

赤外線測定による気温鉛直分布の観測*

山 本 晋**

1. はじめに

気温の鉛直分布、なかでも接地性および上層逆転層高度の日変化の経常的観測は、大気境界層を解明しさらには大気汚染を予測する上で重要である。従来、気温の鉛直分布は、地上数百mまではタワー、係留気球、さらに上層ではゾンデ、飛行機などにより観測されている。しかし、これらの方法は、通年観測に適さない、測定地点が制限されるなどの難点がある。そこで、地上から遠隔的に気温鉛直分布を連続測定できる装置の開発が望まれ、電波や赤外線を利用する方法が考えられている。前者は、大気中の酸素ガス分子からのマイクロ波(40~60 GHz)の強度が温度に依存することを利用したものであり(Hosler, 1972)、後者は、人工衛星による大気中の炭酸ガスの射出する赤外線強度の測定から気温分布を推定する方式を地上設置型に改良したものである(山本他, 1975; 山香他, 1975 a; 中村他, 1976 a; Wang *et al.*, 1975; 青木他, 1973)。

本論文では、CO₂ 15 μ 帯の赤外線強度の波長別測定による地上設置型気温鉛直分布測定装置(中村他, 1976b; 松下技研製作)の概要と、測定原理および本装置による測定結果、さらに、係留気球、飛行機、タワーなどを利用した直接測定との比較観測などについて述べる。

2. 測定原理と装置の概要

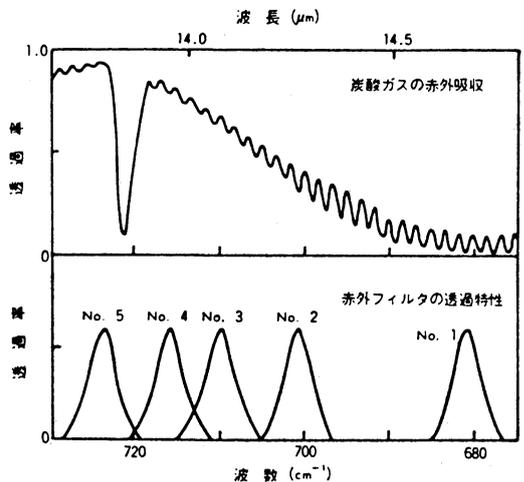
2.1 測定原理

ある高度の大気から射出される赤外線強度は、そこでの気温、吸収物質の量により決まる。いろいろの高度から射出された赤外線は、吸収されつつ地上に達する。地上では、これらの諸高度からの赤外線の重ね合わせが測定される。吸収の強い波長域では、高い高度から射出された赤外線は途中の吸収物質により吸収され地上に到達しない。しかし、低高度からの赤外線は地上にまで届

き、低高度の気温の情報を伝える。これに対して、吸収の弱い波長では高々度からの赤外線も減衰せずに地上に到達し、高い高度の気温の情報を伝える。このように、吸収強度の異なる波長の赤外線強度を地上で測定することにより、種々の高度の気温の情報が得られる、すなわち、吸収物質の鉛直分布が既知とすると、気温の鉛直分布が推定される。このためには、鉛直分布が単純(容積比0.03%で高度100 kmまではほぼ一定)で、場所的、季節的変動の比較的少ない炭酸ガスが適している。

本測器では、炭酸ガス 15 μ 赤外線吸収帯の5波長(波数 680.8, 701.3, 711.0, 716.8, 723.4 cm⁻¹)にピークをもつ5個の赤外線干渉フィルターを通して、5波長別の赤外線強度を地上で観測する。第1図には、炭酸ガスの赤外吸収特性と赤外フィルターの透過特性を示している。波数 680.8 cm⁻¹ から大きくなるとともに炭酸ガスの赤外線透過率が大きくなっている。また、この波長帯には弱いながら水蒸気の吸収があるが、この影響は補正計算により除去することができる。

以下に、放射伝達の式に基づき測定原理を説明しよう



第1図 炭酸ガス 15 μ 帯の赤外吸収と赤外フィルターの透過特性(中村他, 1976)。

* Measurement of the atmospheric temperature profiles by infrared spectroradiometer.

** S. Yamamoto, 公害資源研究所。

この解説は、公害(1977, Vol. 12, No. 5)の論文を転載したものです(編集委員会)。

う。地上で測定される鉛直下向きの i 番目のフィルターを通しての受光強度 F_i は、

$$F_i = A \cdot \Omega \cdot \alpha \int_{y_g}^{\infty} f_{i\nu} B(T(y)) \frac{d\tau_{\nu}(y)}{dy} dy d\nu \quad (1)$$

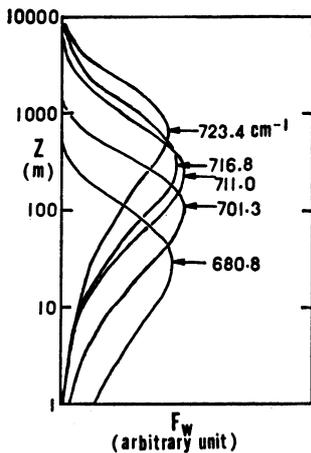
- ここで、 A : ミラー面積
- Ω : 視野角
- α : 光学系透過率
- ν : 波数
- $y = \log_{10} z$, z : 高度
- y_g : 受光面の高さでの y
- $f_{i\nu}$: i 番目のフィルターの透過関数

$B(T(y))$: プランク関数

$\tau_{\nu}(y)$: 透過関数

である。荷重関数 $d\tau_{\nu}(y)/dy$ は、各フィルターの波長毎に固有の高度にピークをもち、その上下で単調に減少する。したがって、(1)式の積分のうち、 F_i には $d\tau_{\nu}/dy$ のピーク高度の $B(T(y))$ の寄与が最も大きい、すなわち、 F_i にはそのピーク高度の温度の情報を最も多く含んでいることになる。これが、フィルターを適当に選んで波長別に F_i を測定することにより、気温の鉛直分布を推定することのできる理由である。第2図は、本測器に使用している5個のフィルターの荷重関数の高度変化を示す。矢印は、各フィルターの荷重関数のピーク的位置を示しているが、 680.8 cm^{-1} の波数から徐々に上層に移っていることが分かる。

さて、(1)式での $B(y)$ の ν による変化は、他項の変化に比較して小さいので無視され、 $B(y)$ を ν の積分の



第2図 荷重関数 ($F_w = d\tau_{\nu}/dy$) の高度変化 (中村他, 1976)。

外に出すことができ、(1)式は、

$$F_i = \int_{y_g}^{\infty} B(y) K_i(y) dy \quad (2)$$

となる。ここで、

$$K_i(y) = A \cdot \Omega \cdot \alpha \int_{\nu} f_{i\nu} \frac{d\tau_{\nu}(y)}{dy} d\nu \quad (3)$$

である。(3)式の $K_i(y)$ の計算には膨大な計算量を要する。しかし、 $K_i(y)$ は気温への依存性が $B(y)$ に比べて小さいので、あらかじめ、季節別、地域別に定めた数種のモデル大気について計算しておき、気温の計算時には $K_i(y)$ の内挿値を用いることができる。第3図には、ここでの $K_i(y)$ の計算に用いた季節別の気温モデル分布 ($T_m(y)$) が示されている。

実際の気温分布に対応したプランク関数 $B(y)$ を、モデル分布のプランク関数 $B_m(y)$ と、それからのずれ $h(y)$ に分けて、

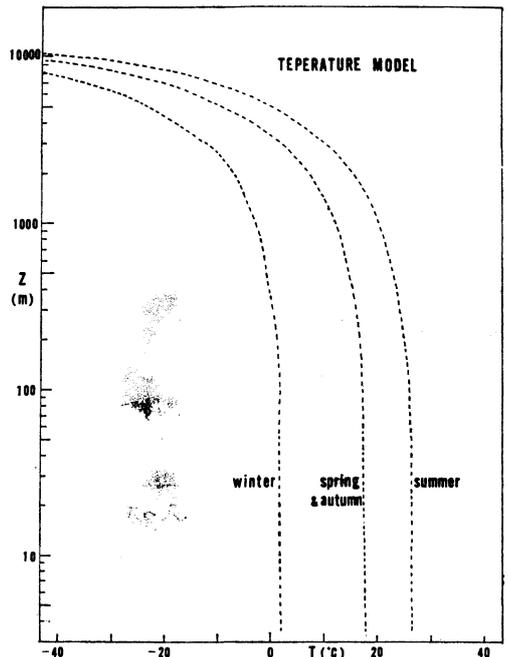
$$B(y) = B_m(y) + h(y) \quad (4)$$

とおくと、(2)式は、

$$r_i \equiv F_i - F_{im} = \int_{y_g}^{\infty} h(y) K_i(y) dy \quad (5)$$

ここで、

$$F_{im} = \int_{y_g}^{\infty} B_m(y) K_i(y) dy$$



第3図 季節別気温分布モデル

となる。実際の気温のモデル分布からのずれを $\theta(y)$ とすると、 $h(y)$ は、

$$h(y) = \left(\frac{dB}{dT} \right)_{T=T_m(y)} \theta(y) \quad (6)$$

で近似される。(6)式を(5)式に代入して、

$$r_i = \int_{y_0}^{\infty} \theta(y) K_i'(y) dy \quad (7)$$

ここで、

$$K_i'(y) = \left(\frac{dB}{dT} \right)_{T=T_m(y)} K_i(y)$$

となる。測定波長の数を M 個 (ここでは5個)、大気を N 層に分けるとして、(7)式を和の形に書き直して、

$$r_i = \sum_{j=1}^N \alpha_{ij} \theta_j \quad (i=1 \sim M) \quad (8)$$

ここで、

$$\alpha_{ij} = K_i'(y) \beta_j \Delta y$$

β_j : 求積法の荷重

Δy : 大気の分割層の厚さ

となる。(8)式を行列形式で書けば、

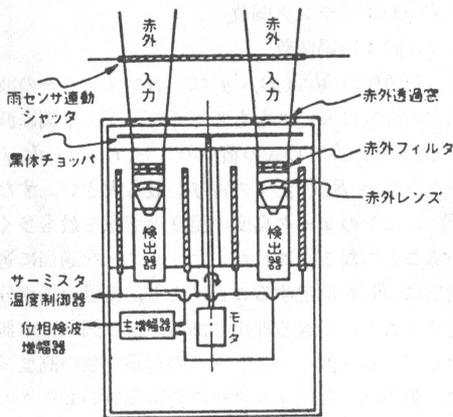
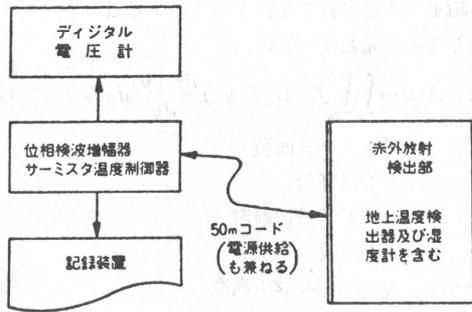
$$R = A\theta \quad (9)$$

となる。(9)式から、 θ は直接 $\theta = A^{-1}R$ として求められるはずであるが、実際は R の測定誤差などのために不安定な解しか得られない。これを避けるために、実用的には R の測定誤差が最小となるような条件を付加して、(9)式を解く方法 (Twomey, 1965)、気温分布の初期値を与えて、各波長での赤外放射量を計算し、これと観測値との差から新しい一次近似気温分布を求め、この気温分布を使用して、各波長での放射を計算することを繰り返す方法 (Smith, 1970; 逐次近似法) などが用いられる。ここでは、後者の方法により計算した。

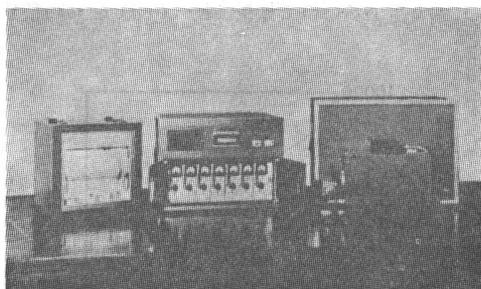
2.2 装置の概要

装置の概略的なシステムおよび検出部の構成を第4図に示す。第5図は装置の外観の写真である。天空からの赤外線は、赤外干渉フィルターを通じて赤外レンズ (ゲルマニウム、視野角10度) により集光して焦電形赤外線検出器により測定する。検出器は、同時に7チャンネル (7波長別) の分光測定を行なう。また、検出器には、チャッパーにより大気からの赤外線と温度コントロールされた黒体羽根の基準赤外線が交互に入って測定精度を上げている。

さて、検出器からの信号は前置増幅器で増幅され、50mコードにてデータ処理部に送られ、赤外線強度に比例した電圧が記録部に記録される。これら7チャンネルのデータはオフラインにより計算機に入れられ、このう



第4図 測定システムの概略および検出部の構成 (中村他, 1976)。



第5図 本装置の外観 (機械振興協会提供)。

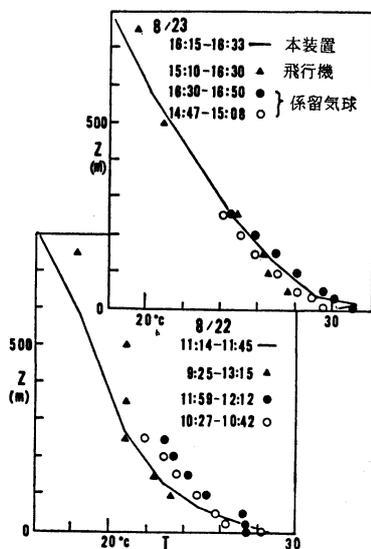
ち5波長のデータから、前節に述べた方法により気温鉛直分布が計算される。残りの2波長のデータからは、視野内の雲の高さ、雲量が推定される。

3. 測定結果

茨城県鹿島および東京都北区浮間において、本測器により気温鉛直分布の観測を行なった。同時に、係留気球、飛行機、タワー等により気温を直接測定し、本測器

第1表 観測データ

測定場所	測定期日	気温分布 直接観測 手段	備考
茨城県 鹿島	1974 8/20, 22, 23 (日中)	飛行機 係留気球	飛行機観測：25 ~30 km の範囲 の平均的な気温 分布の測定。 係留気球、ゾン デ：測定地点は 本測器とほぼ同 一。
"	1975 8/19 (日中)	飛行機	
東京都 北区浮間	1976 3/6, 7, 8 (日中)	低層 ゾンデ	川口放送塔：測 定地点は本測器 より約5 km 北 東。
"	1977 1/25, 26 (日中, 夜間)	川口 放送 低層 ゾンデ	
"	1977 2/17~24 (日中, 夜間)	川口 放送 塔	

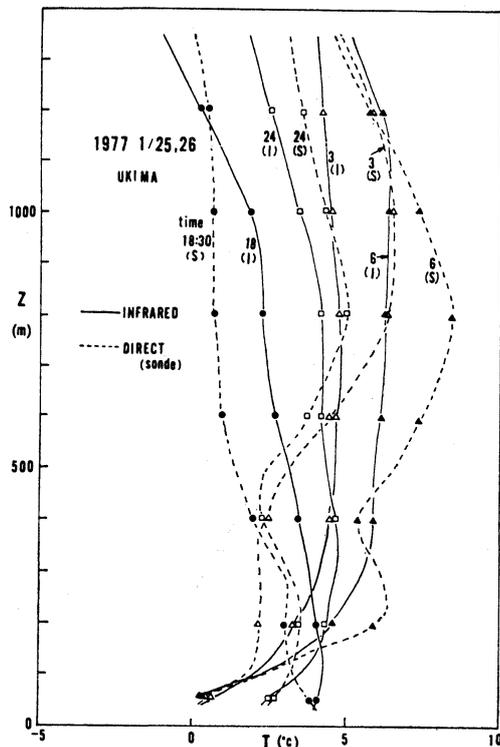


第6図 晴天時日中における測定例
(鹿島, 1974 8/22, 23).

の精度について検討した。第1表にここで使用した観測データをまとめて示している。以下に、本測器の精度の検討結果と本測器による気温の接地逆転層の観測結果について述べる。

3.1 直接測定との比較観測

鹿島 (1974 8/22, 23) における晴天時日中の観測の一例を第6図に示す。日中の観測結果においては全体的に直接観測と良い一致が得られているが、細かい点では喰

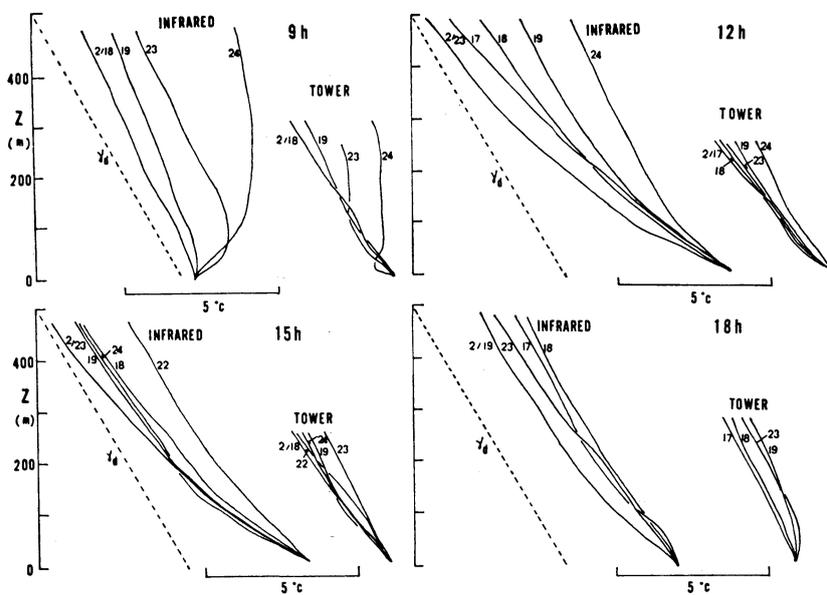


第7図 晴天夜間における測定例 (浮間,
1977 1/25, 26).

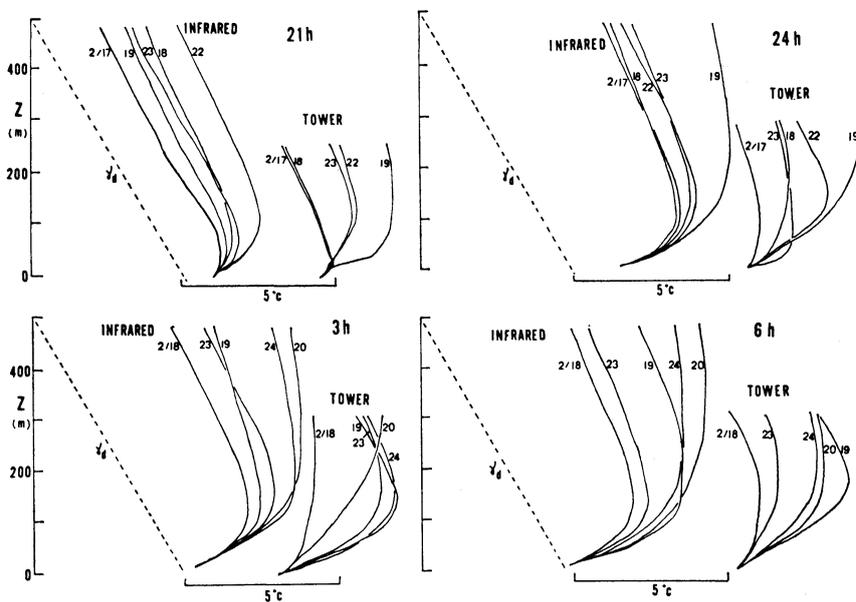
い違いが見られる。第1点は、日中観測において本測器の結果では地上から100m程度までの気温の下がり方が急激であるが、直接観測ではそれほど急でない。第2点は、直接観測においては地上400~500m以上に温位の逆転層の見られる例があるが、本測器では測定されていない。

第7図は、浮間における1977年1月25日夜半から26日早朝にかけてのゾンデと本測器による観測結果である。この例では、顕著な接地逆転層と上層(高度400~800m)に逆転層が見られるかなり複雑な気温分布であるが、本測器では比較的単調な分布が得られている。これは、測定原理に起因しており、本測器の気温の高度変化に対する分解能力があまり良くないことを示している。

第8図(a), (b)は、浮間における1977年2/17~2/24の連続測定の結果である。また、第8図(a)(b)には、埼玉県川口市のNHK送信塔(高さ313m, 浮間より北東約5kmに位置している)を利用したサーミスタ温度計による気温の測定結果も比較のために示している。第8



第8図 (a) 気温分布のタワー (TOWER) および本測器 (INFRARED) による連続測定結果の比較 (浮間, 1977 2/17~24 9, 12, 15, 18 h): INFRARED, TOWER それぞれについて地上でグラフを描え, 気温の相対分布のみを示す。



第8図 (b) 第8図(a)と同じ (浮間, 1977 2/17~24 21, 24, 3, 6 h).

図(a)は、日中(9, 12, 15, 18h)の測定例である。全体的には本測器による観測は良好であるが、前述したように、12, 15hの観測においては高度100m以下の下層での気温の高度変化がタワー観測に比べて急激すぎる。なお、夕方(18h)の測定では両者の一致が良い。第8図(b)は、夜間(21, 24, 3, 6h)の結果であるが、接地逆転層の生成・発達の様子が良く観測されている。また、接地逆転層の厚さも両測定において良く一致している。ただし、夜間における本測器の観測では、最下層において急激な温度降下が見られるが、これはタワー観測に比較して大きすぎる。

第9図は、鹿島および浮間の日中晴天時の観測で直接測定のある場合(36例)についての、本装置による測定値(T_l)と直接測定値(T_D)の差、 $\Delta T(=T_l - T_D)$ の平均値と平均値からのずれのRMS値の高度分布を示す。これから上層での本測器の測定値は、全体的に $0.5 \sim 1.0^\circ\text{C}$

直接測定値より低くなっており、RMS値は $0.5 \sim 1.0^\circ\text{C}$ 程度であることが分かる。

第10図は、浮間における夜間晴天時の観測例(24例)の ΔT の平均値とRMS値の高度変化を示す。これによると、日中とは逆に本測器による値の方が平均的に過大($0.3 \sim 0.4^\circ\text{C}$)であり、RMS値は 0.5°C 程度である。

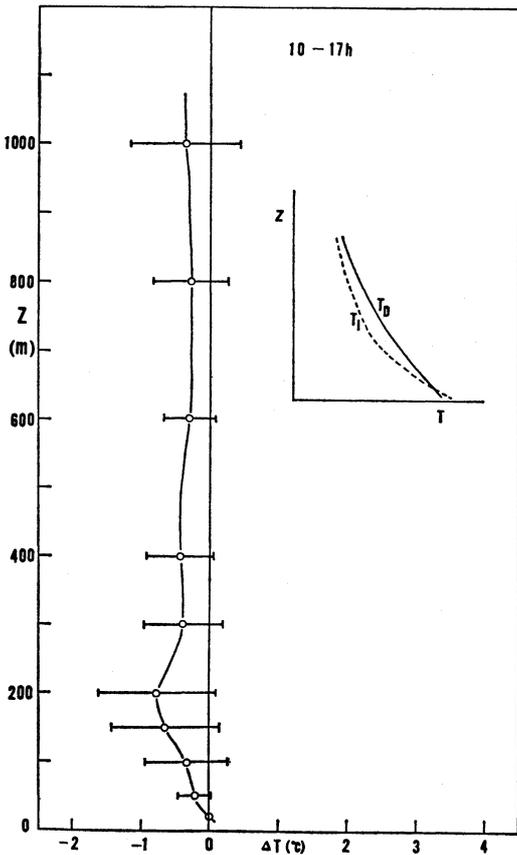
このような、日中、夜間の測定誤差の原因として、日射、測器本体の温度の日変化が測定値に影響していることが考えられる。一つの推論としては、天空からの赤外放射測定に測器本体の内壁の赤外線の影響が加わり、そのために、測器周辺および内壁の温度の変化に対応した誤差が生じていることも考えられる。

以上を総合すると、直接測定と本測器による測定が、場所、時間の点で若干ずれているなどで厳密な結論ではないが、本測器の概略の精度は、日中で $1.0 \sim 1.5^\circ\text{C}$ 、夜間で $0.5 \sim 1.0^\circ\text{C}$ 程度である。

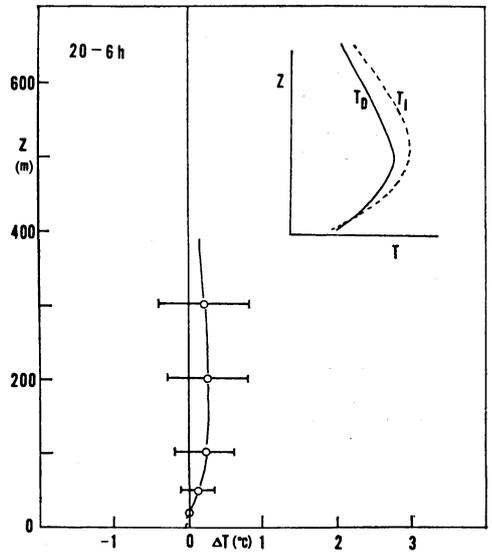
3.2 接地逆転層の観測

前節の第8図から、夜間の接地逆転層の測定が可能であることが分かるが、この点をさらに検討してみよう。

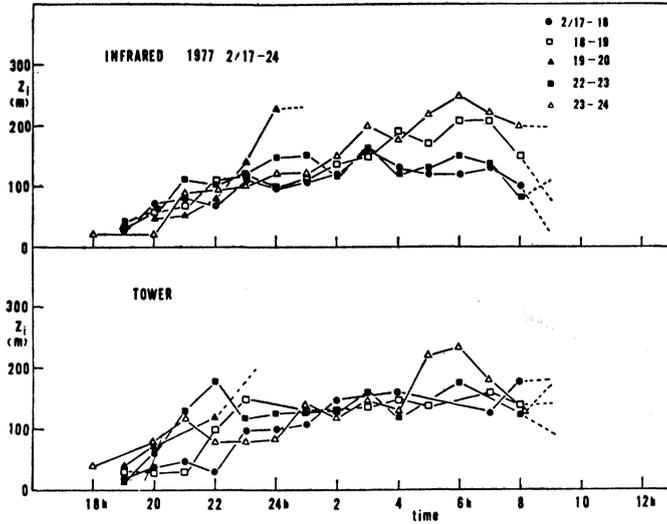
第11図は、浮間(1977 2/17~24)における夜間連続測定気温分布から得られた温度の接地性逆転層の厚さの時間変化である。上図が本測器による結果であり、下図は川口タワー観測によるものである。両者の傾向は良く



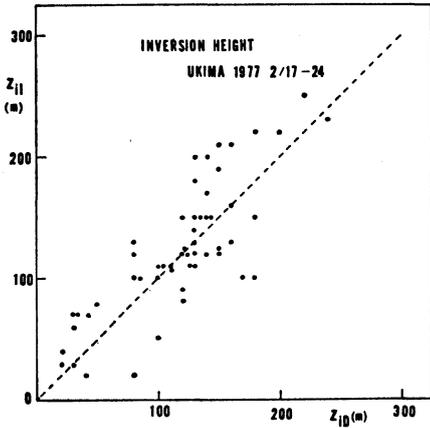
第9図 日中観測における本測器の測定精度(ΔT と誤差のRMS値)の高度変化。



第10図 夜間観測における本測器の測定精度(ΔT と誤差のRMS値)の高度変化。



第11図 本測器 (INFRARED) およびタワー (TOWER) による接地逆転層の厚さの連続観測の比較。



第12図 本測器およびタワー観測による接地逆転層の厚さ ($Z_{iI} - Z_{iD}$) の比較(浮間, 1977 2/17~24)。

一致しており、夕方の 19h 頃より逆転層の形成が始まり、夜半すぎ (3 h) まで発達して 150~200m の厚さに達する。その後は、逆転層の厚さはあまり変化しないで朝方まで存続し、日射による地面加熱とともに急激に消滅している。

第12図は、本測器による接地逆転層の厚さ (Z_{iI}) とタワーによる結果 (Z_{iD}) を比較したものである。これによると、データのバラツキは大きいですが、 Z_{iI} と Z_{iD} の一致は良く、本測器による接地逆転層の観測が可能であるこ

とがわかる。

4. おわりに

赤外線を利用した気温鉛直分布の測定原理と装置の概略について説明し、さらに、本測器による測定と直接測定の結果を比較して、本測器の精度、気温の逆転層観測の可能性について検討した。ここで得られた主要な結論は、次の2点である。

(1) 本測器の精度は晴天時の日中で $1\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ 、夜間では $0.5\sim 1^{\circ}\text{C}$ 程度である。しかし、この精度は、測定方法および計算方法の改良により上げることができると思われる。

(2) 本測器による連続測定により、接地逆転層の厚さの観測の可能性が確かめられた。なお、上層の逆転層については現時点では観測できない。

今後の課題としては、まず第1に精度を上げることであるが、そのためには、種々の計算方法による結果を比較して、その改良を計ること、水蒸気などの妨害物質の影響の除去の精度を上げること、日射、気温などの測器周辺条件の変化の影響を完全に遮断することなどが必要である。第2には、上層の逆転層観測を可能にすることである。この点については、測定方法の改良すなわち測定方向を水平から鉛直まで変化させる斜め観測を行なうこと、または、フィルターを目的に応じて切り換えるようにして上層観測に適した波長域を選択するなどにより可能になるであろう。第3点は、測定視野内に雲がある

場合の計算方法であるが、これについては種々試みられているようであるが、まだ完成したものとなっていない。この点の改良が必要となる。

謝 辞

最後に、本研究のデータ使用に際して御協力いただいた機械振興協会、また、装置の保守管理および計算方法などで御助力をいただいた松下技研の山香、中村両氏、計算方法、測定誤差などについて有益な助言をして下さった東北大学理学部の青木氏に感謝する。さらに、気温分布のデータを提供して下さいました公害資源研究所の林、蒲生両研究員に感謝する。

文 献

- 青木忠生, 山本義一, 1973: 気象衛星による放射測定とその利用, 天気, 20, 477-487.
 Hosler, C.R. and T.J. Lemmons, 1972: Radiometric measurements of temperature profiles in the planetary boundary layer, J. Appl. Met., 11,

341-348.

- 中村邦雄他, 1976 a: 地上設置型気温垂直分布測定装置について(Ⅲ), 日本気象学会秋季大会予稿, 352.
 中村邦雄他, 1976 b: 地上設置型気温垂直分布測定装置, National Tech. Report, 22, 577-582.
 Smith, W.L., 1970: Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas profile of an atmosphere, Appl. Optics, 9, 1993-1999.
 Twomey, S., 1965: The application of numerical filtering to the solution of integral equations encountered in indirect sensing measurements, J. of the Franklin Institute, 279, 95-109.
 Wang, J.Y., C.R. Claysmith and M. Griggs, 1975: Measurement of lower atmospheric temperature profiles from ground-based infrared observations, J. Appl. Met., 14, 308-318.
 山香英三他, 1975: 地上設置型気温垂直分布測定装置について(Ⅱ), 日本気象学会秋季大会予稿, 84.
 山本義一他, 1975: 地上設置型気温垂直分布測定装置について, 日本気象学会春季大会予稿, 149.

音波レーダによる大気境界層の観測*

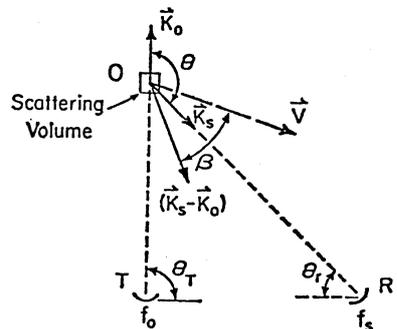
林 正 康** 横 山 長 之**
 小 堀 泰 宏*** 齊 藤 進***

1. まえがき

音波を利用した大気境界層の探査方法は, McAllister *et al.* (1968)の最初の成功以来, 多くの試みがなされている。一つは, エコーの強さやパターンと他の気象条件とを関連づける試みであり, 他は, ドップラ効果によるエコーの振動数の変化から, 反射領域の風向風速を測定する試みである。地上から送信した音が上空で反射される際に, 音を反射する領域が運動している場合, 反射音はドップラ効果により振動数が変化する。反射領域の速度と振動数の関係は, 第1図に示すように,

$$V \cos \beta = \frac{C}{2 \sin \frac{\theta}{2}} \cdot \frac{\Delta f}{f_0} \quad (1)$$

で与えられる (Beran, *et al.*, 1973)。ここで, C は音速, V は送信音と反射音のつくる平面の風速成分, f_0 は送



第1図 送信音と反射音の関係 (after Beran *et al.*).

* Measurement of the atmospheric boundary layer by SODAR.

** M. Hayashi and N. Yokoyama, 公害資源研究所.

*** Y. Kobori and S. Saito, 海上電機株式会社.

この解説は, 公害 (1977, Vol. 12, No. 5) の論文を転載したものです (編集委員会).