

## 長崎市中心地域における夜間の気温構造と局地風

森 牧人\*<sup>1</sup>・武政 剛弘\*<sup>2</sup>・小林 哲夫\*<sup>3</sup>・薦田 広章\*<sup>2</sup>

### 要旨

丘陵地に囲まれた長崎市中心地域において集中気象観測を実施し、晴天夜間の局地気象現象について調査・解析を行った。

同地域に形成される冷気湖は中立もしくは弱安定な下層と比較的安定な上層の2層からなる。ヒートアイランド現象と陸風がそのような下層の形成に寄与すると考えられる。山腹(稲佐山)で観測された下降風の風向・風速の変化は、冷気湖の発達に伴う上層の上昇によることが明らかにされた。

### 1. はじめに

長崎市は、内陸に向かって深く入り込んだ長崎湾とこれに至る大小の谷間に沿って発達した湾岸都市である。市の大部分は谷間と傾斜地からなり、斜面中腹にも密集した住宅地が見られる。

市の中心地域は、北から南へ流れる浦上川に沿って伸び、西からは稲佐山(標高333m)、東からは金比羅山(標高366m)が迫っている(第1図)。両山系の作り出す谷地形は、一般風または海陸風の通り道となる。荒生・田中(1992)は、市北部の浦上川上流に位置する長崎大学教育学部屋上で得た風速データの統計解析を行い、同観測点における冬季の主風向が谷筋と一致し、北であることを示した。また、夏季には南寄りの一般風が海風(陸風)を強化(抑制)し、秋季には一般風の変化によって逆の傾向が現れることを示した。これらの結果は、同地域に独特な風系が形成されやすいことを示す。

気温についても、静穏夜間を対象に、小型繫留気球・ロープウエイ(稲佐山斜面)・自動車などを用いた集中観測が精力的に行われた。その結果、逆転層の特徴(荒

生ほか, 1980)・解消過程(荒生ほか, 1982)やヒートアイランドの構造(荒生ほか, 1983)などについての多くの知見が得られている。

しかし、測器の制約から、測定された気温分布は鉛直1次元的または面的構造を示すにとどまり、鉛直・水平方向に対応した2次元的構造も未だとらえられていない。また、気温や風速の測定が独立に実施される場合が多く、気温場と風速場の局地的な対応についての報告はない。さらに、山腹や谷間を流下する山風・斜面下降風に関する測定例はなく、それらの性質も分かっていない。

近年、測器の性能はめざましく向上した。局地気象観測にも熱画像式赤外放射温度計が盛んに用いられるようになり、多くの成果が得られている(黒瀬・真木, 1988; Kobayashi *et al.*, 1994; Mori *et al.*, 1995)。また、小型の自記温度計や大容量の記録器(データロガー)も入手しやすくなった。これらの機器は、観測に伴う労力を大幅に軽減させ、温度や風速などの多点同時観測を容易にした。

本報では、近年の測器の高性能を十分に活かし、従来不可能に近かった立体的な気象観測を展開し、長崎市中心地域の夜間の気温構造と局地風の動態について調査し、解析した結果について報告する。

### 2. 観測

観測は1993年10月18日深夜から22日午前にかけて集

\*1 九州大学農学部(現:九州大学熱帯農学研究センター)。

\*2 長崎大学工学部。 \*3 九州大学農学部。

—1996年1月11日受領—

—1996年10月28日受理—

中的に行った。本研究では、比較的良好な天気恵まれた、10月19日から21日にかけて得られたデータを解析対象とする。荒生ほか(1980)は長崎海洋気象台の日常観測データをもとに夜間の平均風速(00時, 03時及び06時の平均値;便宜上  $W_s$  とする)を定義し、市中心部における逆転層の発達を判断する指標とした。そして、 $W_s \geq 2.0 \text{ ms}^{-1}$  では季節に関係なく逆転がほとんど起きないこと、また、秋季の弱風条件下 ( $W_s \leq 1.0 \text{ ms}^{-1}$ ) で大規模な逆転が発生することを示した。本研究の場合、 $W_s = 0.7 \text{ ms}^{-1}$  (19日~20日)、 $W_s = 0.9 \text{ ms}^{-1}$  (20日~21日)であり、逆転層発達の条件は十分満たされていた。

第1図は観測対象地域の地形を示す。図中の白丸(P1~P8, T1~T3, M, N, W)は観測点を表わす。各観測点の標高、観測項目および測定条件(測器高度・測定時間間隔)を第1表に示す。測定は、観測点Nの一部の測定項目を除き、すべて1分間隔で行われた。観測点P1からP8では、地上1.5mに小型百葉箱を設置し、その内部で自記温度計(IBC製MDL-10;以後MDL)を用いて気温を測定した。観測点T1からT3では繫留気球とMDLを用いて地上高度100mないし120mまでの気温の鉛直分布を得た。観測点Wでは地上の気温と風向・風速を測定した。さらに、10月20日~21日の夜間に限り、ビル(長崎文化放送)屋上に観測点Nを設け、微風速計による風速の連続観測と熱画像式赤外放射温度計(日本電気三栄製6T62型;波長域8~13 $\mu$ )による周辺地域の植生表面温度の遠隔測定を実施した。温度計のセンサーを稲佐山と金比羅山の両山系に向け、同計5方向についての熱画像を1時間毎にフロッピーディスク上に記録した。その際、風向・雲量も観測し、乾球温度・湿球温度をアスマン通風乾湿計によって測定した。

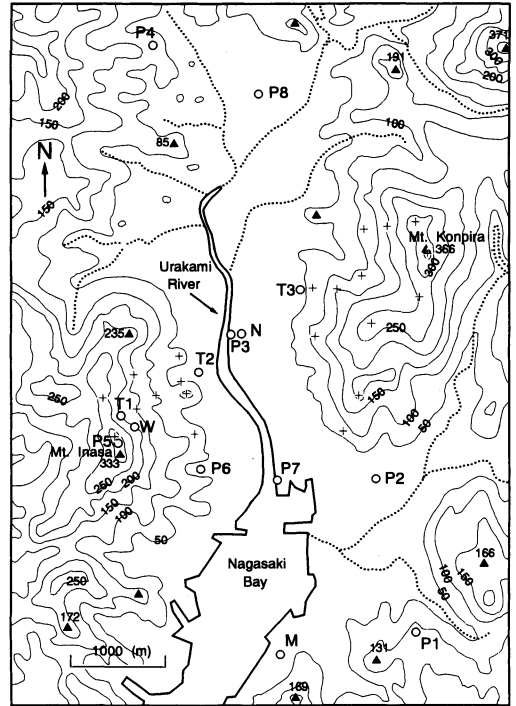
### 3. 結果と考察

#### 3.1 斜面下降風と冷気湖の相互作用

山風や冷気流などの夜間の斜面下降風は流下し、堆積することにより斜面上のみならず谷間や盆地の気温環境をも支配する。Kondo and Okusa (1990) は地形が斜面下降風を介して、斜面下部に形成される冷気層(冷気湖)の温位構造に影響を及ぼすことを明らかにした。稲佐山や金比羅山の斜面上を流下する下降風も長崎市中心地域の気温環境に影響していると思われる。

##### 3.1.1 斜面下降風の風向変化

第2図は10月19日18時から翌20日8時までの観測点



第1図 観測対象地域の地形(等高線間隔:50m)と観測点(P1~P8, T1~T3, M, N, W;白丸印)の配置。ただし、観測点Mは長崎海洋気象台を示す。図中の+印は、熱画像式赤外放射温度計による植生表面温度の読み取り点を表わす。

Wにおける風向・風速の時間変化を示す。風向は、19日23時頃まではほぼ西であったが、その後、反時計回りに緩やかに変化し、翌20日の1時から5時の間では南または南西方向でほぼ安定した。風速は、22時頃までは2~3  $\text{ms}^{-1}$  であり、風向が変化し始めた23時以降、1~2  $\text{ms}^{-1}$  程度に弱まった。

観測点Wは、軸長約700mでほぼ東西に伸びる小谷の南側の側面に位置している。したがって、同地点では夜半前までは山風が谷筋に沿って吹き、夜半過ぎからは側面を谷筋に向かって流下する下降風(一般に、「斜面風」と呼ばれる)に移行したことになる。

須田(1990)は、中部日本の山間部を対象に、アメダス気象観測点のデータを用いて、夜間の風向を決定している地形スケールについて調べた。その結果、風速の大小に応じて風向も変化し、それが地形スケールの大小と対応することを確認した。本事例でも、山風から斜面風への転換に伴い風速も減少しており、須田

第1表 観測点および測定項目.

観測点	標高 (m)	測定項目	測定高度 (m)	測定間隔 (min)
P1	112	気温	1.5	1
P2	6	気温	1.5	1
P3	4	気温	1.5	1
P4	75	気温	1.5	1
P5	333	気温	1.5	1
P6	32	気温	1.5	1
P7	2	気温	1.5	1
P8	17	気温	1.5	1
T1	203	気温	1.5, 20, 40, 80	1
T2	5	気温	1.5, 25, 60, 120	1
T3	55	気温	1.5, 21.5, 45, 70, 120	1
N	30	乾球温度	1.5	60
		湿球温度	1.5	60
		風速	8	1
		風向	1.5	60
		雲量	-	60
W	198	風速	3.4	1
		風向	3.3	1
M	27	気温	1.5	60

(1990) の指摘と符合する. Allwine *et al.* (1992) は、合衆国バージニア州においてトレーサガスをを用いた拡散実験を行い、逆転層の発達によりその内部の地表風向の地形依存性が増す観測結果を得た. 本事例の風向変化も気温構造の変化と密接な関係を持つものと考えられる.

3.1.2 冷気湖の温位構造

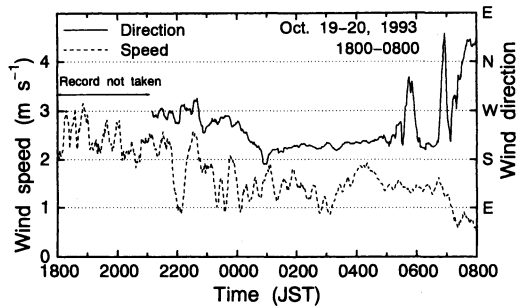
本節では、等温位線解析により長崎市中心地域上空の温位構造を明らかにし、斜面下降風の動態について考察する. 等温位線解析は一種の流線解析であるが、詳しくは Mori and Kobayashi (1996) を参考されたい. 以下、10分間平均された気温を用いて等温位線解析を行う.

温位は、近似的に次式より求めた.

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma_d(z - z_{std}) \tag{1}$$

ここで、 $\theta(z)$  と  $T(z)$  は、それぞれ、標高  $z$  (m) における温位と気温を表す. また、 $\Gamma_d$  は乾燥断熱減率 ( $0.00976 \text{ K m}^{-1}$ ),  $z_{std}$  は基準観測点 (T2) の標高 (5 m) である.

第3図aは、19日1950-2000における稲佐山から金比羅山山麓にかけての温位分布を示す. 等温位線は、各測点 (白丸) における温位の値を線形内挿することにより描かれた. 稲佐山斜面上では、290 K と 291 K の2本の等温位線が斜面にほぼ沿うように分布し、斜面上で生成された冷気が流下する様子が明らかである. 観測点 T1 は小谷の谷筋に位置しており、両等温位線は

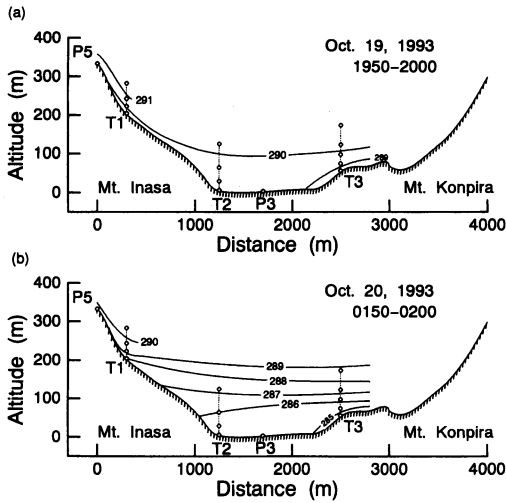


第2図 観測点Wにおける風向・風速の時間変化.

谷筋に沿った山風に相当し、290 K の等温位線がその中心部分をなしていたと思われる. 同線はやがて斜面を離れ、稲佐山斜面上を流下してきた山風が谷間の市街地上へ流れ込み、堆積して冷気湖を形成する様子が読み取れる.

Kobayashi *et al.* (1994) は、斜面からの多量の冷気が流入する層の存在を指摘し、それが冷気湖の湖面層を形成するとした. 本事例では、標高約 150 m の高度で斜面を離れる 290 K の等温位線が湖面層に相当すると考えられる. 湖面層の高度は、湖岸部で約 150 m, 湖の中心部でも 100 m 程度であり、冷気湖の厚さは 100 m に達していたと推定される.

第3図bは同夜の0150~0200の温位分布を示す. 6時間が経過し、等温位線の分布は大きく変化した. 289 K と 290 K の2本の等温位線は標高 200 m 以上にまで上昇し、それらの下方には4本の等温位線 (285 K

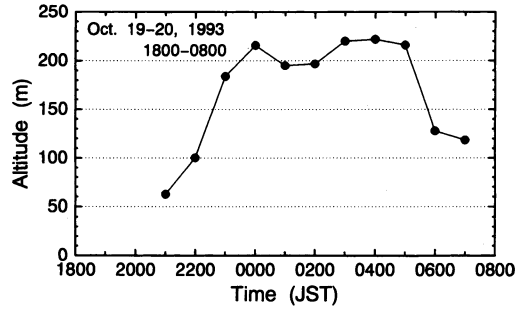


第3図 稲佐山から金比羅山山麓にかけての温位 (K) の分布 (a : 10月19日20時; b : 10月20日02時). 図中の斜線部は地面に相当し, 白丸は気温測定点を表わす.

~288 K) が新たに現れた. 286 K の等温位線の上方には 287 K から 289 K の 3 本の等温位線が含まれる安定層が, その下方には中立層が存在している. 冷気湖内部に接地中立層と上部安定層が重なる特徴的な 2 層構造が形成されていたことがわかる. 湖面層を成す 289 K と 290 K の 2 本の等温位線は, 観測点 T1 (標高 203 m) 上空で斜面を離れ, 観測点 P3 上空では標高約 200 m に位置する. 冷気湖は6時間前に比べて約 100 m も厚みを増していたことになる. この時刻では, 観測点 T1 近傍の風観測点Wは冷気湖内に埋没しており, 夜半以降, 下降風が弱まったことと符合する (第2図) (Mori and Kobayashi, 1996).

冷気湖に関する報告は, 山間部や内陸部で観測されたものが圧倒的に多い (例えば, 工藤ほか, 1982; 鳥谷, 1985). そのような環境で形成される冷気湖は下層ほど逆転も強く, 安定な成層をなすのが普通である. 本事例で確認された冷気湖下層の接地中立層は, 谷間に沿って発達する都市域に形成される冷気湖の特徴といえるかもしれない. その成因については3.3節で考察する.

第3図bの289 Kの等温位線は湖面層の下部に相当すると考えられ, その動態は冷気湖発達の指標とみなせる. 第4図は3観測点 (T1, T2, T3) 上空における 289 K の等温位線の平均的高度の時間変化を示す.



第4図 3観測点 (T1, T2, T3) 上空における 289 K の等温位線の平均的位置 (標高, m) の時間変化.

同線は21時頃から徐々にその高度を増し, 23時から0時の間に, 標高 200 m を越えた. 観測点W (標高 198 m) の風向もほぼ同じ時間帯に変化している (第2図). このことは, 冷気湖の発達と風向変化にはなんらかの関係があったことを示唆する. 冷気湖の発達に伴い斜面が湖内に埋没すると, 山風は上空を流下するようになり, 湖内には局地的な斜面風が卓越するようになったものと推定される.

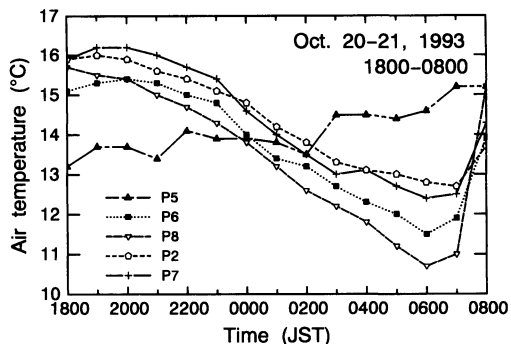
斜面下降風は, その流下・堆積作用により冷気湖の発達に寄与し, 冷気湖の発達は斜面上の温位構造を変え, 下降風系を変化させる. これらの過程は斜面下降風と冷気湖の相互作用がもたらす一種のフィードバック現象といえる (Mori and Kobayashi, 1996).

### 3.2 気温環境

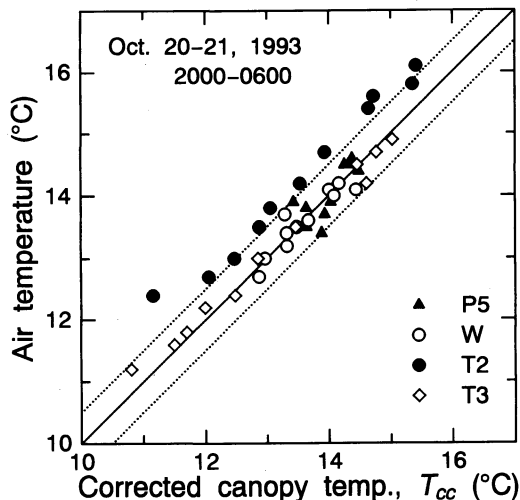
本節および3.3節では, 10月20日から21日にかけて得られた観測データの解析結果を示す. 20日の18時から19時の1時間に約 10 mm (長崎海洋気象台) の降雨があり, 観測は一時中断された. しかし, その後天気は急速に回復し, 深夜から早朝にかけては快晴であった. 19時以降, 観測点Nを加えて観測を再開した.

#### 3.2.1 地上気温の時間変化

第5図は, 10月20日18時から翌21日8時までの5観測点 (P2, P5, P6, P7, P8) における地上気温 (高度 1.5 m) の時間変化を示す. 降雨直後 (19時) から22時頃までは, 観測点 P5 (稲佐山山頂) の気温は, 他の4観測点に比べ最も低かった. その後, P5を除く4観測点の気温は時間とともに急激に低下し, 深夜3時から翌朝7時にかけては, 山頂が最も高温となり, 気温の逆転状態にあったことが分かる. 山頂と谷間の市街地の気温差は最大で 4 °C 以上に達した.



第5図 5観測点 (P2, P5, P6, P7, P8) における高度 1.5 m の気温 (毎正時前10分間平均値) の時間変化。



第6図 4観測点 (P5, T2, T3, W) における補正 植被面温度 ( $T_{cc}$ ) と気温の比較。

観測点 P2 の気温は、標高差が 30 m 以内の他の 3 観測点 (P6, P7, P8) に比べて、夜半以降は常に高く時間的に推移した。この理由については 3.2.3 節で考察する。

### 3.2.2 植被面温度

一般に、放射温度計を用いる場合、あらかじめ測定対象物の射出率を設定しておく必要がある。本研究では、射出率を 1 とし、よく茂った植生の表面温度 (植被面温度,  $T_c$ ) を熱画像上から読み取った。

植被面温度は、また、植被面と温度計センサーの間の大気中の水蒸気の影響を受けるため、その除去が必要となる。ここでは、大気平均透過率として次のような関数形 (Houghton, 1977) を用いて補正を行った。

$$\bar{\tau}(x) = \exp\left(\frac{-10^{-5}e^2x}{RT}\right) \quad (2)$$

ここで、 $T$ : 中間大気温度、 $e$ : 水蒸気圧、 $R$ : 水蒸気気体定数、 $x$ : 植被面からの距離である (単位は SI)。 $e$  と  $T$  は  $x$  の関数になるが、ここでは、 $e$  は  $x$  に依存せず一定と仮定し、観測点 N の値を用いた。また、 $T(x)$  は、植被面 ( $x=0$ ) と観測点 N (放射温度計設置点、 $x=x$ ) の間で線形的に変化すると仮定した。ただし、 $T(0)$  が求めるべき未知量であるから、測定値  $T_c$  から出発する反復法によって得られた収束値を補正植被面温度 ( $T_{cc}$ ) とした。

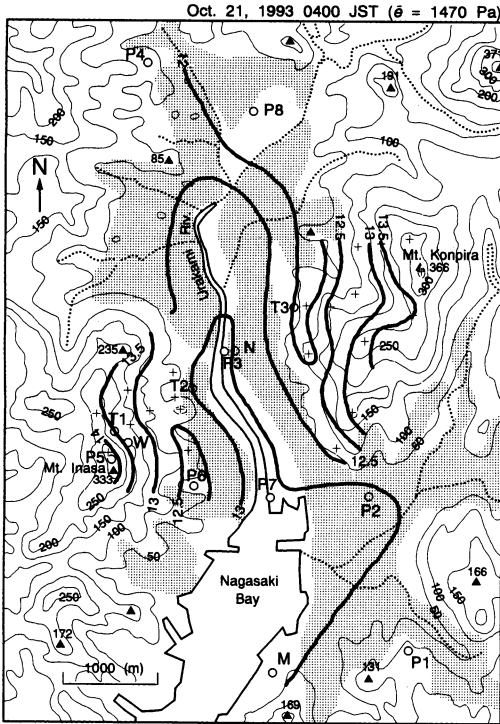
第 6 図は、20 日 20 時から 21 日 6 時まで 1 時間毎に得られた 4 観測点 (P5, T2, T3, W) の気温と各観測点近傍の植生の補正植被面温度 (以後、植被面温度) の比較を示す。観測点 N における測定に 5 分ないし 10 分程

度要したので、ここでは、毎正時前 10 分間の平均気温を用いた。

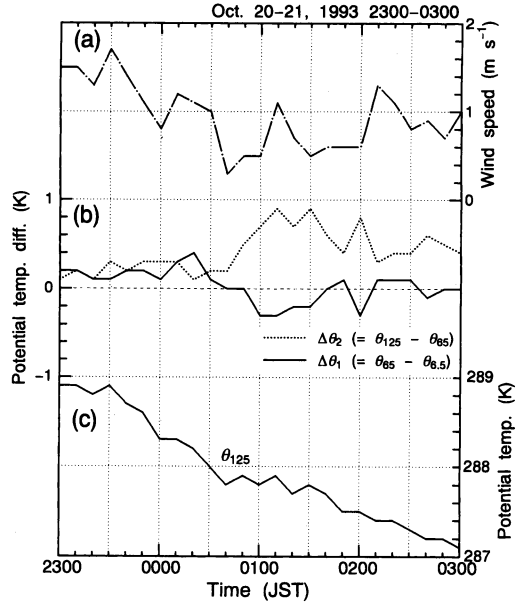
3 観測点 P5, T3, W では、植被面温度と気温は  $\pm 0.5^\circ\text{C}$  以内 (図中点線) の範囲で一致する。これは、Mori *et al.* (1995) が野外観測 (福岡県太宰府市) より得た精度 (データ数: 128 個) と同じである。一方、観測点 T2 においては、植被面温度が気温に比べ低い傾向を示す。一般に、強い放射冷却の条件の下では、植生の表面温度は気温より低く、両者の差は風速が小さいほど大きい。観測点 T2 は谷間の市街地に位置するため風が弱く、植被面温度が気温より低く経過したと考えられる。斜面中腹の観測点 T3 と W および山頂の観測点 P5 は、地形的に開けた場所に位置しており、比較的風速が大きかったために、植被面温度と気温の差が小さくなったものと推定される。したがって、空気の停滞しやすい斜面下部と盆地底を除けば、植被面温度を地上気温と見なしてよいと思われる。

### 3.2.3 地上気温分布

第 7 図は 10 月 21 日 4 時における観測地域の地上気温分布を示す。等温線は、地上気温観測点 (白丸) で得られた実測値 (10 分間平均値) および植被面温度読み取り点 (+印) における補正值 ( $T_{cc}$ ) を用いて描かれた。浦上川下流と長崎湾を囲む  $13^\circ\text{C}$  の等温線の分布からもわかるように、市街地中心部には高温域が形成されている。一方、その周辺の山麓部には  $12.5^\circ\text{C}$  以下の



第7図 長崎市中心地域の地上気温分布 (1993年10月21日4時, +印: 植被面温度読み取り点). 図中の実線 (太) は等温線であり, 線の端点横の数字は温度 (°C) を示す. また, 陰影部は建物の密集地を表わす.



第8図 観測点Nにおける (a) 風速, 観測点T2上空の (b) 温位差及び (c) 温位 (標高125 m) の時間変化. 風速と温位はいずれも10分間平均値.

低温域が現れている. しかし, 稲佐山および金比羅山の斜面上では, 気温は標高とともに増し, 逆転層に覆われていたことがわかる.

第5図によれば, 観測点P2 (標高6 m) は観測点P7 (標高2 m) より内陸に位置していたにもかかわらず, 地上気温は, 00時以降, より高い値を維持し続けた. 観測点P2は市街地の中心部に位置しており (第7図中陰影部), 周辺の建築物や道路等によるヒートアイランド効果を反映した結果と解釈できる. また, 同観測点をとりまく高温域は荒生ほか (1983) が自動車による移動観測によって明らかにした長崎市のヒートアイランドの中心地域とほぼ一致する.

3.3 接地中立層の成因

長崎市中心地域に形成される冷気湖には下部中立層の存在することが明らかになった (3.1.2節). 一方, 同地域は, 夜間, 浦上川とほぼ平行に北から南へ吹く陸風の通路となる. 本節では, 浦上川を挟んで数100 m

離れた観測点NとT2で得られたデータをもとに, 陸風と接地中立層の関係について考察する.

第8図aは20日23時から21日03時にかけての, 観測点Nにおける風速の時間変化を示す. 風速は, 夜半過ぎに一時的に弱まるが, おおむね  $0.5 \text{ ms}^{-1}$  ないし  $1.5 \text{ ms}^{-1}$  であった. また, 毎正時の風向は風速が弱かった01時と03時を除き, おおむね北北西であった. 当夜, 観測点P8に隣接する長崎大学教育学部屋上における風向は北西, 風速は  $0.5 \sim 1 \text{ ms}^{-1}$  であり (荒生, 私信), いずれも荒生・田中 (1992) が統計的に明らかにした同地点の秋季の平均的な陸風の風向・風速と一致した. したがって, 観測点Nで観測された北北西の風は同地点における典型的な陸風と判断される.

次に, 接地中立層の構造の時間的変化を詳しくみるために, 観測点T2上空の標高6.5 mから標高125 mまでの大気を標高65 mを境にその下層 (以後, 気層1) と上層 (気層2) に分割し, 各気層の上端と下端の温位差を次式から求めた.

$$\Delta\theta_1 = \theta_{65} - \theta_{6.5} \tag{3}$$

$$\Delta\theta_2 = \theta_{125} - \theta_{65} \tag{4}$$

ここで,  $\theta_z$  は標高  $z$  における温位である. 第8図bは

$\Delta\theta_1$ と $\Delta\theta_2$ の時間変化を示す。いずれの気層も、風が弱まると特徴的な成層状態を示している。すなわち、風速は0030~0100と0130~0200の時間帯において $0.4 \text{ ms}^{-1}$ 以下まで低下したが、0100~0130と0150~0210の時間帯では、 $\Delta\theta_1$ が負の、 $\Delta\theta_2$ が正の値をとり、いずれの絶対値も増加した。陸風が弱まると数10分程度の時間的遅れをもって、気層1は不安定となり、気層2はより安定性を増したことがわかる。

また、風速が相対的に大きかった2300~0030では、 $\Delta\theta_1$ 及び $\Delta\theta_2$ のいずれも $0.1 \text{ K}$ ないし $0.4 \text{ K}$ で両気層とも弱安定な状態にあったことがわかる。さらに、0200~0230にかけて風速が一時的に強まったが、その間に $\Delta\theta_1$ は符号が正に変わり、 $\Delta\theta_2$ は正の絶対値が減少した。

$\theta_{125}$ の時間的变化をみると、基本的には単調に低下するが、陸風の影響を受けてわずかに増減することがわかる(第8図C)。したがって、陸風の鉛直混合効果は気層2上端(標高125 m)付近まで及んでいると思われる。

以上の結果より、陸風が弱まると接地中立層の厚さは薄くなり、陸風が強くと100 mを超えると判断される。陸風が弱い場合はヒートアイランド効果、陸風が強い場合にはそれに鉛直混合効果が加わり、接地中立層を形成していると考えられる。

#### 4. まとめ

長崎市の中心地域において集中気象観測を実施し、晴天夜間の局地気象現象として次のような結果を得た。

- 1) 冷気湖は、山間部や内陸部に形成されるものと異なり、特徴的な2層構造をなす。すなわち、冷気湖下層は中立もしくは弱安定な状態にあるのに対し、上層は相対的に安定な成層からなる。
- 2) 稲佐山斜面上の下降風の風向・風速が冷気湖の発達に伴い変化することが観測された。このことは、同一斜面上でも冷気湖の外と内では異なる風系に支配されることを示唆する。
- 3) 自記温度計および熱画像式赤外放射温度計を併用して地上気温分布をとらえ、冷気湖底部に形成されるヒートアイランドの存在を明らかにした。
- 4) 冷気湖下層の接地中立層の形成には、ヒートアイランドに起因した加熱効果に陸風の混合効果が加わる場合がある。

#### 謝辞

荒生公雄教授(長崎大学)には、同大学教育学部屋上における風向・風速の日記記録を提供していただいた。現地観測の実施および観測データの整理の際には、一ノ瀬和雄技官(長崎大学)、桜木孝史氏(現・日田市役所)、竹下明宏氏(現・西日本鉄道株式会社)ならびに後藤慎吉氏(現・農林水産省農業環境技術研究所)の御協力を得た。また、原稿の改訂に当たり、審査員の方々からの有益な御指摘・御助言を頂戴した。記して謝意を表す。本研究の一部は住友財団(環境研究助成金)からの援助を受けた。

#### 参考文献

- Allwine, K. J., B. K. Lamb and R. Eskridge, 1992: Wintertime dispersion in a mountainous basin at Roanoke, Virginia: Tracer study, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1295-1311.
- 荒生公雄, 田中俊子, 1992: 長崎大学教育学部における風環境, 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **46**, 9-22.
- 荒生公雄, 西永 優, 横山秀俊, 1980: 長崎における接地逆転層の気象学的特性, 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **31**, 33-47.
- 荒生公雄, 松尾治利, 小田光治, 1983: 長崎市におけるヒートアイランドの構造, 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **34**, 53-62.
- 荒生公雄, 松崎秀信, 近藤 功, 松田真人, 1982: 長崎市の気温逆転層とその解消過程, 長崎大学教育学部自然科学研究報告, **33**, 57-64.
- Houghton, J. T. 1977: *The Physics of Atmosphere*. Cambridge Univ. Press, London, 31-45.
- Kondo, J. and N. Okusa, 1990: A simple numerical prediction model of nocturnal cooling in a basin with various topographic parameters, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 604-619.
- Kobayashi, T., M. Mori, K. Wakimizu and K. Takeshita, 1994: An observational study of a thermal belt on hillsides, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 387-399.
- 工藤泰子, 田中 博, 鳥谷 均, 黄 水鎮, 1982: 菅平における冷気湖の形成過程, *地理学評論*, **55**, 849-856.
- 黒瀬義孝, 真木太一, 1988: 赤外線放射温度計による大麻山の斜面温暖帯の測定, *農業気象*, **43**, 275-283.
- Mori, M., T. Kobayashi, T. Takemasa, K. Takeshita and K. Wakimizu, 1995: A method for analyzing local climates by using an infrared radiation thermometer together with topographic factors, *J. Fac. Agr. Kyushu Univ.*, **39**, 243-254.

Mori, M. and T. Kobayashi, 1996: Dynamic interaction between observed nocturnal drainage winds and a cold air lake, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 247-258.

須田芳彦, 1990: 山間部において夜間の風向を決定している地形スケール, *天気*, **37**, 343-350.

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** (Ser. A), 67-79.

---

## Air Temperature Structure and Local Winds During the Night in the Midtown Area of Nagasaki City.

Makito Mori\*<sup>1</sup>, Takehiro Takemasa\*<sup>2</sup>,  
Tetsuo Kobayashi\*<sup>3</sup> and Hiroaki Komoda\*<sup>2</sup>

\*<sup>1</sup> (*Corresponding author*) *Faculty of Agriculture, Kyushu University*  
(*Present affiliation: Institute of Tropical Agriculture, Kyushu University*),  
*Fukuoka 812-81, Japan.*

\*<sup>2</sup> *Faculty of Engineering, Nagasaki University.*

\*<sup>3</sup> *Faculty of Agriculture, Kyushu University.*

(Received 11 January 1996 ; Accepted 28 October 1996)

---

### 第12回 IGBP/GAIM 研究会のお知らせ

下記の日程で第12回の GAIM 研究会を開催します。研究会では、地球圏と生物圏との間の相互作用を主にモデルを用いて研究されておられる方の講演を募集いたします。希望者は、平成9年4月末日までに、演題を添えてお申し込みください。

日 時：1997年5月24日(土) 午前中

場 所：筑波大学内

内 容：招待講演および一般講演

参加費：無料

一般講演申し込み先

〒305 つくば市天王台1-1-1

筑波大学生物科学系 及川武久

TEL&FAX 0298-53-6661

e-mail toecolog@sakura.cc.tsukuba.ac.jp

\* IGBP/GAIM (日本版) のホームページが開設されました。

http://

oak.biol.tsukuba.ac.jp/~oikawa/gaim.html

今後充実させていく予定です。どうぞご利用ください。

なお、http://gaim.unh.eduにも GAIM 関連の情報が公開されています。興味をお持ちの方はご参照ください。