

台灣梅雨期間豪雨個案之初步分析

李華誕

摘 要

本文分析 1972-1981 年台灣地區梅雨期中，出現豪雨地區之地面小範圍低壓高空槽及 850MB - 700 MB 強風軸綫之配置情況以及相當位溫等資料之分布，期望對台灣梅雨期中出現豪雨的成因與特性有所了解。另外再選取影響台灣地區之四個豪雨個案，分析其平均結構，結果顯示在梅雨期中豪雨與一般降水有顯着的不同，分析可能導致強烈降水的原因期望由而瞭解豪雨之特性。

一、前言：

台灣地區，地處亞熱帶，當春夏之交五、六月間，因受大氣環流影響雨量充沛，無論就雨量，雨日及降水連續性來看，常會出現類似梅雨季時之天氣型態，其間連續性陰雨出現頻繁，有時甚至演變成豪雨。對國防建設亦有相當大的影響，故本文調查過去 10 年（61-70 年）5、6 月份中區域性豪雨產生之因素。有關台灣地區豪雨之研究甚多，例如：（曲，1980）（陳，紀，1980）（陳，蔡，1979）等等。徐氏（1971）分析，1907 年至 1970 年 64 年間之豪雨，發現約有四分之一發生於梅雨期內察其引用之地面圖不難發現豪雨約有 70% 導源於鋒面上之中小幅度低壓系統，另外陳和紀（1978）分析 1972-1977 年之台灣梅雨合成鋒面之中幅度結構，發現其鋒面位於台灣北部時，大雨及豪雨之最大機率出現於鋒面前 100 公里至鋒面後 200 公里間，於台灣南部時則發生於鋒前 200-300 公里處，故造成豪雨降水之因素與發生於台灣地區之中幅度低壓有着密切關係。而西南氣流受地形舉升作用大量雨澤乃取於鋒面帶附近之中小幅度輻合作用。我們大致上已可瞭解梅雨相伴之各種天氣現象，但就從事天氣預報工作而言，預報員大多依賴天氣圖上之綜觀特徵來預測梅雨季

中豪雨會不會發生？因而本文的重點即在利用綜觀個案分析來找出豪雨出現之特徵，俾對預報有所助益。

採用一個個案分析，所得結果有時較不具代表性，然若採用太多個案不但費時也不經濟，故本文乃折衷採用 4 個個案，分別代表北部、中部、南部及全省來討論分析重點在了解中尺度特徵及大氣垂直結構。

二、研究方法：

本文選取 1962-1981 年內，台灣地區豪雨之個案四個來加以詳細之分析，其選取標準如下：

- (一) 地面圖在華南及台灣附近有中尺度擾動。
- (二) 降水須在 80 mm 以上。（同一區中，一測站 ≥ 100 mm，二測站 ≥ 80 mm）。
- (三) 高空槽位於華南附近。（帶有西南氣流）
- (四) 低層須有強風軸存在（風速 ≥ 25 KTS）
- (五) 颱風帶之豪雨除外。

降水資料取自本軍所屬各測站及中央氣象局所屬各測站，地面、850MB、700MB 資料則利用本軍所繪製之原始天氣圖以供利用。首先統計 1962-1981 年各地日雨量，然後依據綜觀天氣學理論做以下之探討：

1. θ_e 之分布圖。（相當位溫）

- 2. 地面之擾動(指台灣區)。
- 3. 風徑之分布圖。
- 4. 噴射氣流(850 - 700MB)。
- 5. 高空槽之位置。

三、豪雨個案之選取：

根據以往之天氣圖得知伴隨豪雨影響台灣地區之冷鋒及850MB - 700MB強風軸大都出現於20°N - 30°N及100°E - 130°E之範圍內，發生於華南地區然後緩慢南下通過台灣或在台灣附近徘徊，以及自孟加拉灣及中國南海一帶西南氣流或台灣低壓及顯著鋒面經過所造成大量降水及豪雨。且由經驗判斷豪雨經常在梅雨末期發生，過去多數專家由經驗所得，即稱之「梅雨末期常發生豪雨」。因台灣之梅雨不如長江及日本梅雨顯著，但經分析每年都可能發生梅雨且常伴有豪雨及大雨之發生。

由表一得知，除69年外每年都有日雨量在100mm以上的豪雨發生，全省豪雨最顯著的年份是民國63年，其次64、66及70年都是多雨的年份。表二將台灣分為六區：北、中、南、北中、中南、全省，最顯著的年份是民國63年，其次61、66及70年，從各地日雨量及各區日雨量來看最多年仍在63年，其次66及70年都是多雨的年份。

以下僅分析四次豪雨的個案以探其相關之天氣圖上之特徵，作相當位溫(θ)、風徑圖、低層噴射氣流、槽綫之分析，以為今後預報天氣之參考。

根據所選取條件在民國61 - 70年的10年中豪雨記錄北部(新竹及以北含東部測站)有5次，中部(台中、嘉義)有3次，南部(台南至恒春)有13次，全省性的有3次。何以選取64年6月12日，61年6月16日，70年5月12日，63年6月2日為其北部、中部、南部、全省之個案分析日期？

北部：因其當日下雨之地區較廣，且雨量較其他之日期相比較大。

中部：因其當日處於梅雨期中且有一鋒面接近，下雨地區與其他日期相比較大。

南部：因其下雨之地區與其他日期相比較廣且其雨量較均勻(註66年6月7日之豪雨，(劉，1980)以作其研究分析，70年5月28日及9月3日在中範圍天氣研討會中已有人作其研究分析)。

全省：因其下雨地區之雨量較其他日期相比較均勻。

四、個案分析：

(一) 北部豪雨個案

北部豪雨個案以民國64年6月12日為代表，由當日之850MB天氣圖可見其鋒面斜度很大(圖1-c)，且 $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 分布曲線在850MB以下非常不穩定(圖1-b)，在梅雨中發生豪雨中有一半以上有打雷現象(參閱徐晉淮所作台灣地區豪雨之研究)，可以說氣柱不穩定而發生對流所引起，分析地面小範圍在台灣區台中以北為一廣大低壓區(圖1-a)，且700MB槽綫位於華南向東移動(圖1-d)，因梅雨季中之大雨及豪雨大部份係受低壓之影響而發生且低層噴射氣流自華南隨冷鋒移至本省北部地區(圖1-f)，因在鋒面強度方面除了中緯度斜壓過程外，積雲對流效應亦有相當之貢獻，低層噴射氣流對於熱帶與水汽之傳遞過程亦為維持積雲對流不可或缺(Chen & Tsay, 1977, 1978)；因有部份豪雨係由熱雷雨顯著鋒面所引起，因西南濕氣流侵入受益地，地形影響而發生之熱雷雨，即降雨時間短且局部性豪雨，由風徑圖之分布而言，風隨高度順轉也表示出有上升運動(圖1-e)，由上述之鋒面之加強華南擾動至本省，配以低層噴射氣流經過以及 $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 在850MB以下之不穩定現象以及充沛之水汽(圖1-g)從圖中可以得知從11日起至13日止其水汽含量幾乎達100%且其濕氣層($T-T_d < 3^\circ\text{C}$)之厚度高達20000'，乃形成此次豪雨之因素。一般而言豪雨發生之地區主要係在低層噴射氣流軸綫的氣旋式風切的一邊。根據天氣圖以其發生北部豪雨之原因以梅雨滯留鋒位於台灣北部為最大，而其他西南氣流影響或台灣低壓及顯著鋒面經過而發生豪雨者次數較少。

年 份	日 期 月 份	基 隆	台 北		桃 園	新 竹		清 泉 岡	台 中		嘉 義	台 南		岡 山	高 雄	屏 東		恒 春
			7 10	7		20	20		12,13 16	5,12 13,6		6 12	12			5 6 12	6 12 14	
61	5										21	21	21			21	21	14
	6										6 12	12	5 6 12		6 12	6 12 14	6 12 14	
62	5					18	18											
	6							5					13 14			13	13	
63	5			30		1	1									30 31	30 31	29 31
	6	18		18	18,23 24	2,18 22,23 24	18 23 24	23	18 23	18 23	2			3	1 19	2 18 19	2 18 19	1 19 19
64	5																	
	6	11 12			11 12	11	11	11 12	11	11	6 8	27	27	5	27	5 8 27	8 27	14
65	5					29	29		29	29	28	28	28 30	28 30		30	30	
	6																	29 28
66	5													30	30 31	30	15 30	
	6	25	2	2	2	2	2		2	2 6	2,16 21	2,6 7,9 21,22	2,6 7,21 24	2,6 7,21 24	2 7	3,6 7,24	3,6 7,19	
67	5	2				22												
	6										1							2
68	5	27																
	6			13		12 13	12 13	13				28	28		9	7	9	27 28
69	5																	
	6																	
70	5		30		28	28 30		31				12						
	6												13					

表1 各地日雨量≥100mm之發生日期(台北、新竹、台中、台南，左為本軍資料，右為氣象局資料)

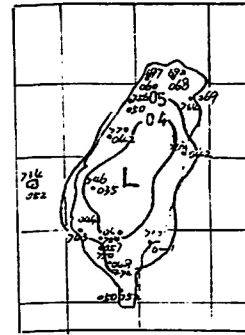


圖 1-a 1975.6.12. 0000Z
台灣區小範圍低壓分布圖

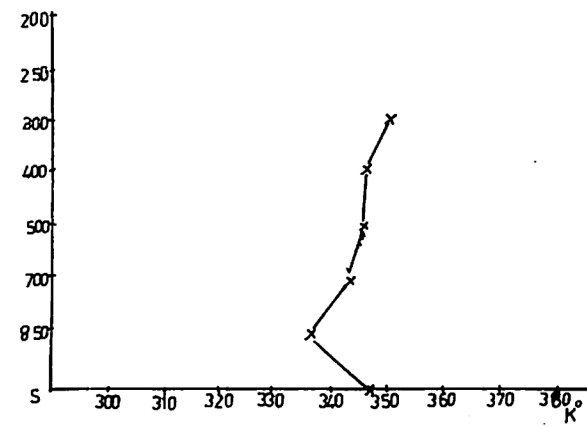


圖 1-b 1975.6.12.0000Z
相當位溫垂直分布圖 (692)

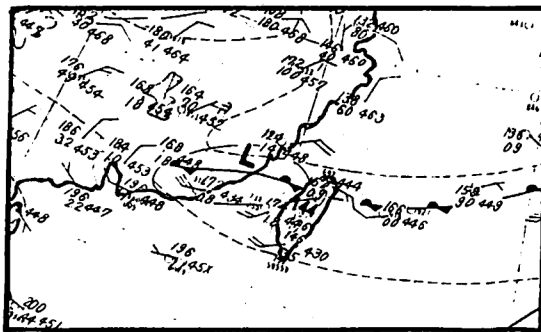


圖 1-c 1975.6.12. 1200Z 850 MB 天氣圖

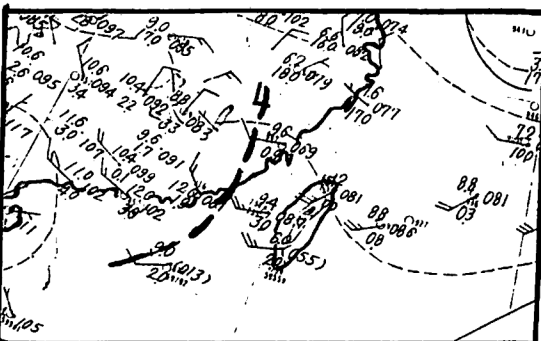


圖 1-d 1975.6.12. 1200Z 700 MB 天氣圖

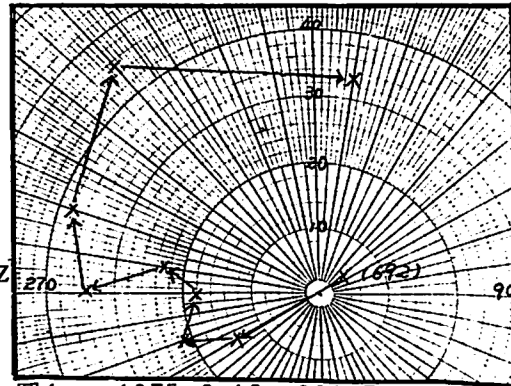


圖 1-e 1975.6.12. 0000Z 692 測站之風徑圖

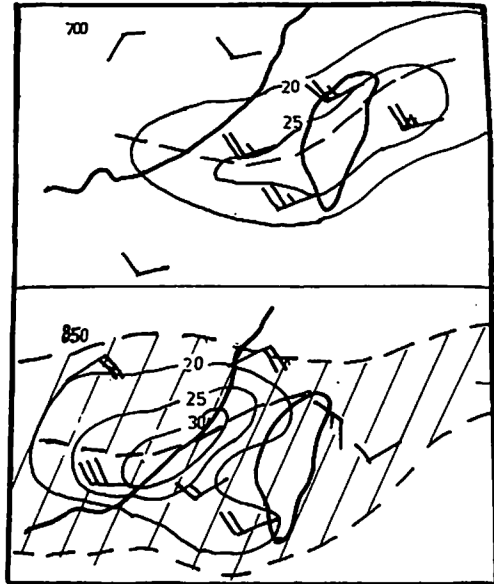


圖 1-f 1975.6.12. 0000Z 850 MB
700 MB
噴射氣流軸等風速線分布圖，點綫為噴射氣流軸位置，
細綫為等風速綫，單位(哩/時)，斜綫區為密雲範圍

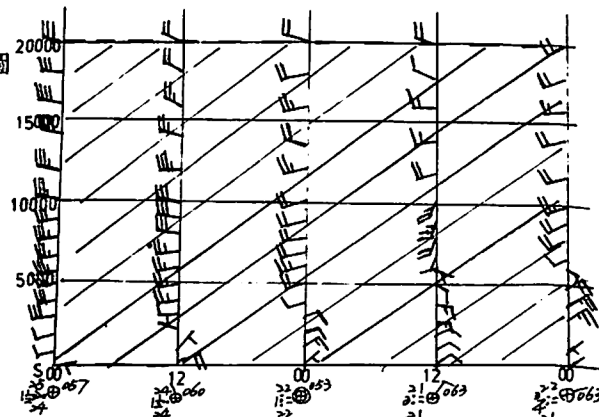


圖 1-g 1975.6.11日 00Z 至 13日 00Z 692
風向及天氣分布圖，斜綫區表濕氣層之範圍。

年 份	測 站 日 期 月 份	北 部			中 部		南 部							
		基 隆	台 北	桃 園	新 竹	清 泉 岡	台 中	嘉 義	台 南	岡 山	高 雄	屏 東 北 南	恒 春	
61	5				20	20		21	21				21	
	6						12	13, 16	12, 16	12			14	12
62	5				18	18	18							
	6								13		13		13	
63	5				1	1							30	31
	6	18		23, 24	2, 18	2, 18		2	2		19		18	2, 9
64	5													
	6	11, 12		11, 12	11	11		8		8			8	
65	5				29		29	28	28, 30	28, 30			28	30
	6													
66	5													
	6		2	2		6		2, 6	2, 7, 21	7, 21	2, 7			
67	5													
	6													
68	5													
	6		13		12	12	13			9			9	
69	5													
	6													
70	5		28, 30	22, 28	22	28				12	12			
	6				28	30								

表 2 各區日雨量 (同區中一測站 ≥ 100mm, 二測站 ≥ 80mm 之
發生日期)

(二) 中部豪雨個案

中部豪雨個案以民國 61 年 6 月 16 日為代表，由當日 61 年 6 月 16 日 12Z 850MB 之天氣圖顯見，從南海北部至華南地區有廣大的低壓帶生成 (圖 2-c)，且分析台灣區之氣壓顯見在台灣中部為一低壓 (圖 2-a)，因中部有廣大的丘陵帶如遇有甚強的西南氣流侵入加上地形效應等因素如山岳的抬升作用或快速之冷鋒冷空氣爬升到暖空氣的上方，以機械力的作用來啟動大氣的垂直對流，有造成豪雨的可能性，且 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 之分布曲線得知其不穩定層可達 700MB (10000') (圖 2-b)，且其濕氣層之厚度高達 20000' (圖 2-h)，一般而言惡劣天氣的發生需要較高的高度讓其發展，若沒有大幅度垂直運動支持，把中上層的動能傳遞到底層來，他的發展將受限制，無法旺盛發展亦無

嚴重的天氣伴生。低層強風軸 (850MB) 華南地區於 6 月 15 日到 6 月 16 日平均風速由 30 KTS 增至 40 KTS，700MB 之強風軸於 6 月 15 日至 6 月 16 日平均風速由 25 KTS 增至 50 KTS (圖 2-c, 2-d)，從風速看來輻合現象於對流層之底部的地面及 850MB 最為顯著而此輻合帶正位於台灣地區 (圖 2g)，且其軸綫隨鋒面移至本省中部，平均一日內風速增加 10 ~ 25 KTS，筆者認為這個條件為啟發惡劣天氣之徵候，低壓、西南氣流均為提供惡劣天氣發展的條件，但強風軸之匯流條件，却把這些條件串連在一起像啟動效應般一觸即發。再看風徑圖之分布也表示出風隨高度順轉有上昇運動 (圖 2-f)；鋒面南下移動到台灣地區強度漸增，由 6 月 15 日至 6 月 16 日移行大約 4 個緯度，而 700MB 槽綫亦移行了 4 個緯度左右，同時 700MB 溫度短槽位於槽



圖2-a 1972.6.16.0000Z 台灣區小範圍低壓分布圖

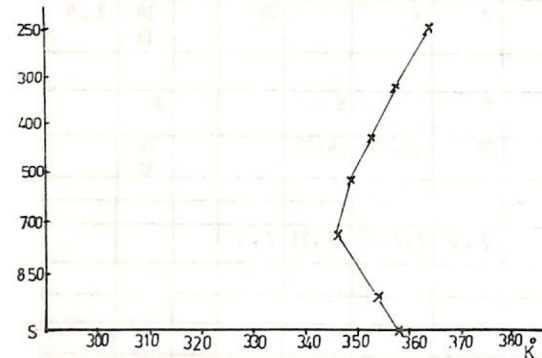


圖2-b 1972.6.16. 0000Z 相當位溫垂直分布圖(734)。

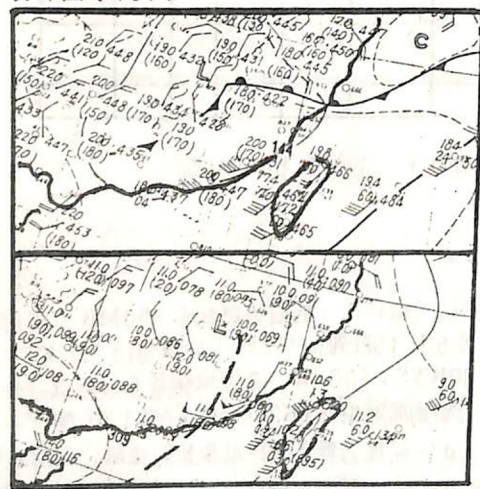


圖2-c 1972.6.16. 850 MB天氣圖



圖2-d 1972.6.15. 850 MB天氣圖

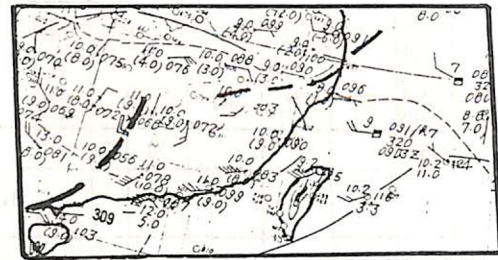


圖2-e 1972.6.15. 700MB天氣圖

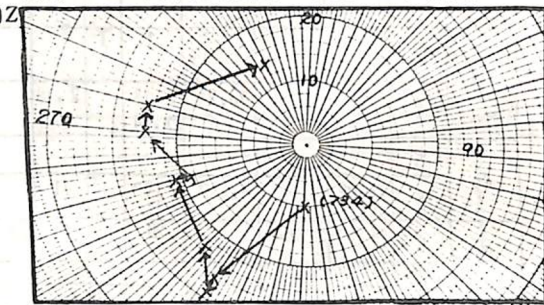


圖2-f 1972.6.15. 0000Z 734測站之風徑圖

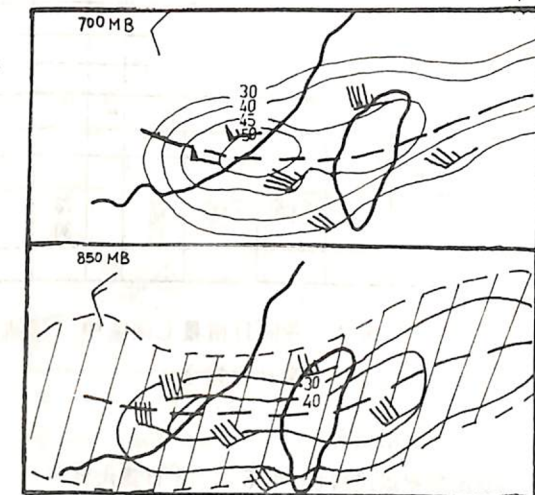


圖2-g 1972.6.16. 0000Z 850 MB 噴射氣流軸等風速線分布圖，點綫為噴射氣流軸位置，細綫為等風速綫，單位(哩/時)，斜綫區為密雲範圍

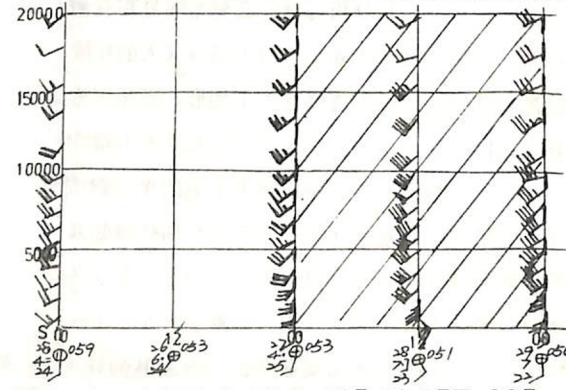


圖2-h 1972.6.15日00Z至17日00Z 734風向及天氣分布圖，斜綫區表濕氣層之範圍。

綫後方加深了槽綫的強度亦會使大氣濕度分布產生不連續可造成垂直對流的發展，大氣從而變得不穩定，從而引發惡劣的天氣現象。而其豐沛之雨量，則來自南海北部而到台灣的中尺度擾動，因海洋效應對於惡劣天氣的發展應具有催化作用，此為造成中部豪雨之因。

(二) 南部豪雨個案

梅雨季中台灣南部發生豪雨之機會較北部略大，由表1、2可以得知，其發生豪雨的主要原因乃是冷鋒與輻合帶合併(如民國66年6月7日台灣南部下了豪雨，其中台南358.9mm，岡山358.3mm，高雄243.0mm)及南海北部中尺度擾動移入。現就低壓，強風軸綫、風徑圖、 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 分布而加以探討民國70年5月12日其南部豪雨個案。

由70年5月11日12Z 850MB圖得知華南及中南半島至孟加拉灣為一大低壓區，而中尺度擾動已到達香港附近，24小時後12日12Z 850MB圖已見中尺度擾動已形成界面，且南移至台灣南部(圖3-c)。且由當日台灣各地氣壓之分布，吾人明顯得知在台灣南部為一廣大之低壓區(圖3-a)且與華南及中南半島至孟加拉灣之廣大低壓相伴，而形成較廣大之低壓帶。其低壓系統之垂直傾斜很小，顯示其熱帶秉性較強，與該系統相伴之低層噴射氣流來自南海北部，台灣南部地區吹南南西風，風速平均達25KTS以上(圖3-f)，此種氣流與台灣地區豪雨關係至為密切，上述低層噴射氣流自暖濕的孟加拉灣及南海北部到達台灣後受到海陸摩擦力差異所引起之局部輻合以及中央山脈的升坡作用產生旺盛的上升運動，且在700MB馬公南側有一低壓產生(圖3-d)，由東港(747)探空分析得知其濕氣層之厚度高達20000'且由其天氣顯見在12日當天相對濕度高達100%(圖3-g)顯示其攜帶水份相當充沛，大量的水汽乃被輸送至台灣南部地區，同時風徑圖也顯見其風隨高度順轉(圖3-e)，而 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 之分布從其圖中(圖3-b)得知其不穩定層高度達700MB(10000')，由於各項因素之相互配合隨在中央山脈西側形

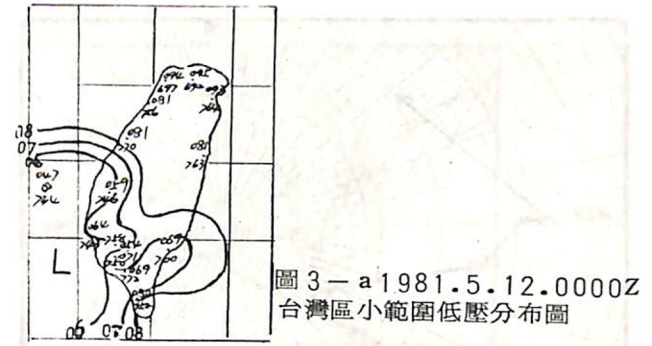


圖3-a 1981.5.12.0000Z 台灣區小範圍低壓分布圖

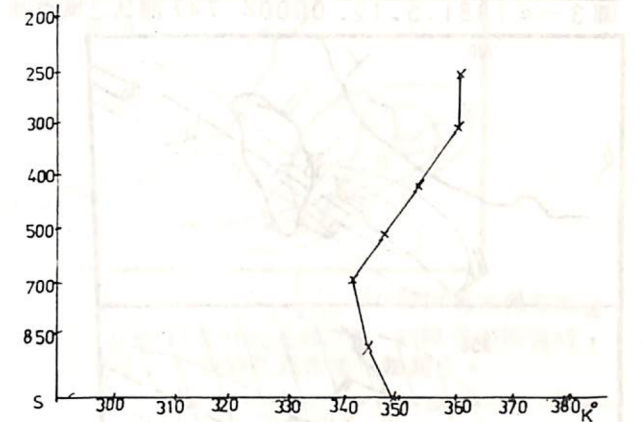


圖3-b 1981.5.12. 0000Z 相當位溫垂直分布圖(747)



圖3-c 1981.5.12. 1200Z 850MB天氣圖

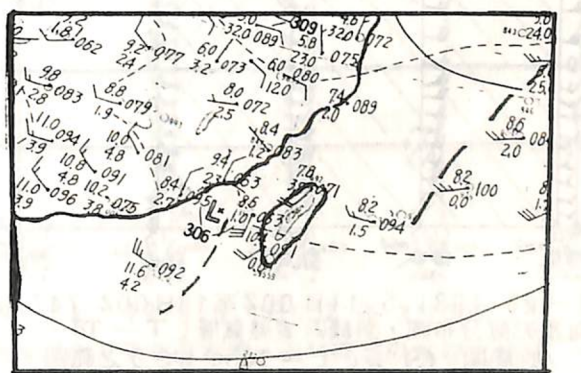


圖3-d 1981.5.12. 1200Z 700MB天氣圖

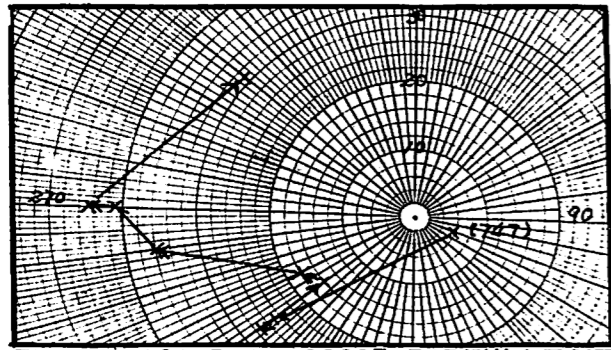


圖 3-e, 1981.5.12. 0000Z 747 測站之風徑圖

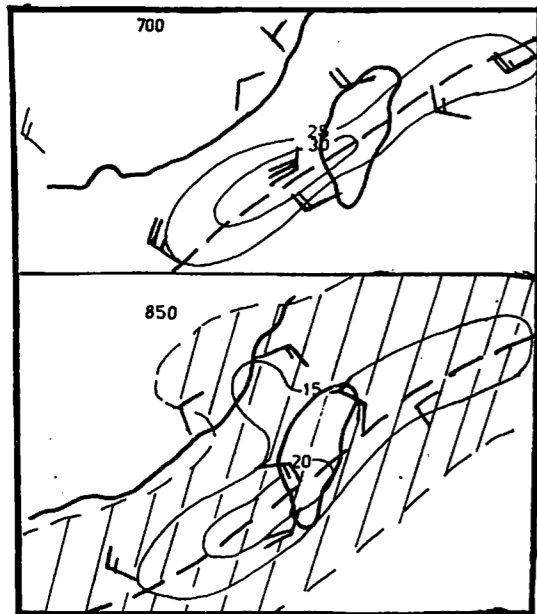


圖 3-f 1981.5.12. 0000Z 850 MB 噴射氣流軸等風速綫分布圖，點綫爲噴射氣流軸位置，細綫爲等風速綫，單位(哩/時)，斜綫區爲密雲之範圍

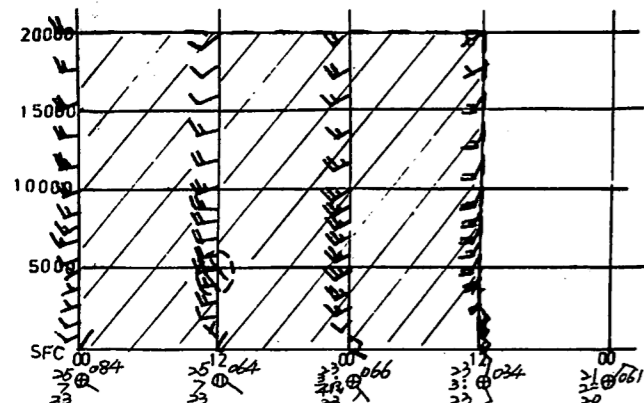


圖 3-g 1981.5.11日 00Z 至 13日 00Z 747 風向及天氣分布圖，斜綫區表濕氣層 (T - Td < 3°C) 之範圍，⊙ 表 (T - Td < 6°C) 之範圍。

成較大的降水。

四 全省豪雨個案

在全省豪雨個案中，從 1972 ~ 1981 年間共發生三次，其時間如下：民國 63 年 6 月 2 日，民國 63 年 6 月 18 日及民國 66 年 6 月 2 日。由表 1、2 中可見全省普遍發生日雨量達 100mm 以上之豪雨機會很小，南北部發生豪雨的日子大部份是分開的，民國 63 年 6 月 2 日是一次很好的例子，當天自新竹至恆春都有豪雨產生，故現以其爲個案探討其豪雨之生成原因。

由 6 月 1 日 00Z 850MB 地面圖顯見有一鋒面位於台灣南部至 6 月 2 日 00Z 850MB 地面圖在台灣東方海面有一台灣低壓之生成(圖 4-c)且在華南有氣旋波之擾動產生，鋒面北抬至台灣北部，而且整個大陸東南沿海均位於廣大低壓帶之範圍內，分析台灣地區各地氣壓分布可以顯見台灣正處於此低壓帶中(圖 4-a)徐晉淮先生在台灣地區之豪雨研究中談到在梅雨季之大雨及豪雨大部份係受低氣壓之影響而發生，故而低壓之產生爲其先決之條件，同時由 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 之分布(圖 4-b)可以顯見在 500MB 以下爲空氣柱不穩定區且其濕氣層厚度高達 15000' - 20000' 之間其相對濕度也甚高(圖 4-g)有其充沛之水汽極易產生旺盛的對流，風徑圖也顯見有上升運動，顯示台灣地區有明顯的暖平流輻合(圖 4-e)，低層噴射氣流於 6 月 1 日其平均位於台灣北部而至 6 月 2 日其平均位置南移至台灣中南部(圖 4-f)，且其高空槽綫隨其強風軸東移從東南沿海移至台灣海峽中一天大約移行 2 個半緯度(圖 4-d)，因鋒面傾斜很大且低層噴射氣流範圍很廣並通過本省(圖 4-f)，且此時鋒面有三種不同之氣流匯合即：冷空氣、變性冷空氣、西南暖濕之空氣，導致各地均有豪雨之產生。

以上是台灣地區發生豪雨之綜觀分析，由北、中、南、全省之個案中極爲顯見台灣區小範圍低壓之分布對於雨量之大小有著極大的關係，同時高空槽綫之移入(700 MB)以及風隨高度順轉對其對

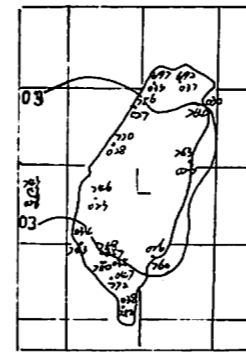


圖 4-a 1974.6.2. 0000Z 台灣區小範圍低壓分布圖

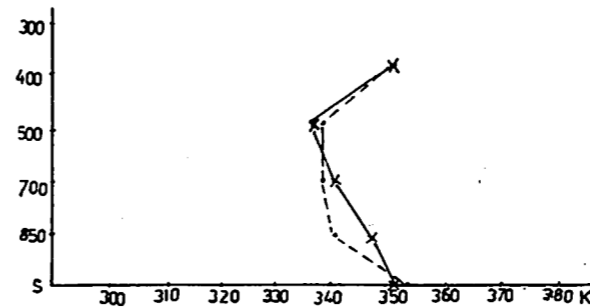


圖 4-b 1974.6.2. 0000Z 697(x) 747(●) 兩地相當位溫分布圖。

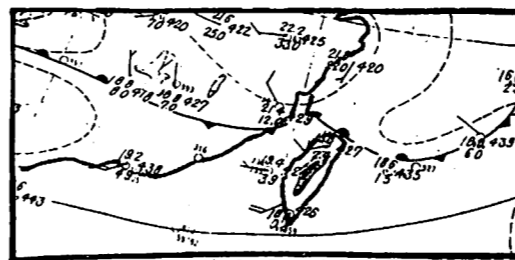


圖 4-c 1974.6.2. 1200Z 850 MB 天氣圖

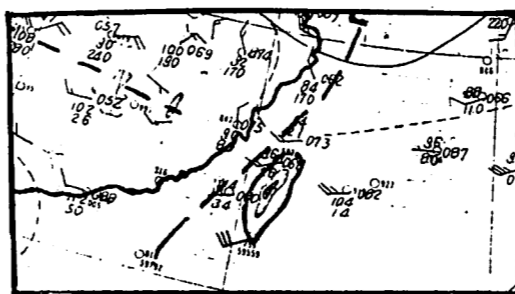


圖 4-d 1974.6.2. 1200Z 700 MB 天氣圖

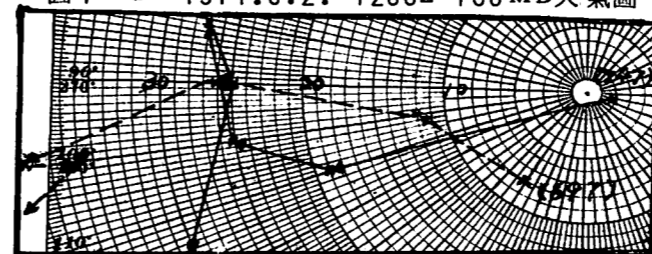


圖 4-e 1974.6.2. 697 747 兩測站之風徑圖

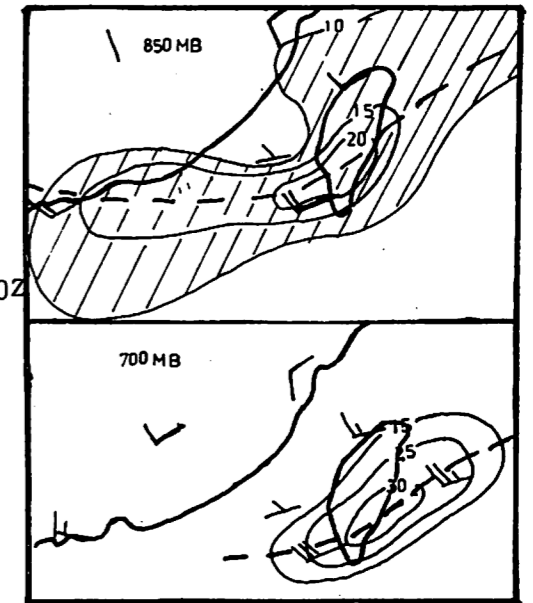


圖 4-f 1974.6.2. 850 MB 噴射氣流軸等風速綫分布圖，點綫爲噴射氣流軸位置，細綫爲等風速綫，單位(哩/時)，斜綫區爲密雲之範圍。

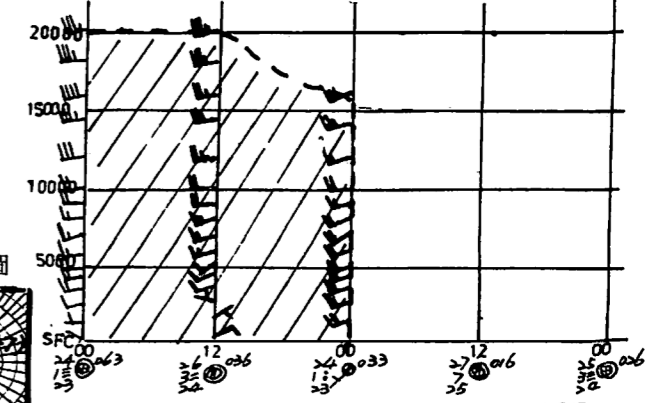
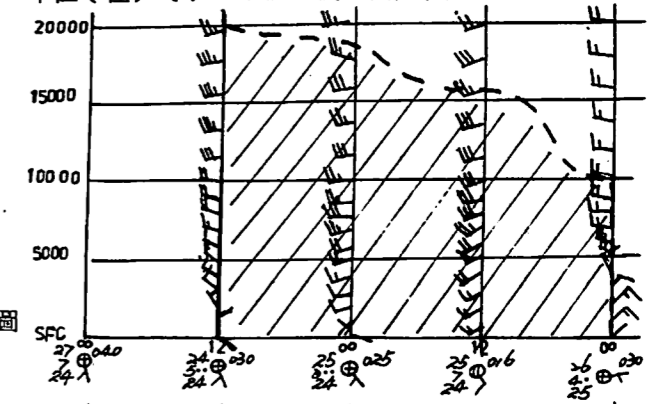


圖 4-g 1974.6.1日 00Z 至 3日 00Z 697 747 兩地風向及天氣分布圖，斜綫區表濕氣層之範圍。

流運動有著甚大的幫助以及噴射氣流軸線之位置對於惡劣天氣(豪雨)之產生有其相關的結果,只有不穩定層之高度隨地區有所不同,但均有不穩定的產生。歸納起來導致豪雨之因可有下列幾點,即:
 (1)台灣區小範圍低壓之生成(2)華南(西)沿海至南海北部有中尺度擾動(或界面)移入之地區有豪雨
 (3)低層噴射氣流氣旋式風切最大處伴有豪雨(4)鋒面合併。以上特徵在梅雨季中多雨期的類型中都為顯見,因台灣區小範圍低壓及華南(華西)低壓向東伸展(移動)均與噴射氣流及中尺度擾動(或界面)有密不可分之關係。

五、結語:

綜合以上討論,再回顧歷年來的惡劣天氣(豪雨),吾人可以發現這種嚴重天氣並非是偶然的,完全是經由一系列的因子串接在一起觸發而引起的天氣現象,鋒面過境只是一個表面上的綜觀現象其內在的組織中尚包含有許多多的因子,例如相當位溫(θ)分布之狀況、台灣區小範圍低壓、大幅度的垂直運動、槽線的配置適當與否,這些因子也許在平時的大氣中早已存在並非特殊現象,但是當這些因子與各層次強風軸匯合及與 700MB 溫度槽伴生時,天氣現象的發展就可能相當旺盛,絕不再是一般單純的降雨現象而已,同時這種不平衡的擾動將會持續,唯有當周遭的環境溫度與擾動區之溫度相同時,或是氣壓相當之際,此種現象才消失。

因此當鋒面由華南移出接近本省抑是鋒面徘徊於巴士海峽時,吾人當應留意下列幾個因子(1)各層之噴射氣流狀況及位置適當與否?(2)各層的強風軸是否匯合在一塊?(3) 700MB 溫度槽或暖平流配不配合?(4)濕氣層厚度到達多高?(5)台灣小範圍低壓之適當與否?(6)不穩定之狀況如何?(7)大幅度之垂直運動(8)地形效應。如果這幾個條件都是肯定的,伴隨鋒面出現在本省各區域時,則本省產生豪雨之機會相當大,吾人在天氣預報作業時要考慮會有豪雨之產生及早發出嚴重天氣警報,以儘可能的減少惡劣天氣(豪雨)對我們所造成的傷害。總之天氣的發展是多變的,同樣的天氣型態却有著不同的天

氣現象,所以如何能有有效的掌握嚴重的天氣發生,是我們氣象人員的一大心願,本文只是分析早年幾個個案的結果,不足之處仍多筆者衷心的期望學者先進不吝指教。

致謝

本文承蒙主任劉廣英熱心指導鼓勵,預報長謝維權及林沛練少尉在百忙中抽空審稿,在此謹誌最誠摯之謝意。

參考資料

- 徐晉淮, 1971: 台灣地區豪雨之研究。氣象學報 17 卷 3 期, 49 ~ 71。
 黃中成, 1976: 低層西風噴射氣流及其對台灣天氣之影響。氣象預報與分析第 68 期, 37 ~ 45。
 陳正改、吳宗堯, 1978: 台灣北部地區豪雨特性之分析。氣象預報與分析第 77 期, 15 ~ 30。
 林沛練, 1980: 低層噴射氣流的理論與應用。大氣物理第十一期。36 ~ 47。
 劉廣英, 1980: 梅雨季中極端天氣預報之研究。空軍氣象中心研究報告 019 號。
 曲克恭, 1980: 台灣梅雨之可預測度。文化大學理學院氣象彙刊。1 ~ 21。
 陳泰然, 1980: 影響台灣地區八個梅雨系統平均結構之初步分析。第二屆全國大氣科學學術研討會論文集。57 ~ 67。
 陳正改, 1980: 台灣北部地區梅雨期之環流型式與降水特性。第二屆全國大氣科學學術研討會論文集。78 ~ 88。
 劉廣英, 1981: 梅雨季中台灣地區豪雨之分析研究。氣象預報與分析第 88 期, 7 ~ 11。
 陳泰然, 1981: 台灣鄰近梅雨系統之合成結構研究, 台灣大學大氣科學系研究報告, 梅雨-004。
 Holton, 1972: Cumulus convection. An Introduction to Dynamic Meteorology. 260 ~ 270.

Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and Solenoidal circulation associated with heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 50, 194-203.

Akiyama, T., 1973c: Frequency occurrence of the heavy rainfall along the north side of the low level Stream in Baiu season, Pap. Met. Geophys, 24, 379-388.

A Preliminary Analysis of Heavy Rainfall Cases in Mei-Yu Seasons over Taiwan

Huar-Dahn Lee

Abstract

Four cases of Mei-Yu system affected Taiwan area from 1972 to 1981 are chosen. Each case of Mei-Yu system goes through analysis of surface small low pressure distribution in Taiwan, upper-air trough, 850MB & 700MB jet stream positions and θ distribution. The results of the analyses show that there are significant difference between the structure of the Mei-Yu and normal precipitation. The work here is only a preliminary study of the phenomena and further studies must be continued.