10 分間及び 20 分間平均風速の比較*

荻原 晰二**, 河内 正明***

我が國氣象界に於ては從來平均風速として 20 分間の平均風速が用ひられてゐたが昭和 15 年より 10 分間の平均値が用ひられる様になつた。従つて昭和 14 年迄の風速とそれ以後のものとを比較する場合には此の點を考慮しなければならない。個々の場合を比較すると一方が他よりも大きい場合もあり小さい場合もあり、又稀には兩者一致する場合もあり得る譯であるが、毎時の實測を用ひて月平均風速、年平均風速等を求める場合の様に多くのものを平均して用ひる場合には何れを用ひても大差ないであらうと云ふ事は容易に想像出来る。

然しながら一定風速値に對する兩者の頻度は等しくない。即ち一般に平均時間が長い程頻度曲線は尖つた形になる。今兩者の頻度分布がどの様になつてゐるかを知らる爲に 10 分間平均は昭和 15 年、20 分間平均は 14 年の各一ヶ年に互る東京の毎時の風速を用ひて調べた。即ち 8760 の風速値に就て頻度分布を作つてみたのである。實際には同じ年の風速を用ひるべきであるがそれは容易でないで既に得られてゐる値を用ひたのである。年によつて頻度分布は多少異なるかも知れないが同一季節の値を用ひたのでその相違は餘り大きいものとは思はれない。風速を 0.0~1.0 米/秒、1.1~2.0 米/秒、2.1~3.0 米/秒……に分け各の回數を求めて之を % で表はしたのが第 1 表及び第 1 圖である。圖では風速 0.5, 1.5, ……米/秒における頻度とし

て夫々 0.0~1.0, 1.1~2.0, ……米/秒の間にある風速の頻度を用ひ描いたものである。

之を見ると分る様に兩者共 1.5 米/秒の近くで極大になりそれより 5 米/秒迄は 20 分の場合が多く、5 米/秒以上では 10 分間の方が多くなつてゐる。即ち統計的に見て 10 分間平均の方が強い風を強く測り過ぎ、弱い風は弱く測り過ぎると云ふ結果になる。

此の傾向をもう少し明瞭に知る爲に昭和 14 年の毎日の平均風速を用ひてその頻度分布を調べてみた。その結果は第 1 表及び第 1 圖に併せ示してあるが、之に依つて用ひる平均時間が長い程頻度曲線は尖つてくると同時に頻度が極大となる風速も亦大きくなる事が分る。後者の關係は 10 分間平均と 20 分間平均との比較では餘り明瞭でない。

第 1 圖

第 1 表

風 速	0.0~1.0	1.1~2.0	2.1~3.0	3.1~4.0	4.1~5.0	5.1~6.0	6.1~7.0	7.1~8.0
10 分	14.8	23.8	2.06	14.4	9.9	6.1	4.2	2.8
20 分	14.7	24.0	22.0	16.1	9.8	5.9	3.2	1.9
1 日	1.1	27.7	34.0	20.8	8.8	5.2	1.4	0.6

風 速	8.1~9.0	9.1~10.0	10.1~11.0	11.1~12.0	12.1~13.0	13.1~14.0	14.1~15.0	15.1~16.0
10 分	1.8	0.9	0.5	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0
20 分	1.1	0.7	0.3	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0
1 日	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

* S. Ogiwara and M. Kawati: Relation between Mean Wind Velocity for 10 and 20 Minutes.

** 札幌管區氣象臺, 氣象技師.

*** 中央氣象臺豫報課, 氣象技手.

第 2 圖

次に重要な問題は最大風速が之等兩者でどの様に相違してゐるか云ふ點である。之を調べる爲に毎日の最大風速を 10 分間と 20 分間に就て求めてみた。用ひた材料は東京に於ける昭和 16 年 7 月から 11 月迄の 5 月間 (153 例) であつて其の結果は第 2 圖に示す通りである。即ち同じ日の夫々の最大風速を兩軸に取つたのである。10 分、20 分間の平均風速を夫々 V_{10} , V_{20} とすれば兩者は略々比例するので最小自乘法

によつて比例常數を求めた結果

$$V_{10} = 1.066 V_{20}$$

となつた。即ち 10 分間平均の方が 66% だけ大きくなる事が分つた。材料として毎日の最大風速を用ひた爲時には兩者の起時が一致しない場合があつて、その意味が多少曖昧であるが之は止むを得ない。兩者の差は僅かであるが暴風時の最大風速を考へる場合には必ずしも之を等閑に附す譯にはゆかない。兩者の關係を示せば次表の様になる。

大谷、梅戸⁽¹⁾兩氏の研究によれば瞬間風速と 20 分間平均風速との關係は觀測所によつて可成り相違するが、之は同時に季節又は風向によつても相違するものと考へられる。我々の場合には平均時間は 10 分及び 20 分であるから之等の影響による相違は餘り大きいものとは思はれない。

10 分	1.1	1.0	5.3	5.0	10.7	10.0	10.0	15.0	21.3	20.0	32.0	30.0 米/秒
20 分	1.0	0.9	5.0	4.7	10.0	9.4	15.0	14.0	20.0	18.7	30.0	28.0 米/秒

循環加速の定理による雷雨發生の豫報*

荻 原 晰 二**

1. 緒 言

夏期陸上に發現する雷雨の多くは山岳地方に發生するものであるが、之は地表面の過熱に基く熱對流によるものである。此の様な對流は山岳地方には顯著であるが平地では比較的弱いものである。

從來大氣の溫度、濕度分布と當日の推定最高氣溫を用ひて對流によつて得られる不安定エネルギー又は對流の高さ等を豫想して雷雨の豫報を行ふと云ふ方法⁽²⁾が用ひられてゐるが、對流には上昇氣流と共に下降氣流も存在するのであるから任意の土地で上昇氣流のみが存在すると云ふ假定の下に出發する上記の方法には大いに疑問がある。一體上昇氣流は周圍に比較して高溫な所に存在するのであるが平地に於ては周圍に比し

著しく高溫である様な所は少く、又例へあつても極く狭い範圍に限られ優勢な對流は起り得ない。夏期陸上の氣溫は海上の氣溫に比し可成り高く兩者の間に對流系が生ずる。之が所謂海陸風の現象であるがその規模は餘り大きいものではなく對流の到達する高さも低い。從つて雷雨の發生を見る様な旺盛な對流が生ずる爲には山岳、丘陵の様に上層の空氣を急激に加熱する事が必要となつてくる。そこで山岳の存在によつて大氣中の密度及び溫度分布がどの様に影響されるものか考へてみよう。

第 1 圖には早朝における密度、氣溫の分布を示す。即ち山岳 (又はその中腹) の氣溫は自由大氣のそれに略等しいか又はそれよりも幾分低温である。從つ

* S. Ogiwara: Thunderstorm Forecasting with the Aid of Circulation Theorem.

** 札幌管區氣象臺、氣象技師。

(1) 大谷東平、梅戸義男: 氣象集誌、昭和 14 年 250 頁。

(2) 例へば J. Namias: Air Mass and Isentropic Analysis.