

台灣地形降水的數值模擬

蔡清彥

國立台灣大學大氣科學系

滕春慈

中央氣象局資訊測站

宋樹才

美國伊利諾大學大氣科學系

(中華民國七十三年十二月二十八日收件)

摘要

台灣的地形高聳且南北橫互在台灣的中央。當大範圍環境氣流是潮濕且不穩定時，受到地形的影響往往造成暴雨成災。由數值模擬的結果發現當綜觀場是潮濕不穩定的西風至南風時，氣流受到地形的阻擋在中南部可以形成三個降水中心（台中山區、嘉義山區及南部山區）。降水中心及範圍和垂直速度中心及範圍相當一致。此垂直速度的形成不完全是氣流受到地形的抬升所造成。氣流遇到地形後有繞著台灣南北成氣旋式與反氣旋式環流的趨勢，形成了速度的輻散與輻合也影響了垂直速度的大小與分佈。就是由於此因素所以在西風至南風的範圍內，風向的改變對降水分佈的影響不大。又積雲發展後，潛熱的釋放也增加了垂直速度及其範圍。

一、前言

中尺度系統可以引發劇烈天氣，造成非常嚴重的災害。例如：洪水、風暴……等。但是由於研究工具的限制與中尺度系統之觀測資料有限，使得我們對於中尺度現象以及其與所在大範圍環境間的關係所知有限。容量大，速度快的計算機發展成功之後，數值模擬的方式成為我們對中尺度現象研究之有效工具。

Smith (1979) 將中尺度現象依照引發的機制分成二大類：

(一) 地形強迫的中尺度現象。例如：海陸風、山谷風等。因為強迫因子——地形——是固定不動的，所以這一類的中尺度現象較易模擬，是我們最早開始模擬的中尺度現象，使得我們對這一類的中尺度系統瞭解也較多。

(二) 綜觀尺度所引發的中尺度現象。例如：颱風、颶風等。這一類的中尺度現象是因為綜觀尺度不穩定造成的。因為綜觀尺度隨著時間、空間不斷的在改變。這一類的中尺度現象較難模擬。

台灣的劇烈天氣中以中尺度降水（暴雨）造成

洪水的災害最大，同時也是發生頻率較高的災害。這種中尺度降水的引發機制有二：一是伴隨中尺度系統而來的中尺度大降水。例如：颱風、滯性雲帶內的高聳雲團、颶風環流等。二是地形效應引發的中尺度大降水。由於地形粗糙度不同或者是熱容量不同引發的中尺度系統，並不會帶給台灣中尺度大降水。這裏的地形效應是指大氣呈現條件性或對流性不穩定且低層含有豐富水汽時，地形的阻擋造成垂直運動，釋放不穩定度造成中尺度大降水。尤其是颱風在北部海上掠過後引進大量的潮濕不穩定西南氣流時，往往造成台灣中南部的劇烈中尺度降水。

在中尺度降水現象中，國內學者對於颱風造成的中尺度降水研究最多。有統計分析颱風路徑與降水區域及降水量的關係者。例如：李富城與馬汝安（1982），蔡清彥與周根泉（1982）等。也有尋求某次颱風暴雨機制者。例如：劉昭民（1982）、丘台光、廖學諭與洪理強（1982），張儀峰、林沛練、徐天佑與劉廣英（1982）等。有尋求一般性颱風暴雨機制者。例如：王時鼎、趙友慶與沈秀蓉（1982）、俞家忠（1982）、王時鼎與王忠山（1981）等。此外也有些學者是專門分析

台灣暴雨區者。例如：曲克恭與劉廣英（1982）。還有些學者是就移動性中尺度系統引發的暴雨做研究。例如：陳新翎（1982），許廣南（1982）。但是由於觀測資料時間的限制與觀測站的分佈過疏，從這樣的觀測資料要用來直接分析中尺度系統與暴雨的關係，非常困難。這也是截至目前為止，大部份的分析僅止於統計分析的原因。為了突破這種觀測資料的不足，我們採用數值模擬來研究台灣地區中尺度降水現象。由於這是初次使用三維的模式作數值模擬，我們選擇較容易模擬且經常構成台灣災害的天氣狀況作為研究對象。此研究對象是潮濕不穩定的大尺度系統被地形阻擋抬升後造成的中尺度降水現象。以民國70年9月初造成中南部普遍大雨現象為模擬選取的個案。研究地形造成的降水分佈情況，同時研究引發垂直運動造成中尺度降水的機制。

二、民國70年9月初綜觀天氣情況

民國70年8月底，9月初艾妮絲颱風掠過台灣的東北海面，移過緩慢。此時不僅颱風本身的雲雨帶籠罩整個台灣。而且也引進了大量的西南氣流，使得當時的環境非常的潮濕與不穩定。從9月1日起至9月4日艾妮絲颱風消失，中南部一直籠罩在大雨中，日雨量都非常多。當時大氣已具備發生對流性風暴的必要條件，包括（I）存在不穩定度。（II）低層有豐富的水汽存在。（III）風通常向上順轉。因此對流性風暴的發生只要存在中尺度系統或地形造成的垂直速度就可以釋放不穩定度形成對流性大雨。因為陣雨持續的在中南部發生，所以地形一定有其影響力。這裏我們要研究地形對氣流的阻擋與抬升作用，以及其對降水分佈的影響，藉以討論此次中南部大雨地形的重要性如何。

三、數值模擬

我們採用70年9月2日1200Z馬公的探空資料為初始場，利用Mathur（1982）的區域性原始方程模式作數值模擬。為了排除其它中尺度系統的作用，僅單純的研究地形效應所引發的中尺度



圖1：個案1的初始場分佈。

降水，簡化初始場為正壓的情況，即等壓面就是等溫面，等比濕面與等風向、風速面。詳細情況參考圖1。為了瞭解積雲熱效應產生的影響及不同風向時降水的分佈，我們總共處理了4個個案。第一個個案如同圖1的初始場。第二個個案如同個案一的情況，但是水汽混合比都給零。第三個個案如同個案一，但是風向順轉20度。第四個個案如同個案一，但是風向逆轉20度。因為我們主要的研究是地形阻擋與抬升效應所引發的對流性風暴，所以沒有考慮下邊界層內的熱、水汽及動量的傳送。另外由於研究範圍小，且時間短也忽略科氏效應。

這次的模擬水平方向採用 79×31 個網格點，垂直方向取10層。網格點的水平距離是40km。為了要用靜力模式模擬，又為了要研究台灣地形造成的中尺度降水分佈情況。於是將台灣地形水平距離放大，即是每20km讀取的地形高度資料變為每40km的地形高度資料（圖2）。地形是放在模式的中央，就是在 $I = 31$ 至39及 $J = 13$ 至19的網格點上放台灣地形高度，離開邊界很遠則邊界上的反射波不會影響我們的研究結果。同時希望大範圍環境一直處在潮濕與不穩定的情況下，所以在邊界上的變數都是固定不變。

圖3是0至3小時的累積分佈。由圖看出有三個降水中心，位置大致在台中的山區，嘉義的山區及南部的山區，由於初始資料沒有中尺度系統存在

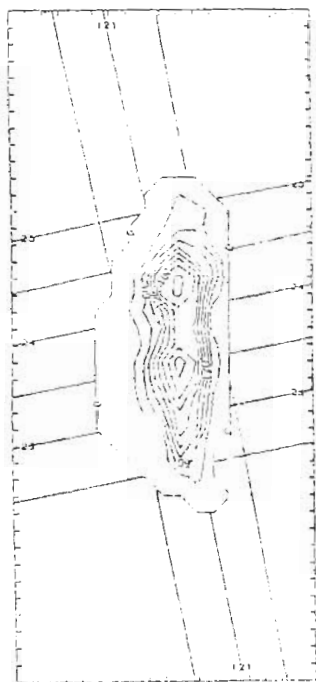


圖 2：台灣水平地形圖（以 300 公尺為間距）。



圖 4：3 小時的 700 毫巴的垂直速度場，中部最大垂直速度是 70 cm/s，南部最大垂直速度是 60 cm/s。（最大值是 70 cm/s，最小值是 -50 cm/s，間距是 10 cm/s）。



圖 3：積分 0—3 小時的三小時累積降雨量。中部的最大雨量中心是 60 mm/3 h，南部的最大雨量中心是 35 mm/3 h（間距是 5 mm）

因此降水中心乃由地形效應所造成。圖 4 為模式 3 小時預測之 700 毫巴垂直速度分佈圖，由此圖可知降水區域與降水中心位置和上升運動區域及上升運動中心位置十分一致。圖 5 則為利用初始氣流場直接計算爬山效應造成的垂直速度 ($W = -V \cdot \nabla h$, h 是指地形高度)。此垂直速度之分佈與圖 4 者並不十分一致。圖 6 為利用 3 小時預報之氣流直接計算爬山效應造成的垂直速度，這和實際垂直速度的分佈就較類似了。由圖 4、5、6 之比較得知，氣流遇到山脈的阻擋後，不僅沿著山脈爬升同時也有繞山的運動發生，因此後來爬山造成的垂直速度分佈並不是初始氣流爬山造成的垂直速度分佈。若認為初始氣流的最大爬山速度區就是真正的最大垂直速度區是不正確的，氣流被迫繞山後的垂直速度並不是如此單純。仔細比較圖 6 與圖 4，發現氣流沿著山脈爬升造成的垂直速度值較小，顯示氣流沿著山脈爬升造成的垂直速度並不是山脈唯一引發垂直速度的機制。山脈改變了氣流的型式，形成輻合與輻散區也是引發垂直速度的一大原因。由模擬中看出山脈引發的垂直速度並不是我們想像的那麼簡單。

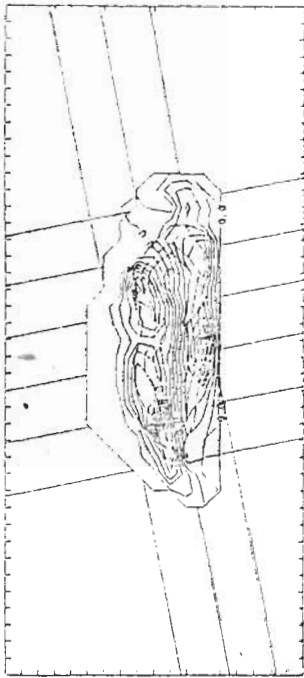


圖5：初始氣流場爬山的垂直速度場（ $\sigma = 1$ 上的氣流）。中部最大垂直速度是 49 cm/s，南部最大垂直速度是 56 cm/s（最大值是 56 cm/s，最小值是 -63 cm/s，間距是 7 cm/s）。

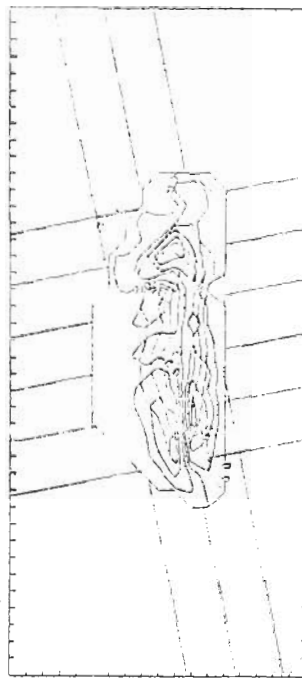


圖6：3小時氣流場爬山的垂直速度場（ $\sigma = 1$ 上的氣流）。中部垂直速度是 24 cm/s，南部垂直速度是 28 cm/s。（最大值是 28 cm/s，最小值是 -32 cm/s，間距是 8 cm/s）。

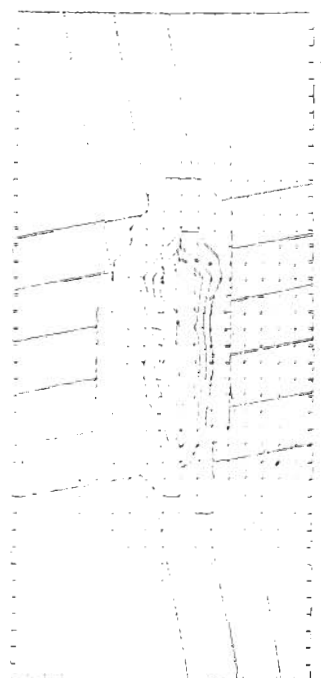


圖7：3小時700毫巴氣流減去初始氣流場。（南邊有氣旋式環流，北邊有反氣旋式環流）。

不僅爬山、繞山的運動共同影響垂直速度的大小，同時氣流型式引發的輻合也可以影響到垂直速度的分佈，山脈的效應非常的複雜。

爲了瞭解地形改變環流的部份，將3小時的氣流場減去初始的氣流場，發現山脈會迫使氣流環繞著南北旋轉在北邊形成反氣旋式及南邊的氣旋式環流（圖7）。就是如此的改變環流型式使得垂直速度的配置和原始氣流的爬山造成的垂直速度相差很大。

希望瞭解對流系統發展後，對環境的影響。繼續積分到12小時。圖8是9到12小時的3小時累積雨量分佈。降水型式除了南部雨量加大及降水區域擴大外並沒有多大的改變，尤其是中部的降水型式變化極小，又比較個案一與個案二的垂直速度發現個案一的垂直速度均較個案二者爲大。可見積雲發展後，潛熱的釋放可以增加垂直速度外，還有

的影響就是增加南部的降水範圍。同3小時的處理，也將12小時氣流場減去初始氣流場，發現釋放熱效應對氣流的影響是加強了南部氣旋式環流的範圍及風速。除此之外整個環流的變化不大尤其是中部地區，幾乎沒有變化（圖9）。

爲了詳細了解積雲的熱效應如何影響環境氣流，分析了溫度及高度場。溫度及高度在降水中心附近的變化量並不大，在積分1小時時，上升運動中心溫度較低，此現象後來才逐漸消失。主要是因爲地形效應先有上升運動的絕熱冷卻，然後才有積雲的潛熱釋放。而後者將增加輻合使得垂直速度增加，最後垂直速度產生的絕熱冷卻大部分和潛熱的效應抵銷，所以溫度淨變化量並不十分明顯。因此最大上升運動中心並不是最大增溫區。由於郭氏積雲參數化的特徵是在500至300毫巴之間有最大的淨加熱（Anthes, 1977）。在低層，潛熱的釋

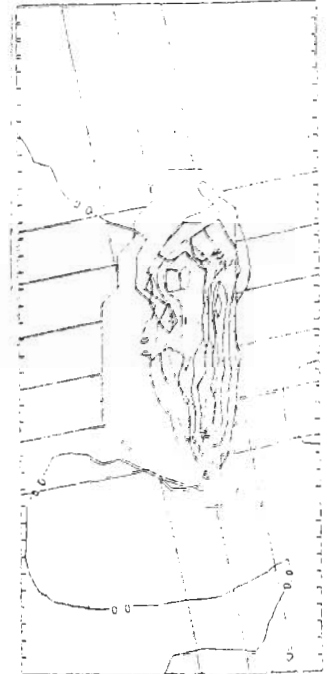
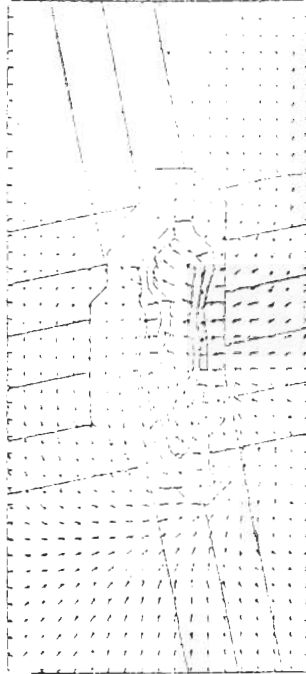
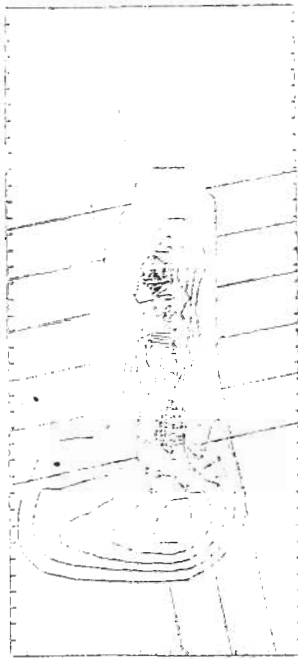


圖8：9至12小時累積雨量分佈，圖9：12小時700毫巴氣流減去初始氣流場。（南邊反氣旋式的環流範圍擴大，風速加大）。圖10：12小時700毫巴溫度分佈（減去平均值），最大降水中心冷卻，南方海面增溫。（700毫巴上的淨增溫非常微弱）

放較高層少，所以在700毫巴上最大垂直速度區（最大降水區）甚至是冷卻區，而在台灣南方海面因為地形影響形成氣旋式環流，有較微弱的上升運動，反而此區有最大淨加熱效應（圖10, 11, 12）。在500毫巴上有明顯的增溫效應，由靜力關係可知低層有低壓形成，高層有高壓形成（圖13, 14）。由於郭氏積雲參數化是在500毫巴上至300毫巴之間有最大加熱率所以高層高壓的形成較快且較明顯。700毫巴上氣壓變異的型式和300毫巴上相似，但為較微弱的低壓（圖未示）。高層輻散的增加與700毫巴上低壓的形成將增加底層的輻合效應，因此有更強及範圍更廣的氣流作氣旋式旋轉，地形的影響藉著低壓的形成擴大範圍。又地形的強迫效應不變，所以12小時氣流變量的型式和3小時氣流變量的型式不變，除了擴大氣旋式渦流的範圍及風速的加強。至於中部地區地形不能造成如同南部地形般的有利環流，所以上述的有利條件都不發展，降水的型式及範圍就沒有什麼變化了，幾

乎呈現穩常的狀態。這裏可以下一結論是，積雲發展後影響環境的大小，主要是和有沒有淨加熱效應有關，也就是說和氣流被地形阻擋與抬升後的型式有非常大的關係。

因為氣流被地形被迫轉向的作用非常明顯，因此最大垂直速度的產生就不是和初始風向有很大的關係，反而當風向是某一個範圍內時，最有利的垂直速度區都在同樣的地方，以致於最大垂直速度並沒有很大的改變。所以降水的型式在個案三與個案四的模擬中並沒有明顯的改變。結論是在西風至南風的大範圍風場時，降水的區域都同此個案一模擬的結果。

分析8月31日到9月4日之間每3小時實際降水分佈圖，發現在迎風面上是降水區，同時又看到降水的時間非常長，因此斷定這次的降水機制中地形一定佔有非常重要的地位。分析降水的型式和我們模擬的結果非常相似，這可以相互應證我們模擬的正確，也可以肯定9月初的這次中南部大雨，

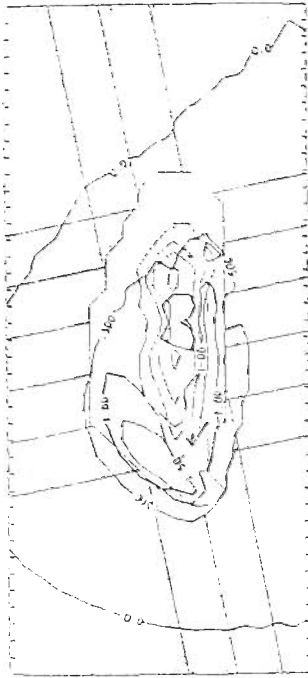


圖 11: 3小時 500毫巴溫度分佈 (減去平均值), 最大增溫率在最大降水中心。(淨增溫率在 500毫巴上較明顯)

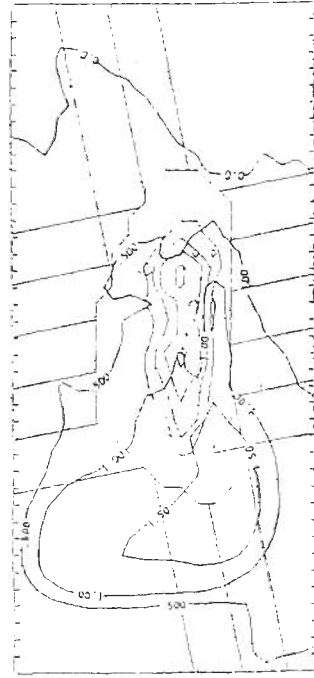


圖 12: 12小時 500毫巴溫度分佈 (減去平均值)。



圖 13: 3小時 300毫巴重力位高度分佈 (減去平均值), 高壓的形成較 700毫巴上的低壓明顯。

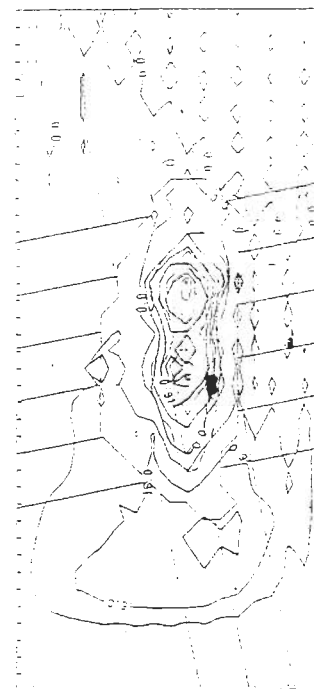


圖 14: 12小時 300毫巴重力位高度分佈 (減去平均值), 高壓的範圍和 500毫巴上的淨增溫區一致。

地形是非常重要的引發機制。但是仔細分析降水的型式，發現實際降水的型式會在迎風面的山區與平原之間移動，這是我們模擬中沒有的現象。是積雲尺度間的交互作用造成水區的移動？亦或是大範圍風場風速的大小可以影響降水中心？還是大範圍環境存有中尺度系統和地形共同作用下造成的？這些仍是我們不清楚的部份，需要進一步研究後，才能逐漸有解答。

四、結 論

本文利用數值模擬研究地形效應造成的中尺度降水機制，發現在低層盛行西南氣流的情況下，可以造成三個降水中心，而此三個降水中心與模式預測之上升運動中心十分一致。但是垂直運動並不完全由地形抬升所造成，氣流繞山運動以及積雲潛熱釋放作用均有重要貢獻。因此之故，大範圍氣流風向在西風至南風之間，降水分佈情形均十分類似。

在降水中心一帶，由於地形效應應先造成上升運動，有絕熱冷卻的作用，因此在預測 1 小時以前該中心附近為氣溫較低的區域，後來才有積雲潛熱釋放作用，但又增強上升運動及絕熱冷卻作用，因此後來三個降水中心一帶之氣溫均沒有顯著較暖的情形發生。

由於實際觀測降水中心與數值模擬者十分接近，因此此次艾妮絲颶風帶給中南部普遍的大雨是受到地形效應造成之上升運動釋放不穩定度。移動性中尺度系統或是積雲尺度間的交互作用在這次大雨中的重要性可能就較小了。

參考文獻

- 王時鼎、王忠山，1983：台灣區域有關颶風之中小尺度暴雨之初步研究。大氣科學，10, 99 - 114。
- 王時鼎、趙友壘、沈秀蓉，1982：台灣颶風降水特性之研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，175 - 208。
- 丘台光、廖學謙、洪理強，1982：民國 70 年 5 月 28 日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，233 - 247。

- 曲克恭、劉廣英，1982：台灣地區豪雨及暴雨分佈之研究。氣象預報與分析，72, 30 - 55。
- 李富城、馬汝安，1982：颶風路徑與台灣雨量分佈之研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，163 - 174。
- 俞家忠，1982：通過台灣北部海上颶風與台灣中南部豪雨之初步研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，91 - 110。
- 許廣南，1982：初冬中尺度氣壓系統及其對台灣北部天氣之影響。中範圍天氣系統研討會論文集編，273 - 304。
- 陳新翎，1982：馬公地區變線型雷雨分析與預報。中範圍天氣系統研討會論文集編，249 - 255。
- 張義峰、林沛練、徐天佑、劉廣英，1982：局部暴雨特性之分析研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，317 - 328。
- 蔡清彥、周根泉，1982：颶風路徑與台灣地區之風速及雨量分佈。中範圍天氣系統研討會論文集編，209 - 221。
- 劉昭民，1982：九三豪雨之因素探討。中範圍天氣系統研究會論文集編。225 - 232。
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, Mon. Wea. Rev., 105, 270 - 286.
- Mathur, M. B., 1982: Further experiments with quasi-lagrangian prediction model: Effect of high vertical resolution. NMC Office Note 260, 10pp.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. Advances in Geophysics, Vol. 21, 187 - 230.

The Effect of Topograph of Taiwan on Precipitation
by Numerical Simulation

Ching-Yen Tsay

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Chung-Tsyr Terny

Central Weather Bureau

Su-Tzai Soong

Department of Atmospheric Sciences
University of Illinois U. S. A.

ABSTRACT

The central mountain range of Taiwan is very steep and is the major factor causing terrenal rainfall in Taiwan. In this study, the effect of topography on precipitation is simulated by a meso-scale numerical model developed by Mathur in 1982. It is found that, under the influence of southwest monsoon in summer, there are three major precipitation centers in central and southwestern Taiwan. The precipitation centers coincide with the centers of upward motion. The vertical motion is caused not only by prevailing upslope wind but also by mountain induced low-level convergence. The precipitation pattern is similar for the prevailing wind direction varying from the west, the southwest, to the south. It is also found that the upward motion will be enhanced by latent heat release of cummulus convection.