

大気境界層下部における乱流統計量の空間変動の観測*

藤 谷 徳之助・花 房 龍 男**

要 旨

大気境界層下部で観測される乱流統計量に対する地表面の非一様性の影響を評価するために、地表面が完全には一様とはみなせない筑波研究学園都市にある気象研究所の気象観測用鉄塔（高さ 213 m）と、これを中心に半径 50 m の円周上に配置された 4 本の高さ 25 m の観測用鉄塔を用いて、乱流統計量の多点観測を実施した。

得られた結果をまとめると、次の様になる。

- (1) 5 点で得られた乱流統計量のうち、風速の平均値や標準偏差では $\pm 5\%$ 程度、共分散では $\pm 15\%$ 程度の空間変動が認められたが、乱流統計量はほぼ一致していると考えられる。
- (2) 得られた乱流統計量の値は、これまでに郊外地域で得られている値と大差がない。
- (3) 50 m 程度離れた 2 点の間では、Taylor の仮説が成立している。

これらの結果は、高さ 25 m で風速が 7 m/s 程度、成層条件は中立からやや安定という場合に得られたものである。このような条件のもとでは、乱れの構造は局所的な地表面の非一様性の影響を比較的受け易いと考えられる。したがって、不安定な成層や測定高度が高くなるといった乱れのスケールがより大きくなる、すなわち乱れの構造が局所的な地表面の非一様性の影響を受けにくくなるような条件のもとでは上と同様に、乱流統計量の空間的な一様性が成立しているものと思われる。

以上の結果から、気象観測用鉄塔では周囲の郊外地域の大気境界層の特徴をもった乱流を観測することが可能であり、近傍の局所的な地表面の非一様性は、測定された乱流統計量に余り影響を及ぼさないことが分かった。

1. はじめに

大気境界層下部のいわゆる接地境界層については、これまでに数多くの野外観測が行われており、その乱流構造も明らかになっている。これまでの観測の大部分は、一点において各種乱流統計量の鉛直分布を測定するもので、その解析にあたっては、地表面は水平方向に一様であるという条件が多くの場合仮定されている。また、実際の観測もこのような条件が満足される場所を選んで行われている（例えば Haugen *et al.*, 1971）。このような

条件を満足する場所は、比較的狭い範囲を対象とする場合（すなわち観測高度が低い場合）には現実に存在するが、より高い高度まで観測を行う場合には、地表面の水平方向の一様性が要求される領域が広くなり（例えば Shir (1972) によれば、内部境界層が平衡に達するには高さの 100~200 倍のフェッチが必要である）、現実にそのような場所で観測することは、特に日本のように国土が狭い場合には困難である。したがって実際の観測においては、地表面は完全には一様でないという条件のもとで測定を行わざるを得ない。

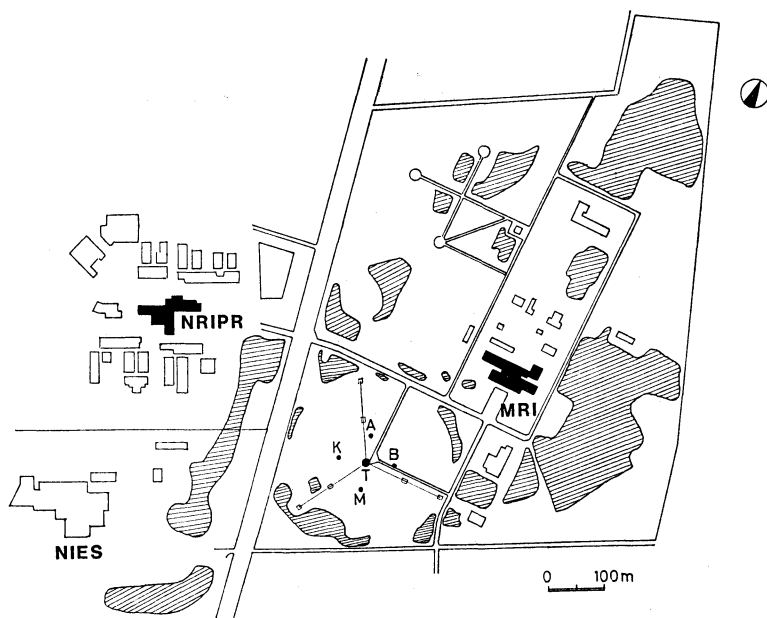
大気境界層全体を取り扱うような場合には、地表面の詳細な状況よりも、対象領域全体としてのバルク的な特徴（例えば、市街地・田園地帯・森林地帯など）で代表させることによって、このような問題を避けている。しかし、接地層を含む大気境界層下部の構造を研究する場合には、このようなバルク的な取扱いだけでは不十分で

* Observational study of the spatial variability of statistics of turbulence in the atmospheric boundary layer.

** Tokunosuke Fujitani, Tatsuo Hanafusa, 気象研究所物理気象研究部。

——1986年4月21日受領——

——1986年7月10日受理——



第1図 観測点の配置と周囲の地表面の状況.

あり、地表面の詳細な状況をも考慮する必要がある。しかし、地表面の水平方向の非一様性を考慮して解析を行うことは、現実には非常に困難である。逆に、地表面が非一様でも、得られた乱流統計量に影響を及ぼさないのはどの程度の非一様性を評価するほうがより現実的である。ここではこのような観点から地表面付近において、乱流統計量の多点観測を行い、その空間的な変動について考察を行った。水平方向に多数の観測点を配置して行う観測は、特別の目的以外では余り行われておらず、特に乱流統計量の空間的な variability について行われたものはほとんどない。以下に今回の観測の詳細とその結果を述べる。

2. 観測の詳細

観測は筑波研究学園都市にある気象研究所の気象観測用鉄塔（高さ 213 m）を中心に、半径 50 m の円周上に観測柱（高さ 25 m）を 4 本設置して行った（第1図参照）。気象観測用鉄塔の 6 高度（10, 25, 50, 100, 150, 200 m）には 3 次元超音波風速温度計が設置されており、円周上に配置された 4 本の観測柱の頂部にも同じ型の 3 次元超音波風速温度計を設置した。これらを用いて風速の 3 成分および温度の変動を測定した。

観測点周辺の地表面の状況は第2図に示すように、鉄塔を中心に半径 150 m の範囲は芝あるいは草丈の低い

雑草に覆われている。これより外側の領域には、高さ 10 m 程度の松林（第1図のハッチで示した部分）が散在し、また 1～2 階建の低層の建物もいくつかある。さらに第1図で黒く塗りつぶした建物は高さ 25 m 程度のビルである。第2図でも明らかなように、観測地点の周辺は田畑がほとんどで、所々に民家と松林が散在している典型的な郊外（suburban area）である。バルク的に見ると観測地点の周辺は郊外地域として代表させることが出来るが、詳細に見ると必ずしも地表面は水平方向には一様であるとは言えない。したがって、低い高度での乱流統計量の観測値には水平方向の非一様性の影響が現れるのではないかという恐れがある。先にも述べたように、各種乱流統計量にどの程度この影響が現れるかを評価することが、今回の観測の目的の1つである。観測は北西の季節風が卓越する冬季に実施したが、今回解析したデータは 1981 年 12 月 13 日 21 時 15 分から 12 月 14 日 3 時 15 分までの 6 時間に得られたもので、風向は第1図に示す測点 A-T-M にほぼ平行であり、風速は地上 10 m で約 4 m/s、空間分布の観測を行った高さ 25 m では約 7 m/s である。3 次元超音波風速温度計で得られた風速 3 成分と温度の変動のデータは、小型電子計算機を用いてサンプリング間隔 0.05 sec で A/D 変換して磁気テープに収録した。解析にあたっては、0.05 sec ごとに得られているデータを 4 個ずつ平均して 0.2 sec ごとのデー



第2図 観測点の周囲の空中写真.

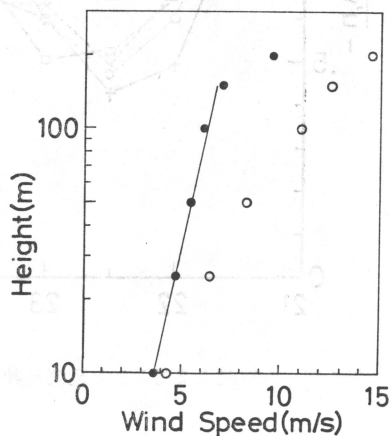
タとし、6時間のデータを30分を1つの RUN として12個の RUN に分割し、各々の RUN について各種乱流統計量を求めた。

3. 解析結果および考察

観測期間中の風の場合はほぼ定常とみなせる状態で、各 RUN の平均風速の全観測期間における標準偏差と全観測期間の平均風速の比は、200 m で7%程度、25 m で11%程度と小さい値になっている。また、風向についても全観測期間内での最大偏差は30°以内である。

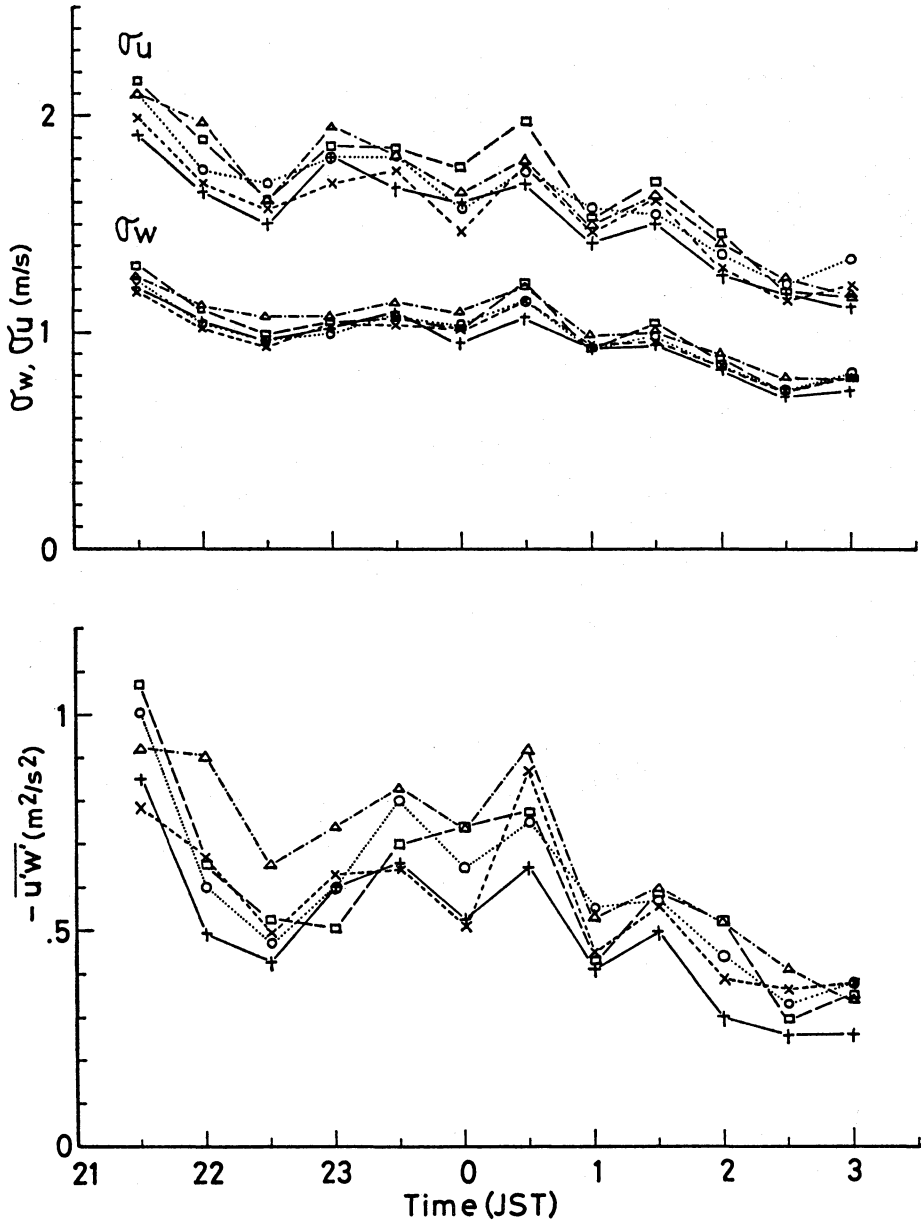
3.1 平均風速の鉛直分布と風速の標準偏差

全観測期間の平均風速の鉛直分布を第3図に○で示す。この期間の安定度の様子を見るために、この鉄塔において行っている気温の毎時観測データと今回得られている風速の平均値を用いてリチャードソン数 (Ri) を1時間ごとに計算した。得られた Ri 数の6時間平均の値は、高さ16 m (10 m と 25 m の幾何平均) で-0.023、高さ22.4 m (10 m と 50 m の幾何平均) で0.016 と中立に近くなっており、一方、高さ71 m (50 m と 100 m



第3図 全観測期間の平均風速の鉛直分布 (○) と安定度を補正して求めた中立時の分布 (●).

の幾何平均) では0.104と強い安定状態になっている。今回の観測では超音波風速温度計を用いているので、各高度において運動量と顕熱の乱流輸送量を求めることが



第4図 各観測点で得られた乱流統計量の時間変化 (+: T, ○: A, ×: B, △: M, □: K).

出来る. 30分ごとに求めた乱流輸送量の全観測期間における平均値を用いて Monin-Obukhov の長さ L を求めた. 得られた L の値を用いて, $1/L$ の平均値を計算し, これから中立時の風速の profile を推定した. 用いた風速分布式は Webb (1970) によって提案されている log +linear 則

$$U = \frac{u_*}{k} \left(\ln \frac{z}{z_0} + \alpha \frac{z - z_0}{L} \right) \quad (1)$$

を用いた. この分布則は弱不安定から強安定までの広い範囲で成立する. ただし, $\alpha=5.2$, $k=0.41$ である. 中立時の風速分布は,

第1表 各観測点における乱流統計量の比較結果.

乱流統計量	項 目	観 測 点				
		T	A	B	M	K
平均風速 ($\bar{U}$)	$\bar{R}$	0.98	0.94	0.99	1.05	1.04
	σ_R	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04
標準偏差 (σ_u)	$\bar{R}$	0.95	1.01	0.97	1.03	1.04
	σ_R	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04
標準偏差 (σ_w)	$\bar{R}$	0.96	0.99	0.98	1.05	1.02
	σ_R	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
共分散 ($-\overline{u'w'}$)	$\bar{R}$	0.83	1.03	0.97	1.16	1.01
	σ_R	0.08	0.07	0.10	0.10	0.11

$$U_N = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2)$$

で表すことが出来るので(1),(2)を組み合わせて, 中立時の風速 U_N を求めることが出来る. ただし, $(z - z_0)/L \sim z/L$ としている. このようにして求めた中立時の風速分布を第3図に●で示す. 150 m 以下の層で $\log + \text{linear}$ 則が成立していることが分かる. このようにして求めた風速分布から粗度長 (roughness length) z_0 を求めると 41 cm となり, この値はこれまでの研究結果 (例えば Sellers, 1965) と比較すると, 郊外地域を代表するものとして妥当であることが分かる. また, 高さ 25 m で得られた風速変動の平均風向方向および鉛直方向の各成分の標準偏差 σ_u , σ_w と u_* の比は, それぞれ $\sigma_u/u_* = 2.18$, $\sigma_w/u_* = 1.37$ となり, Steyn (1982) の郊外における観測結果 (測定高度 20 m, 粗度長 $z_0 = 0.5 \pm 0.1$ m, $\sigma_u/u_* = 2.2 \pm 0.5$, $\sigma_w/u_* = 1.4 \pm 0.3$) とも大差がない. また, 乱れの強さ $\sigma_u/\bar{U}$ の値は 0.24 である. Counihan (1975) は, 欧米での観測データを用いて高さ 30 m における $\sigma_u/\bar{U}$ と z_0 の関係を示す経験式,

$$\left(\frac{\sigma_u}{\bar{U}} \right)_{30 \text{ m}} = 0.096 \log_{10} z_0 + 0.016 (\log_{10} z_0)^2 + 0.24 \quad (3)$$

(ただし z_0 の単位は m)

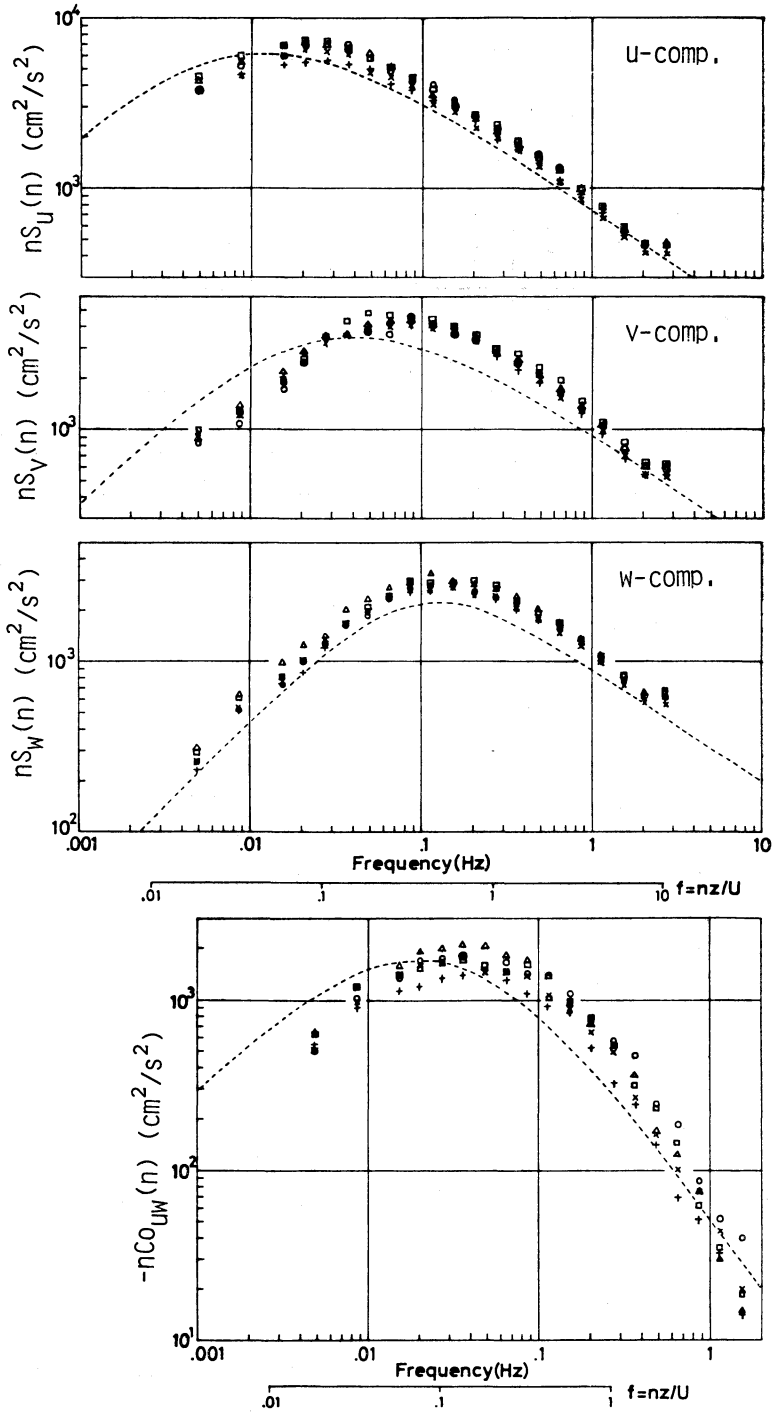
を求めている. この式で, $z_0 = 0.41$ m として乱れの強さを求めると 0.21 となり, 今回得られている値と大差な

い.

したがって, 今回得られているデータは, 郊外地域の大気境界層を代表しているものと考えられる.

3.2 乱流統計量の空間変動について

乱流統計量の空間的な変動の様子を調べるために, 高さ 25 m の5点で得られている各 RUN (30分) ごとの各観測点の乱流統計量の比較を行った. 第4図に風速の標準偏差 σ_u , σ_w と, 共分散 $-\overline{u'w'}$ の時間変化の様子を示す. σ_w が最も各観測点間の値の差が小さく, それに次いで σ_u が小さい. $-\overline{u'w'}$ は σ_u , σ_w に比較して各点間の差が大きくなっている. これらの統計量の5点の平均値と各観測点での値の比 R を求め, この比の6時間にわたる平均値 $\bar{R}$ と標準偏差 σ_R を求めた. 第1表にその結果を示す. 風速の平均値や標準偏差では, 5点の値の間には $\pm 5\%$ 程度の差しか認められず, その時間的な変動も小さい. また, 風向についても5点の間には取り付け誤差程度の差しか認められなかった. 気温変動の標準偏差 σ_T についても 12 RUN のうち 4 RUN を除いていずれも各観測点の間の差は 0.02°C 以下であり, 他の 4 RUN もその差は $0.03 \sim 0.05^\circ\text{C}$ 程度である. ただし, 顕熱フラックスについては安定度が中立に近いこともあって, 値そのものが小さく各点相互の一致は余り良くなかった. 一方, $-\overline{u'w'}$ では5点の値の差は $\pm 15\%$ 程度になっており, 時間的な変動も大きい. 平均値や標準偏差に比べて共分散がばらつくことはこれまでに指摘



第5図 各観測点で得られた風速変動のスペクトルとコスペクトル (+:T, O: A, x: B, Δ: M, □: K, 点線は Kaimal *et al.* (1972) の中立時の実験式).

されている (Wyngaard, 1973). 共分散の空間的な変化について調べた例はほとんどないが, Dyer and Hicks (1972) によれば, 非常に様な地表面 4 m で得られた運動量フラックスは, 水平距離が 1~150 m 離れると 10~30% 程度変化すると報告されている. これまでの結果は, 評価時間を 30 分とした場合のものであるが, 評価時間を 5~30 分と色々と変化させても, $\bar{R}$ の値はほとんど変化しなかった.

今回の結果をみると, 5 点で得られた乱流統計量には大きな差異は認められず, いわゆる郊外地域の大気境界層の構造を代表する値が得られている.

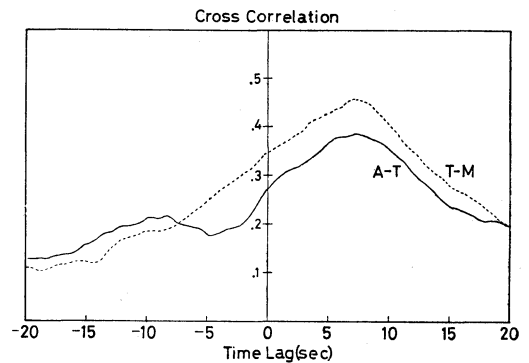
これまでは主に標準偏差や共分散について各点での値の相互比較について述べたが, 次に各点で得られている風速変動成分のスペクトルとコスペクトルについて比較を行った結果を第 5 図に示す. ここで示したスペクトルやコスペクトルは, 前にも述べたように観測中の気象条件がほぼ常定であるので, 各 RUN (30 分間) ごとに求めたものを, 12 個の RUN 全てについてアンサンブル平均を行い, さらに周波数バンドごとに平均して求めたものである. この図にもあるように, 5 つの観測点で得られているスペクトルの間には大きな相違は認められず, ほぼ一致していると思われる. 図の中に点線で示したものは Kaimal *et al.* (1972) によって求められた中立時の各スペクトル・コスペクトルの実験式である. 今回の場合, 高さ 25 m において z/L で +0.04 とやや安定であるため, スペクトルのピークは Kaimal *et al.* の実験式に比較してやや高周波数側にずれている. このスペクトルのピークの位置は, Kaimal *et al.* の結果に示されている $z/L=0.1$ の場合のピークの位置とほぼ一致している. また, Kaimal *et al.* の実験式と今回観測で得られているスペクトルやコスペクトルの密度の差異についても, Kaimal *et al.* の実験式が u_*^2 でスペクトルを無次元化しているのので, 今回の場合 u_* の変化の程度

から考えて, この程度の差はやむを得ないものと考えられる. したがって, 今回得られているスペクトルやコスペクトルは水平方向に様な地表面上の接地層で得られているものとはほぼ一致しているものと考えられる.

3.3 渦の移動速度について

これまでの多くの大気境界層の観測においては, 1 点での観測から渦のスケールなどを求める場合に, いわゆる Taylor の仮説を用いて時間スケールから空間スケールへ変換していた. 今回の観測では前に示したように, 風向が測点 A, T, M とほぼ一致しているので, この 3 点の間の相関を求めて渦の移動速度を求め, Taylor の仮説の検証を行った.

12 RUN のうち測線と風向のなす角度が 15° 以内の 2 RUN を選んで解析を行った. このときの平均風速は約 7 m/s で, 乱れの強さは約 0.25 である. 第 6 図に 2 つの測点の間の相互相関係数のずらし時間による変化の様子を示す. 3 つの測点は等間隔に配置されているので, 相互相関係数の変化の様子はほぼ一致している. この相互相関係数が最大となるずらし時間と測点間の距離などを用いて渦の移動速度を求めた. 第 2 表にその結果



第 6 図 観測点 A-T, T-M で得られた相互相関係数のずらし時間による変化.

第 2 表 相互相関係数から求めた渦の移動速度と平均風速の比較結果.

RUN No.	測線と風向の なす角度(°)	U (m/s)	V_{AT} (m/s)	V_{TM} (m/s)	V_{AT}/U	V_{TM}/U
1	12	7.19	6.76	7.14	0.94	0.99
7	12	7.38	6.94	6.76	0.94	0.92

U : 平均風速の測線方向成分

V_{AT} : 測点 A-T 間の相互相関係数から求められた渦の移動速度

V_{TM} : 測点 T-M 間の相互相関係数から求められた渦の移動速度

を示す。渦の移動速度と平均風速の測線方向の分値との比はほぼ0.9以上になっており、この結果をみると渦はほぼ平均風速で流されていることが分かる。ただし、この結果は50 m離れた2点の組合せA-T, T-Mから求められたもので、100 m離れたA-Mの組合せでは相互相関係数のピークがはっきりせず、またその値も小さく渦の移動速度は評価できなかった。Panofsky *et al.* (1958)は90 m程度までTaylorの仮説が成立していると述べているが、この場合、平均風速は4~5 m/sで乱れの強さは0.25程度と今回の観測と同じような条件であるが、地表面は水平方向に非常に様になっている。今回の観測のように、地表面の一樣性が余り成り立っていないような条件の場合でも、50 m程度の空間距離ではTaylorの仮説が成立しているとして空間スケールの評価を行っても大過ないことが分かった。

4. おわりに

筑波研究学園都市にある気象研究所の気象観測用鉄塔(高さ213 m)を中心に半径50 mの円周上に高さ25 mの観測点を4点配置し、これらに3次元超音波風速温度計を設置して大気境界層下部の乱流構造を調べた。得られた結果をまとめると以下のようになる。

(1) 高さ25 mの5点で得られた乱流統計量のうち、平均風速や風速の標準偏差については $\pm 5\%$ 程度の変化しか認められなかった。また、温度変動の標準偏差についてもその差は小さかった。一方、運動量輸送量については各観測点の間で $\pm 15\%$ 程度の空間変動が認められた。この結果はこれまでの水平方向に様な地表面上で得られた結果と比較して特に大きいとは言えず、5点で得られた乱流統計量はほぼ一致しているものと考えられる。

(2) 高さ25 mで得られた風速のスペクトルやコスペクトルの形も各観測点の間でほとんど一致しており、その形もKaimal *et al.*が水平方向に様な接地境界層で得た実験式と一致している。

(3) 得られた風速の鉛直分布から求められた粗度長は、これまでに郊外地域で得られている値と大差ない。また、 σ_u/u_* や σ_w/u_* の値もこれまでに郊外地域で得られているものと大差はない。

(4) 平均風向方向に沿った3点の間の相関から求めた渦の移動速度は平均風速にはほぼ一致しており、今回の観測のように水平方向の一樣性が完全には満たされていない場合でも、Taylorの仮説が成立していることを示している。

しかし、ここで得られた結果は、高さ25 mで風速が7 m/s程度、さらに中立からやや安定という成層条件のもとで得られたものであり、そのまま他の条件の場合にも当てはまるかどうかについては検討する必要がある。このことについては、最終的には実測データによって確認する必要があるが、現在の時点ではそのようなデータは得られていないので、ここでは定性的に推測することとする。一般的に言って、安定成層の場合には渦のスケールが小さく、かつ上下方向の混合が抑制されるので、乱れの構造は局所的な地表面の非一樣性の影響を受けやすいものと考えられる。一方、風速が増加して強制対流による混合が活発になったり、不安定成層になって熱対流による混合が活発になり、それにとまって乱れのスケールも大きくなると、乱れの構造は局所的な地表面の非一樣性の影響を受けにくくなるものと思われる。また、測定高度が高くなると、その高度における乱れの構造に影響する乱れのスケールも大きくなるので、やはり同様な傾向が認められるものと思われる。今回得られている結果は、中立からやや安定という成層状態で、しかも測定高度も25 mと低く、第1図からも明らかなように、地表面の局所的な非一樣性の影響を非常に受け易いと思われるような条件のもとで得られたものである。このような条件のもとでも、上に述べた程度の乱流統計量の空間的な一樣性が成立している。したがって、もっと安定成層になるとか、測定高度が低くなるといった条件のもと以外では、乱流統計量の空間的な一樣性が成立しているものと考えられる。

以上の結果から、気象観測用鉄塔では周囲の郊外地域の大気境界層の特徴をもった乱流を観測することが可能であり、近傍の局所的な地表面の非一樣性は、測定される乱流統計量に余り影響を及ぼさないことが分かった。したがって、今後気象観測用鉄塔で得られる観測データの解析にあたっては、地表面は水平方向に様とみなすことができるものと考えられる。

文 献

- Counihan, J., 1975: Adiabatic atmospheric boundary layers: a review of data from the period 1880-1972, *Atmos. Environment*, 9, 871-905.
 Dyer, A.J. and B.B. Hicks, 1972: The spatial variability of eddy fluxes in the constant flux layer, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 98, 206-212.
 Haugen, D.A., J.C. Kaimal and E.F. Bradley, 1971: An experimental study of Reynolds stress and heat flux in the atmospheric surface layer,

- Quart. J. Roy. Met. Soc., 97, 168-180.
- Kaimal, J.C., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and O.R. Cote, 1972 : Spectral characteristics of surface-layer turbulence, Quart. J. Roy. Met. Soc., 98, 563-589.
- Panofsky, H.A., H.E. Cramer and V.R.K. Rao, 1958 : The relation between Eulerian time and space spectra, Quart. J. Roy. Met. Soc., 84, 270-273.
- Sellers, W.D., 1965 : Physical climatology, Univ. Chicago Press, Chicago, 148-155.
- Shir, C.C., 1972 : A numerical computation of air flow over a sudden change of surface roughness, J. Atmos. Sci., 29, 304-310.
- Steyn, D.G., 1982 : Turbulence in an unstable surface layer over suburban terrain, Boundary-Layer Met., 22, 183-191.
- Webb, E.K., 1970 : Profile relationship : the log-linear range and extension to strong stability, Quart. J. Roy. Met. Soc., 96, 67-90.
- Wyngaard, J.C., 1973 : On surface layer turbulence, Workshop on micrometeorology, ed. D.A. Haugen, American Met. Soc., 101-149.

気象研究ノート 第154号

——雷 特 集—— (1986年7月)

目 次

- I. 雷の電気
- II. 雷の放電
- III. 雷災防止

配布価格

通常会員 1,250 定期購読会員 900円 団体会員 1,600円 会員外 1,850円

井上敦之	河村達雄
北川信一郎	古賀広昭
高橋 劭	竹内利雄
西上収三	室岡義広

第21回全日本科学機器展のお知らせ

日 時 昭和61年10月27日(月)～31日(金) (5日間)

場 所 晴海・東京国際貿易センター新館(1階・2階)
晴海・東京国際見本市会場B館