

低層噴流研究之回顧

鍾昆山 黃帥豪

空軍氣象聯隊

摘要：

本文係綜合近年來有關學者對低層噴流之研究，對於低層噴流之機制作一綜合性探討。臺灣地區於梅雨季節期間常受到梅雨鋒面所伴隨的豪雨影響，而造成人民生命財產的重大損失。本文也對過去學者對於豪雨，低層噴流及梅雨鋒面的預報做一探討，以其對低層噴流伴隨豪雨的預報，能夠更加的精確，進一步能減少豪雨造成的損失。

一. 前言：

每年五、六月間，春夏交接之際，太平洋副熱帶高壓西伸，而主控東亞間，整個冬季的大陸性高壓也逐漸消退，在此兩高壓勢力逐漸消長之際，由於秉性的不同，而於其交界處常生成一準滯留性之鋒面系統，其位置約在華中到華南一帶，我們一般稱為梅雨鋒，氣候資料也顯示，臺灣地區之降水量於五、六月間呈現一相當顯著之最大值，此最大值在北部達雨量分佈之次高峰，而至中南部則變成主高峰(陳與吳，1978)此期間則為臺灣之梅雨期。梅雨為臺灣地區災變天氣之重要原因之一，其所伴隨的豪雨常導致人民生命財產的重大損失，如1981年發生於桃竹地區的528水災，1984年發生於臺北地區的63水災等。陳(1979)分析1968-1977年臺灣北部受到梅雨鋒面影響，日雨量超過50mm以上的25次大兩個案中，發現於前一天1200Z 850hpa天氣圖上 $20^{\circ}-30^{\circ}N, 110^{\circ}-130^{\circ}E$ 區域內，伴有低層噴流者達23次，機率90%以上，Chen and Yu, (1988)統計1965-1984年間5、6月梅雨期間臺灣北部發生豪雨共達35次，在豪雨期間常伴有一重要現象，即在低對流層常出現低層噴流，黃(1976)研究低層西風噴流對臺灣天氣之影響時也指出，在60年到64年5到8月間臺灣南部低層西南風速大於16哩/時有60%的降雨可能。顯見低層噴流與降雨乃致豪雨間有一極重要之相關。近年來氣象界對導致劇烈天氣的中尺度系統方面做了非常多的研究，其中也有許多對豪雨及低層噴流間關係的論文發表，本文即綜合有關學者對低層噴流之研究，對於其生成機制，及預報技術做一簡單之整理及歸納，以期對低層噴流之生成與豪雨之關係能夠更加地了解，並使豪大雨的預報能夠更有效的

掌握，以減少人民生命財產之損失。

二. 低層噴流及其生成機制：

(一). 定義：

氣象學者對於低層噴流，依照研究方法和目標的不同而有不同的定義。如蔡與鄭，(1987)：低層噴流是指在600hpa以下的低對流層中，風速在垂直及水平方向存在相對最大值，大於20kts的最大強風軸。劉(1984)低層噴流乃對流層低層，行星邊界層附近，所存在的一支強風帶，其強度隨季節和地區的不同而不同。在臺灣，夏季時之強度一般可達30kts以上，冬季和春季則較弱，但多在25kts以上，出現高度在14,000呎(600hpa)和3000呎(900hpa)或2000呎(940hpa)之間。Bonner(1968)：低層噴流之風速值的最低標準為12m/s且在3公里以下。而俞家忠先生1987於文大的授課講義中，對低層噴流也有如下的敘述：因為低層較強的氣流，對導致顯著天氣有極密切相關，為氣象科學家所重視，同時指出：凡低層水平風速等於或大於25kts，且伴有水平向及垂直向風切者稱為低層噴流(Low Level Jet: LLT)。目前一般認可的定義為：凡在低對流層等壓面上(850hpa, 700hpa)可分析明顯的最大風速帶主軸，或在探空站所觀測低對流層風速之垂直剖面有明顯最大風速層存在時，皆稱為有低層噴流存在。

(二). 生成機制：

由於傳統觀測網多為綜觀級尺度，對於較小的中尺度解析能力稍嫌不足，同時也由於所處的地理環境的不同，因此對於低層噴流的形成原因也存在著許多不同的看法，如Uccellini and Johnson, (1979)：利用等熵- σ 座標數值模式研究緯流中移行噴流條所伴隨的質量與動量調整，結果發現低等熵面的等壓風為垂直次環流中迴流的主要分量，且由高層噴流條之質量調整強迫而來。同時他們也由個案分析中發現在高層對流層噴流條出區之下，低層噴流係在間接次環流的下支。次環流下支加強及低層噴流發展，主要為噴流條導致低層等壓風增加之結果。伴隨高對流層移行噴流條之質量與動量調整可產生有利於劇烈風暴發展之條件。日本的低層噴流通常具強非地轉性，同時多發現在豪雨發生之後，因此也有些學者提出低層噴流之形成機制為積雲對流之動量下傳之結果(Matsumoto and Ninomiya, 1969; Akiyama, 1973; Ninomiya and Akiyama, 1974)。(Chou et al, 1982)認為在梅雨鋒面形成後，其所伴隨垂直環流的對流潛熱釋放導致南方又生成一垂直熱力環流，

環流的下支迴流，透過科氏力的作用造成西風的加速形成LLT。另外如 Brown and Pardoe, (1973)發現不列顛群島之中緯度冷鋒前低層噴流為近似地轉之平衡現象，最大風速為 25-30m/s，出現在 900-850 hpa之間，位於鋒前線性對流之前緣。Wexler (1961); Blackadar (1957)指出美國中西部之低層噴流形成大部分可由近地層理論及慣性振盪理論加以解釋。Newton (1956)觀測研究顯示低層噴流可透過洛磯山東邊背風旋生之過程而形成，華南春季低層噴流可經由東西向氣壓梯度增加而來，此種梯度增加可因850hpa高壓迅速向東南移動或雲貴背風旋生及四川旋生而來(陳與蒲, 1985)。Chen and Yu, (1988)研究 1965-1984年5、6月臺灣地區35個豪雨個案與低層噴流之關係，結果顯示，在豪雨發生前12小時，有84%的比例可在700 hpa圖上發現風速大於12.5m/s的低層噴流，而於 1980-1984年同期，發現低層噴流之際有91%的比例正在下雨或於隔日開始下雨，證明了低層噴流在豪雨事件中，佔了一個很重要的角色，同時指出豪雨區域積雲對流可調勻垂直風場，減少垂直風切破壞低層噴流，致低層噴流消失或迫使低層噴流南移。此種結果與 Akiyama (1973)在日本所作的結果明顯不同，華南及臺灣地區低層噴流似應為積雲對流之原因而非其結果。

三. 豪雨與低層噴流之關係：

Chen and Yu, (1988), 在分析臺灣北部的35個豪雨個案中指出，伴隨梅雨鋒面之低層噴流由華南向西北緩慢移動到達臺灣北部，同時在豪雨發生時，其強度達到最大，在臺灣北部發生豪雨時，約有63%的比例，850hpa圖上臺灣北部附近可發現30kts以上的低層噴流，而在豪雨發生後，低層噴流明顯的減弱，以 25kts分析的噴流條也有類似的發現。在700hpa圖上，通常低層噴流於豪雨發生前12小時都趨於增強，之後則開始慢慢減弱，此種現象顯示，向東南移動的低層噴流朝西北傾斜，為一低對流層之熱力結構所組成。同時700 hpa發現的情況也較 850hpa發現之比例為高。此種結果和日本梅雨季豪雨中，700 hpa發現的低層噴流結果一致(Ninomiga and Akiyama, 1974)。國內學者黃 (1976)也指出在25個伴有低層噴流軸線通過臺灣南部的個案中，其中24個個案曾為該地造成惡劣的天氣。陳(1979)分析1968 - 1977年間，梅雨期在臺灣北部地區發生豪雨的25個個案中，伴有低層噴流者，計有23個，且日降水量大於50mm者，有90%伴有低層噴流。如此高的出現頻率意謂為何？

目前我們考慮豪雨發生的條件，首先要有充足的水汽，第二要有足夠的強迫作用。而低層噴流恰可滿足此二要項，水汽的運輸作用及水平輻散與垂直運動所引起的動力作用(Matsumoto and Ninomiya, 1971)。黃(1976)也提到西南向低層噴流通過臺灣南部何以造成該地區惡劣天氣之發生，可由下列四項說明：

- (一). 空氣暖溼：西南氣流多源自熱帶洋面溫暖而潮濕，低層水汽含量尤其豐富。
- (二). 升坡作用：臺灣南部在地形上有利於西南氣流升坡，中央山脈在南部之高度多在二千公尺以上，升坡作用極易造成空氣之不穩定性。
- (三). 風切作用：自700hpa高空圖上及探空分析可證實低層噴流軸具有水平向及垂直向之風切。就水平向風切而言位於低層噴射噴流軸之北方為氣旋式風切(Cyclone wind shear)伴有上升氣流，天氣惡劣。而位於其南方則為反氣旋式風切(Anticyclone wind shear)，伴有下沉氣流，天氣晴朗，是故東港上空有低層噴射氣流軸線通過時南部多雨，若該軸線通過臺灣南部則南部晴朗。在就垂直向風切而言，最大風速層之上方為氣旋式風切，伴有空氣上升運動有利於成雲致雨，而最大風速層之下方則為反氣旋式風切伴有下沉氣流。臺灣南部受地形影響升坡作用顯著其對垂直向風切具有重大影響，即有助於最大風速層上方之空氣上升運動，而對該層下方之下沉氣流卻有抵制作用使之不顯著。
- (四). 匯流作用：低層噴射氣流軸乃由於槽前西南氣流與太平洋高壓迴流所造成匯流作用所致，氣流具備充分之輻合作用。

四. 低層噴流在豪雨預報上的應用：

綜合上節各學者對低層噴流所作之研究，可見掌握低層噴流的動態對豪雨的預報是一個很好的指標。曲及任，(1985)對低層噴流在梅雨季大雨發生之建議有下列4點：

- (一). 應用 850hpa及 700hpa圖分析台灣附近低層大風軸之狀況及變化。
- (二). 應用 500hpa, 300hpa及 200hpa層分析中高層大風軸狀況及變化。
以上二項在時間上不適合，每次繪圖時間相隔過久，若有預測圖當然較佳。
- (三). 在梅雨鋒接近台灣時，增加台灣地區各探空測站之觀測時距，每 3小

時一次(最少也要6小時一次),資料立刻傳送至預報單位供繪製時間剖面圖。

(四)台灣地區低層(或中高層)風速之增加,似較風速本身之大小對台灣地區大雨發生在預報上較為重要,接近大雨發生時,最大風速有擴大之趨勢。最大風速之方向多為西南,是否方向變化與大雨發生有關,尚不知道。低空大風層最多發生的風速在20-40kts間,但風速大是否指示降雨強度大,尚待研究。而俞(1989),也發表了有關台灣地區豪雨預報指引,其中對於低層噴流的應用也有許多建議。在此不多作贅述。

五. 結論:

綜合近幾年來對低層噴流的研究,可知低層噴流和豪雨發生有極密切之關係。每年在梅雨季期間,發生在台灣地區之豪雨,往往造成人民生命財產重大的損失。如何準確地預報,使損失減到最低,實是氣象從業人員最大的責任。

六、參考文獻:

- 曲克恭與任立渝, 1985: 梅雨季發生大雨之綜觀預報法。國科會防災科技研究報告74-01號。
- 俞家忠, 1989: 台灣地區梅雨期豪(大)雨預報指引。中央氣象局氣象科技研究中心技術報告彙編第2-1卷, 1-60。
- 黃中成, 1976: 低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析, 68, 37~45。
- 陳正改, 1979: 梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學, 6, 1, 29~37。
- 陳泰然與吳清吉, 1987: 台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學, 5, 2, 1~16。
- 陳泰然與蒲金標, 1985: 華南春季低層噴流之形成與台灣北部地區豪雨之個案分析。大氣科學, 12, 23~32。
- 劉昭民, 1984: 低層噴流與台灣地區豪雨之關係。氣象預報與分析, 99, 43~51。
- 蔡清彥與鄭寶鳳, 1987: 台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學, 15, 1, 1~15。
- Akiyama, T., 1973: Ageostrophic low

level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area. J. Meteor. Soc. Japan, 51, 205-208.

- Blackader, A. K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions Bull. Amer. Meteor. Soc., 38, 283-290.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low-level jet. *ibid.*, 96, 833-850.
- Browning, K. A., and C. W. Pardoe, 1973: Structure of low level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. Quant. J. Roy. Meteor. Soc., 99, 619-638.
- Chen, G. T. J. and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev. 116, 884-891.
- Chou, L. C., R. T. Williams and C. P. Chang, 1982: Numerical Simulation of east Asia "Mei Yu" fronts. Proc. Regional Sci. Conf. on Tropical Meteor., Tsukuba, Japan, 18-22 Oct. MSJ/JMA/WMO/AMS, 147-148.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1969: On the role of convection momentum exchange in the meso-scale gravity wave. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267-281.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Bain" front associated with heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 267-281.
- Newton, C. W., 1956: Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis. J. Meteor., 13, 528-539.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. J. Meteor. Soc. Japan, 52, 300-313.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper

and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.

Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, 13, 369-178.

The Review of the research of Low Level Jet

K. S. Chung S. H. Huang

Second weather Center
Air Force weather wing

ABSTRACT

In this article we will review the scholar's studies about Low Level Jet (LLJ) & discuss the cause of heavy rainfall. In Taiwan, when the Mei-Yu season comes, there are many Mei-Yu fronts affect this area and bring heavy rainfall which cause damage every year. We also discuss the forecast methods from scholars about heavy rainfall, LLJ & Mei-Yu front. By the way, maybe we can improve these methods and prevent from damage.