

成啓勳
陳文恭

論中國地區之雷雨特徵及預報方法

Study on the Characteristics of Thunderstorms and its Forecasting
in Mainland China and Taiwan
Ke-hsun Chi, Wien-cong Chen

Abstract

This survey deals with thunderstorms in Mainland China and Taiwan from view point of synoptic analysis. A review of thunderstorm forecasting research is briefly introduced. Those predictors concerning thermal and frontal thunderstorms are discussed. The authors recommend some of the techniques for forecasting various types of thunderstorms in this area.

壹、前言

雷雨是我國夏半年最常見的一種劇烈天氣現象，不僅內中的亂流、結冰、雷擊、低雲和惡劣能见度等都足以威脅飛航的安全，由此產生的暴雨和陣風，也可以釀成災害，台灣局部地區常因而使菜園及農田受損，低窪地區則積水成災。我國北部地區，雷雨常帶來沙暴及塵暴，一時天昏地黑，飛沙走石，甚至會降落冰雹，傷人斃畜，作物盡被摧殘，深為農家所畏懼。但另一方面，則雷雨可解除暑熱及乾旱，多數地區為夏半年水源所賴，可見如何善用其利而減少它的災害，首先應該對它作一澈底的研究。

為了使一般讀者有一對雷雨的基本認識，下面先說明雷雨的定義和成因，以及根據雷雨成因的分類，再據以分析預報方法。

貳、雷雨的定義和成因

「雷雨」的英文名稱是「Thunderstorm」氣象學術名詞中譯為「雷暴」，正如「Sandstorm」之譯為「沙暴」，「Duststorm」之譯為「塵暴」，「Hailstorm」譯為「雹暴」，「Icestorm」譯為「冰暴」，意指有雷電之風暴。美國氣象學會出版之「氣象辭彙」（Glossary of Meteorology）中將雷暴解釋為〔1〕：

「概言之，指由積雨雲產生之地方性風暴，經常伴有閃電及雷聲，並常有強烈陣風、大雨、偶或有雹。氣象實務中規定，當測站聽到雷聲，即報「雷暴」……」。

世界氣象組織出版之「國際氣象名詞」（International Meteorological vocabulary）中也規定〔2〕：

「雷暴係指有一次閃電及雷聲，表明一次或以上之突發性放電現象，伴有對流雲，也常有降水。」

由此可見：氣象上所指的雷暴或雷雨，實際上未必有雨，雷雨和一般陣雨不同，無非是因為前者伴有閃電放電現象。本文為便於一般讀者，故仍沿用習俗上的名詞「雷雨」，而不用學術上名詞「雷暴」。

大氣中何以會產生這種閃電放電現象？這個問題到現在還沒有解決。話雖如此，一般都認為閃電是一股電流從地面傳到游離層的一種物理過程。平常「好天氣」的時候，大氣傳導一股電流，從正電荷的游離層攜帶負電荷到達地面，將地面上的電荷掃除約十分鐘。可見發生雷雨的作用是要有電流從地面到游離層，不斷地貯存盛行的電荷分配。

地面和游離層間電位梯度的強度每天都不一樣，全球在同一時間到達巔峯值，此巔峯在格林威治的午後及傍晚出現；也就是全球雷雨最活動的時間，這是因為赤道非洲和南美洲的雷雨都以午後最活躍的緣故。這一種相關，表示雷雨可能是提供回返電流的一種物理過程〔3〕。

為了要提供一種回返電流的有效機制，雷雨雲中必須進行一種電荷分離，一般情況像圖1所示。一股正電流從地面流入雲的較低部份，荷負電的閃擊則自雲內到達地面，正電也要從雲的較高部份流向游離層。

A diagram of a cloud with a dashed horizontal line across its middle labeled -20°C . Below the cloud, a dashed horizontal line is labeled "結冰層 $^{\circ}\text{C}$ ". Inside the cloud, '+' signs are concentrated in the upper portion, and '-' signs are concentrated in the lower portion. An arrow on the left points downwards, labeled "移動方向". At the bottom of the diagram, there is a hatched area representing the ground.

雷雨既然是一種劇烈的對流現象，可見先決條件要有潛在不穩定的暖濕空氣。自實際觀測獲知，大量水滴和冰晶必須被氣流帶至溫度遠在 -20°C 以下的氣層內，才可能產生閃電放電現象。如此高空而能聚集大量水份，唯有在暖濕空氣中始有可能。因此，下層如果沒有暖濕空氣，雷雨絕難發生。另

一、氣團雷雨
氣團雷雨指發生在一種單純氣團內部的雷雨，

以上是就靜態來說，事實上地面附近如果有暖平流，或者高空有冷平流，正好像地面因日射變熱，高空因輻射冷卻，同樣可產生或加強不穩定效應；相反的情況則可抑制氣層的不穩定。例如大陸性冷氣團流經暖海面，一路上下層溫濕不斷增加，如果很不穩定，也可能有雷雨。冬季我國沿海南北向的溫度梯度很大，乾冷氣團入海後迅速變性，如地形有利，也可導致雷雨。

動」就是指這種現象。

暖空氣在冷空氣楔上滑行並推進的鋒面，稱為暖鋒。暖鋒的坡度很小，上升運動不强，所以很少能發生雷雨。但如暖氣團濡濕逾常，而且對流性不穩定的氣層很厚，那末一經抬升，也有發生雷雨的。

可能，暖鋒雷雨也多排列成帶，晚春初夏較常見，但我國本部極少有發展的氣旋，暖鋒既難得出現，所以暖鋒雷雨更少，只有在長江流域梅雨季內偶而有發生。以出現時間來說，夜晚較白晝為多。

當地面天氣圖或850毫巴圖上，某一地區出現兩種南來氣流，相接處常有明顯的風向切變，有些預報員把它誤認為暖鋒，實際上應該分析為暖性切變線，例如一種為西南西風，另一種為東南風。此切變線常因動力作用而其中一種被抬高，由於彼此含濕都相當高，也很容易發生雷雨，我國華北地區的春季常有這種現象。

因錮鋒不論是冷因錮抑或暖因錮鋒，在適當的溫濕和動力條件下，也同樣可以發生雷雨，例如暖因錮的高空冷鋒經過，最容易增強不穩定，發展對流現象，但是因為除東北地區而外，我國很少有衰老時期的氣旋出現，所以很少有因錮鋒雷雨發生。倒是在滯留鋒上，雖然冷暖氣團彼此勢均力敵，互不退讓，但如一旦高空的暖濕氣流增強，或者離地2000—3000公尺處有風向切變線經過，沿這一條滯留鋒上即有發生雷雨的可能。滯留鋒春季常在華南停留，夏季在山東河北一帶也經常出現，部份雷雨就是這個原因。

鋒面雷雨未必在天氣圖上已經有了鋒面而後才發生，在成鋒過程中也可以出現。此種情況和鞍式變形場及下層氣流的輻合有關，分析人員必須加以密切注意。

三、地形雷雨

潛在不穩定的暖濕氣團遇山受阻，被迫上升，也可以產生雷雨，在原理上和暖鋒雷雨非常相似，不過停留不動而已。這種雷雨大都在面向暖濕氣流的山坡上發生，到了背風處雲雨就消散。當然，其間也可能參雜其他因素，如地形有利於氣流同時輻合，迎風山坡也是向陽山坡因而同時有增暖效應等，春秋兩季長江以南的丘陵地帶常有此種雷雨。安慶一帶因為地勢起伏，迎風坡的抬升作用，加上山谷內日間增暖迅速，所以對流特別旺盛，常有雷雨，甚至下雹〔6〕。台灣南部山區也常見這種地形性的雷雨。

據上所論，可知各類雷雨因為成因不同，預報時所考慮因子也頗有出入，以其彼此參差，所以迄今猶無充份把握。雷雨的各種型式，不僅受綜觀天氣形勢所控制，並且還由大範圍地理環境和小範圍局部地形來決定。富克斯(Fulks)和范伯許(Faw-

bush)等都會強調劇烈風暴氣候上分佈的重要性〔7〕。譬如美國奧克蘭荷馬和瑪薩斯區之所以經常出現劇烈風暴，是因為該區和暖濕空氣來源非常接近，又正好在高原的東邊，海洋性熱帶空氣向北推進期間，受洛磯山的阻擋而不能向西展開，濕球位溫(θ_w)很高的空氣伴同低層噴射氣流才能在洛磯山以東幾百公里處充份發展，高空冷槽一旦從太平洋移入，該區就很容易發展和釋出強烈的潛在不穩定。可見災害性對流風暴和地理環境密切相關，想要預報成功，先要作地區性研究。

另一方面，由於雷雨的強度相差懸殊，預報的要求不僅要能決定明天或後天(有效時間再長就非常困難)是否會有雷雨，還應該報出它的強度、風雨等級，是否有雹、小雹、中雹、還是大雹？是否伴有龍捲風等，甚至可能發生的時間，否則縱使能統報對有雷雨，它的價值和效用勢必大為降低。可見預測雷雨要在對劇烈雷雨的天氣形勢和構成條件能澈底把握。

本文因限於篇幅，只能扼要論述各種雷雨的分析要點，特別着重在大陸各地區及台灣發生劇烈雷雨的綜觀天氣形勢和形成條件，雖然如此，事實上雷雨的預報技術想要劃分類型，非常困難。因為不僅類型本身有時很難識別，而且若干因子涉及數種類型敘述難免重複。但是為了避免討論過於紊亂，使讀者在觀念上混淆不清，以下仍勉強分類加以論述。

肆、氣團雷雨的預報

熱雷雨是氣團雷雨的典範，主要因為午間地面受日射而增暖，使氣團內的潛在不穩定得以釋出，產生旺盛的對流現象，因而導致雷雨。這種雷雨經白葉斯(Byers)和勃蘭海姆(Braham)的研究，證明它是由若干較小「胞體」所組成〔5〕。具有日週期的連續性是它的特色。據俞家忠的統計〔8〕：自1956—1970年台北地區377次(以一日為一次計算)雷雨中，無連續性者(雷雨下一天即告停止)計有159次，佔總數的41.9%，其餘58.1%的雷雨都有連續性，連續最久者達六天。話雖如此，我們不能說，凡有連續性者都是氣團雷雨；也不能認為，凡無連續性的都不是氣團雷雨，因為連續兩天或以上有雷雨，可能原因並不一樣。相反來說，只有一天下雷雨，可能此暖濕氣團僅停留一天。以預報價值來講，那一天開始有雷雨以及那一天起不再有

雷雨，關係最為重要，這種關鍵形勢，預報員必須密切注意。

熱雷雨既是暖濕氣團因日射受熱而產生的後果，可見預測它是否會發生，必須先考慮當地氣團的熱力結構。一般預報員大都衡量日間增暖能否使氣團內的潛在不穩定變為真正不穩定，採用當晚的地面氣象觀測及探空報告分析翌日午後是否有雷雨。如果根據當天晨間的地面觀測和探空資料預測當天午後是否有雷雨，自然更有把握，但預報效用顯然較差。

當地探空的溫度和露點垂直分佈曲線顯然是預報雷雨的一項主要工具(見圖2)，曲線上還要註明各層混合比，絕熱圖的一邊填入各層風向風速，各該要素的垂相分佈未來若干小時內可能出現的變化，必須仔分析。最重要的一點莫過於午後可能到達最高溫度的估計，假定厚度為 ΔP 的一層空氣內它的增暖量為 ΔT ，那末單位面積所需的加熱量為 $C_p \Delta T \Delta P / g$ 〔7〕。在絕熱圖上，當時溫度曲線和

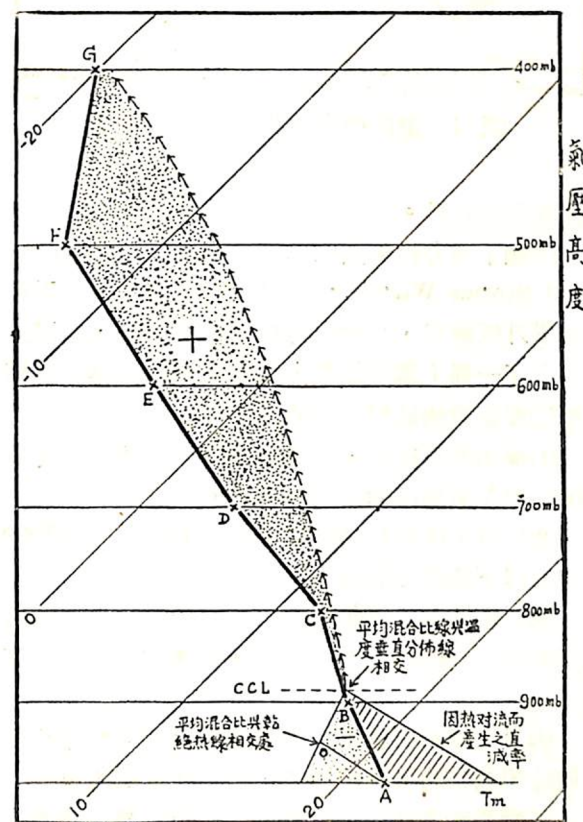


圖2 對流凝結高度(CCL)的求法和雷雨所需舉升能量的估計。OB為飽和混合比線，OA為乾絕熱線，+為正區，示自動對流，-為負區，示氣塊被舉升至CCL所需的能量， T_m 為午後到達的最高溫度。

預期加熱後溫度曲線間所夾面積即代表所需的能量。假定此增暖後的探空曲線上，下層氣塊能夠穿過自由對流高度(LFC)(詳見以下說明)，即有發展成雷雨的可能。注意此探空曲線上的加熱量，大約有 $\frac{1}{3}$ 供給產生這一層內的對流雲。有了對流雲之後，日射強度勢必因而減低，對流雲是否會產生以及產生多少，顯然要由水汽含量來決定。

探空曲線上如果有一層逆溫層，表示僅僅靠日射增暖，不可能有深厚的對流消除此一穩定層除非此一逆溫層很弱，或高空有冷平流，否則不容易釋出潛在不穩定。據專家研究〔7〕，消除一層顯著逆溫層，大約需要將氣層抬升100毫巴。因此，以平常的氣旋幅度垂直運動(大約每秒5公分)來說，六小時內即可消除該逆溫層。可見水平向的平流常可消除當地的逆溫層。某處上空如果有一強烈逆溫層，起先可以阻止對流的發展，但如隨後有一機制使逆溫層減弱，那末也可以使積雨雲穿透層積雲，向上繼續發展。水平向平流的重要性將在颱風雷雨中再加說明。

日射加熱對於發生雷雨的重要性，我們從上面所講雷雨頻率的日變化中已經可以看得出來，但其他因子影響雷雨的重要性，則各地大有差別。因此，氣團雷雨的預報大都發展一種適合於當地的客觀預報技術，以統計分析為基礎，預測未來24小時內有無對流性雷雨，大都得到相當好的成績。由於各月份的環流情況不一樣，所以最好分月統計，將所得結果加以若干必要的修正，較易奏效。

以美國丹佛(Denver)預測九月份的雷雨為例。根據前晚的氣象資料，預報當地翌日午後至傍晚有無雷雨。初步研究結果，發現有關因子計有：700毫巴面上的風向風速，地面露點和500毫巴面上溫度的差數，以對流凝結面(CCL)(註)和結冰面(0°C)的氣壓差，採用1940—1945年九月的資料，其他月份也可比照實施〔9〕。

註：以混合層內的平均混合比作為低層空氣混合比，循乾絕熱線到達凝結面。

先分析各該因子和翌日有無雷雨的相關，而後將關係最顯著的兩個預測因子繪成點聚圖(Scatter diagram)，原則上應該得到三個區域，即A區一定會有雷雨，C區一定不會有雷雨，B區則有雷雨和無雷雨相混。此種情況，必須進一步用第三及第四種預測因子來再過濾一次。通常經過第二次過濾後就可以得到相當滿意的成績(見圖3)。

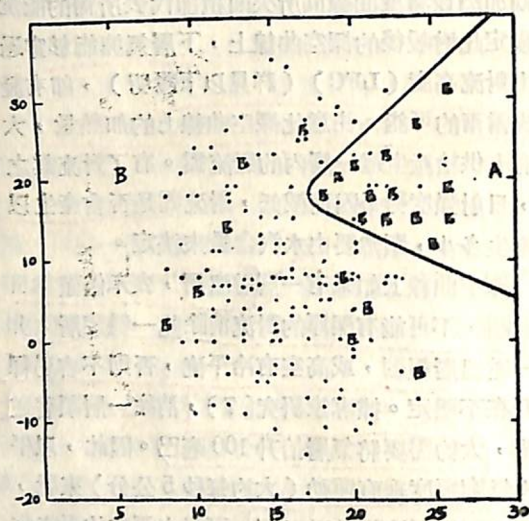


圖3 美國丹佛利用點聚圖預測翌日午後有無雷雨。橫座標為 $T_{d0} - T_{500}$ （地面露點溫度減500mb面上的溫度），縱座標為丹佛和包斯（Boise）700mb面上的高度差10呎數。

預測氣團雷雨所用的因子，以衡量穩定度最受重視，最常用者有所謂蕭華特穩定度指數（Showalter stability index）。方法是將各地探空報告的850毫巴溫度及露點填入假絕熱圖或斜溫圖內，循乾絕熱線到達凝結面，再循濕絕熱線向上，直至和500毫巴面相交。此處所得溫度和探空曲線上500毫巴溫度的差數，就是蕭氏穩定度指數（10）（見圖4）。

蕭氏認為：指數一經到達+3，即可能有陣雨或雷雨；指數減至+1和-2之間，雷雨的可能性增加；如到達-3以下，就會有大雷雨發生，鄭邦傑曾使用台北1964—1968年七、八月探空資料，計算蕭氏穩定度指數和當天有無雷雨的關係[11]，結果得出：指數在+3及以上者23天，其中只有一天有陣雨；指數在0至+2.9者137次，其中出現雷雨者36天；指數在-0.1至-2.9者92天，出現雷雨者49天，指數達-3及以上者23天，其中12天有雷雨。雷雨的出現率分別為0%、27%、53%、及52%。因而認為就此項成績來說，穩定度指數和雷雨是否發生的關係似乎不很明顯，所以必須考慮其他參數。他認為最先應該考慮的就是水汽問題。另據李先明的報告[12]也指出：蓋氏指數（Gardner's index）（蓋氏指數的算法和蕭氏指數完全相同，僅符號相反而已）在屏東試用的結果不能令人滿意，因為該項指數使用效果最佳在五、六月，而當地雷雨最

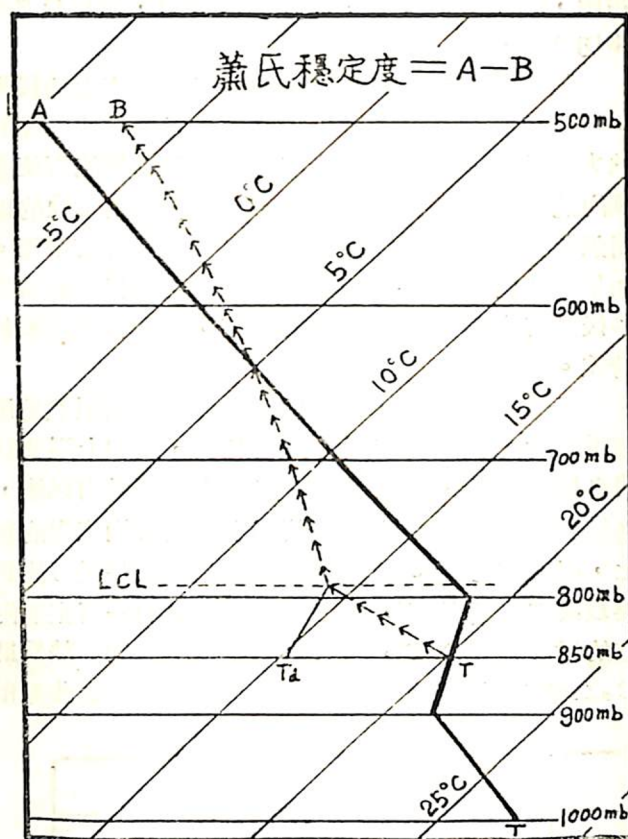


圖4 蕭氏穩定度指數的求法。

多都在七至九月。

美國「地方性劇烈風暴警告中心」（Severe Local Storms Warning Center）也認為，蕭氏指數如果外延應用，可能會得到相反的結果，所以另外設計了一種「舉升指數」（lifted index）以補救穩定度指數的缺點。它的方法是：

(1)應用等面積法，求得地面附近3000呎（或1000公尺）氣層內的平均混合比。

(2)估計午後最高溫度，修正3000呎（或1000公尺）以下的探空曲線。

(3)以3000呎（或1000公尺）氣層內的平均位溫和平平均混合比的相交點作為低層氣團的一般凝結高度。

(4)自此凝結高度循濕絕熱線向上至500毫巴面；將此相交點的溫度作為假設的500毫巴溫度。

(5)實測溫度減去求得的溫度即為「舉升指數」。結果證明用舉升指數比用蕭氏指數更有效[10]。

俞家忠曾應用另一種穩定度指數，所謂「魏汀K值」（Whiting's K value）計算桃園1956—1970年每天20時一次探空，並且把翌日台北地區是否

有雷雨或陣雨加以校驗[8]，其算式如下：

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

式中 $(T_{850} - T_{500})$ 為850毫巴溫度和500毫巴溫度的差值， T_{d850} 為850毫巴面上的露點， $(T - T_d)_{700}$ 為700毫巴面上溫度和露點的差值，都用攝氏溫度。結果證明K值的大小確和台北翌日有無雷雨或陣雨具有相關；K值大於40時，彼此相關更加密切，乃進一步以K值為橫座標，以自由對流高度（LFC）為縱座標，將1952—1954，1959—1960年6—8月桃園K值和翌日台北有無雷雨或陣雨填入坐標圖內，視其出現機率劃分區域。結果在A區內（K值和LFC都較高），有雷陣雨的機率高達92.3%；B區內有雷陣雨的機率為62.9%；C區內無雷雨的機率為52.0%；D區內（LFC較小而K值特別大；K值較小者LFC不甚規律）無雷雨的機率高達100%。技術得分為0.551。由於分區很不規則，缺少理論上的解釋，作者認為有待進一步的研究。

自由對流高度（LFC）是指地面氣塊循乾絕熱線上升達飽和，再循濕絕熱線與溫度曲線相交之點。氣塊一經舉升到此一高度，再向上因為它比周圍空氣暖，所以不需外力即可繼續上升。可見LFC較低，表示產生雷雨所需的地面增暖不必很大；相反來說，必須有很大力量才能將氣塊舉升至LFC。

無論蕭氏穩定度指數，舉升指數，魏氏K值，或LFC，雖然都已經同時考慮到氣團內部的熱力結構和水汽含量，但所據溫度及露點曲線，僅不過代表探空當時的情況，至於隨後這段時間內一直到第二天可能發生雷雨前的演變情形，却並未考慮在內可見單憑這些預測因子當然不可能得到非常滿意的結果，任何客觀預報技術基本上的缺點即在於此。所以大多數預報單位都另外發展一套半主觀半客觀的經驗法則，藉以補救該項缺點。

上面已經說過，氣團雷雨的預報雖然基本上在於考慮：就當時氣團的熱力結構及水汽含量來說，由於地面日間受熱是否可能使潛在的不穩定變為真正不穩定。但其他因子也不能不顧及。較高層的輻射冷卻勢必有助於潛在的不穩定的釋出，至於低層的暖平流和高層的冷平流也一定會使不穩定因而加深。地形因素和輻合輻散效應也很重要，前者在地形雨中再加說明，後者在成鋒過程內雷雨內加以強調。剩下來最重要的預測因子當然是高空風的考慮，因為它代表平流特性和氣流切變所產生的不穩定性。

據鄭邦傑的研究[11]：台灣地區雷雨發生之日，850及700毫巴面上以西南風為最多，分別佔44%及50%，其次則為東南風，各佔22%及34%。合計所有偏南風，則700毫巴面上屬偏南風者，發生雷雨的頻率高達84%，而850毫巴面上屬偏南風者僅66%，足見深厚南風實為發展雷雨所必需，以風速而論，則大都在每秒10公尺以下，因為強風容易吹散低層受熱空氣。

劉民樂曾進一步劃分低層風（3000—5000呎）（相當於1000—1700公尺）和高層風（18000—20000呎）（相當於6000—7000公尺），統計夏季台北有雷雨之日和這兩層風向的關係[13]，資料年代為1954—1960年，得結果如表1。

表1 台北夏季雷雨和高空風的關係

風向	低層 (3000—5000呎)		高層 (18000—20000呎)	
	次數	%	次數	%
SW	81	71	59	52
SE	21	19	30	26
NW	5	4	12	11
NE	7	6	13	11

自表內可見，台北市發生雷雨之日以低層及高層都出現西南風的頻率為最高，約佔一半之機率，高層為東南風，低層為東南或西南風，以及高層為西北低層為西南風居其次。俞家忠也指出[8]：從低層到高層均為偏東風時，台北地區發生雷雨的機會很小。但如風速很小，而風向隨高度有順轉或逆轉現象時，表示高空有冷平流或暖平流，則配合其他有利的條件，台北地區仍可能有雷雨。如果從低層到高層都是西南風，並且在垂直方向有順轉或逆轉現象時，最有利於台北地區發生雷雨（按向上順轉表示暖平流，向上逆轉表示冷平流，原文中並未指出那一層順轉或那一層逆轉有利於台北區雷雨的發生）。又如低層至20000呎（地面至7000公尺）為西南風或微弱東南風，20000—40000呎（7000—13000公尺）出現南風或南南西風，風速在每時20—35哩，第二天勢將有雷雨，且能持續甚久。

台灣南部地區的雷雨也有很多人加以研究。一

般也都認為高空風是主要決定因子之一。朱煥鈞研究岡山地區晨間雷陣雨[14]，認為當季風不強時受海陸風影響不大，晨九時每有偏東的降坡風吹向海峽，和海峽上空氣相遇，發生擾動。如果海峽上空原有空氣具有潛在不穩性，即可導致雷雨。此外，李先明認為[12]：屏東的熱雷雨大都發生在上空有偏東風的情況，竟佔88.3%，純以東風作為預報依據，成功機率也有61.3%；純以西風作無雷雨的預

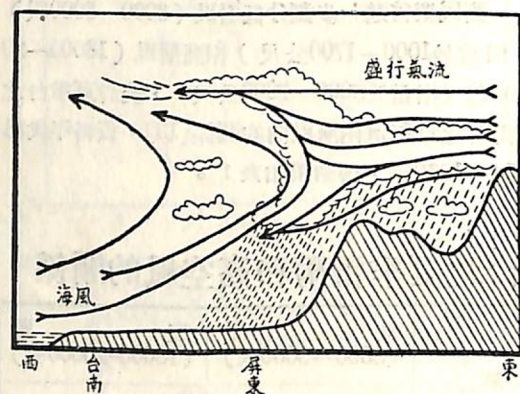


圖5 台南屏東一帶下層海風和上層東南風輻合因而產生雷雨之示意圖。

報，失敗機率只有12.3%。因為屏東是一片平原，東邊緊靠狹窄而高聳的大武山脈，太平洋上吹來的氣流越過大武山，和平原上受熱上升的暖濕空氣相遇，最易產生激烈的對流現象。如圖5所示。張瑞翔分析台南區熱雷雨[15]，也認為當地所有熱雷雨都來自東部山地，地面海風和高空風間的風切是發展雷雨的主要因子。

伍、地形雷雨的預報

以上所論，我們已經可以看出：氣團雷雨的預測雖以考慮地面受熱為主，但其他因子如上層的輻射冷卻，代表平流的各層高空風，以及地形因素等，也都不能忽視，可見嚴格說起來，氣團雷雨和地形雷雨實在無法加以劃分。由地形影響導致雷雨，有為主因，有為副因，先決條件仍在氣團本身有利的溫濕結構。

冬季從大陸高壓吹出繞道南下的變性冷氣團，在日本南方暖洋面上一路吸收水份並增暖，加上東北季風和海面摩擦所產生的渦流，到達我國東南沿海和台灣東北部時，已經產生一層很厚的層積雲，凝結面很低，但夜晚單靠雲頂空氣的輻射冷卻，最多只能產生中等陣雨，必須受地形抬高和輻合，加上有利的溫濕條件才有發展雷雨的可能。

假定暖濕氣流面向山坡，被抬升而釋出不穩定，由此發展成雷雨，那末以偏南氣流最有利，而且最好是面向東方的山坡，上午天氣晴朗，因日射而受熱迅速，此項助長作用極為重要。南嶺山脈因係東西走向，南坡受熱強烈，當春季湘贛盆地有低壓發展，攝引暖濕氣流北侵，地形抬高加上日射增暖效應，最易產生地形雷雨。

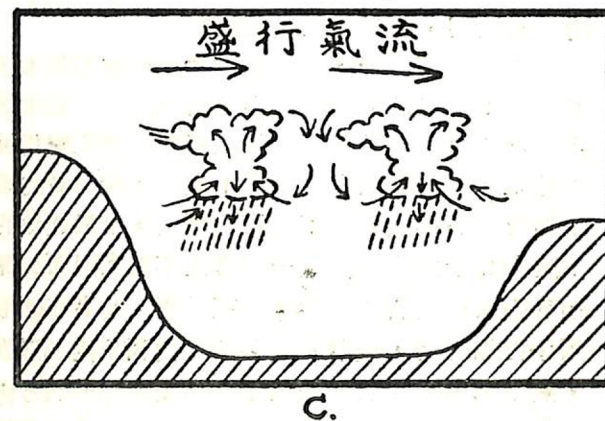
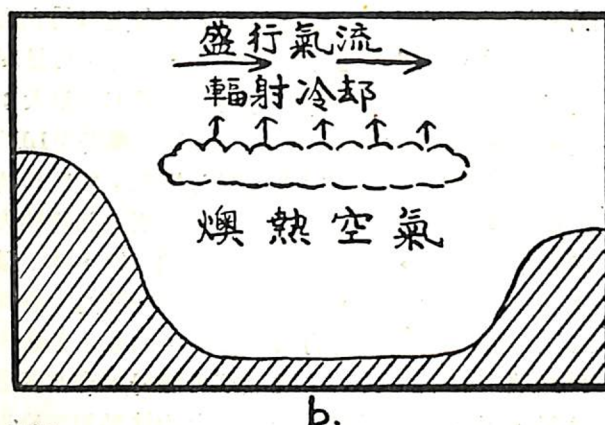
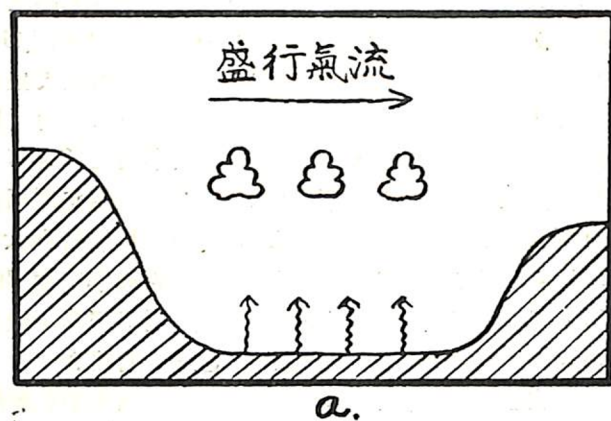


圖6 四川盆地常見巴山夜雨之形成構想圖，a.日間，b.傍晚，c.午夜。

再以盆地雷雨來說，圖6表示四川盆地夏季晚間發展雷雨的情況。日間盆地內受熱，使積雲如星羅棋佈，但受盆地上面盛行西風的影響，雲頂的發展被逆溫層所限制。至傍晚，日射減弱，積雲頂展開，連成一片層積雲，使盆地內的燠熱空氣無從發散。夜晚雲頂上因無遮掩而輻射冷卻非常顯著，形成上冷下熱的現象，冷空氣既然比暖空氣重，於是產生「翻轉」效應而導致雷雨。

大山深谷也因為受熱不均，很容易發展雷雨，如果對盛行氣流有抬高作用，也可以作為地形雷雨。山區雷雨因電擊而導致森林火災，在美國和歐洲非常受重視。美國1939—1958年20年內西部13州因為雷擊而發生森林火災有132000次。僅1960年估計因而蒙受損失達25,000,000美元。據統計洛磯山區有70%的森林火災都是因為雷擊而發生[16]，台灣山區也常有森林火災發生，今(1973)年4月7日阿里山香林國小邊檜木林因雷擊而發生大火，相信因雷擊而引起其他火災一定還很多，可見山區雷雨的研究和預測，在經濟上很有價值。此種雷雨的發生和平地上熱雷雨唯一不同在於山谷內午間受熱強烈，等壓面擴張，而蒸發加大，暖濕氣流乃沿山坡向上，此種不斷輸出的上升空氣和山區上面的盛行氣流相輻合，立即可產生大雷雨。

此外，上面曾經指出：我國海南島和雷州半島之多雷雨，和美國佛羅里達半島很相似，海風輻合實為主要原因之一。台灣南部的雷雨經李先明和張瑞翔的研究，也認為海風參入，和上層氣流輻合，是當地夏季雷雨的主要原因。台灣的地形和雷州半島、佛羅里達半島、甚至海南島都不一樣，因為它有近似南北向的縱貫山脈，東邊非常峻削而無平地外延，不利於海風的入侵，而西邊却有寬廣的平原，午間地面因日射強烈而有相當顯著的海風發展。再從台灣海峽的形勢來看，屏東到台南一帶，非常有利於偏南風作水平向的輻合，由此產生氣旋形的渦旋度，加深大氣的不穩定性。另一方面，夏季為北太平洋高壓鼎盛時期，常向西伸展，所以台灣上空經常有東南風盛行，此海風和東南風輻合而發展的雷雨，乃隨盛行風向西移出。雷州半島和佛羅里達半島因為沒有高山，所以夏季盛行風微弱時，兩邊海風都能侵入，產生對等的輻合效應。海南島為一近似圓形海島，中南部為山區，最高峯約1800公尺，更適合於周圍海風的輻合。

由此可見，地形性雷雨的預測，更需要就當地

情形分析促成雷雨的有關因子，發展一套客觀預報技術，或半客觀的經驗法則，以為本地應用。

陸、冷鋒雷雨的預報

啓發對流的機制，不外乎有組織的緩慢上升運動，綜觀幅度的天氣紛擾，以及日射增暖。氣團雷雨以第三種為主，地形雷雨以第一第三種為主，鋒面雷雨則以第一及第二種為主體。

當冷氣團自源地衝出，假定推進的速度相當大，而前面空氣既暖且濕，那末沿冷鋒一線也會有雷雨出現，因為此種情況，冷氣團不僅像推土機一樣能把前面的暖空氣翻上來，而且因為地面冷鋒受摩擦的緣故，推動較緩，使後面趕上來的冷空氣不得不沿鋒面上升。此種一開始就產生的對流現象，據克拉克(Clarke)研究[17]，在冷鋒前一狹窄帶內，離地500—1000公尺處，上升運動在每秒50—70公分之間，相當於一般氣旋幅度內上升運動的10—15倍。此冷暖兩種上升氣流的輻合，乃格外容易導致雷雨的發生。

冷空氣的猛烈衝出在東亞地區稱之為「寒潮」(Cold Wave)，冷鋒雷雨在它前面連成一線向前推移，在雷達幕上也非常清楚，所以比較容易預報，問題僅在於將會增強或減弱而已。至於出現之前，則仍不外乎衡量冷空氣推動的速度和前方暖氣團的不穩定性。

寒潮南下，彷彿洪水之泛濫，並不遵循一定的路徑。話雖如此，冷空氣較為凝重，易受地形影響，有幾條比較集中的路徑，可見預測冷鋒雷雨，也應該考慮地形因素。另一方面，冷鋒上是否會有雷雨出現既要看當地有無暖濕空氣。足見以冬季來說，唯有在南嶺山脈一帶及其南方才可能有冷鋒雷雨，但夏季則極地氣團只能到達我國的西北和東北一帶，所以也唯有這些地方才能出現冷鋒雷雨，可見以季節而論，春秋兩季寒潮南下時所導致的冷鋒雷雨最為突出，影響的範圍也最廣。

華北夏季的雷雨或暴雨，有很多都和冷鋒及高空低槽相配合，所以不能視之為純氣團雷雨。雨帶和冷鋒低槽平行，盛夏時也會出現這種災害性天氣，暴雨及地面大風區並不和冷鋒及高空低槽平行，而是垂直於冷鋒，並且在冷鋒前自南向北移動[18]。這種暖性切變線是暖氣團內東南和西南氣流間的風向切變線，呈東西向，所以通常稱之為「橫切變線」。

以1960年7月15日20時為例，在剖面圖上可以看出：

- (1)切變線上空有一 θ_{se} （假相當位溫）較大值區伸展到500毫巴。
- (2)切變線南側的風速大於北側的風速。
- (3)切變線兩側的水平溫度梯度很小。
- (4)切變線北側雷雨正在發展，而南側雷雨正在消散，偏南風增強。

由此繪成的立體圖如圖7所示。

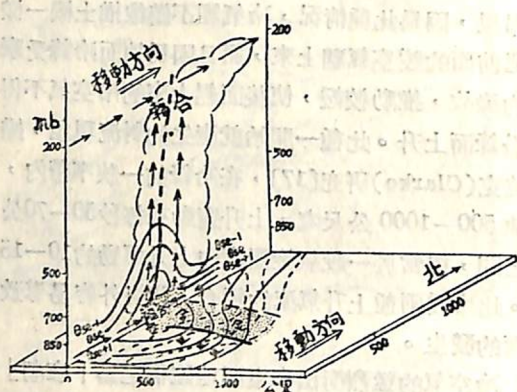


圖7 暖性切變線上的三度空間結構（垂直剖面上：粗實線為 θ_{se} 線上凸區，粗虛線是在它上面的風向切變線。水平面上：粗實線為暖性切變線的地面位置，粗虛線為200mb切變線在地面上的投影位置，細虛線為200mb面等高線，細實線為地面等壓線，陰影線為地面雨區）。

圖中可見：在垂直剖面上有一 θ_{se} 舌向上突出，伸展至500毫巴，在低層等壓面上該處為一不穩定區，兩天後不穩定區南方有切變線生成，並且沿偏南風的噴射氣流北移，當切變線重疊在不穩定區上空，低層因輻合而上升的氣流增強，切變線的功用在於使潛在不穩定變為真正不穩定，切變線和 θ_{se} 舌重疊處乃有強烈雷雨發展。200毫巴上的輻散氣流則有利於下層輻合上升氣流得到補償，上升運動可以繼續並充分發展。

另據分析山東省夏季的雷雨[19]，也發現：冷鋒過境，倘高空槽前傾，大都會有雷陣雨；相反來說，如果後傾，一般都屬於穩定性降水。

柒、飢線雷雨的預報

說到低層輻合和高層輻散所產生的劇烈對流現象，我們不得不接下去討論飢線雷雨，否則勢必離題太遠，冷鋒前面之所以有「飢線」(Squall line)

或「假冷鋒」(Pseudo-Cold Front)不外乎三種原因：地面冷鋒受摩擦而落後，使冷空氣尖楔前端像兔子頭一樣突出，突出處的乾冷空氣和下面的暖濕空氣呈顯極不穩定的現象，此其一；冷鋒雷雨前面衝出的一股冷空氣向下瀉落展開，將當地午間受熱上升的暖濕空氣加速抬高，產生更猛烈的對流現象，此其二；在有利的地形下，乾冷空氣從高原上下來，駕臨濕熱的海洋氣團上面，產生極不穩定現象，此其三。

西方學者大都認為：孤立的大雷雨雖然也經常會有劇烈天氣，但具有破壞性的雷雨大都和飢線相結伴[7]，以美國來說，中西部的龍捲風和電暴，幾乎都和飢線發生關聯，根據羅特蘭的研究[20]，強烈飢線雷雨發生地區在中緯度，和各該季節噴射氣流在500毫巴面上的平均位置密切關聯。盛夏時，印度北部上空的噴射氣流移到西藏高原以北，所以印度極少有電暴和飢線出現。拉曼斯瓦梅(Ramaswamy)分析印度北部很多次雷雨[21]後，發現該區出現大規模雷雨時，在低層綜觀天氣形勢中找不出跡象，唯有在高空氣流型顯示強烈輻散現象時，才會產生大雷雨和劇烈飢線，雷雨發生最多是在西風槽的東邊；另一位置則在強高空脊的上游，該處氣旋形渦旋度銳減（尤其是西部乾旱區）（註）。高空輻散顯著的地方，不僅渦旋度有明顯的改變，而且風速也比較大。所以拉氏認為：當夏季季風蒞臨前，印巴北部上空出現副熱帶噴射氣流且有擾動時，該處恆有大規模的對流系統發生，拉氏考查其他地區後，認為全球各地副熱帶內，副熱帶噴射氣流靠赤道一邊倘有顯著潛在不穩定的潮濕氣流，都可產生類似的大規模對流現象。

註：請參閱戚啟勳譯「大氣科學概論」124頁。

林鞠情分析1971年7月31日台灣及鄰近地區普遍發生的大雷雨，也發現高空輻散具有觸發作用[22]。

飢線後面的雷雨區內有一顯著現象，就是和一氣壓上升區相偕，通常上升2—5毫巴。基本上是因為雨水的蒸發和雹塊及雪的觸解，使下層空氣冷卻。巴爾曼(Palmen)和紐頓(Newton)[7]認為雨水蒸發，將水汽加入到乾燥的雲下氣層內，對於飢線的生成非常重要，因為海洋性空氣的上面如果有濕球位溫(θ_w)很低的乾空氣經過，對寒冷下降氣流的發展非常有利。所以強烈飢線是屬於西北風的特性。相反來講，西南季風完全建立後，縱使

對流很強，也不會有強飢線生成。

飢線雖然大多在氣旋的暖區內，或在離鋒很遠的熱帶空氣內；但有時也可伸展到暖鋒以北，偶而還可以在冷鋒後方若干距離處。後面兩種情形，雷雨在鋒上暖空氣內發展，有些雷雨彷彿一帶雷雨衝出；另外一些情形則為若干接連發生的分散系統。雷雨前方所展開冷空氣的面積遠較降水面積大。

飢線經過時，地面風向突變，風變強度向上遞減，通常到700毫巴即已無法辨視。因雨水而冷卻的空氣和未受擾亂空氣的溫度對比，以地面附近為最大，至雲底已經相差很少，所以代表冷空氣重量的氣壓突增也向上迅速減小。

預測飢線雷雨是否會發生，上面氣團雷雨預報技術中所提到的穩定度分析也非常重要，紐頓曾指出[7]：當洛磯山西邊有一高空冷槽逐漸逼近，美國大平原上空的偏南氣流常增強，洛磯山東邊有氣旋生成過程，濕熱空氣從墨西哥灣向北推進。此處濕空氣內的濕球位溫(θ_w)和不混合而舉升到對流層中部的溫度相同。比較此舉升溫度（代表對流雲中心處的溫度）和相當高度的周圍溫度，可作為對流可能強度的一種指示。

紐頓分析由一條冷鋒造成的一次飢線經過情形，發現飢線東移較潛在不穩定（蕭氏穩定度指數）舌更快，從它的西邊穿入，產生一條雷雨線，以後逐漸向東穿過不穩定舌，起先增強，以後接觸到較遠東方的穩定空氣時才大部消失。

說到這裡，作者應予指出：中國雖然也常有飢線雷雨出現，但是因為地理環境和美國相差很大，所以飢線所伴隨的天氣現象遠沒有美國中西部所見者為激烈，我國大陸上很少有龍捲風就是一個顯明的例子。從地形上看，大興安嶺到山西高原，邊緣近似自東北至西南，海拔陡落，略像美國的洛磯山，應該有利於飢線的發展，松嫩平原到華北平原事實上也有這種劇烈天氣，但由於緯度較高，且受活動中心所在位置的限制，到達本區的海洋性空氣尚不夠暖濕，所以飢線雷雨大多還不及寒潮南下時所發生的冷鋒雷雨為猛烈。另一方面，飢線雷雨雖在冷鋒前方發生，照理不應受一天中時間上的限制，但事實上，飢線前瀉落的冷乾空氣將當地日射增暖空氣抬高，所以在時間上必須配合。美國中西部，地形單純而多沙漠況且風力常微弱，使

得地面格外容易受熱。發展的飢線自然也特別強烈。

捌、氣旋雷雨的預報

我國本部因有青藏高原的庇護，所以很少有發展的氣旋，新生氣旋必待出海後才能成長。因而很少有暖鋒雷雨，倒是滯留鋒上暖濕氣團增強或氣旋誕生時，配合有利的平流條件，可能發展雷雨。氣象學者分析1956—1962這七年內山東省夏季（6—9月）110次暴雨中，氣旋暴雨計43次，飢風暴雨14次，冷鋒暴雨32次，滯留鋒暴雨7次，暖鋒式切變線暴雨4次[19]。這些暴雨當然也包括雷雨在內，足見這兩種雷雨也佔相當的比例。他們認為：氣旋發生的預報可以根據高空槽移動的速度和位置作決定，亦即氣旋發生時500毫巴的槽線位置大抵在110°E；發生前24小時槽線平均位置為101°E，48小時在92°E，72小時在83°E，至於氣旋發生地點則與地形、季節、及副熱帶高壓有關。河南東部平原在太行山、伏牛山、及中條山的東側，夏季最易產生氣旋。

新生氣旋上所發生的雷雨，長江流域的梅雨期更為習見。當春夏末初，極鋒經常停留在長江流域，極地大陸氣團仍不斷南下，變性熱帶海洋氣團也開始向北蠢動。由此形成的極鋒常接二連三發生波動，因而雷陣雨盛行。春季在南嶺附近也會有這種雷雨發生，形成東西向的雨帶。降水開始前，華南為變性冷高壓所控制，並無低壓或鋒系存在其間，高壓內逐漸隨着降水的發展而形成小低壓槽及鋒系；在高空則南支噴射氣流上有低槽東移。鋒的結構和一般中緯度鋒不同，兩邊要素的不連續並不明顯，分析較困難。但鋒上降水常甚劇烈，可由小雨突然變為大雷雨，這種雷雨，有人認為和高空暖濕氣流的加強有關；有人認為和7000呎（850毫巴）風向切變線有關；也有人認為和印緬低槽有關[23]。

1958—1962年的春季（3—5月），華南地區曾經出現過33次像這樣的天氣過程。這種過程開始之前，冷氣丘的上面有一准水平穩定層。當高空南支西風有低槽向東移的時候，700或850毫巴的西風轉為西南風，地面高壓局部有雨區新生。高空槽繼續東移，雨區向東發展，降水區內有倒「V」字形低壓槽形成，見圖8。

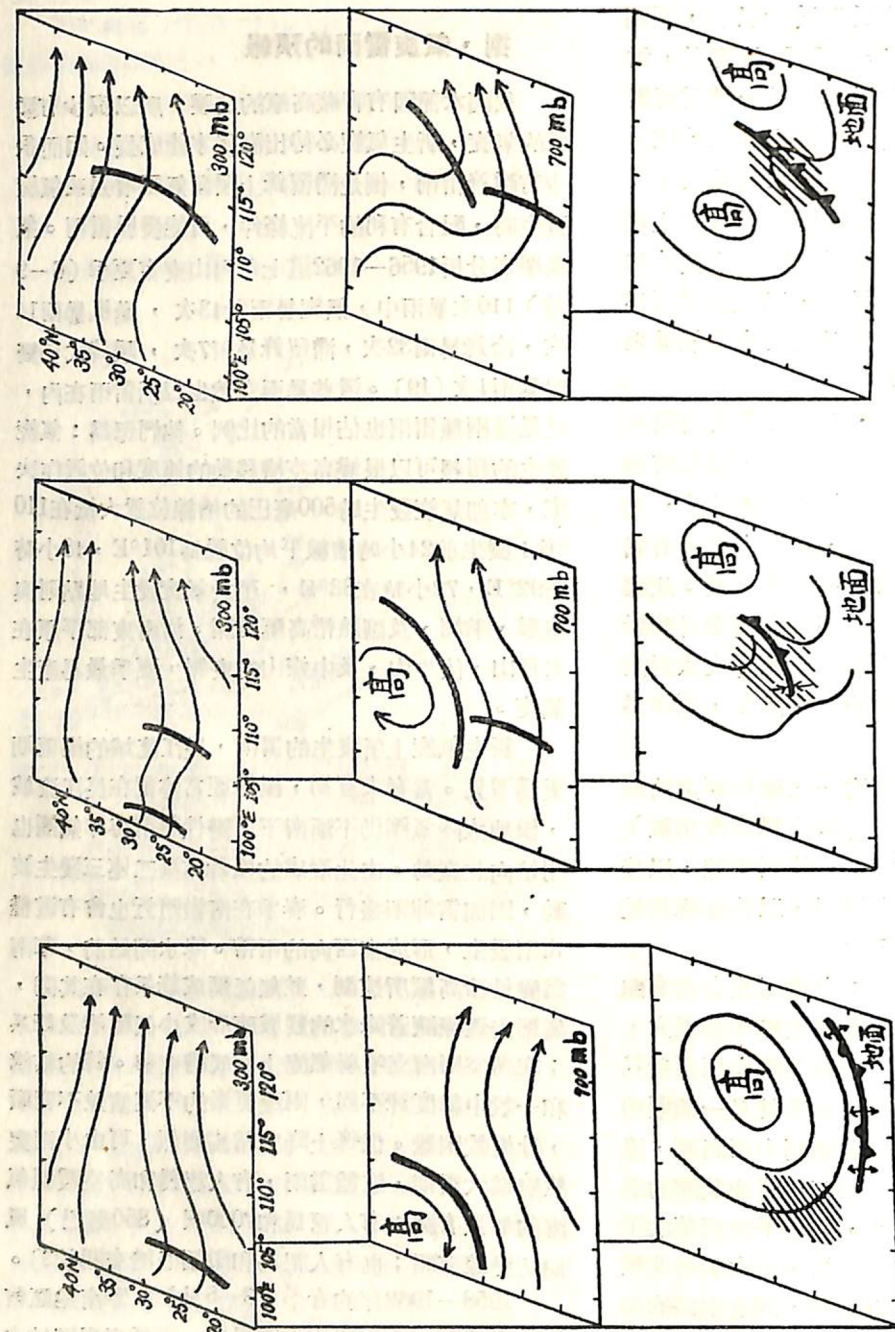
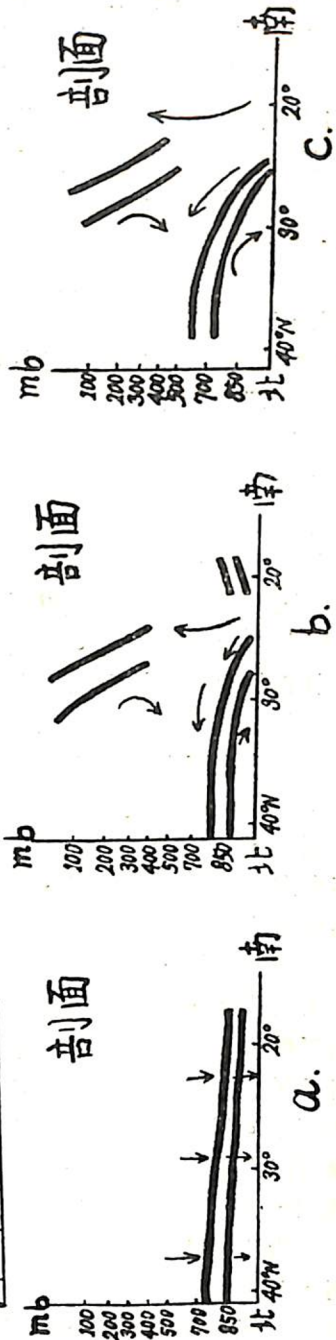


圖8 南支西風中低壓槽東移的天氣過程(細實線為流程線及等壓線,粗實線為槽線,切變線及鋒面,雙實線為鋒區及穩定層,箭頭為氣流方向,陰影區為雨區)。



在700或850毫巴圖上,江淮流域有一切變線,南面氣流內有一小槽,和高空南支噴射氣流內的擾動相呼應,降水區產生在700毫巴切變線以南,地面槽內有成鋒現象,南支西風內的低槽常接二連三向東移並減弱,但低空的冷氣丘却很少移動,每當高空槽東移到冷氣丘上面的時候,就會引起一次成鋒過程,當東亞上空又有一次新的冷氣南下,亦即高原上移出的高空小槽和北方冷低槽合併時,大陸上對流層內盛行西北風,原先停在長江流域的700毫巴切變線變成冷鋒南下,華南接連很多天的陰雨才告結束。

玖、成鋒雷雨的預報

成鋒過程主要是在鞍式氣壓場內,地面氣流沿收縮軸輻合,因而使等溫線密集。此種情況,想要導致雷雨,下層必須有暖平流,高空則有冷平流。可見地面附近以東南風和西南風輻合最有利,而高空則有冷槽經過更足以啓發潛在不穩定性的釋出。明斯(Means)曾強調對流層下部和上部水平向平流的差異對於產生對流不穩定的重要性[24];米勒(Miller)進一步加以論述[25],指出雖然上下層平流差異因而發展潛在不穩定的地區,由上升運動使它釋出,但水平向平流過程却並不負釋出不穩定度的責任。下層空氣因受地面冷熱的影響,由於水平向平流而產生的變化最顯著;但對流層上部的冷卻則為代表垂直運動和水平向平流的聯合後果。綜觀幅度的擾動不分晝夜都可蒞臨。當低空噴射氣流發展完善時,下層平流以清晨最強,可見縱使日射效應有利於對流在日間開始,但潛在不穩定的成長和釋出卻沒有時間限制[7]。綜觀天氣局勢所處的重要性要看當時情況而定。有時候在原先很穩定的區域,在12小時之內即可釋出極不穩定,主要就是因原上下兩層平流顯然不同的緣故。另外一些情形,特別是在暖季,海洋性熱帶氣團佔領很久,上下差異的平流並不佔重要地位,而日射却是啓發對流的主要原因。

俞家忠也曾發現[8]:如果桃園探空曲線上顯示對流層下部溫度升高,對流層上部則溫度低減,表示溫度直減率變大,最有利於台北地區雷陣雨的發展。俞氏另指出:當850毫巴面上高壓中心位於沖繩島附近時,台灣在高壓的西邊,下層風微弱,

有利於地面受熱產生對流,同時因為此種環流形勢下,台灣上空的東風受地形所阻而改道,一部份沿台灣海峽北上的氣流和繞台灣北部尖端的氣流相遇,形成顯著的輻合現象,助長熱力性對流,更有利於雷雨的發展。作者認為此種形勢下,如果隨高壓之入海,大陸上氣壓低降,使南海岸一帶的西南氣流發展,那末從入海高壓內迴流北上的東南氣流,勢必和來自南海的西南氣流輻合。此種平流形勢,毋需地面增暖,台灣地區即可普遍發生劇烈的雷陣雨。

若干氣象學者研究福建地區中範圍天氣形勢[26],發現該區常因氣流輻合而產生雷陣雨,據稱氣流輻合可以劃分為五種型式:

- (1)D_{NW}型:SW風和NW風的輻合。
- (2)D_{SE}型:SW風和SE風的輻合。
- (3)D_{SW}型:單純的SW風內風速的輻合。
- (4)D_A型:具有反氣旋形曲率的輻合。
- (5)D_O型:具有氣旋形曲率的輻合。

其中以(3)種出現次數最多。此與台灣的情況相合。

輻合帶的移動速度有89%在每12小時500公里以下,尤以200—400公里為多,佔54%,也就是說和一般西風帶內短波槽的速度相似,輻合帶後方的溫度愈愈明顯,暖平流愈強,輻合帶前面的冷空氣愈弱,冷高壓東撤愈快,輻合帶的移動也愈快。相反的情況,則輻合帶移動緩慢。另一方面,輻合帶進入福建之前,未必有不穩定天氣;但進入福建之後却大多有雷雨,此種劇烈天氣,和地形不無關聯,但以幅度不很小的輻合帶來說,地形不能完全解釋這種現象,實際上和輻合帶的生命史大有關係。

下層氣流的輻合和上層氣流的輻散;低層的暖平流和高層的冷平流,顯然有利於不穩定度的發展,產生強烈的對流現象。此種上下層的差異表現在高空風垂直方向的切變最富有代表性,所以有些預報員就以此作為重要預測因子的一種。在氣團雷暴中已經加以詳細說明,此處不再贅述。

拾、結 論

總之,雷雨的預報不可拘泥於類型,要在考慮啓發對流的機制,綜觀天氣圖上的形勢和系統性的緩慢上升運動,再加上日射增暖 and 地形效應,顯然是必須考慮的要訣。

參 考 文 獻

- [1] A.W.S., Glossary of Meteorology, 1959 (交通名詞辭典, 氣象類, 交通研究所, 1965)
- [2] W.M.O., International Meteorological Vocabulary, 1966。
- [3] H. Riehl, Introduction to the Atmosphere, 1965 (戚啓勳譯: 大氣科學概論, 1969, P.82-84)
- [4] R.W. Longley, Elements of Meteorology, 1970, P.236。
- [5] 戚啓勳: 普通氣象學, 1966, P.254。
- [6] 陸佐伯: 安慶專區的地表面狀況對天氣和氣候的影響, 1965。
- [7] E. Palmen, C.W. Newton, Atmospheric Circulation Systems, 1969, P.390-422。
- [8] 俞家忠: 台北地區雷雨之研究, 氣象預報與分析, 50期, 1972年2月。
- [9] 戚啓勳編: 空軍高級氣象官在職訓練教材, 空軍訓練司令部, 1961。
- [10] 曲克恭: 雷雨預測法, 氣象學報3卷1期1957, 3。
- [11] 鄭邦傑: 台灣地區雷雨預報的研究, 氣象學報17卷1期, 1971年3月。
- [12] 李先明: 屏東雷雨預報研究, 氣象預報與分析第46期, 1971年2月。
- [13] 劉民樂: 台北市夏季雷雨研究及預報, 氣象預報與分析8期, 1961年8月。
- [14] 朱煥鈞: 岡山地區晨間雷陣雨研究, 氣象預報與分析7期1961年4月。
- [15] J.H. Chang, An Objective Method of Forecasting Thermal Thunderstorms of Tainan AFB, Sino-American AFTMWP, Apr. 1970。
- [16] D.M. Fuquay, Monay, Mountain Thunderstorms and Forest Fires, Weatherwise, Vol. 15, No.4 Aug. 1962。
- [17] R.H. Clarke, Mesosstructure of dry cold fronts over featureless terrain, J. Meteorology 18。
- [18] 游景炎等, 華北暖性切變線的一些特性, 1965。
- [19] 山東省氣象台: 山東夏季幾種主要雷雨的天氣形勢, 1965。
- [20] F.H. Ludlam, Severe local storms, Meteorol Monographs 5, No. 27, 1963。
- [21] C. Ramaswamy, On the Sub-tropical jet stream and its role in the development of large-scale convection, Tellus 8, 1956。
- [22] 林鞠情: 由特例看高空輻散對雷雨的觸發作用, 氣象學報18卷2期1972年7月。
- [23] 許梓秀等, 春季華南在冷空氣墊上空南支西風內低壓槽東移時的天氣過程分析, 1965年。
- [24] L.L. Means, The nocturnal maximum occurrence of thunderstorms in the midwestern States, Misc. Rept. No.16, 1944。
- [25] J.E. Miller, Intensification of precipitation by differential advection, J. Meteorol. 12, 1955。
- [26] 王德錚: 福建地區春季暖區中的雷暴活動和輻合帶的關係, 1965年。