

梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和 臺灣地區豪雨之關係

陳 正 改¹

中 央 氣 象 局

(中華民國六十八年三月二十三日收到)

摘 要

本文採用臺灣梅雨期之十年資料分析低層噴射氣流與豪雨之關係，發現低層噴射氣流之軸線位置大約在 800~700 毫巴之高度處；梅雨期間，若梅雨鋒面伴有發展良好的低層噴射氣流則臺灣地區將會出現豪雨；而北部之豪雨區大部分是出現在低層噴射氣流軸之南北各 100 公里的範圍內，南部則在其南側 200 公里之區域內。

一、前 言

經日本之氣象專家和學者，如 Mohri (1956), Yasuda (1960), Shimada (1966), Kurnmi (1969), Ushijima (1969), Akiyama (1973a, b) 對低層噴射氣流之結構和特徵加以調查和分析研究之後，現已獲得很多重要的結論 (Akiyama, 1973 b)。這些結論指出低層噴射氣流有二種：

第一種低層噴射氣流是出現於大氣的較低層，而具有異常的日變化；此種低層噴射氣流之形成，乃因大規模的地形效應如西藏高原、洛磯山或非洲大陸所造成的 (Wexler, 1961; Bonner, 1968; Findlater, 1969)。

第二種低層噴射氣流是在大約 600 和 900 毫巴之間出現，而具有強烈的對流現象 (Beebe 和 Bates, 1955)。

據 Akiyama (1973 b) 之研究，於日本梅雨季時所出現的豪雨，在梅雨鋒面上經常伴有第二種的低層噴射氣流。Fujū, Shibayama, Mukade 和 Tanaka 於 1968 年 2 月在日本氣象學會之年會中宣佈，他們利用豪雨計劃實驗 (Experiment of the Severe Rainstorms Research Project) 所搜集的資料，分析 1964~1967 年梅雨期間 20 次豪雨，發現有 16 次的豪雨伴有顯著的低層噴射氣流 (詳見 Akiyama 1973 b)。

依據 1972~1976 年梅雨期間 (5 月 15 日至 6 月 15 日) 1200 Z 850 mb 之天氣圖，分析東亞地區之低層噴射氣流 (最大風速帶)，陳泰然、紀水上 (1978) 發現此低層噴射氣流與臺灣西部測站之位置和測站翌日之降水機率有相當大之相關。為了使結果更具完善，我們另加上 1968~1971 年及 1977 年，合計共十年的資料，以 20~30°N, 110~130°E 之區域作為研究之範圍，重新加以分析，以便詳細探討低層噴射氣流之結構以及其與梅雨鋒面的降水關係。

在本文中所謂之低層噴射氣流軸 (850 毫巴之最大風速帶) 僅定為最大風速大於或等於 20 哩/時，且最大風速帶之寬度小於臺灣之長度 (約 400 公里) (陳、紀, 1978)。所用之資料包括中央氣象局所保存之 1200 GMT 850 及 700 毫巴高空圖及各測站五、六月 (梅雨期間) 之日雨量，和臺大大氣科學系所保存的梅雨個案之網格點資料。至於採用 1200Z 天氣圖之原因，乃是為了使所得之結果能提供作為預報上之應用。

至於低層噴射氣流是否為梅雨期間之獨有現象？因在民國四十八年的八七水災 (廖, 1960)，民國六十一年的一二一豪雨 (徐、陳, 1973) 以及民國六十四年嘉南地區的八一七豪雨 (吳、陳 1976; 俞、黃, 1975) 時，於臺灣地區的 700~500 mb 間亦有強烈的西南氣流存在，其風速曾高達 40~

¹現於臺大大氣科學系進修研究。

50 哩/時，與梅雨期間的豪雨時相類似，故此尚待進一步的研究。

二、低層噴射氣流與梅雨鋒面之關係

爲了便於敘述低層噴射氣流與梅雨鋒面之關係，我們用民國六十四年六月十一日及十二日之國防衛星 (DMSP) 之可見光 (V) 照片 (圖 1a 及 1b) 以及同日 850 mb 之風場 (圖 2a 及 2b) 加以比較說明。我們之所以選擇十一日及十二日作爲個案，乃是此二天臺灣地區受梅雨鋒面之影響，各地區均有顯著的降水，尤其北部地區十一日之雨量高達 121 公厘，十二日亦達 85 公厘。

由圖 1a 及 1b 所示，可知十一及十二日時梅雨鋒面之雲帶是由日本東南方海面向西南延伸至 130°E 附近，然後往西延伸幾與緯度圈平行經臺灣至華南；組成此雲帶之雲種大抵可分爲南北兩部

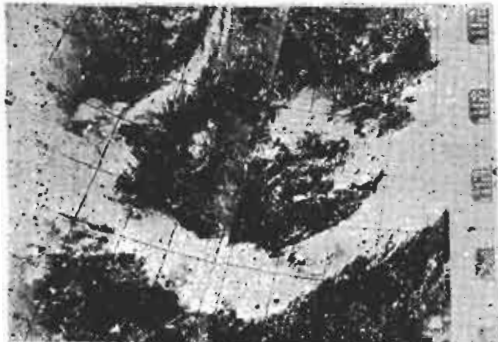


圖 1a: 民國 64 年 6 月 11 日 0018~0246 GMT

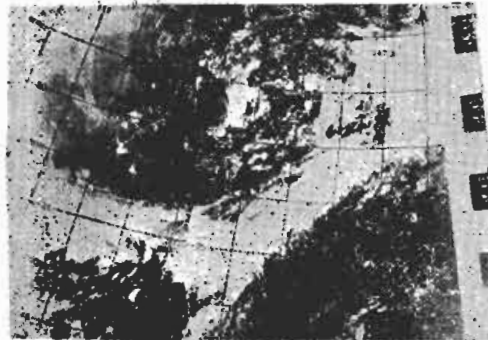


圖 1b: 民國 64 年 6 月 11 日 2359 GMT~12 日 0227 GMT

圖 1: 國防衛星 (Defense Meteorological Satellite Program, DMSP) 可見光 (V) 照片 (a) 民國 64 年 6 月 11 日 0018~0246 GMT (b) 民國 64 年 6 月 11 日 2359 GMT~12 日 0227 GMT

分，北部之雲帶大都屬於低雲和/或中雲，而南部之雲帶大都爲發展旺盛且有組織的積雨雲羣 (C. cluster)，而此雲帶之分佈區和最大降水區大約相符合。

圖 2a 及 2b 爲東亞地區 850 mb 之風場分佈，十一日 850 mb 之最大強風軸是經過臺灣北部一帶 (24~25°N)，十二日之最大強風軸則南移經過臺灣南部一帶 (22~23°N)，與圖 1a 及 1b 之密雲區相比較，發現 850 mb 面上之最大強風軸 (低層噴射氣流) 是位於密雲區 (最大降水區) 之南側，亦即在梅雨鋒面的南側約 150 公里。

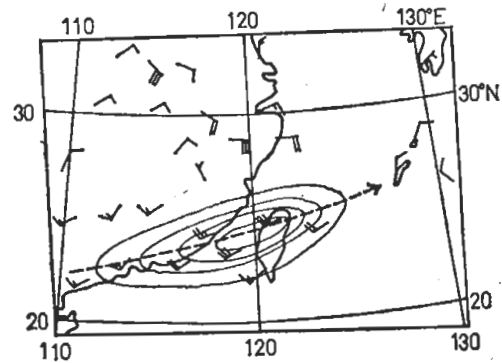


圖 2a: 民國 64 年 6 月 11 日 0000Z

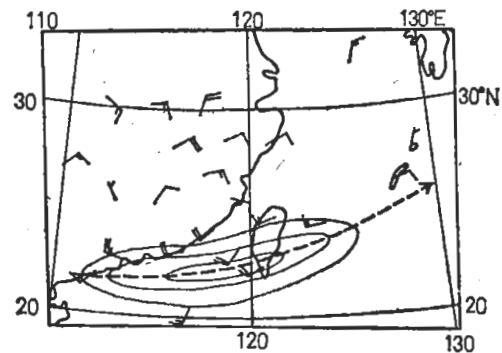


圖 2b: 民國 64 年 6 月 12 日 0000Z

圖 2: 民國 64 年 6 月 11~12 日 0000Z 臺灣梅雨期間東亞地區 850 mb 之風場分佈 (細實線爲等風速線、粗斷線爲低層噴射氣流之主軸)

圖 3a~3d 爲 1968~1977 之十年間於梅雨期內在 850 毫巴上之低層噴射氣流相對於臺北、新竹、臺南和高雄之各間距內，低層噴射氣流所出現之次數及各測站翌日伴有降水現象之次數分佈圖。

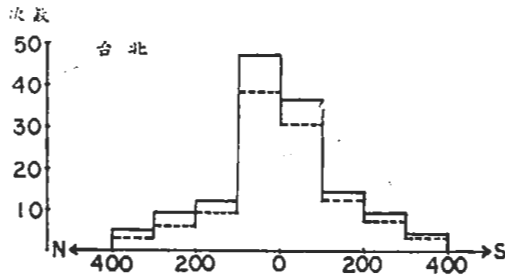


圖 3a: 臺 北

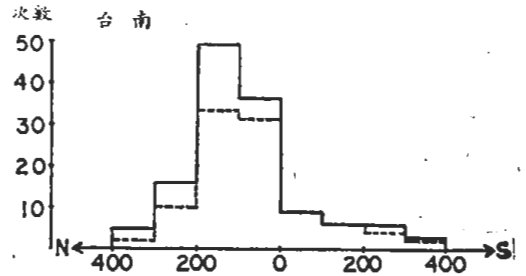


圖 3c: 臺 南

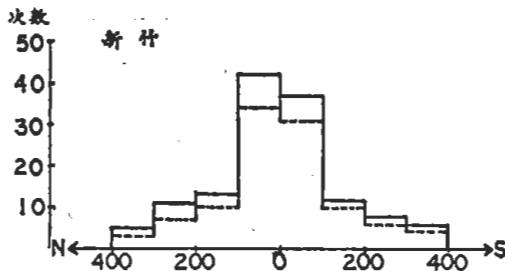


圖 3b: 新 竹

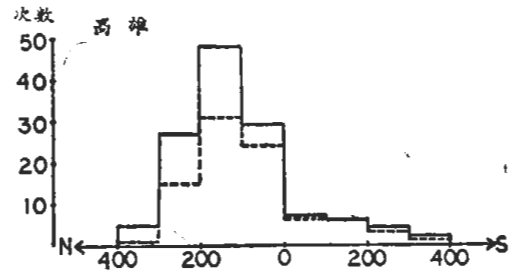


圖 3d: 高 雄

圖 3: 在 1968~1977 年梅雨期間 (5 月 15 日至 6 月 15 日) 1200 Z (GMT) 距離臺北、新竹、臺南、高雄各間距 (km) 出現之低層噴射氣流 (850 mb 最強風速帶) 之日數 (實線) 及低層噴射氣流出現時, 測站翌日伴有降水之日數 (點線)。X 軸之 0 表示測站之位置。

低層噴射氣流出現頻率之最大值, 臺北和新竹在其測站之北方及南方各 100 公里內; 臺南和高雄則在其測站北方 100 至 200 公里處。在此, 間距表示測站至低層噴射氣流軸之垂直距離。由此, 可知梅雨期內, 低層噴射氣流出現頻率之分佈, 其最大頻率區域, 大體上講, 是出現於彭佳嶼海面經臺灣西海岸, 澎湖南方海面至東沙島一帶 (圖 4), 幾平行於臺北、臺南之連線, 呈西南—東北走向; 此時, 梅雨鋒面出現之最大頻率區域 (見圖 4), 是由那霸北方海面西南或西南西延伸經臺灣北部海面至華南 (紀, 1978), 低層噴射氣流之最大頻率區則在梅雨鋒面之南方約 50~200 公里處; 而 850 mb 風切線出現之最大頻率區域則由釣魚臺北方海面西南延伸經臺灣海峽北部後沿 25°N 向西延伸進入湖南省境內 (見圖 4), 與地面鋒面出現頻率最多區幾相平行而稍偏北 (紀, 1978), 與低層噴射氣流之最大頻率區相比較, 發現低層噴射氣流位於 850 mb 風切線之南面 (陳, 1978) 約 200~300 公里處, 近乎互相平行。

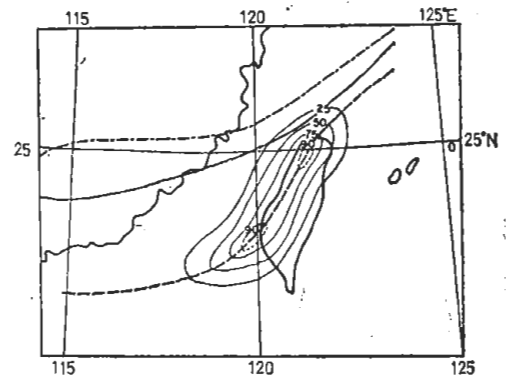


圖 4: 臺灣梅雨期間, 低層噴射氣流 (---), 梅雨鋒面 (—) 和 850 mb 風切線 (- · - ·) 出現之最大頻率區域之比較

三、低層噴射氣流之平均結構及成因

A. 平均結構:

圖 5 為民國 64 年 6 月 11 日 0000Z 時, 沿東經 120 度自 15°N 至 40°N 緯流風之垂直剖面圖。由圖 5 可看出低層噴射氣流之平均結構有下列特徵:

1.低層噴射氣流的平均狀態，其軸線之位置大概 在 23~25°N 之 800~700 mb 之高度處。

2.於低層噴射氣流軸以下的較低層有強烈的垂直風切。

3.在低層噴射氣流軸以上的垂直風切，則較緩和，此現象顯示，此處有劇烈的對流現象所引起的水平動量垂直混合作用之存在。(Matsumoto et al., 1967; Akiyama, 1973 a, b)。依據 Akiyama (1973 c) 及 Ninomiya and Akiyama (1974) 之看法，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，相對地減少了高空西風帶的風速；但陳泰然、紀水上 (1978) 依據風場之分佈情況，認為低層噴射氣流乃是產生對流作用之原因而非結果。

4.表 1 為民國 64 年 6 月 11 日臺灣西部各測站之雨量。由表 1 得知 11 日當天的雨量是由南往北遞增，圖 5 中之斜線區為日雨量超過 50 公厘的區域，我們將圖 5 之斜線區與低層噴射氣流軸之位置加以對照，發現：梅雨期之大雨及豪雨區是在低層噴射氣流之附近出現。

表 1: 民國 64 年 6 月 11 日臺灣西部各測站雨量一覽表 (mm)

測站	淡水	陽明山	臺北	新竹	臺中	日月潭	玉山	阿里山	嘉義	臺南	高雄
雨量	50	57	96	147	137	60	53	67	41	19	35

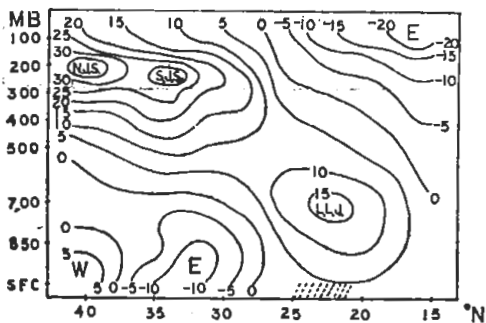


圖 5: 民國 64 年 6 月 11 日 0000Z 沿東經 120 度之緯流風速 (m/s) 垂直剖面圖 (斜線區為大雨及豪雨區, L. L. J. 為低層噴射氣流, N. J. S. 為北支噴射氣流, S. J. S. 為南支噴射氣流)

詳細分析圖 5 我們又可發現：

5.在 30°~35°N 及 35°~40°N 的 300~200 mb 間有強烈的西風帶存在，此即為東亞噴射氣流的南支及北支之所在位置，此兩支噴射氣流在日本的上空 (約在東經 140 度處) 匯合。

6.太平洋副熱帶高壓在低緯 (15°N) 的 500 mb 以上的高度其勢力逐漸強化，且高度愈高，其範圍就愈往北擴張，可達 25°N 附近。

7.在 30~35°N 的低層 (700 mb 以下) 有一偏東的緯流風存在，此即是與太平洋副熱帶高壓相對峙而造成臺灣地區梅雨鋒面的東海高壓，在顯著的梅雨期，此東風之分速是存在的，持續之時間亦較久。根據 1968~1977 年臺灣梅雨期時之天氣圖分析，發現東海高壓和太平洋副熱帶高壓脊線之位置，對臺灣梅雨期間之降水程度有相當大的影響，當江淮平原至東海一帶 (30~35°N, 115~130°E)，若有高壓環流存在，而太平洋副熱帶高壓勢力增強，其脊線在 15°N 附近，則位於秉性迥異的兩系統之間的梅雨鋒面就在臺灣及其附近徘徊；而梅雨鋒面南方的西南氣流可自孟加拉灣及南海帶來豐沛的水汽，而為臺灣地區造成顯著的梅雨。

B. 低層噴射氣流之成因

1.天氣圖之條件：

於五月至八月期間，臺灣地區出現深厚的西南氣流 (低層噴射氣流) 之地面及高空圖之條件有四項 (黃, 1976)

- (1)我國大陸熱低壓盛行，臺灣位於熱低壓之東南象限內。
- (2)長江或華南氣旋波盛行，臺灣位於鋒前暖區。
- (3)東亞高空主槽在臺灣之西方。
- (4)太平洋副熱帶高壓西伸，其脊線在 20°N 以南。

2.成因：

分析 850 mb 及 700 mb 高空圖，我們會發現在五月至八月期間，由於太平洋副熱帶高壓西伸而極地西風北退，臺灣地區若無颱風接近時，氣壓梯度應非常微弱，似不應有強烈的西南氣流存在，但當地面圖及高空圖出現上述情況時，則常有低層噴射氣流軸出現，其原因為：

低層噴射氣流軸線所在位置正處於東亞高空主

槽之東方及太平洋高壓脊線西北方之交綫地帶，而高空槽前之西南氣流乃源自南方洋面的熱濕空氣，與太平洋高壓迴流之乾暖空氣發生滙流現象，此滙流區之連線即為低層噴射氣流軸線之位置；又從濕度分析得知，低層噴射氣流軸上之溫度露點差在 2°C 至 6°C 之間 (黃, 1976)，恰位於槽前最潮濕區域之東方邊緣地帶，由此亦可證實上述滙流現象之存在。

四、低層噴射氣流和豪雨區之關係

A. 低層噴射氣流與降水量之關係

在 1968~1977 年梅雨期間，北部地區由於

表 2: 梅雨期間北部地區之日雨量 and 前一天低層噴射氣流與臺北之距離及其中心最大風速之比較 (1968~1977)

年	月	日	雨 量	低層噴射氣流	
				與臺北之距離 (km)	中心最大風速 (kts)
1968	5	20	87.8	-400	25
	5	31	50.9	- 60	20
	6	1	84.5	- 50	20
	6	10	70.6	- 20	40
	6	20	60.3	- 80	20
1969	6	19	58.1	150	30
1970	6	11	70.3	- 20	30
	6	26	50.6	—	—
1972	5	20	91.8	10	40
	5	25	52.4	—	—
1973	5	18	83.9	- 30	35
1974	5	30	53.7	- 10	20
	6	2	57.1	-180	20
	6	23	131.2	- 20	40
1975	6	24	98.3	- 20	35
	5	19	67.4	-100	35
	5	21	67.8	-100	30
1976	5	29	56.6	- 80	25
	6	11	121.0	- 20	40
	6	12	84.9	20	25
	5	29	84.6	130	35
1977	6	11	54.6	100	40
	6	2	125.0	30	45
	6	6	57.4	30	30
	6	7	53.8	30	30

(距離為一，表示低層噴射氣流位於臺北測站之北方)

受到梅雨鋒面之影響，日雨量超過 50 公厘以上的大雨及豪雨計有 25 次，而於前一天的 1200Z 之 850 mb 天氣圖上，在 20~30°N, 110~130°E 之區域內，伴有低層噴射氣流 (即最大風速帶) 計有 23 次，其機率高達 90 % 以上 (詳見表 2)。

在此 23 次伴有低層噴射氣流的大雨及豪雨中，其中心最大風速以 20~30 哩/時所出現之次數為最多，有 13 次，而 31~40 哩/時有 9 次，大於 40 哩/時祇有 1 次。

據 Matsumoto (1974) 之統計，在日本之梅雨期間，日雨量達 100 公厘以上之豪雨時，有 84 % 伴有低層噴射氣流。

又在 1968~1977 之十年內屬於多雨型之 16 個梅雨鋒面系統 (表 3)，經逐次的分析其 850 mb 天氣圖，發現每一個鋒面系統於影響臺灣北部地區時，至少有 1~2 日均伴有低層噴射氣流。

表 3: 多雨型梅雨鋒面系統一覽表 (1968~1977)

年	月 日	北 部 地 區 之 總 雨 量
1968	5:19~ 22	176.8
	5:31~6:3	147.5
	6: 9~ 12	153.1
	6:20~ 23	126.1
1969	6:19~ 22	164.6
1970	6: 9~ 12	109.1
1972	5:20~ 23	126.5
1973	5:18~ 21	128.4
1974	5:30~6:2	151.4
	6:22~ 25	276.0
1975	5:17~ 20	107.8
1976	6: 9~ 12	232.3
	5:28~ 31	161.1
1977	6:11~ 14	126.5
	6: 1~ 4	160.6
	6: 5~ 8	140.2

FDMO (1973) 分析日本梅雨季之資料，並計算九州大氣下層之風速 (850 mb 及 700 mb 之平均風速) 與風速觀測時間以後六小時之降水量之相關係數為 0.507，意謂著下層噴射氣流與豪雨有密切的關係。至於臺灣地區梅雨期之降水量與低層

噴射氣流間的相關如何？

我們求得 1968~1977 十年期間，臺灣北部地區受梅雨鋒面影響且伴有低層噴射氣流時，臺北 20 點 (12 GMT) 時大氣下層之風速 (850 及 700 毫巴之平均風速) 與翌日北部地區 0~24 點之降水量的相關係數為 0.4315；經應用變方分析 (Variance analysis) 加以檢定 (Panofsky and Brier, 1965)，確定此係數是有意義且顯著的，但變異數 (此處乃指大氣下層之風速) 被解釋之百分率祇有 17.1 而已！此表示梅雨期間影響北部地區降水量的因素並非祇有下層之風速一項，而是還有其他的因素存在。

B. 低層噴射氣流與豪雨區之空間關係

比較臺北、新竹、臺南、高雄四測站各間距低層噴射氣流出現及伴隨降水之次數 (圖 3a~3d)，發現當低層噴射氣流位於臺北、新竹測站北方 100 公里及測站南方 200 公里之範圍內，北部地區之降水機率達 80~85%；若位於臺北、新竹北方 100~200 公里及南方 200~300 公里之範圍內，北部地區的降水機率為 75%，超出此範圍，北部地區的降水機率就不及 70% 了。當低層噴射氣流位於臺南、高雄測站南方 200 公里內之範圍時，南部地區的降水機率高達 94~100%；若於臺南、高雄北方 100 公里內出現時，其降水機率亦達 85%，超出此範圍，其降水機率就迅速下降，祇有 50~60% 而已！

至於梅雨期間，降水強度之頻率分佈和低層噴射氣流位置之關係，可由圖 6 看出其大概：

當低層噴射氣流位於臺北、新竹測站南北各 100 公里之內時，北部地區的雨勢最大，中雨 (日雨量 20~50 公厘) 之機率占降水總次數的 35%，大雨 (日雨量 51~100 公厘) 占 13%，豪雨 (日雨量大於 100 公厘) 占 6%；而當低層噴射氣流南移而位於臺南、高雄測站北方 200 公里及測站南方 100 公里之內時，南部之雨勢最為驚人，中雨之機率達 20%，大雨亦為 20%，豪雨則為 10%。

由於臺灣南北之長度約 400 公里，故當梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流於臺灣及其附近海域出現時，由上之分析，我們可得到下列結果：

1. 臺灣各地之降水機率在 80% 以上，其中有 20~30% 之機會可出現大雨或豪雨。

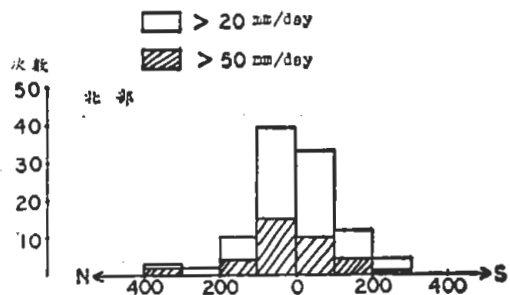


圖 6a: 北部

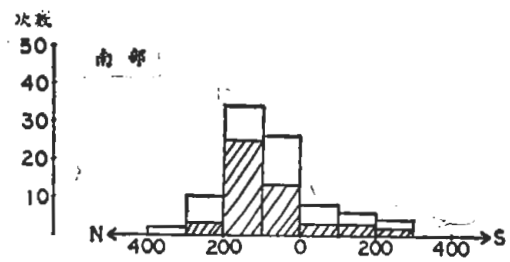


圖 6b: 南部

圖 6: 1968~1977 年臺灣梅雨期間，距離北部 (a) 南部 (b) 各間距 (km) 出現之低層噴射氣流與該地區降水強度之頻率分佈。X 軸之 0 表示測站之位置。

2. 臺灣北部之豪雨區是位於低層噴射氣流軸之南北各 100 公里之範圍內，而南部之豪雨區則出現在噴射氣流軸之南側 200 公里之區域內。

至於低層噴射氣流對梅雨鋒面降水之作用於下節詳述。

C. 低層噴射氣流對梅雨鋒面降水之作用

至於梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流之所以會引發豪雨，其作用有四項：

1. 水汽之輸送作用

因梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流附近的西南氣流是來自溫暖而潮濕的孟加拉灣及南海的熱帶洋面 (Chen and Tsay, 1977)，低層水汽含量特別豐富，此潮濕的水汽由於受到低層噴射氣流之助，而得以往前輸送。

2. 升坡及對流作用

臺灣西南部地形有利於西南氣流的升坡，且中央山脈之高度均在二千公尺以上，以致當低層的西南氣流被抬舉之後，可產生強烈的對流作用，終於造成空氣的垂直不穩定性，這就是南部之豪雨區出現於低層噴射氣流軸南側之原因。

3. 垂直次環流作用

圖7表示民國64年6月11日0000Z臺灣地區受梅雨鋒面影響時，與低層噴射氣流軸平行的實測風及地轉風之垂直剖面圖。依據 Matsumoto 和 Ninomiya (1971) 所提出的低層噴射氣流環流過程之動力模式理論，因這種低層噴射氣流的風場具有偏地轉 (ageostrophic) 特性 (詳見圖7)，而由氣壓梯度力和科氏力之不平衡造成低層噴射氣流周圍的垂直次環流，於是上升氣流發生在噴射氣流之北側，而下降氣流則位於南側 (圖8)。由於此環流之存在而造成低層噴射氣流北側的輻合區，以致垂直對流作用可繼續存在。又由於對流混合作用可增加低層之偏地轉風，維持質量及運動場之不平衡，使對流現象得於繼續發展，於是低層噴射氣流軸之北側，具有相當強大的氣旋式渦旋度、水平輻合及上升氣流 (陳，1978)，此就是臺灣北部之豪雨區出現在低層噴射氣流軸之北側及附近之原因。

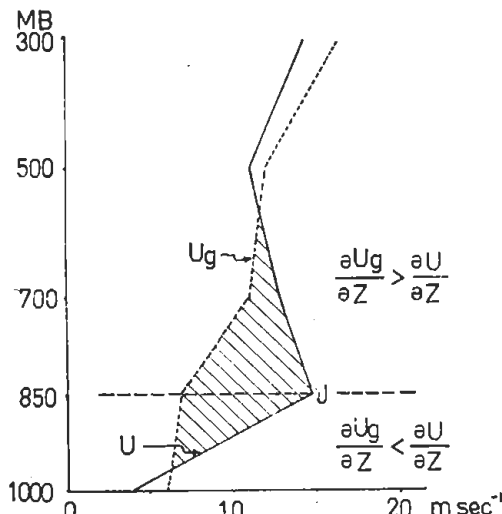


圖7：民國64年6月11日0000Z臺灣地區受梅雨鋒面影響時與低層噴射氣流軸平行的實測風及地轉風之垂直剖面圖。

4. 滙流及輻合作用

低層噴射氣流軸乃由於槽前西南氣流與太平洋副熱帶高壓迴流所造成的滙流作用所致，氣流具備充分之輻合作用。

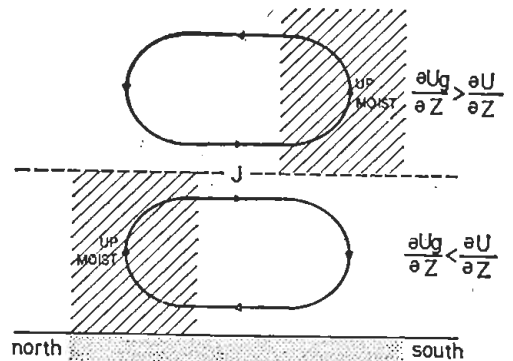


圖8：低層噴射氣流周圍的垂直次環流 (after Matsumoto and Ninomiya, 1971)

五、結 論

1. 於梅雨期間，梅雨鋒面系統常伴隨著低層噴射氣流 (850 mb 之最大強風軸)，此低層噴射氣流軸是位於梅雨鋒面之南側。

2. 由緯流風之垂直剖面圖，可看出低層噴射氣流之平均結構，其軸線之位置大約在 800~700 毫巴之高度處。

3. 低層噴射氣流出現頻率之最大區域，大體上是由彰化海峽海面經臺灣西海岸，澎湖南方海面至東沙島一帶，幾平行於臺北與臺南之連線，呈西南—東北走向。

4. 低層噴射氣流之所以會引發豪雨，乃因其具有(a)輸送水汽之作用(b)斜坡及對流作用(c)垂直次環流作用(d)滙流作用。

5. 當低層噴射氣流於臺灣及附近海域出現時，臺灣各地之降水機率在 80% 以上，其中有 20~30% 之機會可出現大雨或豪雨。

6. 北部之豪雨區是位於低層噴射氣流軸之南北各 100 公里之範圍內，南部之豪雨區則出現在噴射氣流軸南側 200 公里之區域內。

六、誌 謝

本研究承臺大大氣科學系陳泰然副教授指導及提供部份資料，蔡清彥教授細心閱讀初稿並提供許多寶貴的建議及意見，中大廖學銓教授提供部份參考文獻，特此致謝。筆者並感謝黃鴻榮、郝芸德、陳濤、李聖偉諸位先生協助資料搜集及繪圖。

參 考 文 獻

- Akiyama, T., 1973a: Ageostrophic low-level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area. *J. Met. Soc. Japan*, 51, 205~208.
- Akiyama, T., 1973b: The large-scale aspects of the characteristic features of the Balu Front. *Pap. Met. Geophys.*, 24, 157-188.
- Akiyama, T., 1973c: Frequent Occurrence of Heavy Rainfall along the North Side to the Low-Level Jet stream in the Baiu Season. *Pap. Met. Geophys.*, 24, 379-388.
- Beebe, R. G. and F. C. Bates, 1955: A mechanism for assisting in the release of convective instability. *Monthly Weather Review*, 83, 1-10.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low level jet. *Monthly Weather Review*, 96, 883-850.
- Chen G. T. J. and Tsay C. Y., 1977: A Detailed Analysis of A Case of Mei-Yu System in the Vicinity of Taiwan, 國科會報告。
- Chen G. T. J., 1978: The Structure of A Subtropical Mei-Yu System in Southeast Asia, 臺灣大學, 大氣科學系研究報告第二期。P. 9-23.
- FDMO (1973), Fukuoka District Meteorological Observatory 福岡管區氣象臺豪雨クーキンググループ (Severe Rainstorms working group): 高層風と降水量 (短時間降水量預報の試み), 研究時報, 25, 103~116.
- Findlater, J., 1969: A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 95, 362-380.
- Kurumi, T., 1969, 來海徹一: 梅雨末期の豪雨の總觀解析, 研究時報, 21, 581-591.
- Musumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. Met. Soc. Japan*, 45, 292-305.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971: On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. *J. Met. Soc. Japan*, 49, 648-662.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic feature of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan*, 49, 267-281.
- Matsumoto, S., 1974: Dynamics and structure of the low-level jet stream, *Tech. Rep. No. 86, JMA*, 122-135. (in Japanese)
- Mohri, K., 1956: An aerological study of heavy rainfall over west and Central Japan during early summer 1953. *J. Met. Soc. Japan*, 34, 244-253.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. *J. Met. Soc. Japan*, 52, 300~313.
- Panofsky and Brier, 1965: Some Applications of Statistics to Meteorology.
- Shimada, M., 1966; 島田守家: 梅雨前線豪雨の構造と降雨解析, 研究時報, 18, 171-239.
- Ushijima, T., 1969: Analytical study of the low-level jet stream. *J. Met. Soc. Japan*, 47, 13-22.
- Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level Jet. *Tellus*, 13, 368-378.
- Yasuda, K., 1960, 安田清美: 1959年7月14日の東海地方豪雨について, 研究時報, 12, 786-801.
- 吳宗亮、陳正改, 1976: 嘉南地區八一七豪雨之分析, 臺灣水利第二十四卷第四期 3-34
- 兪川心、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, 33-39
- 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 7-26
- 陳泰然、紀水上, 1978: 臺灣梅雨鋒面之中幅度結構, 大氣科學第五卷第一期, 35-47.
- 黃中成, 1976: 低層西風噴射氣流對臺灣天氣之影響, 氣象預報與分析第六十八期, 37-45
- 廖學鎰, 1960: 八七水災, 氣象學報第六卷第二期, 26-42.
- 廖學鎰、徐明同, 1978: 近年來國外梅雨研究之評介, 國科會與中研院「臺灣地區災變天氣研討會」論文彙編, 1978年5月27-28日, 108-149.

An Analysis of the Relationship between the Low-Level Jet Stream and the Heavy Rainfall during the Mei-Yu Season in Taiwan

Cheng-Kai Chen

Central Weather Bureau

Abstract

Ten-year data (1968-1977) are used to analyse the low-level jet stream in the Mei-Yu system near Taiwan. We also analyse the relationship between the low-level jet stream and the heavy rainfall during the Mei-Yu Season in Taiwan.

The results indicate:

- 1) The axis of the low-level jet stream exists within 800-700mb level.
- 2) The heavy rainfall during the Mei-Yu Season in Taiwan is usually associated with a well-developed low-level jet stream.
- 3) In the northern area of Taiwan, the heavy rainfall occurs within the band of 100 km to the north and to the south of the axis of the low-level jet stream; while in the southern area of Taiwan, it occurs within the band of 200km to the south of low-level jet stream.