

## 文 献

Rayment, R. C.J. Reading, 1947: A case study of the structure and energetics of an inversion,

Quart. J.R. Met. Soc., 100, 221-233.

吉門 洋, 1976: 鹿島灘系海風の構造, 天気, 23, 88-93.

551. 501; 551. 553

## 2. 境界層の観測\*

花 房 龍 男\*\*

## 1. はしがり

地表面の影響を大きく受ける、いわゆる大気境界層は、気象学の立場から見ると、地表面と大気のエネルギー交換の場であり、実用的な面からは、大気拡散現象の起こる主な場である。したがって、大気境界層の研究および観測は非常に多く行なわれてきた。しかし、実用的な面のみが先行して、研究や観測の数に比較してすっきりしない点が多いこともいめない事実である。これは境界層すなわち大気乱流の研究そのものが歴史が浅く、気象学の立場に立っての学問的体系が未だ整っていないことによるためでもあろう。

このような点を考えると、正確に境界層の性状を把握すること、すなわち観測というものが必要となり、それも地表面近くの1点の観測でなく、地表面から十分離れた複数の場所における観測が必要となってくるのは当然のことである。

ここでは、主として大気境界層に関する観測の現状とその問題点について述べる。

## 2. 大気境界層の厚さ

大気境界層の厚さは果たしてどの位であろうか？ これは非常に難しい問題である。なぜなら、その第1の原因は大気境界層そのものの定義が明確でないことによる。

Glossaryによれば、大気境界層は地表面から地衡風の高さまで一応は定義されている。

理論的に大気境界層の厚さを最初に算定したのは Ekman (1902) および Taylor (1915) である。彼らは大気境界層の運動方程式を、高度無限大で風速は地衡風

速になり、定常、順圧、中立で、かつ拡散係数が高度によらず一定であるという条件で解き、風向が最初に地衡風と一致する高度を大気境界層の厚さ ( $H_e$ ) とした。

Hanna (1969) は displacement thickness (排除厚) と momentum thickness (運動量厚) を導入して、境界層の厚さが Ekman による大気境界層の厚さ  $H_e$  に比例することを示した。

Zilitinkevich (1973) らは相似理論から、摩擦速度  $u^*$ 、規準化された熱量輸送量  $H/C_p\rho (=Q)$ 、浮力のパラメータ  $\beta = g/T_0$ 、他にコリオリのパラメータ  $f$  を与えれば、大気境界層の厚さを求めることができるとした。

さらに Rossby・Montgomery (1935)、Laikman (1961) 等は大気中の温度勾配を考慮して、大気が安定な場合に、それぞれつぎのような式を提案した。

$$H_{rm} = 0.38 G \sin \alpha_0 / \left( \frac{g}{T} \frac{\Delta\theta}{\Delta Z} \right)^{1/2}$$

$$H_l = 1.3 G / \left( \frac{g}{T} \frac{\Delta\theta}{\Delta Z} \right)^{1/2}$$

以上をまとめたのが第1表である。このようにして理論的に算定されたものはあまりにも不明確であり、實際上、役に立たない場合が多いので、実用的に、境界層の厚さを決定する方法について述べる。

その第1は、大気汚染の予報等によく使用されているもので MMD (Maximum Mixing Depth) と呼ばれているものである。

朝の高層観測資料による気温鉛直分布と午後の地表面最高気温から乾燥断熱減率で延長した両者の交点の高さをいい(第1図)、これを日中の境界層の高さの最高値に相当するものだと考えるものである。東京近傍では、この値は、年平均で1300~1400mくらいとなっている(杉浦, 1972)。

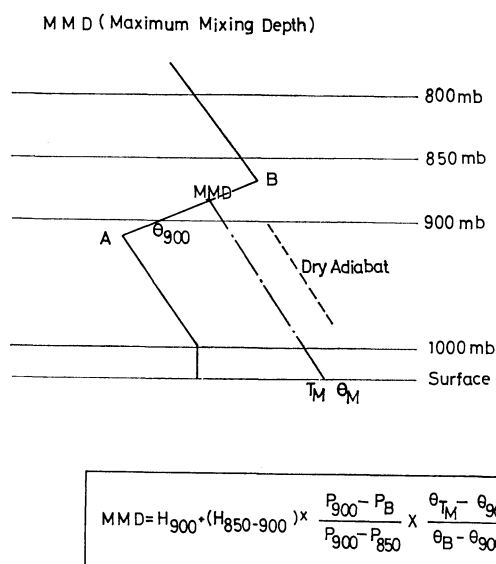
\* Measurements of the planetary boundary layer.

\*\* T. Hanafusa, 気象研究所物理気象研究部

第1表 大気境界層の厚さ

## THICKNESS OF PLANETARY BOUNDARY LAYER

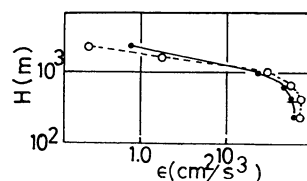
|                          |  |
|--------------------------|--|
| Ekman (1905)             | $H_e = \pi \sqrt{\frac{2K}{f}}$  |
| Taylor (1915)            | $H_t = \sqrt{\frac{2K}{f}} (3/4 \cdot \pi + \alpha_0)$   |
| Rossby・Montgomery (1935) | $H_{rm} = 0.38G \sin \alpha_0 / \left( g/T \frac{\Delta\theta}{\Delta z} \right)^{1/2}$ (Stable) |
| Laikhtman (1961)         | $H_l = 1.3G / \left( g/T \frac{\Delta\theta}{\Delta z} \right)^{1/2}$                            |
| Hanna (1969)             | $H_d = 1/(2\pi) \cdot H_e$   |
|                          | $H_m = 1/(8\pi) \cdot H_e$   |
| Zilitinkevich (1973)     | $H_z = \alpha k u^*/f$ ( $\alpha = 0.2 \sim 0.25$ )  |
|                          | $H_z = 0.087U(z)/(f \ln(z/z_0))$ (Neutral) ( $\alpha = 0.2$ )                                    |



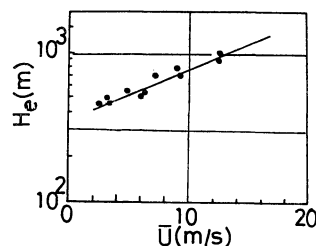
第1図 MMD (Maximum Mixing Depth) の厚さおよびその計算法。

乱流エネルギーのバランス方程式の粘性消散率の高度変化から境界層の厚さを求めようとする試みが横山等(1972)によって行なわれている。粘性消散率 $\epsilon$ の値が

1977年8月



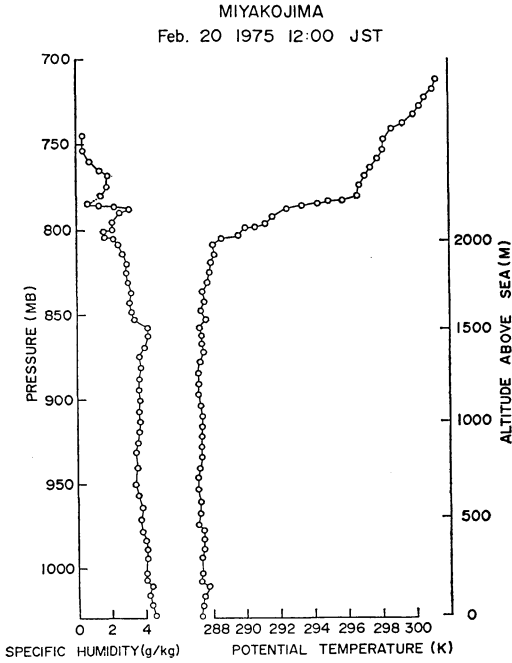
第2図 乱流エネルギー散逸率の分布の観測例(横山, 1972による)。

第3図 エネルギー散逸率の急激に減少する高度 $H_e(\epsilon)$ とその高度における風速の関係(横山, 1972による)。

急激に減少する高度をもって境界層の上限とするもので、観測結果から、その高度は500~1500mの間に存在し、風速の増加と共に、その高さは高くなる傾向がある

第3表 塔が風の場に及ぼす影響 (風洞実験)  
(Gill et al., 1967 による)

| Case                  | Boom extension | Operation angle (deg) for wind speed error of less than: |           | Extremes of velocity ratio $U/U_0$ (%) |         |
|-----------------------|----------------|--|-----------|--|---------|
|                       |                | $\pm 10\%$   | $\pm 5\%$ | Maximum                                | Minimum |
| Open tower, Section I |                |  |           |  |         |
| A                     | 1D             | 325  | 180       | 110                                    | 68      |
|                       | 2D             | 340  | 270       | 109                                    | 73      |
| B                     | 1D             | 325  | 180       | 109                                    | 63      |
|                       | 2D             | 340  | 270       | 109                                    | 71      |
| C                     | 1D             | 340  | 200       | 109                                    | 81      |
|                       | 2D             | 345  | 270       | 109                                    | 84      |
| D                     | 1D             | 240  | 190       | 111                                    | 70      |
|                       | 2D             | 330  | 250       | 109                                    | 72      |
| E                     | 1D             | 230  | 200       | 112                                    | 42      |
|                       | 2D             | 330  | 260       | 109                                    | 52      |
| Section II            |                |  |           |  |         |
| A                     | 1D             | 340  | 200       | 109                                    | 71      |
|                       | 2D             | 345  | 240       | 112                                    | 82      |
| E                     | 1D             | 220  | 180       | 111                                    | 55      |
|                       | 2D             | 280  | 240       | 112                                    | 71      |
| Solid tower           |                |  |           |  |         |
| A                     | 1D             | 110  | 000       | 159                                    | 00      |
|                       | 2D             | 250  | <210      | 159                                    | 10      |
| Stack                 | 1D             | 000  | 000       | 146                                    | 00      |
|                       | 2D             | 160  | 130       | 120                                    | <5      |
|                       | 3D             | 180  | 130       | 116                                    | 46      |
|                       | 4D             | 190  | 160       | 113                                    | 57      |



第4図 温位の高度分布 (藤田等, 1975 による).

第2表 大気境界層の観測に必要な気象要素

|          | 要素                 |
|----------|--------------------|
| 平均値および分散 | 風速 { 3次元<br>Total. |
|          | 風向                 |
|          | 気温<br>湿度           |
| 垂直輸送量    | 運動量                |
|          | 熱量                 |
|          | 水蒸気量               |

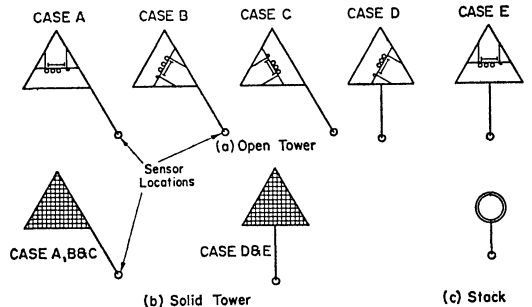
(第2図および第3図).

さらに第4図に示すように、低層ゾンデ等の資料により温位が一定とみなせる高度を大気境界層の高さと考えることもできる。

以上のように、大気境界層の厚さは、定義そのものが明確でなく、また、いろいろの気象条件で大きく変化するものであるから、一意的には決定できないが、大ざっぱにいて2000m以下と考えてよいであろう。

では、この2000mまでの層の中のいろいろの気象要素を測定するにはどうしたら良いか。

測定するに必要な要素としては第2表のようなものが



考えられるが、これらの要素を測定するにあたって考えられるつぎの問題について考察する。

(1) 直接測定 (観測のためのプラットフォーム)

(2) 間接測定 (主としてリモートセンシング)

(3) データ収録およびデータ処理

### 3. 直接測定

測定器を直接測定しようとする高度に設置して観測を行なうのが直接測定である。

このためには、測定器を設置するためのプラットホームが必要である。いろいろの方法が考えられるが、2, 3の例についてその問題点について述べてみる。

#### 3-1 観測塔

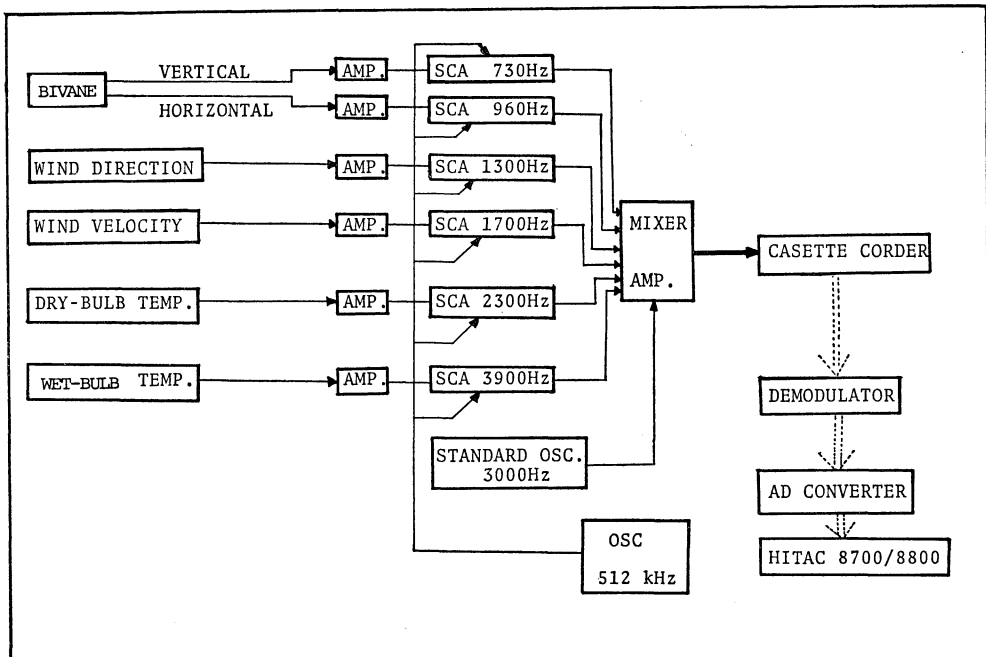
非常に高い観測塔を用いるのが最も確実な方法である。これは、測定器を設置するだけで、比較的長期間にわたり従来の測定方法で容易に資料が得られるという利点があるが、建設に多くの資本が必要であり、移動性が皆無という欠点がある。さらに高さは、せいぜい300~400mで、接地境界層上部、および大気境界層下部の観測ができるのみである。また、塔の高さが高くなると塔自体も大きくなり、測定値に及ぼす塔の影響が無視できなくなる。この1例として風の場に、塔がどの程度影響を与えるかを、風洞実験によって調査したものを第3表に示す。この表から明らかのように、観測塔のスパンの2倍の長さのアームを出した場合でも、5%の精度で風向を測定するためには、3方向にアームを突き出さなけ

ればならない。したがって、定常的に観測を実施するには、1高度につき3台の測定器が必要になって、経済的にも各測定器間の精度の点からも非常に厳しい条件となることがわかる。

#### 3-2 係留気球

観測塔が経済的に不利で、移動性に乏しいこともあって、それに代わるものとして、係留気球がある。この方法は、数十kgの重さの測定器を高さ1000~1500mくらいまで上昇させ、有線あるいは無線で記録をとるものである。

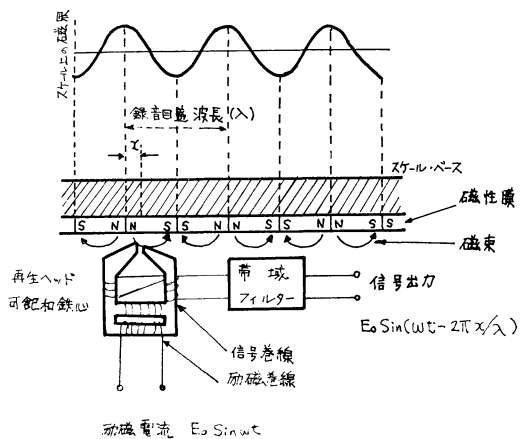
第5図に気象研究所で開発された、係留気球搭載用乱流ゾンデの観測システムのブロックダイアグラムを示す。風の水平風速は小型の3杯風速計で、風向および風傾はパイペーンで、温度および湿度はサーミスタ乾湿計で測定する。感部の方位は、磁気コンパスで検出される。これらの信号の記録は係留気球に搭載したカセットのデータレコーダで行なわれるため、外来雑音に強いが、観測時間がテープの長さによって制限を受けるため、長時間にわたる連続観測には適さない。さらに一般的に、係留気球は風速が強くなると観測が困難となり、気球が風速の変化によって、ゆっくりと振動するので、測定値については十分な注意が必要である。



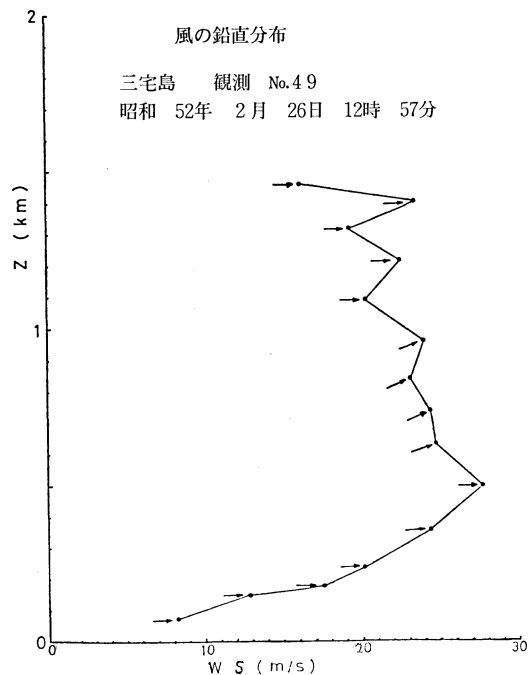
第5図 係留気球搭載用乱流ゾンデのブロックダイアグラム。(竹内等, 1974による)

3-3 自由気球

低層ゾンデ、パイロットバルーンおよびノンリフトバルーン等の大気中の動きを測風径緯儀で追跡し、上層の風向風速を推定するための方法がある。この方法では、測風径緯儀の方位および仰角を直接眼で読み取るため、追跡と読み取りに時間がかかり、せいぜい読み取り間隔は20秒くらいが限度であった。この欠点を解決するために、開発された測風径緯儀は、目盛板のかわりにマグネ



第6図 半自動トランシットの構造。



第7図 半自動トランシットによる観測例。

第4表 航空機による観測の測定機器および測定項目

| 測定機器            | 測定項目             |                     |
|-----------------|------------------|---------------------|
| 超音波風速・温度計 (風速部) | 風<br>の<br>乱<br>れ | 垂直方向の成分の微細変動        |
| 水平ゾンタル・ベーン      |                  | 飛行方向と水平直角方向の成分の微細変動 |
| 熱線風速計           |                  | 飛行方向の成分の微細変動        |
| サーミスタ乾湿計        | 温<br>度           | 乾球および湿球温度           |
| 超音波風速・温度計 (温度部) |                  | 気温の微細変動             |
| 赤外放射温度計         |                  | 地表面および海面温度          |

(山本等, 1975 による)

第5表 イナーシャルプラットフォームの特性

| 測定部       | 測定項目   | 測定範囲                      | 精度                     | 応答性   |
|-----------|--|---------------------------|------------------------|---|
| バーチカルジャイロ | ピッチング角 ( $\theta_P$ )<br>ローリング角 ( $\theta_R$ ) | $\pm 40^\circ$            | $0.2^\circ$            | 追従速度<br>$60^\circ/\text{sec}$<br>以内                         |
| レートジャイロ   | ヨーイングレート                                       | $\pm 40^\circ/\text{sec}$ | $0.1^\circ/\text{sec}$ | 固有振動数<br>$20\text{Hz}$ 以上                                   |
| 加速度計      | 3方向の加速度 ( $A_X, A_Y, A_Z$ ) ( $g$ ; 重力加速度)     | $\pm 5 g$                 | $10^{-6}g$             | 固有振動数<br>約 $1000\text{Hz}$<br>$\text{DC} \sim 250\text{Hz}$ |

(山本等, 1975 による)

ットが  $0.1^\circ$  毎に埋め込まれており、その磁力線を横切る回数で、方位と仰角が決定され、自動的にその両者がプリントアウトされる構造になっている (第6図)。これによれば、数秒毎に観測が実施できる。観測例を第7図に示す。観測は5秒毎に行なわれたがプロットは30秒毎になされている。しかし、時間変動の激しい大気境界層の中を気球が一度通過した時の測定値のみで境界層のある時刻の性質を推定することができるか疑問は残る。この問題について Mizuma (1973) は数多くのパイロットバルーンを連続的に放球して考察しているので参考されたい。

3-4 航空機

今まで述べてきたプラットフォームは、一般に固定され

たものであったが、航空機や船に測定器を搭載する場合はプラットフォームが移動することになる。プラットフォームが移動する場合は、比較的短い期間に、広い範囲にわたる気象要素の測定が可能である。とくに航空機を利用した場合には、プラットフォームが早い速度で移動するので第5章で述べる観測時間の点から考えると非常に有利であるが、空気との摩擦のための発熱、プラットフォームの激しい動揺等のために、使用する測定器は特殊なものを使用する必要がある。さらに航空機特有の動きを測定して、真の気象要素の変動と区別するためにイナーシャルプラットフォームの設置は必要不可欠である。現在この方法を使っての 대기境界層の観測は日本では公害資源研究所が中心となって行なっている。第4表に公害資源研究所が使用している測定機器と測定項目、第5表にイナーシャルプラットフォームの特性を示す。

#### 4. 間接測定

第3章で述べた方法はいずれも測定器を測定する場所に設置しなければならない。塔や係留気球は機動性の点において問題があり、自由気球によるものは精度の点において不利である。航空機は夜間や荒天の場合は不可能で、経済的に問題がある。

したがって、いつでもどこでも簡単に上空の気象要素を測定できる方法としてリモートセンシングが考えられ、開発され始めたので、その2, 3について簡単に述べる。

##### 4-1 ソーダ

ソーダは対流圏下部の不連続層、薄層片の集合層あるいは乱流層に向けてパルス音波を打ち上げ、そのエコーから反響源までの距離ならびにその様相を探知するものである。

ソーダの語源は Sound Detection And Ranging からきたものである。

大気中の音波散乱の理論的研究から、音波の散乱断面積は次式によって表わされることが、理論的に示されている。

$$\sigma(\theta) = 0.03k^{1/3} \cos^2 \theta \left[ \frac{C_T^2}{C^2} \cos^2 \frac{\theta}{2} + 0.13 \frac{C_T^2}{T^2} \right] \times \left( \sin \frac{\theta}{2} \right)^{-\frac{11}{3}} \quad (4-1)$$

ここで、

$\sigma(\theta)$  : 散乱断面積

$k = \frac{2\pi}{\lambda}$  : 使用音波の波数 (m<sup>-1</sup>)

$C_T^2$  : 風速変動に対する構造関数定数

$C_T^2$  : 気温変動に対する構造関数定数

$C$  : 音速

$T$  : 気温

(4-1) 式からわかるように、大気中の散乱パワーは、音波の使用周波数の1/3乗に比例し、散乱角90°方向では、散乱パワーは0になり、風速変動による散乱パワーは散乱角180°方向すなわち後方散乱パワーは0となる。

ソーダは大気中の風速変動と気温変動による音波散乱に関するこのような特性を考慮して、音波の散乱パワーを、周波数あるいは、散乱角の関数として測定することによって、大気境界層の構造を観測しようとするものである。

ソーダの実用的探知距離は、レーダ方程式から簡単に導き出せ、つぎのように表わすことができる。

$$P_R = \eta_T \cdot \eta_R \cdot P_T \cdot \sigma(\theta) \cdot \frac{C\tau}{2} A_R \frac{1}{h^2} \cdot L \quad (4-2)$$

ここで、

$P_R$  : 受信パワー

$P_t$  : 送信増巾器出力

$\eta_t$  : 送信変換効率

$\eta_R$  : 受信変換効率

$\sigma(\theta)$  : 散乱断面積

$C$  : 音速

$\tau$  : 送信パルス巾

$A_R$  : 実効受信アンテナ面積

$h$  : 音波反響層の高度

$L$  : 大気伝播 (距離  $2h$ ) による減衰損失

多くの種類のソーダが開発されているが、代表的なものについての諸元の一覧表を第6表に示す。

ソーダは開発途上にあるもので、定量的な観測結果を提出するまでには至っていないが、逆転層、プルーム、重力波等の検出の有効な手段として利用されている。

最近になって、動いている物体から散乱される音波のドブラーシフトを使って上空の風速を測定する試みが成功し、この測定器がドブラーソーダあるいは Acoustic Radar と名づけられた。原理はつぎのようなものである。(Balsler, M. et al. 1976).

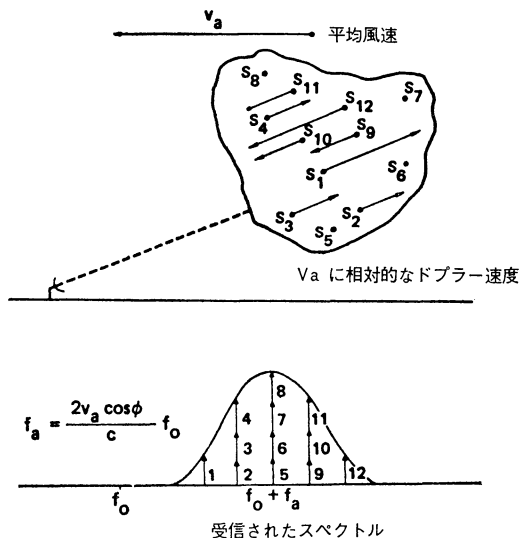
速度  $V$  で動いている、散乱物体  $S$  があるとする。仮りにレーダが周波数  $f$  の音波を放射し、 $S$  から散乱された信号が  $f$  から  $f_d$  だけずれたとすると、

$$f_d = \frac{2V_d}{C} f = \frac{2V}{C} f \cos \phi \quad (4-3)$$

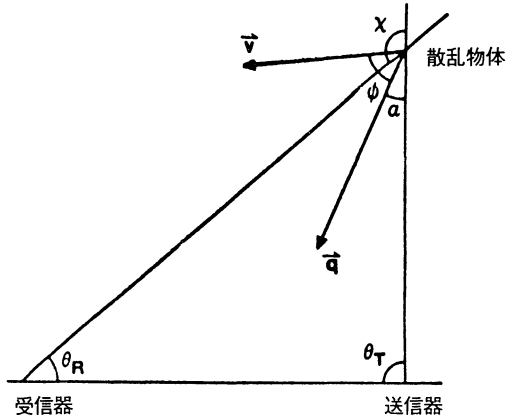
ここで、 $C$  は音速、 $V_d$  はドブラー速度、すなわちレーダの方向の速度成分で、 $\phi$  はレーダの方向と散乱物体

第6表 ソーダの諸元の比較

|          | WRE (オーストラリア)                  | WPL (アメリカ)                 | RRL (日本)                 |
|----------|--------------------------------|----------------------------|--------------------------|
| 使用周波数    | 900Hz                          | 2,000Hz                    | 250~5,500Hz<br>(通常850Hz) |
| パルス幅     | 50ms                           | 10ms~1s                    | 60ms                     |
| パルス繰返し周期 | 10s                            | 2, 5, 10s                  | 6, 9s                    |
| 送信増幅器出力  | 500W                           | 40W                        | 30W~120W                 |
| 送受信変換器   | 196個スピーカーアレイ                   | ホーンレフレクター                  | ホーンスピーカー                 |
| 受信器帯域幅   | 100Hz                          | 10~100Hz                   | 40Hz                     |
| 発表者      | McAllister, L. G. et al.(1968) | Simmons, N.R. et al.(1971) | 福島他 (1972)               |



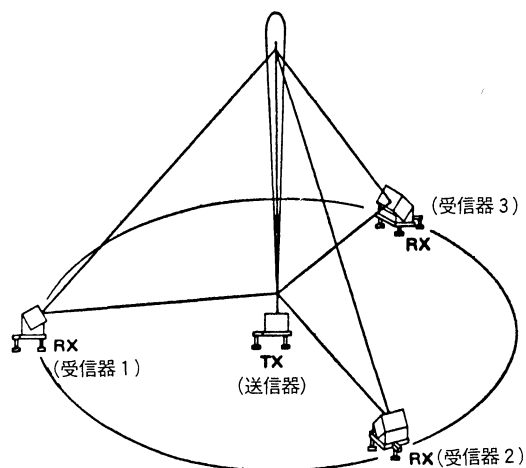
第8図 音波の散乱のスペクトル。



第9図 送信器と受信器が離れた場合のドブラーシフトの観測。

S の速度の方向の角度である。

異なった速度を持って動いている散乱物体のアンサンブルの場合には、受ける信号はすべてのドブラー速度に



第10図 3個の受信器によるドブラーシフトの観測。

対応する成分を含み、各々の速度で運動している散乱物体の数と相対的な強さに左右されるドブラー周波数のスペクトルで与えられる(第8図)。

第9図のように送受信器が離れた場合には散乱角  $\chi$  が追加されて(4-3)式はつぎのようになる。

$$f_d = \frac{2V_d}{C} f \sin \frac{\chi}{2} = 2 \frac{V}{C} f \cos \phi \sin \frac{\chi}{2} \quad (4-4)$$

後方散乱型の場合は  $\chi = 180^\circ$  となるから(4-4)式は(4-3)式と一致する。

第10図のように円の中心に送信器を設置し120°毎に受信器を設置した場合に、受信器1をx軸とすれば、風速の3成分はつぎのように表わすことができる。

$$\left. \begin{aligned} V_x &= \frac{1}{3 \sin \alpha} (2v_1 - v_2 - v_3) \\ V_y &= \frac{1}{\sqrt{3} \sin \alpha} (v_2 - v_3) \\ V_z &= \frac{1}{3 \cos \alpha} (v_1 + v_2 + v_3) \end{aligned} \right\} \quad (4-5)$$

ここで、 $\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\theta}{2}$  で  $\theta$  は第9図における  $\theta_R$  に等しいものである。

4-2 赤外放射温度計

大気中には炭酸ガスが0.03%のほぼ一定の割合で存在し、この炭酸ガス分子からは4.0~4.6  $\mu\text{m}$  および 14~16  $\mu\text{m}$  の波長の赤外線が放射されている。その放射強度はプランク関数で表わすことができ、その炭酸ガスの存在する高度の気温の関数となっている。したがって、赤外放射強度を測定することによって、逆に上空の気温を推定しようとするのがこの測定器の原理である(中村他, 1976)。

第11図に示した炭酸ガスの赤外吸収のスペクトルから明らかなように、14  $\mu\text{m}$  近傍では、比較的長波長の赤外線は吸収による減衰が大きいので、上空からの信号は少なく、地上付近の大気からの赤外放射が主体となる。いっぽう、比較的短波長の赤外線は吸収による減衰が少なく、上空からの信号もかなり多く含まれていることになる。

大気から地上へ到達する赤外放射の分光強度はつぎのように表わすことができる。

$$F_i = - \int_0^{\infty} B_i[T(y)] \frac{\partial \tau_{iy}}{\partial y} dy \quad (4-6)$$

ここで、 $F_i$  は第  $i$  チャンネルの波長の赤外放射強度、 $\tau_{iy}$  は高度  $y$  から地上までの透過率、 $T(y)$  は高度  $y$  での気温、 $B_i[T]$  はプランクの関数でつぎのように表わされる。

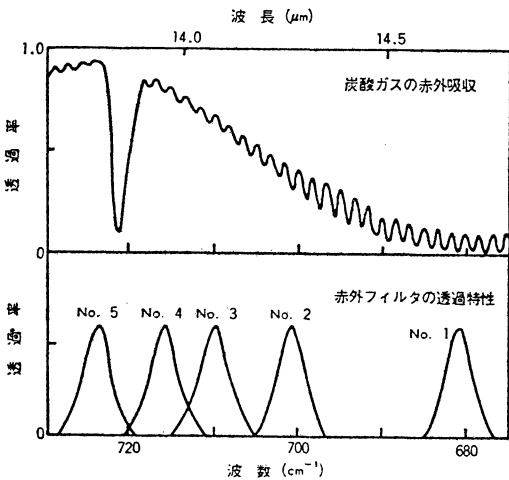
$$B_i[T] = \frac{8\pi h}{C^3} \frac{\nu_i^3}{\exp(h\nu_i/kT) - 1} \quad (4-7)$$

ここで  $C$  は光速、 $\nu_i$  は第  $i$  チャンネルの波数 ( $\text{cm}^{-1}$ ) で、 $h$  はプランクの定数である。

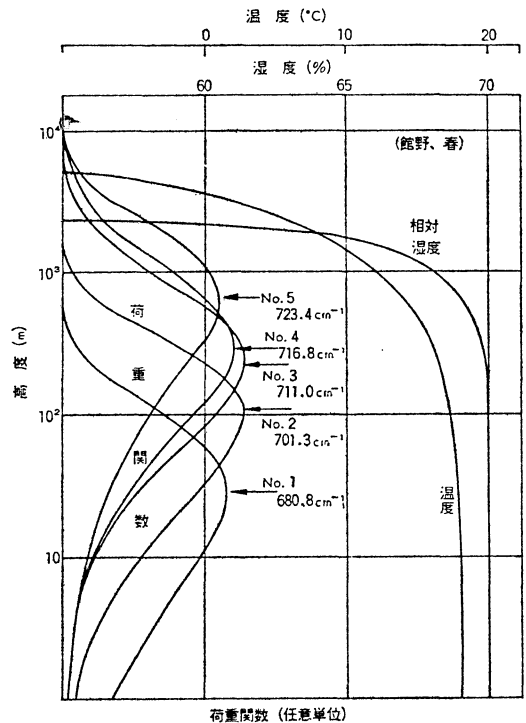
$\frac{\partial \tau_{iy}}{\partial y}$  は荷重関数と呼ばれるもので、赤外放射が各高度からどのような割合で地上に到達しているかを表わすもので、この値から高さに関する情報が得られる。例として5チャンネルの荷重関数を第12図に示す。

(4-6) 式から  $F_i$  を測定して  $T(y)$  を求めるには、つぎのような方法を用いる。

- (1) 初期温度分布を適当に設定して、 $F_i, \text{cal}$  を算出し、測定値  $F_i, \text{ob}$  と比較する。
- (2) Minimum Information 法では、 $\Delta F_i = F_i, \text{ob} - F_i, \text{cal}$  を用いて、初期温度分布の修正を行なう。
- (3) Iteration 法では (4-6) 式を用いて、 $F_i, \text{ob}$ 、 $F_i, \text{cal}$  から各チャンネルの等価輝度温度  $BT_i, \text{ob}$ 、 $BT_i, \text{cal}$  を算出して、 $\Delta BT_i = BT_i, \text{ob} - BT_i, \text{cal}$  で各高度の温度修正を行なう。
- (4) つぎに修正された気温鉛直分布を使って (1) から (2) または (3) の計算を繰り返し、2乗平均偏差が数%



第11図 炭酸ガスの赤外吸収と赤外フィルタの透過特性。



第12図 フィルタの荷重関数の例。



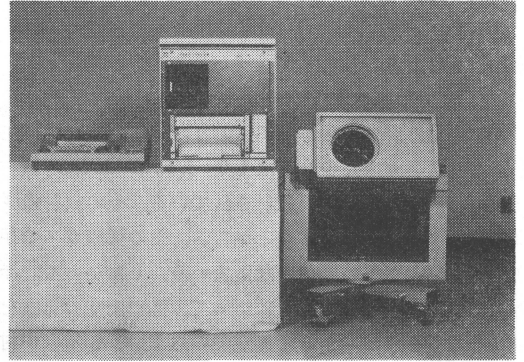
以下になれば計算を終了する。

第13図に装置の概観を示し、第14図に他の測定器との比較観測結果を示す。

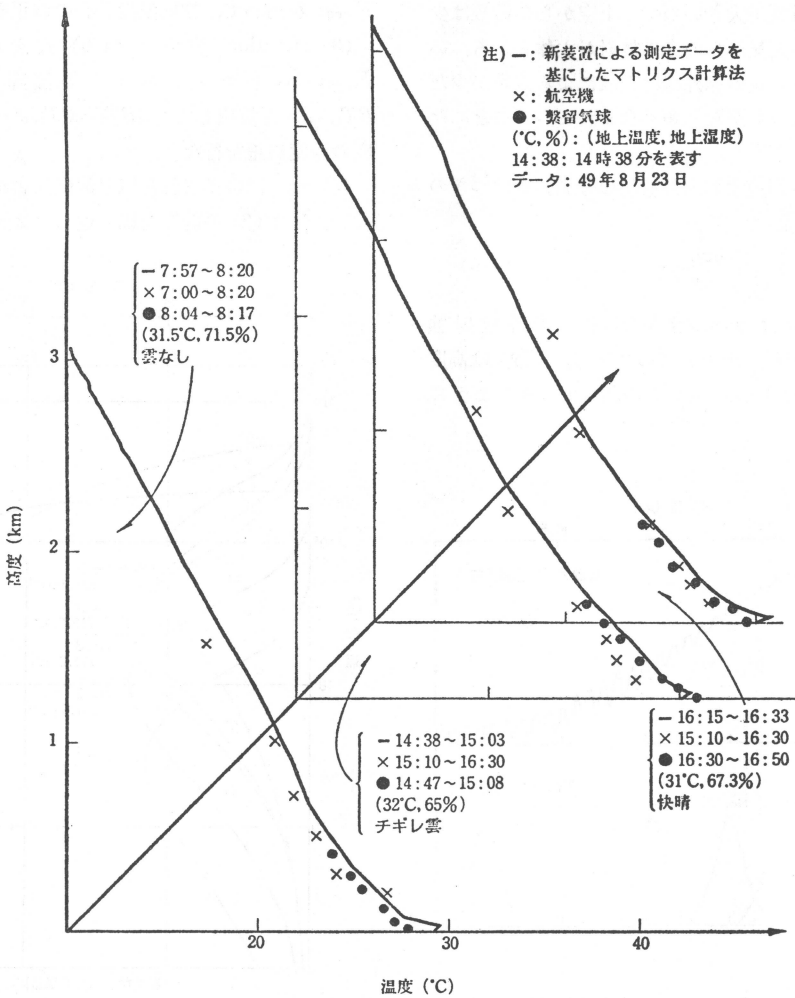
現在の段階では  $\pm 2^{\circ}\text{C}$  くらいの精度で測定可能であるが、計算時間が多く必要とされる点が難点で、雲がある場合の計算方法等に改良の余地がある。

4-3 サーモゾンデ

大気中に分布している酸素分子の放射エネルギーを測定して上空の気温分布を推定する測器である。酸素分子は空気中にほぼ一様に分布しており、波長が5mmくらいの所に強い放射エネルギーを持っており、波長とともにそのエネルギーは大きく変化する。大気中のいろいろの層からの放射エネルギーの積分値がサーモゾンデによ



第13図 赤外放射温度計の概観。



第14図 赤外放射温度計と係留気球および航空機との比較。

第7表 サーマゾンデ MK II の仕様

| 項目                  | 仕様                      |
|---------------------|-------------------------|
| 感度                  | 0.1°C (60秒の積分値)         |
| アンテナビーム幅            | 2.5°                    |
| 使用周波数帯              | 54.5~55GHz              |
| RFバンド幅              | 500MHz                  |
| 発振器精度及び安定性          | ±10MHz                  |
| 温度精度                | ±0.5°C RSS              |
| スキャンニングの角度          | 0~90°                   |
| 電源                  | 105~125VAC<br>(57~63Hz) |
| 使用条件                |                         |
| 温度                  | -35°C~40°C              |
| 受信器コントロールユニットおよび記録計 | 4°C~35°C                |
| 湿度                  | 0~100%                  |
| 降雨(受信器)             | 全天候型                    |

って測定されるので、(4-6) 式と同様の考えで、各層の気温を推定するものである (Holster, C.R. *et al.* 1972)。

赤外放射温度計の場合と異なって、サーモゾンデの場合には周波数を固定し (54.5 GHz)、サーモゾンデの高度

角を 0° から90° まで変えることによって、約2km の高さまでの気温分布が求められる。

アメリカの Sperry 社製のサーモゾンデMK II の仕様を第7表に示す。

赤外放射温度計の場合と同じく雲が存在すると使えなくなる欠点がある。

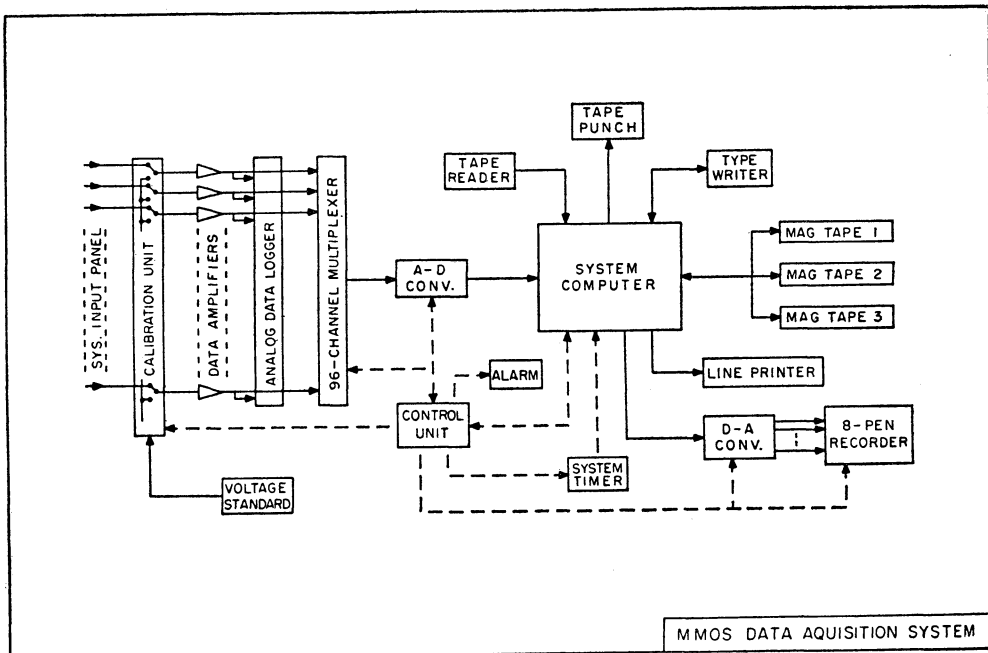
他に多くのリモートセンシングが開発されているが、その多くのは気象衛星の測定器からの応用が多い。

### 5. データ集録とデータ処理

これまで述べてきたような測定器を使って、大気境界層における気象要素の観測を行なう場合、それらの資料の集録およびデータ処理方法も大きな問題となる。

膨大な資料を集録し、処理するためには、電子計算機の力を借りることも必要であるが、維持、保守あるいは経済的な理由のために、すべての作業を計算機に頼ることは必ずしも最良の方法とは限らない。データ集録および処理の 2, 3 の例について簡単に説明する。

第15図に示したものはアメリカの AFCRL が1966年に採用したデータ集録および処理装置のブロックダイアグラムである。すべての記録はオンラインでデジタル化され、電子計算機で処理され、計算結果がプリントアウト

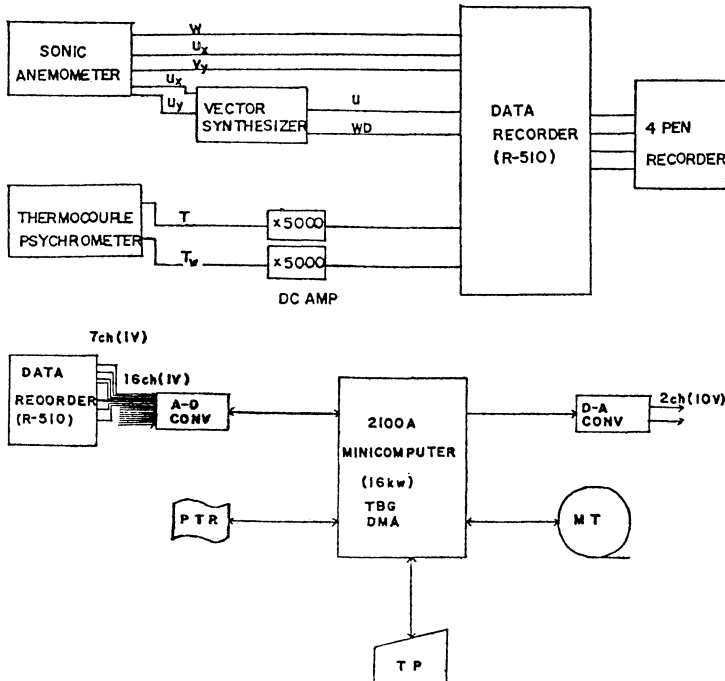


第15図 データ処理装置のブロックダイアグラム  
(Karimal *et al.*, 1966 による)。

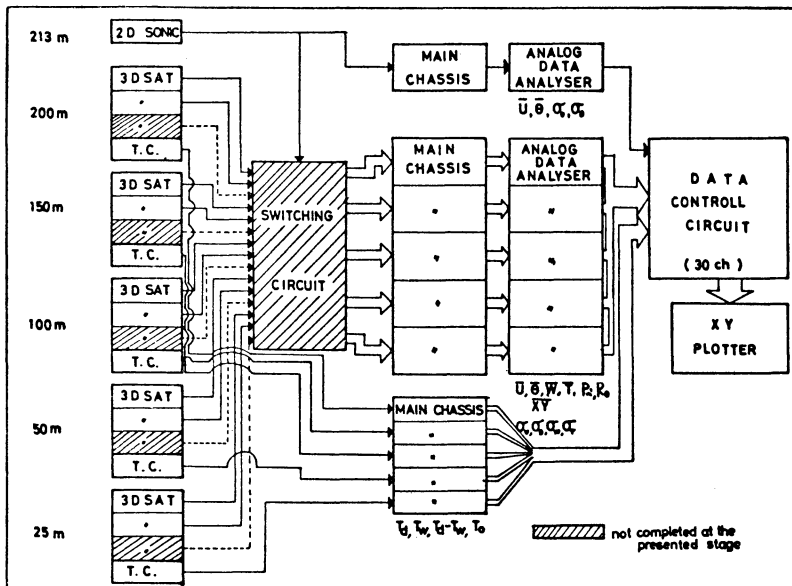
トされる構造になっている。非常に高価なものであるが、ほぼ理想に近いものである。

ニコンを使用したオフラインのデータ処理システムである(第16図)。小型ではあるが汎用性があるという利点がある。いずれも大型および小型のデジタル計算機を使用

岡山大学の農業生物研究所で採用しているものは、ミ



第16図 データ処理装置のブロックダイアグラム (米谷等, 1976 による)。



第17図 データ処理装置のブロックダイアグラム (花房等, 1977 による)。

しているものである。これに対して気象研究所で採用されたものは、アナログ的に処理を行なうもので、セミ・ルーチン的に大気境界層の観測およびデータ処理が可能な構造になっている(第17図)。測定器として新型超音波風速温度計、熱電対乾湿計を使用したもので、この装置が完成すれば、第2表で示された値が、オンラインで観測できることになる。

つぎに、データ処理に関して問題となる資料の評価時間 (=averaging time) と観測時間 (=sampling duration) について考えてみよう。

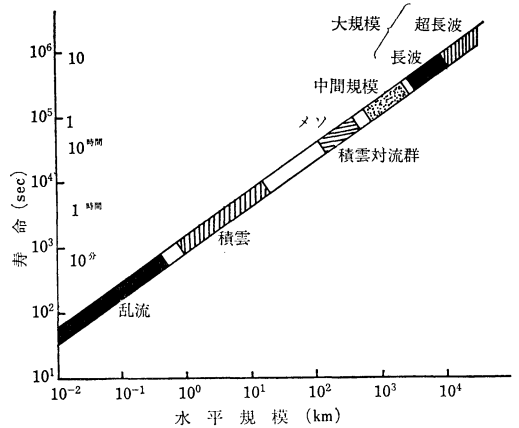
気象要素の水平規模は第18図に示すように、小さなスケールから大きなスケールまで連続的につながっているため、大気境界層に関する現象のみを取り出すことはそう簡単なことではない。

輸送量を評価するための averaging time に関しての一つの目安としてつぎのように考えることができる。

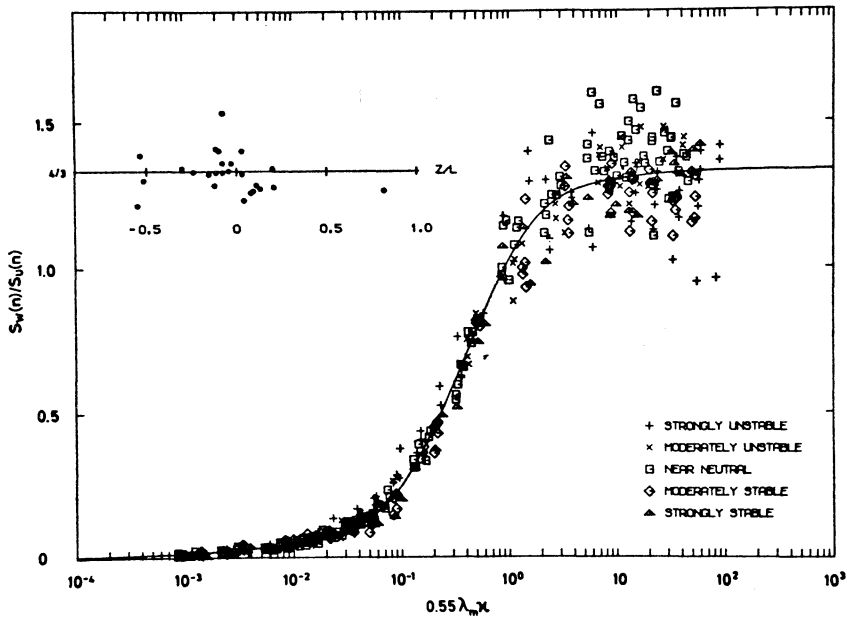
理論的にも実験的にも証明されているように、いわゆる慣性小領域 (inertial subrange) では輸送量に貢献するようなエネルギーは存在しないから、輸送量を測定するためには、この周波数より高い周波数まで測定する必要はない。したがって、測定器および記録計を含めて応答周波数の最低が、この周波数以上であれば良いことになる。この目安として、風の鉛直成分のスペクトル

$S_w(n)$  と水平成分のスペクトル  $S_u(n)$  の比を波数別にプロットしたものが第19図である。

慣性小領域では  $S_w(n)/S_u(n)$  の値は  $4/3$  となることが理論的に示されているから、第19図より、 $0.55\lambda_m k > 10$ 、すなわち、 $f > 18f_m (=18 \frac{nz}{U})$  の領域が慣性小領域となる。したがって、スペクトルがピークを持つ無次元



第18図 大気中の気象じょう乱の水平規模と時間スケール (片山, 1972 による)。



第19図 風速の垂直成分と水平成分のスペクトルの比の無次元周波数による変化 (Busch・Larsen, 1972による)。

周波数の約20倍までの応答があれば良いことになる。

いっぽう、sampling duration については、スケール  
の問題と場の定常性の問題が複雑にからみ合っているの  
で、問題の解析は非常に困難である。

いろいろの方法があるが、ここでは Lumely・Pano-  
fsky(1964) によって示された表現に従って、Wyngaard  
(1973) の考え方について述べる。

精度  $a$  で、平均値  $\bar{f}$  を決定するために必要な 観測時  
間  $\tau$  は次式で表わすことができる。

$$\tau = 2\tau_i \bar{f}^2 / (a^2 \bar{f}^2) \tag{4-8}$$

ここで  $\bar{f}^2$  は平均値のまわりの分散であり、 $\tau_i$  は時間  
の関数である  $f$  の integral scale と呼ばれるもので、  
一般的には  $\frac{Z}{U}$  (ここで  $Z$  は測定高度、 $U$  は  $Z$  での平均  
風速である) で置き換えられる。したがって、(4-8) 式

は、

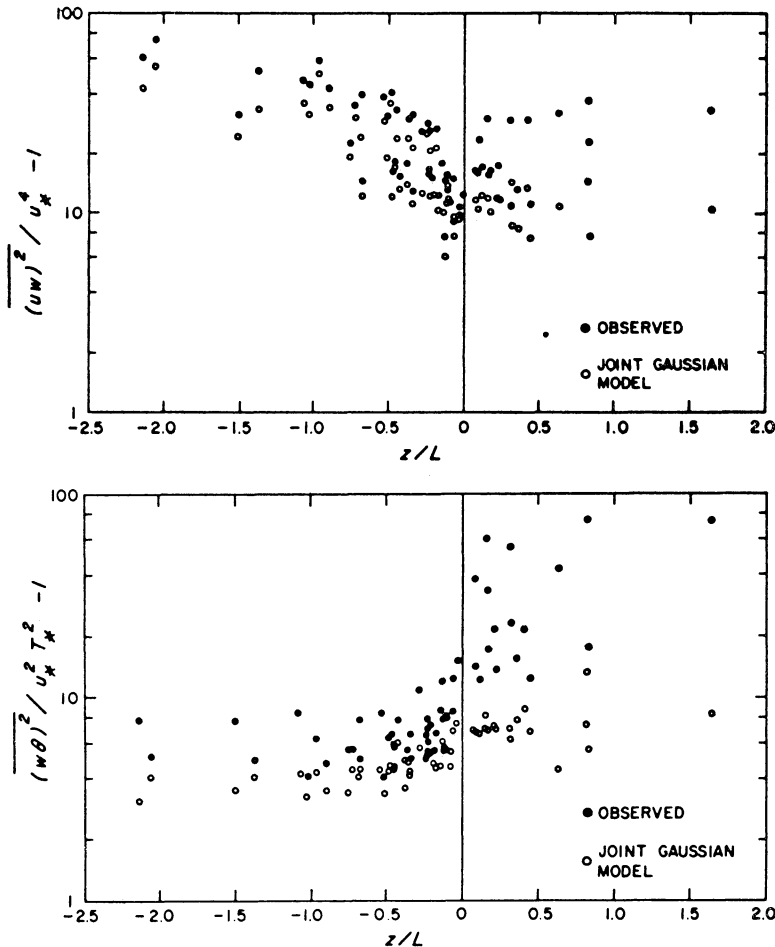
$$\tau = 2 \frac{Z}{U a^2} \frac{\overline{f'^2}}{\bar{f}^2} \tag{4-9}$$

例として、温度の分散を考えると、

$$\frac{\overline{f'^2}}{\bar{f}^2} = \frac{\overline{(\theta^2 - \bar{\theta}^2)^2}}{(\bar{\theta}^2)^2} = \frac{\bar{\theta}^4 - (\bar{\theta}^2)^2}{(\bar{\theta}^2)^2} = F_\theta - 1 \tag{4-10}$$

ここで、 $F_\theta$  は分布の平担さを示すものでクルトシス  
と呼ばれている。ガウス分布ではこの値は3となること  
が知られているから、(4-10) 式の値は2となる。した  
がって、(4-9) 式から風の垂直成分や、温度の分散を求  
めるための観測時間はつぎのように表わされる。

$$\tau_{w\theta} = \tau_{\theta^2} = 4Z / U a^2 \tag{4-11}$$



第20図 運動量や熱量の分散の安定度による依存性 (Wyngaard, 1973) による。

(4-11) 式からつぎのことがわかる。

(1) 精度を一定とすれば、観測時間は高さが高くなるにつれて長くなる。

(2) 観測時間を一定とすれば、精度  $a$  は高さの  $1/2$  乗で減少する。

$\overline{uw}$  および  $\overline{w\theta}$  の場合も (4-10) と同様の演算を行なうと、

$$\tau_{\overline{uw}} = \frac{4Z}{a^2 \bar{U}} \left[ \frac{(\overline{wu})^2 - (\overline{uw})^2}{(\overline{wu})^2} \right] = \frac{4Z}{a^2 \bar{U}} \left[ \frac{(\overline{uw})^2}{u_*^4} - 1 \right]$$

$$\tau_{\overline{w\theta}} = \frac{4Z}{a^2 \bar{U}} \left[ \frac{(\overline{w\theta})^2}{u_*^2 T_*^2} - 1 \right]$$

(4-12)

[ ] の中の値を安定度によってプロットしたのが第20図である。

この図から分かるように、大気が不安定になるにつれて、必要とされる観測時間は、運動量については増加するが、熱量に関してはあまり変化がなく、大気が、安定になると逆の様相がみられる。たとえば、 $Z/L = -1$  の場合には、同じ精度で観測を行なうには、運動量に関する観測時間は、熱量の観測に要する時間の約10倍も必要とされることになる。

このように、運動量に限って考えると、観測高度が高くなり、大気の成層状態が不安定となると、驚くべき長さの観測時間を必要とすることになり、場の定常性という条件は、もはや通用しなくなることは明白である。

これを解決するための手段として、つぎの2つの方法が考えられる。

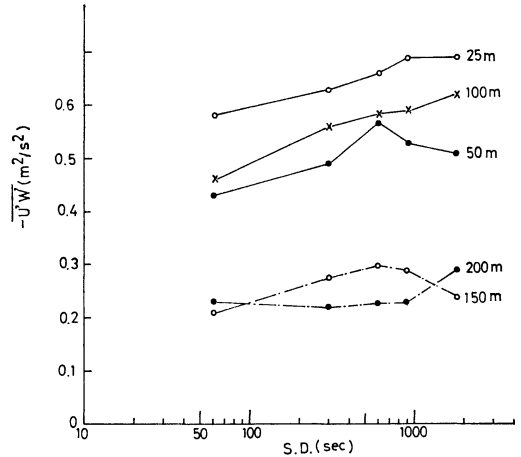
(1) 水平方向に多くの観測点を設置する。

(2) 航空機に測定器を搭載して、早い速度で測器を動かすことによって、必要とする観測時間を、実際の風速に対する、航空機のスピードの比をとることによって小さくする。

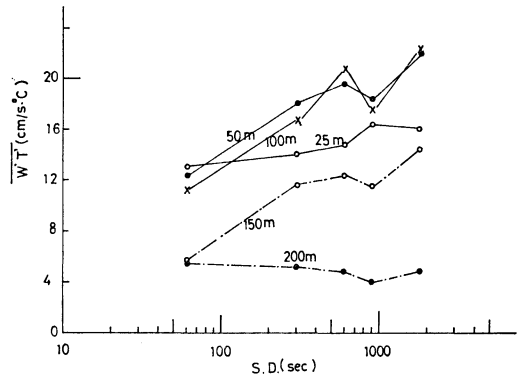
観測時間を変化することによって、垂直輸送量の値がどのように変化するかを、200m の気象観測塔を使って調べた例が第21図および第22図である。

第21図は平均風速が 10m/sec (高さ25m) くらいで、比較的強風の場合に求めた運動量輸送量の観測時間に対する変化を示したものである。

50mと100mに輸送量の逆転が見られるが、25m, 50m, 100mの高さでは、観測時間の増加と共に輸送量値も増加していく傾向があるが、150mと200mでは、ほぼ一定となっている。



第21図 観測時間の変化による垂直輸送量の変化 (運動量の場合)。



第22図 観測時間の変化による垂直輸送量の変化 (熱量の場合)。

第22図は早朝の接地逆転層が消滅していく過程のもので、場の定常性が、あまり保たれていない時の熱量の垂直輸送量の観測時間に対する依存性を示したものである。200mの層を除いては、値は観測時間の増加と共に大きくなっている。200mの層の値はほぼ一定である。このことは、まだ200mの層まで地表面からの熱源が到達していないことを示しているとも考えられる。

以上のような例を見ても分かるように、必ずしも理論的に導き出された観測時間が最良とは考えられないので、研究者が、目的としている現象のスケールを、はじめにはっきりと定めてから、観測時間を決定するしか、現在では決定的な解決法はないと考えられる。

## 6. あとがき

大気境界層の観測はまだ確立された方法がないため

とは言え、いろいろの問題点を列挙したにとどまったのは筆者の浅学のためである。多くの未解決の問題を解決するためには、多くの観測データを集めるとともに大胆な仮説を立て、それを立証するような観測を行なうというふうに、目的意識を持って観測が実施されることを望んで筆をおくことにする。

### 文 献

- Balsler, M. *et al.*, 1976: Remote wind sensing by acoustic radar, *J. Appl. Met.*, 15, 50-58.
- Busch, N.E., *et al.*, 1972: Spectra of turbulence in the atmospheric surface layer, *Risø Rept. No. 256*, 187-207.
- Ekman, V.W., 1905: On the influence of the earth's rotation on ocean currents, *Arkiv. Maj. Artron. Fysik.*, 2, 52.
- 藤田敏夫他, 1975: 宮古島における逆転層の微細構造—AMTEX '75, 日本気象学会1976年度春季大会講演予稿集.
- 福島 圓他, 1972: ソーダによる境界層の観測結果 I, 日本気象学会1972年度秋季大会講演予稿集.
- Gill, G.C., *et al.*, 1967: Accuracy of wind measurements on towers or stacks, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 48, 665-674.
- Hanna, S.R., 1969: The thickness of the planetary boundary layer, *Atmos. Envi.*, 3, 519-536.
- 花房龍男他, 1977: 気象観測塔に設置した大気乱流特性観測装置について, 日本気象学会 1977 年度春季大会講演予稿集.
- Holster, C.R., *et al.*, 1972: Radiometric measurements of temperature profiles in the planetary boundary layer, *J. Appl. Met.*, 11, 341-348.
- Kaimal, J.C., *et al.*, 1977: A computer-controlled mobile micrometeorological observation system, *J. Appl. Met.*, 5, 411-420.
- 片山 昭, 1972: 気団変質現象の理論モデル, 海洋科学, 10月号.
- Lumley, J.L., *et al.*, 1964: The structures of atmospheric turbulence, New York, Inter-Science-Wiley, 239 pp.
- 米谷俊彦他, 1976: 微細気象観測用オフラインデータ集録装置について, 農学研究, 55, 4, 215-232.
- McAllister, L.G., *et al.*, 1969: Acoustic sounding .....A new approach to the study of atmospheric structure, *Proc. IEEE*, 57, 579-587.
- Mizuma, M., 1973: Small wind shear layer observed at Kyoto University Reactor Site., *J. Met. Soc. Japan*, II, 51, 367-371.
- 中村邦雄他, 1976: 地上設置型気温垂直分布測定装置, *National Tech. Rept.*, 22, No. 5.
- Rosby, C.G., *et al.*, 1935: The layer of frictional influence in wind and ocean currents, *Pap. Phys. Oceanog. Met.*, 3, 101.
- Simmons, W.R., *et al.*, 1971: Acoustic echo sounding as related to air pollution in urban environments, NOAA Tech. Rept. ERL 216-WPL 17, Boulder, Colorado.
- 杉浦 茂, 1972: 東京およびその周辺の最大混合層高度と東京における相対汚染濃度と亜硫酸ガス濃度との関係, 天気, 19, 606-612.
- 竹内清秀他, 1974: 係留気球によるプラネタリー境界層の観測, 日本気象学会1974年度秋季大会講演予稿集.
- Taylor, G.I., 1915: Eddy motion in the atmosphere, *Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A.*, 215, 1-26.
- Wyngaard, J.C., 1973: On surface layer turbulence, Workshop on Micrometeorology, Edited by Haugen, D.A., Amer. Met. Soc.
- 山本 晋他, 1975: 飛行機による乱流観測の誤差の補正方法, 公害, 10, 55-66.
- 横山長之, 1972: プラネタリー境界層の観測された構造, 天気, 19, 654-659.
- Zilitinkevich, S.S., *et al.*, 1967: Dynamics of the atmospheric boundary layer., *Izu. Atmos. and Ocean. Phys.*, 3, 297-333.