の風速変化と同様に滑降風が侵入したとき、侵入できないときの風速差はかなり明瞭であった。標高 100m の葉温と風速を比較してみると正の相関が認められた。また、風速増大時の葉温上昇が低標高にまで認められ、12 月 5～6 日の観測で、第 1 逆転域の葉温上昇にはある程度の滑降風の風速と、吹走時間が必要であったことと比較すると、弱い逆転であれば滑降風は容易に逆

転域に侵入可能で、短時間の風速増大によっても低標高まで葉温上昇をもたらすと考えられる。

(4) 斜面滑降風の特徴

斜面滑降風の特徴として、風速と気温の鉛直分布について述べる。

2 月 23～24 日における標高 100m 地点の風速の分布型を A (風速の極大が高度 4 m 以上の場合)、B (風速の極大が 2m ないし 3m の場合)、C (風速の極大が 0.5m ないし 1m の場合) の三つに分類し、風速との関係を Table 1 に示す。表に示すように、風速 2m/s 以上の場合にはほとんど A タイプであったが、2m/s 以下では B タイプが増加し、風速の極大は低高度に移って 2～3m 高に現われた。風速が 1m/s 以下ではほとんど C タイプで風速の極大は 0.5～1m 高に出現した。4 月 13～15 日にも斜面滑降風が吹いたが、1～2m/s の風速が多かったためにほとんど B タイプであった。また、斜面の最大傾斜方向の風向を持たない一般風はほとんど A タイプであった。

気温の鉛直分布に関しては 2 月の場合、0.5～1m 高の気温差は約 3℃で極めて大きな接地逆転を示し、3～4m 高の気温差は 0.2℃以下で、低高度で気温差が大きかった。これは、風速が 1m/s 以下の場合が多く、乱れが小さく上下間の混合が起こりにくいと考えられる。4 月のデータに関しては 1～4m 高で 2～3℃の気温差で、高度に対してほぼ直線的に気温が上昇した。また、一般風が吹くと気温差は小さくなった。

Table 1. Relation between the wind speed and the types of wind profile.

A: logarithmic profile, B: maximum at the middle region (2–3m) of the profile, and C: maximum at the lower region (0.5–1m) of the profile.

Type	A	B	C
Wind speed (m/s)			
0～1	2	7	48
1～2	20	24	6
2～3	12	1	0
3～	12	0	0

2月のデータに関して、逆転域の風速と気温の関係を各高度で調べると強い正の相関($r>0.8$)が認められた。

2月および4月の観測期間中、標高 65m 地点の風速は 22~24 時を境にして、100m 地点の風速とは相関を持たなくなり、0.2~0.6m/s の風速となった。逆転域の下層では斜面滑降風とは関係を持たない独自の循環風が形成されていると考えられる。

(5) 逆転域の鉛直構造とその時間変化

逆転域の地上 10m までの鉛直構造について、逆転域の発生、発達が比較的短時間に、しかも明瞭に観測できた 2月 23 日の観測データを用いて説明する。

Fig. 6 は標高 210m から 70m までの牧草と樹木の両方が生育している部分で、高さの異なる牧草と樹木の表面温度の差から、気温分布の断面の様子を推定したものである。牧草の表面温度は地表面近くの気温、樹木の表面温度は約 10m 高の気温と等しいと仮定し、等温線は以上 2 高度の測定値から推定して求めた。位置関係は Fig. 1 において大麻山北斜面を東方向から眺めたものである。(A) 逆転域発生前、(B) 逆転域発生直後、(C) 逆転域発達後の図を示す。

逆転域発生前は、斜面中腹から山麓まで樹木も牧草も同様な温度分布を示した。同標高の牧草の温度は樹木上部の温度より約 2℃ 低く、接地逆転が起こっている可能性を示している。同時刻の標高 100m の測定点でも、高度 0.5~4m で約 2℃ の気温差がある接地逆転がみられ、

高度が増すに従い風速も増大した。標高 100m 地点の風速は地上 1m 高で 2.0m/s、標高 65m の地上 1m 高においても 1.9m/s であり、同程度であった。

21 時には標高 100m 以下の山麓域で冷却が進行し逆転域が発生している。この時刻の標高 100m 地点の風速の鉛直分布は 2m 高に風速の極大が現われた。標高 65m の風速は 22 時までは 100m 地点の風速と同程度であったが、22 時以降は 0.2~0.5m/s で、100m 地点にみられた滑降風の侵入による風速の増大は認められなかった。

4 時には斜面上方に冷却が進行した。また、地上 10m までの接地逆転の強度は、標高 160m 以上では約 4℃/10m であるのに対し、低標高では逆転強度が小さくなり、標高 70m の逆転強度は 1.5℃/10m である。逆転域の発達とともに山麓の逆転強度は中腹の逆転強度より相対的に小さくなっている。この現象は Fig. 4 の牧草と樹木の最低温度の分布にも現れている。

播磨屋ら(1985)は、盆地での係留気球などによる気温の垂直分布観測により温位断面図を求め、日没後は等温線は斜面に沿った分布であり、冷却の進行につれ下層から等温線が水平になっていく過程を示している。今回の観測では地上 10m 高までの温度情報しか得られなかったが、山麓から冷気が蓄積していき、この冷気の蓄積により等温線の傾きが緩くなる様子が観測できた。

Fig. 6. Diagram of the development of inversion region inferred from surface temperatures on the slope. (A) Before the development of inversion region (20:00 Feb. 23), (B) At the beginning of the development (21:00 Feb. 23), (C) After the development (4:00 Feb. 24, 1987).

5. ま と め

放射熱解析装置を用いて、局地気象および微気象レベルでの温度分布の特性解明に関する研究の一環として、斜面に形成される温暖帯、逆転域の分布を面的にとらえ、それらと斜面滑降風との関係を求めた。斜面滑降風が卓越した日の観測から以下に示す結果を得た。

(1) 観測期間中、斜面温暖帯の中心は標高 250 ± 50 m の範囲に形成された。温暖帯の中心は斜面滑降風が強まった時には低標高に、弱まった時には高標高に移動する。

(2) 標高 250 m 付近を境として、上方は気温遞減率に従う順転域となり、下方は逆転域となった。逆転域は気象、地形条件により温度低下の割合がいくつかに分けられ、今回の観測では 2 区域まで観測された。第 1 逆転域の温度勾配は第 2 逆転域と比較して極めて急であり、滑降風が侵入しにくく逆転域が破壊されにくい。また、逆転域の最低表面温度の分布は標高に対してほぼ比例関係にある。

(3) 逆転域では斜面滑降風は暖気流であり、葉に顕熱を与え、葉温の上昇をもたらす。

(4) 斜面滑降風は逆転域を破壊する方向で作用し、破壊の程度は風の強さと継続時間に比例する。また、逆転が強いほど破壊されにくく、逆転が弱い場合には、1.5 m/s 程度の間欠的な滑降風でも低標高まで侵入して葉温の上昇をもたらす。

謝 辞

本研究を実施するに当たり、四国農試農業気象研究室中西松太郎主任研究官より貴重な 12 月の風向、風速データを御提供いただいた。また、四国農試草地畜産研究室より長期間にわたり自記温度計を借用させていただいた。ここに厚く御礼申し上げる。なお、放射熱解析装置および風向・風速計は場共用機械であり、これらの整備に際して御尽力いただいた方々に心より感謝する。

引用文献

ト蔵建治・山下 洋・鈴木哲夫, 1982: 静止気象衛星

「ひまわり」のデータによる冷害気象の研究, 2.

昭和 55 年東北地方に発生した冷害時への適用例, 農業気象, **37**, 309-315.

Fuchs, M. and C. B. Tanner, 1966: Infrared thermometry of vegetation. *Agron. J.*, **58**, 597-601.

播磨屋敏生・真木雅之・菊池勝弘・谷口 恭・大平貴裕・吉弘雅士, 1985: 北海道赤井川盆地における夜間冷却の観測, 北海道大学地球物理学研究報告, **45**, 29-41.

Heilman, J. L. and Moore, D. G., 1980: Thermography for estimating near-surface soil moisture under developing crop canopies. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 324-328.

石黒 悟, 1985: 熱映像による土壌含水量調査, 水と土, **62**, 29-32.

川島茂人, 1986: 航空機 MSS データによる地表面熱収支分布の評価, 天気, **33**, 333-344.

小林 守, 1979: 熱映像による筑波山の温暖帯の測定, 天気, **26**, 161-166.

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: Nacturnal cooling of Moshiri basin, Hokkaido in midwinter. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **60**, 1106-1116.

真木雅之・播磨屋敏生・菊池勝弘・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.

真木太一・黒瀬義孝, 1987: 赤外線放射温度計の局地気象観測への応用, 農業気象, **43**, 233-237.

鈴木義則・山本 薫・青木正敏, 1985: 暖地の霜害, 寒害と地形気象 (5) 斜面下降風と夜間放射冷却, 昭和 60 年度日本農業気象学会全国大会講演要旨, 24-25.
田中夕美子・石城謙吉・藤原滉一郎・小林大二, 1982: 台地と谷すじの夜間冷却について (1) 谷および谷横斜面の冷却過程, 農業気象, **38**, 245-251.

谷 宏・堀口郁夫・元木敏博, 1984: 農業気象における人工衛星データの利用に関する研究 — GMS (ひまわり) 赤外データによる地表面温度と AMeDAS 気温との関係 —, 農業気象, **40**, 111-117.

鳥谷 均, 1985: 長野県菅平盆地における冷気湖の形成と冷気流, 地理学評論, **58**, 67-79.

Summary

In order to study the process of the formation of the thermal belt (warm area in the middle of mountain) and the relationship between inversion region and katabatic wind, the micrometeorological observations and thermal image analysis of the northern slope of Mt. Osa were carried out. The remarkable development of thermal belt was found on the slope.

The results of the observations were summarized as follows:

(1) During the observation period, the center of thermal belt formed at the height of 250 ± 50 m above the sea level. When katabatic wind was strong, the center of thermal belt moved to the lower part of the mountain. On the other hand, when the wind was weak, it moved to the upper part.

(2) When inversion region developed in this observation period, three regions were distinguished on the slope. In upper region, surface temperature fell with elevation. Middle (second inversion region) and lower region (first inversion region) were inversion regions. In each region, minimum surface temperature is proportional to the elevation. On the lower region, rate of minimum surface temperature decrease is higher than in the middle region. Boundary of the inversion regions was found at the height of 110–130 m.

(3) The surface of the inversion region was warmed by the katabatic wind.

(4) The katabatic wind usually penetrated into the inversion region. Higher wind speed and longer period of wind promoted the penetration.