

台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因

曲克恭 劉廣英 張儀峯 葉文欽

摘要

台灣地區大雨(包括豪雨及暴雨)分布有其特殊之形態與地理位置,是以分析研究導致此種分布的成因,實為預報大雨及防範災害的首要工作。本研究乃根據曲與劉(1982)分析民國65-70年台灣地區15次大雨個案之大雨區逐時雨量分布圖,在大雨發生的對應時間內,蒐集區內平地及山區之逐時氣象資料而繪製相對應時間之逐時地面流線圖,再配合每12小時之東亞地區地面及高空天氣圖與台灣地區之高空風資料,以天氣學的方法分析研究形成台灣地區大雨及特殊分布之原因。結果發現如欲掌握台灣地區區域性大雨是否有發生可能以及將發生於何處?至少應檢查三項資料即(一)綜觀尺度條件是否合適。(二)中間至中小尺度的系統有無可能發展或移入。(三)地形及低層局部環流的配置狀況如何?亦即由大範圍而至局部地區。本研究中有關綜觀尺度方面我們做了合成分析以找出系統的主要特徵;在中小尺度方面我們則以「五二八」水災為例分析了有關係系統的特徵。至於地形形成局部環流方面,則盡可能蒐集可用資料,以瞭解一地大雨時局部環流與地形間作用的貢獻。由以上分析我們所獲得的結論為:台灣地區大雨特殊分布乃上述三種因素互相影響的結果。

第一部份:台灣地區可能發生大雨的綜觀天氣圖特徵

一、前言

針對台灣地區大雨(含豪雨及暴雨)進行分析的結果(曲、劉, 1982)顯示,有些特定地區雨量甚豐,呈現半永久性大雨中心的特徵。此種大雨中心的存在及其範圍,強度的變化,以及移動情形,對區內軍民建設的規劃以及災害之防範有很大的影響。同時,由曲、劉(1982)的分析結果可知,台灣地區絕大部分的大雨發生於山區,發生後並有逐漸移至平地的趨勢,加以區內河流短而降坡大,致極易構成災害,因而如欲爭取時效,適時發布預警以澤惠軍民,必須充份瞭解大雨中心所在位置以及該等大雨所形成的因素。本研究之目的即在透過詳細的分析探討形成災害性大雨及大雨中心的原因,做為今後預報上的依據。

台灣地區之水災最嚴重者乃導因於颱風直接侵襲或間接影響以及春夏交替時鋒面接近而生之波動,此

皆屬於綜觀尺度之氣壓系統,關於此種系統所形成之日雨量分布及一次侵襲時之總雨量分布,過去在國內已有許多分析論著發表,如王鴻賓(1966)曾分析個案颱風在淡水河流域之總雨量分布,陳正祥(1967)對「八七水災」之日雨量及總雨量之分析,徐明同(1969)較有系統的分析各類颱風路徑之總降雨量分布,徐晉淮(1971)曾分析1907-1970年梅雨季及颱風侵襲時台北豪雨(日雨量等於及大於100mm)之狀況,劉廣英(1980)對梅雨季中豪雨(日雨量 $\geq 100\text{mm}$)成因曾以個案分析討論之。由以上之分析均發現不同之颱風路徑會有不同的雨量分布,在統計上似乎有良好的相關,因之有依據颱風中心位置、颱風強度、範圍與颱風中水汽含量(可降水量)等因子推估一地區颱風雨量之方法(王、劉等, 1977)。李富城及馬汝安(1982)利用12年間侵台颱風25個個案,將颱風路徑分為四類,不考慮颱風之強度及環流大小而分析颱風路徑與台灣地區豪雨之關係,其

結論中曾述及颱風從台灣北方海面進行轉向韓國日本時，中南部地區可能有嚴重的水災（如 1959 年之「八七水災」及 1981 年之「九三水災」等），其原因為深厚強盛之輻合氣流及山脈之抬升暖濕不穩定氣團所致。蔡清彥及周根泉（1982）亦利用 1947-1980 年 102 個個案颱風統計研究颱風路徑與台灣地區之風速及雨量分布，亦發現不同之路徑有不同之主要降雨中心，以合成平均總降雨量之分布言，大致與中央山脈大尺度地形迎風面相吻合。王時鼎等（1982）以個案颱風及色調強化處理之紅外線雲圖與各地氣壓、風速及雨量之逐時分布研究台灣颱風降雨之特性，認為台灣大地形及小地形與颱風降雨分布皆有關係，而颱風之標準對稱型降雨分佈在台灣甚少發現，我們詳閱其論文所附各地氣壓、風速及雨量之逐時分布圖，亦難發現三者有良好之相關，此可顯示台灣地區大雨量之分布非綜觀尺度之氣象因子之可能單獨顯示者，而小地形及降雨雲中強烈對流細胞雲可能為促成大雨區之分布特性。吳宗堯及陳正改（1978）主要分析台北（代表平地）及竹子湖（代表山區）在不同路徑之颱風與其他氣壓系統影響下之逐時雨量；曲克恭與劉廣英（1982）更發現台灣地區豪雨時，各測站之時雨量有顯著之差異，每有特殊之大雨區及大雨中心區，此大雨區可能為中小尺度之對流及地形影響所致，而大雨中心區之雨量梯度極大，造成最大之災害。英國之 Bader and Roach（1977）認為山區之降雨量增加乃由於大尺度上升氣流所形成之較高雲層中之雨滴（Seeder）降落於地形所促成之低層雲中所致；Sims（1981），Browning and Hill（1981）研究英國 South Wales 之地形雨，發現用山區迎風面之風速為指數可獲得山區雨量之校正值；Hitoshi（1981）研究日本之地形雨個案，亦發現雨量分布受山脈之影響極大，潮濕氣流沿山脈上升，形成積雲簇為山區豪雨之根源。

因之，綜觀尺度之天氣系統固然為形成台灣地區大雨之必須條件，但是地形及相對應於地形之低層局部氣流及其變化可能為大雨區特殊分布之原因。台灣地區之水災，近年來有一趨勢，乃發生於短時間與局部地區之豪雨仍可造成嚴重的損失，此種現象非現有綜觀尺度分析及預測可以勝任者，而地形及中小尺度

作用之研究，現在尚在起步中，必須從一些現象中探討其究竟，本研究試從地面中尺度風場配合綜觀尺度之態勢初步分析研究促成台灣地區大雨特殊分布之原因。選取地面資料之理由為其空間及時間分布皆較密，而易於發現某些中小尺度之特殊現象。

二、資料及分析方法

本研究乃根據曲與劉（1982）分析民國65至70年台灣地區15次大雨（時雨量 $\geq 10\sim 20$ 公厘）個案之逐時大雨區（HRA-Heavy Rainfall Area）資料為準，在發生大雨的時間內，蒐集台灣地區平地及山地所有測站之逐時地面資料，所獲氣象要素包括風向風速、氣壓、溫度及露點（或相對濕度），其中平地測站之逐時資料分布尚稱均勻可信度亦高；山區測站除中央氣象局所屬少數殘家外，餘均為分屬農、林、茶葉、台糖、電力公司及水庫等單位之氣候測站，每日多僅觀測一次（0900 L）或三次，最多者亦僅八次，且觀測時間亦多參差不齊，其中以當地時間06、14、21時觀測者最多，故本研究之分析與檢討多以此三時次資料為主。在資料可信度上山地者亦較差，增加本研究分析時之困難甚多。

本研究分析時之困難甚多。

分析共分三個階段，首先分析綜觀尺度之地面及高空天氣圖，以瞭解發生大雨時的綜觀特徵，所使用者為空軍氣象中心現成的天氣圖，以及針對本研究需要而繪製的合成天氣圖。其次則根據已有資料分析中尺度天氣系統與大雨區的關係以及相關系統的發展移動情形，此部分工作主要係以「五二八」豪雨為主。第三階段則分析對應於大雨區發生時之地面風場。基本上，由於山區高度不同及地形影響，風場分析有困難，尤其在高度差太大時（如玉山測站高達 3997 公尺），利用各站風的資料連繪流線實有解釋上的困難，但是經詳查有關資料，在同一時間中山區風場仍有很多與平地者似有連續性，且常與較大尺度之氣壓系統環流相一致。同時由相鄰數測站之資料有時共同顯示一特殊之風場型態，因之我們在分析中先參酌綜觀天氣圖由平地入手，而後及於山區；在平地盡量依照風之狀況繪製，而在山區則予以主觀的研判並用均勻的流線表示可能的風場狀態。在上述地面風場分析中我們有兩個基本假定即（一）在強烈氣壓系統（如颱風

鋒面等)影響下，研究區內風向隨高度(至少可達3000公尺)變化甚微(參見圖九、十二及十六)，因而雖測站高度不同仍可視為一平面之風場而分析之，且流線經過山區亦可顯示該時間氣流之升坡或降坡方向；(二)山區中風資料紊亂而無法解釋者，即視為局部變化而於分析時捨棄之。此二假定在使分析合理，但亦可能忽略了某些特性。

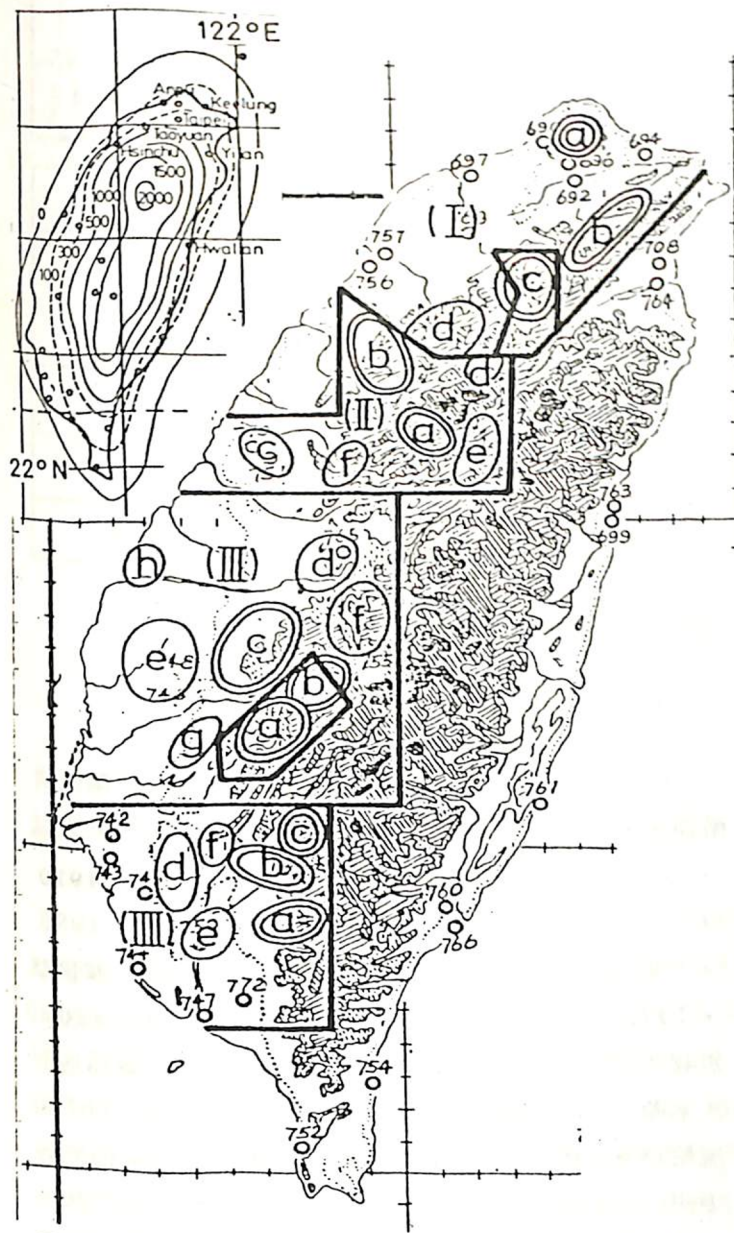


圖 1 台灣西部分區及大雨中心區（如圖示）分布以及台灣平均地形圖

我們應用以上所分析之資料配合 15 個個案之大雨區研究台灣地區大雨特殊分布之原因，以爲今後預報

及防災之依據。同時為獲知一區域內各測站觀測值與該區平均值之關係，以及測站數目一定時區內平均雨量是否隨造成大雨之不同氣壓系統而有所不同，乃利用本研究分區中第一區之 9 個大雨個案及區內 26 個測站之逐時雨量，應用施孫富 (1982) 的方法計算各個案之相對標準而比較之。

附圖 1 為台灣西部（中央山脈分水嶺以西）四個分區及石門、曾文二水庫區之大雨中心區（HRCA—Heavy Rainfall Central Area）分布圖，其中雙圈示最易發生大雨之處，圖中平均地形等高線取自陳與蔡（1978）。附圖 2 則為 13 個因颱風或與颱風有關而發生大雨個案的颱風路徑圖，路徑上之圓圈示颱風中心每日 0800 L 之位置（圈旁數字即為日期）。除此以外有兩個個案發生在梅雨季中，為鋒面通過台灣時有中尺度系統所致。各個案之日期如附表一。

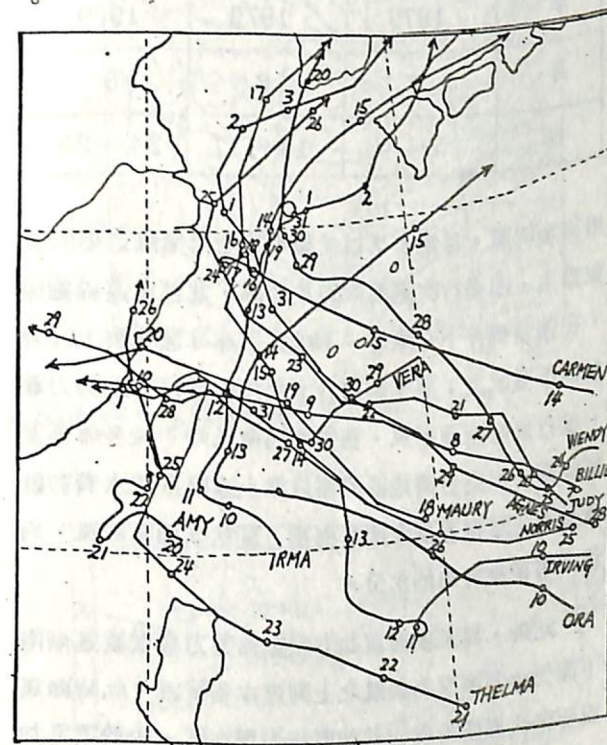


圖 2 十三個颱風個案之颱風路徑圖

三、台灣地區可能發生大雨的 綜觀天氣圖特徵

台灣位於中低緯度之交，且處在兩大海洋之間，故不但冷暖空氣均可影響及之，海洋及本身的地形作

表一：個案日期表

個案	1	2	3	4	5	6	7	8
颱風或鋒面	Billie	Thelma	Vera	Amy	Wendy	Carmen	Irma + 鋒面	Ora + 鋒面
年	1976	1977	1977	1977	1978	1978	1978	1978
月	8	7	7-8	8	7-8	8	9	10
日	9-10	25-26	31-1	22-23	31-2	18-19	11-13	12-14

個案	9	10	11	12	13	14	15
颱風或鋒面	梅雨鋒	Irving	Judy	Norris	梅雨鋒	Maury	Agnes
年	1979	1979	1979	1980	1981	1981	1981
月	6	8	8	8	5	7	8-9
日	8-9	14-17	24-25	27-28	28	19-20	31-4

用亦極明顯。每當冬季以受極地大陸冷氣團影響的天氣為主，即盛行吹過海面的東北風，北部多連綿細雨，在適當條件下（陳等，1982）亦可發生較大的降水但不致成災；夏季則處於太平洋副熱帶高壓勢力範圍，盛行東南至西南風，每當吹西南風時午後多陣雨及雷陣雨。如果台灣地區的雨只靠上述兩系統水資源就會缺乏，幸得春夏之間有梅雨，夏秋季節有颱風，均為本省帶來豐沛的水份。

此外，夏末秋初當北方冷氣團勢力漸增並逐漸南下而另一方面又有颱風北上到達本省附近，此時颱風與極地高壓所形成之共伴環流影響地區，由於雲系加強且持續久，中間又易生成中小尺度擾動，往往會發生綿延不斷的陰雨天及大雨，根據調查（葉1977）在民國45至65的21年中9至11月影響台灣地區的共伴環流共37次（見表二），其中63年的Bess曾使台北一地自10月9日起雨日近40天；58年的Flossie更創下三天累積雨量最大的記錄（王等，1977）為台北盆地帶來嚴重的水災，在大雨預報上亦為一不可勿

視的綜觀天氣圖特徵。以下謹分別說明之：

（一）梅雨

梅雨原為自長江下游延伸至日本一帶的連續性陰雨現象，因5、6月間台灣地區亦經常出現類似天氣，乃沿用而成台灣的梅雨（戚，1964；王，1970），只是現象不若長江梅雨般穩定顯著（曲，1980）。圖3為台灣地區梅雨期間的地面平均圖（陳與蔡，1979），而圖4則為梅雨期開始與結束時850mb風場與高度場（陳，1981）。圖中主要特徵為地面天氣圖上有一滯留鋒在華南至台灣一帶徘徊，而下對流層則有暖濕的西南氣流自孟加拉灣至南海北部到達中央山脈西側，是以滯留鋒上不但水汽充沛且因冷暖空氣的對峙而不斷有擾動產生，加以向風面的地形效用，大雨乃時有發生。根據氣候資料顯示台灣地區的年平均雨量約為1600公厘，其中約有三分之一降在梅雨期（平均35天）以內，梅雨對區內水資源的重要性可見一斑。

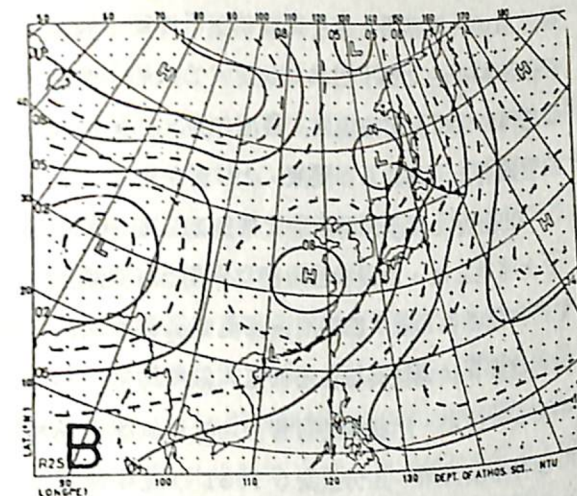
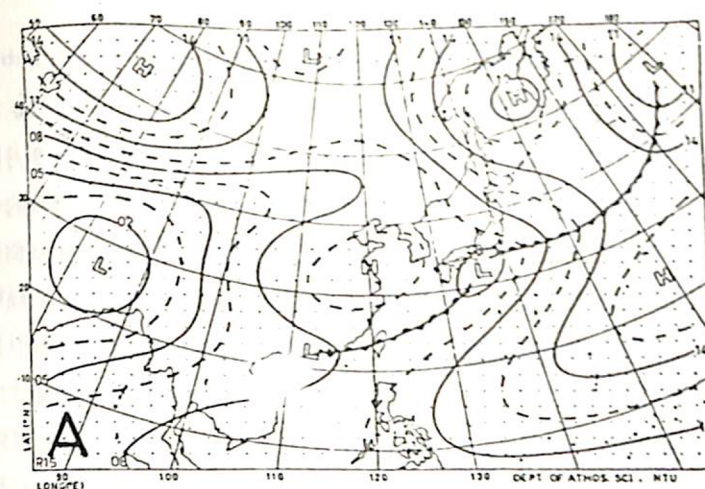


圖3 台灣地區梅雨期間多雨型地面平均圖（取自陳與蔡，1979）

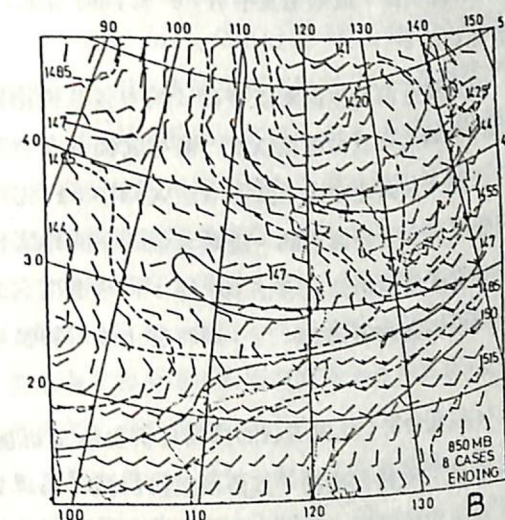
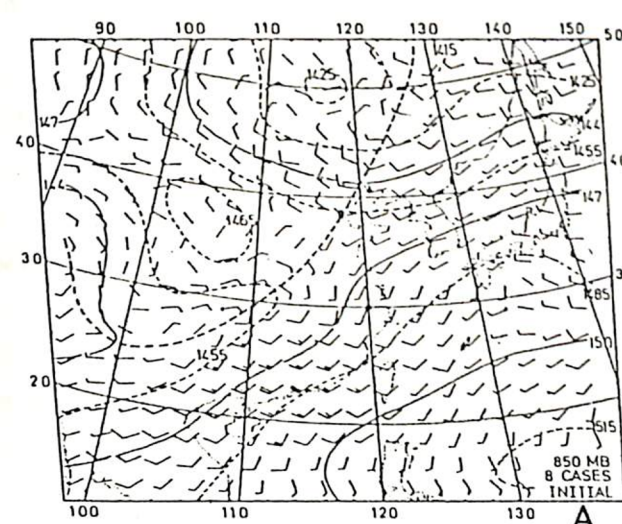


圖4 八個梅雨個案初期(A)與末期(B)之850mb合成風場與高度場(dm)分布(粗虛線示槽線(取自陳，1981))

根據劉（1980及1981）分析歸納，台灣梅雨季中日雨量達相當標準時，天氣圖上的重要特徵除鋒面系統徘徊於20—28°N區域內，之外尚有以下諸項：

(1)低層噴射氣流：即發生在850-700mb間，華南至東南沿海一直到台灣地區，風速達25kts或以上之西南強風帶。此種強盛而深厚的西南風與台灣地區大雨關係至為密切，民國48年的「八七」水災（廖，1960），64年的「八一七」豪雨（俞、黃，1975），均有該強風帶存在。如將台灣分為北中南三區，以各區平地有兩個或以上測站日雨量≥100公厘為區域性大雨的標準，則五、六月間85%的區域性大雨有低層噴射氣流相配合（劉，1981）。此種

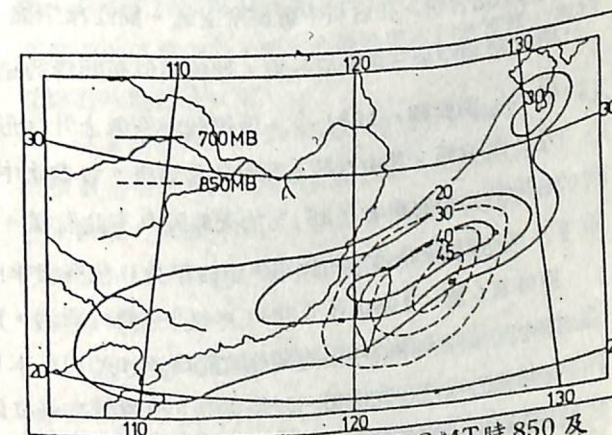


圖5 民國66年6月1日1200 GMT時850及700mb低層強風分布

噴射氣流來自暖濕的孟加拉灣及南海（如圖5），到

達台灣後受到海陸摩擦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，同時，此種強風軸線的北側不但具有氣旋式的風切，更由於其偏地轉特性所引起的垂直次環流作用，亦使軸線北側的空氣有上升運動（參閱陳，1979）。

(2)南海北部至華南沿海北部擾動：即梅雨鋒南移至上述地區後，西段多已蛻變為風切線，此時源自副熱帶高壓西南象限，即南海南部至婆羅洲西北部洋面的對流雲系統過該高壓西邊而進入該風切帶，形成連串氣旋式擾動，此種擾動隨著西南氣流到達台灣地區時即可形成大雨。如仍以劉（1981）北中南三區區域性大雨條件為準（以下均同），則68%的個案天氣圖上有此現象，這類個案中有88%同時有低層噴射氣流存在。

(3)台灣近海新生低壓或波動：其中包括梅雨鋒上新生的台灣低壓或台灣波以及近海生成而具有熱帶兼性的低壓。台灣北中南三區區域性大雨中51%的個案與此類天氣圖特徵有關。這類天氣圖下的地區性大雨同時有低層噴射氣流者佔68%；同時有南海北部至華南沿海擾動者佔89%；同時有上述二特徵者佔58%。

(4)鋒面合併：此處所說的鋒面合併包括1新舊鋒面合併即前一次鋒面後期，其西段部份已減弱為風切線後在華南地區滯留，新的一條鋒面又南下而與舊鋒面合併；2副冷鋒追及主冷鋒後合併；3冷鋒南下與北抬的ITCZ合併。在合併中新鮮冷空氣、變性冷空氣、熱帶或赤道空氣三者聚於一地，形成類似包圍鋒的結構形式（劉與陶，1981），促使暖濕空氣上升而形成地區性大雨，其中以第三種雨量最豐沛。台灣北中南地區性大雨個案中有38%的天氣圖具有此特徵。

上述結果是由分析民國59至69年共11個梅雨季所獲得者（劉，1980及1981）。同一資料顯示，該期中區域性大雨的年平均發生次數為3.4次，而在本研究涵蓋的年代（民國65—70年）中，梅雨降水強度真正達到10—20公厘/時的大雨個案僅有2次，即只有區域性大雨的10%，此顯示，僅由綜觀天氣圖特徵來預報大雨是否發生有實際上的困難，換言之，時雨量達10公厘以上的大雨有其綜觀尺度以下的因素存在。

(二) 颱風

至於颱風，對台灣地區雨量的影響更大。北中南三區的年平均雨量約分別為1600、1500及1700公厘，其中各約有31%、46%及53%是降在7—9月間，而且此季中的降水又多集中於每次颱風來臨時的短時間內，是以在本文分析的15次大雨個案中有13個直接與颱風有關。颱風降雨係由兩部分所合成，即颱風本身低壓環流所形成的環流雨（Pr）與地形所引起之地形雨（Pt）。環流雨的量可由水汽的質量守恒定律推演出來，而地形雨的多少則可由濕氣層的可降水量及其抬升速度估計獲得，通常Pt大於Pr，所以即使同在颱風環流影響下，災害性大雨也有其地方性。根據王等（1977）的推演颱風的總降水率可以下式表示：

$$P = P_r + P_t$$

$$P_r = 2M \frac{\gamma_2 u_2 - \gamma_1 u_1}{\gamma_2^2 - \gamma_1^2}$$

$$P_t = \Sigma P_i$$

$$= \Sigma \left[- \frac{0.622}{RT} \left(\frac{de}{dz} - \frac{eq}{RT} \right) V_z \Delta Z \right]$$

式中

$$M = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_0} q dp$$

（濕氣層水汽含量）

q：比濕

p：氣壓；P₀至P₁為濕氣層的厚度

Z：高度；ΔZ為濕度層各分層的厚度

u：指向颱風中心的分風速；u₁及u₂分別為γ₁及γ₂處的u值（見圖6）

V_z（平均垂直速度）= $\vec{V} \cdot \vec{v}_h$ ； $\vec{V}$ ：颱風風速向量； $\vec{v}_h$ ：地形梯度

T：溫度

e：水汽壓

$\frac{de}{dz}$ ：水汽垂直變率

由以上諸式可知，控制颱風雨量的因子為空氣的比濕（q），濕氣層水汽含量（M），垂直速度（V_z），地形梯度（ $\vec{v}_h$ ）及颱風風速（V）或指向颱風中心的風速（u）的大小，其中

$$u = V \cos \theta ; \theta \sim 70^\circ$$

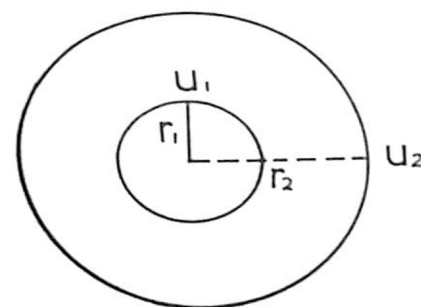


圖6 計算颱風環流雨之理想颱風示意圖

其中θ為觀測點至颱風中心連線與風向間的夾角。此即顯示，颱風所帶來的西南氣流（q、ΔZ均大）基本上即會帶來豐沛的環流雨量，但同一颱風影響下由於各地地形條件迥異，且與颱風中心相對位置不同（即θ不同），地形雨即有所不同，加以受到中小尺度系統的影響，大雨分布因而常極不均勻。由圖2亦可明顯看出有三組路徑的颱風最易為本省帶來豪雨；一組（第I組）為自台灣東方洋面向西北經過北部外海者，另一組（第II組）為直接登陸台灣北端者，其次（第III組）則為由南海進襲西南部者，此種降水量與颱風路徑的關係與王等（1977）分析的結果（如圖7）相符。為深一層瞭解颱風影響下台灣地區大雨的天氣圖特徵，我們繪製了各個颱風的合成圖並由

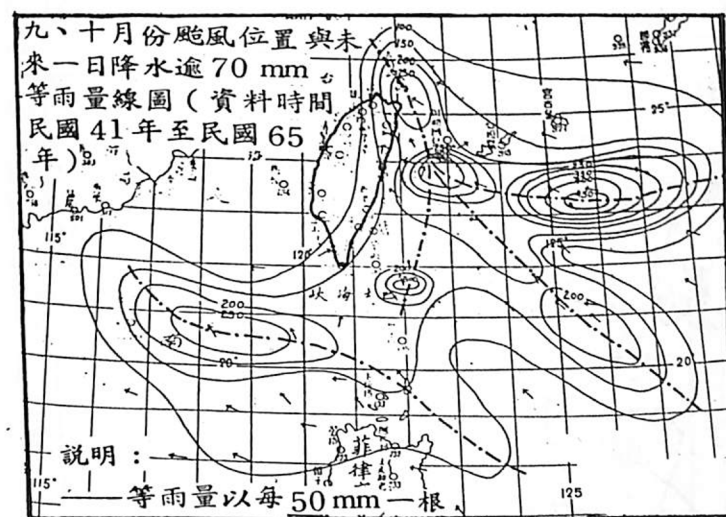


圖7 台北盆地雨量與颱風位置客觀預報圖
王、劉等，1977

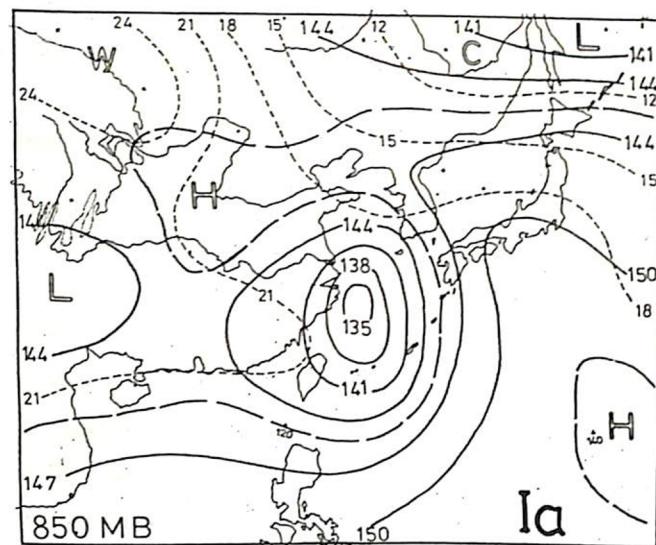
而繪成第I與第II組颱風的合成圖（第II組資料太少未繪製），其中第I組又分為a、b兩類。a類包括Wendy(1978)、Carmen(1978)、Irving(1979)、Judy(1979)及Agnes(1981)五個颱風，b類則包括Ora(1978)及Irma(1978)，a、b兩組的差異在於後者伴有鋒面系統，而其共同特性則是通過琉球至彭佳嶼一帶海面。

圖8a為Ia類5個颱風影響期間自850mb至500mb的合成天氣圖，圖中包括等高線（實線）及等溫線（斷線）。Ib類兩個颱風的合成圖則如圖8b所示，分析方式均相同。由二組天氣圖可見第I類路徑上的颱風其ITCZ可北抬到台灣地區，因而q及M均大，加上地形及風速的貢獻，有利於中央山脈西部大雨。若就Ia（圖8a）及Ib（圖8b）對照來看，我們可發現二者的主要差異有二，一在颱風中心——Ib類因受鋒面影響，850至700mb颱風中心北方有明顯的溫度梯度即區內斜壓性較大，對於颱風強度的維持或發展這是一個不利的因素，但由於颱風及東北季風的合併反有利於形成局部大雨。另一差異則是Ia類有一低壓環流在廣西境內，由於它的存在使南海北部至華南沿海有寬厚的西南氣流，可為台灣地面帶來相當豐沛的水汽。

圖9為直接登陸台灣北部四個颱風，Billie（1976）、Vera（1977）、Norris（1980）及Maury（1981）侵台期間自850-500mb的合成天氣圖，其環流形式與Ia（圖8a）類極相似，亦即有位在廣西的低壓中心，即水汽輸送帶亦相當寬厚，有利受影響的地區下大雨。

第II類颱風只有Thelma（1977）及Amy（1977），且後者生命短暫於登陸前即已減弱至颱風強度以下，故未繪成合成圖分析之。但根據分析（李與馬，1982）沿120°E附近自北上的颱風均可為南部帶來豐沛雨量（見後文圖28）。

綜上所述可知有四種條件可使颱風帶給台灣地區發生局部性大雨即(1)直接登陸台灣北端。(2)由適當的路徑經過台灣近海；此種路徑主要有兩條，一是自台灣東方海面經過琉球至彭佳嶼一帶北上或至日本南方近海，此類路徑颱風時大多有一低壓在廣西，致使寬厚西南氣流到達台灣；另一條是約沿120°E自非島



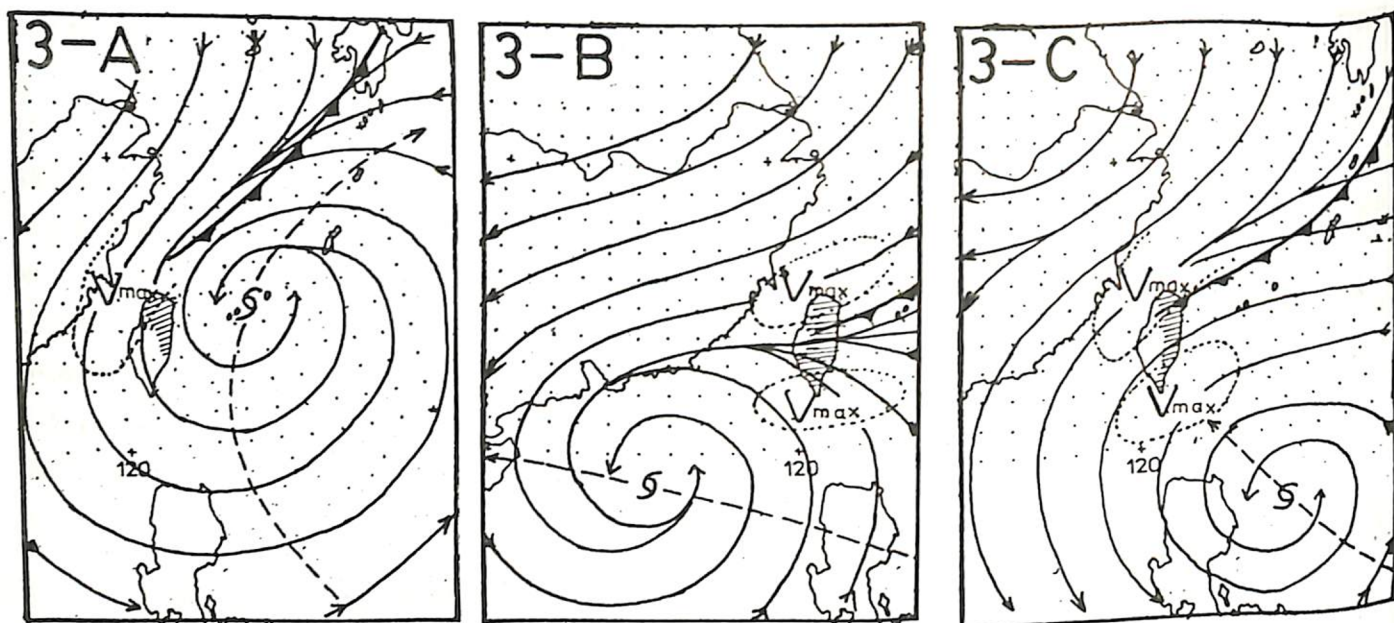


圖 10 共伴環流型式及大雨區分布示意圖（取自葉，1977）

河套附近且強度達 1029 mb 或以上，1020 mb 等壓線可南伸至 30°N 或以南時，所引起的大雨就很可觀。

四、小結

根據以上就綜觀尺度系統所做的分析我們可歸納出以下結果：

(一)導致台灣地區大雨的主要綜觀系統為梅雨、颱風及颱風與東北季風共伴環流。時間的分布為每年的 5—6 月，7—9 月以及 9—11 月。

(二)梅雨季的大雨個案中 LLJ，新舊冷鋒或冷鋒與 ITCZ 合併，以及華南沿海至南海北部擾動為主要的特徵。華南沿海一帶的擾動，根據 GMS 雲圖分析

，通常是由太平洋高壓的西南方亦即赤道附近轉上來的，此一現象具有甚佳的預報價值。

(三)颱風路徑為決定降水地區以及強度的先決條件，而當颱風恰在可引起台灣地區大雨路徑上時，廣西地區低壓是否存在為預報大雨的另一重要參考因素。

(四)共伴環流引起的大雨多發生在 9—10 月，其決定因素為颱風路徑以及大陸高壓的位置與伸展狀況。颱風通過東部近海或巴士海峽，而恰有大陸高壓自河套向東南移下時均有利於台灣發生大雨。

(五)綜觀尺度分析為預報大雨的必須步驟，但大雨通常是局部性的，是以如欲做好預報工作，分析探討中尺度系統及局地性因素與大雨的關係是不可缺的。

第二部份：中範圍系統與大雨（請參閱本刊 91 期 1～9 頁）