

# 客觀預報法之原理與應用

萬寶康

## 一、緒論

天氣預報工作為每一氣象機構最積極之表現，亦為每一氣象機構最崇高之目標。天氣預報之種類繁多，其中尤以短期預報為主。短期預報指未來24小時或48小時以內之天氣預報，按其表示之方式可分為兩種：一為氣壓型 (Pressure Pattern) 或高度型 (Contour Pattern) 之預報，即未來地面圖形態或高空各層等壓面圖形態之預報，均以預報圖 (Prognostic Chart) 之形態表示之。此種預報可認為均屬於質的預報 (Qualitative Forecasting)，因任何預報圖僅能表示大氣環流之大致形態，並不能表示一地之實際天氣狀況。一為個別氣象要素或天氣現象之預報，即一地實際天氣狀況之預報。此種預報可認為均屬於量的預報 (Quantitative Forecasting)，不但可預報某一氣象要素數值之多寡，並可預報某一天氣現象可能發生之程度。

一般習用之天氣預報大都偏重於質的預報，而疏忽於量的預報。氣壓型或高度型之預報係根據地面圖或高空各層等壓面圖之形態以各種外延方法 (Extrapolation Techniques) 推求之。惟此等地面圖或高空各層等壓面圖之分析乃出於預報人員個人之主觀判斷，其結果可能因人而異，所得之預報圖形態亦直接受到此種主觀意識之影響，故此等方法應名之曰主觀方法 (Subjective Method)。個別氣象要素之數值或某種天氣現象之發生與否受局部地形地理之影響極大，不可全憑主觀意識之臆測，必須觀察種種客觀事實之象徵然後預報之，故此等方法顯然與前項方法不同，應名之曰客觀方法 (Objective Method)。應用此種客觀方法從事天氣預報之製作，則名之曰客觀預報法 (Objective Weather Forecasting)。

一次準確之天氣預報不僅應包括準確之地面與高空各層等壓面之預報圖，並應包括個別氣象要素之準確數值或某種天氣現象是否發生之準確決定，二者並重，缺一不可。如吾人能作適當之配合與運用，則天氣預報之準確率必可大為增高。筆者對於客觀預報法之注意開始於1947年夏季在美國氣象局短期預報發展組 (Short-Range Forecast Development Section) 見學之時，深深認識此種客觀預報法對於實際天氣預報工作之重要。近幾年來美國軍民氣象當局對於此種客觀預報法均極力提倡，一致要求所有各種預報方法均應力求其客觀化。因鑑於目前對於此種客觀預報法之研究文字甚多，惟尚無有系統之專書可資遵循，特就個人年來研究之心得草成本文，其目的在作為筆者在天氣預報一課中之專題講演講稿，並引起氣象同仁對於此種客觀預報法研究之興趣，尚希不吝指正是幸。

## 二、客觀預報法之本質

### 1. 客觀預報法之意義：

在天氣預報之發展史中，常有人嘗試以客觀方法從事於預報之製作。Besson (1904), Taylor (1917) 及 Rolf (1917) 等人均會先後以圖解表示若干選定氣象變數彼此間之延差關係 (Lag Relationship) 與某種天氣現象發生之可能率 (Probability) 有關。此後 Brunt (1934), Wood (1937), George (1939, 1940), Jacobs (1940), Landsberg (1941), Neiburger (1941), Brier (1945, 1946), Vernon (1945, 1947) Mook 與 Price (1947) 等人均會企圖以一種方程或圖表應用一種特殊關係或綜合關係，對於若干氣象要素或天氣現象從事預報。1948年以後，此種客觀預報法更見普遍，W. C. Palmer (1948), Rapp (1949), Beebe (1950), J. C. Thomson (1950), Mook (1950), Tolloton (1951) 及 Gringorten (1949, 1952, 1953) 等人均有貢獻。

Gringorten (1949) 以為客觀預報法為一種勿須仰賴於個人判斷之預報方法。兩個預報人員應用同一之客觀預報方法應分別得到相同之預報結果。Vernon (1951) 以為客觀預報法為一種準確率不因應用人員之預報經驗或主觀判斷而異之方法，故在客觀預報體系中，由一組特殊之數據僅能得到唯一之預報結果。J. C. Thomson (1952) 則以為客觀預報法之目的在消除兩個以上預報人員所有模糊概念與主觀判斷之紛歧。此種紛歧之現象常由於個人對於相同氣象資料之不同分析與揣度而起。

客觀預報法亦需要標準化之氣象訓練，並以嚴格之大氣物理原理與環流理論為根據。此種客觀預報法之特點在可於若干錯綜複雜之預報問題中確定少數特別重要之預報對象，僅須應用部份之必要資料並可不必同時顧慮於大量之不必要資料。故預報人員可於工作時節省不少寶貴之時間，使能確實充分用於預報對象之研究。在目前習用之預報方法中，預報人員常苦於過多之分析與計算工作，致實際僅有極有限之時間從事於預報之考慮。同時處理之資料圖表愈多，則結果愈趨紛歧而不易獲得一致之結論，往往相去預報對象之直接解決亦愈遠。此項問題確為目前習用預報方法之嚴重缺點。

客觀預報法適合於各種氣象機構應用，尤具有極大之軍事價值。因軍事任務多流動性，每一氣象單位之預報人員因其本身工作之流動，常限制其固定在一地獲得充分之預報經驗，並不能立即熟習其新任務所在區域之天氣特徵。如每一氣象單位均有一套客觀預報工具，則在短時間內即可引導一切來之預報人員迅速發揮其工作效率，而與同一氣象單位若干有經驗之預報人員並駕齊驅，並可將整個氣象單位中所有預報人員之工作效率保持於某種一定之水準。

## 2. 客觀預報法之目的

天氣預報研究之顯明目的在使預報人員增大其預報準確率。欲達到此目的可自兩方面著手：一方面預報人員可研究大氣之物理特性，先由物理原理對於所預報之對象加以研究。此種研究應包括若干由簡化假定所得到之動力關係或發生此種預報對象之種種物理原因。此種研究可由各種情形之分析結果，明瞭以數學或物理方式表示之大氣程序，並明瞭未來大氣中可能發生之各種變化。此種方法之成功與否胥視理論氣象學者表示真正大氣狀態之技巧如何而定，究竟如何設想其大氣環流模式而選擇其簡化之假定，或決定大氣各種現象物理程序而確知其發生與否之關鍵何在。自然亦須視預報人員如何辦別大氣中現有事象之連續變化，選擇其最適當之理論根據，並決定個別情形所應有之改變。

另一方面，預報人員亦可由大氣中日常觀察所見之各種特性，尋求各種有價值之經驗關係，無論此等關係是否有充分之理論根據，均可直接應用於客觀預報。此種情形在客觀預報法中頗為常見。若干預報人員由於多年之經驗，應用此種方法時可得到高度之技巧。惟此種技巧甚難由一處移用於他處，或由一人傳授於他人。事實上，若干預報人員常應用其自行假定之經驗關係，有時竟無從由理論證明其確實存在。1947年六月美國氣象學會在California州之San Diego舉行年會時，美國氣象局Salt Lake City氣象台之A. B. Carpenter宣讀論文一篇，發表一種利用700mb等壓面上之上游氣流狀況預報當地雨量之客觀方法，據云經過五年之應用，其效果甚為良好，但尚不能由理論予以圓滿之解釋。當時座中赫赫名者如Bergeron, Holmboe, Neiburger, Elliott, 等人，一時均無以應。（編者註：現已能解釋，請參攷本學報一卷一期降雨預報的研究）

當預報人員對於某種氣象之預報，已由經驗得到某種自認為有價值之概念，但不能找到適當之理論根據時，必須設法測驗其真實性，以決定其是否確實存在。George (1952) 曾建議應用一種所謂「反面測驗」(Negative Check)，注意測驗此種概念在預報事象不發生時是否與原有之假定相抵觸。如此等情形不過分影響於原有之假定，則此種概念始有實用之價值，並可用以構成一種真正之客觀預報體系。

在預報人員企圖建立一種客觀預報體系時，此種反面測驗甚為重要，最好多以地面圖上之資料為參證。其法可先自地面天氣圖檔案中找出確實發生此種預報事象之各種情形，分別予以正面測驗。然後再找出不發生此種預報事象之各種情形，分別予以反面測驗。如反面測驗所佔之百分率甚低，則此種測驗始認為有效。如測驗不能得到良好之結果，則表示此種概念必須修正。換言之，其相關關係可能不如此單純，而係一種比較複雜之相關關係。修正後再應用原有資料從事正反面之測驗，直至獲得滿意之結果為止。此等資料至少應包括一年之期間，如能包括二、三年之期間則更佳。

客觀預報法係以客觀之事實為根據，應盡量避免主觀因子之介入。無論此種假定之關係之來源為何，是否有理論之根據，預報人員必須著重於此等概念之實用價值及其對於預報準確率貢獻之多少，蓋客觀預報法之目的在乎獲得良好之預報效果。

George (1952) 認為每一氣象機構均應在其可能範圍之內，節省其人力使從事於客觀預報之研究，至少可能有一部份預報人員對於此種研究發生興趣。彼以為此種研究工作之推進必須注意以下各點：

- a. 物色適當之人選，亦為最重要之一點。
- b. 必須隨時有整理良好之資料放在手邊。
- c. 必須有工作熱誠。
- d. 不僅必須有工作熱誠，且須有一種責任感督促其工作之推進。
- e. 不可為研究而研究，必須在合理之時間內產生相當之結果。
- f. 擔任此種研究工作之人員必須亦為擔任實際預報之人員，以免與實際脫節而落空，同時並應將其研究所得之結果確實應用於預報。

欲使一應用習用方法長久工作之預報人員接受一種新方法，問題並不簡單。主管及研究人員必須充分予以個別之講解，指導其使用之方法。並隨時注意其使用之情形，務使其不因少數幾次之失敗而致完全失去其信心。

當一種客觀預報體系既已成立，應用時絕對不應自由加以改變。同時一預報人員於使用時必須顧慮週到，然後作最後決定。即使此種客觀預報體系已行之有效，但亦不可完全盲從，則影響應有之預報準確率。因預報人員並不能確定何時始可加以改變，必須由長時間之使用經驗發見若干原有體系中未包括之新概念，然後重新建立一種新體系。

總之，短期預報方法之進步甚為緩慢，在目前欲提高其預報準確率，唯有充分發揮經驗之效用而改進之。但經驗之獲得相當困難且不可能加速，故客觀預報法之研究應為其正確之發展途徑。

### 3. 客觀預報法之限制

由於近年來客觀預報法之進步，在經常工作中已顯然較一般習用方法為優越，然則何以不切實把握此種方法而改進其預報之技術耶？其原因固然甚多，部份原因係因一般預報人員不明瞭此種方法已有之成就，但大半原因乃由於現時業務組織對於此種客觀預報研究之限制。

常有人批評，以為客觀預報法頗有斷章取義之嫌，不能盡行包括各種必要之氣象變數，亦不能盡行包括所有天氣情況之特性，用以判斷未來之天氣，此種缺點在已發表之若干客觀預報法中誠然有之，但不能認為即不可能將若干必要之項目納入此種客觀預報體系之中。現今預報知識之真實性如何，部份欲視其能否構成一客觀預報體系。客觀預報研究之一個目的，即在蒐集此等知識以供預報之用。一無充分經驗之預報人員在一已知之天氣情況中，或可發現若干與預報有關之特徵，但欲將此等特徵構成一有用之客觀預報體系，則必然尚有相當之困難。故吾人必須確定一種一定之工作程序，以處理此等難以表示之概念，並將其真正之關係找出，以免僅憧憬於一種空泛之想像。

利用客觀預報法製作一種預報，事先需要有相當之準備時間以完成此種客觀預報體系。一般預報單位大多僅注意各種天氣圖表之增多，並運用最優秀之預報人員控制可能之最大區域，致使若干優秀之預報人員遭受嚴格之工作限制，致彼等絕無充分之時間以作預報細節之考慮，此為目前預報工作程序最嚴重之問題。惟由於客觀預報法之發展，此種工作程序已可能大為簡化，其準確率且較一般習用之預報方法過之。因任何需要較長時間之方法，在事實上均少實用之價值，此種基本條件之重要性，當為所有有經驗之預報人員所瞭解。

現時之天氣預報工作有一種不正確之傾向，即必須經常在預報中包含有一種偏差。預報人員於製作預報時不能確實說明其所想定最可能發生之情況，同時亦不能確實表示其想定發生情況之細節。譬如在一般預報中，祇須偶然提及降雨，一般人即以為雨之預報，不顧預報人員如何解釋其性質與強度，均不能改變其最初之成見。故預報人員必須視其以前天氣之為降雨或晴燥，而揣測一般人所需要者為降雨抑為晴燥，對於有雨無雨將有何種反應，然後決定其預報。客觀預報法顯然不能將此種非氣象因子包括在內。自科學之立場言之，其具體之解決方法應以一個客觀預報體系表示之，並以可能率之大小確實表示一種氣象事象發生之機會。

客觀預報法另一個嚴重之限制，在選擇之預報對象僅限於個別之時間與地點，但此種情形已非嚴重之缺點。美國氣象局短期預報發展組對於此種問題已有適當之解決方法。當該組對於某時某地某種預報對象推出一種客觀預報體系時，可立即測驗是否亦適用於附近另外一處或多處相同對象之預報。如能有效應用，當即發佈各處應用之。如此種客觀預報體系來自所屬之某一氣象單位則該組亦有責任測驗其是否適用於附近之其他各處。

### 三、客觀預報法之原理

根據 Gringorten (1952) 之意見，認為客觀預報法可在下列數種情形應用之：

1. 數值之計算 (Numerical Calculation)：應用由氣象理論得來之各種方程計算未來氣壓場 (高度場) 或溫度場之變化。此種方法之嘗試開始於 Richardson (1922) 惟其當時之實用價值甚少。直至最近由 Charney 與 Eliassen (1949) 之研究改進及高速電子計算機 (Electronic Computer) 之發明應用始告成功。此種方法雖為極嚴格之科學方法，惟目前僅限於 700mb 以上各等壓面高度型預報圖之繪製，主要係以 Bjerknes 之趨勢方程 (Tendency Equation) 及 Rossby 之旋率方程 (Vorticity Equation) 之各種應用為基礎。最近之研究已將此種方法擴張至地面，用以計算高低氣壓系統之軌跡及其強度之變化，但迄無象徵可以證明一種天氣系統將於何時何地肇始。換言之，即目前尚無法應用此種方法以計算氣旋發生 (Cyclogenesis) 或鋒面發生 (Frontogenesis) 之情況。此種方法在原則上因不假手於個別預報人員之分析，雖然應視為一種客觀預報方法，但本質上仍屬於一種質的預報，對於實際最重要之風，雲，雨，雪等天氣現象之預報現仍無法處理，故本文所討論之客觀預報法不包括此種預報法。蓋此種預報法完全以動力氣象關係為出發點，與大氣物理程序無關，目前已另稱之為數值預報法 (Numerical Weather Forecasting)。

2. 統計之運用 (Statistical Operations)：此種情形為目前客觀預報法最重要之根據，主要為延差關係 (Lag Relationship) 之應用。延差關係為所有統計預報法 (Statistical Weather Forecasting) 之基礎。惟在客觀預報法方面僅限於某種預報對象與若干時間以前 (少於 48 小時) 一個或多個氣象事象延差關係之應用，與一般統計預報法對於廣泛氣象資料各種延差關係之應用不同，此種客觀預報法為本文之主體，下方將詳細予以討論。

3. 同型之選擇 (Selection of Analogues)：同型選擇類似於天氣類型 (Weather Type) 之選擇。前者適用於短期預報，後者則適用於長期預報。廣義之同型選擇應包括天氣類型選擇，因天氣類型選擇在事實上不過同型選擇之一種比較複雜之應用而已。同型選擇指與當時地面天氣圖相似之氣壓型之選擇，可以在任何一種分類方法由歷史天氣圖中尋得之。此種方法可以統計運用合併應用之。美國空軍 (1953) 亦將此種方法應用於區域性長期惡劣天氣之客觀預報方面，惟不在本文討論範圍之內。

4. 個別特殊天氣現象之研究 (Study of Case Histories)：此種方法著重於各種特殊天氣現象，如大嵐雷暴風雨等各個情形之研究。先自氣象資料中選擇出若干此等特殊天氣現象之情形，然後彙集予以研究，決定此等情形係發生於何種狀況及其來蹤去跡如何，用以為後來預報之參考。此種方法亦非常重要，如 Brook 與 Schell (1950) 對於 Blue Hill 大風雪之研究，即為一良好之例證。有時亦可與統計運用合併應用之。

概括言之，以上列舉各種適用客觀預報法之情形，除數值計算另當別論外，其餘各種情形實際均為統計資料之應用。

統計資料在客觀預報法方面之應用，可分為以下三種方式：

1. 回歸法 (Regression Method)

2. 圖解法 (Graphical Method)

3. 機械檢算法 (Machine Sorting Method)

如多種氣象變數在理論上有密切之關係，或某種假定之關係具有相當之真實性時，適用回歸法。如此等關係較複雜或不能確定時，適用圖解法。如有大量之氣象資料且均已製成打洞卡片 (Punch Cards) 時，則可用機械檢算法，先使用分類機 (Sorting Machine) 自動分類，然後使用計算機 (Calculating Machine) 自動計算之。此種係美國空軍 Gringorten (1952) 所倡導。惟我國氣象資料之保管尚未建立有打洞卡片制度，故不適用此種方法。本文僅將回歸法與圖解法之原理分別說明如下：

1. 回歸法之原理：一種預報對象與若干氣象變數之回歸關係可分為直線性 (Linear) 及曲線性 (Curvilinear) 兩種：

A. 直線性回歸關係：又可分為單式直線性回歸關係 (Simple Linear Regression) 及複式直線性回歸關係 (Multiple Linear Regression) 兩種：

a. 單式直線性回歸關係：如一組氣象之情況可由兩個氣象變數之關係表示之，且此兩個氣象變數之關係在二度空間之分佈圖 (Scatter Diagram) 中有趨向一直線之形勢，即可以一直線方程表示之。此種關係謂之單式直線性回歸關係。此種方程謂之直線回歸方程 (Linear Regression Equation) 假定吾人可將此直線回歸方程寫為下方之一般形式：

$$y' = a - bx$$

式中  $x$  為自變數，表示一種氣象變數之數值， $y$  為因變數，表示另一種氣象變數之數值， $a$  與  $b$  為兩個未知數，其中  $a$  為一常數項， $b$  則為  $y$  對於  $x$  之回歸係數 (Coefficient of Regression)。如  $a$  與  $b$  可以確定，則此回歸方程即可確定。如是即可以現時之  $x$  數值，利用延差關係預報若干時間以後之  $y$  數值。

設在此一組氣象事象中有  $n$  對之數值，即  $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_i, y_i), \dots, (x_n, y_n)$ 。將  $n$  個  $x$  數值代入 ① 式，可得  $n$  個  $y'$  數值。此處  $(x_i, y_i)$  代表分佈圖中任何一點。 $(x_i, y'_i)$  則代表直線上任何一點根據最小二乘法原理，如此回歸關係存在，則  $y$  與  $y'$  較差平方之總和為最少，或

爲最少。根據微積分原理，欲求某一函數之最小值，可令其一次微分爲零而求得之。如是，將(2)式分別對a與b微分並令各等於零，即可得下列兩個法線方程：

以行列式方法聯立解之，可得：

武史

$$D = \frac{n}{M_x M_{x^2}}$$

展開可得：

$$\left. \begin{aligned} a &= \frac{(\sum x^2)(\sum y) - (\sum xy)(\sum x)}{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \\ b &= \frac{n\sum xy - (\sum x)(\sum y)}{n\sum x^2 - (\sum x)^2} \end{aligned} \right\} \quad \text{.....(5)}$$

⑤式中各項均可計算，故  $a$  與  $b$  均可求得，代入①式即可求得此回歸方程。

其他函數如  $y' = ab'$  或  $y' = ax^b$  等亦可以對數方法使曲線變爲直線而微，並以圖像方法處理之。

b. 複式直線性回歸關係：如一組氣象事象情況之決定包括兩個以上之氣象變數，吾人亦可應用延差關係，以相似方法預報其中任何一氣象變數。設在一個三度空間內，欲由現時兩個氣象變數  $x_1$  與  $x_2$  數值預報若干時間以後另一氣象變數  $y$  數值，其回歸方程可寫下方之一般形式：

⑥式中  $b_0$  為常數項， $b_1$  與  $b_2$  為  $y'$  對於  $x_1$  與  $x_2$  之部份回歸係數 (Partial Regression Coefficient)。此種方程謂之複式回歸方程 (Multiple Regression Equation)。自幾何觀點言之，此式係表示一個面。欲決定  $b_0, b_1, b_2$  須使各點至此面上垂直偏差平方之總和為最小，故吾人可得到下列三個法線方程：

以行列式方法聯立解之，可得：

$$b_0 = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} M & M & M & M \\ M & M & x_1 & M \\ M & M & x_1^2 & M \\ M & M & x_1x_2 & M \end{vmatrix}, \quad b_1 = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} n & M & M & M \\ M & M & x_1 & M \\ M & M & x_2 & M \\ M & M & x_1x_2 & M \end{vmatrix}$$

$$b_2 = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} n & M & M & M \\ M & M & x_1 & M \\ M & M & x_1^2 & M \\ M & M & x_1x_2 & M \end{vmatrix}, \quad D = \begin{vmatrix} M & M & M & M \\ M & M & x_1 & M \\ M & M & x_2 & M \\ M & M & x_1x_2 & M \end{vmatrix} \quad (8)$$

根據以上對於三度空間複式直線性關係之討論，當吾人有  $k$  個自變數時，可將其回歸方程寫為下方之一般形式

$$y' = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_k x_k \quad \text{.....(9)}$$

如是則其各個法線方程應為：

$$b_0 n + b_1 \sum x_1 + b_2 \sum x_2 + \dots + b_k \sum x_k = \sum y \quad \left. \begin{array}{l} \text{中} \\ \text{左} \end{array} \right\}$$

$$b_0 \sum x_i + b_1 Mx_i^2 + b_2 \sum x_1 x_2 + \dots + b_k \sum x_i x_k = \sum x_i y \quad \left. \begin{array}{l} \text{中} \\ \text{右} \end{array} \right\}$$

$$b_0 \sum x_2 + b_1 \sum x_1 x_2 + b_2 \sum x_2^2 + \dots + b_k \sum x_2 x_k = \sum x_2 y \quad \left. \begin{array}{l} \text{中} \\ \text{左} \end{array} \right\}$$

$$b_0 \sum x_i + b_1 \sum x_1 x_i + b_2 \sum x_2 x_i + \dots + b_k \sum x_i x_k = \sum x_i y \quad \left. \begin{array}{l} \text{中} \\ \text{右} \end{array} \right\}$$

$$b_0 Mx_k + b_1 \sum x_i x_k + b_2 \sum x_2 x_k + \dots + b_k \sum x_k^2 = \sum x_k y \quad \left. \begin{array}{l} \text{中} \\ \text{左} \end{array} \right\}$$

以行列式方法聯立解之，可得常數項  $b_0$  及各部份回歸係數  $b_1, b_2, \dots, b_k$ ，代入(9)式即可求得此回歸方程。

B. 曲線性回歸關係：如在一組氣象事象中，其自變數  $x$  與因變數  $y'$  之關係為一多項式：

$$y' = b_0 + b_1 x + b_2 x^2 + \dots + b_k x^k \quad \text{.....(11)}$$

設吾人祇取至二次項為止（在幾何上即為一拋物線），則其各法線方程應為：

$$\left. \begin{array}{l} b_0 n + b_1 \sum x + b_2 \sum x^2 = \sum y \\ b_0 \sum x + b_1 \sum x^2 + b_2 \sum x^3 = \sum x y \\ b_0 \sum x^2 + b_1 \sum x^3 + b_2 \sum x^4 = \sum x^2 y \end{array} \right\} \quad \text{.....(12)}$$

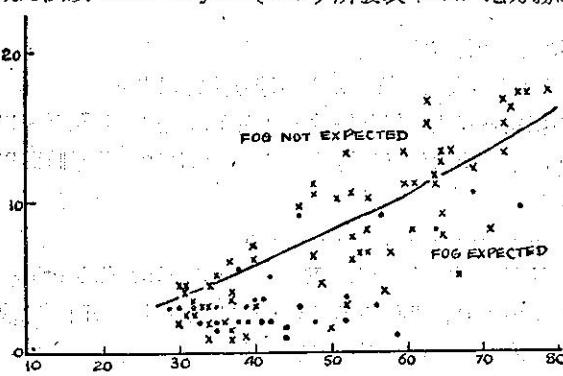
以行列式方法聯立解之，即可求得常數項  $b_0$  及兩部份回歸係數  $b_1$  與  $b_2$ ，代入式(11)即可求得此回歸方程。

以上係就回歸法之原理予以解釋，惟在客觀預報法方面欲以直線性回歸關係之應用為主。

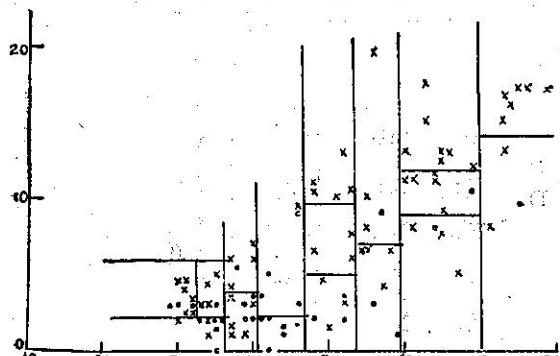
2. 圖解法之原理：圖解法可用以預報某種氣象事象之發生與否或某種氣象事象數值多寡之預報，茲分別說明如下：

A. 某種氣象事象發生與否之預報：預報一種氣象事象發生 (Expected) 與不發生 (Not Expected) 之客方法以 G. I. Taylor (1917) 所發表 Kew 地方霧之客觀預報法為最早。Taylor 係以 1900—05 年 Kew 地方所有之氣象資料為根據。彼選擇下午八時天空無雲風速小於 5.5 哩/時為條件，就次晨有霧與無霧兩種情形

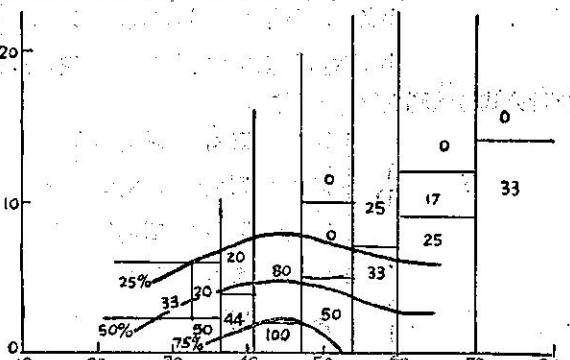
，應用下午八時溫度與霧點降差（即溫度與霧點之差數）兩個變數分別標示於分佈圖中。以一點號表示有霧，以一叉號表示無霧，然後畫一線大致將點號與叉號所佔有之區域分開，即構成其馳名之 Taylor 霧之預測圖 (Fog Prediction Diagram)。應用此圖預報地方霧之發生與否時，可將下午八時之溫度與霧點降差兩個數值之交點標示於圖中，如此交點落於線之下方，即預報次晨有霧，如落於線之上方，即預報次晨無霧。Taylor 認為霧之發生與否，其機會各佔約為 50%。



第一圖 Taylor 霧之預測圖



第二圖 小長方形面積之劃分方法



第三圖 百分頻率等值線之繪製

Mook (1952) 應用 Besson (1904) 之方法，將 Taylor 之霧之預測圖劃分為若干長方形面積，並計算每一長方形內霧發生之百分頻率(第二圖)，然後繪製此等百分頻率之等值線(第三圖)。證明其 50% 頻率等值並非為一直線，而發生霧之最大百分頻率則出現於霧點降差較低且溫度在  $40^{\circ}$  至  $50^{\circ}\text{F}$  之區域內。此種方法顯然又較 Taylor 原有之方法有甚大之進步。Taylor 稱能大致預報霧之發生與否，Mook 則不僅能預報霧之發生與否，且能預報其發生之百分頻率，甚至更可進而預報其發生之時間。

Bungaard (1951)曾給出此種預報法之一般原理。彼假定某種氣象事象之預報可以下方之關係式表示之：

$$W = f(x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_N) \dots \dots \dots \quad (13)$$

式中  $W$  為所求某種氣象事象發生百分頻率之預報數值， $x_i$  為此種氣象事象未發生以前若干時間若干氣象變數之原始數值，相信其與後來此種氣象事象之發生有密切之延差關係。將此等氣象變數  $x_i$  合併為若干偶對，以每一偶對為一座標系，並分別將每一偶對中所包括兩個氣象變數之數值按此種氣象事象發生與不發生之情形繪製為分佈圖。將全圖劃分為若干小長方形面積，則每一小長方形面積內之頻率分佈可以一頻率曲線表示之，如第四圖所示。

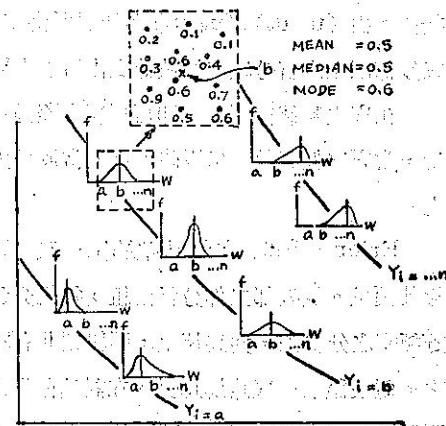
由此圖中各小長方形面積內頻率之分佈可繪出若干  $a, b, \dots, i, \dots, n$  第四圖分佈圖中頻率分佈之表示方法之  $y_i$  等值線。每一偶對之分佈圖均以同樣方法分析之，即可得下方之一新關係式：

式中  $y_1$  為每一偶對氣象變數  $x_i$  之函數，如是則此等新變數  $y_1$  之數目必為原有變數  $x_i$  數目之半數。再以每一個新變數  $y_1$  為座標系繪製分佈圖，繪出若干  $z_1$  之等值線，則  $z_1$  為每一偶對新變數  $y_1$  之函數。同樣可以連續應用若干次，直至最後僅餘一個變數為止。此最後之變數即為  $W$ ，亦即所求某種氣象事象發生之百分頻率。

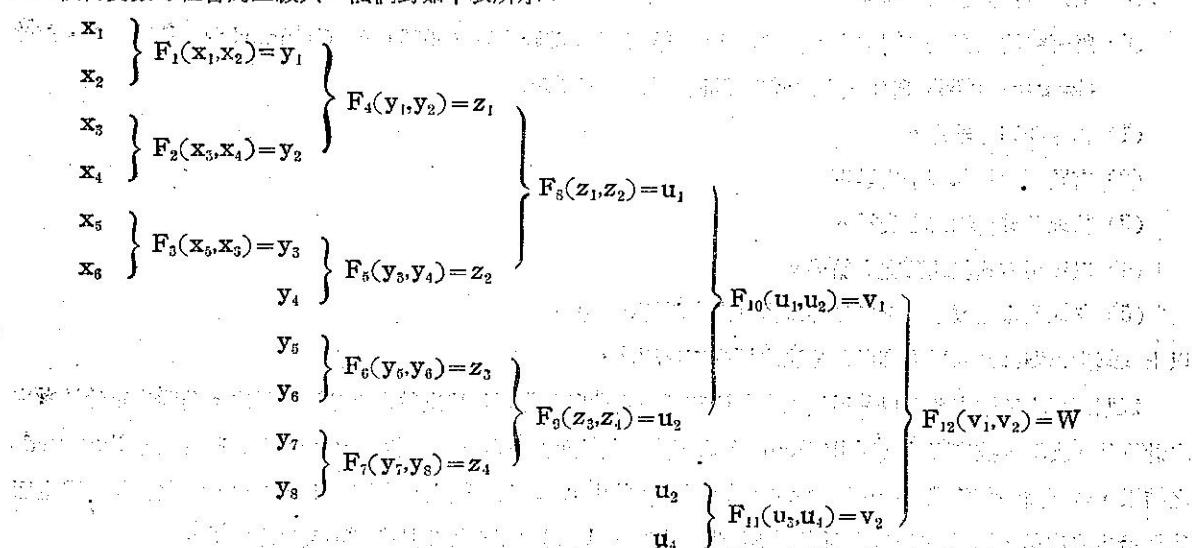
B. 某種氣象事象數值多寡之預報：關係某種氣象事象之發生與否，可以其百分頻率之預報決定之。此種預報方法已於前節予以說明。某種氣象事象數值多寡之預報，比較發生與否之預報增多一個步驟，在工作程序中仍須先預報其百分頻率，然後再由其百分頻率預報其絕對數值。茲再舉 Brier (1946) 在 TVA 盆地雨量之預報一文中所繪出之一種方法予以說明，以便對 Bungaard (1951) 所歸納而成之一般原理作進一步之認識。

Brier (1946) 在 TVA 盆地雨量之預報一文為給出圖解法原理之一最早之文献。彼發現 TVA 盆地24小時雨量之預報13個自變數  $x_1, x_2, x_3, x_4, x_5, x_6, x_7, y_1, y_2, y_3, y_4, u_1, u_2, u_3$ , 等有關(各個自變數所代表之意義從略), 如以W表示一與雨量有關之因變數, 則有如下之關係式:

此13個自變數可組合為五級共12個偶對如下表所示：



#### 第四圖分佈圖中頻率分佈之表示方法



根據上述之組合方法，吾人可由  $(x_1, x_2), (x_3, x_4), (x_5, x_6)$  各偶對所構成分佈圖上之百分頻率等值線查出  $y_1, y_2, y_3$  等數值，由  $(y_1, y_2), (y_3, y_4), (y_5, y_6), (y_7, y_8)$  各偶對所構成分佈圖上之百分頻率等值線查出  $z_1, z_2, z_3, z_4$  等數值，由  $(z_1, z_2), (z_3, z_4)$  各偶對所構成分佈圖上之百分頻率等值線查出  $u_1, u_2$  等數值，最後再由  $(u_1, u_2), (u_3, u_4)$  各偶對所構成分佈圖上之百分頻率等值線查出  $v_1, v_2$  等數值，最後再由  $(v_1, v_2)$  所構成分佈圖上之百分頻率等值線查出所需之  $W$  數值。

在  $W$  之數值得到後，即可預報實際雨量之多寡。在此種情形，當  $W$  之較低數值出現時，相當於零或較少之雨量，當  $W$  之較高數值出現時，則相當於較大之雨量。吾人可就  $W$  之數值與各級雨量發生之百分頻率製成圖表檢查之。

Brier (1946) 在此項研究中，又將預報開始時間之天氣圖形態分為兩類（另有一類出現機會甚少）分別預報其雨量。故全部工作分為兩組，每組分為五級各包括 12 張分佈圖，再加最後一張由  $W$  數值檢查各級雨量發生百分頻率之分佈圖，共為 13 張，兩組則共有 26 張。每一次預報時，必先判別天氣圖之類型，然後分別按程序進行之。為使讀者澈底瞭解起見，在討論雨量之預報時，將再以 J. C. Thomson (1950) 對於 Los Angeles 區域雨量之預報方法為實例，說明此種方法之工作程序。J. C. Thomson 係應用 Brier (1946) 相同之方法，粗選擇之氣象變數甚少故工作程序比較簡單。

#### 四、客觀預報之工作程序

根據以上之討論，可知客觀預報法之發展雖已有相當時日，但對於如何研究之着手方法久無一定之標準程序。Allen 與 Vernon (1951) 指出 1948 以後，各方發表應用客觀預報法之論文甚多，但工作程序則頗為紛歧。George (1952) 旋即建議一種標準程序，將全部工作分為六個步驟：

- (1) 決定研究範圍之限制。
- (2) 審集整理必要之資料（包括各種氣象事象發生頻率之統計與同時間氣候狀況之分析）。
- (3) 決定所預報氣象事象發生之原因並推求其與預報之關係。
- (4) 實施“反面測驗”。
- (5) 另以新資料予以測驗。
- (6) 將研究結果寫成簡明報告，使預報人員樂於應用。美國空軍 (1953) 在 Gringorten 領導之下，更將 George (1952) 所建議之六個步驟簡化為以下五個步驟：

- (1) 預報問題之確定。
- (2) 有關預報氣象因子之選擇。
- (3) 整理並分析適當之資料。
- (4) 以簡明方式敘述研究之結果。
- (5) 考核預報之效果（再以另外或當日之資料測驗之）。

以上五個步驟即為吾人現有客觀預報法之標準工作程序。

短期預報之準確率普通以某種氣象事象準確預報次數與所作預報總次數之百分比表示之。美國空軍除準確率之計算外，更增加技術得分 (Skill Score) 之評定。其法可將某種氣象預報 (Forecast) 與實測 (Observed) 之結果，合列為一紀錄表 (Contingency Table)。其中  $a_1$  為預報發生且實測發生之次數， $a_2$  為預報不發生而實測發生之次數， $b_1$  為預報發生而實測不發生之次數， $b_2$  為預報不發生且實測不發生之次數。

預報				
	發生	不發生	總計	
實測	發生	$a_1$	$a_2$	$R_1$
	不發生	$b_1$	$b_2$	$R_2$
	總計	$c_1$	$c_2$	$T$

$$\text{預報發生總次數} = a_1 + b_1 = c_1$$

$$\text{預報不發生總次數} = a_2 + b_2 = c_2$$

$$\text{實測發生總次數} = a_1 + a_2 = R_1$$

$$\text{實測不發生總次數} = b_1 + b_2 = R_2$$

$$\text{準確預報總次數} = a_1 + b_2 = F$$

$$\text{不準確預報總次數} = a_2 + b_1 = W$$

$$\text{預報總次數} = F + W = T$$

故

$$\text{準確率} = \frac{F}{T} (\%)$$

$$\text{技術得分} = \frac{F - D}{T - D}$$

式中  $D$  為純粹憑機會應得到之準確預報次數，以式示之即：

$$D = \frac{C_1 R_1 + C_2 R_2}{T}$$

在統計學上則為一已衡平均值 (Weighted Mean)。如所有預報均準確時，其技術得分為 1。如準確預報次數僅等於純粹憑機會所應得者，其技術得分為 0。如準確預報次數尚不及純粹憑機所應得者，則技術得分為負數。

欲決定此種客觀預報法準確率及技術得分是否有意義，可與由一般預報方法所得之準確率及技術得分比較之。對於圖解法而言，因氣象變數偶數組合之級數可能甚多，有時在某級之準確或技術得分可能較低，但整個預報體系由適當組合之結果，仍可能得到良好之預報結果。

茲根據 Gringorten 所發表兩篇關於 Texas 州 Randolph 基地霧與層雲之兩種客觀預報法加以整理作為此兩種方法工作程序之說明。此兩篇論文係美國空軍 Randolph 基地氣象分隊預報人員與地球物理研究院 (Geophysics Research Directorate) 大氣分析研究所 (Atmospheric Analysis Laboratory) 研究人員在 1949—1950 年所作 Randolph 基地霧與層雲預報競賽時所用之兩種方法。此兩篇論文為：

- ① An Objective System for Estimating Fog and Stratus Probability At Randolph Field, Texas 載 BAMS, Vol. 34, No. 2, 1953
- ② Forecasting Fog and Stratus at Randolph Air Force Base 載 AWS Bulletin, 1951, pp. 17-21.

前者應用回歸法，後者應用圖解法，係應用兩種不同方法研究同一預報問題之良好示範。吾人不但可由此明瞭此兩種方法之工作程序，且可認識此兩種方法之個別特徵。

### 1. 回歸法之工作程序

① 預報 Randolph 基地冬季未來 24 小時霧與 2000呎以下之層雲。在 1949—50 年冬季大規模極地空氣爆發之經過 Texas 州者特別稀少，自南方來之潮濕熱帶空氣甚為活躍，或掠過 Texas 州之地面，或凌駕於極地空氣之上，故生成廣泛之雲霧。

② 海洋熱帶空氣之活動與墨西哥灣區域由南至北之氣壓梯度有關，可以 New Orleans, La. 至 Brownsville, Texas 之氣壓梯度  $\Delta P$  代表之。其他一重要之氣象因子為墨西哥灣區域空氣內之濕氣含量，可以 New Orleans, La. 與 Brownsville, Texas 之平均露點  $D$  代表之。 $\Delta P$  與  $D$  均可由 1830Z 地面圖上之資料讀取之。

③ 全部之資料包括 1938—51 計 13 年之時間。其冬季每日墨西哥灣區域氣壓梯度與濕氣含量之平均值與 Randolph 基地發生霧與層雲之相對頻率如下表：

多季	包括日數	年次	$\Delta P$	$\bar{D}$	C	C'
1938—39	89	1	1.9	52.7	0.48	0.47
1939—40	89	2	0.4	46.0	0.40	0.40
1940—41	90	3	1.1	49.9	0.50	0.49
1941—42	90	4	0.8	48.7	0.43	0.43
1942—43	90	5	1.4	50.0	0.51	0.50
1943—44	91	6	1.5	52.6	0.57	0.57
1944—45	90	7	1.7	50.8	0.51	0.50
1945—46	69	8	1.5	49.8	0.52	0.51
1946—47	90	9	0.9	48.7	0.49	0.48
1947—48	66	10	2.4	51.3	0.64	0.64
1948—49	87	11	2.2	54.8	0.60	0.60
1949—50	90	12	2.9	58.4	0.74	0.78
1950—51	36	13	2.4	49.0	0.61	0.61

第一表 墨西哥灣區域冬季每日 1830Z 氣壓梯度與溫氣含量之平均值及 Randolph 基地霧與層雲之相對頻率  
為避免 Randolph 基地霧與層雲相對頻率之變化為 0 至 1.0，可以下式轉換之：

$$C' = -k_1 \log_{k_2} \log (1/C) \quad (16)$$

式中 C 為霧與層雲之相對頻率， $k_1$  與  $k_2$  為兩個常數。經此轉換後  $C'$  之變化範圍為  $-\infty$  至  $+\infty$  假定  $k_1=0.798$ ， $k_2=0.798$ ，則當 C 在 0.2 至 0.6 之間時， $C'$  幾與 C 相等，均可以  $C'$  代替 C。

此處所選擇氣象因子  $\Delta P$  與  $\bar{D}$  與預報對象 C' 關係之真實性，可應用第一表之資料計算其相關係數。其結果如下表：

計算根據	相關係數
R(C', $\Delta P$ )	$\gamma = 0.90$
R(C', $\bar{D}$ )	$\gamma = 0.79$
R( $\Delta P$ , $\bar{D}$ )	$\gamma = 0.78$
R(C', $\Delta P$ , $\bar{D}$ )	$\gamma = 0.91$

第二表 墨西哥灣區域冬季氣壓梯度與溫氣含量平均值與霧與層雲相對頻率之相關係數  
由第二表可知其彼此間之相關係數均甚大，且可證實其確有其真實性。

(4) 設 C' 對於  $\Delta P$  與  $\bar{D}$  之回歸關係為直線性，則其回歸方程為：

$$C' = 0.101 \Delta P + 0.0073 \bar{D} \quad (17)$$

由此證明每日 1830Z 之  $\Delta P$  與  $\bar{D}$  可用以預報 Randolph 基地之霧與層雲。

在第二表中，第二列為 Randolph 基地在 13 年中每年冬季所包括發生霧與層雲之日數。對於一組  $\Delta P$  與  $\bar{D}$  數值而言，必有一可能率代表其發生霧與層雲之日數，此種可能率謂之比較可能率(Specific Probability)。設  $P_i$  為某一年中所有發生霧與層雲之比較可能率，S 為每年一年中發生霧與層雲之日數，則比較可能率  $P_i$  與可期待之霧與層雲相對頻率 C 之關係如下：

$$\frac{1}{S} \sum_{i=1}^S P_i = C \quad (18)$$

由於 (16) 式相同之原因，可得：

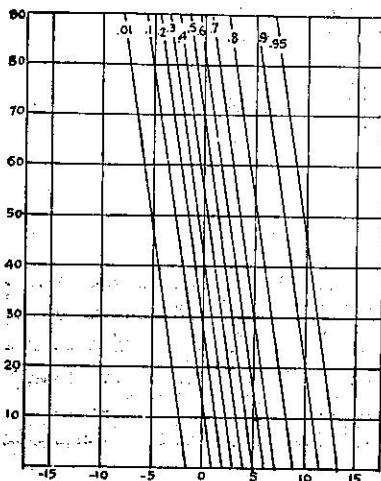
$$P'_i = -k_1 \log_{k_2} \log (1/p_i) \quad (19)$$

式中  $P_i$  之變化範圍為 0 至 1.0， $P'_i$  之變化範圍為  $-\infty$  至  $+\infty$ 。

由(16)與(19)式先以 Taylor 定理展開，再各取其第一近似代入(18)式，可得：

由(17)或與(20), 可得:

(21) 式表示對於某一組  $\Delta P$  與  $D$  數值，霧與 2000 呎以下層雲發生之可能率。此種關係可以第五圖表示之，並可直接作為預報之工具。圖中  $\Delta P$  為橫座標， $D$  為縱座標，斜線即為霧或 2000 呎以下層雲發生之可能率  $P$ 。



第五圖 Randolph 基地冬季霧  
與層雲發生之可能率

(5) 經過測驗及考核，其所得結果如下：

在1938—39至1950—51年13個冬季之平均準確率 = 71%

在1938—39至1950—51年13個冬季中之最大準確率 = 86%

在1938—39至1950—51年13個冬季中之最小準確率 = 61%

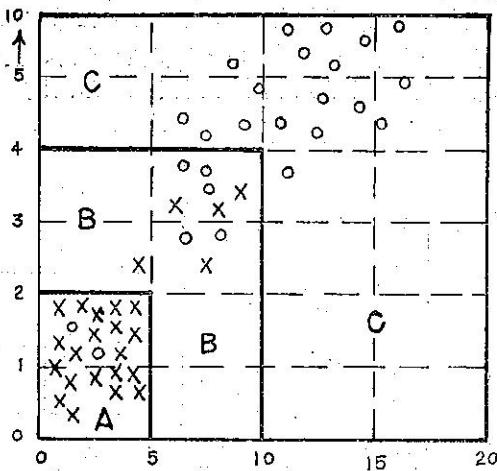
1951-52冬季準確率 = 71%

## 2. 圖解法之工作程序：

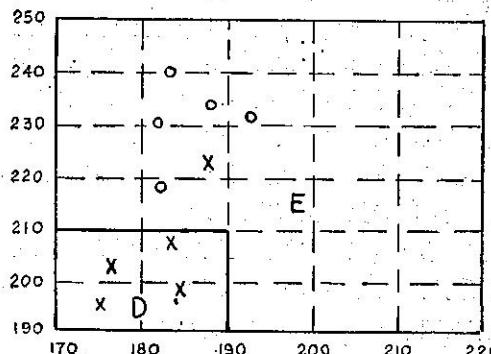
- ①預報 Randolph 基地冬季未來12小時低於100呎雲幕之發生。
  - ②其有關之氣象因子為：霧點降差，地面風速，地面風向與梯度風向。
  - ③全部資料包括低於100呎雲幕發生之情形25次，不發生之情形25次。

④先取露點降差與地面風速一對氣象變數為座標系繪成分佈圖如第六圖。圖中×號表示觀測後12小時低於100呎雲幕發生之情形，○號表示不發生之情形)。

此圖可藉目力將其發生與不發生情形分佈之區域劃分為 A, B, C 等三



第六圖 分佈圖（一）



第七圖 分佈圖（二）

四

A 區：包括多數低於100吋雲幕發生之情形，其發生之頻率為 $2\%$ 或 $91\%$ ；其不發生之頻率為 $2\%$ 或 $9\%$ 。

B 區：包括發生與不發生情形各 5 次，其頻率各為 5% 或 50%。

C 區：僅包括低於 100 呴雲葵不發生之情形，無發生之可能。

A與C兩區均明顯表示此兩個氣象變數與低於100呎雲幕發生與否之預報關係，可直接應用於預報。惟B區給出低於100呎雲幕發生與不發生之頻率均為50%，不足為預報之根據。欲使此種預報方法更為精細，可應用其他兩個氣象變數再繪成另一個分佈圖如第七圖，以進一步研究落於B區內之十次情形。

此圖可藉目力將其發生與不發生情形分佈之區域劃分為 D, E 兩區：

D 區：僅包括低於100呎雲幕發生之情形，其類率為100%。

E 圖：包括多數低於 100 吸靈菸不發生之情形，其發生之頻率為 1% 或 17%，不發生之頻率為 5% 或 82%。

D與E兩區均明顯表示比兩個氣象變數與低於100%相應發生之頻率為高或83%。

⑤此種方法經過 445 次之應用，其所得之結果如下：

· 猜谜语 ·

		發 生	不發生	總 計
實測	發 生	87	23	110
	不發生	29	306	335
總 計	116	329	445	

$$\text{準確率} = \frac{87+306}{445} = 88.3\%$$

$$D = \frac{116 \times 110 + 329 \times 335}{445} = 276$$

$$\text{技术得分} = \frac{(87+306) - 276}{445 - 276} = 0.69$$

## 五、客觀預報法之應用

客觀預報法以應用於個別氣象要素或天氣現象之預報為主，通常包括溫度（最高，最低溫度）能見度（增大或減少之時間）霧（霧之發生與否及其生成或消滅時間），低雲幕（上升或下降之時間）雷雨，雨量及風速等之預報。其他與飛機活動有關之氣象現象如飛機積冰及凝結雲等之預報亦可應用。關於此等預報問題之一般理論基礎，Bungaard (1951) 曾給出一扼要之說明，此處無重複敘述之必要。茲將其中比較重要之預報問題再舉數例，按前述之標準工作程序予以說明，以便讀者充分明瞭客觀預報法之廣泛應用並熟習各種預報問題之處理技術。

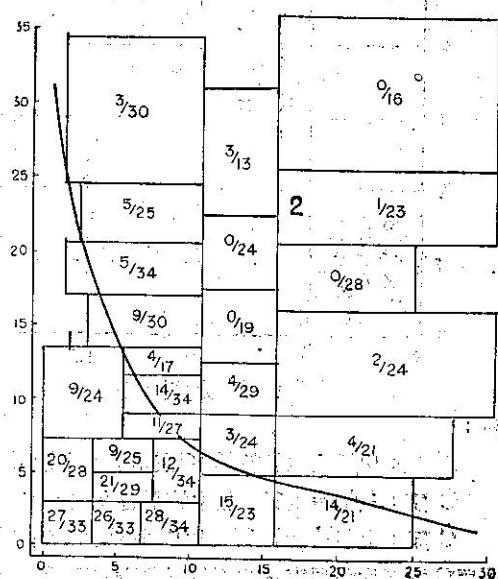
<sup>1</sup> 能見度之預報：此例為美京華盛頓首都機場預報能見度之客觀方法。取材於美國氣象局所發表改進首都機場飛機進場接受率之氣象預報研究一文，出版於1951年七月。

①預報首都機場 6 小時以後出現 5 哩或小於 5 哩之能見度。

③在此項預報研究中，係利用 700 次連續 6 小時之紀錄為其基本資料。此等資料摘取於三年之紀錄，不分季節與晝夜。此 700 次紀錄可以露點降差及地面風速為座標系繪製為一如第八圖之分佈圖，並根據 6 小時以後 5 哩及小於 5 哩能見度出現之相對頻率（即出現頻率與總次數之比率）或可能率將圖中劃分為若干高或低

由第八圖可見低劣能見度出現之最大可能率係在一個或兩個氣象因子數值較小之區域。故此圖可以日出劃分爲兩個雨

：1 區包括多數 6 小時以後低劣能見度出現之情形，2 區則包括多數之於 5 哩能見度之情形。



第八圖 見度與六小時後 5 哩及小於 5 哩能露點與出現之相對頻率(以現在風速為座標表示之)

2. 霧之預報：此例取材於 Turner, AFB, Albany, Georgia 美國空軍預備軍官組所作墨西哥灣區域平流霧

之預報一文，發表於1952年6月。此文後由 J. J. George, H. B. Vischer 與 Roche 等署名，改名為 Turner, AFB 預報之研究，刊印為 AWS Tech, Report 105-95。

① 預報十一月至三月墨西哥灣區平流霧之發生。此處所謂霧指任何低於1000呎之層及（或）小於1哩之能見度。並預報此種霧之持續時間，雲幕高降低至200呎以下及或能見度減少至1哩以下之時間及雲幕高由200呎升高與能見度由1哩增大之時間。

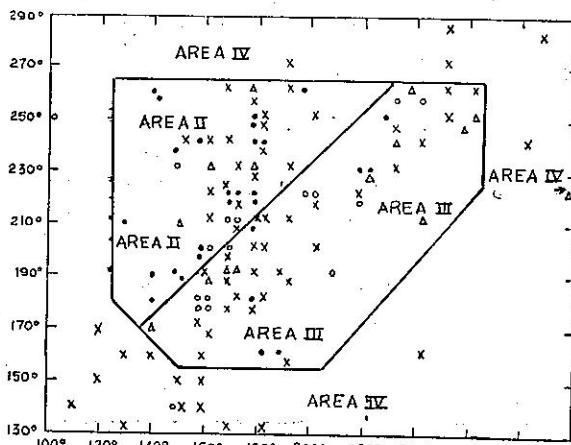
② 由當地資料之初步研究發見與墨西哥灣區域平流霧發生有關之氣象因子有三，即：空氣路徑（可以地面及3000呎之風向決定），氣團之穩定度及水汽含量（可以最高溫度發生時之露點差表示之）。

③ 此項研究所用之資料包括四年間逐時之氣象觀測紀錄，高空風紀錄，全部之地面圖與高空圖。

在研究中發見墨西哥灣區域平流霧之進入 Turner, AFB 其路限 SSE 至 W 之方向。3000呎以下空氣越過墨西哥灣海岸之路徑可由 1700 E.S.T. Tallahassee, Florida 氣球測風報告中之地面風及 3000呎風之方向觀察之。所造成之雲幕高與地面及 3000呎風向之關係可由第十圖所示之分佈圖見之。圖中●號表示雲幕高低至200呎

第九圖 六小時後5哩及小於5哩能見度出現之相對頻率（以現在能見度及過去四小時溫度變化為座標表示之）

或能見度小於1哩，△號表示雲幕高200至400呎或能見度 $\frac{1}{2}$ 至 $\frac{3}{4}$ 哩，○號表示雲幕高500至900呎或能見度1哩以上，×號表示雲幕高1000呎至無限。



第九圖 六小時後5哩及小於5哩能見度出現之相對頻率（以現在能見度及過去四小時溫度變化為座標表示之）

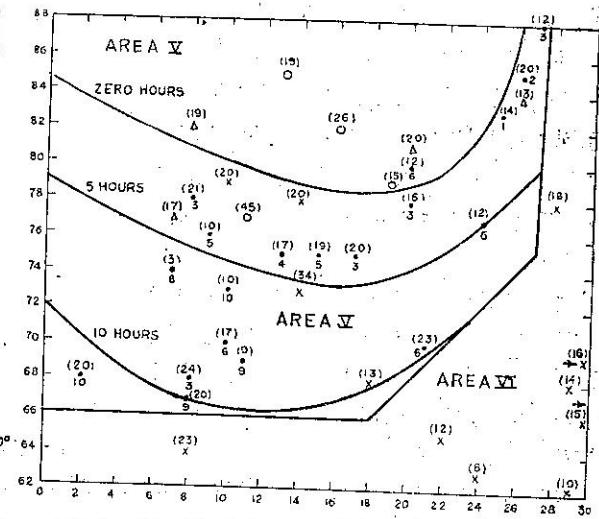
第十圖可劃分為以下三區：

I 區：平流霧頗有可能，

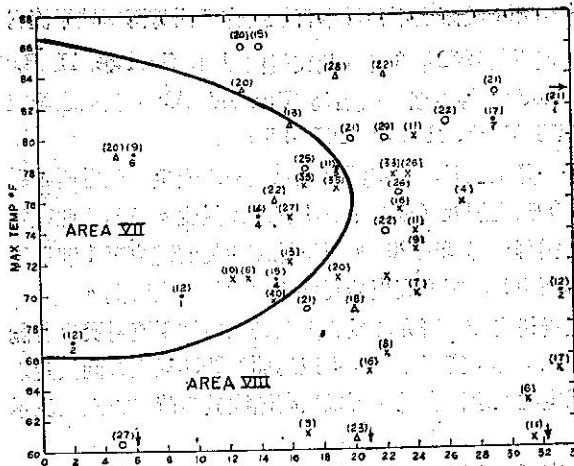
II 區：平流霧可能，

III 區：平流霧不可能，不可預報有霧，

因由墨西哥灣至 Albany, AFB 之最短路徑為 100 哩，故地面加熱作用應為一減低穩定度之因子。此項因子影響之多寡可以可能有霧發生前一日下午當地所觀測之最高溫度估計之。根據最高溫度及最高溫度發生時間之露點差。可將落於第十圖中 I 區之各種情形，在第十一圖中作進一步之分析。



第十圖 Tallahassee, Florida 雲幕高與風向之關係  
第十一圖 Tallahassee, Florida 雲幕高與持續時間之預報（一）



第十三圖 Tallahassee, Florida雲幕高與持續時間之預報（二）

析。第十二圖可劃分為以下兩區：

Ⅳ區：雲幕高低於200呎及（或）能見度小於 $\frac{1}{2}$ 哩常見。如最大風速小於14 knots，每減少1 knot，減少持續時間一小時。

Ⅴ區：雲幕高常大於200呎。如最大風速在16至26 knots之間，雲幕高大於200呎，最大風速大於26 knots，雲幕高大於1000呎。

欲決定低於200呎雲幕高升降之時間及（或）小於 $\frac{1}{2}$ 哩能見度增減之時間，可應用下列第三表：

④ Turner, AFB 所有墨西哥灣區域平流霧之預報，可分為以下各步驟：

(a) 應用 Tallahassee, Florida, 1700

E.S.T. 氣球測風報告中之地面與3000呎風向為座標，將所有情形之位置標定於第十圖上，如落於Ⅱ區，再應用第十一圖判別，如落於Ⅲ區，再應用第十二圖判別，如落於Ⅳ區，則預報無霧。

(b) 應用最高溫度與最高溫度發生時間之露點降差為座標，將Ⅱ區中所有情形之位置標定於第十一圖上，如落於Ⅳ區，應再行預報其延續時間，並按最大風速之大小修正之。如落於Ⅳ區，則預報無霧。

(c) 應用最高溫度與最高溫度發生時間之露點降差為座標，將Ⅳ區中所有情形之位置標定於第十二圖上，如落於Ⅳ區，且最大風速小於14 knots，每減少1 knot，減少持續時間一小時，如落於Ⅴ區，雲幕高常大於200呎，如最大風速在16至26 knots之間，預報雲幕高大於200呎，如最大風速大於26 knots，則預報無霧。

(d) 決定低於200呎雲幕高之升降時間及（或）小於 $\frac{1}{2}$ 哩能見之增減時間，可應用第三表檢查之。

3. 雷雨之預報：此例取材於 K. C. Tillotson 所著 Denver, Colorado 九月雷雨之統計預報方法一文，刊載於1951年二月份第79卷第2號之 Monthly Weather Review。

①利用前一夜之氣象資料預報 Denver, Colorado 次一下午及傍晚之雷雨。

②由初步之研究結果，發現有關之氣象因子為：700mb等壓面上之風速與風向，地面露點溫度與500mb等壓面上溫度之較差及對流凝結層與結冰層間之氣壓差。

第十一圖可劃分為以下兩區：

Ⅳ區：平流霧頗有可能，並可以0, 5, 10等小時之持續時間曲線試行預報其持續時間。此等持續時間曲線係按區中個別情形持續時間以內插法繪製得之。由此圖所得之持續時間可以下法修正之。當最大風速超過13 knots，每增6 knots 減少持續時間一小時。當最大風速不及13 knots，每減少2 knots 增加持續時間一小時。不可預報長於10小時之持續時間。此處所預報之持續時間即雲幕高低於200呎與能見度小於 $\frac{1}{2}$ 哩之持續時間。

Ⅴ區：低於1000呎之平流霧不可能，不可預報有霧。

根據第十一圖中所用同樣各氣象因子，落於第十圖中Ⅳ區各種情形可以第十二圖之分佈圖再作進一步之分析。

延續時間預報 (小時)	下降時間 (E. S. T.)	上升時間 (E. S. T.)
10	0000	1000
9	0000	0900
8	0100	0900
7	0200	0900
6	0300	0900
5	0400	0900
4	0500	0900
3	0600	0900
2	0700	0900
1	0800	0900

第三表 墨西哥灣區域平流霧在各種持續時間內之變化

③此項研究所採用之資料為1940—45年間九月份之資料。

在九月份中，遇有雷雨發生時，發現在距離海平面約10000呎(700mb)處之風向由南順轉為北北東，以西南至西間之風向為最多。速度在5哩/時以上之風，有94%係在由南經西至北之間，有64%在西南至西之間。

由700mb氣流之初步研究，證明Denver區域上空西南至西之氣流在預報Denver雷雨之發生為一重要之氣象因子。此氣流之強度可由Denver與Boise兩處700mb等壓面之高度差決定之。此高度差之大正值即表示有強烈之西南氣流。第四表表示各級高度差與雷雨發生百分頻率之關係。當此高度差為較大之正值時，則雷雨發生之頻率有增大之趨勢。此項高度差係得自雷雨發生前一日之0300Z之觀測紀錄。

第四表 700mb等壓面高度差與雷雨發生頻率之關係

700mb高度差 (Denver減Boise) (十呎)	總次數	雷雨次數	雷雨發生百分頻率 (%)
< 0	36	1	3
0—5	27	3	11
6—10	36	2	6
11—15	24	5	21
16—20	20	5	25
21—25	17	4	24
>25	16	3	19

不穩定度之強度可以地面露點溫度減500mb溫度之較差表示之。地面之露點溫度係取自0300Z之觀測紀錄與探空觀測紀錄同時。第五表表示前一日不穩定度與後一日雷雨出現之關係。

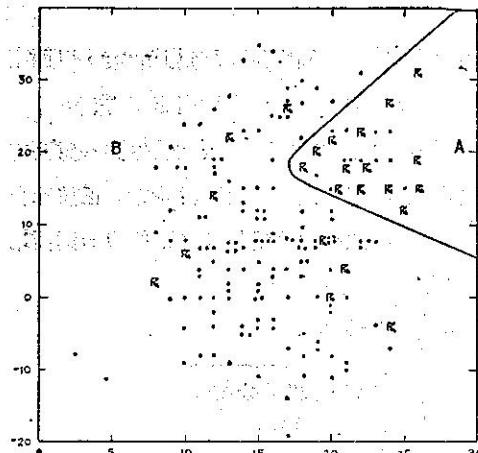
地面露點溫度與 500mb溫度差 (°C)	總次數	雷雨次數	雷雨發生百分頻率 (%)
<10	17	2	12
11—15	62	2	3
16—20	66	7	11
21—25	28	9	32
>25	3	3	100

第五表 溫度差( $T_{d0}-T_{500}$ )與雷雨發生頻率之關係

此外，又可以0300Z之探空紀錄決定對流凝結層(CCL)與結冰層(FL)氣壓差與雷雨發生百分頻率之關係。如對流凝結層接近結冰層或在結冰層之下，則次日雷雨發生之可能性較大。第六表表示各級氣壓差時，雷雨發生之百分頻率，氣壓差為正值時表示對流凝結層低於結冰層，為負值時表示對流凝結層高於結冰層。

CCL-FL氣壓差 (mb)	總次數	雷雨次數	雷雨發生百分頻率 (%)
< 0	103	4	4
0—24	21	4	19
25—49	17	5	29
50—74	16	4	25
>75	19	6	32

第六表 氣壓差(CCL-FL)與雷雨發生頻率之關係



第十三圖 Denver, Colorado 有無雷雨日數分佈圖

將最前兩個氣象因子合併，繪製為一 Denver, Colorado 有無雷雨之分佈圖，如第十三圖所示。有雷雨日記一雷雨符號，無雷雨日記一點號。

有雷雨日與無雷雨日位置之分佈在圖中可大致以一分界線劃分之。A 區包括有 54% 之雷雨發生頻率，B 區僅包括有 6%，A 區內十二次之無雷雨情形，其中有七次有陣雨。

如再應用第三個氣象因子，即對流凝結層與結冰層之氣壓差，則當氣壓差正值較大時，有增加雷雨發生之可能性。對於第十三圖之 A 區，此種關係可以下表表示之。

CCL-FL 氣壓差 (mb)	總 次 數	雷 雨 次 數	雷雨發生百分頻率 (%)
< -20	2	0	0
-20 → +80	18	9	50
> +80	6	5	83

④ 應用此種方法預報 Denver, Colorado 雷雨之發生，可按下列步驟實施之。

- 決定地面露點溫度與 500mb 溫度差，以 °C 表示之。
- 決定 Denver 與 Boise 兩處 700mb 等壓面高度差，以每十呎為單位表示之。
- 將 (a), (b) 所得數值在第十三圖中標定其位置。
- 如位置落於 B 區即預報無雷雨。
- 如位置落於 A 區，先決定對流凝結層與結冰層之氣壓差，以表示之。
- 如由 (e) 所得數值大於 -20，預報雷雨，如小於 -20，則預報無雷雨。

⑤ 在 1940—45 年間，應用此種方法預報 Denver, Colorado 九月份之雷雨，所得之結果如下：

預報			
發 生 不發生 總 計			
實測	發生	不發生	總計
	14	9	23
	10	147	157
總計	24	156	180

$$\text{準確率} = \frac{14+147}{180} = 89\%$$

$$D = \frac{24 \times 23 + 156 \times 157}{180} = 139$$

$$\text{技術得分} = \frac{(14+147)-139}{180-139} = 0.54$$

4. 低雲幕之預報：此例取材於 E. M. Vernon 所著 California 州 Oakland 機場層雲雲幕發生時間之預報一文，刊印為美國氣象局第 23 號研究報告，1945 年四月出版。

(a) 預報 California 州 Oakland 機場夏季下午 4:30 至 次日上午 6:30 低於 2000 呎層雲雲幕發生之時間。

(b) 夏季夜間層雲雲幕之發生於 Oakland 機場，其可能率約為 63%，可視為沿岸海霧之擴張。海霧係生成於海面，但在經過 San Francisco 半島及灣內溫暖水面時，因空氣受熱，凝結面抬高。如有一適宜之氣壓分佈，足以使其流行之風發生一上岸之分速，並有充分之強度以抵抗此區域夜間陸風之發展。即可促成層雲雲幕之出現。選擇以下三個氣象因子以預報此種層雲雲幕發生之時間：

$\frac{\Delta p}{\Delta x}$  即 San Francisco 灣附近地區 SE 至 NW 之氣壓梯度，以下午 4:30 P.T.S. Eureka 與 Redding 氣壓之和之半減 Oakland 之氣壓表示之。

$\Delta T_s$  : 即下午 4:30 P.S.T. Oakland 之露點降差，用以表示凝結面之高低。

$\frac{\Delta T}{\Delta Z}$ ：以下午 4:30 P.S.T. Oakland 至 Mt. Hamilton (高度4212呎) 之垂直溫度差表示之。因層雲之發生與逆溫層之高度有關，且凝結面必須低於逆溫層。

故 Oakland 機場層雲雲幕發生之時間必為此三者之函數，以式表之即：

$$t = f\left(\frac{\Delta p}{\Delta x}, \Delta T_s, \frac{\Delta T}{\Delta z}\right) \dots \quad (22)$$

式中  $t$  為層雲雲幕發生之時間，以下午 12:30 P.S.T. 為起算時間。

(c) 應用 1934-40 年之氣象紀錄，先就所有發生層雲雲幕之情形分別繪製  $\frac{\Delta P}{\Delta X}$ ,  $\Delta T_s$  與  $\frac{\Delta T}{\Delta Z}$  各氣象因子與層雲雲幕發生時間  $t$  之分佈圖，以測驗其個別關係之性質，證明大致均可視為直線性，故可假定其回歸方程之形式如下：

式中  $k_1$  為常數項  $k_2, k_3, k_4$  均為回歸係數。

(d)  $k_1, k_2, k_3, k_4$  可應用僅有層雲雲幕發生情形之資料按不同時間計算之，其結果如第七表：

日	期	$k_1$	$k_2$	$k_3$	$k_4$
四月	15	1.54	0.16	0.68	0.09
	20	1.98	0.37	0.66	0.09
	25	2.43	0.58	0.63	0.09
	30	2.87	0.80	0.61	0.10
	五月	3.32	1.01	0.59	0.10
五月	10	3.76	1.22	0.57	0.10
	15	4.20	1.44	0.54	0.11
	20	4.65	1.65	0.52	0.11
	25	5.10	1.86	0.50	0.11
	30	5.54	2.08	0.48	0.11
六月	5	6.07	2.33	0.45	0.12
	10	6.52	2.54	0.43	0.12
	15	6.97	2.76	0.40	0.12
	20	7.41	2.97	0.38	0.13
	25	7.86	3.18	0.36	0.13
七月	30	4.45	2.75	0.59	0.08
	5	1.05	2.31	0.81	0.03
	10	-2.36	1.87	1.04	-0.02
	15	-5.76	1.43	1.27	-0.07
	20	-9.17	1.00	1.50	-0.12
	22	-10.53	0.82	1.59	-0.14

第七表 夏季各月不同時間回歸係數表

其中間日期各數值可在第七表中以內插法決定之。

預報時可按當時之日期由第七表中查出  $k_1, k_2, k_3, k_4$  之數值代入<sup>(2)</sup>式即可得出時間  $t$ ，再加12:30，即可得出層雲雲幕發生之時間。如  $t$  大於 18.5 (即遲於次日上午 6:30) 則層雲雲幕即不可能發生。

(e) 此種方法經在1942年六月與七月應用，其結果如下表：

43次層雲雲幕發生情形 預報與實測時間之較差		次數		
		六月	七月	總計
$\pm 0$ 至 1 小時	7	13	20	30
$\pm 1\frac{1}{2}$ 至 2 小時	1	14	5	16
$\pm 2\frac{1}{2}$ 至 3 小時	0	2	2	4
$\pm 3\frac{1}{2}$ 至 4 小時	2	4	6	12
$\pm 4\frac{1}{2}$ 小時以上	4	6	10	20
總計		14	29	43
預報發生且實測發生次數		12	1	13
預報不發生且實測不發生次數		4	19	23
預報發生而實測不發生次數		0	0	0
預報不發生而實測發生次數		0	0	0

如不顧及預報與實測時間之較差，則吾人可將此兩月之預報成績計算如下：

預報		發生 不發生 總計			準確率 = $\frac{43+13}{61} = 91.8\%$
預報	發生	43	0	43	
	不發生	5	18	18	
	總計	48	13	61	

$$D = \frac{48 \times 43 + 13 \times 18}{61} = 38$$

$$\text{技術得分} = \frac{(43+13) - 38}{61 - 38} = 0.78$$

5. 雨量之預報：此例取材於 J. C. Thomson 所著 Los Angeles 區域雨量預報之客觀方法一文，刊載於 1950 年之 Monthly Weather Review。此處所包括之資料係自 Compendium 中 R. C. Bungaard 所作短期預報之工作程序一文轉錄。

(a) 預報 Los Angeles 區域上午 6 時開始 30 小時內之雨量。

(b) 選擇之氣象因子計有：

$\Delta P_{SFO-LAX}$  San Francisco (SFO) 減 Los Angeles (LAX) 之海平面氣壓。

$H_{700}$  : Oakland 700mb 等壓面高度。

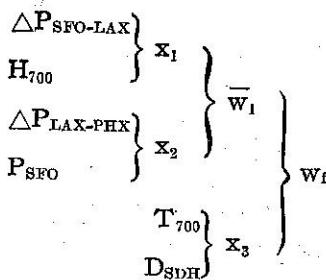
$\Delta P_{LAX-PHX}$  : Los Angeles (LAX) 減 Phoenix (PHX) 之海平面氣壓差。

$P_{SFO}$  : San Francisco (SFO) 之海平面氣壓。

$T_{700}$  : Santa Maria 700mb 等壓面溫度。

$D_{SDB}$  : Sandberg (SDB) 之地面風向。

(c) 以上六個氣象因子可按下列方式組合之：



第十四圖中 a-e 各幅即為由此種組合而繪製之分佈圖。

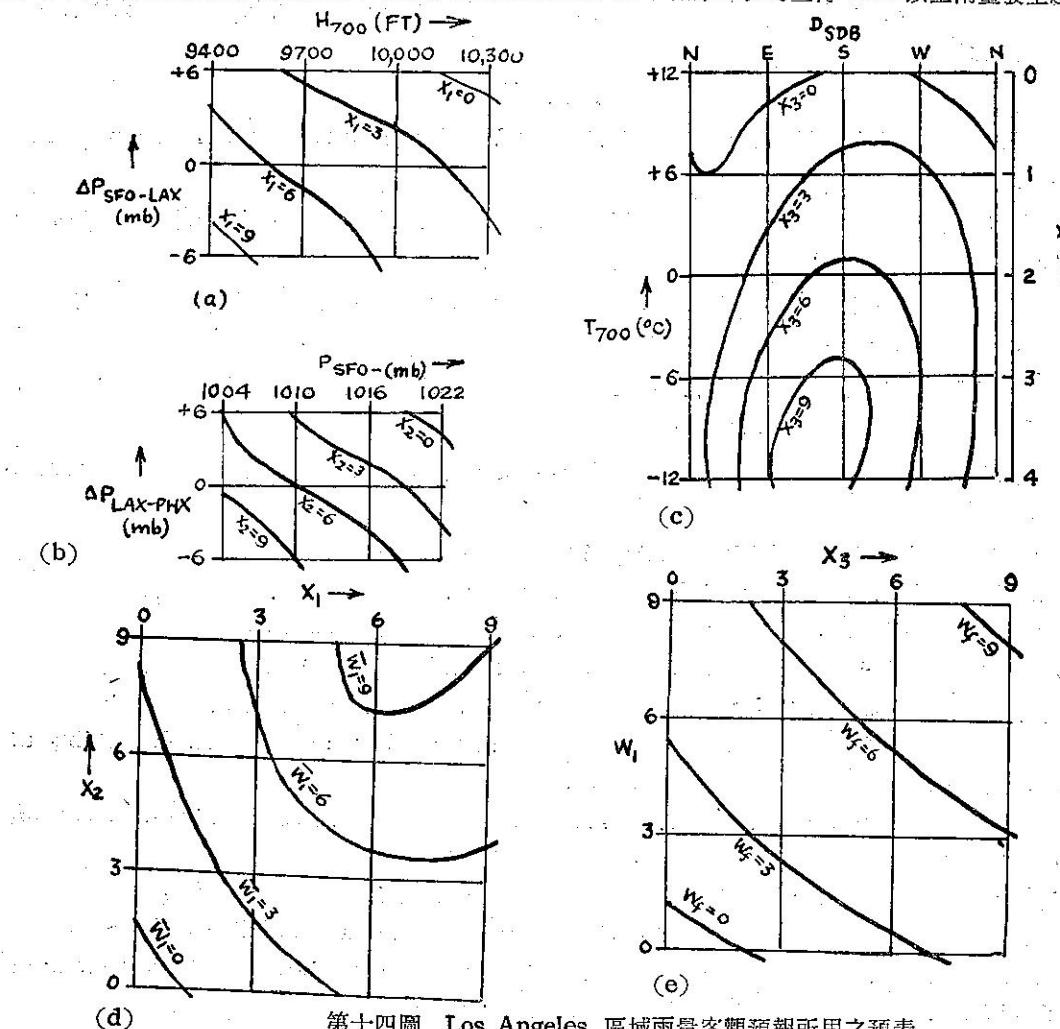
(d) 由第十四圖 e 幅分佈圖所查得之頻率  $w$ ，即可預報 Los Angeles 區域之雨量第八表表示頻率  $w$  與各級雨量發生百分頻率之關係。

第八表中係將雨量分為五級預報之。如所查得之  $w$  數值為 4.1，由第八表可查得 4mm 以上雨量發生之頻率為 8%。

W	無雨量	0.01-4.00	4.01-12.50	12.51-38.00	38.01mm 以上
		(mm)	(mm)	(mm)	
0	100	-	-	-	-
3	88	9	3	-	-
4.1	69	23	8	-	-
6	28	36	28	6	2
6.6	24	26	36	11	3
9	-	-	25	55	20

第八表 W 與各級雨量發生百分頻率之關係

第八表中係將雨量分為五級預報之。如所查得之  $w$  數值為 4.1，由第八表可查得 4mm 以上雨量發生之頻率為 8%。



第十四圖 Los Angeles 區域雨量客觀預報所用之預表

如， $w$ 數值為 6.6 則 4mm 以上雨量發生之頻率為  $36+11+3=50\%$ ，餘類推。

(e) 因缺乏原始資料，預報成績如何不詳。

## 六、結論

客觀預報法在近年雖有顯著之發展，但仍有不少之困難。有時係因所需資料之不足，有時係由於預報人員無充分之時間以從事於此種方法之研究。其最大之困難尚在未能完全明瞭大氣中所有一切物理程序之真像，同時亦不能將現有之知識充分應用於實際之預報問題。因此種客觀預報法着重於延差關係之應用，似非有完全之大氣物理解釋與完全之觀測資料，不能得到完全滿意之天氣預報。實際因尚有若干不確定之事實存在，故可能得到之最大準確率仍難達到盡美盡善之要求。

客觀預報法之應用日廣，其已有之成就亦頗足稱道。但一般反對者認為此種方法所根據之方程式圖表，均嫌過於簡化所有之預報問題，致將其他可能有關之氣象因子均予忽略，Dunn (1951) 即明白指出此點。彼並指出此等氣象因子之選擇仍難免有相當之主觀成份，亦有待於進一步之研究。總之，客觀預報法雖為一種值得重視之預報方法，然在目前尚不能完全用以代替一般習用之主觀方法。

在東亞方面，因觀測資料之不足，無論地面或高空均難有完全之分析結果，更難由現在之天氣圖形想推得滿意之未來預報圖形態，且海陸紛陳，地形複雜，尤增加局部天氣預報之困難。此種情形以目前為最甚。故客觀預報法之提倡，實屬刻不容緩，無論對於熟練或新進之預報人員，均有極大之價值。如能普遍實施，則天氣預報之準確率必然可以增高。(完)

## 參考文獻

1. Allen, R. A., & E. M. Vernon, 1951, Objective Weather Forecasting, Compendium, PP. 796-801
2. Air Weather Service, 1953, AWSM 105-40, Some Techniques for Deriving Objective Forecasting Aids and Methods.
3. Brooks, C. F., & I. I. Schell, 1950, Forecasting Heavy Storms at Blue Hill, Boston, Mass., BAMS, Vol. 31, No. 4-6,
4. Brier, G. W., 1946, A Study of Quantitative Precipitation Forecasting in the TVA Basin, USWB, Research Paper No. 26.
5. Bungard, R. C., 1951, a Procedure of Short-Range Weather Forecasting, Compendium, pp. 766-795
6. Byers, H. R., 1940, General Meteorology, Mc Graw-Hill.
7. Dunn, G. E., 1951, Short-Range Weather Forecasting, Compendium, pp. 747-765
8. George, J. J., 1952 Objective Forecasting Studies, BAMS, Vol. 33, No. 5
9. Gringorten, I. I., 1949, a Study in Objective Forecasting, BAMS, Vol. 30, No. 1.
10. \_\_\_\_\_, 1952, An Objective Aid To Local Forecasting, BAMS, Vol. 33, No. 5
11. \_\_\_\_\_, 1953, An Objective System for Estimating Fog and Stratus Probability at Randolph Field, Texas, BAMS, Vol. 34, No. 2.
12. Mook, C. P., 1950, Some Remarks Concerning Taylor's Fog Prediction Diagram, BAMS, Vol. 31, No. 6,
13. Rider, P. R., 1939, an Introduction to Modern Statistical Methods, John Wiley.
14. Thomson, J. C., 1952, Applied Research in Weather Forecasting, BAMS Vol. 33 No. 5
15. Vernon, E. M., 1945, Forecasting the Time of Formation of Stratus Cloud Ceiling at Oakland, California Airport, USWB, Research Paper No. 23