

行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告

應用雷達資料與統計氣候模式

建立北臺灣定量降水預報模式之研究(II)

A study on the quantitative precipitation nowcasting for northern Taiwan -- with an application of radar data and climatology model (II)

計畫編號：NSC 89-2625-z-002-001

執行期限：88年8月1日至89年7月31日

主持人：李天浩 台大土木系副教授

Email：thlee@ccms.ntu.edu.tw

一、中文摘要

本計劃之研究主要可分為兩項：

- (1) 區域性模式是針對烏溪流域等因雨量站歷史時雨量資料數量稀少，以致於無法建立可靠的單站颱風定量降雨氣候預報模式之問題，所提出的解決方案。本模式屬於統計模式，對於接近平均狀況之降雨強度有較好之估計結果，因此當降雨型態僅單純受颱風影響時，如賀伯颱風，其預報效果較佳。
- (2) 本研究為颱風降雨即時預報模式之初步研究，透過過山氣流數值模擬與降水參數化模式，瞭解風場與降雨分佈的關係。研究中將利用 NCSU/GFDM 模式 (the North Carolina State University Geophysical Fluid Dynamics Model)，模擬均勻風場受到平滑化之台灣地形作用時，其三維風場的分佈情形，再以 seeder-feeder cloud 概念模式，描述高層雲滴藉由碰撞與合併的作用，將低層雲滴沖刷至地面形成地形增量降雨的機制，建立受地形舉升效應之降水參數化模式。

關鍵詞：區域性模式、颱風降雨預報、過山氣流數值模擬、降水參數化模式

Abstract

There are two topics involved in this project:

- (1) A regional climatology model is proposed for quantitative forecast of typhoon rainfall. The model is for river basins where there are too few historical

hourly rainfall records of the rainfall stations to develop the single-station climatology model, such as the Wu Creek Basin. This model is a statistical one, it is therefore suitable for estimating the case while rainfall intensity is only affected by typhoon, such as Typhoon Herb(1996).

This paper presents preliminary results of airflow/mountain interaction and associated spatial rainfall pattern simulation study by a numerical model. 3D wind fields for uniform flow over smoothed topography of Taiwan are constructed using the North Carolina State University Geophysical Fluid Dynamics Model (NCSU/GFDM). The terrain-induced precipitation adopts the seeder-feeder parameterization model.

Keyword: regional climatology model, typhoon, quantitative forecast of typhoon rainfall, airflow/mountain interaction, spatial rainfall pattern simulation.

二、研究成果

本子計劃主要的研究成果有兩項，分別是：

- (1) 區域性颱風定量降雨氣候預報模式：針對烏溪流域等因雨量站歷史時雨量資料數量稀少，以致於無法建立可靠的單站颱風定量降雨氣候預報模式之問題，所提出的解決方案
- (2) 過山氣流數值模擬和降水參數化模式之初步研究：透過過山氣流數值模擬與降水參數化模式，瞭解風場與降雨分佈的關係。

三、區域性模式

區域性模式是以王時鼎[1983]所發展之颱風降雨預報模式之概念為基本架構，將歷史颱風中心位置落於某一空間範圍內對應的所有測站歷史颱風時雨紀錄值視為具有統計的均一性，一併使用進行空間分析，在此分析方法下，估計某一空間位置的降雨強度時，流域中所有測站的各個歷史時雨量資料皆有一個客觀權重，解決原本只考慮單一測站時，因本身的資料數量太少而無法計算客觀預報值的問題。

3-1 模式概述

資料處理與模式之流程概述如下：

- (1) 與王時鼎等(1986)與張志琳(1998)之模式相同，將模式分為比值法與平均值法。「平均值法」資料庫：記錄歷史颱風發生之時間、中心位置、中心最大風速、各雨量測站在當時之雨量記錄值。「比值法」資料庫：記錄歷史颱風發生之時間、中心位置、中心最大風速，以及各測站當時之降雨量除以中心最大風速，所得到的正規化比值。
- (2) 進行預報作業時，以中央氣象局所預報之颱風中心位置為圓心，取一半徑為 0.3° 的圓，將資料庫中所有位於此範圍內的資料篩選出來。
- (3) 假設當颱風中心落於此一範圍內時，其對於降雨量分佈的影響有著相同之特性，因此可利用各測站所篩選出來的時雨量或比值資料，分別製作半變異圖(semi-variogram)。
- (4) 利用柯利京法(Kriging Method)進行空間中某一測站或其他位置的降雨強度估計。

模式之流程示意圖請參考圖 1。

3-2 柯利京內插權重係數聯立方程組之簡化

區域性模式是將落於某一範圍的歷史颱風中心位置篩選出來，然後再找出與其對應的流域內所有測站之時雨量紀錄值，但各測站設置時間並不相同，因此所採樣之時雨量資料數目亦不同。

此外，利用此一方式所篩選出來的資料數量較多，使用柯利京法求取內插權重係數時，其矩陣維度也跟著變大，因此希望推導出一個矩陣維度較小的等價聯立方程組。

利用普通柯利京法求取空間中某一點(z_0)的估計值時，按照資料數量和空間分佈分為以下三種狀況，說明求取權重係數的方法：

- (1) 假設有兩個測站(A、B)，且各有 1 個觀測資料(z_1 和 z_2)，則以柯利京法求取內插權重係數之矩陣式如下：

$$\begin{bmatrix} \sigma^2 & \text{cov}(z_1, z_2) & 1 \\ \text{cov}(z_1, z_2) & \sigma^2 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}(z_0, z_1) \\ \text{cov}(z_0, z_2) \\ 1 \end{bmatrix}$$

其中 σ^2 為變異數， λ_1 、 λ_2 分別為 z_1 和 z_2 觀測值的內插權重係數， v 為 Lagrange Multiplier。

- (2) 假設有兩個測站，A 站有 2 個觀測資料(z_{11} 、 z_{21})，B 站有 1 個觀測資料(z_2)，則以柯利京法求取內插權重係數之矩陣式如下：

$$\begin{bmatrix} \sigma^2 & \sigma^2 - \delta & \text{cov}(z_{11}, z_2) & 1 \\ \sigma^2 - \delta & \sigma^2 & \text{cov}(z_{21}, z_2) & 1 \\ \text{cov}(z_{11}, z_2) & \text{cov}(z_{21}, z_2) & \sigma^2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} \lambda_{11} \\ \lambda_{21} \\ \lambda_2 \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}(z_0, z_{11}) \\ \text{cov}(z_0, z_{21}) \\ \text{cov}(z_0, z_2) \\ 1 \end{bmatrix}$$

其中， δ 為半變異圖與縱軸的截距，稱為金塊效應(nugget effect)。 z_0 之估計值，可表示為三個觀測值的線性組合：

$$z_0 = \lambda_{11} \cdot z_{11} + \lambda_{21} \cdot z_{21} + \lambda_2 \cdot z_2$$

以上四元一次聯立方程式，若使其前兩個方程式相減，可導出 $\lambda_{11} = \lambda_{21}$ 。令 $\lambda_1 = \lambda_{11} + \lambda_{21} = 2\lambda_{11} = 2\lambda_{21}$ ，則 z_0 之估計值可改寫為：

$$z_0 = \lambda_1 \left(\frac{1}{2} (z_{11} + z_{21}) \right) + \lambda_2 \cdot z_2$$

令 $z_1 = (z_{11} + z_{21})/2$ ，且將 λ_{11} 、 λ_{21} 合併後，矩陣式可簡化如下：

$$\begin{bmatrix} \sigma^2 - \frac{1}{2}\delta & \text{cov}(z_1, z_2) & 1 \\ \text{cov}(z_1, z_2) & \sigma^2 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}(z_0, z_1) \\ \text{cov}(z_0, z_2) \\ 1 \end{bmatrix}$$

同理，當 A 站有 n 個資料點，B 站有 1 個資料點時，其矩陣式可寫成：

$$\begin{bmatrix} \sigma^2 - \frac{n-1}{n}\delta & \text{cov}(z_1, z_2) & 1 \\ \text{cov}(z_1, z_2) & \sigma^2 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}(z_0, z_1) \\ \text{cov}(z_0, z_2) \\ 1 \end{bmatrix}$$

其中， $\lambda_1 = \lambda_{11} + \lambda_{21} + \dots + \lambda_{n1}$ ， $\lambda_2 = \lambda_{21} =$

$$= n_1, z_1 = \frac{1}{n}(z_{11} + z_{21} + \Lambda + z_{n1})$$

(3) 當有 P 個測站，且各測站分別有 n_1 、 n_2 、 n_3 、 n_p 個觀測資料時，同理可以推得權重係數矩陣式如下：

$$\begin{bmatrix} \sigma^2 - \frac{n_1-1}{n_1}\delta & \text{cov}(z_1, z_2) & K & \text{cov}(z_1, z_p) & 1 \\ \text{cov}(z_1, z_2) & \sigma^2 - \frac{n_2-1}{n_2}\delta & \Lambda & \text{cov}(z_2, z_p) & 1 \\ M & M & O & M & M \\ \text{cov}(z_1, z_p) & \text{cov}(z_2, z_p) & \Lambda & \sigma^2 - \frac{n_p-1}{n_p}\delta & 1 \\ 1 & 1 & \Lambda & 1 & 0 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ M \\ \lambda_p \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{cov}(z_0, z_1) \\ \text{cov}(z_0, z_2) \\ M \\ \text{cov}(z_0, z_p) \\ 1 \end{bmatrix}$$

其中， $\lambda_i = \lambda_{1i} + \lambda_{2i} + \Lambda + \lambda_{ni}$ ，

$$\lambda_{1i} = \lambda_{2i} = \Lambda = \lambda_{ni} = \lambda_i / n_i$$

$$z_i = \frac{1}{n}(z_{1i} + z_{2i} + \Lambda + z_{ni})$$
，for $i=1 \sim P$

因此，利用本研究推導之矩陣式所求得之內插權重係數，可反映各測站所使用之資料數量，且各站之時雨量資料經過平均之後，矩陣之維度大小將大幅縮減，可減低數值誤差、避免數值不穩定或計算時間過長的問題。

3-3 模式應用—以烏溪流域為例

烏溪流域內氣象局之雨量測站有翠巒、瑞岩、清流、長福、仁愛、凌霄、魚池、大肚城、北山、雙冬、中寮、六分寮、草屯、芬園、大坑、水滴，及台中等 17 站，而隸屬於水利處之測站有翠巒、清流、惠蓀、北山、六分寮、草屯、頭汴坑等 7 站。而日月潭站雖然不屬於烏溪流域範圍內，但由於雨量記錄觀測資料時間較長，並緊鄰烏溪流域，有助於模估計式其附近區域的降雨量，因此資料庫加入此一測站。

3-3.1 賀伯颱風

利用「單站」之颱風定量降雨預報模式，進行水利處清流站之賀伯颱風降雨強度驗證結果如圖 2。由圖中發現，清流站之歷史颱風時雨量資料數量稀少，且空間分佈不均勻，利用雙傅利葉函數進行資料的空間擬合後，因為雙傅利葉函數為週期函數的因素，導致模式在颱風發生的初期會產生不合理的降雨強度預報值的現象。利用本研究開發之「區域性模式」測試水利處清流站、水利處翠巒站、氣象局翠

巒站和水利處北山站等三個測站，於賀伯颱風期間之降雨強度預報值如圖 3 至圖 5，模式驗證時所使用之資料庫並不包含賀伯颱風，因此可視為模式預報之結果。由觀測值可知，約在 7 月 31 日晚間到 8 月 1 日凌晨賀伯颱風通過臺灣北部時，各測站之降雨觀測值達到尖峰。區域性模式之預報結果並不會產生如圖 2 的不合理現象，且不論是平均值法或比值法，對於降雨趨勢之掌握皆有著不錯之效果，而比值法因為多加了颱風中心最大風速為降雨的估計因子，所以較能反映賀伯颱風較大之降雨強度。

3-3.2 瑞伯颱風

中度颱風瑞伯於 1998 年 10 月 15 日來襲，在颱風路徑之分類是屬於北行颱風，此外，十月中旬已進入東北季風氣候，因此瑞伯颱風有顯著東北季風共伴的情形。圖 5 至圖 7 為水利處翠巒站、氣象局翠巒站和水利處北山站等三個測站於瑞伯颱風期間的觀測降雨量與模式之預報值時間序列圖。由翠巒、仁愛等站可發現觀測值有兩個尖峰值，依照颱風中心距離台灣的遠近推測，第一個峰值是因為颱風環流牽引、增強東北季風所產生的降雨，第二個峰值才是由颱風環流所帶來之降雨。模式對於瑞伯颱風的降雨量預報並不是非常理想，原因是本模式為氣候統計模式，對於類似瑞伯颱風共伴東北季風，不是單純由颱風所引起的降雨，利用颱風中心位置和中心最大風速作為預報自變數，不能反映共伴東北季風對於降雨強度的影響。

四、過山氣流數值模擬和降水參數化模式之初步研究

4-1 模式概述

4-1.1 過山氣流數值模式

本研究利用 NCSU/GFDM 模擬均勻風場受到地形作用時，過山氣流的三維風場分佈情形。NCSU/GFDM 為沿地形座標之三維數值模式，假設滿足靜力近似、Boussinesq 假設及不可壓縮之連續密度分層流。模式中以數值積分方式，解控制方程組，包括水平方向的動量方程、熱力方程、連續方程及垂直向之動量方程的靜水壓力近似式，得到三維風場、位溫及壓力

場分佈。

其中,水平(垂直)微分項以四階(二階)中間差分法展開。而時間微分項則以跳躍差分法展開,但第一時間步則是利用前差分法。模式中忽略科氏力效應,且假設流體為非黏滯流。

在沿地形座標系統中,下邊界條件為 $w' = 0$ 。上邊界條件為在計算範圍的頂部,設置一個人為的黏滯吸收層(Klemp and Lilly, 1978),稱為海綿層(sponge layer)。而側邊界條件為 Olanski(1976)的輻射邊界條件(radiative lateral boundary conditions)。

4-1.2 降水參數化模式

利用 Burgeron (1949,1965)seeder-feeder cloud model 的概念及 Bader and Roach (1977)所發展的數值模式為基礎,建立考慮地形影響之降水參數化模式。其中,本研究以三維風場描述氣流運動,且考慮水滴分子在降落的過程中,受到三維風場的驅動,而非垂直降落。

4-2 模式應用

4-2.1 過山氣流數值模式

首先,將台灣本島的實際地形資料,以高斯平滑化處理,得到平滑化的台灣地形。再利用 NCSU/GFDM 模式,模擬均勻氣流越過平滑化的台灣地形之三維風場分佈。

根據王時鼎等人(1998)對於侵台颱風流型的定義,當福祿數 $Fr (= U/NH)$, U 為上游風速, N 為 Brunt-Vaisala 頻率, H 為山高) ≤ 0.5 時,屬於阻擋流型,而 $Fr > 0.5$ 則為非阻擋流型。本研究選擇下列五種流況模擬均勻氣流越過地形之三維風場分佈情形:(一)均勻流為東風, $Fr = 1.3$; (二)均勻流為東風, $Fr = 0.5$; (三)均勻流為西北風, $Fr = 1.3$; 及(四)均勻流為西北風, $Fr = 1.0$ 。(五)均勻流為西北風, $Fr = 0.5$ 。

4-2.2 降水參數化模式

假設低層地形雲頂部之降雨率為 2.0 mm/hr,且低層地形雲的厚度為 5 km。利用過山氣流數值模擬結果之三維風場分佈、位溫及壓力場分佈,輸入降水參數化模式中,求得低層地形雲中之液態水含量、過山氣流之凝結率及雨滴降落過程中

隨氣流之移動情形,以模擬地面降雨量的分佈。根據過山氣流數值模擬之五種不同流況,利用降水參數化模式,模擬台灣本島之降雨分佈情形。

4-3 模式模擬之結果

4-3.1 氣流狀況

模擬結果發現當基本流為東風均勻流,且福祿數為 1.3 時(圖 9),流況為非阻擋流,氣流可過山。而地面流線在過山時,有側向偏移的現象。Wang et al. (1997)指出此現象是氣流過山時,由於氣壓梯度力而造成流線的偏折。另外,在地形的上游面區域風速隨著接近地形呈遞減,在下游面則隨著遠離地形呈遞增。當福祿數減小至 0.5 時(圖 10),上游面之區域風速變成負值,即有迴流區的存在,且迴流區往上游顯著發展。

當福祿數為 0.5 時(圖 10),流況為阻擋流,上游面有迴流區,而下游面有背風面渦旋的形成。由高層之水平風場分佈(圖 11),可發現在上游面沒有迴流區,而下游面的背風面渦旋較為接近內陸。因此,上游有高空停滯點,下游有背風面渦旋的形成。

當均勻流為西北風方向,且福祿數為 1.3 時(圖 12),此流況屬於非阻擋流。氣流過山而行,且受到地形而有偏移現象。因氣流過山在背風面形成強烈的下降氣流,且東岸較西岸陡峭,與例一之下降氣流相比,較為強烈。

圖 13 為福祿數 1.0 之西北方向均勻流的過山氣流數值模擬之地面水平風場。由地面水平風場可發現,在全區地形最高處的上游面有反向流的存在,而下游面無背風面渦旋的形成。但由較高層的水平風場中(未顯示),可發現氣流為越山而行,無反向流存在。故在此流況下,下層氣流繞山,而上層氣流則越山而行,屬於組合同型。

圖 14 為福祿數 0.5 之西北方向均勻流的過山氣流數值模擬結果。由地面水平風場可知,此流況屬於阻擋流,氣流為繞山而行。在地形的上游面有迴流區,在地形的下游面有較弱之背風面渦旋的形成。與相同福祿數之東風均勻流流況相比,上游的迴流區更向上游顯著發展。另外,在高層之水平風場分佈(圖 15)中,亦可發現在地形的上游面沒有迴流區存在,而在垂直

風場分佈(未顯示)中,地形的上游面有高空停滯點的存在。

4-3.2 降雨分佈

圖 16 為例一流況下,降水參數化模式模擬降雨量之分佈情形。在迎風面有氣流越山之上升氣流,形成水汽凝結現象,使得在迎風面有較大的降雨,最大雨量發生於山頂處。而背風面則因氣流越山形成強烈下沖流,產生水汽之蒸發現象,故背風面均為無雨或極小降雨量。在無地形作用地區,因氣流無舉升及下沉效應,故地面降雨等於大尺度上升運動所形成之高層雲的降雨率。

圖 17 為例二流況之降雨量分佈圖。由地面流線圖可知,上游面有迴流區,故上游面之降雨量均較小。而下游面形成背風面渦旋,且下沖流較不明顯,水汽蒸發現象較弱,故下游面之降雨量較例一為大,接近於高層雲的降雨率。而最大降雨量處,對照圖 11 之高層水平風場分佈,可發現其上空處,有背風面渦旋形成,因此,最大降雨量發生在山頂的下風處,而非山頂處。另外,在全區地形較低處,氣流仍可越山而行,此時迎風面之雨量大於背風面雨量。

圖 18 為例三流況之降雨分佈圖,因為非阻擋流,在迎風面有較大降雨,且最大降雨發生在山頂處。且西部山坡較緩,氣流越山時,有較多的時間凝結水汽,故最大降雨較大於例一。同樣的,因背風面為下降氣流,故均無降雨或小降雨。

圖 18 一為例四流況之降雨分佈圖,可發現上游面低層氣流受到阻擋處,降雨量較大。而上層氣流越山,最大降雨量則發生於山頂處。背風面則為上層氣流越山所形成的強烈下沖流,水汽蒸發現象明顯,因此,背風面均為無雨現象。與例三之降雨分佈比較因低層氣流受到阻擋,故迎風面之降雨量較小。

圖 18 二為例五流況之降雨分佈圖。因有明顯向上游發展的迴流區,而下游之背風渦旋亦較微弱,故全區無較大之降雨量分佈。

降水參數化模式模擬結果,在氣流越山的流況時,迎風面之降雨量較大,且最大降雨量發生在山頂處,而背風面幾乎無雨。但是,當氣流受到阻擋,甚至有迴流區存在時,迎風面之降雨量明顯減弱。若下游面有背風面渦旋形成,將使得最大降

雨發生在背風面,且背風面尾流區內的降雨量也略大於高層雲的降雨率。

由以上的模擬結果可知,降水參數化模式能夠描述,氣流受到地形舉升之水氣凝結現象,及下降氣流之蒸發現象。但是,本研究中降水參數化模式中水汽釋放之潛熱,並未回饋過山氣流數值模擬。由於過山氣流數值模擬並未考慮潛熱變化的情形,當氣流受到地形舉升時,水汽凝結所釋放的潛熱,並未反映在垂直風場上,故模式模擬氣流越山之垂直風場較弱,其水汽凝結率也相對較小,所以降水參數化模式模擬地形舉升所形成的增量降雨量亦較小。

五、結論與建議

5-1 區域性模式

經由烏溪流域的實例中可歸納以下三項結論:

- (1) 原本求解柯利京內插權重係數時,需使用多筆資料進行計算,且求解之矩陣維度較大,而利用本研究推導之柯利京內插權重係數式求解時,可使用各測站所取樣之資料的平均值作為該站的代表值,使矩陣維度大幅縮減,計算上更有效率。
- (2) 「區域性模式」可改善因單站之歷史時雨量資料不足,而無法建立可靠的颱風降雨量預報模式的問題,並可反應各測站的資料數量使用情形。
- (3) 本研究研發的區域性颱風降雨預報模式屬於氣候統計模式,對於接近氣候平均狀況之降雨強度有較好之估計結果,因此當降雨型態僅單純受颱風影響時,如賀伯颱風,其預報效果較佳,而對於類似瑞伯颱風共伴東北季風的情形,降雨強度預報的效果不佳。

5-2.1 過山氣流數值模擬和降水參數化模式之初步研究

- (1) 本研究中,過山氣流數值模式與降水參數化模式之間,互為獨立。且過山氣流數值模式為一乾模式,而降水參數化模式中降雨所產生的潛熱釋放沒有回饋過山氣流數值模式。因此,模擬結果迎風面之氣流舉升效應較為緩和,也沒有局部對流

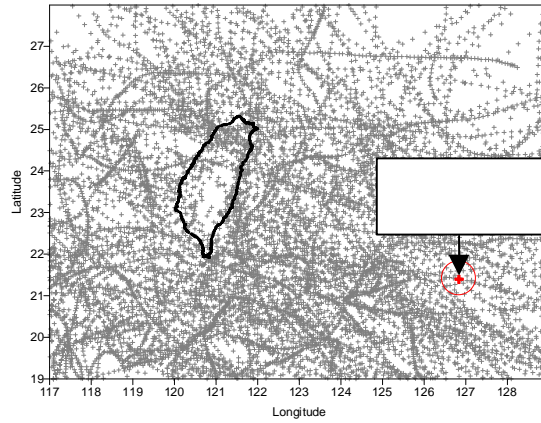
現象產生。未來應考慮結合兩模式，將降雨之潛熱釋放回饋至風場模式中，期望較適切的描述三維風場分佈。

- (2) 本研究為颱風降雨預報模式之初步研究。均勻氣流過山之數值模擬，在定性上能夠解釋颱風旋流遭遇台灣地形時可能的流況。但是颱風環流為一氣旋式氣流，與均勻氣流不相同，且有明顯之水平風切。將來考慮在均勻氣流過山之穩態流場中，植入一渦旋，求得其近穩態流場，以描述颱風旋流過山的流況。而颱風降雨，除了層狀降雨外，還包含局部對流所形成的強烈降雨，尤其在眼牆內部。因此，除了本研究中之層狀降水參數化模式，需納入對流降雨參數化模式，結合兩者才能有效的預報颱風期間之降雨量。

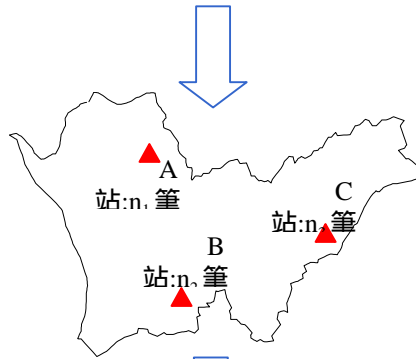
六、參考文獻

- (1) 王時鼎、顏清連、陳泰然、謝信良，1986，“臺灣颱風降雨特性及其預報研究(三)”，行政院國家科學委員會防災科技研究報告 74-51 號。
- (2) 張志琳，1998，“淡水河流域颱風面積定量降雨氣候模式預報之研究”，台灣大學土木工程研究所碩士論文
- (3) Bergeron, T. 1949. The problem of artificial control of rainfall on the globe: II. the coastal orographic maximum of precipitation in autumn and winter. *Tellus*, 1, 15-38.
- (4) Bergeron, T. 1965. On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Suppl., Proc. Int. Conf. on Cloud Physics, Tokyo 1965*, 96-100.
- (5) Bader, M. J. and W. T. Roach, 1977. Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 103, 269-280.
- (6) Carruthers, D. J. and T. W. Choulaton, 1983. A model of feeder-seeder mechanism of orographic rain including stratification and wind-drift effects.
- (7) Lin, Y. L. and T. A. Wang, 1996. Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J.*

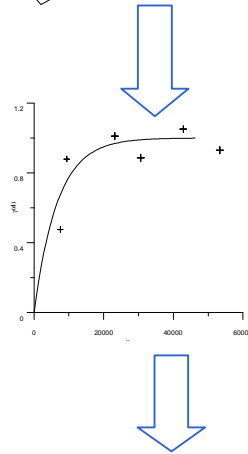
模式示意圖



+ : 歷史颱風之中心位置



找出資料庫中符合條件之測站降雨量資料



半變異圖

利用柯利京法進行降雨量空間內插

圖 1 區域性颱風定量降雨氣候預報模式之流程示意圖

等值圖:比值法經雙傅利葉函數套配後之結果
 綠色點:賀伯颱風之路徑

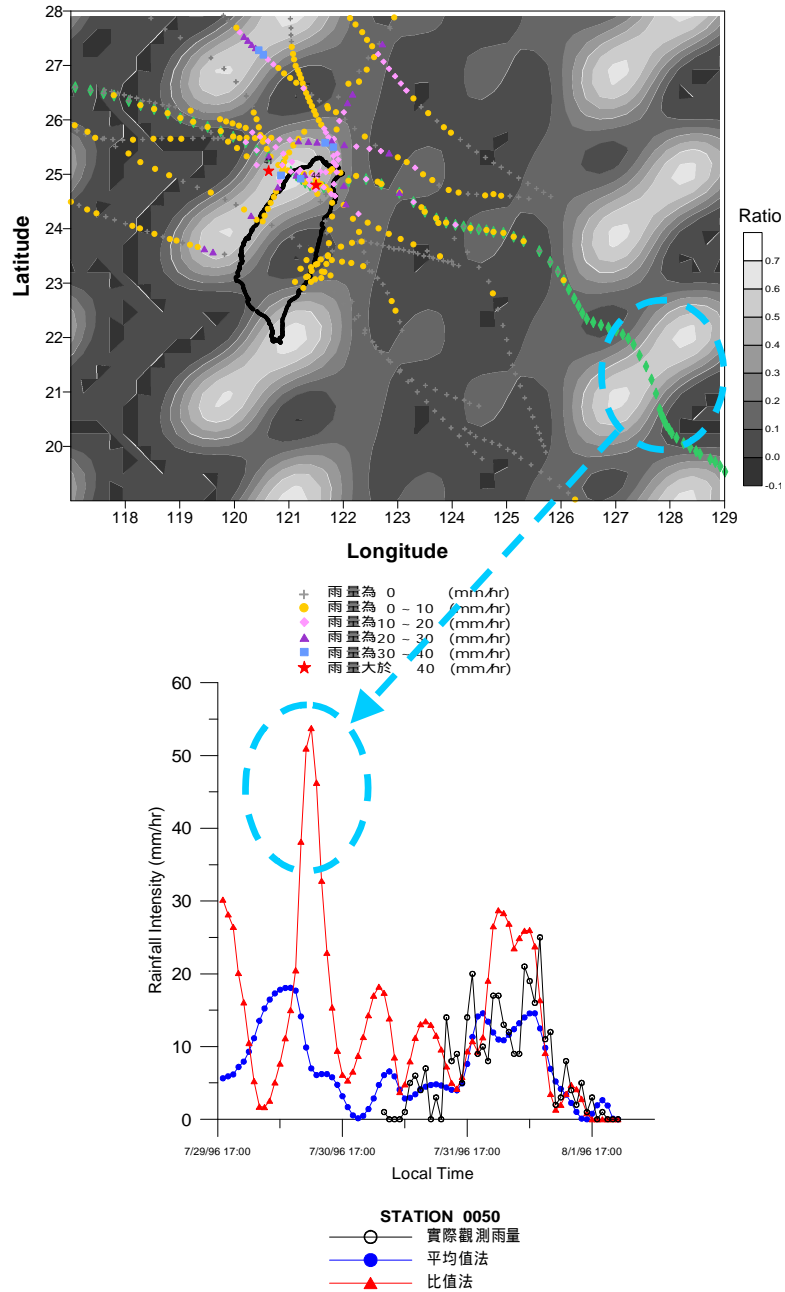


圖 2 清流站(水利處)利用單站颱風定量降雨氣候預報模式所得之賀伯颱風驗證結果

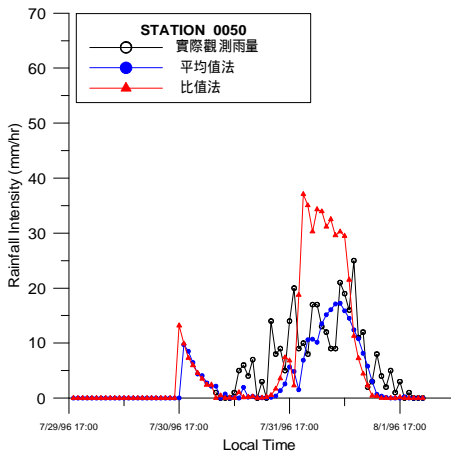


圖 3 清流站(水利處)賀伯颱風降雨量時間序列

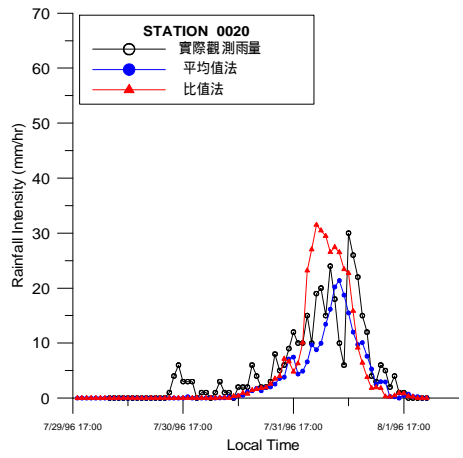


圖 4 翠巒站(水利處)賀伯颱風降雨量時間序列

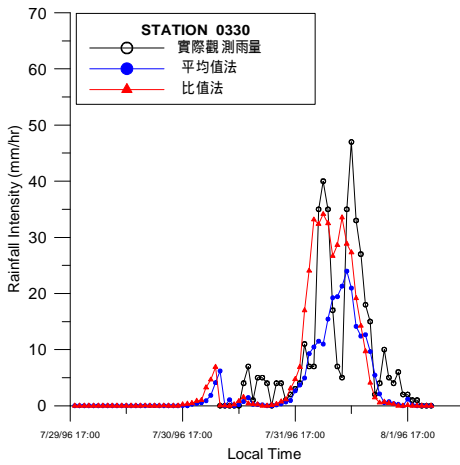


圖 5 北山站(水利處)賀伯颱風降雨量時間序列

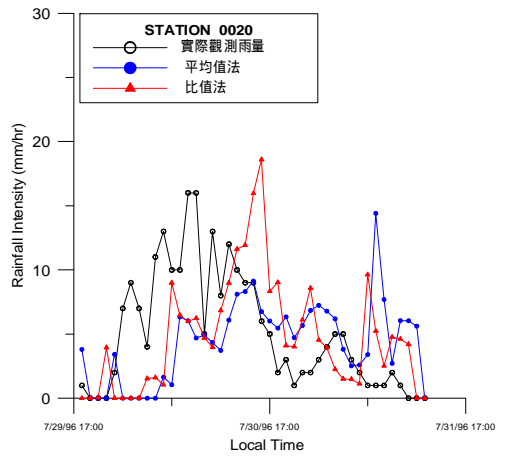


圖 6 翠巒站(水利處)瑞伯颱風降雨量時間序列

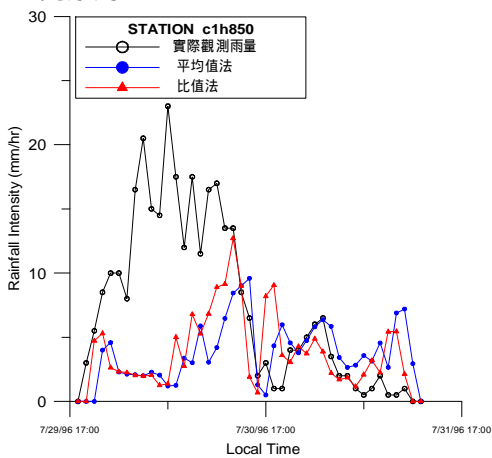


圖 7 翠巒站(氣象局)瑞伯颱風降雨量時間序列

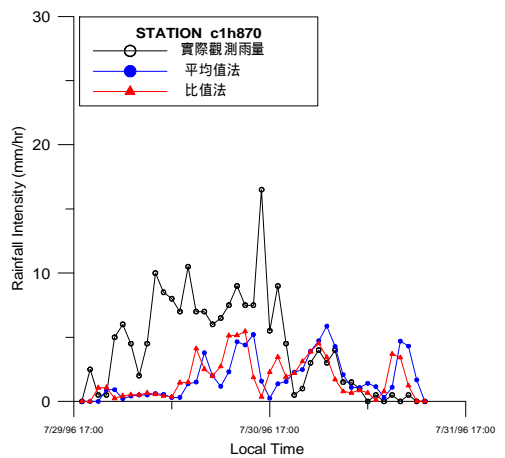


圖 8 仁愛站(氣象局)瑞伯颱風降雨量時間序列

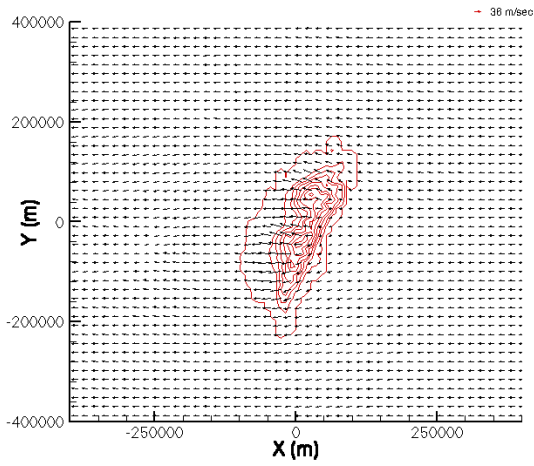


圖 9 例一($Fr = 1.3$)之地面層水平風場

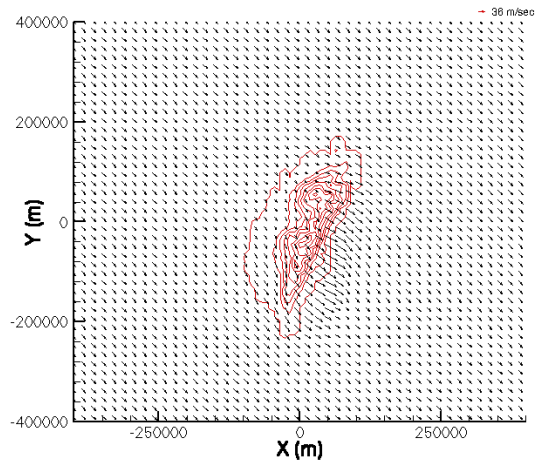


圖 12 例三($Fr = 1.3$)之地面層水平風場

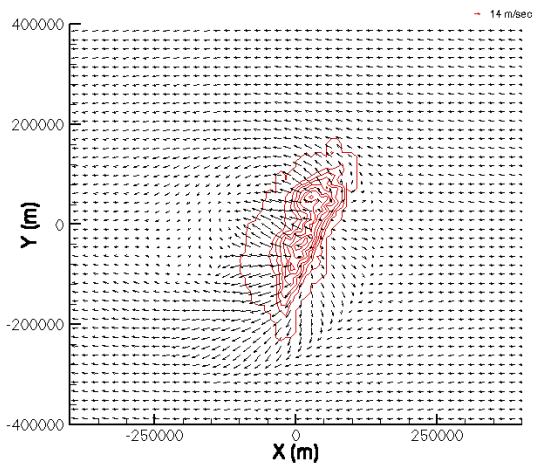


圖 10 例二($Fr = 0.5$)之地面層水平風場

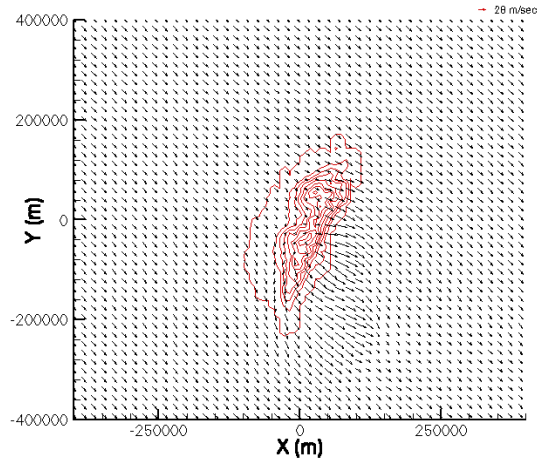


圖 13 例四($Fr = 1.0$)之地面層水平風場

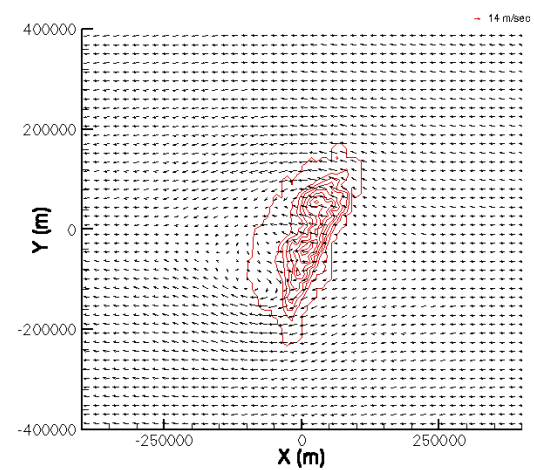


圖 11 例二($Fr = 0.5$)於 $t = 1145$ m 之水平風場

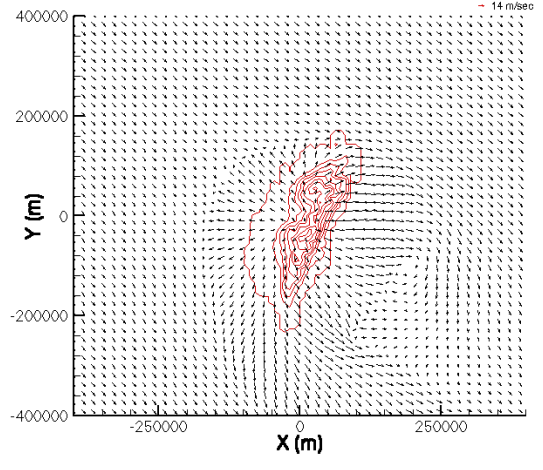


圖 14 例五($Fr = 0.5$)之地面層水平風場

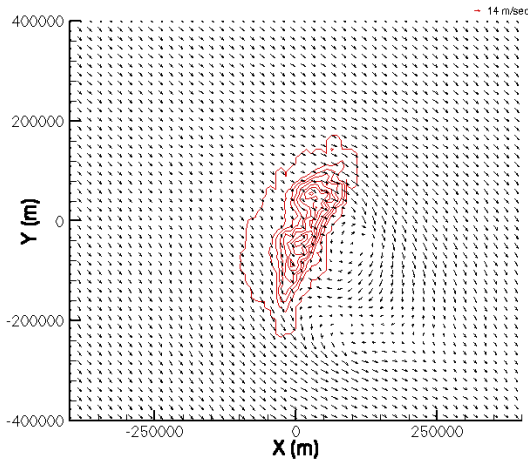


圖 15 例五($Fr = 0.5$)於 $t = 1145$ m 之水平風場

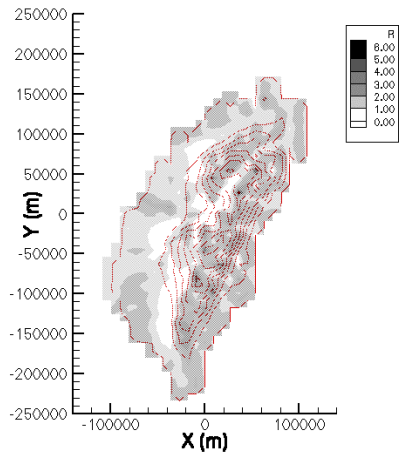


圖 16 例一之降雨分佈圖

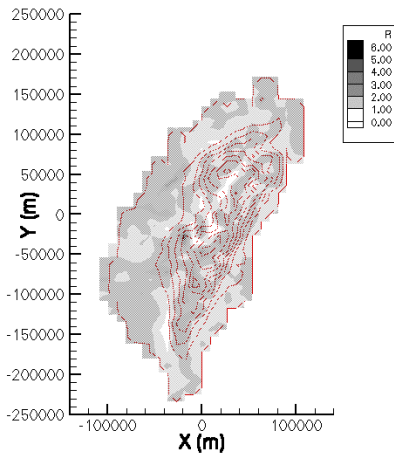


圖 17 例二之降雨分佈圖

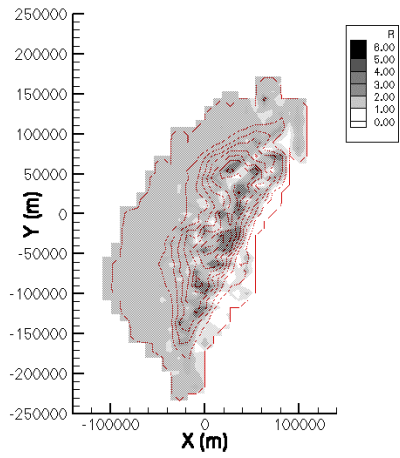


圖 18 例三之降雨分佈

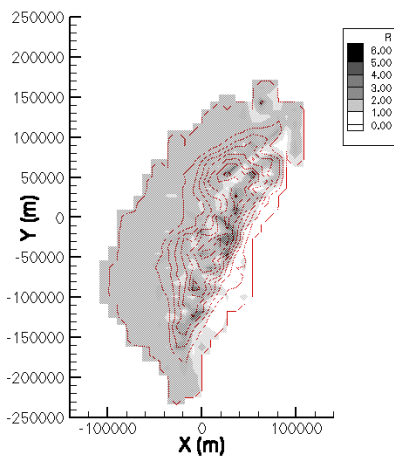


圖 19 例四之降雨分佈圖

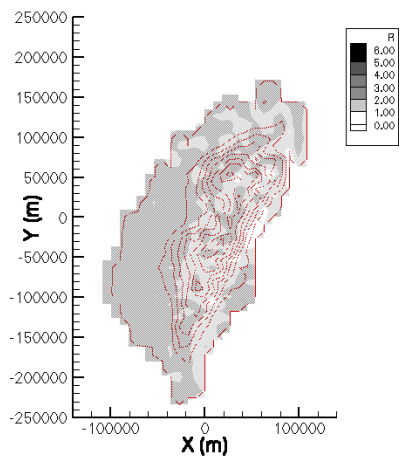


圖 20 例五之降雨分佈