

# 南台灣夏季午後對流之數值實驗

林熿閔  
中央氣象局  
氣象衛星中心

郭鴻基  
台灣大學  
大氣科學研究所

## 摘要

本研究的目的是在於探討南台灣地區夏季午後對流系統的激發機制，我們利用科羅拉多州立大學的三維非靜力模式 (RAMS)，以5公里水平解析度的嵌套網格(Nested Grid)作數值實驗，探討激發午後對流的動力強迫機制及影響此機制的主要因素。綜合觀測及模擬的結果顯示，低Fr(Froude Number)氣流配合地表加熱過程，在背風面的山坡上形成的輻合帶為激發午後對流的主要機制。

數值實驗的測試結果顯示，風速增強不利北部及山區對流的發展，環境風速愈強，降雨愈近平地及海上。科氏效應會加強南邊的輻合強度，有利對流在南部發展。弱東風時，對流由近山頂的輻合帶所激發，此輻合帶主要是由過山氣流與背風面的逆向迴流輻合而成，主要降雨分布在較高的山區斜坡。強東風時，對流由高雄附近的輻合區所激發，此輻合區主要是由繞山氣流輻合而成，主要降雨分布在近平地的斜坡及海上。

## 一、前言

本文的目的在於探討南台灣地區，夏季期間在微弱綜觀強迫的環境條件下，影響午後對流發展的動力強迫機制及影響此機制的相關因素。我們的主要論點為，由於地形效應的影響，午後對流傾向於發生在環境氣流的背風面且位置偏左；換言之，在東風的環境下，午後對流大多發生在中央山脈以西的中南部地區(林, 1997)。

夏季期間，台灣地區在太平洋副熱帶高壓籠罩之下，中低層的環境風速大都低於 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，大氣平均穩定度(Brunt Vaisalla Frequency) $N \approx 0.01 \text{ s}^{-1}$ ，玉山高度超過3900公尺，估計 $Fr \approx 0.13$ ，可見台灣地區夏季午後對流是一個低Fr氣流的問題。

根據林與郭(1996；1997)的研究顯示，環境風場屬微弱東風時，主要對流發生在中南部地區，在東風的環境下，即使探空資料顯示，北部的熱力條件比南部地區更不穩定，但北部發生午後對流的機會(或強度)仍遠小於南部地區。可見局部地區的動力，對於預報對流的發生與否及南北分布，可能也具有決定性的因素。

例如圖1為1996年7月23日09UTC的紅外線衛星雲圖及地面風。探空資料(圖略)顯示，台灣地區中低層幾乎都是吹東風，風速約在 $5-10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之間，屬於較強的環境東風，整個台灣地區的熱力條件都具有明顯的條件性不穩定，非常有利對流發展。由圖1的地面觀測資料顯示，從台灣東部各測站的風標，可以很看出，環境東風在迎風面受中央山脈地形阻擋，氣流分向南北繞山而行。台灣西部的觀測

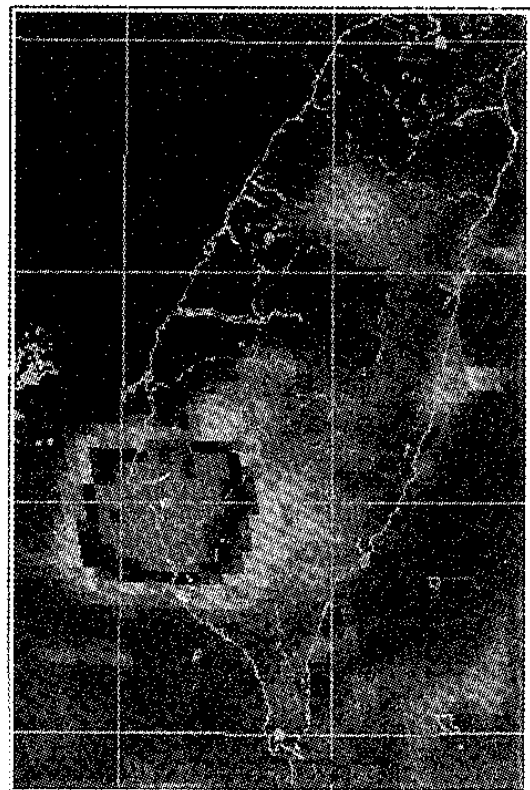


圖1. 1996年7月23日09UTC的IR雲圖及地面風。

資料顯示，氣流在南部地區輻合，所以對流只發生在南部地區，且集中在台南高雄沿海，北部地區並沒有對流發生，可見較強的東風不利北部的對流發展。

本文將以不含水汽的乾模式模擬理想橢圓地形，以探討環境東風和地形所產生的局部環流以及為何有利對流發展的動力強迫機制發生在背風面且

偏左(南)。然後再以濕模式模擬實際台灣地形，測試對流的分布如何隨環境風速而改變。

## 二、模式簡介與模擬設計

本研究採用科羅拉多州立大學(CSU)的區域大氣模式系統(RAMS)，此模式為三維非靜力模式，垂直方向採用隨地形 $\sigma_z$ 座標。有關此模式所使用的動力與熱力方程式及詳細的數值方法可參考Tripoli and Cotton(1982)。

本研究採用兩層嵌套網格，以台灣本島為中心，台灣本島以外的區域均視為海洋，粗(細)網格點數35x39(56x92)，網格間距15(5)公里，模式範圍510公里x570公里(275\*455)。垂直方向共41層，網格間距由最底層的250公尺，以1.05的比例向上逐漸拉大，直到網格間距超過750公尺為止，以上維持等距。此模式為交錯網格，所以最底層離地表約123.5公尺，最頂層高度約22732公尺，但最上面10層(約15982公尺以上)為瑞利磨擦層(Rayleigh friction layer)，用來吸收往上传送的重力波。本研究不考慮輻射過程及地表特性的差異，也不考慮地表水汽的蒸發過程。雲物理參數化只包含雲、雨過程，不含冰相。

我們所採用的地表加熱方式，是以模式最底層(123.5公尺)的氣溫與土壤溫度的差值 $\Delta\theta$ 計算地表熱通量， $\Delta\theta$ 會隨時間及雲量而改變，陸地的加熱不考慮地表特性及地形高度的差異，海水溫度與模式最底層溫度相同，即海上的 $\Delta\theta$ 設為0。

模式採用水平均勻的初始場，熱力及水汽場採用的1994年7月5日00UTC略作調整後綠島探空，風場簡化為東風，若有低層風切，則3000公尺以下的風速線性遞減到地面為零。風速在前半小時內由零遞增(spin up)到全風速，此後才開始加熱，即模擬開始前半小時，不含地表加熱的過程。本研究所使用的下午二時最大 $\Delta\theta_0 = -5^\circ\text{K}$ ，表示下午二時土壤溫度較大氣溫度高 $5^\circ\text{K}$ 。其他相關參數設定可參考林(1997)。

## 三、強迫機制探討

為了簡化問題，我們暫時不考慮濕對流和動力強迫機制之交互作用，只利用乾模式探討激發對流的強迫機制及科氏效應的影響。我們先將複雜的台灣地形簡化為理想對稱且沒有海陸對比的橢圓地形，以探討氣流受此橢圓地形影響的流場變化，並測試科氏力在此過程中所扮演的角色。模擬結果的比較將著重在，與激發對流有關的低層局部環流特性的差異，如低層輻合區的分佈與強度變化等。

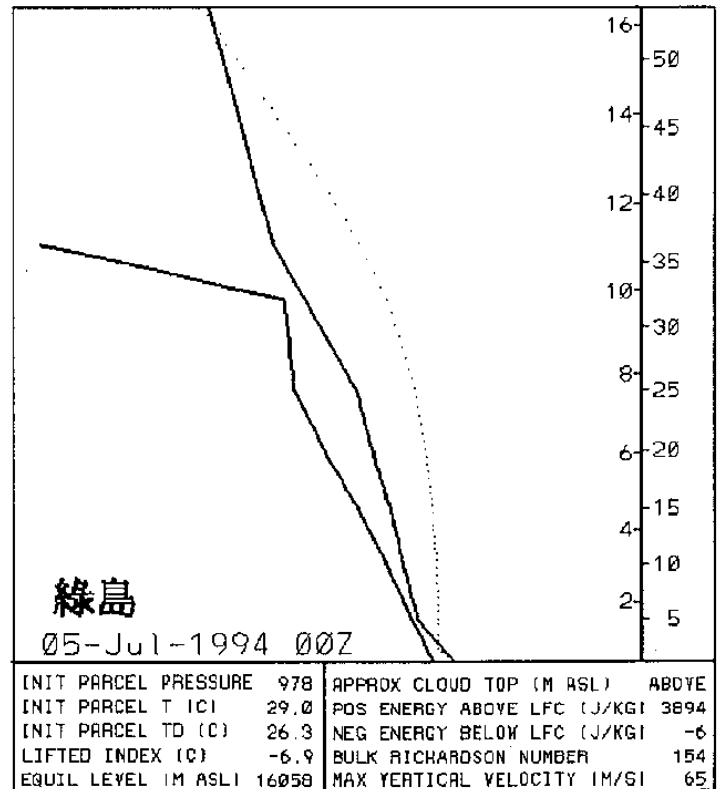


圖2. 模式的初始場，1994年7月5日00UTC的綠島探空斜溫圖，兩條實線分別為溫度及露點溫度線，虛線表示空氣塊以地面溫度舉昇的路徑。

橢圓地形高度方程式和Smolarkiewicz and Rotunno(1989)所使用鐘狀地形類似，但水平方向的地形寬度設為不相等( $L_x=25$ 公里， $L_y=50$ 公里)，即成為橢圓形，地形高度2公里。模式採用101點乘101點的單一網格系統，水平格距為5公里。初始探空為如圖2所示，初始風場為東風 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 無低層風切。此探空3公里以下的平均穩定度 $N=0.0126\text{ s}^{-1}$ ，科氏力 $f$ 在台灣地區( $23.7^\circ\text{N}$ )約為 $5.86 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ，此模擬之 $Fr=0.2$ 。

將模式的下邊界在計算表面層亂流通量( $u'w'$ 、 $v'w'$ 、 $w'w'$ 、 $w'\theta'$ 、 $w'q'$ )時都設為零，視為無地表磨擦，但是模式中的四階濾波(fourth order filter)及亂流參數化過程都還存在。圖3為沒有科氏力(a,b)及有科氏力(c,d)的模擬結果。圖中H0表示不含地表加熱，即 $\Delta\theta_0=0^\circ\text{K}$ ，f0表示無科氏力，f1表示有科氏力，l0表示無地表磨擦。

圖3a為沒有科氏力(H0f0l0)模擬6小時的風場與輻散場，氣流幾乎都是繞山而過，在背風面形成的一對南北對稱的渦旋，在兩個渦旋中間有明顯的逆向回流，此對稱渦旋的形成Smolarkiewicz and Rotunno(1989, 1990)曾有詳細的論述。主要輻合區發生在背風面近山頂的斜坡上(圖3a)，呈南北走向的帶狀分布，輻合強度達 $-6.17 \times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ 。在兩個

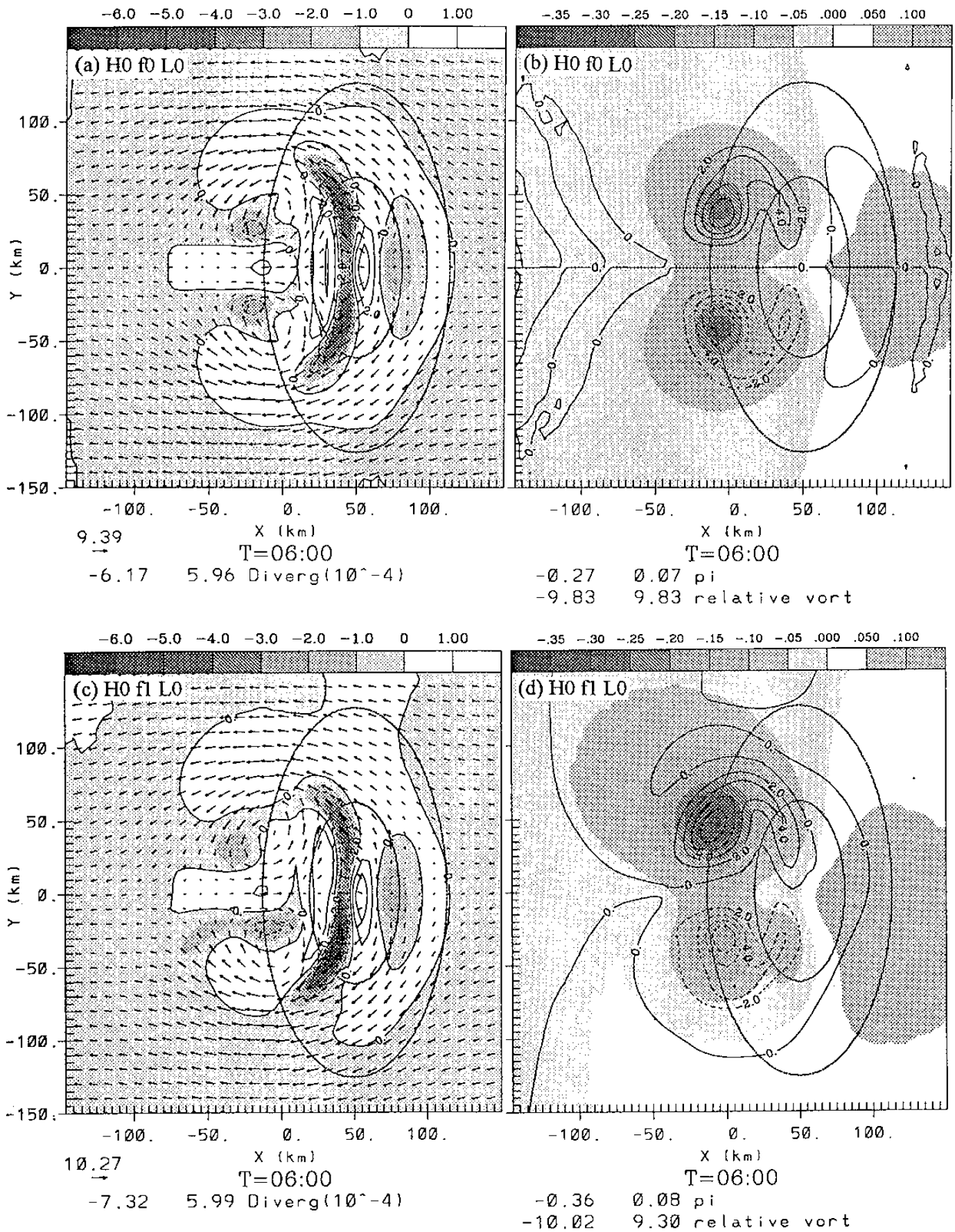


圖3. 低層等 $\sigma$ 面(離地高123公尺)模擬6小時,粗實線為地形等高線(100, 500公尺),灰階或等值線之最小值與最大值標示於各圖下方。(a)無科氏力之風場,最大風速( $m \cdot s^{-1}$ )標示於左下角;輻散場等值線間隔 $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ,灰階表示輻合區。(b)無科氏力之擾動氣壓場以灰階表示,單位為 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ;相對渦度場以等值線表示,間隔 $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ,實(虛)線代表正(負)渦度區。(c)同圖a,但有科氏力。(d)同圖b,但有科氏力。

渦旋內側也有兩個對稱的輻合區，強度較弱，但是此輻合區會隨風速增強而增強(圖略)。迎風面的斜坡上約500公尺等高線附近有一小區域的逆向回流，與環境東風形成一個輻合區，但強度及範圍均遠小於背風面的輻合區。

圖3b為低層擾動氣壓場(陰影區)與渦度場(等值線)，環境氣流受地形阻擋，在迎風面形成一個擾動高壓，背風面有兩個對稱的擾動低壓，擾動低壓的中心位置幾乎與最大(小)渦度中心一致，最大渦度值為 $9.83 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。

圖3c為加入科氏力(HOflLO)之後的風場與輻散場。在背風面主要輻合區的分布，因受科氏力的影響不再對稱，南邊近山頂的輻合區增強為 $7.32 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，北邊的輻合區減弱。南邊近平地的輻合區也比北邊的強。整體而言，南邊的輻合區均大於北邊的，也比沒有科氏力時(圖3a)略為增強，顯示科氏力會增強南邊的輻合區，同時減弱北邊的輻合區。

在迎風面的低風速區(圖3c)，有科氏力存在時，氣流有向南偏的傾向，面向下游，即氣流向左偏。Lin et al.(1992)與Peng et al.(1995)模擬低Fr氣流受中小尺度地形阻擋時，加入科氏力後，迎風面的氣流也有向左偏的傾向。Smith(1982)認為，這是因為氣流遇地形阻擋而減速時，科氏力(向右)減小，氣流受環境背景的氣壓梯度力(向左)作用而向左偏，由於迎風面的氣流向南偏，所以南側的風速明顯增強。渦度的變化不大(圖3d)，負(正)渦度區略為加強(減弱)，但是擾動氣壓場的變化很大，北邊的擾動低壓明顯加深，南邊減弱，但是低壓中心位置仍然與渦度中心一致(圖3d)。

從以上的比較顯示，科氏力會增強南邊(減弱北邊)的輻合區，此現象可以用簡化的輻散方程式解釋。不考慮磨擦項及熱力項的輻散方程式如下：

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_x + v_y) = f(v_x - u_y) - \frac{1}{\rho_0} \nabla_H^2 P \quad (1)$$

(1)式等號左邊為輻散場的趨勢項，等號右邊第一項為渦度項，第二項為壓力項。在渦度中心的輻散場趨近於零(圖3a,c)，(1)式可以寫成

$$f(v_x - u_y) = \frac{1}{\rho_0} \nabla_H^2 P$$

所以低壓中心位置與渦度中心一致(Lin et al., 1992)。從圖3的輻散場與擾動氣壓場的分布可以看出，在背風面的斜坡上主要輻合區附近的擾動氣壓場變化很小，可以忽略壓力項，(1)式可以寫成

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_x + v_y) = f(v_x - u_y)$$

由此可以推論，因為科氏力的存在，北邊的正渦度區會加強輻散場(減弱輻合場)，南邊的負渦度區會加強輻合場，所以有科氏力存在時，南邊的輻合強度及範圍均比北邊的大(圖3c)，也略大於沒有科氏力者(圖3a)。

沒有科氏力時(圖3a)，主要輻合區的最大渦度值約 $-4 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，科氏參數 $f=0.58 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，依(1)式估計，在背風面斜坡上的輻合強度，一小時內可能增加的輻合強度約 $0.83 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，但是最大渦度區與最大輻合區的位置不一定完全一致，而且開始模擬的前幾個小時風場變化較大，所以實際的增加量應該低於此估計值。模擬6小時的結果，有科氏力時南邊最大輻合強度( $7.32 \times 10^{-4} s^{-1}$ )比沒有科氏力時( $6.17 \times 10^{-4} s^{-1}$ )增強 $1.15 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，此和(1)式的估計值大致吻合。

綜合以上模擬結果顯示，迎風面的輻合強度及範圍均遠小於背風面的輻合區。主要輻合帶發生在背風面較高的斜坡上，另一個輻合區在背風面的近平地的斜坡上，有利對流在背風面被激發。科氏效應加強南邊的輻合強度，有利對流在背風面偏南部發展。

#### 四、濕對流之敏感度實驗

乾模式的數值實驗，主要探討低層的環境風場、地形效應及局部環流所產生的動力強迫機制以及科氏力的影響。濕對流的數值實驗加入水汽，以測試環境風速如何影響濕對流的發展及分布。其他有關不同的初始探空、地表加熱、地形高度、海陸分布及環境風向等因子的測試結果可參考林(1997)。

表一、測試環境風速之數值實驗設計

編號	代碼	說明
a	U10	增強風速為 $10 m \cdot s^{-1}$ ，屬於強東風
b	U7	增強風速為 $7.5 m \cdot s^{-1}$ ，屬於強東風
c	U5	風速 $5 m \cdot s^{-1}$ ，可視為 Control run
d	U2	減小風速為 $2.5 m \cdot s^{-1}$ ，屬於弱東風
e	U0	完全無風，測試單純的地表加熱
f	U5s	風速 $5 m \cdot s^{-1}$ ，3公里以下有的低層風切，測試低層風速的影響。

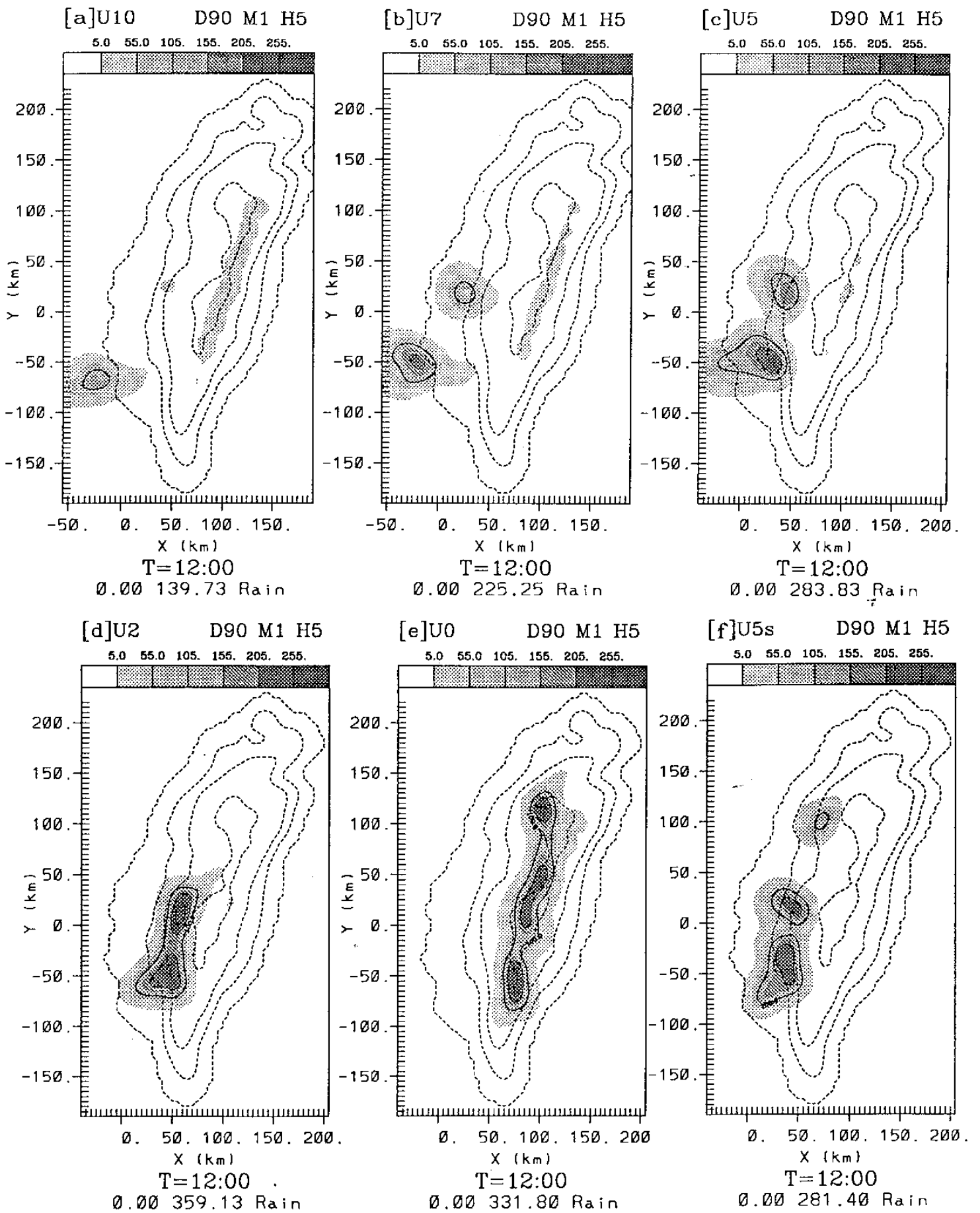


圖4. 測試環境風速，模擬12小時之累積雨量分布圖，降雨量超過 $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的區域以灰階表示， $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上加劃等值線(間隔 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ )，最大雨量值標示於各圖下方。模擬代碼分別為(a)U10，(b)U7，(c)U5，(d)U2，(e)U0，(f)U5s。

數值實驗的設計如表一所列，有含地表加熱 ( $\Delta\theta_0 = -5^\circ\text{K}$ )，風向固定為東風，只改變環境風速及低層風切，以測試環境風速與對流發展的關係。

圖4為模擬12小時的累積總降雨量分布，完全無風時(圖4e)，主要降雨都集中到山頂上，可以分辨出有三個最大降雨區，此即本文所稱的北、中、南三個對流。比較低層風切的作用(圖4c, f)顯示，3公里以下有低層風切(圖4f)時，北部有對流發生，無低層風切(圖4c)時，北部的對流沒有發展起來，可見低層的風速增強，不利北部對流的發展。

圖4a-d由於3公里以下沒有低層風切，低層風速較強，所以北部的對流都沒有發展起來。風速愈大，中部的對流愈弱，風速增為 $7.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 時(圖4b)，中部的對流減弱，南部的對流發生在高雄地區的平地，很快就移到海上，主要降雨大都落在海上。風速增為 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 時(圖4a)幾乎只剩南部的對流，主要降雨仍發生在海上。風速增強後的降雨分布(圖4a, b)與1996年7月23日強東風的觀測個案(圖1)大致吻合。

由於低層風速加強，中央山脈東側迎風面，沿2000公尺地形等高線，有一條微弱的降雨帶與山脈平行(圖4a, b)。此降雨帶的範圍與風速成正比，但是沒有激發明顯的對流，此降雨帶應該是屬於環境風場受地形強迫舉升所引起的山前降雨。

綜合以上模式的測試結果顯示，當環境風速較弱時，對流主要是由近山頂的輻合區所激發，且平流效應較弱，所以主要降雨分布在較高的山坡，環境風速為0時，所有的降雨幾乎都集中到山頂上。當環境東風增強時，近山頂的輻合區及東風都會增強，但是因為山頂的垂直風切太大，亂流混合作用太強，反而不利激發對流。東風增強時，在南部高雄海岸附近的輻合區也明顯增強(圖略)，南部的對流即由此輻合區激發出來。風速愈小，總降雨量愈大，主要降雨的分布愈近山頂。低層的風速增強，不利北部對流的發展。

## 五、結論

低Fr氣流的主要輻合區發生在背風面，迎風面的輻合強度及範圍均遠小於背風面的輻合區，因此有利對流發生在背風面。科氏效應會加強南邊(減弱北邊)的輻合區，有利對流在南部發展。

當環境東風增強時，近山頂的輻合區及東風都會增強，因為山頂的垂直風切太大，反而不利激發對流。但是東風增強時，在南部高雄海岸附近的輻合區也明顯增強，此輻合區即為強東風時激發高雄地區對流的主要機制。換言之，弱東風時，近山頂的輻合區有利激發對流；強東風時，高雄海岸附近

的輻合區有利激發對流。這兩個輻合區的形成機制也不盡相同，在近山頂的輻合帶主要是由過山氣流與背風面的逆向迴流輻合而成，有地表加熱時這兩股氣流均包含上坡風的分量；在高雄地區的輻合區主要是由南北兩端的繞山氣流輻合而成，有地表加熱時這兩股氣流應該也包含海風的分量在內。

本研究所探討的以環境東風型態為主的午後對流，雖然只是台灣地區夏季午後對流類型之一，但是本研究所強調的對流激發機制與發展過程，應該也可以供其他的午後對流類型參考。

## 參考文獻

- 林熿閔、郭鴻基, 1996: 1994年南台灣夏季午後對流之個案研究。天氣分析與預報研討會論文彙編(84), 270-280。
- 林熿閔、郭鴻基, 1997: 1994年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學, 24, 4, 249-280。
- 林熿閔, 1997: 1994年南台灣夏季午後對流之研究。國立台灣大學, 大氣科學研究所博士論文 243pp。
- Lin Y.-L., N.-H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 43-67.
- Peng, M. S., S.-W. Li, S. W. Chang, and T. T. Williams, 1995: Flow over mountains: Coriolis force, transient troughs and three dimensionality. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 593-613.
- Smith R. B., 1982: Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 60-70.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154-1164.
- Smolarkiewicz, P., and R. Rotunno, 1990: Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1498-1511.
- Tripoli, G.J., and W.R. Cotton, 1982: The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model-1982, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, 16, 185-220.