

人工降雨効果判定の一方法

— 11月30日受理 —

内海徳太郎* 佐藤留太郎**

はしがき

人工降雨を実施した場合、目的地にどれだけの雨が増雨されたかは非常に興味のある問題である。しかしその効果の判定はややもすると主観が入り易くなる。これを客観的に判定するには2通りの方法が考えられる。一つは直接的に Reeding された凝結核が雨の中に入っているかどうかを調べる方法と、降った雨が seeding された凝結核によってもたらされたかどうかを調べる方法である。後者については気象研究所の伊東氏が中心になって研究されている。

一方間接的方法として統計的に増雨の有意性を調査する方法がある。この方法にも2通りの方法があって、その一つは大阪管区気象台によって実施された分散分析による方法、他の一つは筆者等が実施している相関図を使用する方法である。米国においても相関図による方法が採用されているようである。

この報告では現在東北地方で筆者等が行っている相関図の方法について述べるのであるが、御承知のように雨の相関図のとくに日雨量や旬雨量の相関はなかなかきれいに行かないので、日雨量や旬雨量の相関図の作成から述べ、実際の判定については現在筆者等が行っている手続きを概略述べる方針をとった。従ってこの報告は現在まで判定を行った多くの報告から編集したものになるので、この点あらかじめ御承知願いたい。

§ 1. 日雨量の効果判定

(1) 日雨量相関判定図の作成

日雨量の頻度分布が正規分布かまたはそれに近い分布をしておれば、control area と target area の相関図も機械的に計算され得るが、指数分布型に近い日雨量の相関には、頻度分布型の特性から入って来る偶然性がある。普通のいわゆる相関係数の考えが適用できない場合が多い。

また別な観点からながめて見ると、雨量とくに日雨量や旬雨量には局地性が入って来るために、A、B両地点において観測される雨には、Aが非常に少ないにかかわらずBに非常に多かったり、またこの逆の場合がしばしば経験される。すなわち両地点の間に強雨の境界線が存在する可能性があることである。

このような偶然性や、強雨の境界線が存在する場合を

相関図から取除いておかなければ判定ができないわけである。すなわち起こり易い場合だけを考慮して行くのである。しからば目的の相関図は如何にして作るかが問題であるが、それには、筆者の一人が昨年春導入したパラメータを使うのである。すなわちA、B両地点の雨量をそれぞれ x および y として、その差を示すパラメータ α をつぎのようにおく。

$$\alpha = \frac{x-y}{x+y} \dots\dots\dots (1)$$

しかし x および y はAおよびBの雨量。

このパラメータ α は、A、B両地点に相関関係があれば正規分布かまたはそれに近い分布になる。

すなわち今 x を一定($x=x_1$)とすれば

$$\Delta\alpha = \frac{-\Delta y}{x_1+y} - \frac{\Delta y}{x_1+y} \dots\dots\dots (2)$$

$\bar{\alpha} = 0$ の場合(すなわち $x=y$ の相関関係)は

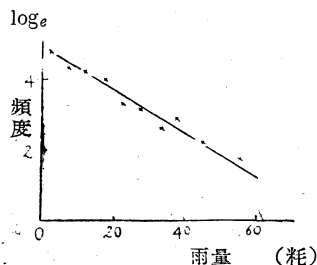
$$\Delta\alpha = \frac{-\Delta y}{2x_1} \dots\dots\dots (3)$$

従って $\bar{\alpha} = 0$ の相関関係があれば、 $\Delta\alpha$ は $x=x_1$ で Δy に比例する。 x, y に相関関係があれば、 x_1 に対する y の偏差 Δy は正規分布するのが常であり $\Delta\alpha$ は正規分布することになる。 $\bar{\alpha} = \alpha_1$ の場合も同様に論ずることができる。

このパラメータ α を使って偶然性や、強雨の境界線を除くにはつぎの如くにする。

A、B両地点に相関があれば α の実測頻度は理論頻度より大きくなる範囲があるべきで、そこが常に起り易い α の範囲になる。従って α の理論頻度より実測頻度が大きくなる α の範囲を使って相関図を作り有意直線を引けば判定図ができるわけである。

日雨量の頻度分布は第1図からも分るように指数分布



第1図 小千谷における日雨量頻度分布

* 仙台管区気象台

** 若松測候所

になる事が多いので、 α の理論頻度はつぎの如く簡単に求められる。

2地点の雨量頻度の確率函数をそれぞれ $X(x), Y(y)$ とすれば、

$$\left. \begin{aligned} X(x) &= Ae^{-ax} \\ \text{および} \quad Y(y) &= Be^{-by} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

但しこの場合の A, B および a, b は常数

α が $\alpha=1$ から $\alpha=\alpha$ までの理論確率は、 $\alpha=1$ の直線は x 軸であるので

$$P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha} = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{1-\alpha}{1+\alpha} X(x)Y(y) dx dy \dots\dots\dots (5)$$

(4)式から

$$P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha} = \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} A \cdot B e^{-(ax+by)} dx dy \dots\dots\dots (6)$$

すなわち

$$P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha} = \frac{AB}{ab} \left\{ \frac{b(1-\alpha)}{(a+b) + (a-b)\alpha} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

一方 x および y のすべての値によって起こる全体の確率を ρ (普通は $\rho=1$) とすれば

$$\rho = \frac{AB}{ab} \dots\dots\dots (8)$$

従って

$$P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha} = \frac{b(1-\alpha)}{(a+b) + (a-b)\alpha} \rho \dots\dots\dots (9)$$

さらに $a=b$ の場合は

$$P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha} = \frac{(1-\alpha)}{2} \rho \dots\dots\dots (10)$$

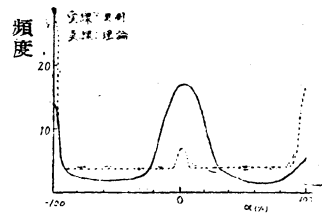
すなわち $a=b$ の場合は $P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha}$ の値は α に比例することになり、 α を等分に分割された区間に入る $P_{\alpha=\alpha_i}^{\alpha=\alpha_{i+1}}$ は何れも等しくなることが分る。

一方(9)式の分母の変化は $(a-b)\alpha$ の項から入るので、分母は $\alpha=\pm 1$ の場合だけが最大または最小になり、また $(a+b)$ に比して $(a-b)$ は小さく、大きくても $1/10$ の桁であるから、 $P_{\alpha=1}^{\alpha=\alpha}$ に影響して来るのは分子ということになる。すなわち $a \neq b$ であっても日雨量の頻度分布の範囲内では、 α を等分に分割した区間に入る α の確率の増減は直線的になることが分る (分母の変化に比して分子の変化が大きいことと a および b は0.1以下の桁であることを考えればよい)。この点については吉田氏⁽³⁾が旬雨量の場合に適用して再確認されている。

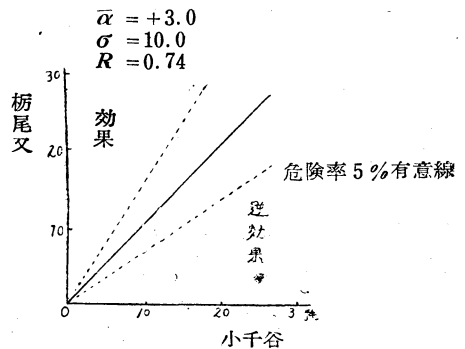
調査結果によると(9)式より求めた $P_{\alpha=\alpha_i}^{\alpha=\alpha_{i+1}}$ の値の最大と最少の差は、 α を10%毎に分割した場合には0.01位であり、(10)式より計算しても実用には差支えがないようである。

かくして求められた理論頻度に、両地点の一方にのみ降雨のあった場合 ($\alpha = \pm 1$) と、両方に降雨のない場合 ($\alpha = 0$) の理論頻度を加えれば所要の理論頻度が求められる。

このようにして求められた α の理論頻度と実測頻度の一例を第2図として掲げた。



第2図 南海低、ニツ玉低の場合小千谷、枋尾又の日雨量によって計算された α の頻度分布



第3図 南海低ニツ玉低の場合枋尾又の日雨量相関判定図

また相関の度合を示す示数 R は

$$R = \frac{\int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \{\varphi(\alpha) - \varphi_0(\alpha)\} d\alpha}{1 - \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} \varphi_0(\alpha) d\alpha} \dots\dots\dots (11)$$

但し $\varphi_0(\alpha), \varphi(\alpha)$ は理論および実測の頻度確率函数 α_1 および α_2 は $\varphi(\alpha)$ が $\varphi_0(\alpha)$ を切る点によって現わされる。

この R は相関率と同じ意味のもので $1 \geq R \geq 0$ の範囲をとる。

以上の手つずきで求めた相関判定図の一例を第3図に掲げたが、有意水準は

$$\delta\alpha = \bar{\alpha} \pm S \sqrt{\frac{n}{n-1}} F \dots\dots\dots (12)$$

$n > 50$ では5%の危険率の有意水準線は

$$\delta\alpha = \bar{\alpha} \pm 2S \dots\dots\dots (13)$$

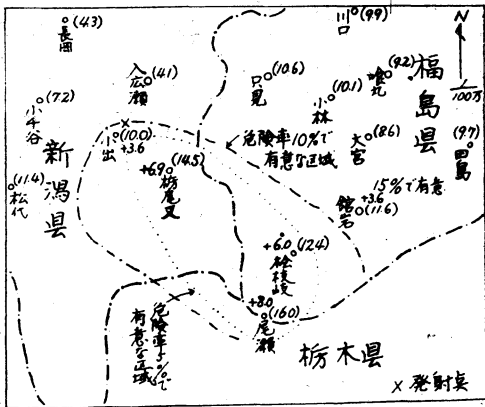
によっている。

(四) 判定手つずき

ある日に seeding されたとき、まず発射時間と降雨開始、終了の時間がうまく合っているかどうかを調べ

る。つぎに上層風地上風によって煙の流れた方向と増雨されたと思われる地域の関係の妥当性を調べる。増雨されたと思われる地域の有意性は(4)に述べた方法で作られる。風上の control area の雨と, target area の雨の原因別に分類された沢山の相関判定図より検定して判定を終るわけである。

この方法で判定された1例を第4図として掲げる。

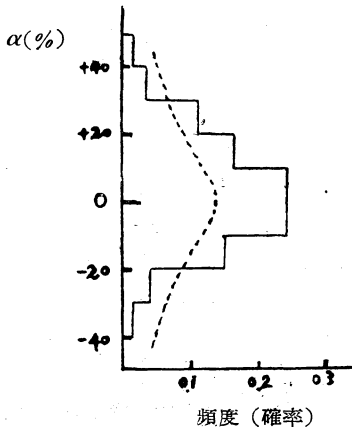


第4図 29年1月23日における効果図(日雨量効果) ()の数字は雨量, +の数字は増量

§ 2. 旬雨量の効果判定

(1) 旬雨量相関判定図の作成

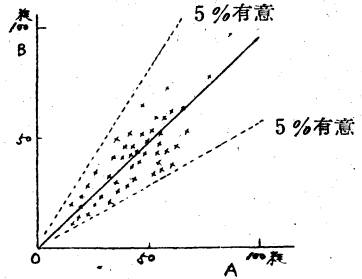
旬雨量の頻度分布は日雨量のように指数分布ではないが、およそ正規分布から離れている場合が多く、日雨量の相関図と同じように、旬雨量の相関図にも分布型より入る偶然性や、強雨境界線の存在する場合が多いように思われる。従って§ 1の(4)の理論をそのまま踏襲すればよいのであるが、 α の理論頻度は簡単に求められない。現在筆者等が行っている方法は、図より α の理論頻度を積分する方法をとっている。有意水準を(13)式による場合の相関判定図の1例として第6図、 α の理論と実測



第5図 α 0.10%毎に計算された理論(点線)及実測(実線)の頻度(確率)1月の旬雨量による(control station 金木・能代の平均, target station 弘前)

頻度の1例として第5図を掲げる。

第6図は青森県の1月のものであり、計算に当っては雪の局地性は雨のそれより大きいこと、および雪の観測誤差等を考慮して、周囲よりいちじるしく異なった値の資料は取除いて計算してある。



第6図 1月旬雨量相関判定図

A: 金木能代平均 B: 弘前
 $R=0.79 \quad \bar{\alpha}=+1.9\% \quad \sigma=12.5\%$

(2) 判定手つぎ

旬雨量の相関図は日雨量の場合のように、降雨の型(原因)別に分類して作ることができないが、現在筆者等が行っている方法はつぎの順序である。

期間別(大体月単位)に作った風上の control area と風下の target area の多くの相関判定図より降雨の有意性を検定する。つぎに発射日の地上、上層風から煙の流された範囲を定め、ある地域が旬間に何回煙に掩われたかを計算した表を作る。そして増雨域と掩煙地域が一致しておれば効果があったわけである(図省略)。

もちろん掩煙地域でも増雨に有意性が認められない場合が沢山あることは申すまでもあるまい。また煙が流れない方向に増雨と出る場合もあるが、これは雨や雪の局地性か、流される方向のとり方が間違っていた場合だろうが、確かめようがない場合は、局地性に重きをおき棄却している。しかしこのような例は8旬の間に一地点にすぎなかった。

§ 3. 月雨量の効果判定

(1) 月雨量の相関判定図

月雨量の頻度分布は正規分布に近ずいて来ているとみなされる場合が多いので、月雨量の相関図は機械的に相関係数を求めて相関図を作られる場合が多い。もちろん完全な正規分布にはならないで、雨量の多い方に尾を引いた分布になり勝ちであるので、日雨量や、旬雨量程ひどくないが、雨量の多い方に拡がった分布をして来る。従って有意水準直線を出す場合も、回帰直線への分散の式

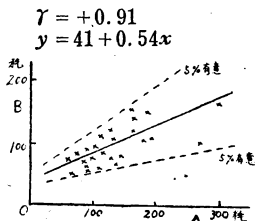
$$S_y^2 = \sigma_y^2(1-r^2) \dots\dots\dots(14)$$

但し S_y^2 : xの上のyの回帰直線の周りの分散

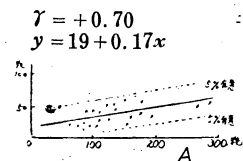
σ_y : yの標準偏差

r: 相関係数

がそのまま適用できない場合が多く、適当な区間に区切って分散を計算した方が実際に合理的な場合が多い。
 このように分散が(14)式で満足されない例と満足される場合の例をそれぞれ第7図(a), (b)として掲げる。これらの図も青森県の1月のものであり、局地性を考えて周囲より大きく違う資料は取り除き、また(b)図は太平洋側の影響も入るので、太平洋側で50軒以上の雨が合った場合は取り除いてある。



第7図(a) 1月雨量相関判定図
 A: 能代, 金木平均 B: 黒石



第7図(b) 1月雨量相関判定図
 A: 能代, 金木平均 B: 田子, 三戸平均

なお多くの相関係数を計算する場合は、つぎの如くすると自乗表と算盤だけで加算のみで図計算できるので間違いの入り易い乗算がはぶけるので便利である。

すなわち相関係数の普通の記号を使った式

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum \Delta x_i \Delta y_i}{\sigma_x \sigma_y} \dots \dots \dots (15)$$

より、 $(\Delta x_i - \Delta y_i)$ または $(\Delta x_i + \Delta y_i)$ を考えれば

$$\frac{1}{n} \sum (\Delta x_i - \Delta y_i) = \frac{1}{n} \sum (\Delta x_i + \Delta y_i) = 0 \dots \dots (16)$$

従って

$$\left. \begin{aligned} \sigma^2(\Delta x_i - \Delta y_i) &= \frac{1}{n} \sum \{ (\Delta x_i)^2 - 2\Delta x_i \Delta y_i + (\Delta y_i)^2 \} \\ \text{or} \\ \sigma^2(\Delta x_i + \Delta y_i) &= \frac{1}{n} \sum \{ (\Delta x_i)^2 + 2\Delta x_i \Delta y_i + (\Delta y_i)^2 \} \end{aligned} \right\} \dots \dots (17)$$

(15)式より

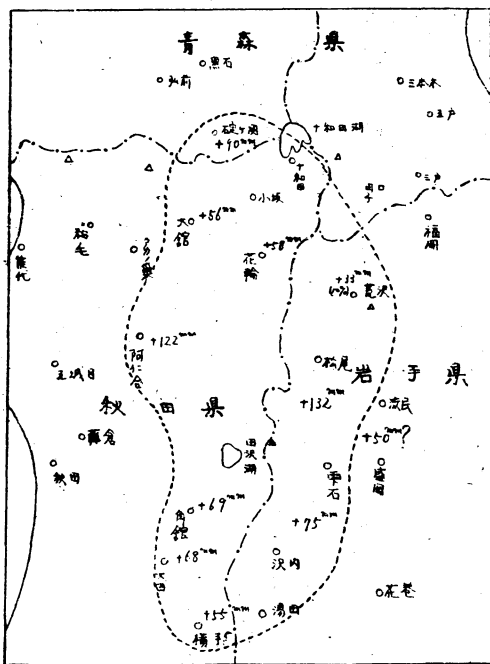
$$\left. \begin{aligned} \sigma^2(\Delta x_i - \Delta y_i) &= \sigma_x^2 + \sigma_y^2 - 2r \sigma_x \sigma_y \\ \text{or} \\ \sigma^2(\Delta x_i + \Delta y_i) &= \sigma_x^2 + \sigma_y^2 + 2r \sigma_x \sigma_y \end{aligned} \right\} \dots \dots (18)$$

従って(18)式のいずれかを図表化しておけばよい。

(四) 判定手つずき

これは旬雨量と全く同じであり、あらかじめ用意された沢山の相関判定図より § 2 の(四)の手順で行っている。筆者等が行った判定の1例を第8図に掲げる。この場合

も煙に掩われなくて増雨に有意性が認められたのは2か月中2点にすぎなかった。



第8図 30年2月の効果図, 長線内効果域数学は増加量発射点, 五城目, ニツ井秋田, 弘前, 鱒沢

むすび

以上筆者等が実施している人工降雨の効果判定の方法について述べたが、前にも述べたようにここ2か年間行って報告したものから必要な部分だけを解説的に編集したもので、別に結論らしいものはないわけである。ただ人工降雨の効果判定のように2地点の雨量差を考える場合は、日雨量や旬雨量にはパラメータ α を使うと、ほぼ正規分布に近くなるので検定に便利になる、また月以上の雨になると機械的に相関係数を使っても実用上は差支えがなさそうだということはできるものと思う。

昭和30年11月28日

参考文献

- (1) 伊東疆自, 丸山晴久, 浜長一: 微水滴の凍結, 電力技術研究所応用部刊行
- (2) Eugene Bolleg 山本義一訳: アメリカの人工降雨
- (3) 内海徳太郎, 吉田作松: 昭和29年後期田沢及十和田地区における人工降雨の効果, 東北電力株式会社刊行