

## 斜面下降風に関する農業気象的研究I

今岡, 円七  
九州大学農学部

<https://doi.org/10.15017/22979>

---

出版情報：九州大学農学部学藝雑誌. 22 (4), pp.331-373, 1966-12. 九州大学農学部  
バージョン：  
権利関係：



## 斜面下降風に関する農業気象的研究 I

今 岡 円 七

## Agro-meteorological studies on the down slope wind I

Enhichi Imaoka

## 緒 言

冬季における農作物の低温障害並びに凍霜害について、それらを支配する最大要因の一つとして、晴夜において地表付近に発生する冷却層の影響を考えなければならぬ。香料ゼラニウムや除虫菊、柑橘等の栽培において、以上のことを立証する事実が各地に現われている。近年になつて農業経営の合理化がさげばれ、農業気象の面においても、栽培適地の選定、微気象的環境の人工的改善等に関する努力が、払われるようになった。

夜間冷却層に関する基礎的研究としては、いわゆる斜面下降風の研究として、諸外国においては古くから着手され、わが国においても近年になつて活発に行なわれるようになり、精密な観測並びに考察の結果が発表されている。しかしそれらのほとんどは、夜間における地上2~3 m以下の接地気層についてのものであり、冷却層の全貌についてはほとんどふれられていない。これらの不備を補うため、従来の観測方法に若干の工夫改良を行ない、地上250 m以下の気層の温度並びに風についての観測を行なうことができたので、それらの結果を物理的に検討し、また代表的な地形について、冷却層の接地気温に及ぼす作用を究明し、香料作物ゼラニウムや柑橘等について、それらの農業気象的意義の検討を行なつた。

本研究は1949年より1964年にわたつて行なわれたものであり、主として瀬戸内海の伯方島（愛媛県越智郡伯方町）を観測場所として選び、それらの観測並びに考察の結果はその都度、概要を日本農業気象学会並びに同中四国支部会に発表してきたが、本論文はそれらを整理し体系づけたものである。

稿を草するにあたり本研究の各分野にわたり、綿密な御指導をいただき、また校閲を賜わり種々有益な御助言をいただいた九州大学農学部武田京一教授、同坂上務助教授に深く謝意を表したい。また10幾年の長きにわたり、観測の第1歩から終始懇篤な御指導をい

ただいた京都大学名誉教授滑川忠夫理学博士に対し、衷心より謝意を表したい。

なお本研究のための観測は主として夜間に行なわれたが、困難な条件を排して実際の観測に参加を賜わり、有益な御指導をいただきなお強力な推進力となつて下さつた木村悠博士、松田昭美博士、吉田照雄博士、鈴木義則技官の各氏並びに西伯方中学校気象観測班卒業生各位に深甚なる謝意を表したい。

本研究には多くの経費を必要としたが、それらに対する多大の御援助と、筆者個人に温情のこもつた精神的な御支援を賜つた伯方町並びに同町教育委員会、伯方町立西伯方中学校教職員の各位に併せて感謝する次第である。

また筆者は中学校教師として、教務のかたわら研究を進めざるを得なかつたが、それらのもで発生する膨大な校務処理と研究整理に、多忙な立場を排して多年にわたり御支援を賜つた、西伯方中学校卒業生岩城節子、赤瀬勝子の両氏並びに愛媛県立大島高等学校教諭赤瀬玲子の各氏に心からの敬意を表したい。

## [I] 斜面下降風の性状に関する観測結果とその考察

## I. 観測内容

## 1. はしがき

丘腹などの傾斜面上で晴夜に冷却された空気が下降して、いわゆる斜面下降風を形成していることは周知の事実であり、それについての実状を正確に把握することは、農業気象学上の問題の一つを解明することになる筈である。

斜面下降風に関する観測についての最大の問題点は、微弱な下降風にもなつて起きる詭現象を、立体的に総合的に把握できる観測方法を考案することであろう。わが国において従来までに実施された方法は、下降風の立体的構造を知る手がかりとして、必ずしも充分であるとはいえない。また下降風の基礎的な性状

を解明しようとする現段階においては、比較的小規模で単純な地形を選び、下降風についての全貌を知ろうとする努力が払われなければならない。以上の目的を達するために我々が選んだ観測方法と内容を紹介することとする。

## 2. 観測方法

### (1) 上部気層の観測

#### (i) 気球による上部気層の観測

斜面下降風の機構を解明するためにはすくなくとも、地表から下降風の上限高度までの観測が必要である。小島等の小規模な地形上における観測では、最高 250 m ぐらいまでの観測で充分であることがわかった。以上の目的を達する方法として、繫留気球にラジオゾンデをとりつけて地上で測定要素を受信する方法と、気球にサーミスター温度計をとりつけ、その延長コードを上下して、地上に置かれた mv メーターで気温等を読み取る方法が考えられる。我々は取り扱いが簡単な後者の方法を採用した。重さ 100 g—200 g の気象観測用ゴム気球に水素をつめて、直径 1.5—2.0 m

とすれば 1.0—2.0 kg の揚力が得られるが、気球の下方にサーミスターをとりつけ、それと並列に小型ロビンソン風杯風力計を結び、風杯の回転によつて電接する度に、サーミスター回路の短絡による抵抗値の変化がおこり、地上の mv メーターの指針を振らせることができ、30 秒—60 秒間の指針の振れの数回を読み取つて、気温と同時に風速を測定した。また風向の観測はサーミスターの上部に長さ 2 m 内外、幅 10 cm ぐらいの白布を結びつけ、移動用小型発電機を電源とした投光器を使つて、地上よりライトを当てて白布の流される方位の目測を行なつた (Fig. 1 参照) (P-Obs.).

この種の観測において風速が大きい場合は、気球が流されて測定が困難となるため、観測はあらゆる条件を克服して、前穏な晴夜を選んで行なつた。また、この観測では一測点での観測時間として 5—10 分を要し、各測点を順次器材を移動して測定したため、多測点の場合は相当の時間的経過をまぬがれない。

これらの不備を補うため、この種の観測では折返し往復観測を行なつて 2 回の平均値を求めると、地上の

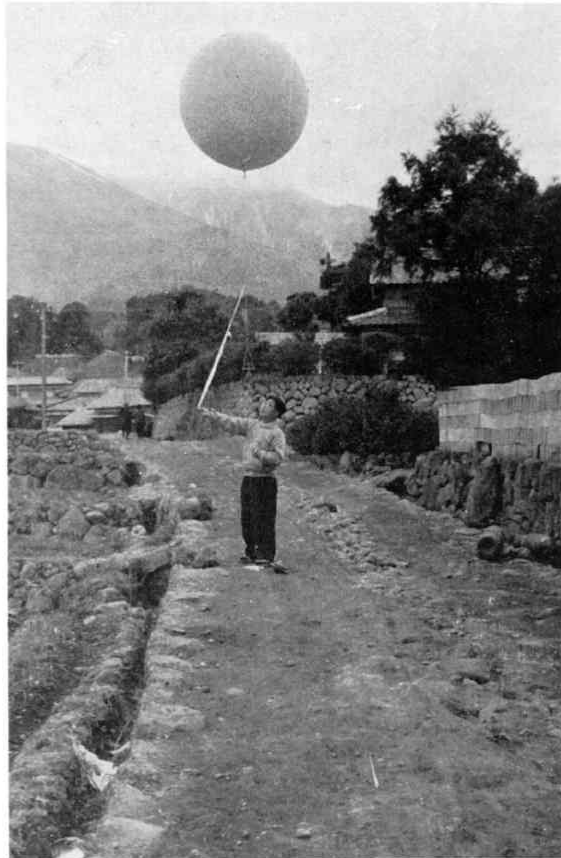


Fig. 1. Lift balloon for observation. (P-Obs.)

各点に設置された自記温度計の記録から、その間の時間的溫度変化率を求めて気球観測のデータに修正を加えた。

本論文に示されている上部気層の観測結果はすべて上述の処理を経過したものであり、従つて各図表に示されている観測結果は同時観測とみなして検討を進めることとする。

#### (ii) 支柱による上部気層の観測

気球による上部気層の観測は、晴夜を選んで一定区域内の冷却層の性状を調査するには好都合であるが、下降風の時間的経過や一般風が介入した場合の乱れの模様等を知るための、連続的な観測は不可能である。これらの目的を達するために高さ 14 m の竹竿を立て、各高度に熱電対温度計 ( $T_J$ -Obs.)、熱線風速計 ( $V_h$ -Obs.)、小型風杯風速計 ( $V_a$ -Obs.) 等を取り付け、地上に置かれた自記電接回数計、高須式微変動レコーダー等により、斜面下降風に関する各種の基礎的な観測を行なつた。

#### (2) 接地気層の観測

##### (i) 気温の読み取り観測

接地気温の読み取り観測は主として地上 2 m 高度以下において行なつたが、 $2.0 \cdot 1.0 \cdot 0.5 \cdot 0.2 \cdot 0.0$  (地表) m 等の各高度についての観測では、白塗りの支柱に温度計を直角にとりつけて読み取つた。観測点が多数に及ぶ時は測点数以上の観測員が動員されて同時観測を行なうか、または自動車による巡回観測を実施したが、この場合は折り返し往復観測を行なつて、時間経過による差異の修正をした。

地表温度の測定は地表面に温度計を水平に置き、土をかけて球部がかくれる程度とした。なお、これらの観測には水銀温度計、水銀最高温度計、アルコール最低温度計 ( $T_m$ -Obs.) を使用したが、巡回観測にはサーミスター温度計 ( $T_r$ -Obs.) が使用された。また温度計の球部に直径 2 cm、長さ約 6 cm のブリキ製白塗りの輻射除けをとりつけ、昼夜連続の観測では、温度計と水平にその上側に日光除けをつけた (Fig. 2 参照)。夜間のみ観測では、簡単に竹棒に球部輻射除けをつけた温度計を、直角にとりつけて観測を行なうこともあつた。なお、これらの観測に使用された温度計はすべて、使用の前後に標準温度計で目盛りの検定を行なつた。

##### (ii) 気温の自記観測

気温の連続的な観測には 1 週間巻きの自記温度計を使用し、Fig. 3 に示すような小型百葉箱 (50×50×50 cm) に、温度計のエレメントが地上 30—50 cm に

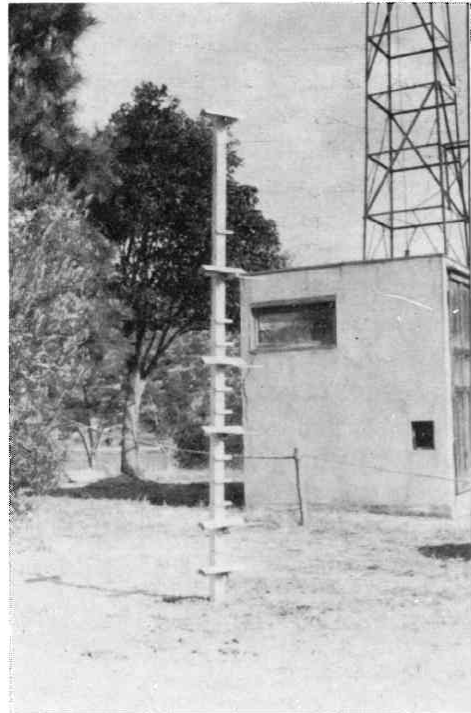


Fig. 2. Thermometer sunshade and observation pole. ( $T_m$ -Obs.)



Fig. 3. Shelter containing a thermograph. (50 cm×50 cm×50 cm), ( $T_r$ -Obs.)

なるように設置して記録させた ( $T_r$ -Obs.)。海上気温の記録は筏を海上に浮かべ、Fig. 3 に示されている小型百葉箱よりさらに小型で簡単な輻射除け (15×40×20 cm) を自記温度計にかぶせて記録を行なつた。百葉箱の差異による気温差は昼間は  $1^\circ\text{C}$  内外に達することもあつたが、夜間は問題にする程のことはなかつた。なお、この種の観測に使用された自記温度計は、定期的に 1 箇所を集めて相互検定を行なつた。

##### (iii) 微風速風向の読み取り観測

下降風風速の地表付近での分布状態を知るための観

測には熱線風速計を使用し、1測点での観測で10秒毎に10回メーターの読み取りを行ない、その平均値を求めて風速とした。また風向の観測は方位板を地面に水平に支持し、その中心に線香を垂直にたて、煙の流れの方向から風向を求めた ( $D_a$ -Obs.)。

#### (iv) 風速風向の連続観測

一定区域内の下降風の分布状態を知るため、小型風杯風速計を自記電接回数計に接続したものを5組用意し、地上1m高度に設置して下降風速を連続的に記録した。また風向は微風用小型自記風信器を風速計と並設して記録を行なった ( $D$ -Obs.)。なお、風の観測に使用した測器類はすべて、九州大学農学部気象学教室所属の風洞で定期的検定を行なった。

#### (v) 発煙筒による観測

下降風の流路を追跡するために白色発煙筒を使用し、その流路は目測によるスケッチまたは写真撮影によつて記録した ( $S_m$ -Obs.)。この種の観測を夜間に実施するときは強力な投光器で照明を行なったが、早朝日の出前の薄明時に行なうこともあった。

### 3. 観測場所

#### (1) 愛媛県越智郡伯方町 伯方島

伯方島は瀬戸内海の北緯  $34^{\circ}14'$ 、東経  $133^{\circ}05'$  にある (Fig. 4)、周囲約 29.6 km、面積約  $22 \text{ km}^2$  の小島で、島の中心より南面約 500 m のところにある海拔 304 m の山が本島の最高地点で、島の北側には海岸からほぼ島の中心地まで平地が続いている地形がみられ

るが、他の大部分の平地は海岸に近接している。ほぼ円形につくられた環状道路の閉塞に六つの半島が出ており、島内の平地や山腹斜面の大部分は開拓されて農耕地帯となつており、水稲、柑橘、ゼラニウム、煙草、甘藷等が栽培されていて、瀬戸内海に見られる多くの島の代表的なものの一つであろう。瀬戸内海島嶼部の産業開発に立脚した局地気象の解明は極めて重要であり、内海湖状の海に小島が点在するという条件は気象要因の解析上興味深く、また伯方島は地形が小規模な上に比較的単純で好都合である。

以上のような見地から伯方島が観測場所として選ばれたが、主な観測の場所は Fig. 5 に A から N までの点または線で示している。線 A は北西部の半島にあつて北東向きに展開した谷を示し、この線を中心に谷を降る下降風の観測を 1961 年から 1963 年にかけて大規模に行なつた。また B の線に沿つては小丘状地形上の夜間冷却層についての観測を 1960 年から 1962 年にかけて実施し、F—H、F—I の線にそつては伯方島を横断する南北斜面上の下降風の観測を 1963 年に実施した。また C・D・E・L・M・N の各点においては微気象的な諸問題を究明するための小規模な観測を行なつた。降霜に関する観測は伯方島全域に及んでい

#### (2) 大分県別府市 扇山

別府市の北方に海拔 800 m の死火山扇山があるが、この山は頂上より東方に向かつた山麓 (海拔 300 m)

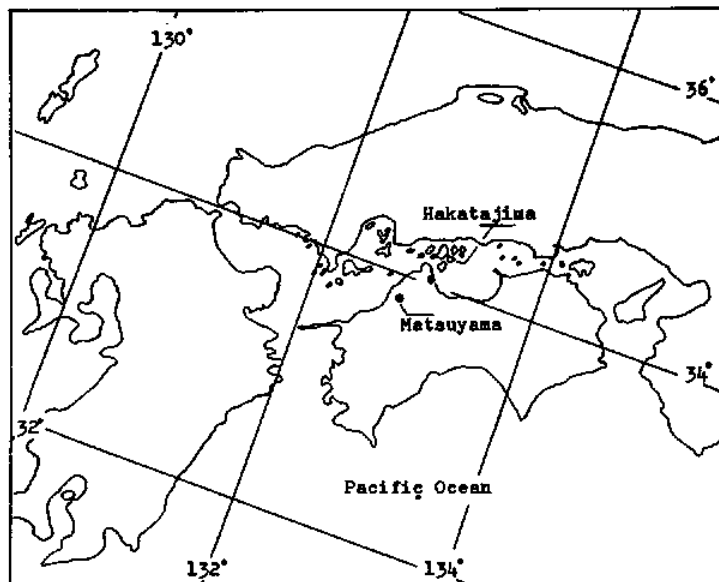


Fig. 4. Inland Sea of Seto.

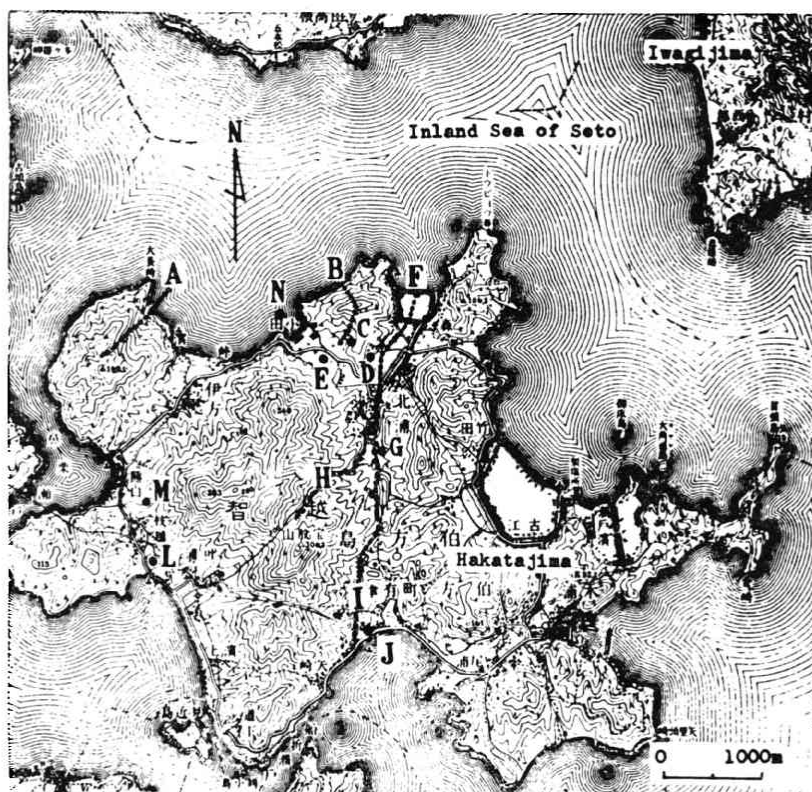


Fig. 5. Hakatajima, (in the Inland Sea of Seto, Lat. 34° 14' N, Long. 133° 05' E).

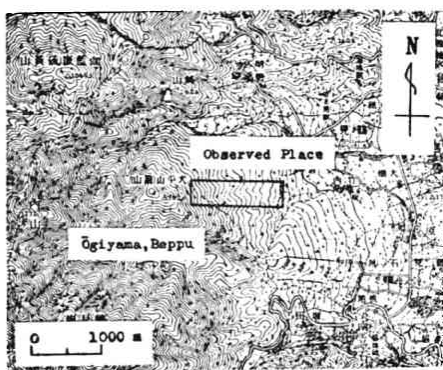


Fig. 6. Ōgiyama in Beppu city.

の間に、1,600 mの距離の美しい斜面をもち、中腹に高さ約15 mの松の木が1本見られるのみで、全斜面が起伏の少ない火山灰土でおおわれ、50 cm内外の雑草が生えているが、斜面下降風の観測に好適の場所であり、1962年1月に下降風の冷却過程に関する基礎的な観測を実施した (Fig. 6, 7 参照)。



Fig. 7. Ōgiyama slope.

## II. 冷却層の構造

### 1. はしがき

冷却層の構造を立体的にしらべるために、水素入りの気球を主体にして、伯方島において農耕地帯となっている三つの代表的な地域について、冷却層の構造に関する基礎的な観測と、それらについての若下の考察を行なつたので、取りまとめて報告することとする。

### 2. 谷を流下する冷気流の観測

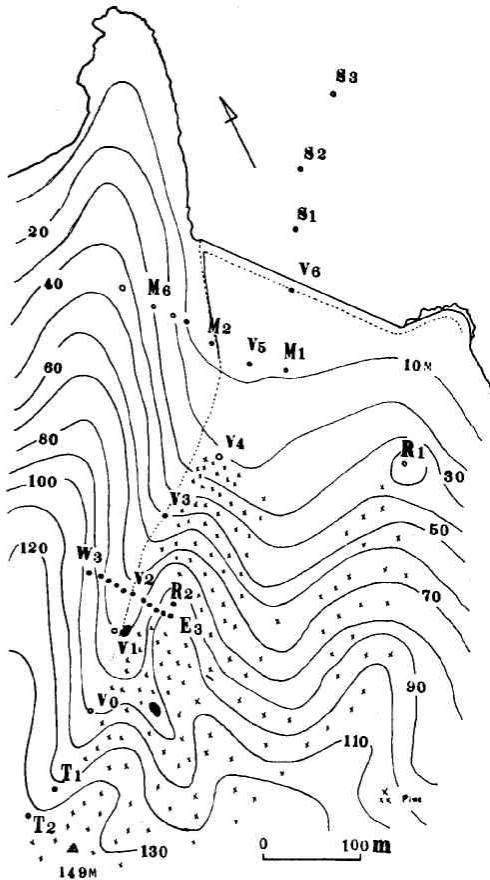


Fig. 8. Distribution of observation points.  
(See Fig. 5. A-line)

### (1) 観測要項

観測場所は Fig. 5 に A 線で示されている谷で、測点の分布は Fig. 8 に示してあるように、主谷にそつて7点(V<sub>0</sub>—V<sub>6</sub>), 主谷に直角に配置された16点(M<sub>1</sub>—M<sub>6</sub>), (E<sub>3</sub>—W<sub>3</sub>), 丘頂近くの2点(T<sub>1</sub>・T<sub>2</sub>), 小尾根上の2点(R<sub>1</sub>・R<sub>2</sub>), 及び海上の3点(S<sub>1</sub>—S<sub>3</sub>)である。観測場所の航空写真を Fig. 9 に示してある。この写真に見られるように、測点 V<sub>6</sub> 並びに V<sub>5</sub> 付近は乾水田及び畑であり、また M<sub>3</sub> から M<sub>6</sub> にかけて段々畑となり丘頂まで耕作されている。V<sub>6</sub> から V<sub>0</sub> にかけての谷線の北側の側斜面は松林であつたが、観測直前に伐採され、斜面上の植物の大部分は1 m 以下の灌木である。

### (2) 観測結果

#### (i) 谷の下流部についての観測

主谷にそつて海上から中腹までの8点(S<sub>1</sub>—S<sub>3</sub>), (V<sub>6</sub>—V<sub>2</sub>)における、地上30 m 高度までの風及び気

温の観測 (P-Obs.), 及び地上1 m 高度以下の下降風並びに気温の自記器による連続観測 (V<sub>e</sub>-Obs.), (D-Obs.), (T<sub>r</sub>-Obs.) を1961年10月13日夜実施したが、これらの結果を要約すると次のごとくなる。

A. Fig. 10 に示した風及び気温の垂直プロファイルについてまず観察してみることとする。V<sub>3</sub> におけるプロファイルは典型的で、地上20 m 以下の気層で海岸の方へ流下する下降気流が発達し、高度10 m ぐらいの気層で風速は最大となり(約2.8 m/s), 2—3 m 以下の気層では地表摩擦による減速とみなし得る風速の急減が現出している。これに対応して気温も高さ20 m の約20°C から、地表近くの約16°C まで4°C の低下を示し、冷気流であることを明示している。なお下降風速の最強である10 m 辺の気層の温度が、平滑化されたプロファイルより低くなつてゐることは、下降風による影響であると思われる。

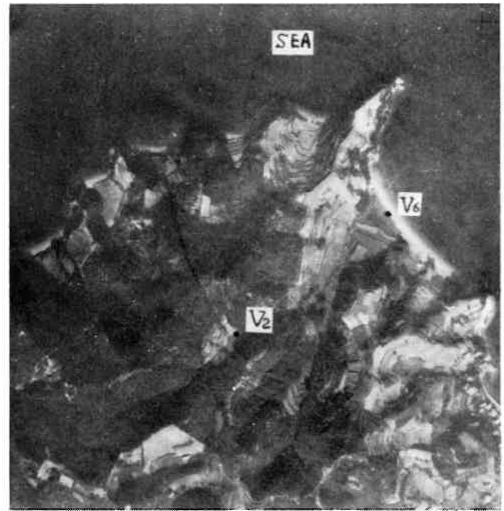


Fig. 9. Aerial photograph of observation place at A-line.

V<sub>5</sub> 及び V<sub>6</sub> においても同様であるが、海岸の V<sub>6</sub> ではプロファイルからみて冷気流の厚さは幾分減少し、10—15 m 以下であると推定され、風速も少し減少して2.5 m/s 以下となつてゐる。また海岸近くの海上の S<sub>1</sub> 及び S<sub>2</sub> まで冷気流は及んでおり、その厚さは10 m 以下となり、摩擦による減速は少なく海面に近づく程風速を増している。しかし海岸から200 m ぐらい沖あいの S<sub>3</sub> には達していないで、そこでは弱い一般風と見なし得る西寄りの風が30 m 以下の全層に吹いている。

中腹の V<sub>3</sub> 点より上方の V<sub>2</sub> での下降風は著しく弱体化されている。また V<sub>4</sub> での下降風も比較的弱い。V<sub>4</sub> 付近には高度10 m ぐらいの松林があるので、その影

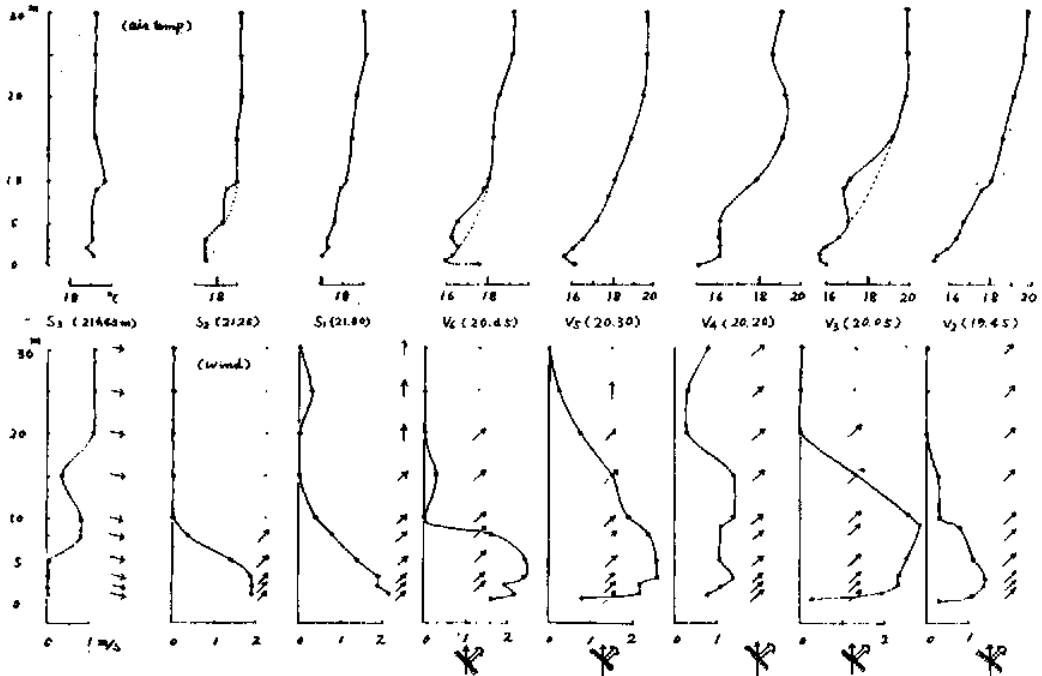


Fig. 10. Vertical distributions of air temperature and wind. (P-Obs.), at A-line, Oct. 13, 1961.

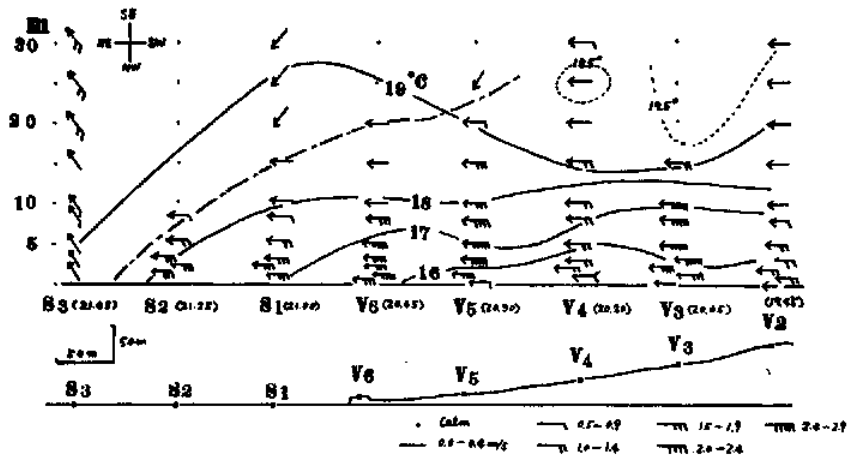


Fig. 11. States of isotherm and wind. (Based on Fig. 10).

標によるものと考えられる。

B. Fig. 11 に示された下降風の断面図を見ると、上記の事実がさらによくわかる。すなわち当夜吹いていた下降風は斜面にそって流下し、その底の温度は  $16^{\circ}\text{C}$  以下で厚さは中腹で約 20 m、海岸に至つて約 10 m ぐらいに減少し、その上限の気温は  $18.5^{\circ}\text{C}$  であることがわかる。しかし、この冷気流の上方には海からの帰還流の存在を示す事実は現出していない。S<sub>3</sub> の 30 m 以下の全層の西寄りの風及び S<sub>1</sub> の 20 m 以上

と、V<sub>5</sub> の 25 m 以上に現出している南寄りの風の正体は不明であるが、一応は微弱な一般風であつたと考えるべきであろう。また下降風の最も発達している V<sub>3</sub> 及び V<sub>5</sub> の 20 m 以上の気温が高く、 $19.5^{\circ}\text{C}$  に及んでいることは興味深い問題である。

C. この観測を行つた 13 日夜に下降風が相当よく発達していたことは Fig. 12 の地上 1 m の観測記録をみてもよくわかる。

すなわち日没の 16 時 30 分頃から夜半までは各点で

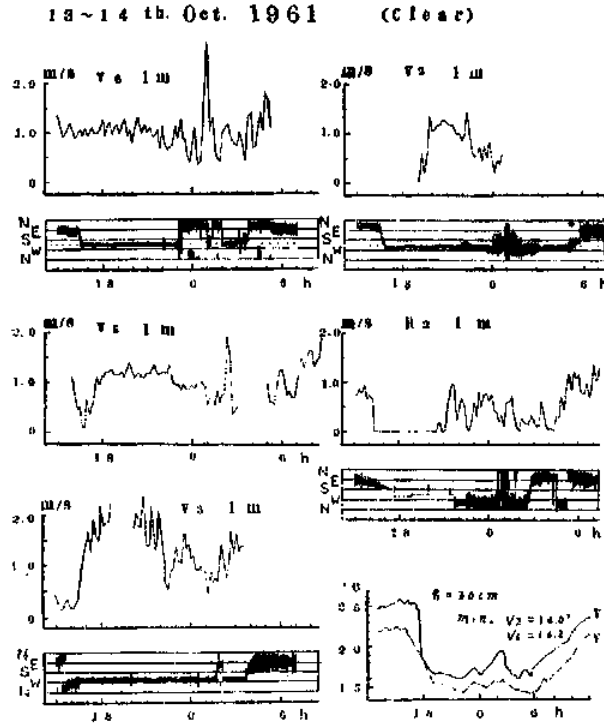


Fig. 12. States of wind (Height, 100 cm) and air temperature (Height, 30 cm) at night (Vc, D, Tr-Obs.), at A-line.

定常的な 1.0—2.0 m/s の南西の下降風が吹き続けているが、一般風を示すと考えられる小尾根上  $R_2$  の風速が、0.5 m/s 以上に達した夜半以後においては、各点の風向も変動が大きく、また風速も定常的でなくなっている。

夜間の接地気温は概して  $V_6$  が  $V_2$  より 1—2°C 高く現出しており、その間の断熱昇温 (約 0.7°C) を考慮しても、下降中冷却したとは考えられず、幾分昇温していると見なければならぬ。

(ii) 谷の上部についての観測

1961年11月6日夜、谷上方の測点  $V_5$ — $V_0$  と、丘頂近くの  $T_1$ ・ $T_2$  の8測点について、地上 30 m 高度以下の気温、風の観測 (P-Obs.) と、 $V_5$  における地上 14 m 高度までの下降風速の測定、並びに  $V_1$ ・ $V_6$  及び海上  $S_2$  での 30 cm 高度の気温の自記観測等を実施した ( $V_e$ -Obs.), (D-Obs.), ( $T_r$ -Obs.). これらの観測結果について検討を進めることとする。

A. Fig. 13 は上記の8点の風及び気温の垂直プロファイルを示したもので、 $V_5$  及び  $V_2$  で典型的な冷気流のプロファイルを示していることは前者 (1) の場合と同様であるが、この図によつて中腹から丘頂までの冷

気流の推移のもようをよみとることができる。すなわち冷気流の発達には  $V_2$  を頂点として上方へは減速されている形勢が明瞭に現出しており、 $V_2$  では厚さは少し増して 25 m ぐらいとなつているが風速は弱く、 $V_1$  では厚さも 15 m ぐらいとなり風速はさらに弱く、標高 100 m 近くの  $V_0$  点では 15 m 以下に下降流の存在がかるうじて認め得る程度となり、丘頂近くの  $T_1$  では 2 m 以下の接地気層にのみ認められ、 $T_2$  では微弱な一般風と見なされる南寄りの風のみとなつて下降流の存在は認められない。

B. 上記のことは Fig. 14 に示されている断面図を見るとさらによくわかる。この夜の観測時には丘頂の全高度並びに丘頂近くの  $T_1$ ・ $V_0$ ・ $V_1$  等の上空の風向から判断して、弱い南の一般風が発達していたことがわかるが、下降気流は上記のごとく  $T_1$  の接地気層から始まつており、接地気温の最低は  $V_1$ ・ $V_0$  付近に現われ、 $V_2$  の 25 m 高度以上に現出している高温域との気温差は 5°C 以上にも達している。

C. Fig. 15 によつて観測を行なつた 11月6日夜の、下降風の時間的経過のもようを知ることができる。日没の 16 時頃から下降気流が始まり、一般風が

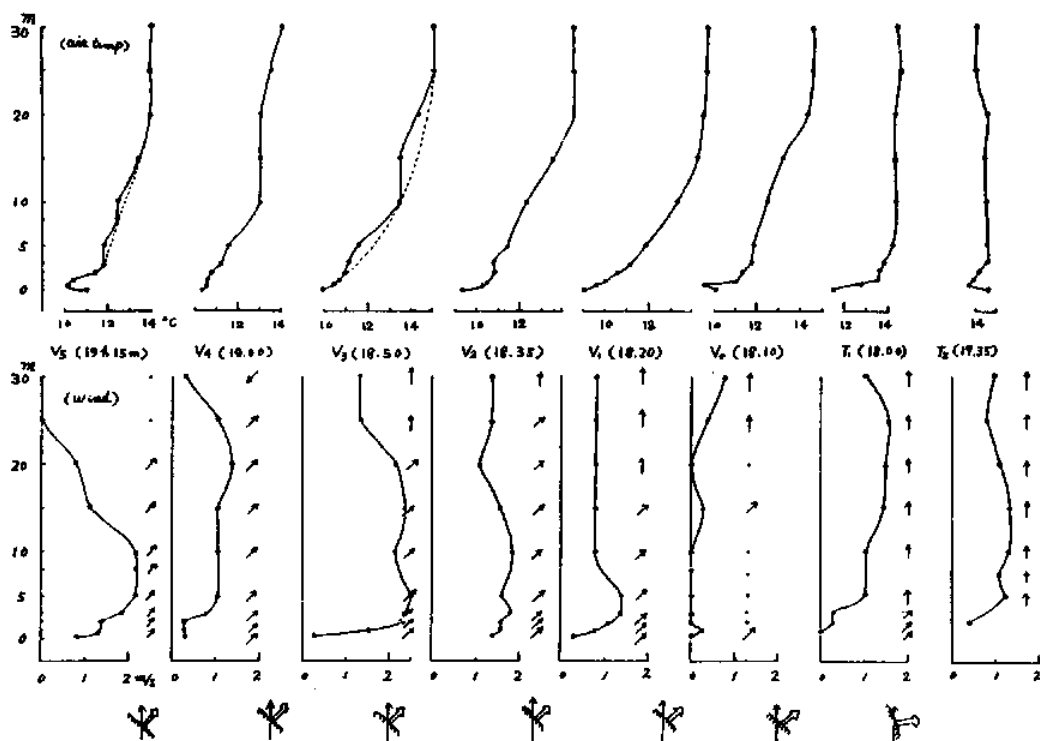


Fig. 13. Vertical distributions of air temperature and wind. (Observed along the valley) (P-Obs.), at A-line, Nov. 6, 1961.

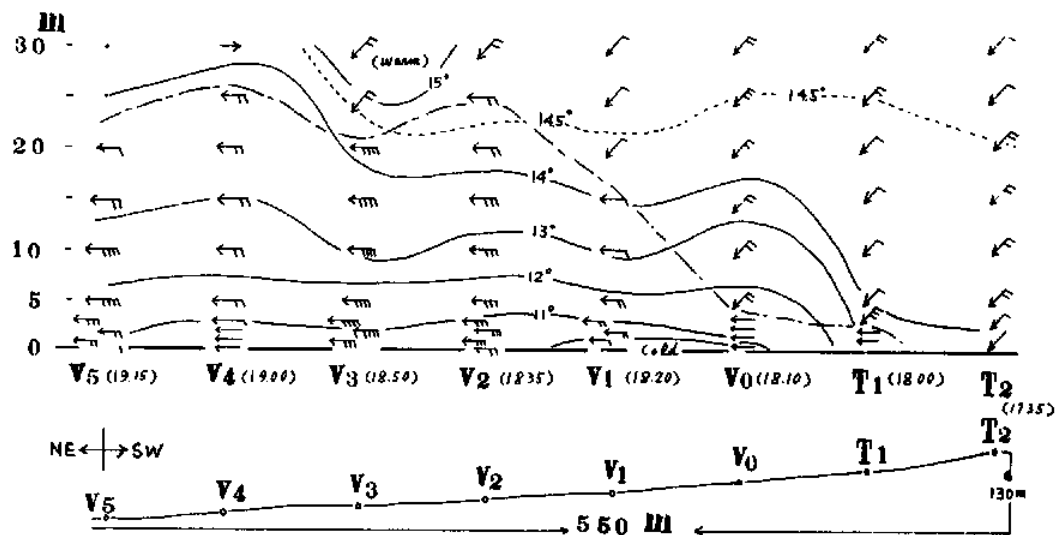


Fig. 14. States of isotherm and wind. (Based on Fig. 13).

南から北西に変じて風速が1.0 m/s以上に達する21時頃までは、地上5 m以下の高度では定常的な下降流の様子を示している。また接地気温の分布は前者の場合と同様、谷上流部のV<sub>1</sub>が海岸のV<sub>0</sub>より低温であ

り、海上S<sub>2</sub>とV<sub>1</sub>との気温差は全夜を通じて5°C内外にも及んでいる。

(iii) 谷の横断面についての観測

主谷に直角な方向における冷気流の性状を知るため

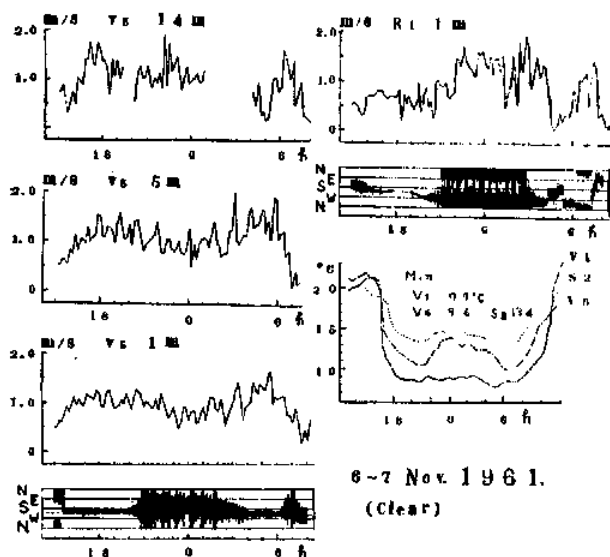


Fig. 15. States of wind and air temperature. (Vc, D, Tr-Obs.), at A-line.

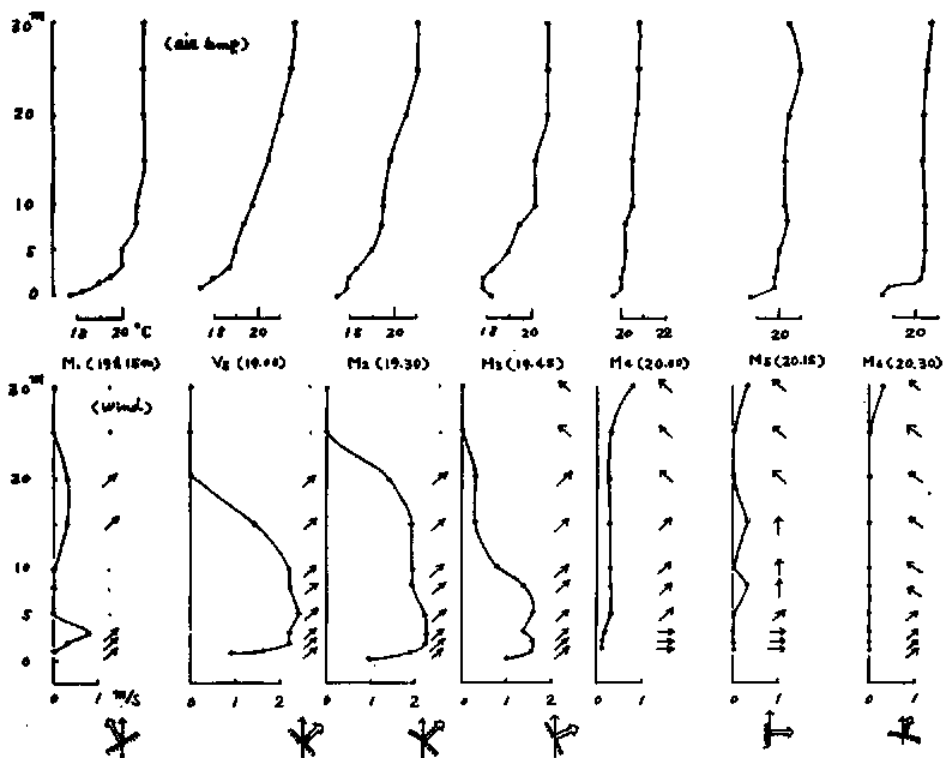


Fig. 16. Vertical distributions of air temperature and wind, (P-Obs.), at A-line, Oct. 15, 1961,

に、1961年10月15日夜、 $V_5$ を通る $M_1$ — $M_6$ の7点についての観測を行なった(P-Obs.).

A. Fig. 16の風及び気温の垂直プロファイルを見ると、谷線中央の $V_5$ において最も発達した下降流が現出しており、その西方の谷線ぞいの $M_2$ 点では幾分弱体化し、 $M_3$ でさらに弱まり、 $M_4$ 以西の斜面上での下降風は判然としなくなっている。また東方の $M_1$ でも、下降風が存在がかるうじて認め得る程度に弱まっているが、これは地形の影響によるものと考えられ

る。

B. 上記のことは Fig. 17の断面図を見ればさらによくわかり、冷気流は谷線ぞいの $V_5$ 及び近くの $M_2$ では、その厚さは20 mにも及び比較的優勢であるが、 $M_3$ から斜面にそって上方に行くに従いその厚さを減じ、 $M_4$ で約15 m、 $M_5$ で10 m、尾根上の $M_6$ では5 m以下になり、風速も0.5 m/s以下でかろうじて冷気流の存在を認め得る程度に弱体化していることがわかる。

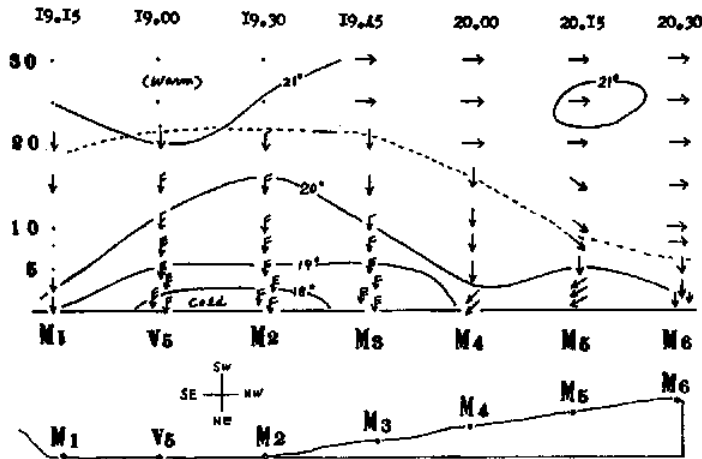


Fig. 17. States of isotherm and wind, (Based on Fig. 16).

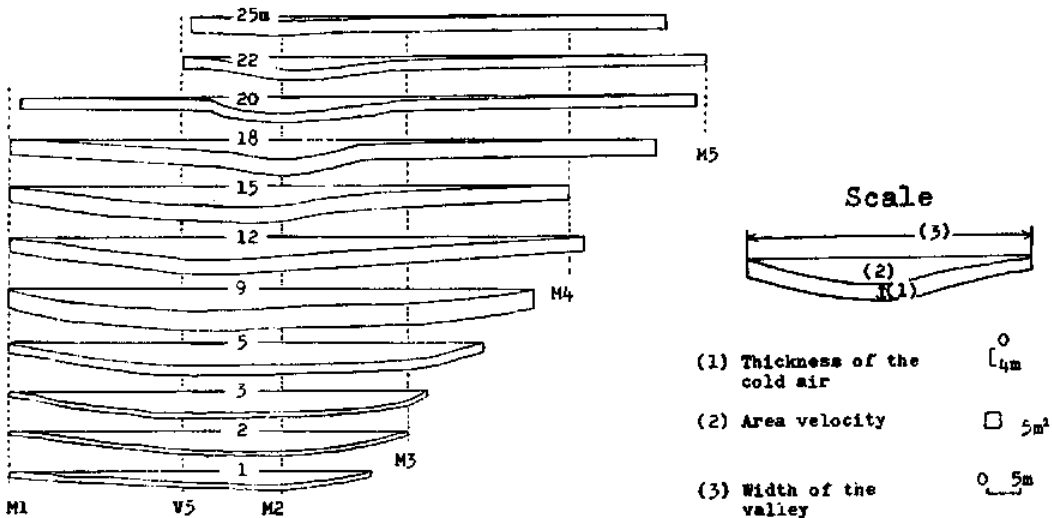


Fig. 18. Volume of cold air passing through the valley. ( $m^3/sec.$ )  
(Calculated from the observed value shown in Fig. 16).

Note ; (a)  $M_1, V_5, M_2, \dots, M_5$ ; Observation points.

(b) Vertical dotted lines show observed line of each point.

(c) Horizontal each volume shows flowing volume per a second for height,

$M_4 \cdot M_5$  の 3—5 m 高度以下の接地気層に、側壁の斜面上で発生したと思われる西の風向の下降風が見られ、その上空は主谷を流下する南西の下降風の範囲に入っている事実は興味深い。

C. 風速の垂直分布から区分求積法により、谷の横断面を流下する冷気の流量を概算するために Fig. 18

を作製した。流量の最大点は谷底の高度 15 m 以下では  $M_2$  と  $V_5$  のほぼ中間にあるものと推定されるが、その上空では北西にかたよつて  $M_2$  の上にあり、下降風の主流は谷の中央部を通っていないが、これは  $V_5$  の南に伸びている別の谷間 (Fig. 8 参照) からくる下降風の勢力による偏向であると考えられる。

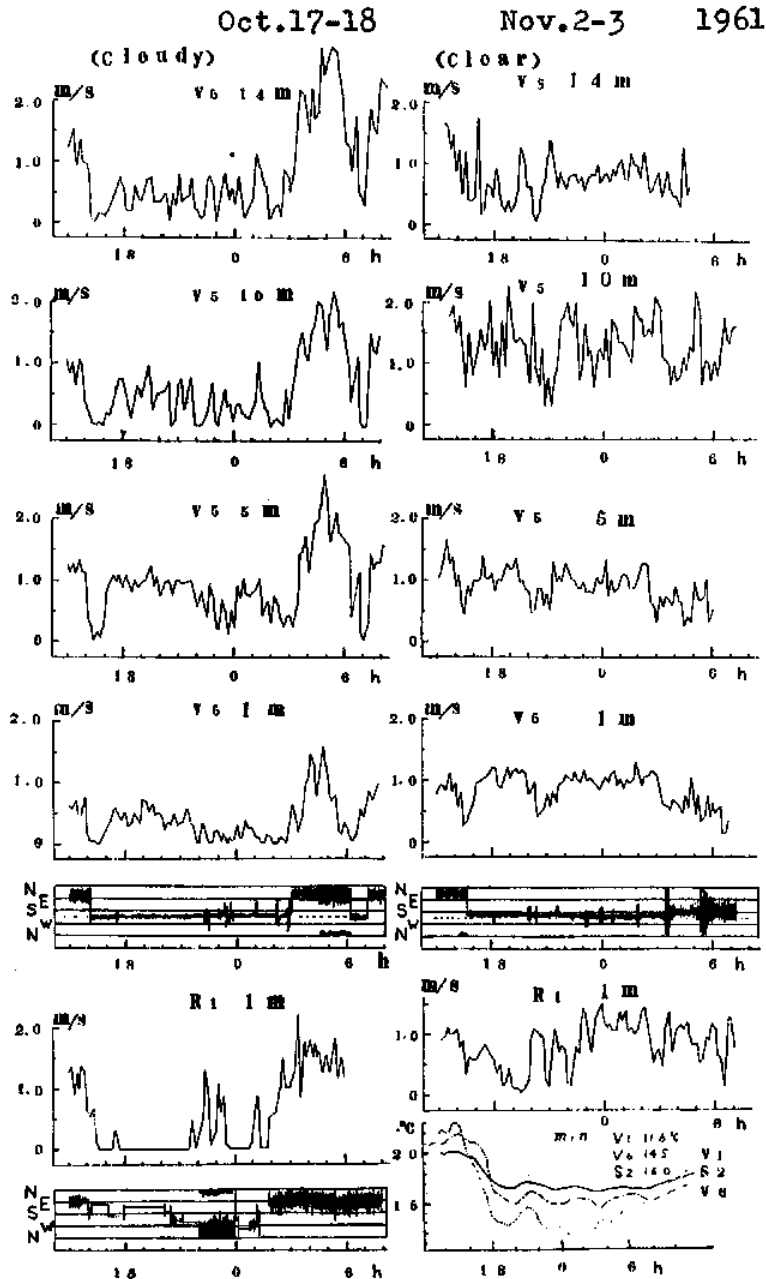


Fig. 19. Vertical distributions of wind velocity at the point  $V_p$ . (Vc, D, Tr-Obs.), 5961,

$V_5$  を通る谷の横断面を通過する冷気量は  $2400 \text{ m}^3/\text{sec}$  と概算され、毎秒これだけの冷気が海上に排出されていると考えてよい。

(iv) 風速垂直分布の時間的経過

$V_5$  にたてられた高度  $14 \text{ m}$  のポールによる風速の観測と、地上  $1 \text{ m}$  高度の風向、並びに小屋根上  $R_1$  で風の観測結果を Fig. 19 に示している。この図によつて全夜を通じての各高度における下降風の時間的経過のもようを知ることができる。10月17日の夜は全夜曇天で時々小雨が見られたが、小屋根上  $R_1$  で測定した、一般風と見なされる風が吹いていない17—21時の間は下降風が発達しており、風速の最強は  $5 \text{ m}$  気層に現われ、上記時間内の平均風速は  $1.0 \text{ m/s}$  となつていて、 $5 \text{ m}$  気層以下はかなり定常的である。02時以後は東の一般風が増すにつれて風速垂直分布のもようがかわり、最強部は上方に移行して一般風の垂直分布の様相を示している。11月2日夜の下降風の時間的変化並びに高度分布も、一般風 ( $R_1$ ) の変動につれて複雑であるが、これらのことは後章で検討することとする。

3. 小丘状地形における下降風の観測

(1) 観測要項 観測場所は伯方島の北部にある半島上の小丘状地で、Fig. 5 に点線 B で示している。測点の配置を Fig. 20 に示しているが、丘頂 (海拔  $120 \text{ m}$ ) の測点  $T_{01}$  の南側の斜面上に  $S_0$ — $S_{29}$  の6点、北斜面上に  $N_1$ — $N_{22}$  の4点がとられている。北斜面の平均勾配は約  $26^\circ$  で下方は海に連なり、南斜面の平

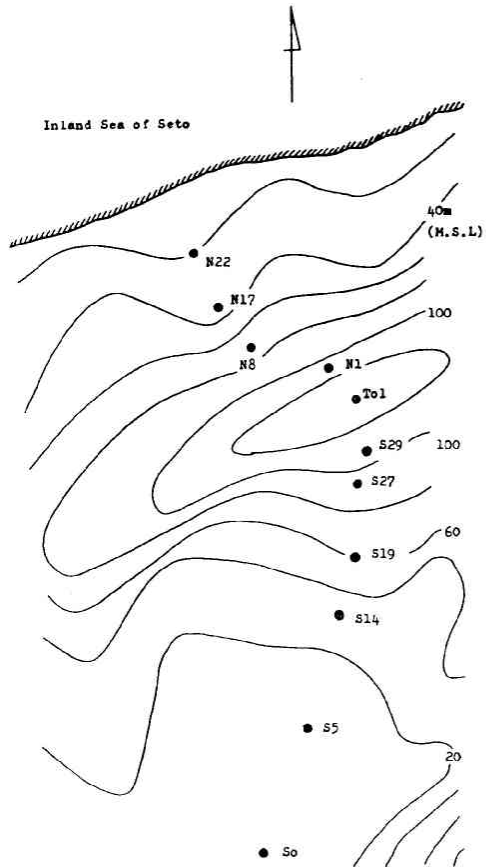


Fig. 20. Observation points on the small hill, at B-line.



Fig. 21. Aerial photograph of observation place, at B-line.

均勾配は約  $20^\circ$  で、下方はほぼ水平な平地となつている。測点付近の地勢は Fig. 21 に航空写真で示している。丘頂付近には高さ  $1\text{—}3 \text{ m}$  の松がまばらに生えているが、 $S_{19}$  及び  $N_8$  以下の斜面は開墾されて農耕地帯となつている。観測は1961年から1962年にかけて行なわれたが、水素入り気球による下降風の立体構造観測を主体にして進められた。

(2) 観測結果

(i) 斜面上の下降風の観測

1962年10月10日と11月24日における2回の下降風の観測結果 ( $V_h$ -Obs.), ( $D_s$ -Obs.), ( $P$ -Obs.) が Fig. 22 に示されている。同図の A は10月10日夜斜面上の各点の  $0.5\text{—}2.5\text{—}5 \text{ m}$  高度の風速を、熱線風速計で測定したものである。また同図 B は A の測定と同時に各高度の風向を線香煙を使つて5秒毎に12回読みとり、矢の長さが回数に比例するように各風向を表わしたものである。同図 C は11月24日の夜における各点の  $60 \text{ m}$  高度以下の風向分布を示したも

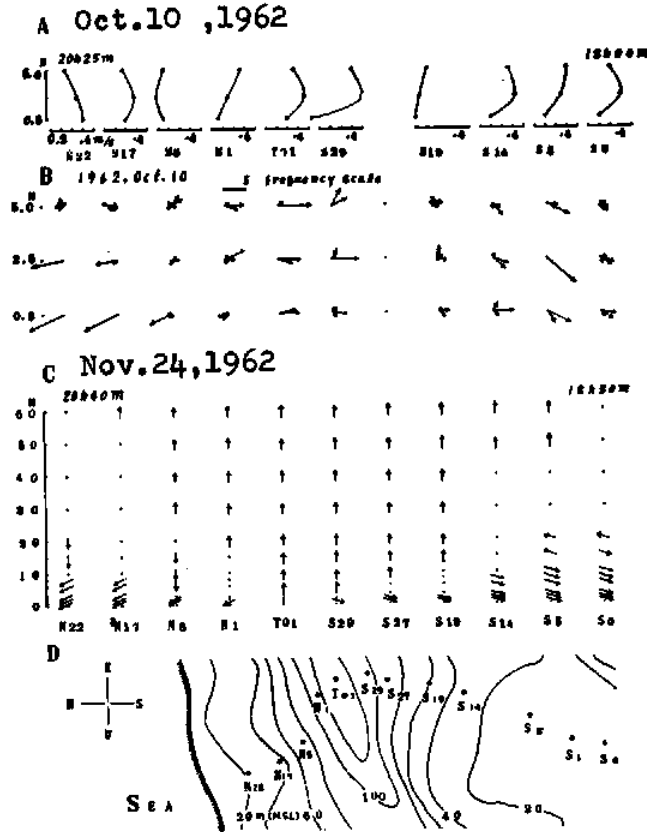


Fig. 22. States of down slope wind on the N-S section of the small hill. (P, Vh, Ds-Obs.), at B-line.

Note ; A ; Wind speed (by hot-wire anemometer)  
 B ; Frequency of wind direction counted at 5 sec. interval for a minute (by smoke of an incense stick)  
 C ; Wind direction (by lift balloon)  
 D ; Observation points

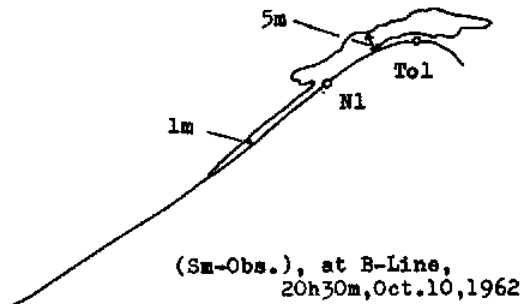


Fig. 23. Smokes flow test on the northern slope.

のである。これらの観測結果を要約して説明することとする。

A. 10月10日夜の観測結果はA・Bに見られるごとく、120mの丘頂T<sub>01</sub>並びにすぐ近くのN<sub>1</sub>・S<sub>29</sub>

の2.5m高度以上では、0.5m/s以下の微弱な一般風らしい風が吹いているが、両点の0.5m層にはすでに下降風の発生の様子が見られ、降りるに従って厚さを増し、N<sub>22</sub>・S<sub>0</sub>ではともに5m以上の厚さとなり、風速は0.4m/sぐらいとなつている。

Fig. 23に同夜行なつた発煙試験の結果が示されている。

N<sub>1</sub>で発煙された煙は1m以下の気層では下方にゆつくりたなびき層流を示したが、上部の煙はやや乱れながら丘頂に這い上がつて反対流の様相を明瞭に現わした。

B. 前図のCに11月24日夜の下降気流の厚さを示している。10月10日夜の観測結果と同様にN<sub>1</sub>・S<sub>29</sub>の接地気層から下降気流が発生し、流下するに従つて厚さを増し、S<sub>0</sub>・S<sub>5</sub>で10m、N<sub>22</sub>・N<sub>17</sub>で8m

に及んでいるが、前節で説明した谷を下る下降風よりもその厚さはるかにうすいことがわかる。また図からわかるように同夜は海拔 100 m 以上の層では弱い西の一般風が吹いていたことになる。

(ii) 下降風の時間的経過の様子

1961年2月28日から3月1にかけて丘頂 ( $T_{01}$ ) と南斜面下方 ( $S_5$ ) において、地上 1 m 高度における風の観測 ( $V_c$ -Obs.), ( $D$ -Obs.) を行なった (Fig. 24). 28日8時頃より丘頂  $T_{01}$  では南の風が記録され、18時頃東の風にかわり、19時半頃よりさらに西に変化して風速は 0.5 m/s 内外の一般風の様相の経過を示しているが、 $S_5$  では日没の18時頃より翌朝の日の出の7時頃まで、北東で平均風速 0.5 m/s ぐらいの変化の少ない定常的な下降流の様子を示している。

(iii) 斜面上の気温垂直分布

1962年11月24日夜、地上 60 m までの風の観測と同時に気温の測定も行なったので、これの結果について説明することとする。

A. Fig. 25 に気温の垂直プロファイルを示している。丘頂の  $T_{01}$  では地上 1 m 以下がわずかに低温で、それ以上の高度ではほぼ断熱遞減率に近い値で降温している。南北両斜面とも下るに従って逆転層の高さが増し、特に南斜面では中腹の  $S_{14}$  以下において急速に厚くなり、低温な平地の  $S_0$  では 50 m にも達し、逆転度は  $3^{\circ}\text{C}$  となつている。

北斜面では中腹の V 字状地形の底部  $N_{22}$  の逆転度は  $4^{\circ}\text{C}$  で、南斜面より大きな値を示しているが、その厚さは、はるかに薄く  $N_{22}$ ・ $N_{17}$  共に 10 m 以下となつている。北斜面の下方は海に連なり、斜面の平均勾配は約  $26^{\circ}$  で、冷却された空気は極めて容易に海上に排出されていることを物語つている。これに反し南斜面では斜面の下方が平地で、その端の冷気の出口に当たるところに高さ 10—20 m ぐらいの松林があつて、冷気の流出をいちじるしく阻害し、ゆるやかな冷気湖が形成されていると見なければならぬ。

北斜面上の  $N_{22}$ ・ $N_{17}$  の逆転高度 8—10 m 以下の気層は、Fig. 22 の C に示している風向の記録からも流下していることがわかるが、南斜面の  $S_0$ ・ $S_5$  では 10 m 以下の気層のみ流下の様相を示し、斜面上で冷却された空気が平地の冷気湖の底に流入しているようすで察せられる。

B. Fig. 26 に気温垂直分布のもようを示している。  $9^{\circ}\text{C}$  の等温線をみると北斜面ではほぼ地面に平行、で V 字状地形の底の  $N_{17}$ ・ $N_{22}$  に冷気の堆積のようすがわずかに見られるが、南斜面では海拔 60 m の  $S_{19}$  を境にして、  $9^{\circ}\text{C}$  の等温線がほぼ水平となり、(i) で説明した状況をよく表わしている。

北斜面上の海拔 30—80 m、南斜面上の 60—110 m の間に、それぞれ高温域が見られることは、重要な意義があると見なければならぬ。

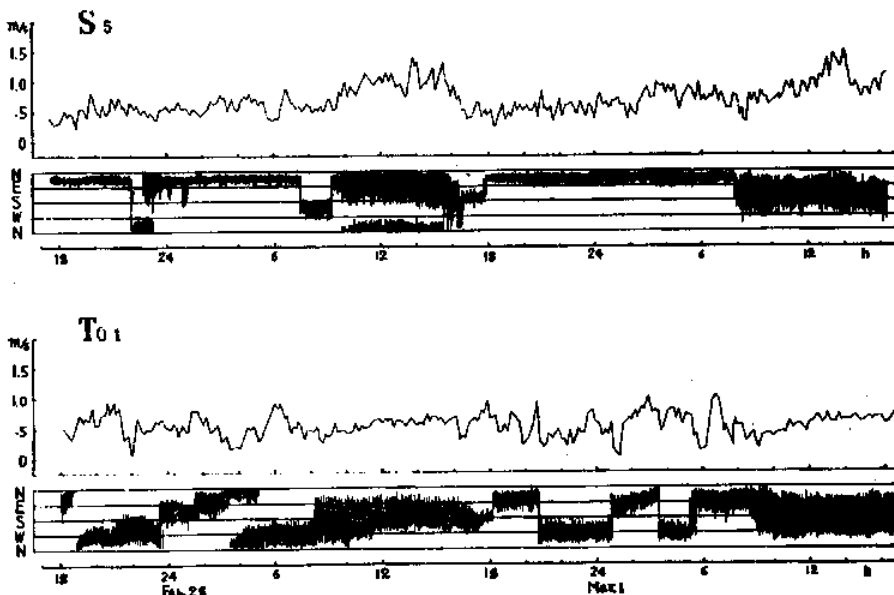


Fig. 24. States of wind at the hill top and the southern slope, ( $V_c$ ,  $D$ -Obs.), at B-line 1961.

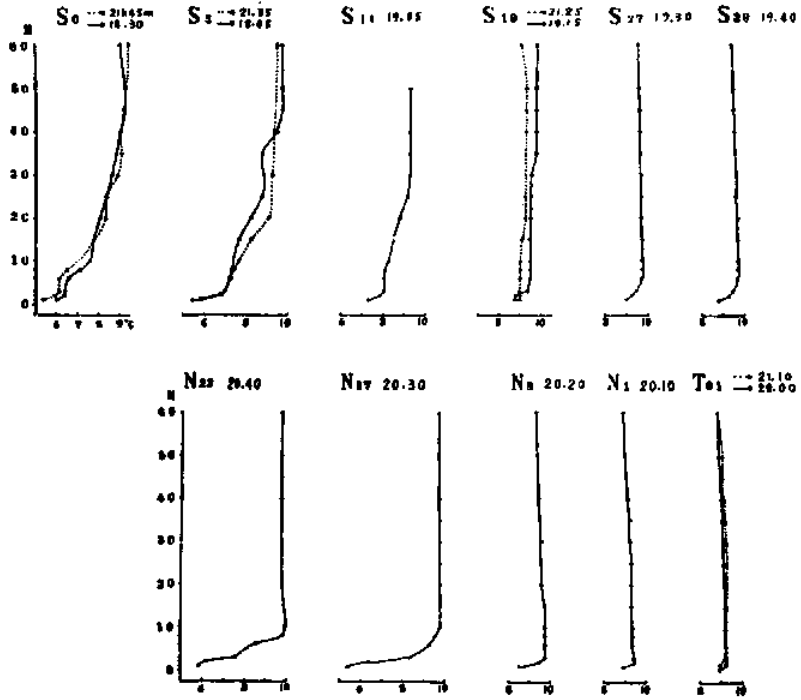


Fig 25. Vertical distributions of air temperature along the N-S section at the small hill. (P-Obs.), at B-line, Nov. 24, 1962.

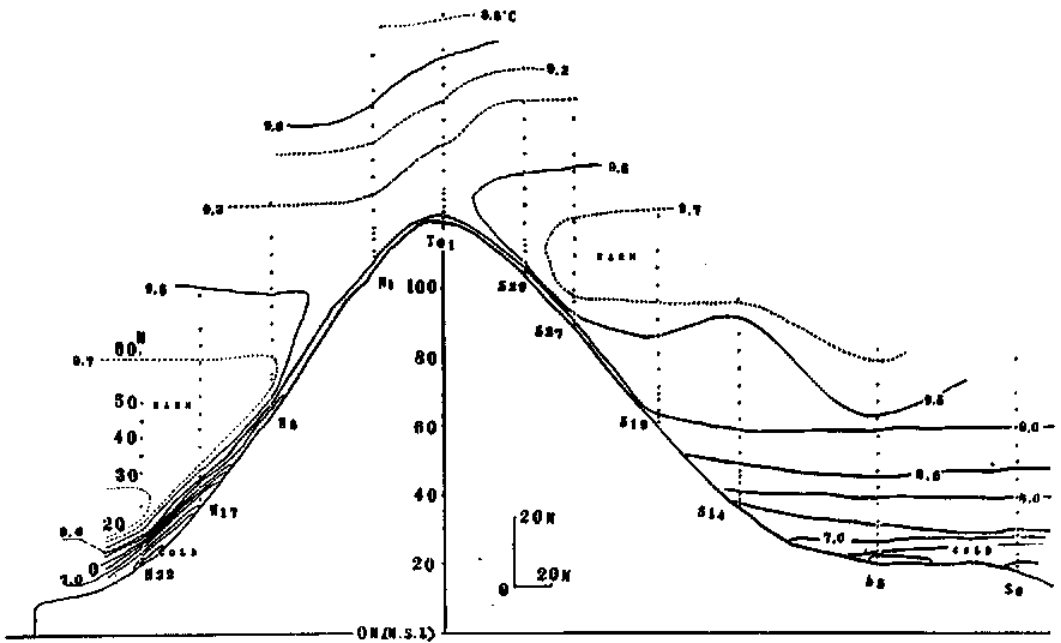


Fig. 25. Isotherm along the N-S section at the small hill. (Based on Fig. 25).

C. 冷却層の様子をさらに詳しく知るために、11月24日夜の気温測定値を各測点について海拔高度順にプロットしたものが Fig. 27 である。従つて同図は同地の最低部（海拔 20 m）から、丘頂より気球の到達し得た海拔 180 m までの南北両面の気温垂直分布のようを求していると考えることができる。南面の 100 m 以上、北面の 70 m 以上は  $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  の割合で気温が降下し、自由大気の気温逆減率とほぼ一致していると思ふことができる。南面の 60 m 以下、北面の 30 m 以下は、いちじるしく気温が低下して、逆転のようすをよく現わしており、気温逆減率を上記の値と見なした地上付近での自由大気からの気温の降下は、南北両面ともほぼ等しくて  $4.5^{\circ}\text{C}$  ぐらいとなっている。また南面の 60—100 m、北面の 80—80 m の間は気温の過増と逆転層による降下の割合がほぼ等しく、南面では 70 m から 100 m 層にかけてゆるやかに昇温し、北面では 40 m から 80 m にかけてほぼ等温となり、南北両面においてそれぞれ高温帯を形成する結果となり、接地気温分布に大きな影響を及ぼしている。

#### 4. 南北両斜面上における冷却層の比較観測

##### (1) 観測要項

前節で述べた小丘状地形も南北にわたっているが、北斜面の下方が海に接し、南斜面の下方は平地となっている。昼間の日射の受熱角度の差異による夜間冷却層の発生は南斜面よりも北斜面が好条件であろうが、上記のように海につらなっている北斜面は、冷却層の排除が南斜面よりもはるかに好都合である。このため南北両斜面の特徴を比較するのに適当でない。

Fig. 5 の F—I で示される点線は、ほぼ伯方島を南北に横断する道路に沿っているが、この点線上に 8 つの測点を設け、1963 年 3 月 29 日、自動車による地上 100 m までの巡回観測 (P-Obs.) を行なつた。測点の分布は Fig. 28 の下に示しているが、 $H_5$  が同観測地域の南北両面の境界点で海拔 75 m、その点から南斜面の海岸までの距離は約 0.6 km、平均勾配は約  $10^{\circ}$ 、北斜面の長さは約 1.2 km で平均勾配は約  $5^{\circ}$  となっているが、 $H_5 \cdot H_2 \cdot H_1$  等の測点はほぼ水平面上にあると見てよい。

##### (2) 観測結果

##### (i) 気温並びに風向の垂直分布

A. 同地域における地上 100 m 高度以下の気温分布についてまず説明することとする。Fig. 28 の上側に気温の垂直分布を示してある。境界にある丘頂  $H_5$  の気温逆転の高度は 80 m で、地上 1 m との気温差は

$3.9^{\circ}\text{C}$  となり、北側の  $H_4$  では逆転の高度は 100 m 以上で気温差も  $4.5^{\circ}\text{C}$  以上であるが、南側の対称の位置にあると見なされる  $H_6$  での逆転の高度は 20 m で  $2.5^{\circ}\text{C}$  となつている。しかしながら南斜面は北斜面にくらべて傾斜角が大きく、また海岸までの距離も小さいので、単に方向の差異のみによる冷却層の様相として把握することはできない。南斜面では下るに従つて厚さを増し、 $H_7 \cdot H_8$  ではともに 60 m ぐらいで気温差は  $3.2^{\circ}\text{C}$  となつている。北斜面でも下るに従つて厚さを増す傾向を示しているが、100 m 高度までの観測ではその程度を明らかにすることができなかつた。100 m 高度と 1 m 高度との気温差の最大は  $H_4$  に現われて  $4.4^{\circ}\text{C}$  となつている。

B. Fig. 29 に南北斜面上の気温分布と風向が示されている。これによると北斜面上の中央部  $H_3 \cdot H_4$  の地上 40 m 以下の気温が  $8^{\circ}\text{C}$  を示し、最低温部となつていることがわかり、南斜面下方の最低気温より  $1^{\circ}\text{C}$  以上低くなつている。また  $10^{\circ}\text{C}$  の等温線の高さを比較すると、北側の  $H_3$  では 70 m、南側の  $H_5$  でわずかに 10 m で、南側の冷却層が非常にうすいことがわかる。また冷却層が明瞭に流下していることが認められる高さは南側 20 m—40 m ( $H_6 \cdot H_8$ ) で、前述した気温の逆転の高度とほぼ一致している。北側の冷気の流下の高度も 20 m—40 m ( $H_4 \cdot H_1$ ) であるが、逆転

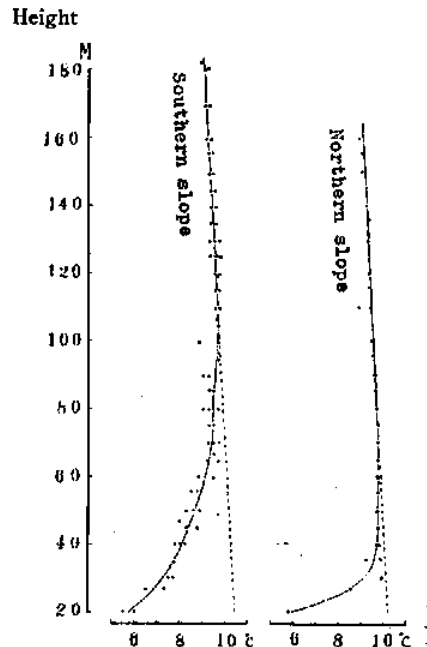


Fig. 27. Vertical distribution of air temperature. (Based on Fig. 25).

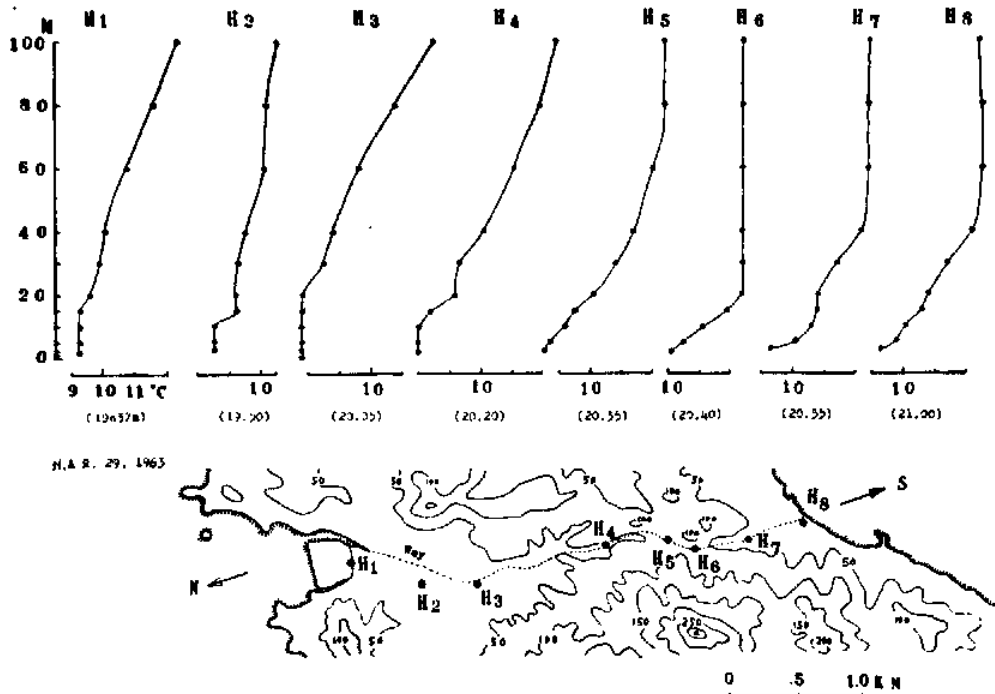


Fig. 28. Vertical distribution of air temperature and the observation points along the N-S section in Hakatajima. (P-Obs.), at F-1 line, Mar., 29, 1963.

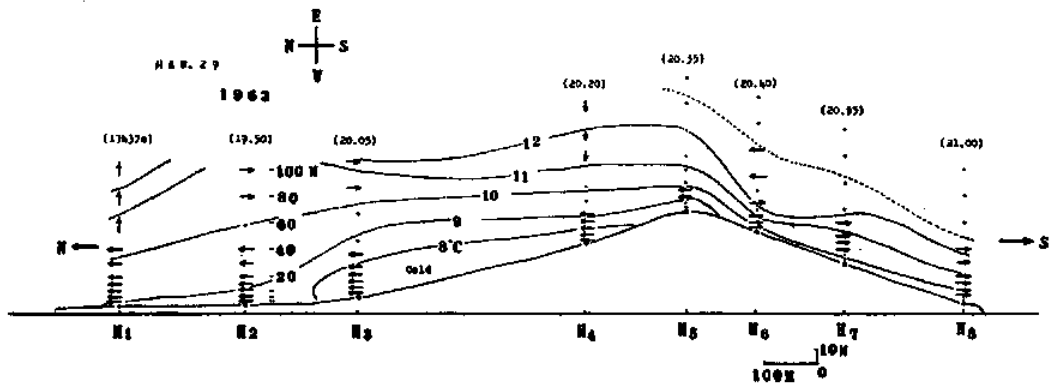


Fig. 29. States of isotherm and wind direction along the N-S section in Hakatajima. (Based on Fig. 28).

層の高さにくらべてはるかに低いことがわかり、上層部の冷気はほとんど動いていないようである。下降風速は正確な測定値が得られていないが、目測によれば全測点を通じて、1.0 m/s 以上の風は認められなかった。

5. 考 察

夜間山腹の斜面や谷間で冷却された空気塊は重力の作用を受けて低地に流下するが、伯方島で観測された

実例ではそれらの冷気は次第に流量と流速を増して、海上に排出されている。従つてこれらの作用の総合的な解説は、単なる山谷風または斜面下降風としてのものではなく、それらを含めた小規模な陸風とみなして取扱うべきであろう。輻射による冷却の不充分な、全夜曇天で時々小雨のあつた夜でも、一般風のない時には地上5 m で1.0 m/s 前後の下降風が発達しており、海洋上に独立して点在する小島での冷気流は、単に夜

間における接地気層の冷却によつてのみ起こり得るのではなく、熱容量の極めて大きい夜間の熱源（海洋）との関係において考えるべきであることを暗示している。

冷気の流出時刻は吉野・間野（1960）等によれば、晴夜の20時—21時、23時—1時、3時—4時に多いとされており、Davidson, P. K. Raoによれば、やや大きい谷で大きいスケールの山風は、18時—20時に吹き始め、高度も風速も、夜半前に極大がでるとされている。

伯方島のAの谷間で得られた資料では、全夜を通じて特別な流出時刻等はなく、雲量、一般風等の条件が一定ならば、地上1mで1—2m/sの極めて定常的な下降風が吹き続けている。しかし全夜を通じて一般風等の条件が一定不変の晴夜は極めて少なく、それにつれて下降風の様相も複雑に変化しているが、現在までに得られた資料で判断すれば、下降風速が最強を示す時刻は夜半前が多いようである。一般に小島では島内の地形が複雑であつても、海岸までの距離が小さくまた傾斜も急で、冷気の発生源から曲折の少ない流路を、直接海に向かつて流下する場合が多く、極端な冷気の蓄積が行なわれることは少ない筈であり、従つて定常的な流下の様子を示すのであろう。

冷気流の厚さはSchultz, Deacon, Defantなどの観測結果を統合して100—150m、また冷気湖の深さは各種の局地的条件によつてかわるが0m—80mで最大は100m、平均としては30m—60mぐらゐであり（Baier, 1955）、瀬戸内海の観測例としては間野（1953）によると大長村の海岸付近で100m—200m、地形の影響の多いところでは50m—80mとされている。前述の伯方島における三地域での係留気球による

観測結果から逆転気層の高さを推定して、地形と冷却層との関係をFig. 30に示している。

下降風の風速は前述したように、比較的大きな冷気の発生源を控えた谷で、海に向かつて冷気の流路が通じていても、谷底斜面の傾斜が水平に近く、谷巾が広ければ（Fig. 30の北斜面）流下速度はさほど大きくはならず1.0m/s以下で、冷気湖の様相に近づき、逆転層は益々発達して100m以上に達している。

これに反して小規模な谷間であつても谷底の傾斜が急で（20°以上）、特に谷線に直角な断面がV字型を形成しているような地形であれば（Fig. 8のV<sub>3</sub>付近）、下降風速は3.0m/sにも及び、冷気は速やかに下方に排出されて、逆転層はあまり高くなりず25m以下となつている。また二つの谷間の合流点にある地域（Fig. 8のV<sub>4</sub>・V<sub>5</sub>）では、逆転層の高さを増している事実もみられた。

小丘状地のやや急な（30°以上）傾斜面の中腹から丘頂に至る地域（Fig. 20, Fig. 26の南斜面）は最も温暖である。木村（1961）によればこれらの温暖域は、斜面下降風によつて誘発される対流の一環として、海上の暖気が侵入して起ることを気流の観測によつて確かめている。我々の観測においても斜面の下方が海に直結している地形では上記の事実と一致するようすがうかがえる。

下方が平地または盆地で海洋に直結していない斜面上にも、明らかに温暖帯が観測されているが、これらの説明は前述したごとく、自由大気と冷却層の境界にある気層は、当然他の気層にくらべて高温である筈で、斜面上のこれらの地帯に、さらに逆気流の侵入による気温上昇が加わっているかどうかは、今後の観測にまたねばならない。

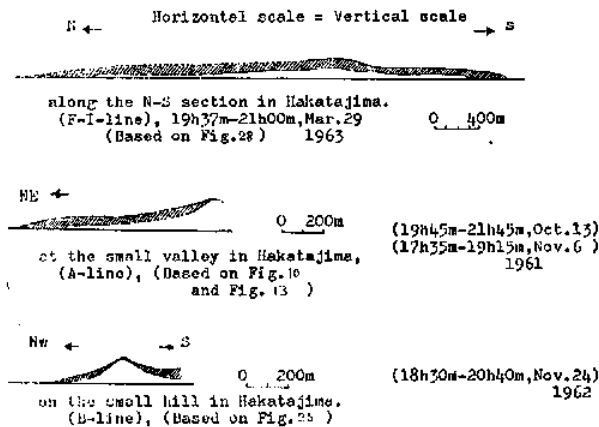


Fig. 30. Thickness of cold air in clear and calm night.

### III. Prandtl 理論の検討

#### 1. はしがき

丘腹等の傾斜面上での夜間の斜面下降風は物理学的には自然対流の一相であつて興味深い。しかしそれらに対する基礎研究は非常に困難で、例えば Pohlhausen の垂直壁に対する近似解の転用が試みられているが、基礎研究が不十分で現実的でない。

気象力学的取扱ひとしては、H. Jeffreys (1922), L. Prandtl (1942), 及び R. G. Fleagle (1950), 足沢 (1961) 等の理論が既存している。中でも Prandtl の理論はこの問題の本質をとらえた巧妙なものである。これらの理論は無限斜面についてのものであるが、Prandtl は摩擦を考慮に入れて、斜面上の対流運動の問題の簡単な解をあたえている。前章で説明した伯方局の小谷 (Fig. 5 の A) で得られた、地上 0 m—30 m の気温並びに風の資料を使用して、Prandtl 理論の検討を進めることとする。

#### 2. Prandtl の理論

Prandtl は水平面に対して角  $\phi$  だけ傾いた無限平面上の風速及び温度分布が次式で表わされることを導いた (Fig. 31 参照)。

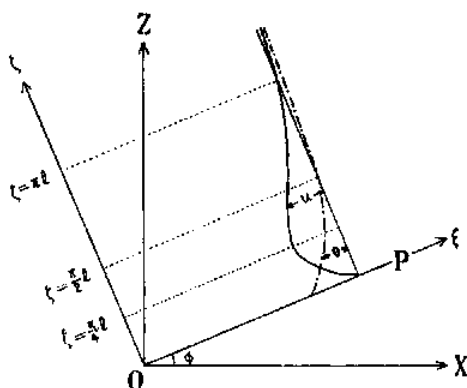


Fig. 31. Analysis of slope wind.

$$u = \theta_0' \left( \frac{g\alpha K_M}{BK_{It}} \right)^{1/2} \sin \zeta e^{\zeta} P \left( -\frac{\zeta}{\ell} \right) \dots\dots(1)$$

$$\theta'(\zeta) = \theta_0' \cos \zeta e^{\zeta} P \left( -\frac{\zeta}{\ell} \right) \dots\dots(2)$$

$$\ell^2 = 4 \left( \frac{K_M K_H}{g\alpha} \right) \text{Cosec}^2 \phi \dots\dots(3)$$

$$\theta = A + BZ + \theta'(\zeta) \dots\dots(4)$$

ここに  $u$  は斜面にそつた方向の風速、 $\theta'(\zeta)$  は温度の偏差、 $\theta_0'$  は斜面上 ( $\zeta=0$ ) における  $\theta'(\zeta)$  の値、 $g$  は重力の加速度、 $\alpha$  は熱膨張の係数 ( $\approx 1/273$ )、

$K_M$  は渦動粘性係数、 $K_H$  は渦動伝導度である。

上式より明らかなごとく風速が最大となる斜面上の高度は

$$\zeta = \frac{1}{4} \pi \ell$$

によつてあたえられ、また  $\zeta = \pi \ell$  において風速は 0 m/s となり、それ以上の高度では弱い逆風が吹くことになる。

#### 3. 考 察

##### (1) 谷の上流部についての計算

Fig. 13 に示されている谷の上流部で行なつた観測結果について、まず考察を進めることとする。

A. 谷間にある測点 ( $V_1-V_5$ ) での気温の垂直プロフィールは、高さ 20 m 以下の気層で著しく冷却されている様相を明白に示している。すなわち Tab. 1(a) を見てもわかるように、地表面近くまでに 3.5—4.7°C の低下を示し、平均 4.0°C ぐらいと見られ、風下に至るに従つての変化は系統的ではないので、ほぼ一様であると仮定して大差ない。すなわち

$$\Delta \theta \approx 4.0^\circ\text{C}$$

Tab. 1. States of air temperature and wind velocity along the valley.

(a) (P-Obs.), at A-Line, Nov. 6, 1961.

P. t (M. S. L.)	Air temp.			Velocity	
	30m	1m	$\Delta\theta$	5m	Max.
	°C		°C	m/s	m/s
T <sub>2</sub> (130m)	14.1	13.9	0.2	—	—
T <sub>1</sub> (125)	14.4	13.5	0.9	0.3	—
V <sub>0</sub> (100)	14.5	11.0	3.5	0.0	0.3
V <sub>1</sub> (80)	14.7	10.0	4.7	1.4	1.4
V <sub>2</sub> (75)	14.5	10.5	4.0	1.6	1.9
V <sub>3</sub> (50)	15.0	10.7	4.3	2.6	2.6
V <sub>4</sub> (25)	14.0	10.5	3.5	1.1	1.4
V <sub>5</sub> (8)	14.1	10.4	3.7	2.2	2.2

(b) Oct. 13, 1961.

P. t (M. S. L.)	Air temp.			Velocity	
	30m	1m	$\Delta\theta$	5m	Max.
	°C		°C	m/s	m/s
V <sub>2</sub>	19.7	15.3	4.4	1.1	1.4
V <sub>3</sub>	19.9	15.7	4.2	2.6	2.9
V <sub>4</sub>	19.0	16.0	3.0	1.1	1.4
V <sub>5</sub>	19.5	15.6	3.9	2.6	2.6
V <sub>6</sub> (2m)	19.2	16.2	3.0	2.4	2.4
S <sub>1</sub> (0)	19.0	17.0	2.0	1.4	1.9
S <sub>2</sub> (0)	19.2	17.5	1.7	1.4	1.9
S <sub>3</sub> (0)	19.2	19.1	0.1	0.0	—

(Based on Fig. 13 and Fig. 10)

B. 冷却層を 30 m とし、この高さでは大気中の温度を表示していると仮定すると、Fig. 32 に示されて

いるように高さ 80 m 以下の気層は逆転で  $-0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 、それより上方は断熱逆減率に近い  $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  と推定される。もつともこの推定には相当の任意性があるが、視測誤差等を考慮に入れると、上記の推定はさほど無理なものではないであろう。すなわち 80 m 以下は逆転で逆減率は

$$r = -0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$$

であるから、この層中の温位の高さによる増大率は次のごとくなる。

$$B = P - r = 1.8 \times 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$$

C. Fig. 13 の風速のプロフィールをみてわかるように風速最大となる高度は大略地上 5 m の高さに出現していると見なされる。これより上記の場合の  $\ell$  が求められる。すなわち

$$\ell = \frac{4}{\pi} \times 5 \times 10^2 = 6.37 \times 10^{12} (\text{cm})$$

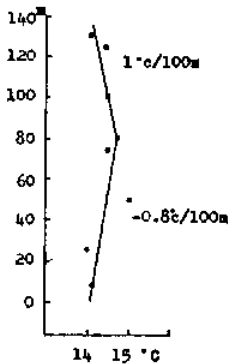


Fig. 32. Profile of air temperature in the valley. (Based on Tab. 1).

また風速プロフィールにはかなりの散らばりがあるにせよ、だいたい  $4 \times 5\text{ m}$  ( $\approx 20\text{ m}$ ) の高度付近で風速が  $0\text{ m/s}$  となるように思われる。ゆえにこの点に関しては理論はよくあうといえる。次に  $K_M$  と  $K_H$  との関係については色々議論のあるところであるが、ここでは Defant にならつて、 $K_H/K_M = 1.4$  としておく。今の場合  $\phi = 13^{\circ}$  であるから (3) 式より  $K_M = 986\text{ cm}^2/\text{sec}$  を得る。この値は従来の経験よりだいたい妥当なものであると考えられる。

さらに最大風速の大きさはどうか。

視測結果から 30 m と 1 m とにおける気温差として

$$\theta_0' = 4.0^{\circ}\text{C}$$

従つて上に求めた  $\zeta$ ,  $\ell$ ,  $K_H/K_M$  を使用すると (1) 式より

$$u = 1.82 \times 10^3 \text{ cm/sec}$$

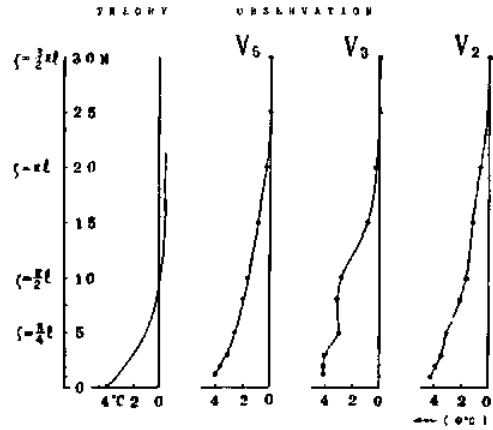


Fig. 33. Variation of  $\theta'$  by height.

を得る。Tab. 1 に示されている最大風速の実測値は  $0.2\text{--}2.2\text{ m/s}$  に及んでいるが、平均的に見ると  $1.8\text{ m/s}$  ぐらいと見なすことができ、計算値とよく一致していることがわかる。

D. 風速の分布についての理論は我々の観測結果によく一致することがわかつたが、それならば温度分布についてはどうであろうか。理論による温度分布は (2) 式であたえられるが、風速分布と異なり、地上  $\zeta = 0$  で最大で、 $\zeta = \frac{1}{2}\pi\ell$  で偏差が 0 となる。しかるに視測値の方は風速分布とだいたい同様で  $\zeta = \pi\ell$  で 0 となつている。その関係を Fig. 33 に示している。つまり温度分布についての理論は視測結果に適合しないように思われる。Prandtl 以後 Defant, Fleagle, 足沢等の理論が発表されているが、それらは何れも我々の得た温度分布を説明するものではない。

我々の風速の視測結果が理論とよく一致するのに対して、温度の視測結果がなぜ一致しないのであろうか。現在のところそれに対する確実な説明の可能性は見い出されていないが、理論の方は全く 2 次元的に現象を取り扱っているのに対して、実際の現象は 3 次元的である。つまり斜面に直角方向に地形の変化が存在するためであるとも考えられる。

(2) 谷の下方部についての計算例

10月13日夜谷の下方部で行なつた観測 (Fig. 10 参照) についてもだいたい同様である。すなわち Tab. 1 (b) をみてわかるように  $V_{20}\text{--}V_0$  点の間では  $\theta$  は  $4.4^{\circ}\text{C}\text{--}3.0^{\circ}\text{C}$  で、平均的には  $4.0^{\circ}\text{C}$  ぐらいとなつており、最大風速も同じく 5 m 層に現われて  $2.0\text{ m/s}$  程度となつている。また 10月15日夜谷の下方部で、谷線に直角な方向の各点の比較観測の結果を

要約した Tab. 2 をみてもわかるように、谷間にある  $V_5$  及び  $M_2$  では、前述と同様な性状をもつ風が吹いている。

Tab. 2. States of air temperature and wind velocity observed acrossing the valley. (P-Obs.), at A-line, Oct. 15, 1961.

P. T (m. s. l.)	Air temp.			Velocity	
	30m	1m	$\Delta\theta$	5m	Max.
	°C	°C	°C	m/s	m/s
$M_1$ (8m)	21.0	19.0	2.0	0.0	0.8
$V_5$ (8)	21.6	17.5	4.1	2.4	2.4
$M_2$ (8)	21.0	17.9	3.1	2.2	2.2
$M_8$ (10)	20.8	17.9	2.9	1.6	1.6
$M_4$ (20)	20.8	20.0	0.8	0.0	0.3
$M_5$ (30)	20.5	19.8	0.7	0.0	0.3
$M_6$ (40)	20.7	19.8	0.9	0.0	0.0

(Based on Fig. 16)

IV. 冷却過程に関する観測

1. はしがき

大規模な傾斜面上における斜而下降風については G. S. P. Heiwood, E. C. Cornford, F. Defant 等の観測により、その実状が明らかにされて、いわゆる katabatic wind として紹介されており、かなり大規模な下降風がどのようにして生ずるかについての理論的取り扱いについても前述したとおりである。

小島等における各種地形についての下降風では、常に近くにある海水面との寒暖両気の局部循環作用によつて誘発されることを考えねばならず、それらによつて生ずると考えられる下降風はかなり顕著な特性を示し、その性状を採知するには好都合である。しかしながら晴夜における接地気層の冷却にともなつておきる下降風の発生過程を知ることにについては必ずしも好適の場所とはいえない。別府市にある扇山 (Fig. 6, Fig. 7 参照) は前述したごとく美しい斜面をもち、海岸から比較的離れていて独立した斜面上の下降風の観測場所として好都合である。同斜面上における観測結果を分析することにより、気層冷却の主原因を比較的低温な地表面に求めている既往の理論をそのまま取り入れることに問題があるように思われたので、とりあげて検討することとした。

2. 観測要項

山腹にそつて 20 の測点 ( $T_1$ — $T_{20}$ ) を設け、これらの測点の位置標高その他を Fig. 34, Fig. 35 に示している。

同斜面上において気球により、地上 65 m までの気温・風速・風向 (P-Obs.) を観測した。

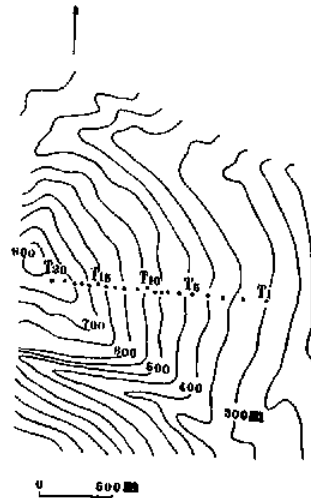


Fig. 34. Observation points on Ōgiyama slope.

P. t	S(m)	H(m)	$\Delta H$	$\Delta S$	$\Delta H/\Delta S$	$\alpha$
						degree
T. 20	0	800	10	80	0.13	7
19	80	790	40	80	0.50	30
18	160	750	20	40	0.50	30
17	200	730	30	60	0.50	30
16	260	700	30	60	0.50	30
15	320	670	20	60	0.33	20
14	380	650	20	60	0.33	20
13	440	630	30	70	0.43	26
12	510	600	30	80	0.38	22
11	590	570	30	80	0.38	22
10	670	540	20	70	0.29	17
9	740	520	20	80	0.25	15
8	820	500	20	130	0.15	9
7	950	480	20	100	0.20	12
6	1050	460	30	130	0.23	13
5	1180	430	30	110	0.27	16
4	1290	400	30	110	0.27	16
3	1400	370	30	130	0.23	13
2	1530	340	40	130	0.31	18
1	1660	300				

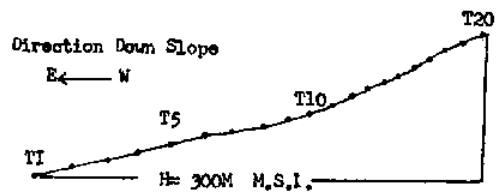


Fig. 35. Profile of Ōgiyama slope.

1962年1月7日の22時から8日02時30分までと、1月8日19時35分から21時20分までの2回実施した。前者の観測時間中は風は極めておだやかであつたが、だいたい曇天で経過した。また後者の場合は晴夜であつたが、一般風とみなすべき1~2 m/sの風があつた。なお後者は中腹以下 ( $T_1$ — $T_{10}$ ) の観測で、それより上方の観測は行なわれていない。

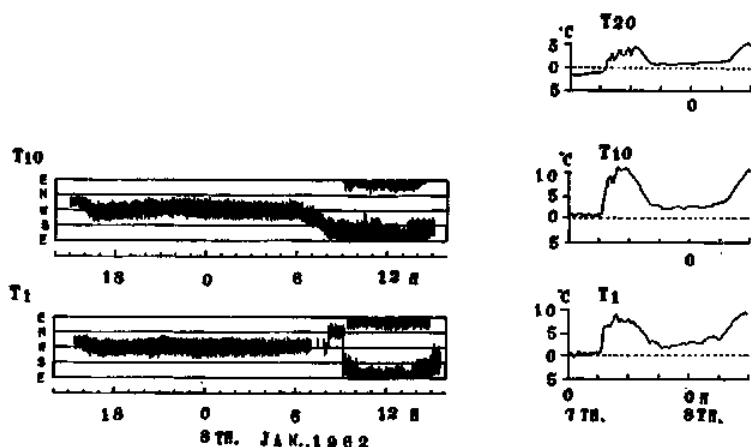


Fig. 36. States of air temperature and wind direction at Ōgiyama slope. (Tr, D-Obs.), Jan. 7-8, 1962.

上述のごとく今回の観測は必ずしも理想的であるとはいえないが、下降風の実体を示す資料が皆無に近いと思われる現在では、相当役立つと思われるので取り上げて検討を加えることとした。

### 3. 観測結果並びに考察

#### (1) 地表付近の気温並びに風の状態

地上 1 m 高度における山麓の  $T_1$  と中腹の  $T_{10}$  に

Tab. 3. States of air temperature and wind velocity at Ōgiyama slope.

Points	Air temp.			Wind velocity		
	$\theta_{10}$ °C	$\theta_1$ °C	$\Delta\theta$ °C	5m m/s	Max. m/s	h m
T. 20	1.2	1.2	0.0	0.0	0.8	3
19	1.4	1.6	-0.2	0.8	0.8	5
18	2.0	1.7	0.3	0.0	0.8	10
17	2.0	1.7	0.3	0.0	0.8	10
16	2.2	1.6	0.6	1.4	1.4	5
15	2.4	2.1	0.3	1.4	1.4	5, 3, 1
14	2.8	2.3	0.5	1.4	1.4	5
13	3.0	2.4	0.6	0.0	0.8	10, 3
12	3.2	2.9	0.3	0.0	0.0	—
11	3.5	2.9	0.6	0.8	1.4	3
10	3.7	3.4	0.3	0.0	0.8	10, 3, 1
9	3.6	3.4	0.2	0.8	0.8	5
8	3.9	2.8	1.1	1.4	1.9	3, 1
7	4.1	3.6	0.5	1.4	1.9	10
6	4.3	3.4	0.9	1.9	2.4	3
5	4.6	3.6	1.0	1.9	1.9	10, 5, 3
4	4.7	3.5	0.8	2.9	2.9	10, 5
3	4.3	3.5	0.8	3.4	3.4	5, 3
2	5.1	3.6	1.5	2.9	2.9	10, 5
1	4.8	4.2	0.6	2.9	2.9	10, 5, 3

Note ;

$\theta_{10}$ , Height 10 m air temp.

$\theta_1$ , Height 1 m air temp.

$\Delta\theta$ , Difference of air temp. ( $\theta_{10}-\theta_1$ )

Wind velocity of the 5 m height and the maximum wind velocity below 65 m height, (P-Obs.), Jan. 7-8, 1962.

おける風向と、 $T_1$ ・ $T_{10}$  と頂上  $T_{20}$  における気温の変化のもよを Fig. 36 に示している。 $T_1$  並びに  $T_{10}$  における風向の記録からわかるように、1月7日の夕刻 17 時頃から翌朝 8 時頃までの間、斜面上を流下する西の下降風が発達していたことがわかる。また 3 点における温度変化の記録から、1月7日 22 時から 8 日 02 時 30 分までの間に行なわれた、気球による上層の観測時間中ほとんど等温で、系統的な温度変化はみられないことがわかる。

(2) 上層における気温と風 Fig. 37 及び Fig. 38 に地上 1 m—65 m までの各高度の気温並びに風の垂直分布が示されている。これらの結果を要約して説明することにする。

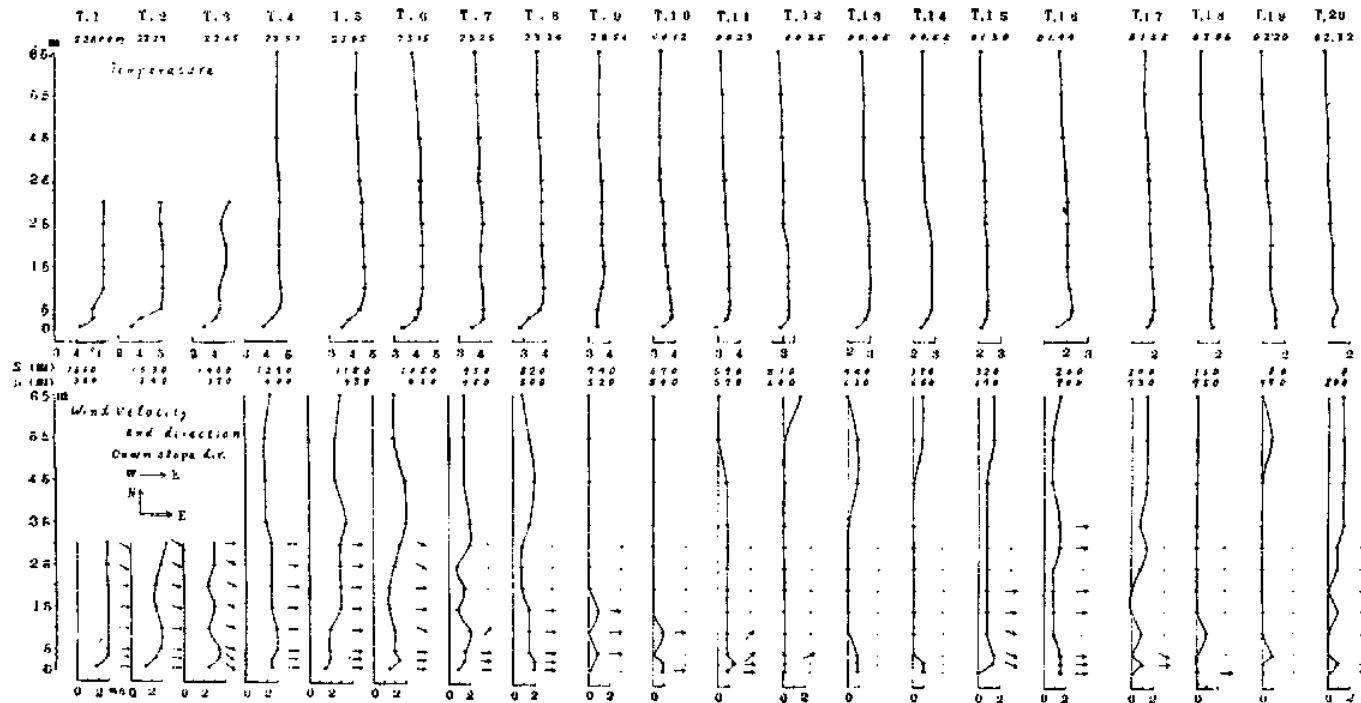
A. 図示されている温度の垂直分布は、大勢として 10 m 高度以下が冷却されている形勢を示している。10 m 高度と 1 m 高度との気温差 ( $\Delta\theta$ ) を Tab. 3, 4 に表出している。これによると中腹以下では約 1°C 冷

Tab. 4. States of air temperature and wind velocity at Ōgiyama slope.

Points	Air temp.			Wind velocity		
	$\theta_{10}$ °C	$\theta_1$ °C	$\Delta\theta$ °C	5 m m/s	Max. m/s	h m
T. 10	4.1	2.8	1.3	1.9	1.9	5, 3, 1
9	4.2	3.5	0.7	1.4	1.4	10, 5, 3, 1
8	4.6	3.5	1.1	1.9	1.9	5, 3, 1
7	4.8	3.9	0.9	2.4	3.4	10
6	5.1	4.1	1.0	1.9	2.9	10
5	5.3	4.8	0.5	1.9	1.9	10, 5, 3, 1
4	5.4	4.6	0.8	2.9	3.4	10
3	5.6	4.8	0.8	1.9	1.9	5, 3, 1
2	5.8	4.7	1.1	2.9	2.9	10, 5, 3
1	6.2	4.6	1.6	2.9	2.9	5, 3

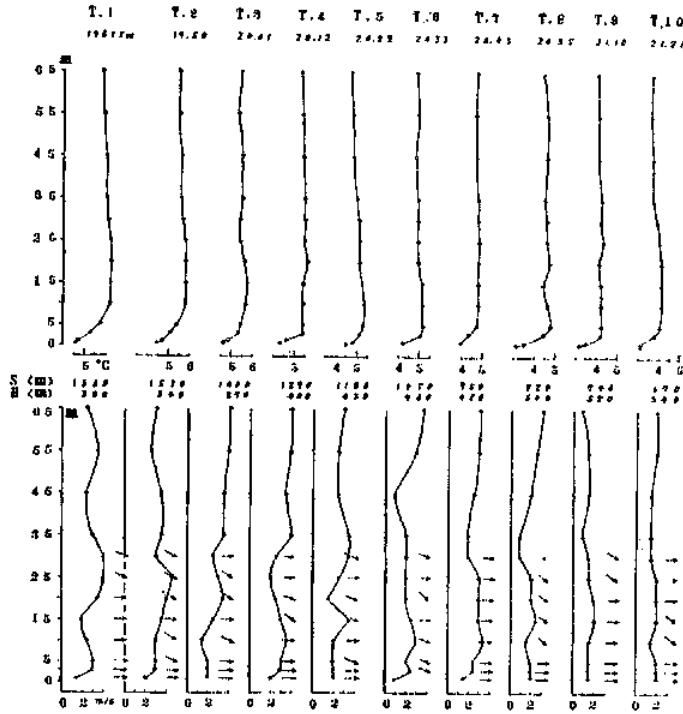
Note ; (Based on Fig. 38)

(P-Obs.), Jan. 8, 1962.



Jan. 7-8, 1962 (cloudy and calm night), (S; distance from top H; height above M. S. L.).

Fig. 37. Vertical distributions of air temperature and wind at Ōgiyama slope. (P-Obs.).



Jan. 8, 1962, (Clear and calm night).

Fig. 38. Vertical distributions of air temperature and wind at Ōgiyama slope. (p-Obs.).

却しているが、それ以上では0.3°Cぐらゐである。もつとも下方へ進むに従い0.0°C—1.0°Cぐらゐまで増大していると見られないこともない。

B. 風の垂直プロファイルは相当乱れていて、斜面下降風の厚さの決定は困難である。また風速についても同様で10 m 高度以下での風速の最大 ( $u_{max}$ )、及び5 m 高度の風速 ( $u_5$ ) は Tab. 3, 4 に示されているように確然としないが、中腹以下の地点では3 mぐらゐの高度に風速最大が現われているようである。

C. つぎに斜面から少しはなれた気層の気温遞減率の推定を行なう。いま (A) の場合については65 m の高さまで資料がそろつている  $T_{20}$  から  $T_4$  までと、(B) の  $T_{10}$  から  $T_1$  までの気温の差をとつてみると Tab. 5 のようになり、10 m 層以上ではその差は (A) の場合は3.5°C、(B) の場合は2.2°C で一定とみなし得る。しかし5 m 層以下ではその差が減じている。 $T_{20}$  と  $T_4$  の標高差は400 m で、 $T_{10}$  と  $T_1$  間では240 m であるから気温遞減率は両者とも約0.9°C/100 m となる。

D. この表に現出している事実は問題となる。もし Prandtl の理論に含まれている仮定が成立するならば、この差が下層で異なるわけではない、この事実はむ

Tab. 5. Difference of air temperature. (Based on Fig. 37 and Fig. 38)

H m	(A) Jan. 7-8, 1962			(B) Jan. 8, 1962		
	$T_{20}$ °C	$T_4$ °C	Diff. °C	$T_{10}$ °C	$T_1$ °C	Diff. °C
65	0.9	4.5	3.6	5.8	3.6	2.2
55	0.9	4.5	3.6	5.9	3.6	2.3
45	1.0	4.5	3.5	6.0	3.7	2.3
35	1.0	4.6	3.6	6.0	3.7	2.3
30	1.1	4.6	3.5	6.1	3.9	2.2
25	1.1	4.6	3.5	6.2	4.0	2.2
20	1.2	4.6	3.4	6.2	4.1	2.1
15	1.2	4.6	3.4	6.2	4.1	2.1
10	1.2	4.7	3.5	6.2	3.1	2.1
5	1.4	4.6	3.2	5.8	4.0	1.8
3	1.2	4.3	3.1	5.3	3.8	1.5
1	1.2	3.9	2.7	4.6	2.8	1.8

しろ下層の空気が流下中に冷却されたと考える方が妥当である。すなわち (A) の場合の5 m 層が、400 m 断熱的に降下すれば、 $1.4^\circ + 4.0^\circ = 5.4^\circ$  となり実際が4.6°C であるから、0.8°C だけその間に冷却されたこととなる。同様に3 m 及び1 m 層では各々0.9°C 及び1.5°C 冷却されたことになるので、平均的には約1°C とみなし得る。風速実測値からこの間を流下する時間を概算すると、約34分となるから地表近くを通過した空気は1.76°C/h の割合で冷却されたこととな

る。しかし(B)の場合の同様な計算から約8分間に0.7°Cすなわち5.8°C/hとなる。(B)の場合は晴天で、曇天であつた(A)のときより冷却の著しいことは認められるも、この値は過大で借用し得るにいたらない。佐橋氏は山頂近くの斜面下降風に対して、山頂から時間に比例する冷却を受けつつ降下する圧縮気塊の流下速度と温度を計算して実測との比較を行なつてゐる。上述の下層が冷却している事実は同氏の考察に有利であり、かつまた自由大気安定度が小さいとき、すなわち運減率が斯熟率に近いときに、下降流が発達すると結論にも有利のようである。しかし一応 Prandtl の式で風速を計算してみると

$$u = \theta_0 \left( \frac{g \alpha K_M}{BK_H} \right)^{1/2} \sin \frac{\zeta}{\ell} e \times P \left( -\frac{\zeta}{\ell} \right) \text{ で}$$

$$B = 0.1 \times 10^{-4} \quad \theta = 1.0^\circ\text{C} \text{ とし, } u_{\max} \text{ は}$$

$$\zeta / \ell = \pi/4$$

のとき生ずるので

$$u_{\max} = 6 \times 0.71 \times 0.45 = 1.9 \times 10^3 (\text{cm/sec})$$

となつて実測とだいたい一致することがわかる。もつとも晴天日の場合にはより大きい  $\theta_0$  が出現して、風速も最強になると予期されるが、この二つの例では大差ない値を示している。また B の値が両者同一であることも問題となる。従つてさらに数多くの実測を得て、種々の理論的結果の正否を論ずべきである。

## V. 下降風の循環系

### 1. はしがき

晴夜において斜面上の地表面近くを冷却した空気が流下して、海上に排出されている実状については、それらの観測結果にもとづいて綿密な解説を行なうことができた。前述したごとく木村の論文において、伯方島の小丘状地の斜面上で下降風の流下に対する補償として、海上の暖気が海拔 50—80 m の斜面上に侵入し、ほぼ完全な循環系が形成されている事実を指摘している。小島における農耕地帯の局地気温差の因果関係を解明する手がかりとして、晴夜における循環系の把握は極めて重要な課題である。

Fig. 8 に示されている小谷は前述したごとく下降風がよく発達し、地理的条件も適当で、循環系の観測に好適であると判断される。1961年11月と1962年10月の2回にわたり、上記の場所において実施した循環系に関する観測結果をまとめて報告することとする。

### 2. 帰還風についての観測結果

1962年10月に前記の小谷において地上250 m まで

の風向分布の観測を実施した。水素入り気球(直径1.5 m)に細ひもをつけ、その直下に長さ2 m、巾20 cm の白布をつけ、地上から投光器で照明しながら、各高度の風向を日測したが、これらの観測結果についてまず説明することとする。

(1) 谷上空の風向分布 Fig. 39 に1962年10月17日18時から20時の間に測定した、海岸から谷線にそつて山頂に至る間の、地上250 m 以下の風向分布を示している。海に流下する冷気流(K)の厚さは海岸の  $V_6$  及び  $VR_4$  で25 m—30 m、山腹及び谷の上部  $VR_3$ — $VR_1$  で10 m—20 m、頂上の  $T_2$  で0 m となり、II の2で説明した観測結果とほぼ一致している。 $VR_1$  以下の各点においては、何れも下降風の上部に5 m—10 m の厚さには及ぶ無風帯(C)が見られ、 $V_6$ — $VR_4$ — $VR_3$  の各点には、さらにその上空の50 m—100 m 以上の高さに、かなり明瞭な下降風と逆方向の北東の風(R)が見られ、その厚さは40 m—80 m に及び、風速は日測によれば何れも1.0 m/s 以下の微風であつた。頂上並びに  $VR_1$  の40 m 以上、または  $VR_3$ — $VR_4$ — $V_6$  の100 m—180 m 以上の高さには東の微弱な一般風と思われる風(G)が現われている。一般風と考えられる(G)層の風向には変化が認められるが(Fig. 40 参照)、(R)で示される層の風は、厚さには変化があるが方向はかなり定常的で、冷気流に対する補償流と考えられ、小島の小谷において一応の循環系が保たれていることがわかる。

### (2) 海岸上空の風向分布

海に向かつて流下する下降風と、その上空から逆方向に補償される気流の、谷線に直角な方向の風向分布を知るために、Fig. 40 の左に示す海岸線上のA・B・C・ $V_6$ ・E・Fの6点の、地上120 m までの風向を、1962年10月7日夜観測して Fig. 40 右に示している。下降風はB・C・ $V_6$ ・Eの30 m 高度以下において強く、反対風は凶中に点線で範囲を示しているように、C・ $V_6$ ・E・Fの上空に現われている。またそれらの風の現われていないところには、一般風と思われる北の風が卓越している。

### (3) 還流の高さに関する観測結果

帰還流の変動の様子を知るため、海岸の測点  $V_6$  において、1962年10月8・17・18日の各夜、地上250 m までの風向を測定して Fig. 41 に示している。

10月8日20時35分に観測したものは、下降風の側に西—北の一般風があつて還流は見られないが、その他の場合は還流の上空に東の一般風が現われており、その強さに応じて還流の上限は100 m から200 m

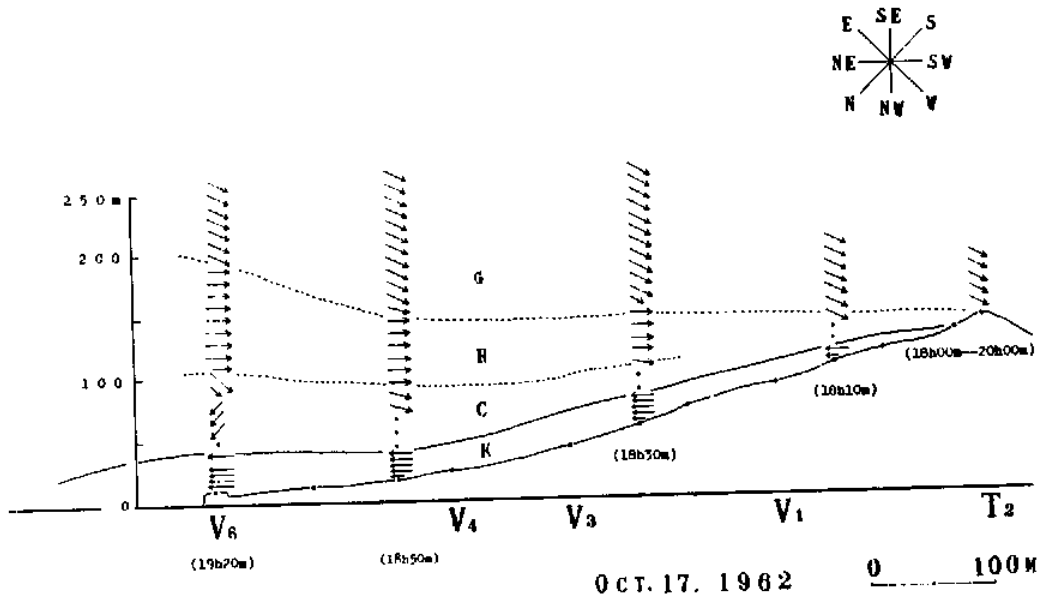


Fig. 39. Vertical distributions of wind direction below the height of 250 m (M. S. L.) in the valley. (P-Obs.), at A-line.

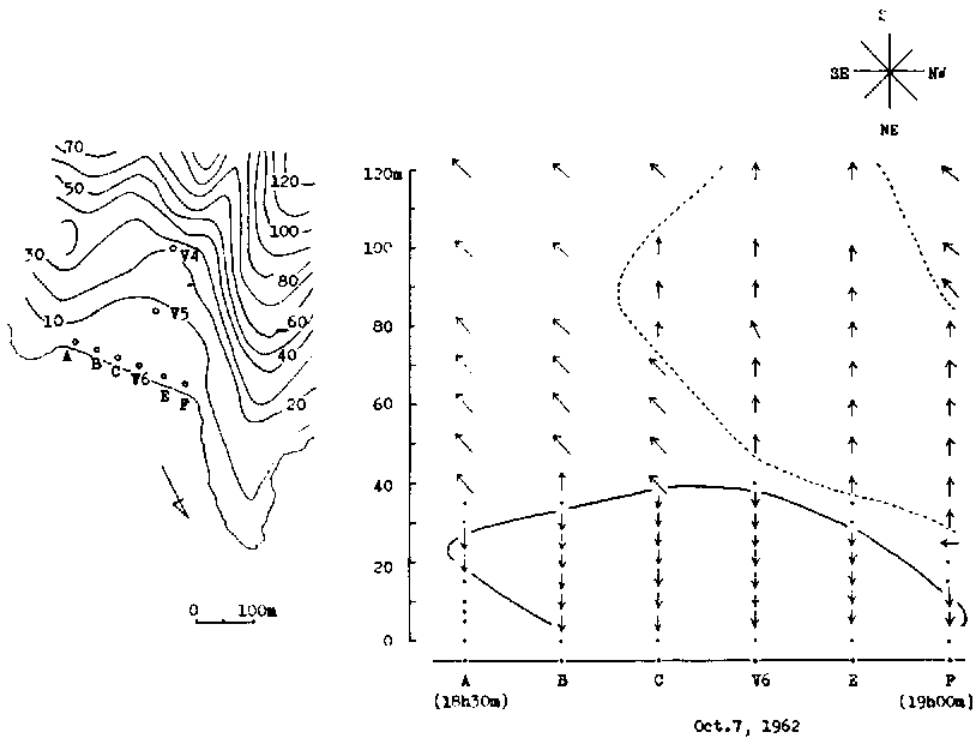


Fig. 40. Vertical distribution of wind direction below the height of 120 m (M. S. L.) on the coast. (P-Obs.), at A-line.

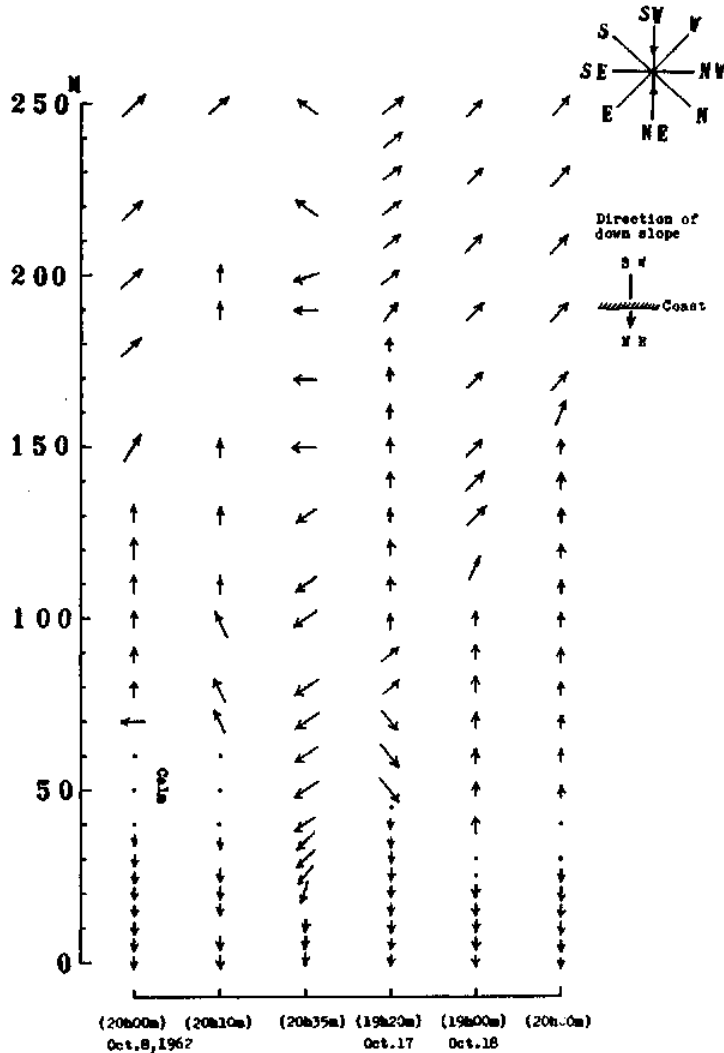


Fig. 41. Fluctuation of wind direction till 250 m height at the coast. (P-Obs.), at A-line.

以上の高さまで変動していることが推察される。一般に還流の強さや高度は不安定で、一般風等のわずかな変動に従って大きく変化するらしく、その厚さ等を正確に決定することは困難であり、上記の期間内の海岸での観測では、下限の高さは地上 40 m から 90 m ぐらいまで、上限は 100 m から 180 m ぐらいまでの範囲内で変化しているらしいことがわかる。

### 3. 下降風の気温微細変動に関する観測

2. で循環系が存在していることを説明したが、下降風の水平面に対する流下の角度変化が、下降風の気温微細変動に関係があることがわかったので、これらの結果と循環系との関係をまとめて検討することとする。

る。

#### (1) 観測方法

A. 気温微細変動の観測は直径 0.1 mm の銅・コンスタンタン線による熱電対測温部を、電磁型オシログラフ (高須式微変動レコーダー) に接続して、 $V_s$  に立てられた高さ 14 m のポールに 1.6・14 m の各高度にとりつけて、地上で記録を行なった ( $T_s$ -Obs.), ( $V_h$ -Obs.)、

B. 風速は直径 0.1 mm のニクロム線を大容量 (120 A. H., 4 Volt) の蓄電池電流で加熱して熱線とし、それに当る風によつて起る温度変化を、上記同様の銅コンスタンタン熱電対で測温して、風速を知るこ

とのできる熱線型風速計を、1・14 m 高度にとりつけ、上記のレコーダーに接続して記録を行なつた。

C. 下降風の水平面に対する流下の角度変化の測定は、14 m 高度においてのみなされたが、その方法は Swinbank の熱線風速計の原理を採用した。

それらの結線図を Fig. 42 に示している。検流計  $G_1 \cdot G_2$  は共に前記のレコーダーの中に含まれており、気温・風速・角度変化の完全な同時観測がなされたわけである。Fig. 42 に示されている図は、14 m 高度の水平及び上下方向の角度に無関係な下降風の風速変動を測定し、右図の装置で水平に流下する方向 A から、水平面に対して垂直に降下する C までの  $90^\circ$  の範囲内の角度変化の記録ができるわけである。また下降風の風向変動による（水平方向の角度変化）誤差の介入を防ぐため、上記の装置を小型風信器用矢羽根にとりつけて、つねに下降風と平行になるように工夫した。

(2) 観測結果

Fig. 43 に 1961 年 11 月 14 日夜の 19 時 50 分から 20 時 30 分までの記録を示している。図の (B) は 14 m 高度の水平面に対する気流の流下の角度変化を表わしているが、同高の風速を示す (A) の値が大きくなつていくとき角度も大きくなり、そのとき  $14 \cdot 6 \cdot 1$  m の気温も上昇して、気温の微変化と流下の角度変化との間に、かなり明瞭な対応がみられる。

同図の各記録の右側にそれぞれの平均値を示してあるが、14 m 高度の風速平均  $1.0$  m/s と同上の平均角度  $19.1^\circ$  から、気流の水平面に対して垂直な方向の分速を求めると  $0.3$  m/s となる。また上記観測の 19 時 50 分より 20 時 10 分までの間の、14 m 高度の気流の流下角度の変化と気温変動との間の相関をみるため、20 秒毎の値を読み取つてその分布状態を Fig. 44 に示している。これらの図によつて気流の垂直降下分力の増大と、気温上昇との間にかなり高い相関のあることがわかる。

4. 考察及び結論

1960 年 10 月 13 日及び 11 月 6 日夜の観測 (Fig. 10, 13) の結果から、各測点について 30 m 高度と 1 m 高度との気温差と、30 m 高度以下の下降風速の最大値を求めて、両者の関係を Fig. 45 に示している。下降風速は谷の中部より下方の  $V_3-V_6$  の間で大きく、海上並びに谷の上方に向かうに従つて小さくなつていくことは前述したとおりであるが、逆転度は谷の最上部  $V_0$  から  $V_3$  にかけて大きく、丘頂または海上に向かつ

て小さくなつており、下降風速の最強部である  $V_3-V_6$  の間で、逆転の程度が小さくなつていく。これらの現象は、上方からの暖気の侵入によつて起こると考えねばならず、前節で説明した下降風の風速・角度・温度変化の相関は、これらの事実をうらづけているとみてよい。2. で説明した海岸近くで観測された、下降風の上部にある 5 m—20 m の厚さの無風帯は、上方暖気によつて降下風域と考えられ、発煙筒による観測でもほぼそれに近い結果が現われている。これらの事実を総合して小島の小さな谷間における循環機構を、Fig. 46 のごとく作図することができる。

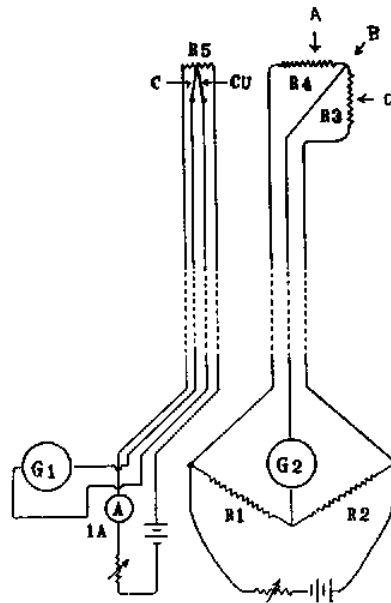


Fig. 42. Swinbanks hot wire anemometer. Note ;

- (Wire)
- $R_3, R_4$  ; Platinum  
 $\phi=0.1$  mm
- C ; Constantan  
 $\phi=0.1$  mm
- CU ; Copper  
 $\phi=0.1$  mm
- $R_5$  ; Nicrom  
 $\phi=0.1$  mm

- (Resistance)
- $R_3=R_4, R_1=R_2$
- ( $G_1, G_2$ )
- Recording type galvanometer
- (Sensitivity)
- $3.8 \times 10^{-8}$  amp.
- $5.9 \times 10^{-6}$  volt
- Resistance (=5.4  $\Omega$ )
- Period (=2.8 sec.)

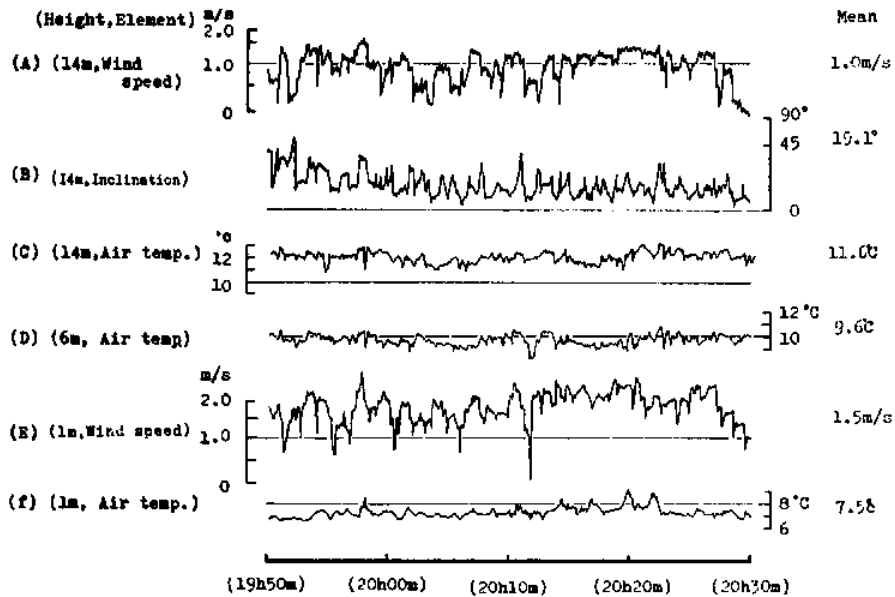


Fig. 43. States of air temperature and the angle of wind to horizontal plane. (Th, Vh-Obs.), at A-line V<sub>5</sub>, Nov. 14, 1961.

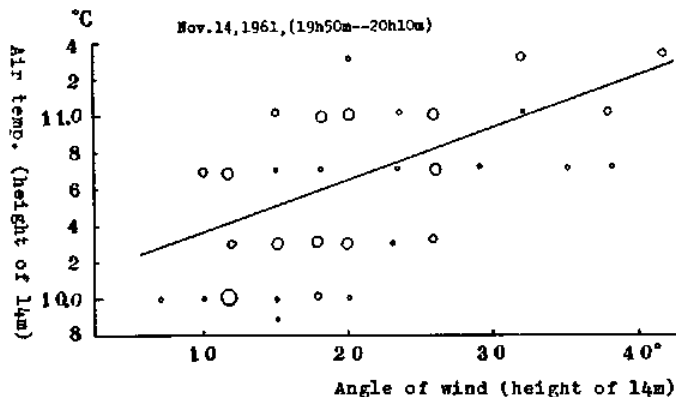


Fig. 44. Symmetry of air temperature and the angle variation of wind to horizontal plane. (Based on Fig. 43).

## VI. 下降風と一般風との関係

### 1. はしがき

小島で発生する斜下降風は非常に定常的で、系統的な時間変化は見だされていないが、夜間における一般風の変化に従って、冷却層の気温逆転度、並びに流下速度が大きく変動している事実が見いだされたので、それらの結果を分析して検討することとする。

### 2. 一般風風速の変化と下降風風速との関係

Fig. 5 の A で示されている谷間  $V_2 \cdot V_3 \cdot V_5 \cdot V_6$  の各点並びに小屋根上  $R_2$  の、1961年10月15日夜

の、地上1m高度の風速風向の記録を Fig. 47 に示している。測点  $R_2$  の標高は約90mで、この高さは前節で説明したように、無風帯またはよわい還流帯とみなすことができ、ここに置かれた風速計の示す値は、一般風風速とみなすことができる（還流の風速は微弱で風杯を動かし得ないようである）。

同図をみて明らかなように、一般風を示す  $R_2$  の風速が0m/sである18時—22時の間、 $V_3 \cdot V_5 \cdot V_6$  で強い下降気流が発達しているが、北西で0.5m/s前後の一般風のあつた22時—02時の間、谷間の各点では0.5—1.0m/s程度の風速低下が見られ、その間下降

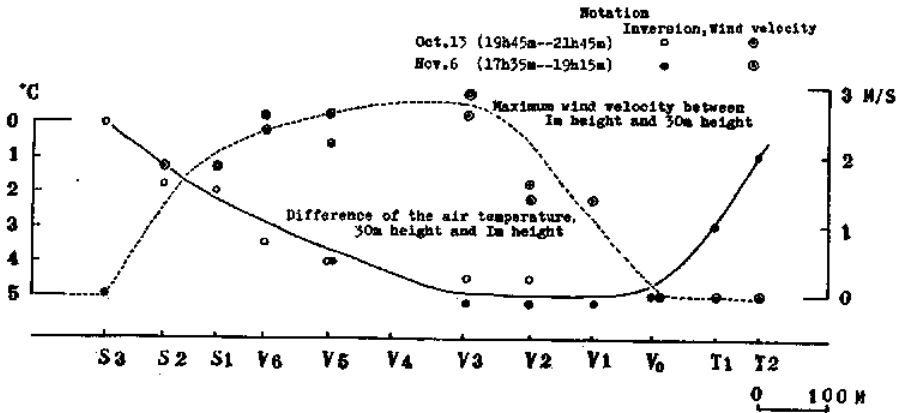


Fig. 45. Relation between air temperature inversion and down valley wind.  
(Based on Fig. 10 and Fig. 13).

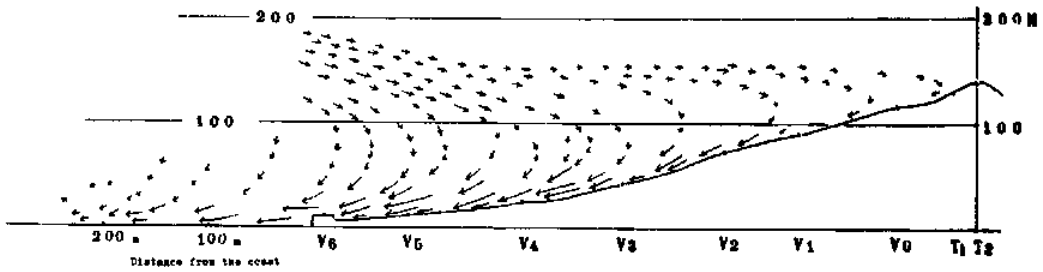
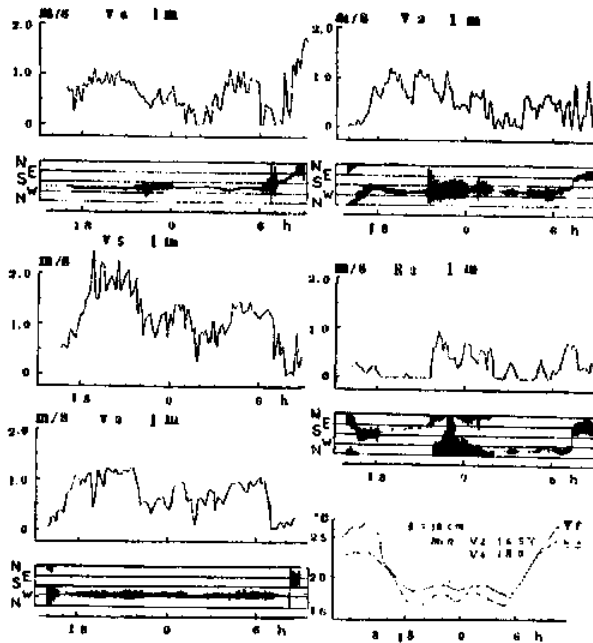


Fig. 46. Circulation system of down valley wind.



Oct. 15-16, 1961, (clear)

Fig. 47. Relation between down valley wind and general wind.  
(Vc, D-Obs.), at A-line.

風の風向の変化はほとんどみられない。

一般風の発生に従つて、下降風速が低下するという現象をさらに詳しく検討するため、各方向の一般風風速と下降風速との相関について説明することとする。

(1) 各方向の一般風と下降風

A. Fig. 48 に11月15日夜  $V_s$  で観測された、一般風が下降風風向とはほぼ逆と思われる、東—北東の場合のようすを示している。17時—04時まで  $V_s$  で下降風がよく発達しているが、一般風 ( $R_1$ ) 東の風速が増すにつれて下降風速はしだいに低下し、01時前後の

記録にその関係は明瞭に現われており、一般風が 1.0 m/s を越した04時以後は、谷間を下降風と逆の東の一般風が吹き上げている。同図の下に  $V_s$  と  $R_1$  のそれぞれの30分毎の平均風速を求め、 $R_1$  を x 軸に、 $V_s$  を y 軸にとつて両者の相関を示している。 $R_1$  の風速が 1.3 m/s 以上に達したとき、 $V_s$  の下降風速は、ほとんど停止して、無風の釣り合いともいふべき状態となつている。 $R_1$  の風速が  $0.3 < x < 1.3$  (m/s) の範囲内では、下降風と一般風との関係を表わす直線の式は、

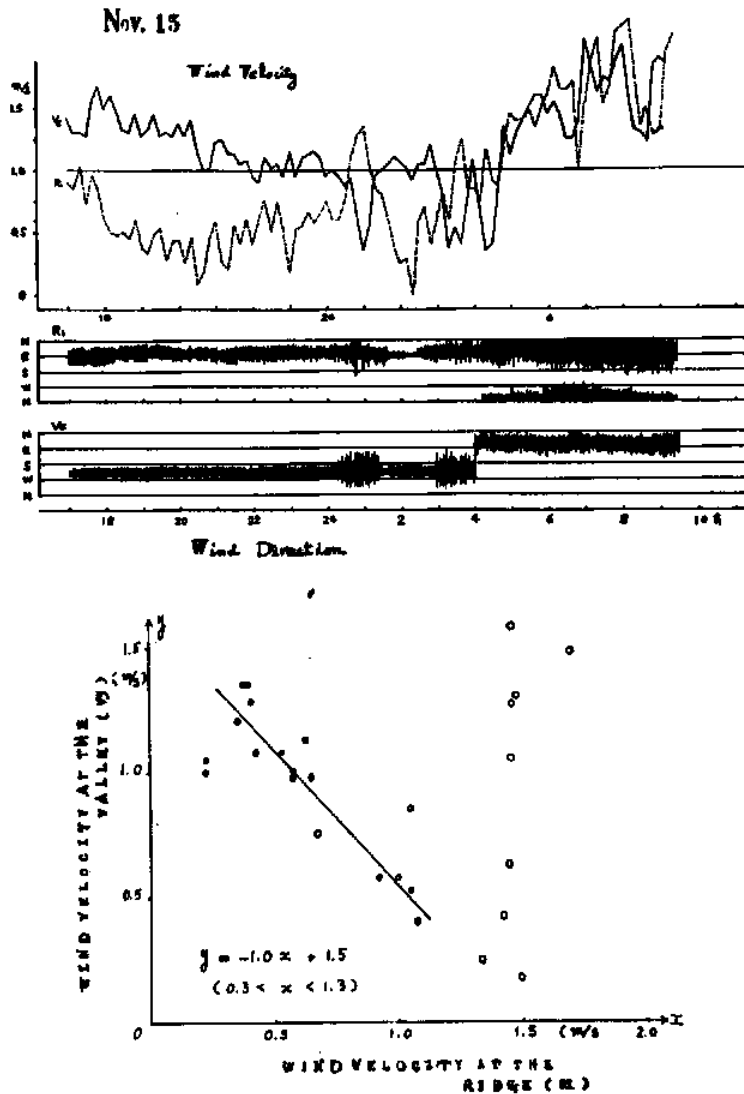


Fig. 48. Correlation between down valley wind and east general wind.  
 Note ; ● Developed katabatic flow  
 ○ Stagnated katabatic flow

$$y = -1.0x + 1.5$$

$$y = -0.5x + 1.3$$

となる。

B. 谷の測面から下降風に直角に一般風が介入した場合は、尾根にさえぎられて下降風への影響は少ないものと思われる。11月6日夜観測された  $R_1$  の風向が北西の場合の、これらの関係を Fig. 49 に示している。この場合も北西風が増加したとき、下降風風速は低下しているが、 $R_1$  の風速が 2.0 m/s 近くに達しても、 $V_5$  の風向変動は大きいが、南西で下降風の風向を示している。

$R_1 \cdot V_5$  の風速の相関図を見ると、谷の前面より下降風と反対方向の一般風が吹き込んだ前記の場合にくらべて、ゆるやかであるがやはり負の相関が見られ、 $R_1$  の風速が 1.0 m/s になると、下降風への一般風の混入のようすがうかがえる。

北西の一般風が  $0.1 < x < 1.6$  (m/s) の範囲で、下降風風速の変化を表わす直線の式は

とみなしてよい。

C. 谷の背面より一般風が吹き込んだ場合、つまり南西の下降風に対して南—南西の一般風の吹いた、11月8日夜の記録を Fig. 50 に示している。この場合も一般風が 1.0 m/s 以下の 18時—23時の間下降風がよく発達し、一般風が 1.0 m/s を越えた 23時—01時の間は、下降風が低下して変動の位相は逆になっている。相関図にも同様の傾向が現われており、1.0 m/s 以下で一般風の混入が始まり、1.5 m/s 以上に達すると一般風が主に吹き下つているようである。このような傾向は 11月7日夜、11月14日夜の観測結果にも現われており、下降風の背面から一般風が介入した場合も、他の場合と同様に下降風速の低下がおり、下降風速が一般風によつて加速されることはないようである。

同図の相関を表わす直線の式は

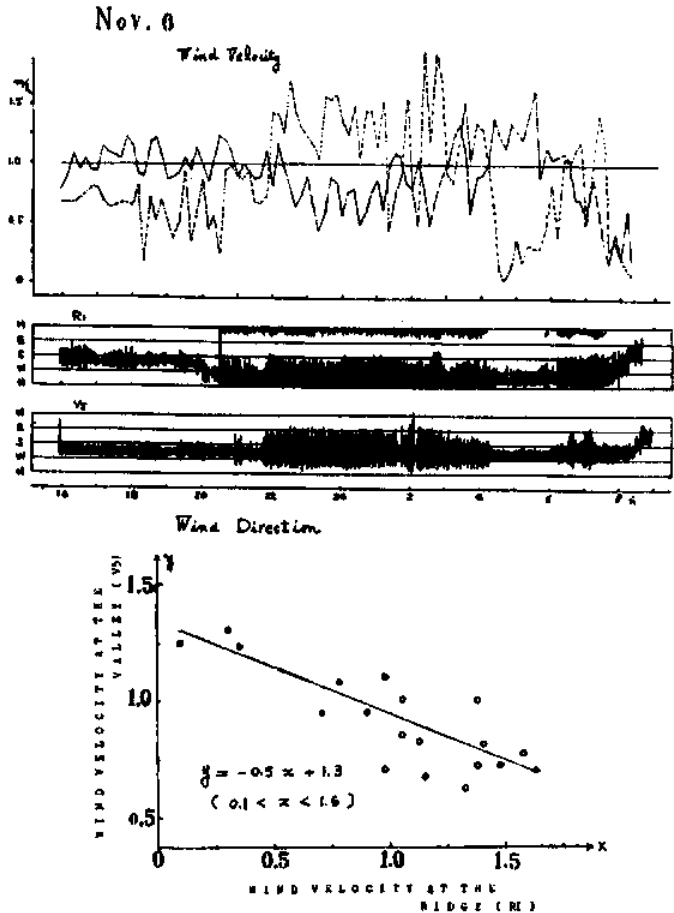


Fig. 49. Correlation between down valley wind and north-west general wind.

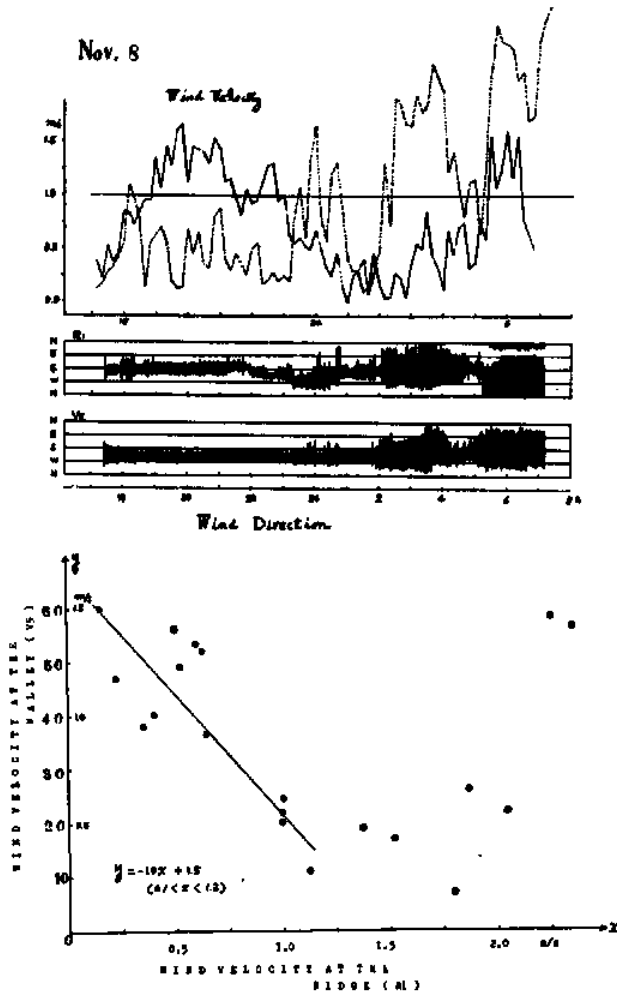


Fig. 50. Correlation between down valley wind and south general wind.

$0.1 < x < 1.2$  (m/s) の範囲内で

$$y = -1.0x + 1.5$$

とみてよい。

### 3. 一般風と逆転層との関係

A. 下降風が発生しているときに一般風が介入すると、気温並びに風のプロフィールがどのようにかわるかを知らるために、一般風が東（11月7日夜）、南（10月14日夜）、北西（10月17日夜）の場合の様子を Fig. 51 に示している。10月15日夜の一般風のない場合のプロフィールは、気温・風ともに典型的な下降風の様相を示しているが、他の場合は何れも一般風が地上15 m ぐらゐまで現われ、気温の逆転度が  $2^{\circ}\text{C}$  内外に低下し、これに従って下降風速も  $1.5\text{ m/s}$  以下に弱化している。

B. 以上のことをさらに詳しく見るために、 $V_5$  に立てられた高さ14 m のポール、 $14 \cdot 6 \cdot 0.2\text{ m}$  の各高度に熱電対をとりつけ、地上で記録して一般風と気温微細変動との関係をしらべた (Fig. 52)。

図の上段に11月7日夜の  $V_5$  と  $R_1$  の風の記録が示されている。最下段にある三つの記録  $J_2$  は、5時15分から6時25分までの間のもので、最下列は0.2 m 高度の気温、中列は0.2 m 対6 m 高度の気温差、上列は14 m 高度の気温で、上に示してある風の様子から判断して、一般風が東北東  $0.3\text{ m/s}$  以下で快晴、好条件下の気温微細変動記録とみてよい。0.2 m 対6 m 高度の気温差は大体  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  となっており、0.2 m 高度の気温は  $10\text{--}11^{\circ}\text{C}$  で安定し、定常的な下降気流を思わせる。記録  $J_1$  (中段) は22時40分から23時50

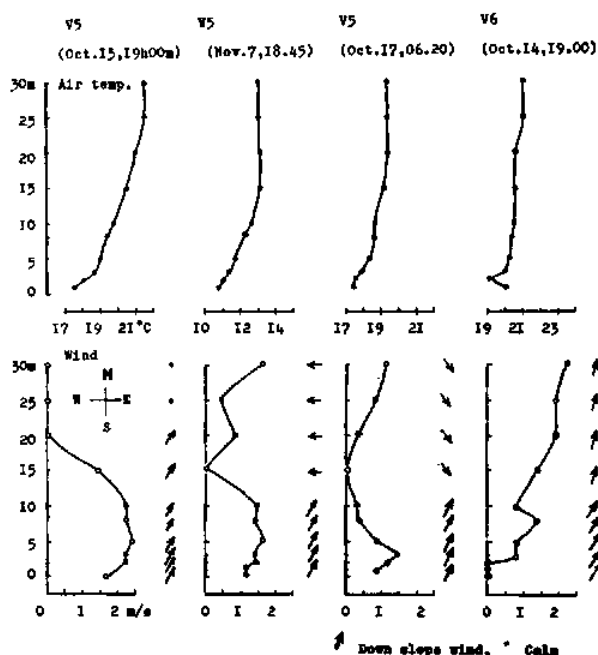


Fig. 51. Various profile of down valley wind and air temperature by general wind. (P-Obs.), at A-line, 1961.

分までのもので、上の風の記録から、一般風（北東）が支配しているがそれが弱まり、下降風が現われ始めるが、再び一般風が強まって下降風が消失するときの記録である。中段最上列のグラフはこの期間内の R1 での、10 分毎の平均風降（一般風）の変化を示す。一般風が 1.0 m/s 以下となつた 22 時 45 分頃より気温の低下が始まり、22 時 56 分頃から 23 時 12 分までは 0.2 m 高度では 3—4°C 低下して安定しているが、14 m 高度では冷気と暖気の混合の様子が察せられる。地表をおおう冷気は一般風の消長と密接に結びついており、一般風が限度以下（この場合 0.8 m/s ぐらい）に下ると突如として冷気が支配し、かなり明瞭な限界がみられることがわかる。

以上のことは谷の正面から下降風に対して逆方向の一般風が吹き込む場合のものであるが、背面並びに側面からの場合は、逆転度の低下は同様に起こっているが上記のような明瞭な接地気温の変化はみられない。

#### 4. 考察及び結論

晴夜における冷気の流出については、わが国においてもかなり多くの研究が見られ、吉野・間野等の伊豆西浦、猪苗代、船津、磐梯山麓等での調査によると、流出時刻は 20 時—21 時、23 時—01 時、03 時—04 時におきる場合が比較的多く、立石による常平の観測で

も冷気の流出時刻を集計すると、24 時以前と以後にそれぞれ 1—2 回極大があるとされていることは、本篇の II の考察において説明した。我々が瀬戸内海の小島で観測した範囲内では、全夜を通じて一般風の影響がなく、輻射による冷却の条件が一定であるならば、冷気の流出は極めて定常的で、特別な流出時刻等は見当たらない。小島ではすべての地形が比較的単純でしかも小規模であり、晴夜に生成された冷気は直ちに海上に排出されている場合が多く、従つて流下の様相も簡単になるものと考えられる。小島において晴夜の冷気流出に変動をあたえる大きな原因の一つが、一般風であることが観測結果に現われており、逆転層が一般風の影響を受けることについては Rink, J., 正務等の研究にも明らかにされているが、我々は晴夜において谷を流下する冷気流速と一般風の強さが、ほぼ負の一次関数で表わされることをみつけた。また谷間を下る冷気流の背面から一般風が介入する場合も、他の場合と同様に下降流速の低下がおきることは興味深い。これらの事実はさらに多くの地形についての比較観測の後に討論されなければならない。

西日本が高気圧圏内に入り、輻射による冷却の条件がほぼ定常的であると考えられた夜間において、2 m/s 以下の一般風が発生して、下降風の流下に変化を

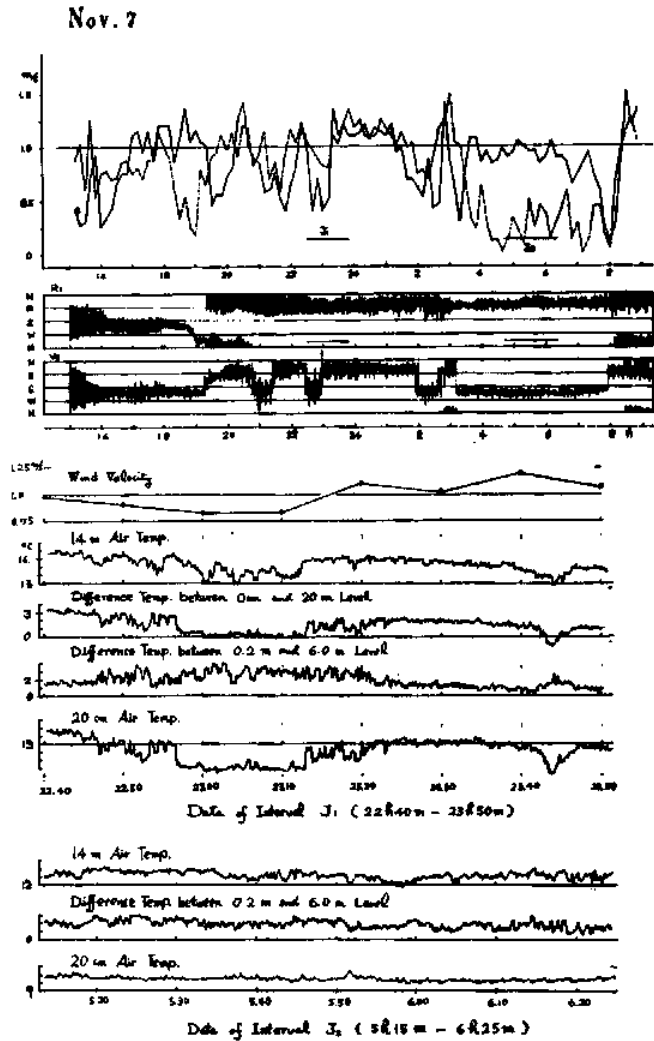


Fig. 52. Relation between fluctuation of air temperature and general wind. (Vc, D, Tj-Obs.), at A-line, 1961.

Tab. 6. Developing time of general wind in clear night and the time of flow out of regular down slope wind, (Vc-Obs., D-Obs.), at A-Line, 1961.

Developing time	Date			
	Oct. 12-13 (clear)	Oct. 13-14 (clear)	Oct. 15-16 (clear)	Nov. 6-7 (clear)
Regular down slope wind (V <sub>s</sub> )	17 h-00 h 03 h-06 h	17 h-22 h 03 h-07 h	16 h-21 h	16 h-20 h 04 h-07 h
General wind (R <sub>1</sub> ) (R <sub>2</sub> )	22 h-02 h(W)	22 h-02 h (NW)	20 h-(S)	21 h-04 h (NW)

たえた場合の時刻を調査して Tab. 6 に示している。表出されているように一般風の発生は00時を中心にして前後2時間-3時間以内の場合が多く、従つて夜

半前と後にそれぞれ冷気流出の最盛期が現われることは、吉野等の内陸地方での観測結果とも一致している。また冷気下降風に対する一般風の介入は、逆転層

の破綻による夜間気温の急昇 ( $3^{\circ}\text{C}-4^{\circ}\text{C}$ ) をともなうが、これらのことは農業気象的見地から意義が大きいと考えねばならない。

**VII. 夜間冷却層の季節的变化**

**1. 季節変化についての観測例**

夜間冷却層発生に季節変化の様相は、局地気温差の生成に関連して、農業経営の上から重要であるとみなされなければならない。季節変化についての考察を進めるに当つて、周囲を海にかこまれた小島と、海の影響の少ない内陸地方については、その実状が異なるものと考えられるので、小島における季節変化の検討を進める前に、G. S. P. Heiwood が Oxford 州 (Lat.  $51^{\circ}51'N$ , Long.  $1^{\circ}35'W$ ) で行なつた、内陸地方と考えられる地域での、katabatic wind の季節変化に関する観測結果についてまず説明することとする。

観測地は海岸から約 130 km 離れた場所で、丘頂 (海拔 640 feet) と南西向きに展開した谷の底 (海拔 420 feet) に下降風記録装置を設置している。

1929 年から 1931 年までの各月の下降風の発生回数を Tab. 7 に示している。1931 年の 5 月が 11 夜で最大であるが、前年の 5 月では 3 夜となつており、系統的な季節変化の様相はうかがえない。

**2. 伯方島における冷却層の季節変化**

(1) 5・8・10 月における下降風の比較観測

Fig. 5 の A で示されている谷の海岸  $V_6$  における、1961 年 5・8・10 月の下降風速と風向を Fig. 53 に示している。風向から判断して何れも下降風がよく発達しており、18 時—06 時の間の平均は 5 月で 0.8 m/s, 8 月 0.4 m/s, 10 月は一般風の介入のなかつた 17 時—23 時の間で 1.0 m/s となり、明らかに 8 月に下降風の低下がみられる。

(2) 8 月における冷却層の観測

1961 年 8 月 15 日夜、上記の谷間において、谷の上流部  $V_2$  から海上  $S_4$  ( $S_4$  の沖あい 80 m) にかけて、30 m 高度までの気温・風向の観測を行なつた (Fig. 54)。 $V_3-V_6$  の各点で気温の逆転が見られるが、高さは何れも 20 m 以下で気温差も  $1^{\circ}\text{C}$  以下となり、

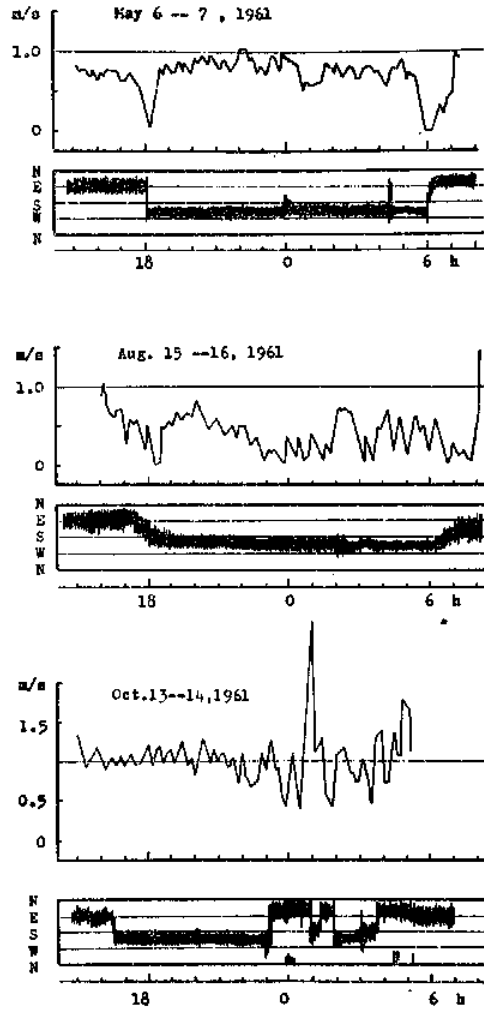


Fig. 53. States of down valley wind in each season. (Vc, D-Obs.), at A-line  $V_6$ .

前述した 10 月・11 月の逆転層よりもはるかに薄く、また程度も小さい。

8 月 15 日夜と 10 月 13 日夜の観測から、逆転による温度差 ( $\Delta\theta$ ) と高さを求めて、Tab. 8 に示している

(3) 伯方島西海岸における下降風の年変化

Tab. 7. The number of nights on each month when the katabatic effect was observed.

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	
Number of nights	4	3	4	1	3	3	1	4	4	3	2	4	1929
	1	0	3	4	11	0	—	—	—	—	—	—	1930
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1931

Note ; by G. S. P Heiwood, Katabatic wind in a Valley, 1932 at Oxford-shire. (Lat.  $51^{\circ}50'N$ , Long.  $1^{\circ}35'W$ ).

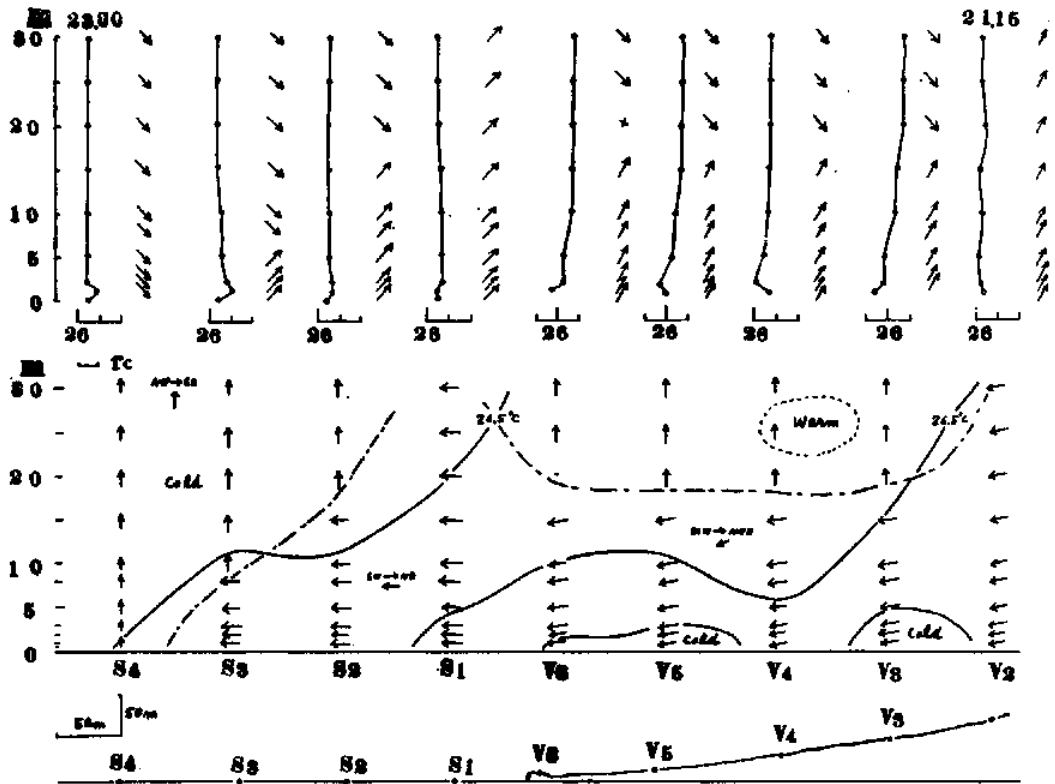


Fig. 54. States of cooling layer in summer. (P-Obs.), at A-line, Aug. 15, 1961.

Tab. 8. Comparison of inversion layer in summer and in autumn.

	Points	S <sub>3</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub>	V <sub>6</sub>	V <sub>5</sub>	V <sub>4</sub>	V <sub>3</sub>	V <sub>2</sub>
Aug. 15	$\Delta\theta$ (°C)	0	0	0.2	1.0	1.0	0.9	1.0	0.2
	Height(m)	0	0	2	10	15	20	20	20
Oct. 13	$\Delta\theta$ (°C)	0.3	1.8	2.0	3.4	4.1	3.4	4.2	4.2
	Height(m)	3	20	25	25	25	20	25	25

Note :

$\Delta\theta$ , Difference of air temperature(Max.-Min.) below a height of 30 m.

(P-Obs.), at A-line, 1961 (Based on Fig. 10 and Fig. 54).

小島の陸上で夜間に生じた冷却層は流下して海上に排出されているが、下降風の季節変化を確認するため、1954年10月より1955年9月末まで早朝日の出前に、Fig. 55(下)に示す伯方島の西側海岸の8点において、線香煙による風向同時観測を行なった。Fig. 55の下方に示す風向は10月29日早朝の観測結果であるが、明らかに下降風の風向を示している。風向が4測点以上、海岸にほぼ直角であった朝は島内において下降風が発生したものとみなし、各月の発生回数の

百分率を求めて Fig. 55(上)に示している。また海岸における風向測定時の早朝6時—7時の間、視測点Eで測定された風速値から、無風でなかった朝の百分率を求めて同図に示している。図をみてわかるように6・7・8月に、明らかに下降風発生の低下が見られる。また1・2月に低下しているのは平風が強くなる、早朝の無風回数が少なかったことが関係しているものと思われる。

### 3. 海上と陸上との気温差

下降風の季節変化の原因の1つと考えられる、海上と陸上の気温の年変化について説明することとする。Fig. 55のEとそこから北西の方向で、海岸から約300 m沖あいのN点に筏を浮かべ、両者とも百葉箱中(100 cm 高度)に自記温度計を入れて気温の測定を行なった。1951年10月より1952年9月までの各日の最低気温の月平均値の比較を Fig. 56に示している。6・7・8月は陸上は海上より最低気温が0.5°C—1.0°C高くなっており、10・11・12・1・2月の秋から早春にかけては、海上が2°C—4°C高くなっている。また1954年1月から12月までの各月のE点の地表温と海

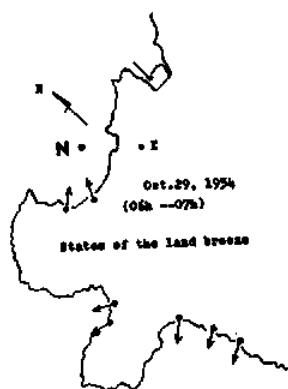
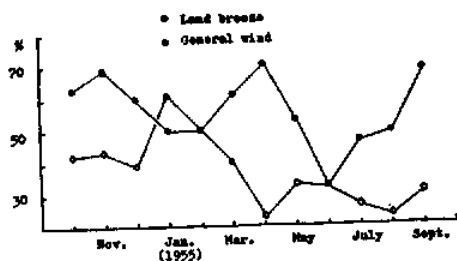


Fig. 55. Percentage of the mornings on each month when the land breeze was observed at the west coast of Hakatajima. (Ds-Obs.), 1954-1955.

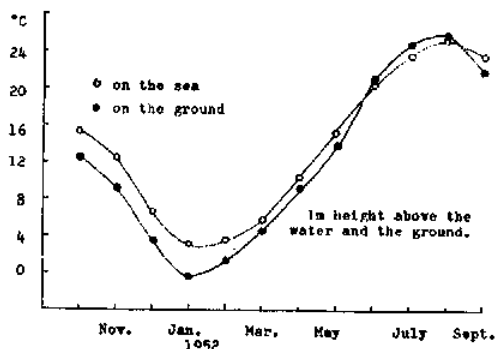


Fig. 56. Comparison of minimum air temperature on each month on the sea and the land. (Tr-Obs.), at E and N, 1951-1952.

水温の平均値を求めて Fig. 57 に示しているが、上記同様の傾向を示している。

#### 4. 考察及び結論

1. で説明した Heiwood の観測例によると、海岸から 100 km 以上も離れた内陸地方においては、明らかな季節変化は認められていないが、小島では 6・7・8 月において下降風の発生回数も少なく、また逆転の程

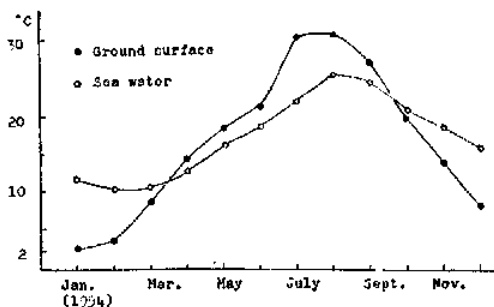


Fig. 57. Comparison of mean temperature on the ground surface and the sea water on each month. (Tr-Obs.), at E and N, 1954.

度も下つて下降風速も低下しており、一応夏季に冷却層が減衰しているとの結論に達する。最低気温についても 6・7・8 月の間は陸上が海上より高く、そのことが夏季の下降風の発達を妨げる原因の一つであることが想像できる。

### 総 括

暗夜の斜面上の地表付近で発生する冷却空気によつて生ずる斜面下降風は、物理的には対流の一相であつて興味深いが、それらに関連して生ずる夜間接地気温の局地的な気温差は、冬季における農作物の低温障害並びに凍害等に関連して、農業経営の合理化の上から極めて重要な問題であり、外国においてはかなり古くから研究されており、わが国においても近年になつて活発に研究されるようになった。しかし、それらのほとんどは地上 2 m—3 m 以下の地表面にごく近い気相についての観測であり、冷却層の全貌についてはほとんどみられていない。従つて斜面下降風の基礎的な諸問題を究明する上からも、また農業経営に利用される実用的な見地からも著しく不備であつた。筆者はこれらの点に着目して従来の観測方法に若干の工夫改良を行ない、また比較的小規模な瀬戸内海の小島を観測場所として選び、現地の生徒等の協力を得て、長期間にわたる大規模な観測を実施し、小島において発生する暗夜の斜面下降風の全貌を把握することができた。またそれらの資料を解析して、斜面下降風に関する Prandtl 理論の検討を行ない、さらに進んで下降風と一般風との関係、循環機構、季節変化等の問題を究明し、また応用研究として冷却層によつて起る地形と局地気温差、降霜分布等の問題を解析し、瀬戸内海地域において栽培されている亜熱帯作物ゼラニウム、柑橘等の小気候的な見地から見た適地条件の明確

化に貢献できた。

### 1. 斜面下降風の性状に関する観測結果とその考察

#### (1) 観測内容

(i) 実施した観測は地上 2 m 以下の接地気層の観測と、気球による 250 m 以下の 2 つに区分できる。前者の観測については、従来使用されている各種の温度・風の測定器材に自記装置等を併用したが、後者についてはゴム製気球に水素を入れて直径 1.5 m—2.0 m とし、それにサーミスター、小型風杯風速計、風向測定用白布等を結びつけ、ビニールコードを延長して気球を上下しながら、各高度の要素を地上で測定することに成功した。

(ii) 観測並びに調査は主に瀬戸内海にある伯方島(愛媛県越智郡伯方町)で行なつたが、比較資料を得るため別府市扇山斜面(大分県)等においても実施した。なお、これらの観測、研究は 1949 年より 1964 年に及んでいるが、主体となつている観測は 1961 年より 1963 年の間に行なつたものである。

#### (2) 冷却層の構造

伯方島の代表的な三つの地形について、気球による斜面下降風の観測を実施したが、それらの結果を要約すると次のごとくである。

(i) 冷気の流出は日没前 30 分頃から始まり、日の出後 20 分—30 分で終る。夜間の雲量等が一定で一般風の影響がなければ、冷気の流出は極めて定常的で夜中大きな変化は認められない。

(ii) 伯方島の北西部にある小半島内の谷状地における観測では、谷の中腹から海岸にかけて冷却層の厚さは 25 m—30 m に達し、海岸から 250 m ぐらいの沖あいで消滅しており、谷の最上部(丘頂)でも冷却層は薄い。

気温並びに風の垂直分布は典型的な下降流の特性を示し、最深部における地上 1 m と 30 m 高度の気温の逆転度は  $5^{\circ}\text{C}$  に達し、風速の最強は地上 5 m 高度付近に現われて  $3.0\text{ m/s}$  前後を示し、地表近くではまさつによる減速が目立ち、気温の逆転上限高度においては風速  $0\text{ m/s}$  となつている。

定時刻において谷の横断面を海に向かって流下する冷気の量を計算すると(区分求積法)毎秒  $2,400\text{ m}^3$  であつた。

(iii) 伯方島のほぼ中心に位置する海拔 75 m の丘状地の南側は平均勾配  $10^{\circ}$  で海岸までの距離約 0.6 km の斜面、北側は平均勾配  $5^{\circ}$  で海岸までの距離約 1.2 km の谷状地を形成している。同斜面上の冷却層は北

側の谷の中部付近が最も厚くて 100 m 以上となり、地上 1 m と 100 m 高度の逆転度は  $4.5^{\circ}\text{C}$  以上であるが、南側の最深部の厚さは 60 m 前後で逆転度も  $3.2^{\circ}\text{C}$ 、最低部の気温は北側より  $1^{\circ}\text{C}$  前後高い。

海岸より海上への冷気の流出は北側で 500 m—600 m、南側では 400 m 前後と推察される。

冷気の流下の認められる高度は、傾斜の急な南側では冷却層の上限高度と大体一致しているが、北側では 20 m—40 m 高度以下の気層のみひつくりと海上に向かつて流下しており ( $1.0\text{ m/s}$  以下)、比較的大規模な冷気の発生源を控えた地形であつて、海に向かつて冷気の流路に抵抗がなくても、谷底斜面の傾斜が水平に近く谷巾が広ければ、冷気は停滞して冷気湖の様相に近づいていることがわかる。

(iv) 伯方島北部にある小半島上の丘頂は海拔 120 m で北斜面の平均勾配は  $28^{\circ}$  で下方は海に接し、南斜面の平均勾配は  $20^{\circ}$  で下方はほぼ水平な低地となつている。南面の海拔 60 m 以下、北面の 30 m 以下の斜面は著しく気温が逆転しており、南面の 100 m 以上、北面の 70 m 以上は自由大気気温減率 ( $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ) と思われる値で降温している。最低温部における自由大気からの気温降下は、南北両面とも  $4.5^{\circ}\text{C}$  ぐらいとなつているが、海に接する北面では冷却層の厚さは南面の半分ぐらいとなり、冷却層全体が海に向かつて流下しているが、下方にゆるやかな平地をもつ南面は、冷却層の下方のみ流下して冷気湖の様相に近づいている。南面の海拔 70 m—100 m、北面の 40 m—80 m の間は気温の通増と逆転層による降下の割合のほぼ等しい地帯であつて、著しい高温帯を形成している。

#### (3) Prandtl 理論の検討

伯方島の小谷状地(北西部半島上)で得た資料により、Prandtl 理論の検討を行なつた。実測の資料を使用して理論式から最大風速を計算すると、理論と実測値がだいたいよく一致しており、風速のプロフィルも観測結果と一致していることがわかつた。しかし温度分布に関しては、観測結果と理論式が一致しないようであり、理論は全く 2 次元的に現象を取り扱つているのに対し、実際の現象は 3 次元的であることが原因として考えられるが、これ等の点に関しては今後の研究にまたねばならない。

#### (4) 冷却過程に関する観測

別府市扇山の雄大斜面(平均勾配  $20^{\circ}$ 、距離 1.66 km)において、地上 65 m 以下の気層の観測を実施した。海拔 800 m の山頂から中腹(海拔 400 m)ま

で接地気層が断熱的に降下する場合、平均的に見て約 $1^{\circ}\text{C}$  冷却されており、風速の実測値から流下に要する時間を概算して降下率を求めると $1.76^{\circ}\text{C}/\text{h}$  となり、山頂からの斜面下降風において中腹以上に對しては Prandtl の理論に含まれている仮定が問題となる。

#### (5) 下降風の循環系

伯方島の北西部半島上の谷状地における、地上 250 m 高度までの風の観測結果を総合して、かなり明瞭な下降風に対する帰還流の存在することがわかった。風速は微弱 ( $1.0\text{ m/s}$  以下) であつて、弱い一般風の介入によつて容易に消失し、厚さ等を正確に決定することは困難であるが、海岸における帰還流の下限の高さは 50 m—110 m、上限は 100 m—180 m の間で変化しているようである。

#### (6) 下降風と一般風との関係

海に向かつて北東に展開した谷状地を流下する下降風 (南西) に対して、谷の前面 (北東) から一般風が介入した場合、逆転層の破壊が明瞭に観測され、一般風の増大にともなつて下降風は減少し、それらの関係はほぼ負の一次函数式で表わされることを見つけた。それらの関係は下降風に対して直角な方向から一般風が介入するときのみならず、谷の背面から一般風が介入するときも成立しており、晴夜における下降風変動及び夜間接地気温急上昇の大きな原因となつている。

#### (7) 夜間冷却層の季節的変化

伯方島内において測定された海水温の月平均値を比較すると、11 月から 2 月にわたる冬期で海水温が  $5^{\circ}\text{C}$ — $10^{\circ}\text{C}$  地表温より高く、夏期 6・7・8 月においては逆に地表温が  $3^{\circ}\text{C}$ — $8^{\circ}\text{C}$  高くなつており、さらに夏期において下降風の発生数並びに気温逆転の程度が著しく低下していることが認められた。

## 摘 要

晴夜の斜面上の地表付近で発生する冷却空気によつて生ずる斜面下降風は、物理的には対流の一相であつて興味深い。それらに関連して生ずる夜間接地気温の局地的な気温差は、冬季における農作物の低温障害並びに凍結害等に関連して、農業経営の合理化の上から極めて重要な問題である。

我々の観測並びに調査は、主に瀬戸内海にある伯方島 (Lat.  $34^{\circ}14' \text{N}$ , Long.  $133^{\circ}05' \text{E}$ ) で行なわれたが、比較資料を得るために別府市属山斜面等においても実施した。なお、これらの観測・研究は 1949 年より 1964 年に及んでいるが、主体となつている観測は 1961 年より 1963 年の間に行なわれたものである。

次にこれらの観測の概要を説明する。

(1) 静穏な晴夜における斜面下降風は日没後直ちに発生し、特別な変化のない限り日の出まで続き、地表付近の風速は多くの場合  $1\text{ m/s}$  内外で、夜中大した変化もなくほとんど定速で吹き続けている。

(2) 斜面下降風の厚さは 20 m—30 m で、気温低下は地表付近までに約  $4^{\circ}\text{C}$  であり、風速の最大は大体 5 m 層に現われている。

(3) 側壁の稜線上及び谷に入るまでの上流部における斜面下降風は、谷間のものよりも弱勢かつ不規則であるが、斜面下降風の特性をそなえ、斜面にそつて流下しており、その厚さは一定でないが相当すく、10 m 以下であると思われる。

(4) 斜面下降風の観測結果は Prandtl の理論とよく一致する。しかし温度分布の方は一致しない。これは理論は二次現的現象を取扱つているのに対し、実際には三次元的な要素が影響しているためではないかと考えられる。

1961 年に行なつた観測結果の中で、斜面下降風に対する一般風の影響を要約して説明すると次のごとくなる。

(i) 晴夜であつて一般風の介入がなければ斜面下降風は定常的に全夜吹きつづき、系統的な流出時刻は見当らない。

(ii) 斜面下降風が発達しているときに一般風が発生すると、逆転層が弱まつて下降風の風速が低下し、両者の風速の関係はほぼ負の一次関係で表わされるとみてよく、一般風が  $1.5\text{ m/s}$  ぐらゐに達すると斜面下降風は停止する。

(iii) 斜面下降風の背面から一般風が吹き込む場合も上記の関係が成立することは興味深い。これらの事実はさらに多くの地形について観測した後で議論されなければならない。

伯方島にある谷で、1962 年に行なつた観測結果の中で、斜面下降風によつておこる循環系についての問題を要約するとつぎのようになる。

(i) 伯方島の北西部半島上の谷状地における、地上 250 m 高度までの風の観測結果を総合して、かなり明瞭な下降風に対する帰還流の存在することがわかった。風速は微弱 ( $1.0\text{ m/s}$  以下) であつて弱い一般風の介入によつて容易に消失し、厚さ等を正確に決定することは困難であるが、海岸における帰還流の下限の高さは 50 m—110 m、上限は 100—180 m の間で変化しているようである。

## 文 献

- 1) 東 修三 (1952): 地中温度の観測から土壌の熱拡散率を算定する方法に対する二, 三の注意. 西京大学学術報告, 2.
- 2) Beakley, W. R. (1951): The design of thermometer thermometer with linear calibration. J. Sci. Inst., 28.
- 3) Brooks, F. A. (1952): Atmospheric radiation and its reflection upward from the ground. J. Met., Vol. 9.
- 4) Defant, F. (1949): Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen Zur Theorie der Bergund Talwinde. Arch. Meteor. Geophys. Bioklin., A, 1.
- 5) Fleagle, R. G. (1950): A Theory of Air Drainage. J. Met., Vol. 7.
- 6) Heiwood, G. S. P. (1933): Katabatic wind in a valley. Q. J. R. M. S., Vol. 59.
- 7) 市川寿一 (1953): 晩霜に関する調査 (第2報). 研究時報, 8巻1号.
- 8) 今岡円七 (1956): 気象観測報告書. 愛媛県越智郡伯方町立西伯方中学校, 気象資料, 第1号.
- 9) 今岡円七 (1961): 伯方島における冷気流の観測. 昭和36年度農林省応用試験研究報告, その一.
- 10) 今岡円七 (1963): 局地気象と柑橘低温障害. 果樹園芸, 16巻9号.
- 11) 今岡円七 (1964): 斜面下降風と一般風との関係について. 農業気象, 20巻2号.
- 12) 今岡円七 (1964): 斜面下降風の観測. 愛媛の地学.
- 13) 岩崎藤助・大和田厚 (1962): 局地気象の違いが晩生柑の落果と品質におよぼす影響. 園芸試験場報告, B第1号.
- 14) 川原琢磨 (1950): 地表面付近における気象要素の垂直分布について. 農業土木研究, 18巻2号.
- 15) Kimura, H. (1961): A micrometeorological study on small island. Met. Notes Met. Res. Inst., Kyoto Univ. Ser. 2, No. 22, June, 1961.
- 16) 足沢儀明 (1957): 瀬戸内海地帯における香料作物ゼラニウムの栽培法. 農業及び園芸, 32巻3号.
- 17) 京都大学理学部気象学特別研究所 (1958): 凍霜害防止対策試験報告書 (第3報), 宇治白川における冷気流阻止による霜害防止試験.
- 18) 間野 浩 (1953): 盆地形における夜間気温の急昇について. 研究時報, 第7巻.
- 19) 村田茂三 (1953): 晩霜期前後における茶葉の渗透圧の変化と気象環境との関連. 農業気象, 14巻1号.
- 20) Murata, S. (1961): Microclimatic Study on Plant-covered Land. Met. Notes Met. Res. Inst., Kyoto Univ. Ser. 2, No. 23.
- 21) 滑川忠夫・高須謙一 (1941): 微細気候の観測並びに研究 (第1報). 服部報公会研究報告, 第9輯.
- 22) Prandtl, L. (1942): Stromungslehre.
- 23) 佐々木幹夫・上杉高志 (1961): タバコ苗の移植当初における降霜時の微気象的環境. 農業気象, 17巻2号.
- 24) 正務章 (1949): 阿蘇山における気温の通減率及び逆転の調査. 研究時報, 1.
- 25) Sutton, O. G. (1953): Micrometeorology.
- 26) 鈴木清太郎 (1947): 傾斜面の気象. 農業及び園芸, 22巻1号.
- 27) 高須謙一 (1939): 防風林の微細気象に及ぼす影響. 農業及び園芸, 14巻2号.
- 28) 武智 修・長谷場徹也 (1963): 葉温に関する研究 (3). 農業気象, 19巻1号.
- 29) 武田京一 (1957): 福岡霜日のリターンペリオドについて. 農業気象, 13巻1号.
- 30) 田中貞雄・谷沢恒夫・柿沼 計・佐野 洋 (1958): 樹林帯の防霜機能に関する研究 (2). 傾斜地における樹林帯の防霜機能. 農業気象, 14巻1号.
- 31) 田中貞雄・谷沢恒夫・柿沼 計・佐野 洋 (1960): 同上 (4). 霜道における樹林帯. 農業気象, 15巻3号.
- 32) 谷 信輝 (1954): サーミスターについて. 農業気象, 9巻3・4号.
- 33) 壺井伊八 (1935): 地面温度に関した調査 (1). 海と空, 15巻5号.
- 34) 坪井八十二・中川行夫 (1953): 葡萄園の微気象的特性 (1). 農業気象, 8巻3号.
- 35) 田島善兵衛 (1962): 水温環境からみた日本の農業気候区分. 農業技術研究報告, A, 第9号.
- 36) Ueta, H. (1958): Study on the Quantitative Determination of Eddy Exchange Coefficient. Res. Rep. Koch Univ., Vol. 7, No. 7.
- 37) 梅田三郎 (1958): 霜夜における細域の温度分布について. 産気調, 22巻.
- 38) 吉田照雄・今岡円七 (1959): 香料ゼラニウムに関する生理・生態学的研究, 第5報, 収油率の日変化とその微細気象的環境. 日作紀, 28巻1号.
- 39) 吉田照雄・今岡円七 (1959): 香料ゼラニウムの収油率の日変化とその微細気象的環境. 農業気象, 15巻2号.
- 40) 吉田照雄・今岡円七 (1961): 香料ゼラニウムの越冬状態とその微細気象的環境. 日作紀, 30巻1号.
- 41) 吉野正敏 (1957): 菅平高原の気候と小気候. 東京教育大学地理学研究報告, (1).
- 42) 吉野正敏 (1960): 冷気流と冷気湖に関する最近の研究. 農業気象, 15巻4号.

### Summary

The phenomenon of the slope wind caused by cool air near the ground surface of a slope at clear nights furnishes an interesting problem in micro-meteorology, and at the same time is one of the principal subjects in agro-meteorology, as it apt to generate local differences of low temperature and to cause frost damage on crops especially in cold season.

Many investigations on slope wind have been carried out, but it seems that most of them have been founded on only surface observations. Hence the author tried to make observations not only in the surface layer but also in the layer up to the height of about 250 m, and to deduce some conclusions about the slope wind and allied phenomena.

The observations were carried out chiefly at a small island (Hakatajima Island in the Inland Sea of Seto), whose area is about 22 km<sup>2</sup> and maximum height is about 304 m from the mean sea level, and partly at a large slope of a mountain (Ōgi-yama, Beppu City, Ōita Pref.) in order to obtain some comparative data. Though these observations were made from 1949 to 1964, only the results of 1961-1963 are given as the objects of investigation in this paper.

The paper is made up of two parts, the first part deals chiefly with the phenomenon of the slope wind and may be said to be micro-meteorological, and the second part concerns with the temperature distribution associated with the slope wind and the frost damage on crops and hence has a character of agro-meteorology.

The results of the observations are summarized as follows:

#### A. Concerning the slope wind itself

(1) The down slope wind on clear and calm nights arises immediately after sunset and lasts till the sun rises next morning, so long as there is no remarkable change in weather condition. The wind velocity, in many cases, is one meter per second and the wind goes on blowing at an almost constant speed all night long.

(2) The depth of the down wind layer in a small valley is 25-30 meters thick, and the air temperature there falls till about 4°C, the maximum wind velocity being generally found in the five meters height.

(3) The down slope wind found on ridges of either side of a valley and also in the upper part of the valley itself is weaker in strength and more irregular than that in the valley, but has the characteristics of down slope wind blowing down along the slope, the thickness being small and not constant.

(4) The observed down slope wind coincides with Prandtl's theory either in regard to the vertical distribution or to the magnitude of its maximum value, but the observed air temperature distribution does not agree with the theory. The reason for the discrepancy is not easy to explain—the fact that, though the theory treats the two-dimensional phenomenon, it is three-dimensional in the actual case, seems at present to be the only possibility of explanation.

#### B. Concerning the influence of the general wind upon the down slope wind

(1) When the general wind rises in the inverse direction, the inversion layer grows weak and the velocity of the down slope wind falls. The relation between velocities of the winds is generally expressed by a negative linear function, and when the general wind attains to the velocity of about 1.5 m/s, the down slope wind disappears.

(2) Similar relation holds also when the general wind rises in the same direction with the down slope wind, i. e., the latter grows weaker as the former becomes more remarkable. The wind velocity in the valley reaches a minimum and after then increases, showing that the general wind predominates also in the valley.

#### C. Concerning the circulation of the down slope wind

Synthesizing the results of the wind in and above a valley of the north-west peninsula at Hakatajima, a return current against the down slope wind was evidently found to exist. As the wind velocity was very weak (less than 1.0 meters per second) and easily disappeared when the general wind intervenes, the domain of the return current was difficult to decide exactly, however, the height of its lower and upper limits seemed to exist between 50-110 m and 100-180 m respectively above the coastal region.