

台灣地形對雨量之增減作用： 濁水溪至高屏河流域的降水分布—(上)個案分析

劉廣英 謝維權 曲克恭
空軍氣象聯隊 中國文化大學

(中華民國七十五年十月八日收稿，七十六年二月十二日定稿)

摘 要

地形對降水有很大的影響。根據作者等的研究獲知，此種影響不但及於降水發生的先後、雨量的大小與分布，且導致台灣地區一些半永久性的大雨中心。本研究即利用民國65至70（1976～1981）年台灣地區15次大雨個案中，濁水溪至高屏溪（本省西南部）地區有顯著雨量的個案進行分析，以瞭解區內地形對大雨分布的貢獻。研究中不但考量到大雨時的綜觀天氣圖型態及低層（850 mb）的風向風速，並選取了自西向東（甲線）及自西南向東北（乙線）兩條分析線。在該二線上均有高度不一（隨地形而變）的雨量站，由而可分析出氣流方向、地形高低與降雨起止時間、大小，以及降雨量分布的關係。而後並將各線上的歷次個案合併作合成分析，以找出地形與降水關係的重要特徵。分析結果顯示地形抬昇及合流作用，以及海陸摩擦作用的差異是形成降局部大雨及降水分布變化的地形因素。而該因素的大小變化與風向風速以及大氣的穩定度與含水量有關。平均而言，研究區內的歷次大雨，山區的累積雨量為平地累積雨量的5至9倍，最大可達68倍，值得我們注意。另外，甲線有部份個案在北港以及乙線有部份個案在阿蓮等平地地區，有第二（副）大雨中心。而在西南東北向袋形谷地底部之達邦，當850 mb吹西南強風時雨量特別多，亦為研究區內降水的特徵。以上分析結果將透過數值模擬做進一步的分析，以瞭解各因素貢獻的大小、作用的靈敏度、彼此間的關係。因篇幅的關係本文分為①個案分析—對現象的描述及瞭解；②合成個案分析—包括降水分布、水汽狀況、穩定度以及平流作用，以瞭解大雨的主要特徵；③數值模擬—分析各項因素的貢獻。

一、前言

曲與劉（1983）針對台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因進行研究的結果顯示，欲掌握區內區域性大雨是否有可能發生以及將發生於何處？至少需檢查三項資料或狀況，即（一）綜觀尺度的條件是否合適？（二）中間至中小尺度系統有無可能發展或移入？（三）地形及低層局部環流的配合恰當與否？

這也就是說，研究區內一地雨量的多少，除受大氣條件影響外，地形亦為重要因素。

地形對雨量分布的影響來自（Brownig & Hill, 1981; Hill & Browning, 1981）：
（一）地形對氣流的迫舉及合流作用，（二）地表的熱效用（thermal effect），以及（三）不同地面

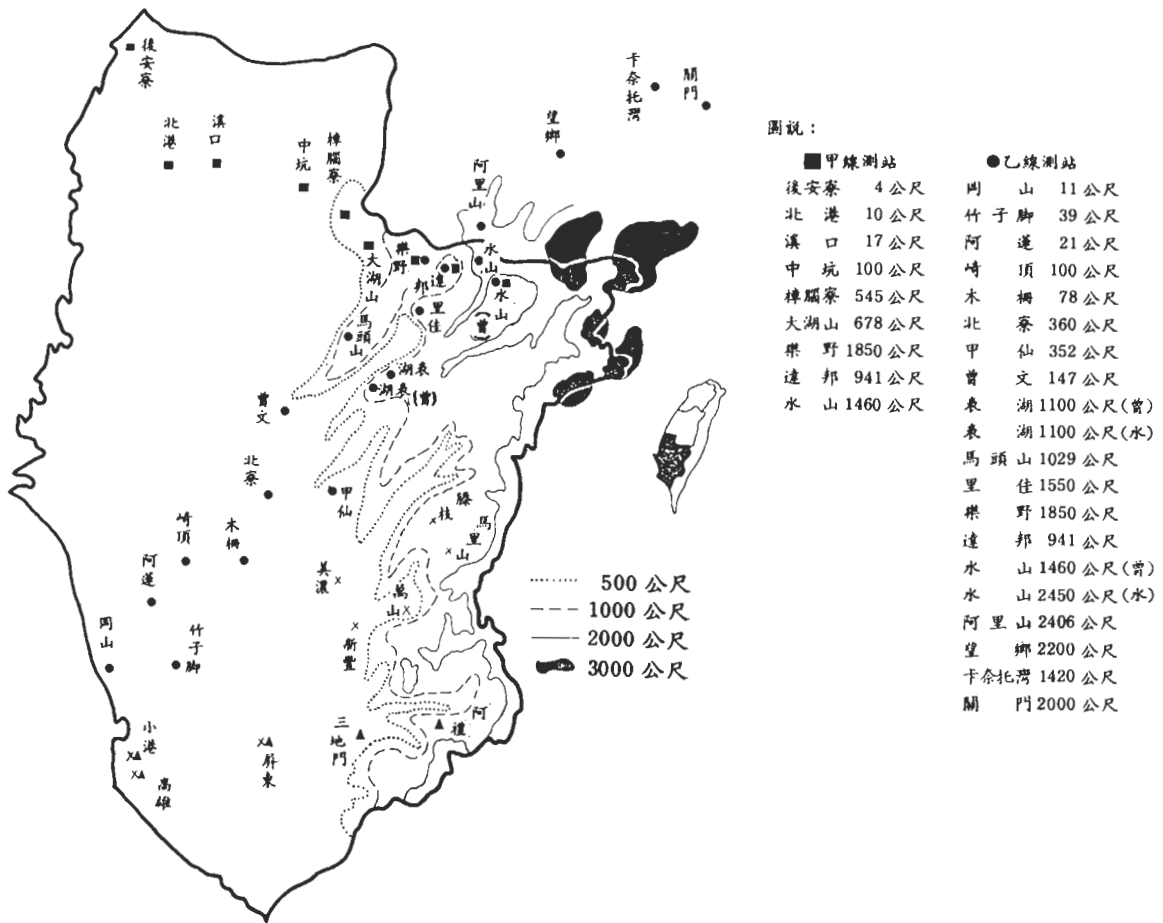


圖 1 研究範圍(濁水溪至高屏河流域)地形及選擇測站分布

的摩擦力變化。就台灣地區的降水分布而言，以上三種作用都具有很明顯的貢獻(曲與劉，1983；劉與陳，1981；Chen & Liu，1981)。不過，台灣為一海島，而且其中央山脈的分布大致是中高南北低，加以氣流與山脈的關係也時有變，影響也就不盡相同。在另一方面來說，上述三要素對降水貢獻的大小尚需考量(一)氣流方向與山脈走向間的關係；(二)下對流層的風向風速；(三)低層大氣的水汽含量；以及四大氣的穩定度。當氣流與地形交角大、風速又較強而大氣低層含水量充沛且穩定度低時，三者的貢獻就大，反之則小。這也就是說，地形對降水量與降水分布的影響，看似簡單實係一相當複雜的問題。

本文係「台灣地形對雨量之增減作用」專題的第一年研究成果，為了使問題簡化並便於作對比分析與研究，我們僅以民國 65 至 70 年 15 次大兩個案中 118 個測站之時雨量資料以及地形與雨量分布為分析目標，而在空間上也限定在濁水溪以及高屏溪流域以內。在此區域內，不但雨量站多且成不同方向的帶狀分布，對有關研究來說相當理想。

二、資料來源與處理方法

本研究原計畫係依據曲與劉(1982, 1983)分析民國 65 年至 70 年台灣地區 15 次大兩個案之時雨量資料，配合相對時間之綜觀尺度低層(850

mb) 平均盛行風向風速，分析不同高度之雨量隨時間變化情形，並計算山區雨量與平地雨量之相關及增減情形。惟經檢查各測站降水記錄，發現部份個案：(一)資料欠缺太多致無法比較平地與山區之雨量；(二)雨量記錄偏差甚大；(三)日雨量雖達 100 mm 以上，但時雨量不夠大，同時有部份個案甚為類似，故實際僅選出個案 8 次。此等個案將用於合成分析，並選其要者於個案分析中討論之。

研究中分析之範圍為濁水溪流域至高屏河流域，包括彰化地區及嘉南地區，如圖 1 所示。圖中標繪特性等高線 500 公尺、1000 公尺、2000 公尺及 3000 公尺，以便顯示山區測站高度及附近地形之相關位置，並以此區發生大雨時之盛行低層風向（以馬公及東港探空 850 mb 風向為標準）與地形爬升方向，配合測站之分布選定甲、乙兩條線，分別分析此二線上雨量隨高度之增減狀況。其中，甲線為自沿海之後安寮、北港、溪口等站，大致自西（沿海）向東（山區）延伸至曾文水庫上游之樂野、達邦、水山等測站之剖面；乙線則自岡山沿海測站，順著 240° 方向向東北東經曾文水庫下游之曾文站及曾文水庫中上游之馬頭山、表湖、樂野、水山，並越過分水嶺後之阿里山、望鄉至卡奈托灣及關門。此兩條線的選定，除配合測站分布狀況外，主要的目標有二：即比較(一)不同地形，及(二)地形走向與降水量分布之關係，以瞭解地形對雨量增減之作用。

三、個案分析

地形對降水的影響因大氣本身的條件不同而有其改變，因而每次降水時的狀況均不盡相同。就以本文所分析的 8 次個案而言，分析結果亦顯示降水的空間分布以及大雨中心的發生地都不一樣。不過，有些個案分析結果還是甚為相似，為了節省篇幅就不重複介紹。因而在甲線上僅選擇單峯、沿海有副大雨中心、雙峯及山谷多雨等四個個案，在乙線上則選阿里山大雨及山谷多雨兩個個案加以評述，以瞭解研究區大雨時雨量空間分布的特徵、個案間

的個別差異以及導致此種差異的可能原因。

(一) 甲（西→東）線部份：

1. 65 年 8 月 9 日—10 日單峯個案

圖 2 為該個案時雨量分布（圖左邊之縱座標上半部自上而下之數字為地方時間，下半部則為雨量）。圖中粗實線為時雨量 ≥ 30 mm，虛線為時雨量 ≥ 20 mm，細實線為時雨量 ≥ 10 mm，時雨量未達 10 mm 者未予繪製。圖下方之實曲線為該次個案期間各站之總雨量連線，由其分布可見雨量與地形（圖中黑色區所示）關係密切。其次，在圖之右方繪有該個案期間低層（850 mb）之盛行風向與風速。由此個案顯示，當風向由北北東轉為西北（約 340°）時，迎風面之大湖山、樂野雨量驟增（參閱圖 1 之地形等高線）。其中風向由 340° 轉至 270° 之 12 小時期間，又為主要降雨時段。當風向由西風轉為南向風且風速減小時，降雨即顯著減少。此期間風速上之顯示係由 30 KTS 減弱為 20 KTS。惟在南南西風 20 KTS 期間，樟腦寮、大湖山及樂野等地仍有數小時之大雨。按地形（圖 1）分析，大雨發生時低層氣流與地形幾近垂直，且風速在 30 KTS 以上時有明顯的迫擊作用。因而圖 2 中總

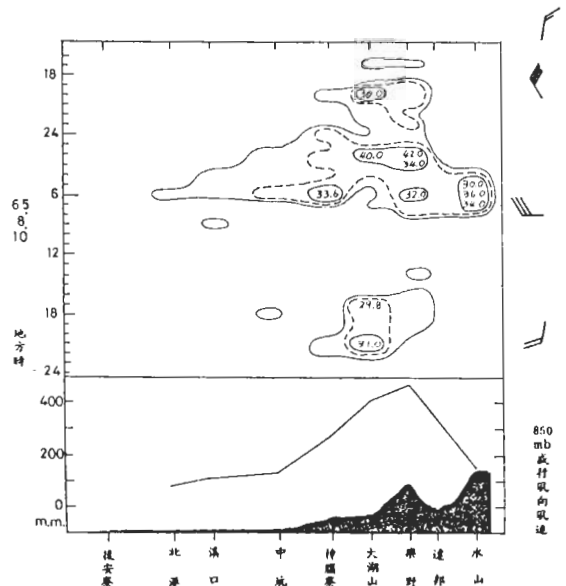


圖 2 民國 65 年 8 月 9 日至 8 月 10 日甲線雨量分布圖

雨量隨高度而增加之現象相當顯著。經查對表一之降雨量可見海拔 678 公尺之大湖山雨量為近平地測站北港與溪口雨量之 4.4 倍，海拔 1850 公尺之樂野則高達 5 倍。不過，自樂野以後（達邦與水山）雨量不但不再增加反倒減少，此現象應係氣流通過

第一座山頭後下沉穩定度增大以及空氣中水份減少所致。

圖 3 為本個案之地面天氣圖。由圖可見，豪雨發生時畢莉 (Billie) 颱風正經過本省北部。區內風向變化係由颱風環流所引起，而豪雨時亦正為颱風向本區引進暖濕氣流之時。

2. 66 年 7 月 25—26 日 沿海副中心型個案

圖 4 為該個案時雨量分布。除大湖山一站在東北風時曾有一小時雨量達 54.5 mm 外，其他地區均在風向轉至 340° 時才有顯著大雨發生。由於賽洛瑪 (Thelma) 颱風自台灣南端登陸後，沿嘉南平原北上 (圖 5)，故低層盛行風向迅速由北轉為西南向，風速在 25 KTS 時，有相當可觀之雨量，至風速減弱至約 10 KTS 雨勢即減弱。此個案較特殊之處為海拔僅 10 公尺之北港，在 7 月 26 日凌晨 (地方時) 至中午時段，雨量特別大。在其東方海拔亦僅 17 公尺之溪口及海拔 100 公尺之中坑，卻無顯著大雨發生。初步分析此為颱風登陸我國大陸後，西南氣流自海上進入陸地，由於海陸摩擦效用的

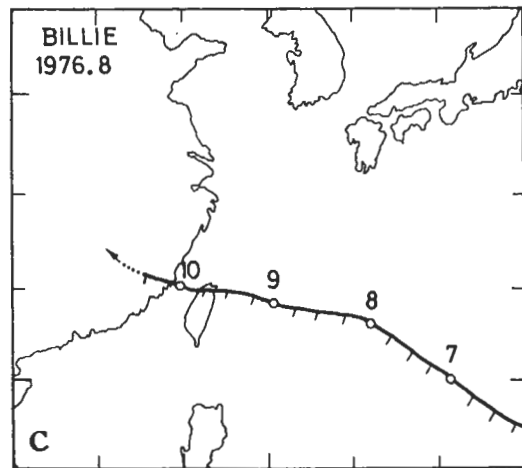
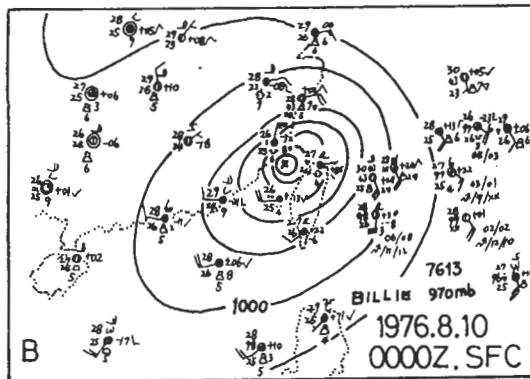
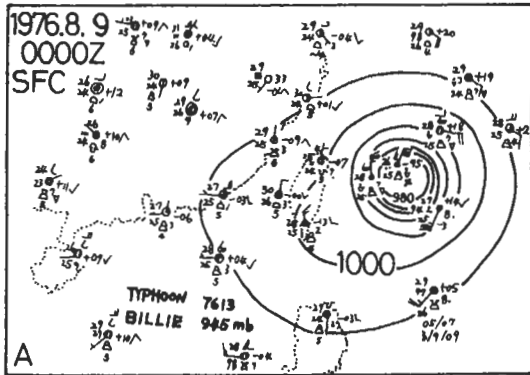


圖 3 民國 65 年 8 月 9 日 0000Z (A) 及 8 月 10 日 0000Z (B) 地面天氣圖與畢莉 (BILLIE) 颱風路徑圖 (C)

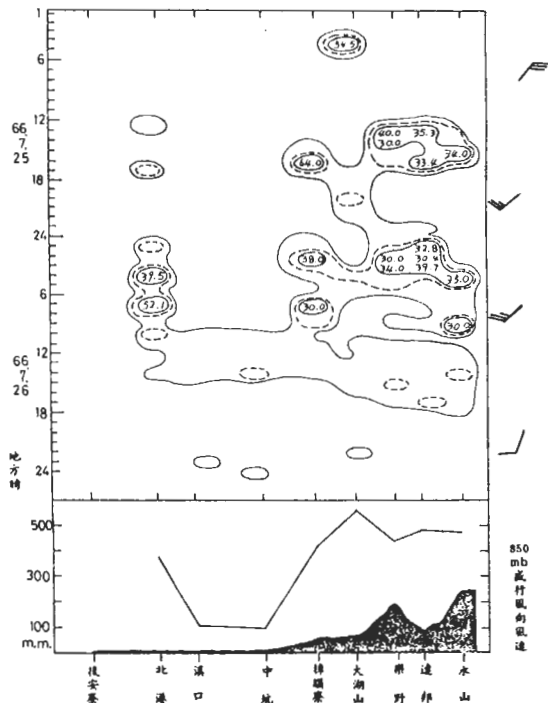


圖 4 民國 66 年 7 月 25 日至 7 月 26 日 A 線雨量分布圖

不同(劉、陳, 1981), 形成局部對流, 而對流雲系又適經北港上空所致。此外, 此一局部性豪雨與中尺度對流系統(陳、紀與謝, 1982; 曲與劉, 1983)亦有密切的關係。除此之外, 由圖4下方總雨量(見表一)與地形剖面顯示, 除北港雨量特大外, 雨量分布與地形仍相當配合。但與個案1比較有兩大異點, 即(一)最大雨量發生在半山腰, 亦即海拔678公尺的大湖山, 總雨量為海拔17公尺之溪口與海拔100公尺之中坑的5.6倍; 而海拔1850公尺的樂野則僅為該二站的4.4倍。(二)過了樂野後總雨量不減反增, 即有一第二高峯在達邦與山水間的山坡處。由此二點差異可知低層風向不同時降水分佈會改變, 而且此個案發生時大氣穩定度應較小, 空氣中的水汽含量則較大, 致略有抬升即形成旺盛的對流而生大雨。同時, 在低層盛行西南風時, 達邦與山水間山坡處, 氣流匯合且處於迎風面, 故雨量較多。

3. 67年7月31日至8月2日雙峯型個案

本個案之總雨量曲線與所選剖面圖高度變化相位完全一致(圖6), 降雨時間前後達三天。由於綜觀天氣型態是因范迪(WENDY)颱風北移至東海, 南方雲帶受颱風牽引北移形成之大雨現象(圖7), 故低層之盛行氣流風向變化較少, 始終保持在 $250^{\circ}\sim 270^{\circ}$ 之間, 但風速則有較大幅度之變化。雨量的變化與風速關係密切, 其較大時期, 風速均在25KTS以上, 而當風速下降時雨勢隨之減弱。綜合三天之總雨量分布, 海拔1850公尺之樂野站為沿海之後安寮及北港之38倍之多, 而為平原地區之氣象局嘉義測站(海拔26.8公尺, 雨量44.1mm)與空軍嘉義測站(海拔32公尺, 總雨量37mm)之17倍; 為海拔100公尺中坑站之5.4倍。由此顯示, 當颱風位於台灣北部外海時, 本省西南部山區因處在迎風面, 雨量高出沿海或平原地區甚多, 應予特別注意。

此個案與65年8月9—10日(圖2)個案之主要差異在於水山站的雨量較其他各站多, 並與樂

表一 甲線各個案雨量統計表

日 期 測 站 (海 拔 高 度) (公 尺)	後 安 寮 4	北 港 10	溪 口 17	中 坑 100	樟 腦 寮 545	大 湖 山 678	樂 野 1850	達 邦 941	水 山 1460
65.8.9. — 65.8.10.	—	80.6	110.5	138.8	277.0	414.3	474.0	—	153.0
66.7.25. — 66.7.26.	—	372.6	101.3	99.5	416.1	562.8	440.0	482.0	474.8
66.7.31. — 66.8.1.	—	—	—	—	184.1	199.0	308.0	317.5	193.0
67.7.31. — 67.8.2.	19.1	17.2	—	130.0	342.0	505.5	702.0	596.3	741.0
67.9.11. — 67.9.12.	—	—	—	157.0	145.5	116.0	94.0	74.1	89.5
68.8.14. — 68.8.17.	—	205.0	173.1	87.4	248.0	347.0	273.0	544.5	166.5
68.8.23. — 68.8.25.	—	207.8	290.0	268.3	319.5	407.8	622.0	1045.9	505.0
69.8.27. — 69.8.28.	124.6	254.0	214.6	241.3	532.5	—	623.0	516.0	444.0
總 雨 量	143.7	1137.2	889.5	1122.3	2464.7	2552.4	3536.0	3576.3	2766.8
平 均 雨 量	71.85	189.53	177.90	160.32	308.09	364.63	442.00	510.90	345.85

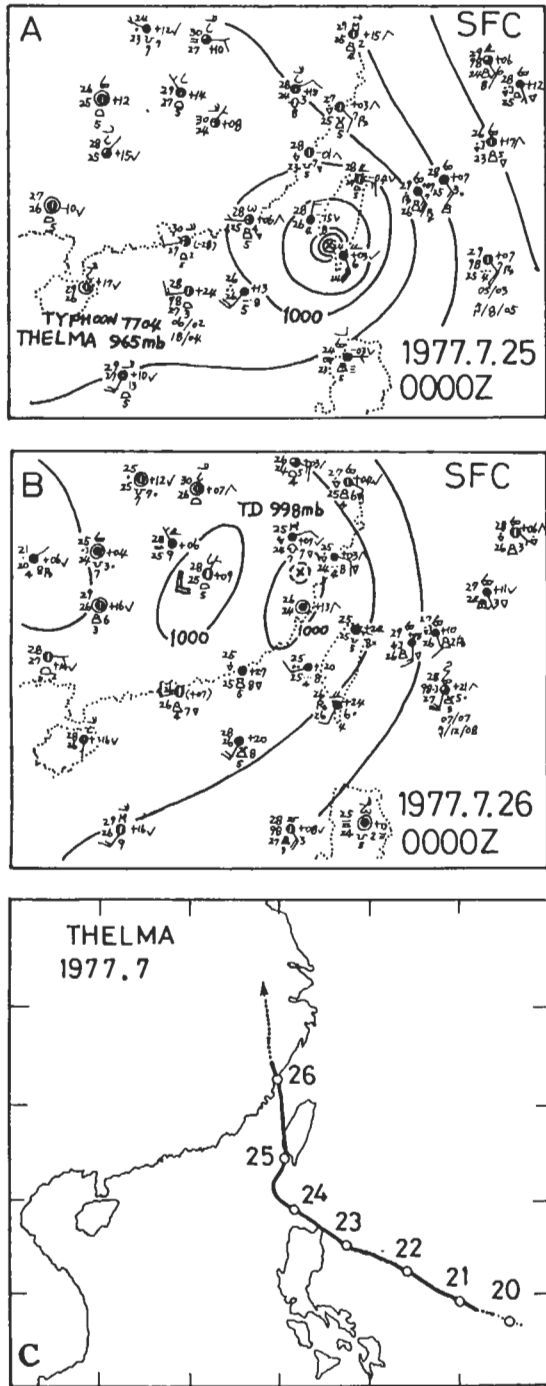


圖5 民國66年7月25日0000Z(A)及7月26日0000Z(B)地面天氣圖與賽洛瑪(THELMA)颱風路徑圖(C)

野形成雙高峯的分布曲線。

4. 68年8月23-25日山谷多雨型個案

圖8顯示8月24日凌晨起開始大量降水，直至8月25日上午10時降水減弱。大雨量主要在山區出現，僅24日午夜前後平原地區有短時間的大雨。由圖9相對時間之850mb圖可知，茱迪(JUDY)颱風在宜蘭東方時(8月23日0000Z)，本區為西北風。至8月24日，當颱風移入東海南部，本區風向轉為西南西，近山區及山區之雨量即驟增。茱迪颱風繼續北移，本區低層之盛行風向轉為西南，平原地區開始有顯著降水，惟時間不長。曾文水庫上游之達邦站在此階段降水特多，總雨量達1045.9mm，為北港與溪口平原地區之4倍；為嘉義地區之3.5倍(氣象局嘉義站總雨量為281.6mm，空軍嘉義站的總雨量則為308.6mm)。若以山區樂野、達邦與水山平均降雨與平地之北港、溪口及嘉義之平均雨量計算，則山區為平地

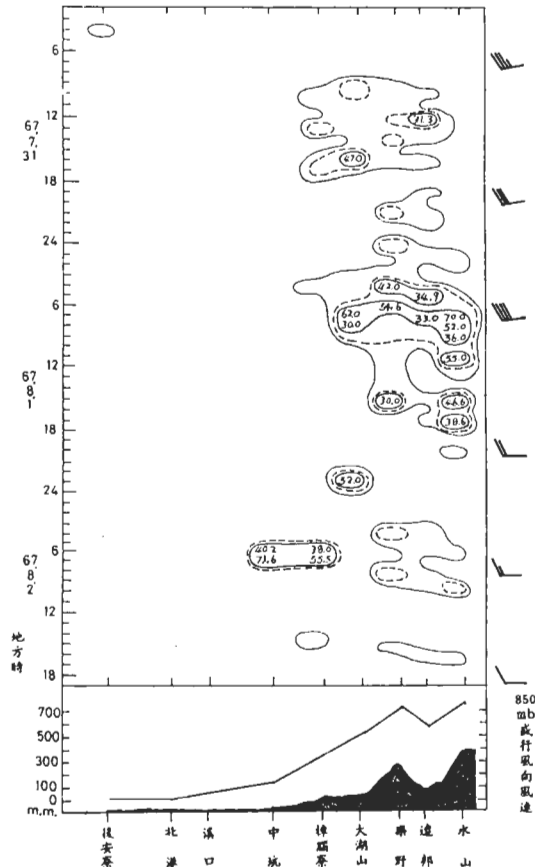


圖6 民國67年7月31日至8月2日甲線雨量分布圖

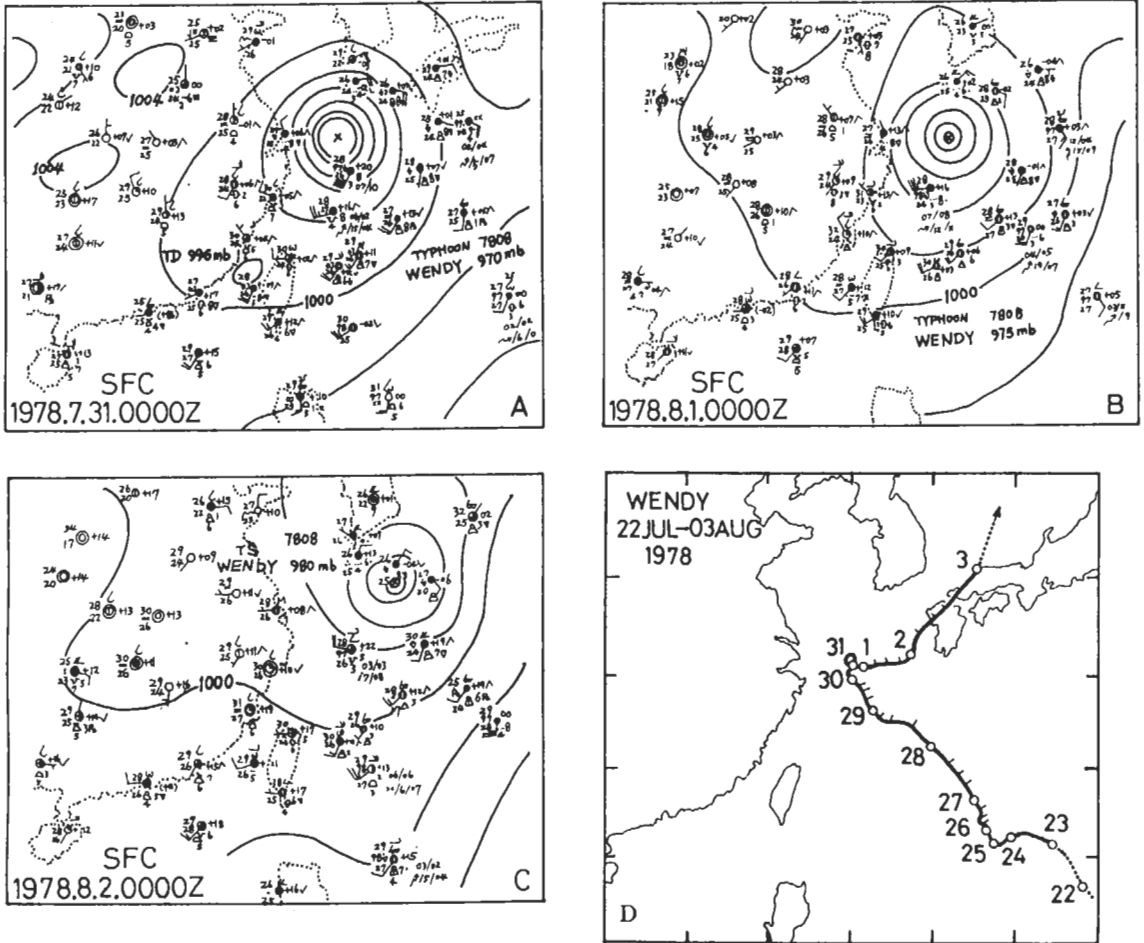


圖 7 民國 67 年 7 月 31 日至 8 月 2 日 0000Z 地面天氣圖(A)(B)(C)及范迪 (WENDY) 颱風路徑圖(D)

之 2.7 倍。可見在颱風進入東海，本區受西南氣流影響下造成之大雨，平地與山區之總雨量差距顯著減小，主要是在類似個案中，當颱風後部氣流進入本區時，平地降雨量增加所致。

此個案之最大特徵為位於西南東北走向山谷底部之達邦雨量最大。由圖 8 可見當時 (68.2.24-25) 850 mb 風速均大於 25 kts，而大雨發生在該層風向自西北轉至西南風之時，顯示地形的合流及抬升作用貢獻很大。

5. 小結

由以上分析可知：

(1) 四次大雨個案均由颱風所引起，顯示颱風為

本省西南部大雨或豪雨的主因。

(2) 歷次個案中，山區降雨量均大於平地測站的記錄 (最小約大 2 倍，最大則為 68 倍)。

(3) 降雨量分布與 850 mb 層風向與風速關係密切；主要降雨發生於風向在 340°~ 290°，風速在 20 ~ 40 KTS 間之時段內，而風速降至 15 KTS 時雨勢減小。

(4) 歷次個案之降水分布與地形並不完全一致，顯示風向風速以及其他大氣本身條件的變化以及相互間的配合對地形雨有很大的影響。

(5) 颱風進入東海而本研究區受其後部氣流影響時，沿海測站因海陸摩擦效用不同以及其他對流系

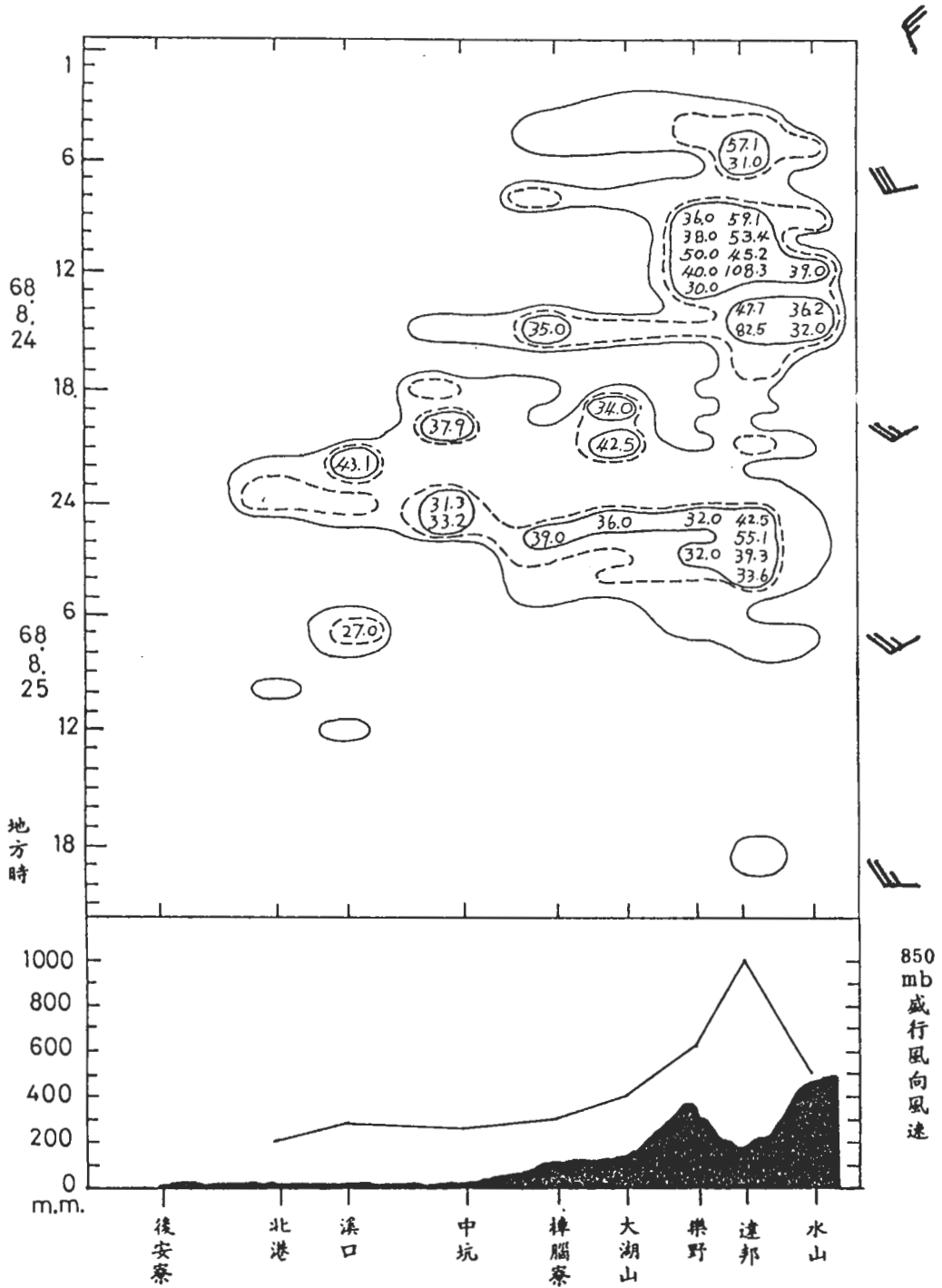


圖8 民國68年8月23日至8月25日甲線雨量分布圖

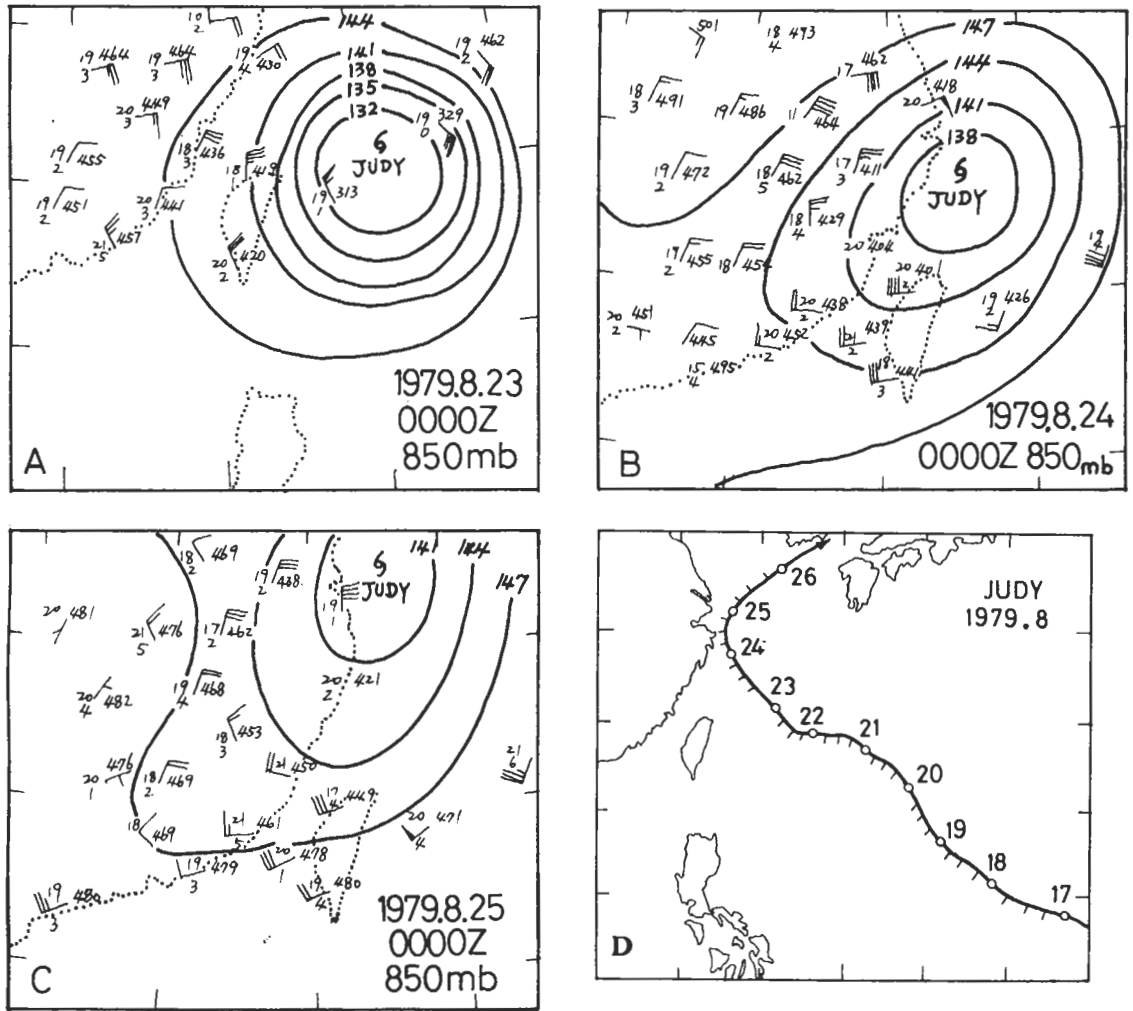


圖9 民國68年8月23日至25日0000Z850MB圖(A)(B)(C)及茱迪(JUDY)颱風路徑圖(D)

統的影響雨量驟增(有時會形成大雨中心),是使山區與平地總雨量差值減小的主要原因。

(6)自曾文水庫至達邦的袋狀升坡地形,使西南氣流匯集並被抬升以致達邦地區易形成主要大雨中心。

(7)雖然本研究未分析颱風本身雲系對降水分布的直接影響,但其重要性是可以想見的,是以不但今後研究中應注意及之,即使在日常預報作業中,亦必須詳加考量,尤其是對於雲圖上可能有大雨之雲帶將經過有利下大雨之地區時,更要格外注意,如此定可提升預報的效果。

(二) 乙(西南—東北)線部份:

本線的測站自岡山經曾文水庫及其集水區而至阿里山,大致成西南—東北走向。在地形上平均來說則正是西南氣流自海上進入內陸成逐漸爬升之勢,惟自曾文水庫以上山坡峻峭(見附圖1),對暖濕氣流的迫舉作用以及所引起之上升運動較大。凡此均與降水量及其分布有密不可分的關係。以下謹再將前述8次大雨個案沿本線上的兩大類型(多峯型及山谷多雨型)重加分析,以進一步探討降水與地形的關係,並與甲(西—東)線的分析結果相比較找出其異同點。有關沿本線各測站歷次個案的總

雨量請參閱表二。

1 65 年 8 月 9 - 10 阿里山大雨個案

本個案的綜觀型勢、降水分布以及沿線的地勢高低分別如圖 3 及圖 10 所示。由圖 10 可見，在本次個案中沿岡山至關門這條分析線上，有三個大雨中心分別在竹子腳、樂野以及阿里山，而三者的累積雨量則係隨著地形的升高而向東北增加；阿里山的總雨量是樂野的 1.5 倍，是竹子腳的 3 倍（見表二）。其次，根據同圖可知本次大雨的時空分布還有以下的特點：

(1) 大雨開始時之風向在北風轉至北北西風再轉為西風的時段內，風速在 30 - 40 KTS 間；待風向轉至西南時風速已降至 20 KTS，大雨乃停。

(2) 分水嶺以外之地區雖仍有相當豐沛的雨量，但隨著地形下降雨量即迅速減少。

(3) 進一步比較圖 10 與圖 2，我們即可清晰看出雖在同一系統影響下，由於測站地形之不同，降雨量的空間分布會有明顯的變化—甲線是自西向東約垂直於中央山脈，地形陡雨量隨地形變化急；而乙線則自西南向東北，地形是漸升的，雨量變化也大致是漸增的。

2 68 年 8 月 23 - 25 日山谷多雨型個案

本個案之綜觀天氣型態請參閱圖 9。圖 11 是本次降雨量的時空分布，由圖可見最大的大雨中心在袋形谷地「底」部的達邦，與甲線第四個（68 年 8 月 23 - 25 日）個案狀況類似。除此之外，下述三項亦為本個案的重要特徵：

(1) 風向自北風轉至北北西風時開始大量降水，而整個大雨期間 850 mb 均保持 25 ~ 30 KTS 之西南風（見圖 11）。

(2) 因西南氣流合流及被迫抬升之雙重作用，使得最大的大雨中心發生在達邦。

(3) 山區之雨量（海拔 1850 公尺樂野 622 mm；海拔 1460 公尺水山站 506 mm）為近海地區（岡山 82.8 mm；阿蓮 152.5 mm）之 4.8 倍（表二）。

3. 小結

由以上分析可知，沿岡山經曾文水庫到阿里山

的乙線上，大雨的分布有下述重要特徵：

(1) 低層（850 mm）有旺盛之西南氣流時，處在袋狀地形「底」部的達邦（參閱圖 1）因匯流及抬舉雙重作用的影響，降雨量會很大；反之，如果為西北至西風時則該地雨勢大減。

(2) 阿里山為主要的大雨中心，達邦與樂野次之，表湖又次之。

(3) 山區降雨量較平地大 2 至 15 倍。

五、結論

由本研究之分析，我們獲得地形對雨量之分布有相當程度之瞭解。不論是在綜觀天氣條件；低層盛行氣流之風向風速；平地、丘陵及不同海拔高度雨量之增減，均有初步定量的分析，對爾後台灣南部地區豪雨之預報應有實際運用參考之價值。茲將要點分述如下：

(一) 豪雨之發生以颱風為主，雨量多集中在山區。平均而言，約自升坡的 $\frac{1}{3}$ 至 $\frac{1}{2}$ 處雨量開始增加，至地形最高處雨量亦達最大。

(二) 登陸台灣北部之颱風，台灣南部豪雨時間平均在 24 小時以內；在台灣東北部海面經過（未登陸）之颱風，台灣南部豪雨時間平均為 36 ~ 48 小時；颱風登陸台灣南部時，豪雨時間可達 48 小時；颱風進入東海時，台灣南部之豪雨時間可達 48 ~ 72 小時。

(三) 低層盛行風向在 $340^\circ \sim 290^\circ$ ，風速在 20 ~ 40 KTS 時，研究區內開始大量降水。只要維持此種風速而風向又在 240° 至 270° 之間，大雨將持續，若風速降至 15 KTS 則大雨即減弱。一般而言，降雨強度對風速的反應較對風向的反應靈敏。

(四) 平地測站之雨量為山區最大雨量站之 12 ~ 18%，即山區雨量平均為平地地區雨量之 5.5 倍至 8.5 倍。

(五) 雨量增（減）度與山坡升（降）率大致相符；雨量為最大雨量站 50% 處之高度約為該雨量最大測站高度之 55%。

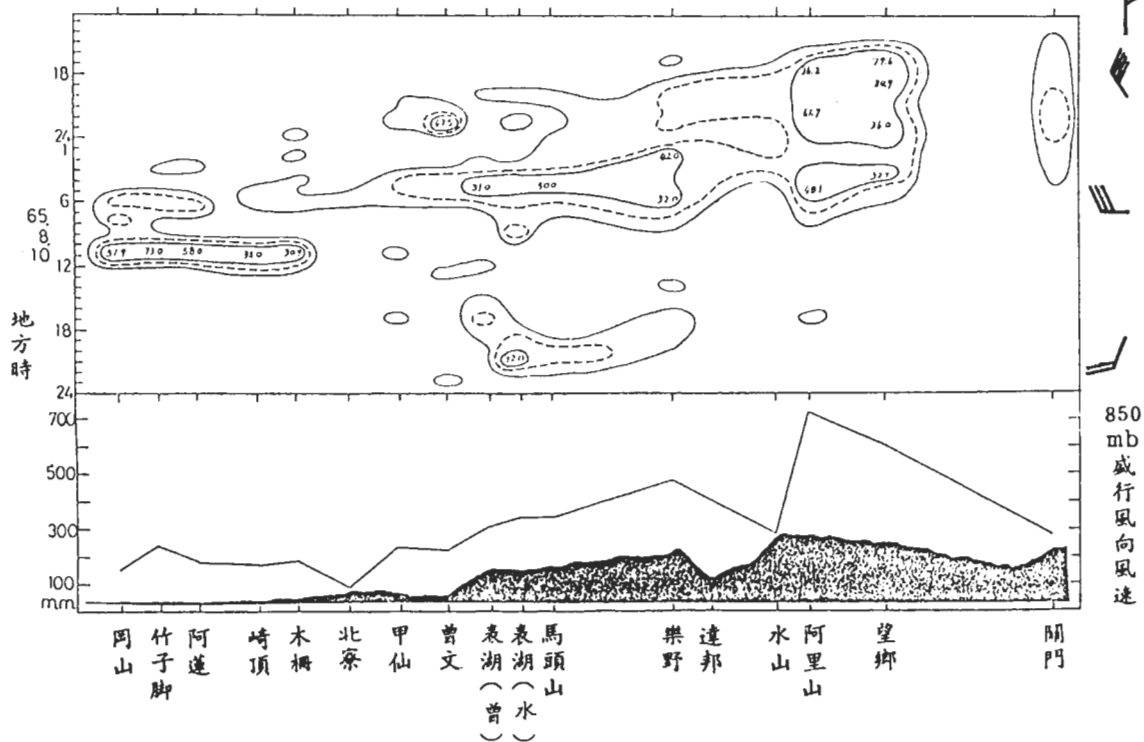


圖10 民國65年8月9日至8月10日乙線雨量分布圖

表二 乙線各個案雨量統計表

測站(海拔高度, 公尺) 日期	岡 山	竹 子 脚	阿 蓮	崎 頂	木 柵	北 寮	甲 仙	曾 文	表 湖(曾)	表 湖(水)
	11	39	21	100	78	360	352	147	1100	1100
65.8.9. — 65.8.10.	169.8	244.7	186.0	171.9	187.9	80.6	236.4	229.5	311.0	341.7
66.7.25. — 66.7.26.	295.6	—	364.0	—	561.7	—	669.5	561.8	485.0	664.3
66.7.31. — 66.8.1.	5.5	—	—	—	—	—	—	71.1	200.0	212.7
67.7.31. — 67.8.2.	10.1	—	—	68.1	—	—	409.6	376.2	806.0	—
67.9.11. — 67.9.12.	13.2	—	—	—	54.9	—	154.0	124.6	96.0	—
68.8.14. — 68.8.17.	130.5	158.5	238.0	198.6	260.3	205.0	322.5	332.5	238.0	—
68.8.23. — 68.8.25.	82.8	—	152.5	228.2	288.5	—	507.0	243.5	458.0	—
69.8.27. — 69.8.28.	51.2	—	—	—	—	254.0	323.0	266.0	359.0	—
總雨量	758.7	403.2	940.5	666.8	1353.3	539.6	2622.0	2205.2	2953.0	1218.7
平均雨量	94.8	201.6	235.1	166.7	270.7	179.9	374.6	275.6	369.1	406.2

續表二

日期	測站(海拔高度,公尺)	馬頭山	里佳	樂野	達邦	水山(曾)	水山(水)	阿里山	望鄉	卡奈托灣	關門
		1029	1550	1850	941	1460	2450	2406	2200	1420	2000
65.8.9. — 65.8.10.	348.0	—	474.0	—	153.0	285.0	726.9	606.0	—	287.0	—
66.7.25. — 66.7.26.	520.0	659.0	553.0	591.2	475.0	164.0	509.4	190.4	—	—	—
66.7.31. — 66.8.1.	198.0	—	308.0	329.9	193.0	235.0	401.4	339.4	—	—	—
67.7.31. — 67.8.2.	584.0	609.4	701.3	597.3	741.0	722.1	988.8	326.2	34.0	44.0	—
67.9.11. — 67.9.12.	207.0	—	94.0	74.1	89.5	70.0	92.1	—	42.5	—	—
68.8.14. — 68.8.17.	476.0	—	273.0	544.5	166.5	197.0	398.4	304.7	288.0	—	—
68.8.23. — 68.8.25.	545.0	686.0	622.0	1046.9	506.0	410.0	676.8	307.4	—	—	—
69.8.27. — 69.8.28.	406.0	—	623.0	516.0	444.0	257.0	595.7	448.0	221.0	172.0	—
總雨量	3284.0	1954.4	3648.3	3699.9	2768.0	2340.1	4389.5	2522.1	585.5	503.0	—
平均雨量	410.5	651.5	456.0	528.5	346.0	292.5	548.6	360.3	146.4	167.7	—

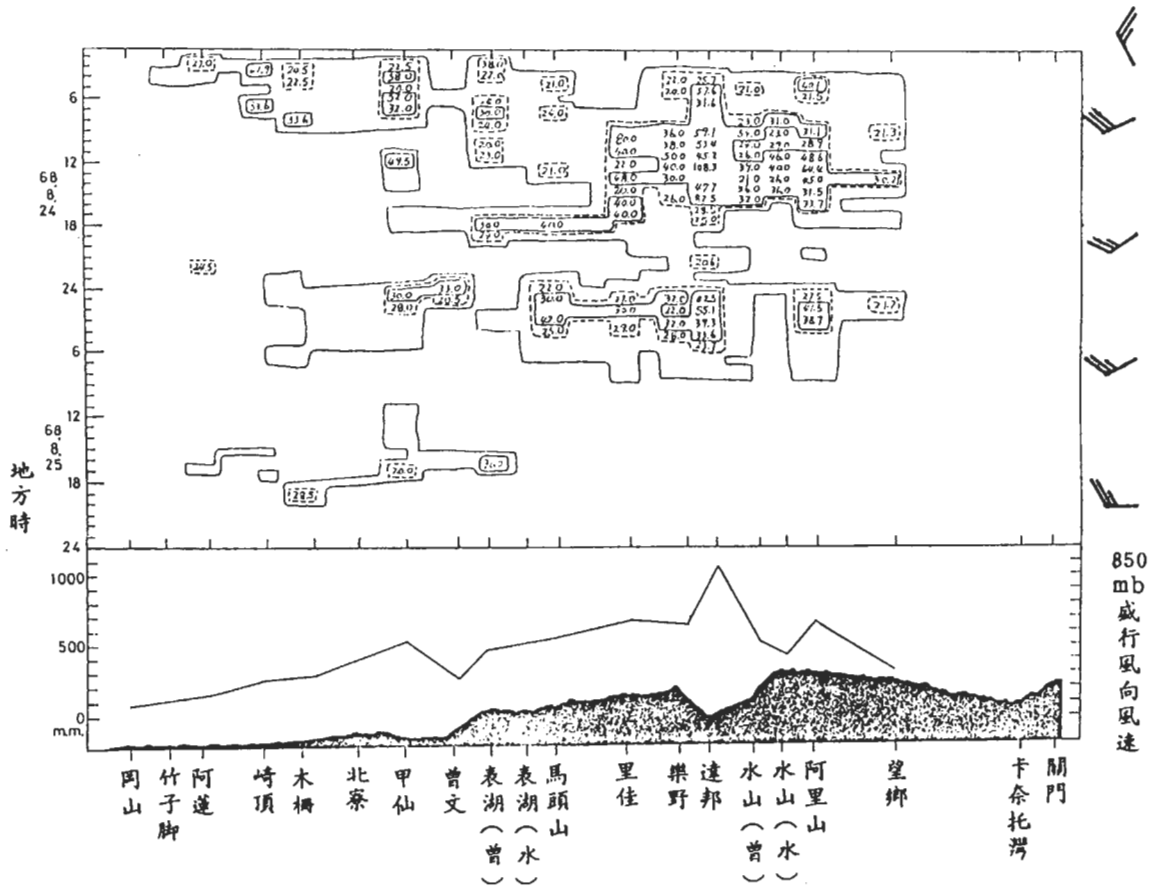


圖 11 民國 68 年 8 月 23 日至 8 月 25 日乙線雨量分布圖

(六) 西南東北走向袋形谷地「底」部在西南氣流影響下，由於合流及抬升雙重作用，雨量特大甚至形成最大之大雨中心。

(七) 分水嶺背風面山區雨量仍相當可觀，但隨距離之增大，雨量劇減。

(八) 受到海陸摩擦效用不同的影響，沿海至山區間之平原地區常有一大雨之次高峯。因相關區多為人口稠密地區，應予重視。

(九) 大氣含水量及穩定度為影響降水量之重要因素，應詳加分析。

以上各點係個案分析的結果，以下將做合成分析以找出地形與降水及降水分布之重要關係，而後再根據合成分析的結果做模擬，並作進一步的分析。

致 謝

本文為國科會專案（編號：NSC-74-0202-M072-09）研究中的一部份。使用的資料由中央氣象局、空軍氣象聯隊、電力公司、水利局、民航局氣象中心及曾文水庫管理局等單位提供。對於提供意見的學者先進，以及上述單位的熱心人士，作者等在此謹致誠摯之謝意。在研究過程中，承左信義、魏武肅、張永振、沈耀宗、謝宏光諸先生鼎力協助抄錄及整理資料，在此亦一併致謝。

作者等對於審查人的不吝指教，特別要致最深的謝意，沒有他們的意見本文就不會像現在般的完美。

參考文獻

- 曲克恭及劉廣英，1982：台灣地區豪雨及暴雨雨量分析之研究，氣象預報與分析，92期，30～55。
- 曲克恭及劉廣英，1983：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因，國科會研究報告 NSC 72 - 0202 - M72 - 01。
- 劉廣英及陳泰然，1981：台灣北部多半年異常降水之氣候分析與研究。異常氣候研討會論文集編，229～239。
- 陳泰然，紀水上及謝維權，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，593～612。
- Browning, K.A. and F.F. Hill, 1981: Orographic rain, *Weather*, 36, 326-329.
- Chen, G.T.J., and K.Y. Liu, 1981: On the winter abnormal heavy rainfall over northern Taiwan, *Papers Meteor. Res.*, 4, 1 and 2, 1-12.
- Hill, F.F. and K.A. Browning, 1981b: The use of climatological and synoptic data for forecasting orographic enhancement of rainfall. *Proceedings of Nowcasting Symposium*, 207-212.

ON THE TOPOGRAPHIC EFFECTS OF PRECIPITATION OVER TAIWAN RAINFALL DISTRIBUTION
OF SOUTHWEST TAIWAN — PART 1: CASE STUDY

Koung-Ying Llu *Wei-Chyuan Shieh*

Weather Wing, Chinese Air Force

Ko-Kung Chu

Chinese Culture University

(manuscript received October 8 1986; in final form February 12 1987)

ABSTRACT

The irregular topography on all scales influences atmospheric motions as well as precipitations through many ways. The nature of the atmospheric response, therefore, depends on the related topography and the characteristics of the atmosphere. In order to make a further study of the topographic contribution to the rainfall distribution 8 heavy rain events in southwest part of Taiwan are analyzed. For each event rainfall amount is analyzed along two (A & B) different lines with different direction and slope. After that composite analyses of each line are carried out. All the results of our work give good evidence to prove that mountain area would get more rain than its vicinity under suitable conditions. The rainfall amount of the mountain area in the considered region is, in the mean, about 5 to 9 times greater than that of the plane area. A secondary center of heavy precipitation along the coast of line A and very pronounced rainfall amount occurred in the SW→NE valley under the influence of southwest flow are another two evidences that topography is a very important factor of precipitation and its distribution.

This paper is divided into three parts: Part 1 case study; Part 2 composite case study and Part 3 numerical simulation. All this work will provide a good result of the considered problem.