

臺灣地形對雨量之增減作用：濁水溪至高屏溪流域的降水分布——(中)合成分析及模擬

劉廣英 張忍成

空軍氣象聯隊

(中華民國七十七年三月三十一日收稿；六月五日定稿)

摘 要

經由個案分析(本文上篇)可知,研究區內的降水分布與地形及低層風場有密切的關係。平均而言,平地測站之雨量僅及山區最大雨量測站的15%左右而且雨量遞增(減)率大致與山坡的爬升(下降)率相同。本文為上述個案分析之續,文中除將研究區歷次大雨個案做合成分析(包括原個案分析之甲乙二線及新加之丙丁兩線共四條),以進一步瞭解降水量與地形之關係,及降水分布的地形特徵,另外並透過一簡單的模式做數值模擬。

就合成分析而言,在甲乙二線上仍可見到(一)沿海平地的大雨副中心;(二)雨量增(減)率與山坡升(降)率大致相符;(三)背風面在近山頂處降水量仍大但迅即驟減;(四)平地測站的平均降水量約為山區最大平均值的20%;及(五)西南—東北走向山谷(即袋形山谷)的「底」部有較大的雨量等現象,與個案分析結果相符,顯示以上五者為研究區內降水隨地形改變的主要特徵丙丁二線除第(一)項不明顯外其餘特徵亦同。至於數值模擬的結果,當乘以調節係數0.35時與實測值頗為近似,同時,經由模式檢定可知,(1)影響山區降水最大的因子是風場;(2)最大降水率發生於地形最陡處;(3)當整層濕空氣的平均RH \geq 85%後,RH增加雨量反減;(4)低層風速愈小,垂直速度愈大時,平均雨量與山區雨量愈接近;(5)加入平流作用後有較佳的模擬效果。

關鍵詞：地形降水、降雨分布(分析及模擬)。

一、前言

劉等(1987)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(台灣西南部)地區有顯著降水量的個案進行分析,結果發現沿北港、中坑到水山(甲線)與自岡山經曾文至阿里山(乙線)的雨線升坡沿線(見圖1)

各測站降水量具有以下特徵:

- (一)研究區內豪雨成因主要為颱風、雨量多集中於山區。平均而言,約自升坡的 $\frac{1}{2}$ 至 $\frac{1}{3}$ 處雨量驟增,至地形頂量雨量亦達最大。
- (二)平地測站的雨量平均為山區最大雨量的12-18%,雨量增加率大致與山脈升坡率一致,而在背風面雨量遞減率則甚為迅速。

表一 甲,乙,丙,丁,四線各個案平均雨量統計表

甲線測站 (海拔高度:公尺)	北 港	溪 口	中 坑	樟腦寮	大湖山	樂 野	遠 邦	水 山
	10	17	100	545	678	1850	941	1460
平均雨量	189.53	177.90	160.32	308.09	364.63	442.00	510.90	345.85
乙線測站 (海拔高度:公尺)	岡 山	阿 蓮	崎 頂	木 柵	北 寮	甲 仙	曾 文	表 湖 (曾)
	11	21	100	78	360	352	147	1100
平均雨量	98.4	235.1	166.7	270.7	179.9	374.6	275.6	369.1
乙線測站 (海拔高度:公尺)	馬頭山	樂 野	遠 邦	水 山 (曾)	水 山 (水)	阿里山	望 鄉	卡 奈 托 灣
	1029	1850	941	1460	2450	2406	2200	1420
平均雨量	410.5	456.0	528.5	346.0	292.5	548.6	360.3	146.4
丙線測站 (海拔高度:公尺)	小 港	高 雄	屏 東	新 豐	美 濃	萬 山	馬里山	滕 枝
	3	3	30	140	141	455	1250	1251
平均雨量	21.5	116.3	155.2	221.8	231.2	469.5	369.0	333.0
丁線測站 (海拔高度:公尺)	小 港	高 雄	屏 東	三地門	阿 禮			
	3	3	30	150	1320			
平均雨量	57.2	110.1	135.5	292.5	382.0			

(一)一般而言,降水強度對風速的反應較對風向的反應靈敏;低層(馬公, 850mb)風速20-40 kts 為區內大雨開始的條件,而風速降至15 kts 或以下大雨即停止。

(二)沿海至山區間平原地帶有一大雨副中心,該大雨中心距海岸線不遠,顯示海陸不同的摩擦作用產生的輻合有利降水。

(三)西南至東北走向的袋形谷地的「底」部在低層盛行西南風時,因合流及抬升作用而雨量特大。

(四)颱風經過北部外海時區內降水可持續36-48小時;經過北部陸地時則減至24小時。

為了進一步瞭解個案分析結果是否為研究區內雨量分布的通性,特將以上甲乙二線及另外自小港經新豐至馬里山(丙線)及自小港經三地門至阿禮(丁線)兩條線(見圖1)上所有個案中各個測站的降雨量取算數平均,做成平均圖即合成分析圖,所得結果應視為研究區內降雨量受地形影響的一般性特徵。

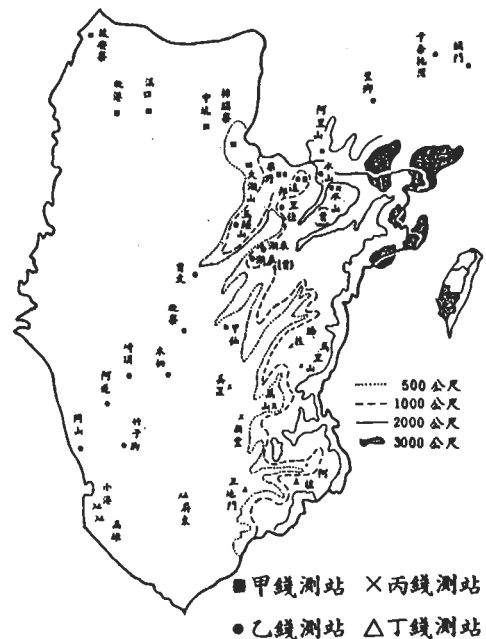


圖1 研究範圍(濁水溪至高屏溪流域)地形及選擇測站分布(取自劉與曲, 1986)。

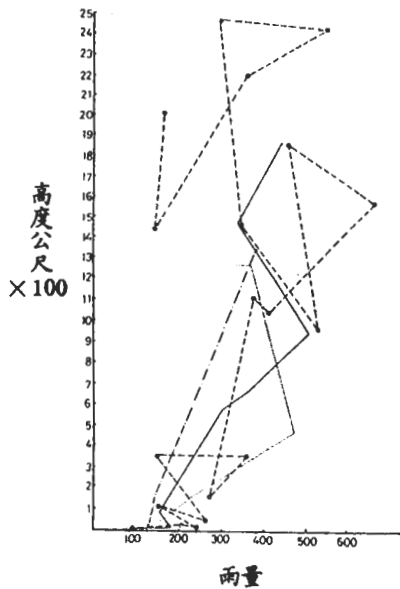


圖 2 甲乙丙丁四線雨量隨地形變化圖
 甲線——乙線——
 丙線·····丁線——

二、合成分析

由於受到雨量記錄不足的影響，在甲乙丙丁四條線上分別只做了 8，8，5 及 7 次個案分析，合成分析也就以各相關個案數為準以確保二者間的關係。表一係沿四條分析線各測站歷次個案的平均雨量，圖 2 及 3 則是雨量隨高度與地形變化的平均圖。由圖可見研究區內降水量與測站高度間關係相當複雜，可說變化多端，但大致上變化的情況與地形是否多變是一致的——其中丁線地形最單純降水量的分布變化也最小，而乙線上的雨量就與地形一樣起伏無常，此種狀況正顯示降水與地形關係密切。

根據圖 3 a, b, c, d 諸圖可見

- (1)大雨時雨量隨地形升高而增加以及背風面雨量驟減之大勢甚為明顯，尤以甲乙二線為然；
- (2)處在西南——東北走向袋形山谷「底」部的里佳（乙線）及達邦（甲、乙二線）及萬山（丙線、

參閱圖 1) 的地勢雖較低但雨量反較大，顯示地形所造成的合流及抬升有利降水；

- (3)甲線（後安寮至水山）沿海地區有一明顯的大雨副中心在北港地區；乙線（岡山至關門）沿海地區雨量亦大且有二副中心位於竹子腳與木柵；
- (4)四條線上沿海第一站至第二站之間降水量明顯增加，顯示海陸交界處的摩擦力變化所形成的輻合作用對降水有利；
- (5)平均而言，平地測站的雨量約為山區最大平均雨量的 30%；單站而言，乙線的里佳因地形（見圖 1）適宜具有最大的平均雨量。

由以上討論可見，個案分析中的重要特徵均在合成分析中重視，此顯示研究區內降水分布所受地形影響頗為一致。對於豪雨預報而言，這無異是一項有利的鼓舞。同時，西南部（嘉南地區）沿海地區的大雨副中心深值吾人重視，因為那裡人多物豐，而在發生大雨時，一方面當地的雨水亦豐沛且地當山區豪雨的下游，容易形成災害。

三、模擬

(一)基本理論

Alpert (1985) 根據 Cho 與 Oguva (1974) 所稱：「深雲中的水汽通量約等於低層的水汽輻合」，而將降水率 (P) 寫成

$$P = - \int_0^{H_0} \nabla_H \cdot (\rho q \vec{V}) dZ + E \dots\dots(1)$$

式中 E 為蒸發率， \vec{V} 為水平風向量，q 為比濕， ρ 為空氣密度， H_0 則為濕空氣層的厚度。

如果我們將低層水汽輻合歸納為兩大部分，即地形的貢獻與天氣系統的貢獻，則(1)式可改寫為：

$$P \approx \overline{\rho} \overline{q} (\vec{V} \cdot \nabla Z_0 + W_\ell) + E \dots\dots\dots(2)$$

其中 $\overline{\rho}$ 及 \overline{q} 分別代表整層濕空氣的平均密度及比濕， Z_0 為地形高度， W_ℓ 則為天氣系統所引起的垂

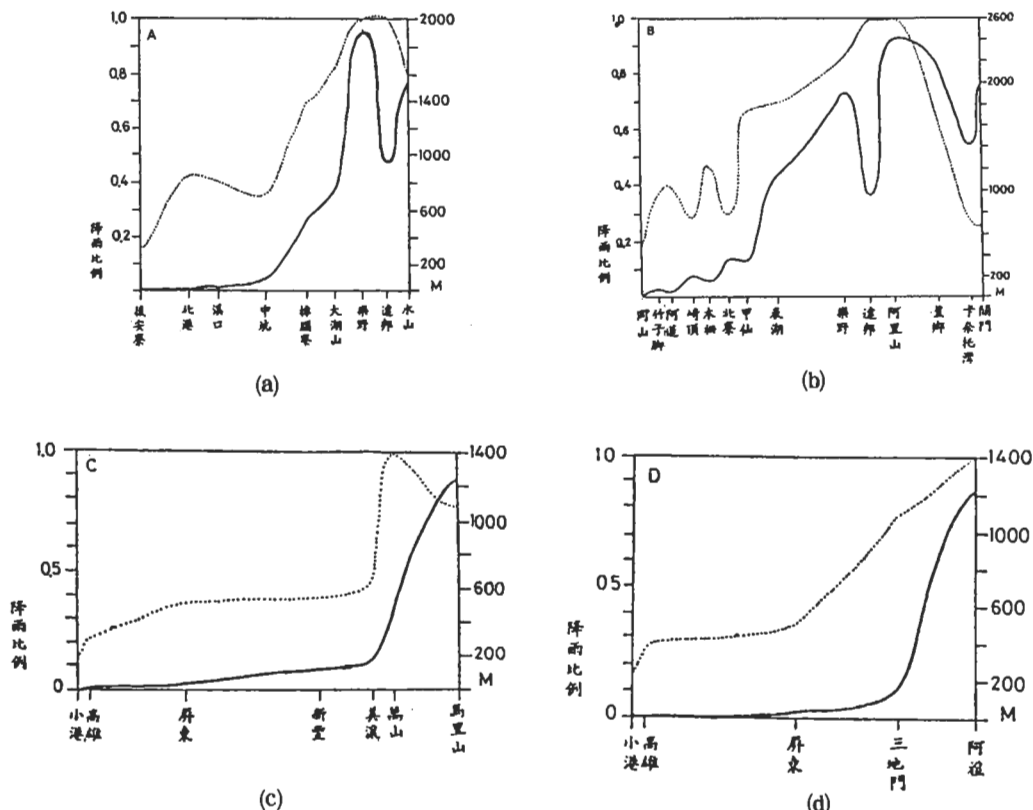


圖3 (a)甲綫測站剖面降雨比率圖。橫座標為測站分佈，縱座標為測站高度(粗實線，右方數值)及降雨比例(各測站與最大降雨站之比)(點線，左方數值)。(b)同(a)但為乙綫剖面。(c)同(a)，但為丙綫剖面。(d)同(a)，但為丁綫剖面。

直速度。一般來說，在山區降水中(2)式中有關地形即第一項的貢獻應最大。

為求簡化，我們可假設(2)式中 Z_e 在 y (南北)方向是一致的，另以適當之熱力方程代換，則(2)式可寫成：

$$P \approx \epsilon r e_s(Z_s) \left[\frac{aZ_s}{u_{ax}} + W_e \right] \sqrt{RT} ($$

$$Z_s) + C(1-r) u_{e_s}(Z_s) / L \dots \dots \dots (3)$$

式中 $\epsilon = 0.622$ ， $e_s(Z_s)$ 與 $T(Z)$ 分別為地表之飽和水汽壓及氣溫， R 為氣體常數， C 為蒸發係數，為一經驗常數， r 為混合比， L 為凝結潛熱，其中 $e(Z)$ 可由Magnus' formula(參見

Iribarne and Godson, 1973)求得，即

$$\log e_s = -\frac{2937.4}{T_s} - 4.9283 \log T_s + 23.5518 \dots \dots \dots (4)$$

將(4)式代入(3)式即可求得降水率 P ，並進而求得某一時段內的降水量。

至此我們所考量的降水純然是由網格點所在處的大氣條件及地形斜率所決定，然而在實際降水過程中上風區亦即上游地區是否降水所造成的影響，也就是平流作用的貢獻是不可忽視的，因而Alpert(1985)採用了一條高斯(即常態)分布的加權函數做各網格點上降水值的修訂，即

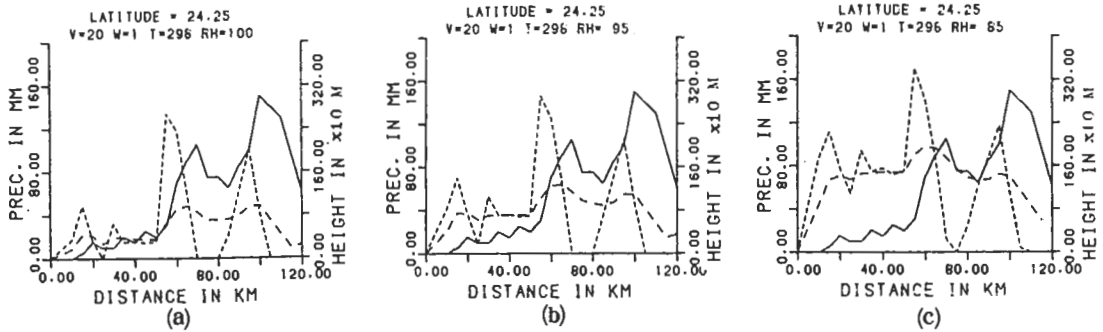


圖 4 在水平風速 ($V = 20 \text{ m/sec}$), 大範圍垂直速度 ($W = 1 \text{ m/sec}$) 及地面溫度 ($T = 298^\circ \text{K}$) 之條件下, 不同的相對濕度降水分佈。圖(a) $RH = 100\%$, 圖(b) $RH = 95\%$, 圖(c) $RH = 85\%$, 顯示相對濕度降低時降水量有增加之趨勢。

$$P_o = \frac{1}{W_o} \sum_{i=1}^N W_i P_i \dots \dots \dots (5)$$

式中

$$W_o = \sum_{i=1}^N W_i$$

$$W_i = \exp \left[- \left(x_i - x_o \right)^2 / 2 \sigma^2 \right]$$

$$\sigma = ut$$

t = 對流雲的生命期

Alpert 認為 t 取 30 分鐘, N 取 10 分也就是取上游的 10 個網格點即可。計算中先以式(3)求得各網格點上的降水值, 再利用(5)式求得修正值, 二者的和即視為該點的實際降水量。

□ 模擬結果

根據以上模式, 並假設區內大氣的平均降溫率

為 6.5°C/Km , 蒸發係數 $C = 5.17$, $\Delta x = 5$ 公里沿 $24^\circ 25'$ 共取 24 個格點, 未作地形修正。當運算中出現負降雨率時即調整為 0 值。另外, 為了探討各種大氣條件 (改變 u, W, T 及 RH) 下降水率 (量) 的改變狀況, 我們曾以不同的水平及垂直風速 (圖中以 V 及 W 表之; 前者單位為 m/sec , 後者則為 cm/sec)。就時雨量而言, 一般性的結果可歸納如下 (圖 4~8, 圖中實線為地形剖面, 密斷線及疏長斷線則分別代表無及有平流作用之時雨量分布) :

- (1) 隨著地形雨量有明顯的變化; 第一個高峰出現在海岸附近即海陸交界之處, 第二及第三高峰則分別出現在 60 及 90 公里處, 其中以第二高峰的雨量最大, 第三高峰次之。
- (2) 主高峰出現的高度約在 1500 公尺處, 次高峰則

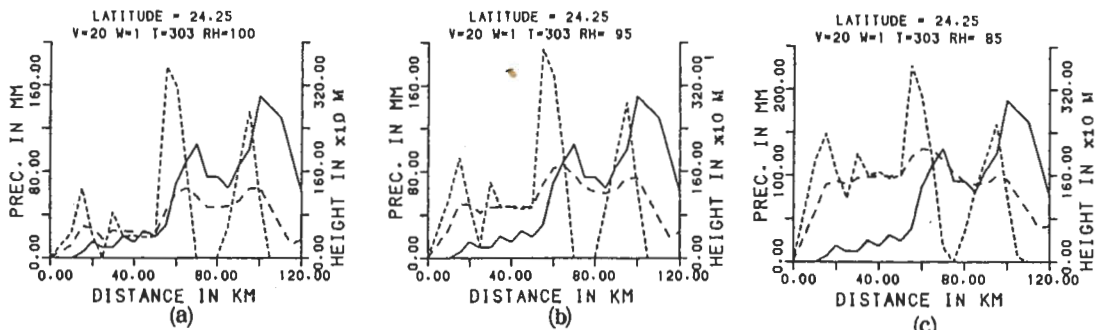


圖 5 同圖 4, 唯地面溫度升高為 303°K 時之降水分佈, 顯示地面溫度升高降水會增加。

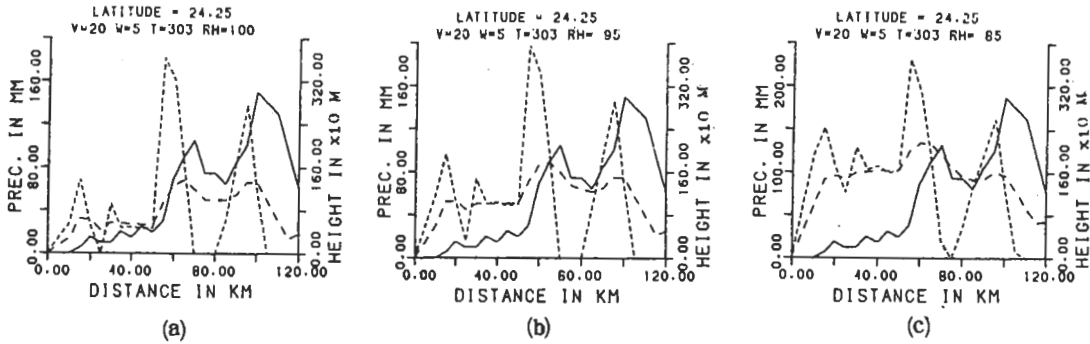


圖 6 同圖 5，唯大範圍垂直速度增大至 5 cm/sec 時之降水分佈。顯示平地降水量增加較山地顯著。

當 2200 公尺處，均在升坡最陡的地方。後者高度大而雨量反小則是由於我們考量到水汽量隨高度（溫度）遞減所致。

(3) 加入平流效用後各大雨中心的值均被修勻而趨於平緩，而 80 公里附近即兩山峰間地帶的雨量則顯著增加。此一加權後的降水分佈與實際的狀況頗為符合，唯由於我們是已限定地形在 y （南北）方向是一致的，故不能模擬出袋形谷地東北方頂部的大雨值。

為進一步探討整層空氣的相對濕度，水平風速、以及地面溫度與天氣系統所具有的垂直運動等個別因子對降水量及降水分佈的影響，我們特逐項改變之，結果發現（參閱圖 4～圖 8）。

(1) 整層大氣的平均相度濕度由 100% 降至 85% 時，雨量有增加的趨勢，增加量平地多於山地。此

一結果正顯示當整層空氣都飽和時大氣的穩定度較上乾下濕亦即整層空氣的平均相對濕度小於 100% 時大氣的穩定度大，也就是說後者在地形抬升時反較適宜於發生對流性降水致雨量增加。

(2) 在溫度變化方面，由於飽和水汽壓是溫度的函數，很顯然的降水量會隨著溫度升高而增加，同時，又由於上層空氣的水汽含量亦隨溫度而增加，山區也就是第二個與第三個大雨中心都有向東即地形高度較大方向移動的趨勢。

(3) 天氣系統導致之垂直速度 (W_e) 發生變化時，由於 W_e 較地形引發之垂直速度小很多，所以對山區降水的影響不大，但對於平地的降水則有正的貢獻，即 W_e 大時平地雨量增加，且與山區雨量愈來愈接近。另外，當 W_e 增大時，山區的大雨中心有略向西（較低地區）移動的趨勢。

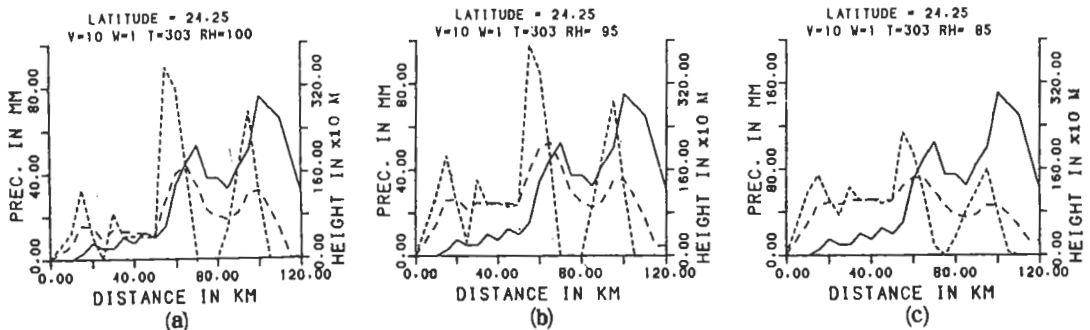


圖 7 同圖 5，唯水平風速降至 10 m/sec 時之降水分佈，顯示水平風速較大時山區降水量不但有明顯之增加，且平流後大雨中心有向山區（東）移動之趨勢。

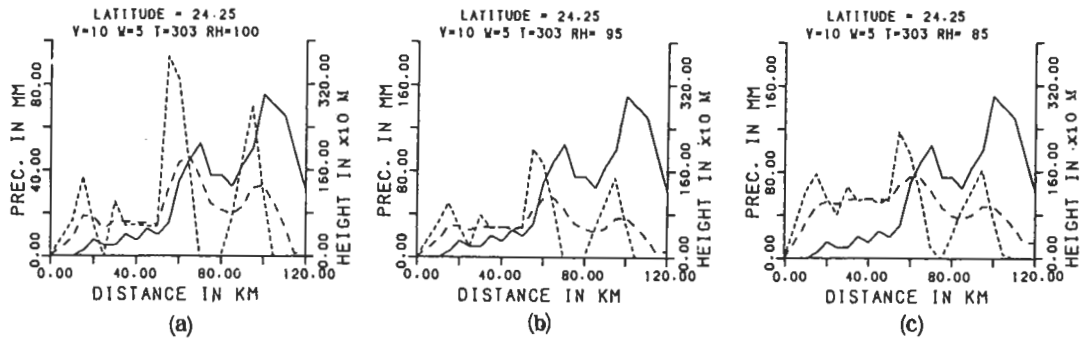


圖 8 同圖 7，唯大範圍垂直速度增至 5 cm/sec

(4) 在我們的模式中，對降水貢獻最大的一項是 $\vec{V}_H \cdot \nabla Z$ ，各地的 ∇Z 是固定的，因而山區降水的變化主要取決於水平風速向量的變化。當垂直於地形的分風速增加時，不但山區各地的雨量加大，而且由於平流的效用亦隨之增強，會使得平流後的大雨中心向東即深山內移動。

以上是單一量改變時對降水量及其分布影響的概況，可說已是相當複雜了。在實際的個案中，上述四個量可能有兩個會同時改變，亦可能三個、四個都有不同，其狀況就更變化多端了，這也就難怪每一次發生大雨或豪雨時總是各有不同了！在天氣預報上來說，此種各案間的差異一時間還是難以充份掌握的問題。不過，就一般狀況而言，當上述各單一有利條件同時發生時雨量必然增加，反之就需要詳細考慮彼此貢獻的大小才行。

(二) 與實際降雨量的比較

為了驗證模式計算的結果，我們另外選擇了北緯 $24^\circ 15'$ ， $23^\circ 50'$ 和 $23^\circ 30'$ 三條橫截剖面做為地形資料，在讀取了各網格點上的高度後並做一維（x 方向）三點修勻，所得地形分別如圖 9 各圖中實線所示。另外，由於在實際降水過程中降水強度甚少可能在 1 小時內維持同一數值，故理論值偏高（參閱圖 4~8），Alpert 建議需乘以 0.45 或其它調節係數，採用他的建議，並利用馬公對應時間（67 年 8 月 1 日 00Z）之探空資料讀取地面溫度、平均相對濕度及平均水平風速，W。則取 1cm/sec，我們計算得到之降水量分布如圖 9 各圖中斷線所示（含平流作用）。圖中各“+”表示沿橫

切面兩側 5' 及以內各站相同時間的實測雨量。由圖可見，理論值與觀測值雖有相當程度的類似，但仍有差異，如果將調節係數修訂為 0.35 結果會有很大的改進（見圖 10）。上述差異除了受調節係數影響外，測站記錄太少也是很重要的原因。另外，模式本身相當簡化，而計算中未考量風速、相對濕度等要素的高度變化，亦為造成與實測值難以相符的重要原因，這也就是說，模式與計算方式均需做適當的調整方能為功。

四、結論

合成分析的目的在找出各次個案中的一般性特徵，而數值模擬的目的則在分析各項要素對現象的貢獻，並希望最後能利用經調整後的模式預測現象的發生。就本文所討論的地形降水而言，以上目的均已討論及之，以下謹將重要結果分兩項歸納之：

(一) 合成分析部分：

- 1 合成分析的結果所見雨量隨地形而變的特性較個案者更為明顯；雨量約自斜坡的 $\frac{1}{2}$ 至 $\frac{1}{2}$ 處開始增加，除丙線最大雨量發生於西南至東北走向袋形谷地「底」部以外，其他三線最大雨量均與地形最高點一致。此一結果不但證明地形抬升是山區雨量大於平地的主因，而且顯示在歷次大雨個案中雲頂的高度甚大，即山的頂部大都仍在雲中，致無在某一海拔高以上雨量反減少的現象。
- 2 合成後沿海測站平均雨量可達山區最大雨量的 20

%約與個案分析結果相同。

- 3 甲乙兩線沿海均有明顯的大雨副中心，對居民生活頗具影響，尤其是當暖濕弱勢（風速 ≤ 10 m/sec）西南氣流時（參閱模擬結果），雨量常較多，值得注意。

(二)模擬部分：

- 1 模式計算結果乘以 0.35 後與實測結果近似。
- 2 可顯示風速向量對降水量的重要性，但由於我們設定地形變化是一維的，故不能顯示出西南至東

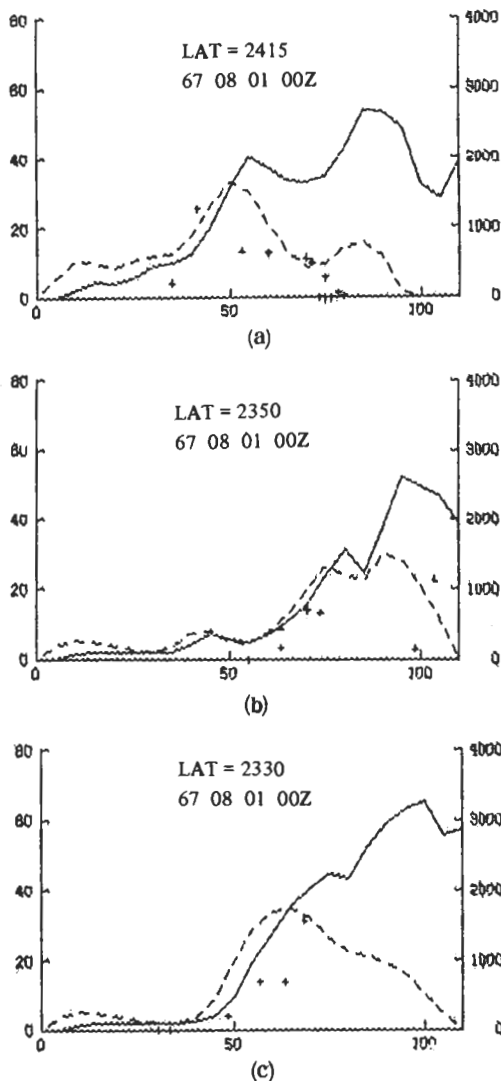


圖 9 調節係數為 0.45 時之理論值與觀測值之比較

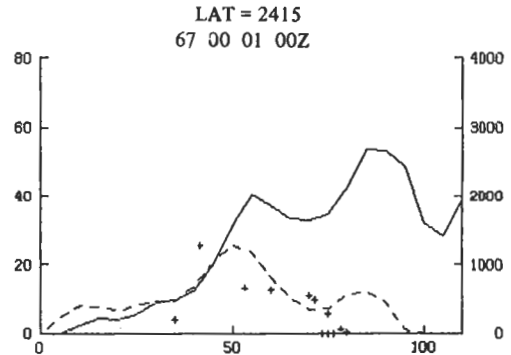


圖 10 調節係數降為 0.35 後的比較

北袋形谷地「底」部的大雨中心。

- 3 整層大氣的平均相對濕度自 85% 以後，每有增加雨量反見減少，此顯示條件性不穩定大氣更易在山區造成豪雨，另外也顯示在計算中若將大氣分層應可獲得較佳的結果。
- 4 大氣中天氣系統的上升運動增大時，沿海平原區的降水有較明顯的增加，山區則甚不明顯。此時如水平風速較小，則平地與山區雨量即漸接近。
- 5 最大降水率發生在地形升坡最大處。
- 6 較高的地面溫度會使全線（平地及山區）的雨量普遍增加。
- 7 當計算中有兩項或三項因子同時變化時，降水量的大小端視各因子個別貢獻的合成結果而定，此正可顯示出山區降水大小及分布的複雜性。

以上是模擬的初步狀況，進一步討論待續。

誌謝

本文係國科會專案（編號：NSC-74-0202-M072-09）計畫的後續研究，使用的資料由中央氣象局、空軍氣象聯隊、台灣電力公司、水利局、民航局氣象中心及曾文水庫管理局提供，謹致誠摯的謝意。對於提供意見的學者先進以及本刊編審更是無限感激。如何才能防範豪雨災害是國內氣象人員首要工作目標，願大家繼續努力，共同克服所有困難，達到服務社會的目的。

參考文獻

- 劉廣英與曲克恭，1986：台灣地形對雨量的增減作用：(一)濁水溪至高屏溪流域的颱風降水分布。NSC72-0202-M072-09 研究報告。空軍氣象聯隊研究報告 019 號。
- 劉廣英、謝維權與曲克恭，1977：台灣地形對雨量的增減作用：濁水溪至高屏溪流域的降水分布——(上)個案分析。大氣科學，15，1，89 - 101。
- Alpert, P., 1985: Mesoscale Indexing of the Distribution of Orographic Precipitation over High Mountains. *J. Atmos. Sci.*, 25, 532-545.
- Cho, H.R. & Y. Ogura, 1974: A relationship between cloud activity and the low-level convergence as observed in Read-Recker's composite easterly waves. *J. Atmos. Sci.*, 31, 2058-2065.
- Iribarne, J.V. & W.L. Godson, 1973: Atmospheric Thermodynamics. Geophysics and Astrophysics Monographs. D. Reidel Publishing Company.

ON THE TOPOGRAPHIC EFFECTS OF PRECIPITATION AND ITS DISTRIBUTION OVER
SOUTHWEST TAIWAN—PART 2: COMPOSITE AND NUMERICAL STUDY

Koung-Ying Liu Jin-Chen Chang

Weather Wing, Chinese Air Force, ROC

(manuscript received 31 March, 1988; in final form 5 June, 1988)

ABSTRACT

As in the first part eight heavy rain events in the southwest part of Taiwan are analyzed along two different lines with different directions and slopes. The results gave a very diversified outlook of topographic effects on rainfall amount and rainfall distribution. In order to make the problem more clearly a composite study and numerical simulation are carried out in this part. In summary our results can be listed as follows:

1. The composite study shows that: (1) there are two peaks of rainfall along each line, one is on the coast region, another one is, except line C, on the top area of the topography; (2) precipitation increased in amount rapidly from 1/3 to 1/2 (from surface) of the slope to the mountain top; (3) a very pronounced rainfall peak, as shown in line C, occurred on the northeast top of the SW to NE valley; (4) the rainfall amount of the mountainous area, in the mean, is about 5 times as greater than that of its related plane area.

2. From the numerical study we know that: (1) our model can, more or less, simulate the observed condition; (2) horizontal wind field, surface temperature, relative humidity of the air column and the synoptic scale vertical motion are the factors which influence the precipitations, among them the horizontal wind and the surface temperature are more important ones; (3) for the relative humidity when it increased from, say, 85% to 100% the rainfall amount, on the contrary, will be decreasing due to the reduction of the conditional instability; (4) in the mountain area the precipitation is mostly influenced by the gradient of the slope, therefore most heavy rain occurred in the steepest area; (5) when the surface temperature is high, horizontal wind is weak, synoptic scale vertical motion is strong the rainfall amount of the plane area will increase and much more than that of its related mountain area, therefore the difference between the two is reduced.

The adjustment of the model and other related work will be carried out in the third part.

Key words: orographic precipitation, rainfall distribution (analysis & modeling).