

低層噴射氣流與台灣地區豪雨之關係

劉 昭 民

民航局氣象中心

摘 要

近年來，我國氣象界曾一再討論低層噴射氣流與台灣地區豪雨之關係，惟多偏重於梅雨季中所出現之低層噴射氣流。其實台灣地區低層噴射氣流所出現的季節並不限於梅雨季，而是一年四季皆有機會出現。根據所發生的實例，可知出現在台灣之低層噴射氣流按來源和位移可分為南移西風類、北移西風類及東風類等三種。按季節環流特徵則可分為夏季型、冬春及夏初型等兩類型。

本文特別討論台灣地區低層噴射氣流之特徵，指出暖濕不穩定水汽之持續不斷供應和較高層動量的向下傳送，加上地形舉升作用，乃造成豪雨之主因。最後略論低層噴射氣流在台灣豪雨預報中之應用，俾提供台灣地區豪雨預報之參考。

一、引 言

近二十餘年來，許多日本氣象專家和學者，如 Mohri (1956)，Arakawa (1956)，Yasuda (1960)，Shimada (1966)，Kurnmi (1969)，Ushijima (1969)，Akiyama (1973) (1975)，Matsumoto (1967) (1971)，Ninomiya (1967) (1971) (1974) 等人曾對日本地區在梅雨季中所產生豪雨的低層噴射氣流之結構和特徵加以調查和分析研究。美國氣象學家如 Beebe, R.G. and F.C. Bates (1955)，Wexler, H. (1961)，Hoecker, W.H. (1963)，Bonner, W.D. (1968)，Kreitzberg, C.W. (1968)，Browning, K.A., Pardoe C.W. (1973) 等人亦曾分別對各種中尺度天氣系統中的低層噴射氣流與強降水之關係，與低層噴射氣流的成因等問題加以探討。國內氣象學家也曾經分別就夏季低層噴射氣流軸對台灣南部豪雨之關係 (俞川心、黃中成, 1975, 黃中成 1976, 吳

宗堯, 陳正改 1976)，梅雨季 (5~6月) 中低層噴射氣流對台灣地區豪雨之關係 (徐明同、陳正改 1973, 陳泰然, 紀水上 1978, 廖學鎰、徐明同 1978, 陳正改 1979) 加以研究。筆者自研究民國四十八年發生的八七水災報告 (廖學鎰 1960, 徐寶箴 1967; 劉昭民 1968) 和民國七十年發生的九三豪雨 (劉昭民 1982) 以後，深感低層西南風噴射氣流之出現與台灣地區豪雨之發生有密切之關係，分析多年來的氣象資料，發現除了颱風豪雨以外，有很多豪雨與低層噴射氣流之出現有關，而低層噴射氣流之出現並不限於夏季和梅雨季，其他季節如春雨期間、秋季和冬季也有出現的機會，故台灣地區所出現之低層噴射氣流，吾人實有再進一步加以研究的必要。

二、台灣地區低層噴射氣流之種類和型式

低層噴射氣流乃對流層低層，行星邊界層附近，所存在的一支強風帶，其強度隨着季節和地區的不同而不同，在台灣，夏季時之強度一般可達 \geq

30 kts，冬季和春季則較弱一些，但亦在 25 kts 以上，出現高度在 14000 呎（600 MB）和 3000 呎（900 MB）或 2000 呎（940 MB）之間，為便於統計起見，本文將以強度達 25 kts 以上，且 850 MB 最大風速軸軸心通過台灣地區者為準。

根據統計和預報經驗，台灣地區有許多重大降水過程與低層噴射氣流有關，其他一部分是受颱風影響，少數是其他原因所形成的。茲就低層噴射氣流（以下簡稱低層噴流）之來源和位移分類敘述如下：

(一) 南移西風類

這一類低層噴流產生在冷鋒前暖區中，並隨冷空氣的南下而南移，因為大多數是從東南沿海向台灣移動（見圖一），而且為西南風噴流，使剛好在迎風面上的台灣西北部、西部、南部地區產生豪雨，其移動較易預報。這是國內氣象人員所熟悉的梅雨季中伴隨梅雨鋒南下的低層西南風噴流。值得注意的是，在春季亦會出現。

(二) 北移西風類

一部分低層噴流是在中南半島和南海北部西南季風加強北上而形成的，這一類低層噴流可先在越南中部發現，以後北移到西沙群島和東沙島以北而影響到台灣，有的其北方伴隨有上下來回波動的梅雨鋒（見圖二），有的與南海北部的熱帶低壓活動有關，少數是東風波的剛好到達，加上南海北部的

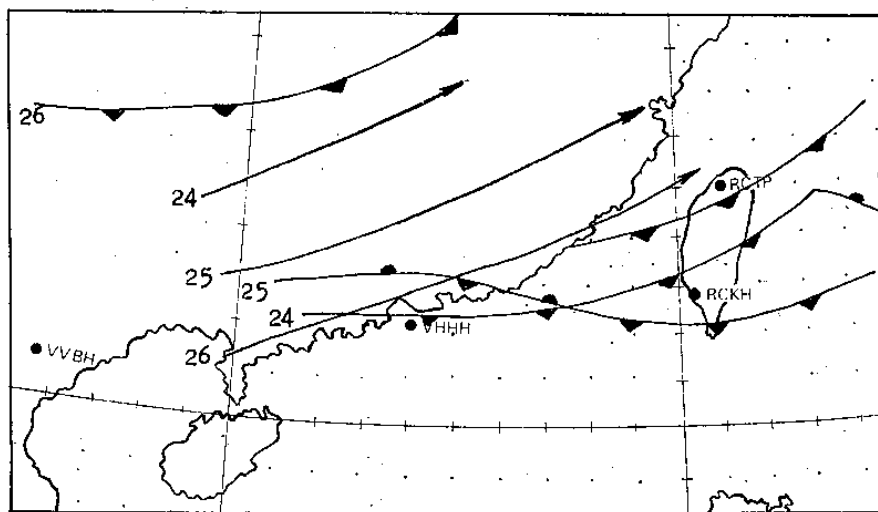
低壓氣流的滙合，而產生的低層東南風噴流，如民國 71 年 11 月 15 日 1200 Z 及 28 日 1200 Z 曾先後出現這種情形，使台灣南部和東南部出現豪雨。值得注意的是，當北移類低層噴流北移時，也往往是以冷鋒面為前導之冷空氣南下的時候。

在夏季，北移類低層西南風噴流多與台灣近海的 T.D 和 I.T.C.Z 活動或者颱風自台灣東部海面及東海北上有關，尤其是颱風過後所吸引的強盛暖濕西南氣流，乃經南海到達台灣中南部，其厚度可達 700 MB 高度，加上與颱風外圍所引起的北來氣流相滙合以及地形舉升作用，乃在台灣中南部產生豪雨，八七水災和九三水災就是這種情況下所造成的。

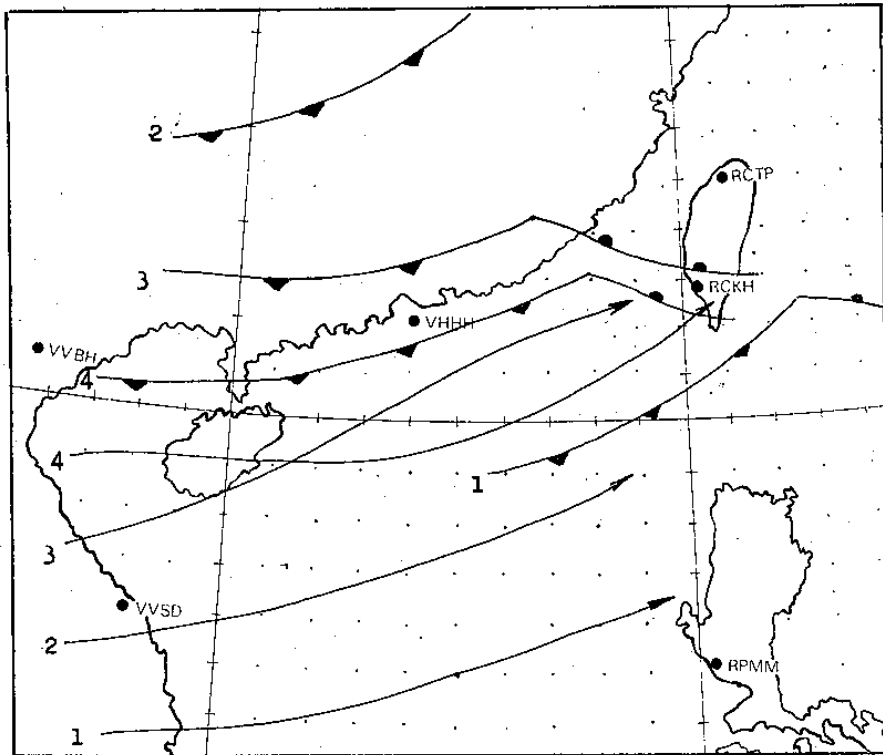
(三) 東風類

東風類低層噴流有以下兩種情況：

1 夏季時，我國華北、東海及日本南部 850 MB 及 700 MB 副熱帶高壓呈帶狀分佈，其南側有較強的偏東風低層噴流，中心風速達 30~40 kts 以上，颱風位於強東風軸的南側，也就是說，颱風從巴士海峽或呂宋島西移。這時豪雨區一般在強東風最大風速軸的南側、颱風環流的周圍，也就是基隆、宜蘭、花蓮等地區，因為這些地區剛好在迎風面上，故能產生豪雨。在颱風環流以外之降雨則顯著減少。在強低層東風噴流軸以北，由於副熱帶高壓的動力下沉，幾乎全無降雨。颱風中心可以有日

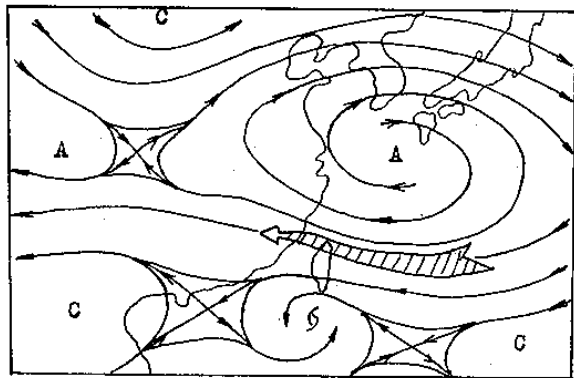


圖一 南移類低層噴流之一例，民國 63 年 6 月 23 日—26 日 0000 GMT 低層噴流和鋒面之動態



圖二 北移類低層噴流之一例，民國 63 年 6 月 1—4 日 0000 GMT 低層噴流和鋒面之動態

降雨量 150 公厘以上的中心（見圖三）。



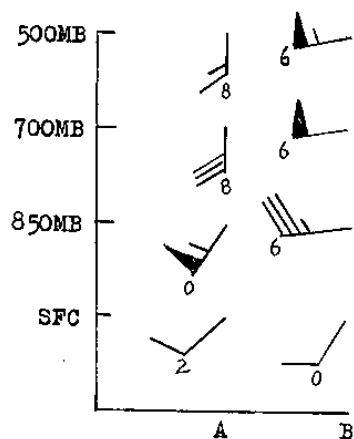
圖三 低層東風噴流示意圖

2 秋末冬初，若有颱風自巴士海峽或呂宋島西移，或者有颱風自台灣東部近海海面北上，而且剛好又有鋒面南移到台灣東北部海面，則極鋒和颱風外圍環流在台灣東北部相接，乃造成強的低層東風噴流；颱風東側西南氣流和東南氣流向極鋒輸送水汽，豪雨乃產生在颱風周圍以及極鋒與颱風環流相接觸的區域。在颱風的東北方，由於氣流輻合明顯以及冷空氣南下楔入，暖濕空氣沿鋒面爬升，加強

了該區的上升運動，所以出現 100—200 公厘，甚至超過 200 公厘的降雨中心。像秋末冬初，陽明山、基隆、宜蘭平原和山地區等之豪雨多由此而產生。國內氣象界亦曾就此問題作過深入討論（葉文欽 1977，曲克恭、劉廣英、葉文欽、張儀峯 1983）。即使無鋒面帶存在，但是有冷空氣南下楔入暖濕空氣中，冷空氣也能加強暖濕空氣的上升運動，加上地形舉升作用，也能給宜蘭地區帶來豪雨（潘大綱、張凱軍、徐天佑，1984）。

台灣地區之低層噴射氣流，如果按照季節環流特徵加以分類，則可以分成夏季型、冬春及夏初型等兩類型，茲分別敘述如下：

這種型式最大的特徵是 850 MB 以上（指 700 MB 或 500 MB）之風速要比 850 MB 等壓面上的風速小（見圖四之左），850 MB 以上低層噴流軸附近之溫度場特徵是，暖中心出現在低層噴流去向（背風而立）之左側。由低層噴流之月份分布情況，可見此型基本上出現在六、七、八、九、十月等五個月份中（見表一）。



圖四 夏季型低層噴流結構之一例 (A圖), 民國 64 年 7 月 11 日 1200 GMT 東港高空風剖面圖。冬春夏初型低層噴流結構之一例 (B圖), 民國 72 年 3 月 12 日 0000 GMT 桃園高空風剖面圖。

表一 台灣地區夏季型和冬春夏初型低層噴流之月際分佈表 (民國 71 年—72 年)

類 型	月份												合計
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
夏季型	0	0	0	0	0	4	6	6	4	2	0	0	22
冬春夏初型	0	1	5	3	4	2	0	0	0	0	2	0	17

(一) 冬春及夏初型

這種型式最大的特徵是風速之空間分佈隨高度之增加而增大 (見圖四之右), 低層噴流軸附近的溫度場特徵是, 在各主要等壓面 (850 MB, 700 MB, 500 MB) 上, 等溫線之方向與低層噴流軸方向一致。由低層噴流之月份分佈情況, 可見此型基本上出現在 11 月到次年 6 月期間, 是為冬春及夏初型 (見表一)。

三、台灣地區低層噴流之特徵

一般說來, 台灣地區以出現的低層噴流和華南、江南之情況一樣, 其形成與青康藏高原和太平洋副熱帶高壓之存在有關, 國內氣象界對此低層噴流之成因亦曾加以討論 (黃中成 1976, 陳正改 1979), 本文不再贅述, 這裡擬就其特徵作一分析, 俾

供作豪雨預報之參考。

關於台灣地區低層噴流之特徵, 除了有偏地轉 (ageostrophic) 特性 (陳正改 1979) 以外, 尚有以下三者。

(一) 850 MB 等壓面上伴隨有延伸到台灣地區之濕舌

低層噴流是一支暖而潮濕的高速氣流, 在噴流軸上和它的附近, 濕度很大, 最大水汽軸線與最大風速軸線一致, 形成一個與噴流走向一致的濕舌, 這種現象在 850 MB 天氣圖上非常明顯。在噴流軸左側的最大輻合區, 也就是水汽通量的最大地區。它的強度變化與噴流強度及軸的進退有密切的關係。日本氣象學家曾分層計算水汽變化方程中各項的大小, 發現 700 MB 以下水汽的水平輻合是造成局部地區水汽聚集的最主要因素 (Akiyama, T. 1975)。700 MB 以下也就是低層噴流所在的位置, 水平輻合遠比上層 (700~400 MB) 為大, 在豪雨期間約大於 15 倍左右; 在 700 MB 以上的大氣層中, 由低層傳向高層的水汽垂直輸送也十分重要, 所以低層噴流是向下游及向上層輸送水汽的最主要通路, 有低層噴流, 暖濕不穩定水汽才得以持續不斷地供應豪雨之所需。

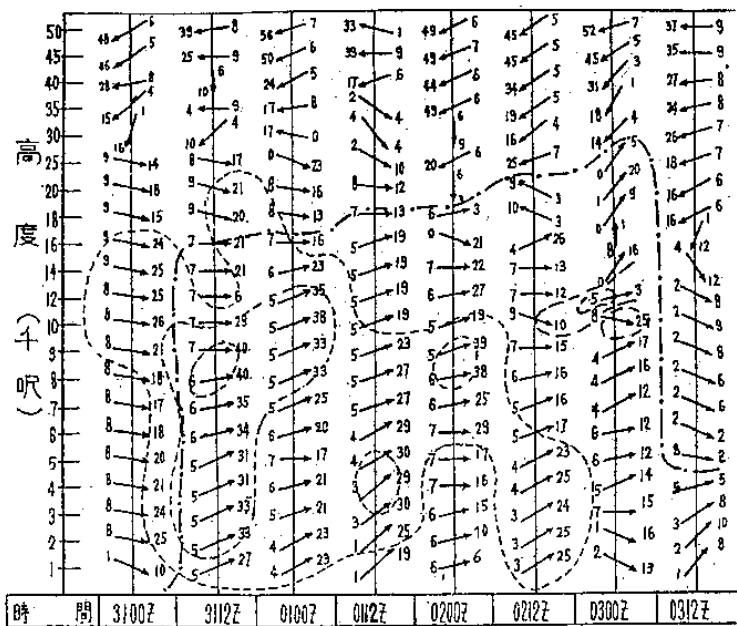
因為低層噴流也是一支暖濕氣流, 所以在噴流軸之假相當位溫 θ_{se} 最大, 在噴流軸左側 θ_{se} 則隨高度減少, 而經常處於不穩定狀態。因此低層噴流左側是一個強烈輻合所對應的暖濕氣流上升區。該處不穩定能量的釋放, 有利於對流活動的發展。

(二) 有日變化的特性

風速存在着日變化, 早已為氣象人員所熟悉。日變化同樣顯現在低層噴流結構中。一般情形是白天強度弱, 入夜以後強度增強。美國氣象學家曾經利用一些特定的加密觀測來研究美國大平原地區低層噴流的日變化規律, 繪出每隔三小時之低層噴流強度變化圖, 發現噴流入夜以後即不斷地增強, 到次日凌晨 5 時最強, 強度可達 50 kts 以上; 白日則減弱, 到入夜後又增強, 如此的日夜變化直到噴流過程結束為止。而且不僅噴流強度有日變化現象

，它的超地轉和偏地轉特性也有明顯的日變化，低層噴流最強的時候，超地轉偏差也達到最大，反之，則小（Hoecker, W.H. 1963）。

在臺灣地區，低層噴流也有日變化的特性，也就是說，具有脈動現象。例如民國70年8月31日至9月3日東港高空風資料，即顯示8月31日1200 Z、9月1日1200 Z、2日1200 Z 850 MB（5000呎）之風速皆比同日0000 Z者要強（見圖五）。由於晚上低層噴流強度增強，夜晚邊界層內風速加大，垂直切變增強，超地轉現象顯著，以致造成很大的不穩定性，有利於對流系統的發展，所以雷雨和強對流天氣往往在晚上和凌晨得到加強和發展且形成豪雨，這也是台灣地區特大豪雨之所以常常發生在午夜前後和凌晨的原因。例如四十八年之「八七」豪雨、七十年之「九三」豪雨就是最好的例子。



圖五 民國70年9月31日至9月3日東港高空風分析（參考自俞川心，1982）

(三) 有高空動量向下傳送的現象

過去日本氣象學家對於低層噴流之形成，多認為由於有劇烈的對流運動，於是引起水平方向能量的混合，終致增強了低層的風速（Matsumoto, S. et al 1967），但是理論上的證明却很困難，因

為擔任水平動量的垂直輸送角色的垂直速度 w ，尤其是對流垂直速度 w' 不易獲得。於是他們又把渦旋度方程和輻散度方程寫成適合中尺度系統形式如下所示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + V \cdot \nabla \zeta + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + (w_x v_x - w_y u_x) + (f + \zeta) D = F_1 - w' \frac{\partial \zeta'}{\partial z}$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} + V \cdot \nabla D + w \frac{\partial D}{\partial z} + (w_x u_x + w_y v_x) + \frac{1}{2} (D^2 + a^2 + b^2 - \zeta^2) - f \zeta + \frac{1}{\rho} \nabla^2 p = F_2 - w' \frac{\partial D'}{\partial z} - \frac{1}{2} D'^2$$

式中 $a = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ ， $b = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ ， D ， ζ

分別代表輻散度和渦旋度，方程式左端代表中尺度現象特徵場，右端則分別為摩擦項（ F ）及對流活動項。計算左端各項的大小來估計右端的對流活動（Matsumoto, S. et al 1967）。

但是這一種計算太過於複雜，而且很難說明動量對流傳輸的機制。國內氣象學家曾依據風場之分佈情況，認為低層噴流乃產生對流作用之原因而非結果（陳泰然，紀水上 1978）。

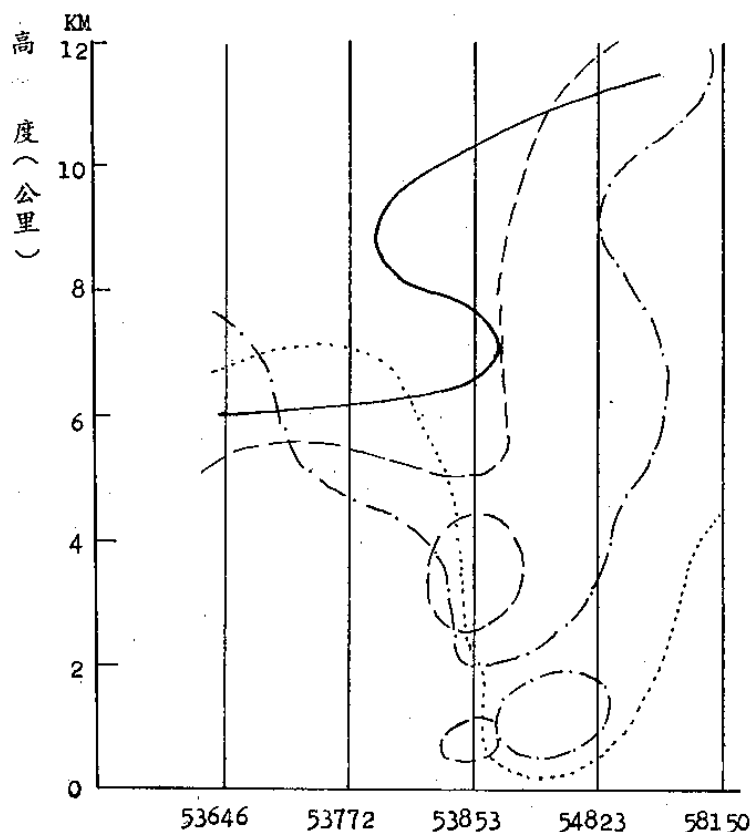
詳細分析台灣地區低層噴射氣流之日變化和豪雨出現的時刻，可以發現較上層風速減弱，而較低層風速增強的現象，這種較低層風速的加大以及噴流中心的形成是高空動量向下傳送的結果。在華南和華北最容易看出經向橫剖面上高空動量下傳的情形（見圖六）。而台灣地區，因為南北四個探空站之經度非常靠近，故不易看出各站間橫剖面上高空動量下傳的情況，但是可以從單站之高空風資料和逐時雨量紀錄之比較中，發現低層風增強以後，豪雨隨即出現。例如民國70年8月31日1200 Z東港低層高空風增強，阿里山於9月1日凌晨4時起

出現豪雨，而且豪雨直至 9 時始停。9 月 1 日 1200 Z 東港低層高空風又增強（見圖五），阿里山於 2 日凌晨 5 時～7 時出現豪雨。2 日 1200 Z 東港低層高空風增強（見圖七 A），嘉義於 3 日凌晨 3 時起出現特大豪雨，而且直到 7 時始停（見圖七 A），乃造成嘉南平原大水災。又如民國 72 年 3 月 12 日 0000 Z，鋒面逐漸南下，桃園低層高空西南風突然增強，新竹分別於 12 日上午 8 時及下午 16～17 時出現豪雨（前者 1 小時雨量 17.5 公厘，後者 2 小時雨量 31 公厘，見圖七 B），乃造成新竹、桃園地區大水災。這種動量下傳的情形也反映在東風類低層噴流中，例如民國 72 年 10 月 11 日 1200 Z 喬伊颱風（Joe）剛剛通過呂宋島繼續西移，台北低層高空東風突然增強，宜蘭於 11 日夜 22 時及 12 日凌晨 5 時起出現豪雨，尤其 12 日上午 8 時～10 時雨勢特大（見圖七 C），乃造成宜蘭平原大水災。

豪雨出現在低層風速突然增強之時，乃當時不穩定能量強烈釋放的時候，潛熱和位能之動能轉換，乃引起低層風速的加大。而低層噴流也能觸發小尺度對流作用，向低層輸送動量，使低層風速增強，亦使對流作用增強而產生豪雨，這是豪雨出現在低層風速增強之後的原因。在強對流活動層中，由於對流混合作用而使風速產生均勻化之現象，在其下方則出現強風區，而且低層強風區常常位於中尺度擾動的一個有限區域內，所以低層風速之增強，配合有利於地形舉升作用的條件，可作為台灣豪雨降雨區預報之指標。

四、低層噴流在台灣地區豪預報中之應用

低層噴流中存在着中尺度甚至小尺度的一種波動，也存在有很強的輻合上升運動區。在低層，氣旋形切變強，大量的水汽依靠低層噴流向下游及向上輸送，並在一定的位置上積聚，由於低層噴流本身非常不穩定，低層大氣也屬於條件不穩定，偏地轉風大，容易產生並傳播中尺度擾動，加上動力環境條件——地形舉升作用，即容易得到猛烈的發展



圖六 民國 62 年 7 月 1—2 日高空動量下傳圖

- 7 月 1 日 0000 GMT 30 knot 等風速線
- 7 月 1 日 1200 GMT 30 knot 等風速線
- · - · - 7 月 2 日 0000 GMT 30 knot 等風速線
- 7 月 2 日 1200 GMT 30 knot 等風速線

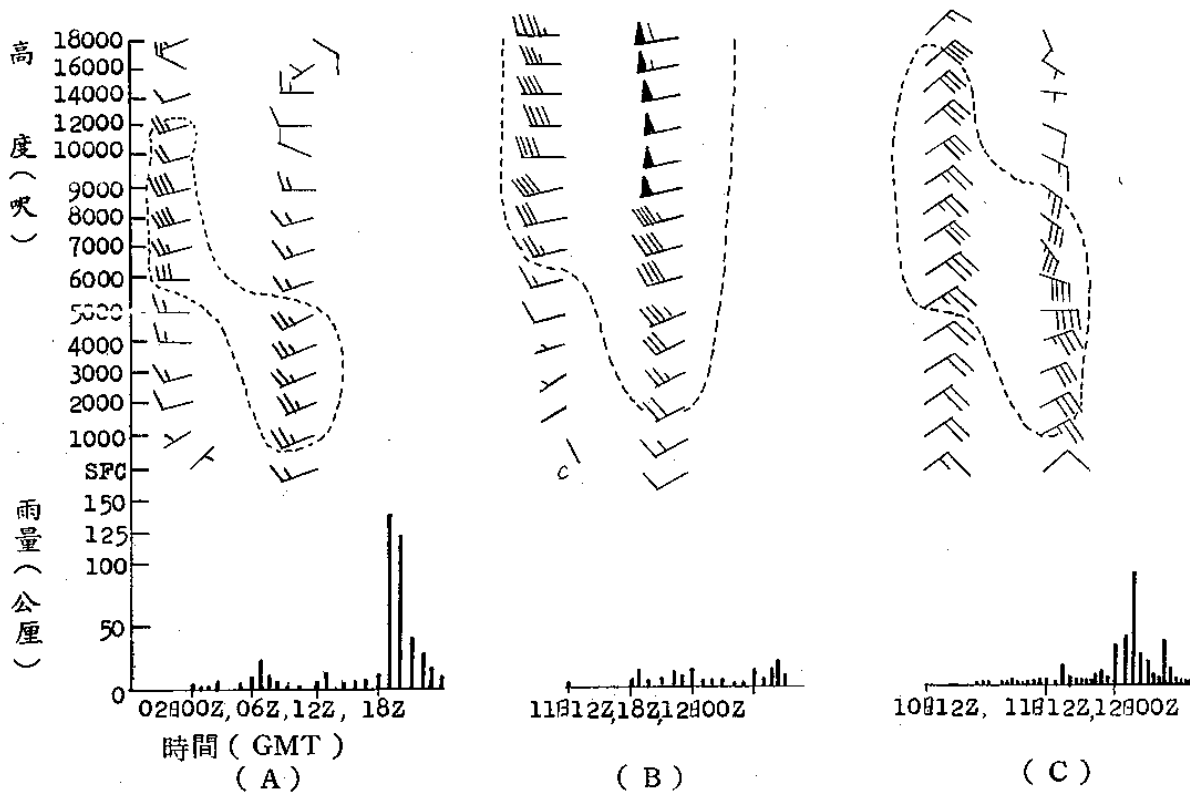
，造成豪雨和強對流天氣。

綜合前述之特徵，吾人可以根據預報經驗和實際印證，找出低層噴流產生豪雨之有利條件如下：

(一) 850 MB 低層噴流軸之左前方（面對噴流軸之去向）加上有利於地形舉升作用的地區最容易出現豪雨，有時其右前方亦然。

(二) 850 MB 暖濕中心 ($T - T_a \leq 2^\circ\text{C}$) 之下風側。

(三) 1000 - 500 MB 水汽通量輻合量至少在 1000 以上（夏季多，可達 5000 或 6000 以上；春季較少，但至少 1000 以上）。其計算公式為：



圖七 高空動量下傳與逐時雨量分佈之關係圖

A: 民國 70 年 9 月 2 日—3 日東港高空風與嘉義雨量之關係

B: 民國 72 年 3 月 11 日—12 日桃園高空風與新竹雨量之關係

C: 民國 72 年 10 月 10 日—12 日台北高空風與宜蘭雨量之關係

$$A = - \int_{500}^{1000} \nabla \cdot \left(\frac{qV}{g} \right) dP$$

(石原健二, 1957)

式中 q 為混合比 (單位克/1000 克), V 為上下兩層之平均風速 (單位 cm/sec), $g = 980 \text{ cm}/\text{sec}^2$, P 為氣壓差 (單位為 $1000 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^2$), 可以分別就 1000 MB—850 MB, 850 MB—700 MB、700 MB—500 MB 加以計算, 求得總和。

(四) 大氣層相當不穩定, 蕭氏穩定度指數 $\leq 1^\circ\text{C}$, 利查遜指數 R_i 為負中心。

(五) 850 MB 層之假相當位溫 $\theta_{se} \geq 75^\circ\text{C}$ 或 80°C 。

(六) 850 MB 和 500 MB 之假相當位溫差 ($\Delta \theta_{se, 850-500}$) $\geq 5^\circ\text{C}$ 。

(七) 低層風速突然由上往下增強, 亦即出現動量往下傳送現象時。

(八) 考慮有利於地形舉升作用的因素。

五、結論

由以上之討論, 可見各種低層噴流之出現和台灣地區豪雨之產生具有密切的關係。南移類西風低層噴流常常給台灣西北部和中部地區帶來豪雨, 北移類西風低層噴流常常給台灣中南部帶來豪雨, 而東風類低層噴流常常給台灣東北部帶來豪雨, 所以低層噴流之出現, 加上前述之有利八種條件, 至少可提供吾人作豪雨降雨區預報之依據。尤其是, 低層風速突然由上往下增強之現象更可提供吾人作豪雨之短期預報和即時預報的參考。其次, 結合衛星雲圖、雷達觀測資料以及各種綜觀天氣圖、渦度分

布圖和中尺度天氣圖等來分析研判是否將有豪雨發生，也是十分必要的。總之，如何判別「空低層噴流」和「豪雨低層噴流」，以及如何減少空報或漏報之機會，尚有待吾輩氣象人員努力也。

參 考 文 獻

1. 俞川心，黃中成，1975：臺灣南部豪雨成因之分析，氣象預報與分析第六十五期，P. 33—39。
2. 黃中成，1976：低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響，氣象預報與分析第六十八期，P. 37—45。
3. 吳宗堯、陳正改，1976：嘉南地區八一七豪雨之分析，台灣水利第二十四卷第四期，P. 3—34。
4. 徐明同、陳正改，1973：民國61年6月12日豪雨之分析，氣象學報第十九卷第二期，P. 7—26。
5. 陳泰然、紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅尺度結構，大氣科學第五卷第一期，P. 35—47。
6. 廖學銓、徐明同，1978：近年來國外梅雨研究之評介，台灣地區災變天氣研討會論文彙編，1978年5月27—28日，P. 108—149。
7. 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，大氣科學第六卷第一期，P. 29—37。
8. 廖學銓，1960：八七水災，氣象學報第六卷第二期，P. 26—42。
9. 徐寶箴，1967：強大之西南氣流及其伴來之氣團與八七水災之降水，民國五十六年中國氣象學會會刊第八期，P. 30—37。
10. 劉昭民，1968：探討八七豪雨之因素，未發表。
11. 劉昭民，1982：九三豪雨之因素探討，中央氣象局中範圍天氣系統研討會論文彙編，P. 225—232。
12. 葉文欽，1977：熱帶氣旋與極地高壓共伴環流對台灣天氣之影響，氣象預報與分析第七十期，P. 30—39。
13. 曲克恭、劉廣英、葉文欽、張儀峯，1983：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因，國科會專題研究計劃研究報告第025號，P. 9—11。
14. 潘大綱、張凱軍、徐天佑，1984：民國七十二年十月十二日宜蘭平原大雨成因之分析探討，中央氣象局天氣分析與預報研討會論文彙編。
15. Mohri K. 1956：An aerological study of heavy rainfall over West and Central Japan during early summer 1953, *Journal Met. Soc. Japan*, 34, P. 244—253。
16. Arakawa H. 1956：Characteristics of Low Level Jet Stream, *Journal of Meteorology*. 13.No. 5, 1956。
17. Yasuda H. 1960：1959年7月14日の東海地方豪雨につくて，研究時報，12, P. 786—801。
18. Shimada M. 1966：梅雨前線豪雨の構造と降雨解析，研究時報，18，P. 171—239。
19. Kurnmi T. 1969：梅雨末期の豪雨の總觀解析，研究時報，21，P. 581—591。
20. Ushijima T. 1969：Analytical study of the low-level jet stream, *Journal Met. Soci. Japan*, 47, P. 13—22。
21. Akiyama T. 1973：Ageostrophic low-level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area. *Journal Met. Soc. Japan*, 51, P. 205—208。
22. ———— 1973：The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu Front. *Pap. Met. Geophysic.* 24, P. 167—188。
23. ———— 1973：Frequent Occurrence of Heavy Rainfall along the North side to the Low-Level Jet Stream in the Baiu

- Season. Pap. Met. Geophysics, 24, P. 379 — 388.
24. ———— 1975 : Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu Season. Journal Meteo. Soc. Japan, Vol. 53, P. 304 — 316.
25. Matsumoto S. et al 1967 : Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, Journal Meteo. Soc. Japan, Vol. 45, No. 4, P. 292 — 305.
26. ———— et al 1967 : A synoptic and dynamical study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center, Journal Meteo. Soci. Japan, Vol. 45, No. 9, P. 64 — 82.
27. ———— et al 1971 : Characteristic feature of " Baiu " front associated with heavy rainfall, Journal of Met. Soci. Japan, Vol. 49, No. 4.
28. ———— et al 1971 : On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. Journal Met. Soci. Japan, Vol. 49, P. 649 — 662.
29. Ninomiya K. et al 1974 : Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. Journal Met. Soci. Japan, 52, P. 300 — 313.
30. Beebe R.G. and Bates 1955 : A mechanism for assisting in the release of convective instability. Monthly Weather Review, Vol. 83, P. 1 — 10.
31. Wexler H. 1961 : A boundary layer interpretation of the low-level jet, Tellus, Vol. 13, No. 3, P. 308 — 378.
32. Hoecker W.H. 1963 : Three southerly low-level jet systems delineated by the Weather Bureau special pibal network of 1961, Monthly Wea. Rev. Vol. 91, No. 10 — 12, P. 573 — 582.
33. Bonner W.D. 1968 : Climatology of the low level jet, Monthly Wea Rev. Vol. 96, P. 833 — 850.
34. Kreitzberg C.W. 1968 : The mesoscale wind field in an occlusion, Journal Applied Meteorology. Vol. 7, No. 1, P. 53 — 67.
35. Browning K.A., Pardoe C.W. 1973 : Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts, Quart. Jour. Roy. Meteo. Soci. Vol. 99, No. 422, P. 619 — 637.
36. 石原健二, 1957 : Small scale の雨量預報, 研究時報, 第九卷, P. 618.

**An Analysis of the Relationship between the Low Level
Jet Stream and the Heavy Rainfall in Taiwan**

Liu Chao-ming

Taipei Meteorological Center CCAA

ABSTRACT

Recently, some meteorologists have discussed frequently about the relationship between the low level jet stream and the heavy rainfall during the Mei-Yu season in Taiwan. But the low level jet streams are found in another seasons in Taiwan. After analysing numerous cases, the author gets some conclusions as following :

1 According to the resources and movements, the low level jet streams in Taiwan can be divided into three types : (1) southern movement, (2) northern movement, (3) easterly low level jet stream.

2 According to the characteristics of season circulation, it can be divided into two types : (1) summer type, (2) winter, spring and early summer type.

In this paper, the author finds that the major effects to the heavy rainfall caused by low level jet stream in Taiwan are the continuous supply of warm, humid and unstable air, the momentum transported from the higher level and orographical lifting effects.

Finally, the author hopes that some applications of low level jet stream in heavy rainfall forecasting in Taiwan will promote the forecast technics of the heavy rainfall.