

降雨預報的研究 Herbert Riehl原著 之 杰 譯

一、緒 言

關於降雨預報的基本問題，史塔氏 (V. P. Starr) 會有如下的敘述：在地面預告圖上的等壓線與鋒面繪就以後，預報人員即要利用特殊天氣情勢的指示，和氣旋與鋒面系四周正常雨量分佈的情報，作降雨區域的確定。理想氣旋四周雨量的分佈，最初是由貝克奈氏 (J. Bjerknes) 發現，而應用於貝氏氣旋模型中，此種氣旋模型是我們所熟知的。但是僅只應用此項知識與其正常雨量區域分佈，對各種變化的天氣，是不能完全得到滿意的降雨預報。預報人員尚須注意現在的天氣形勢，來確定正常雨量分佈中，可能發生的雨量偏差。預報人員如有這種雨量偏差的預見能力，方能獲得準確的降雨預報。

本文先討論常遇見的標準降雨型，再論及廿四小時降雨預報量的技術，以及冬季特殊惡劣天氣。

二、降 雨 型

常遇到的降雨型，可以分爲鋒面降雨及非鋒面降雨二類，茲分別論討於後。

①暖鋒降雨—常見的有以下數種類型。

(A) 貝氏模型所述的降雨分佈。此類並非是最常見的降雨型。在一個淺深的低壓移向東北方時，降雨情形和此類最相接近。

(B) 沿着鋒面有狹而長的降雨帶，或只在鋒面的一部分有降雨，距離低壓中心很遠。當低壓從長波脊進至長波槽而向東南方，或東方移進時，暖鋒多屬此種類型。高空氣流方向爲西北，或小波幅的緯流。

(C) 降雨區域在地面鋒以北很遠處，有時可遠到五百英里。此時的暖鋒，在接近地面部分，很平坦幾與地面平行，而鋒面在較遠部分，則有大坡度，而在此處發生降雨，有時距接近地面部分之北方數百英里處。(見註1)

(D) 暖鋒前進時，無降雨。依據美國中部觀測的結果，還可以分爲下列兩種情況：

(a) 暖氣流係導源自太平洋，而冷氣流屬大陸極地氣團。暖鋒適在噴射氣流南方，且氣流行徑屬反氣旋型灣曲，暖鋒前進時，無雲之雨。暖鋒且常常迅速消散。

(b) 當美國東南沿海有一高壓中心，或美國中部和東部有平淺的冷氣流存在時，從墨西哥灣前來之熱帶氣團，所形成的暖鋒，就無降雨，暖鋒且多混亂不明，甚難辨認。

一般而言，暖鋒雨有在夜間加強趨勢。在陸地上，此種趨勢更形明顯。在白晝暖鋒雨很少擴大降雨區域，且相反的降雨減弱，甚至降雨停止。

②冷鋒降雨—通常見到的有以下數種類型：

(A) 鋒面前部有陣雨或雷雨，鋒面通過後，僅有零散的陣雨。此類雨型多發生在鋒面移動迅速時候。高空氣流多垂直於鋒面，地面則有明顯槽線。此種冷鋒多隨時間而減弱(見註2)，及至到噴射氣流中心的南方降雨迅速即止歇。

(B) 在鋒前僅有微弱天氣變化，有時天空甚至晴朗，但廣汎的雲區與雨域却發生在冷鋒後部，並且延續相當長的時間。這種情形發生於高空氣流有大波幅之處，同時冷鋒因移近緩慢的長波脊，而減低速度。高空氣流多平行於鋒面，在地面上則有很顯著的低壓槽，等壓線作反氣旋型灣曲，同時在鋒面兩邊各有延伸的高壓。此種冷鋒有漸趨加強的傾向。

(C) 冷鋒附近無降水。高空風以西風爲主，部分冷鋒延伸至噴射氣流中心以南，最多僅能有微量降水，有時甚至無雲生成。

③廣汎南風氣流的降雨。

廣汎南風氣流降雨爲預報中最困難者，美國西部常有此型降雨。最初是有不活動且不發展的暖鋒，向北移動，同時一長波槽位於落磯山，一移動緩慢的長波脊位於大西洋沿岸 (Atlantic seaboard)。在長波脊中的地面高壓，向南北延伸，在高壓西部的等壓線成直線形，延長七至十緯度，落磯山中部及南部之東方，氣壓很低，只有九八〇毫巴至一〇〇〇毫巴，停留若干日。數個微弱擾動向東北方移進。南風氣流之強度並不一致，在七〇〇

露巴以下，近中心處，成狹窄而移動迅速之噴射氣流形狀。在這種低層噴射氣流內，夜間有降雨，發達時且常有雷暴與線飈發生。

依照旋轉率定理，應有氣流輻合發生在南風噴射氣流中（見註3）。所增加的反氣旋型切力，為緯度的增加而抵消。氣流之中央及左邊，濕度很高的空氣，由於擴展的輻合作用，逐漸由低層移至高空。在此型形成後廿四小時至四十八小時，陣雨即開始下降。

此型降雨難以預測的原因，不但是發生的因子難以確定，並且降雨地區與強度也很難預報。雖然部分地區可能有很大的雨，但就整個南風氣流而言，所得到雨量並非很多。

④冷氣流呈氣旋型彎曲的降雨。

在氣旋後部，地面等壓線呈氣旋型彎曲處，多雲及雨。當高空有低壓槽或封閉低壓停滯時，雲可多日不消散，在海洋上或陸上此種情形，均常出現。在陸地上發生時，於大陸極地氣團或冰洋氣團中有陣雨。白晝雨量很大，夜間可無降雨。

無論是在海洋中，或陸地上，陣雨並不任意發生。陣雨常在一至二小時內很強，但在另一至二小時內又轉弱。在地面天氣圖上可以在停滯的低壓四周繪出一組輻合線。在此線之前，氣壓下降，而在此線之後，氣壓上升。在此線兩邊地面風有順時鐘方向的風向變化，風向自西北西轉到西北，同時風速也增加三級以上。能使能見度縮短到零的大陣雨或大陣雪，多發生在輻合線之後。

在冷鋒後部常可發現某一地區有反氣旋型的等壓線。在很多情況中，噴射氣流的中心適經過反氣旋型曲率區域，雨區的分佈有很特別的變化，就是在中間部分生出一無雨區域，而將南或東南降雨區和北或西北降雨區分開。見圖 1。

三、利用高空預告圖預報降雨

在研究高空噴射氣流的初步報告中（註 4），曾指出「噴射氣流軸的位置與降雨有相關。最大降雨量集中於鋒面的某一部份，而此部分的上空適為噴射氣流中心」。史塔瑞氏（L. G. Starrett）曾以統計的方法，支持以上的見解。關於旋轉率與低氣壓的關係，可以得到以下的結論：「相對旋轉率沿氣流線向下游遞減之區域，多雲及降雨；相對旋轉率沿氣流線向下游遞增之區域，天氣良好。」

大雨應發生在噴射氣流軸以北，而接近於 Delta 區之轉向點附近，如圖 2 所示。當一延伸之半靜止鋒面，與高空氣流平行，而適在 Entrance 區內，如圖 3 所示

，惡劣天氣應發生在噴射氣流軸右方，因此處的相對旋轉率是順下游遞減。以上二種情形都是很常見的。鋒面在半靜止狀態，能停留多日，鋒面波沿著鋒面往下游移動，常有豪雨。

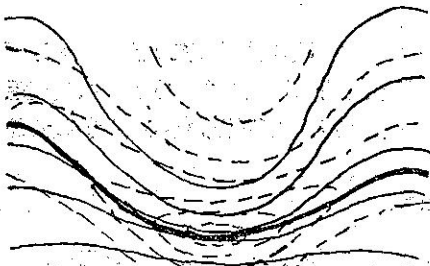


圖2. 中緯度上空風速分佈圖細線示等風速，粗線示噴射氣流軸。

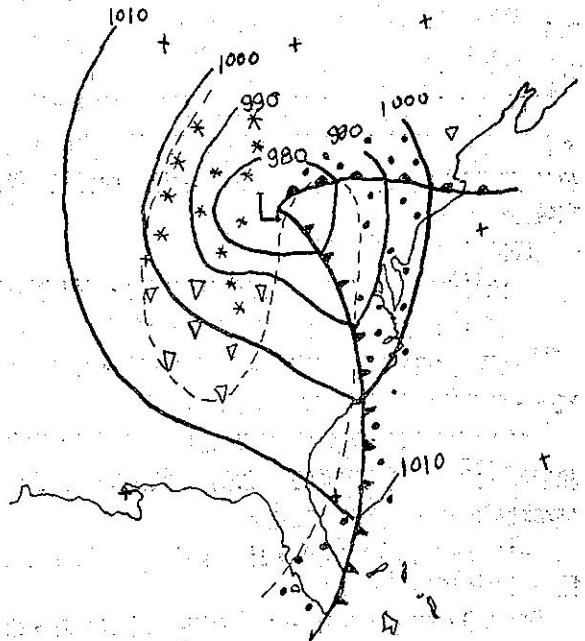


圖1. 冷氣流呈氣旋型彎曲降雨……示雨區界限 (1942年3月9日)

，這些鋒面波多影響同一地區，故洪水氾濫常成一狹而長的地帶。

利用預告圖來計算旋轉率的分佈，可以得到降雨量的預報。方法是很簡單的，就是用旋轉率沿氣流線順下游遞減區域，塗以綠色，此綠色區就是降雨區域，關於旋轉率分析的方法可以參考 Riehl 氏所著中緯度天氣預報論附錄 8。這種預報鋒面方法，只是求出降雨區域，並非得到降雨的數量。對於熱力不安定性降雨，寒潮爆發時的低層陣雨，湖沼及其他地方性降雨，均不能利用此種方法預測。K. S. Norquest 與 A. L. Sugg 二氏曾作實際研究，認為300 mb等壓面相

對旋轉率循下游遞減區域，與降雨區域有極大之相關。(註5)。利用此種方法，從事降雨量之預告，所獲得的結果好壞，皆須視計算雨量分布的預告圖之性質而定。因為現時風速場預報數量的技術，在廿四小時尚佳，故降雨的計算，也只限於同樣的時限。

四、冬季特殊天氣

冬季特殊天氣是指冬季的降水，能影響日常生活和社會活動，如鐵路公路航運等，茲分述於後：

①大雪

大雪是指廿四小時內的降雪量，至少有四英寸，而能嚴重阻碍日常生活與活動。天氣的特徵是先有停滯或移動極緩慢的冷高壓中心位於預報區域的北方至西北方，如果遇到以上所述的高壓，同時鋒面波在高壓南緣移動，預測大雪即可發生。

降雪區域可能很廣闊，但大雪却集却在一狹帶上，距高壓中心行徑的左方約二百至三百英里處，如何確定雨和雪的劃分線，實為一困難問題。在大雪降落地帶上的溫度，約 24—30°F，風向多東北風或東風。

當低壓波向東南方移動，或向東北方移動，對於降雪有很大的差異。低壓波從長波脊移至長波槽，是向東南方前進。降雪時間應予注意。普通情形而論，當低壓在中常速度移進，而無後退象徵時，在狹帶上的平均雪量，廿四小時可獲得四英寸。如果有後退徵象時，低壓多減低速度，降雪量可超過五英寸。

最大降雪量是發生在轉向東北方前進，或來自西南的低氣壓。低氣壓從長波槽移向長波脊，且低氣壓多深。低氣壓強度的變化，也是預報降雪量應注意之點。向東北方移動的低氣壓，有時發生一條凍雨或霰的降雨帶，位於暖鋒與大雪狹帶中間。又在一非常深低的低氣壓接近時，降雪量很大，在四至八小時內可以超過六英寸，實在值得注意。

②冰暴。

冰暴多發生在向東北移動的低氣壓內，而很少發生在向東至東南方移動的低氣壓內。冰暴有兩種不同情形：

(A) 極鋒波沿着大陸極地氣團的爆發寒潮之東緣，向東北方移進。

(B) 廣汎的西南氣流，從移動緩慢冷氣流之上，匍匐而昇，並向東移進，西邊的地面低壓很微弱。準確的預測，須視高空氣流與東方高壓的預報而定。

以上兩種情形，對於冰之集結速度與降雨型，均有差異。當低氣壓向東北移進時，降水分佈與正規降水模型相近似。冰的集結速度很快。結冰區域寬度約一〇〇至一二五英里。在暖鋒之南多為降雨，以北多降雪，結冰區域精確位置須視溫度預報而定。

至於廣汎西南氣流情形，冰之集結較慢，但時間較延長。結冰區域分佈亦較長。關於溫度與暖鋒相對位置等關係與第一種情形相同。

當地面溫度低降到華氏二十五度至三十五度時，由於其他冬季風暴，都可能有冰結。在暖鋒降雪終止後，與冷鋒飛雪前，尚可以有一至二小時的凍毛毛雨發生，公路上常凝成光滑的冰層。

③雪暴風

雪暴風發生時，溫度一般很低；或溫度低降很速。有強風或大風能導致飛雪。能見度平均低於五百英尺，甚至可低減至零。僅有少量雪下降。

當冬季很強烈的氣旋，向北方或東北方緩慢移進時，可有雪暴風發生。長波槽適位於預報區域的西方。地面氣旋向北方前進時，多迅速深。另外一種情形，是氣旋向東南方前進，而後方有冰洋氣團寒潮爆發，風速超過每時五十英里，溫度迅速低降至華氏零度以下，雪暴風也能發生，但很罕見。以上兩種情形發生的雪暴風都是在冷鋒的後面。如果氣旋是向北移動，則雪暴風時間就比較更延長。

註1. Crocker, Godson, and Penner 1947 Frontal contour Charts.

註2. S. Petterssen, 1940 Weather analysis and forecasting.

註3. V. J. Oliver and M. B. Oliver 1945 Forecasting the weather with the aid of upper air data.

註4. H. Riehl 1948 Jet stream in upper troposphere and cyclone formation.

註5. K. S. Norquest and A. L. Sugg 1952 A quantitative method for the prediction of rainfall patterns.

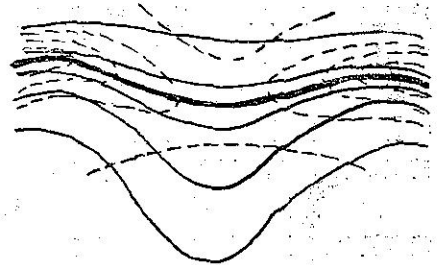


圖3. 中緯度上空風速分佈圖。細線示等風速線，粗線示噴射氣流軸。