

# 對流系統的冷外流與地形效應之交互作用

朱昌敏\* 姚夢真\*\*

中正理工學院應用物理系\*

空軍氣象聯隊\*\*

## 摘 要

本研究利用二維非靜力雲模式探討在低弗羅德數時，冷空氣外流與地形的交互作用。在模擬初期，由於地形的抬升導致迎風坡面有對流的生成。之後，在雲層底下伴隨降雨的蒸發冷卻會造成雨區的空氣變冷而形成冷空氣外流。當冷空氣外流開始向山前平原地區移動時，地形和冷空氣外流之交互作用開始產生。冷空氣外流和環境風場產生輻合，而形成陣風鋒。伴隨陣風鋒之上衝流，在有利的大氣條件下容易形成對流胞。此時，冷空氣外流向山前平原地區移動，但其新生的對流胞卻是向環境風場的下游處移動。若是冷空氣外流的前緣仍位於迎風坡面，則地形的舉升和陣風鋒的輻合作用同時扮演著對流系統生成的重要角色。當陣風鋒移到平原且遠離山區時，伴隨冷空氣外流之輻合作用是對流胞生成的唯一機制。另外，在靠近山脊附近處的冷空氣外流邊界，由於受到地形的阻擋效應，無法向山後下游處移動。

在個案研究中，由於台灣地區屬熱帶海島形氣候，諸如地表的輻射，海氣的交互作用，甚至日間近地層的溫度變化等因素，都會顯著的影響模擬結果。研究發現，在上述三項因素同時考量後，能有效掌握模擬出與實際觀測資料相似的結果。

## 壹、前言

有關地形雨的形成機制，Smith (1979)、Lin (1986) 和 Houze (1993) 等人先後提出相近的看法。其中 Lin 更將台灣的地形雨形成機制分成 5 種類型：(a) 在穩定的大氣條件下，迎風坡面的降雨；(b) 在條件性不穩定大氣中，迎風坡面的降雨；(c) 當氣流經過小山丘時，由播雲和種雲機制所引發的降雨；(d) 山的非絕熱冷卻作用形成之下坡風和盛行氣流之輻合作用所引發的降雨；(e) 低層噴流或鋒前之暖濕空氣，在山區所引發的降雨（如圖 1）。而根據 Kuo and Chen (1990) 對 1987 年「台灣地區中尺度實驗計劃」（Taiwan Area Mesoscale Experiment；

TAMEX）觀測資料的研究得知，梅雨期間劇烈的降水大多發生在山前的迎風面處，這或許可以用 Lin 的 (b)、(d) 和 (e) 三種類型來解釋地形雨形成的原因。但仍有觀測資料顯示，山前平原地區亦有發生大雨的機會，只是其出現的次數少於在山區的降雨頻率。對於山前平原地區產生的劇烈降雨現象，其生成的機制仍然不是很清楚，或許可以由以下兩種理論來解釋，一 是由山的阻擋效應所產生的，另一種是由冷空氣外流和環境風場輻合作用所產生的。

Chen et al. (1991) 在 TAMEX 期間 IOP#8 的個案研究中發現，於 1987 年 6 月 7 日下午，在台灣西北部山脈西側的斜坡面上，地形引發的降水系統持續地發展，而對流系統在較晚的時

間向下游區域傳遞。他們提出幾項結論：(1)因地形的抬昇作用，誘發對流系統內新對流胞的生成發展。(2)降水蒸發冷卻使得底層溫度降低。(3)地表加熱會增加降水系統之強度。但是，他們對於合併發展的對流系統向上或向下游傳遞過程中，冷空氣外流與地形效應的交互作用

，並未深入探討。另外，Jou (1994)在1991年6月21日的個案研究中指出，對流降水所產生的冷空氣沿著斜坡移動與上坡風發生輻合而維持系統的長生命期。但是，對於冷空氣沿著斜坡移動與地形效應交互作用的情形卻沒有深入的研究。

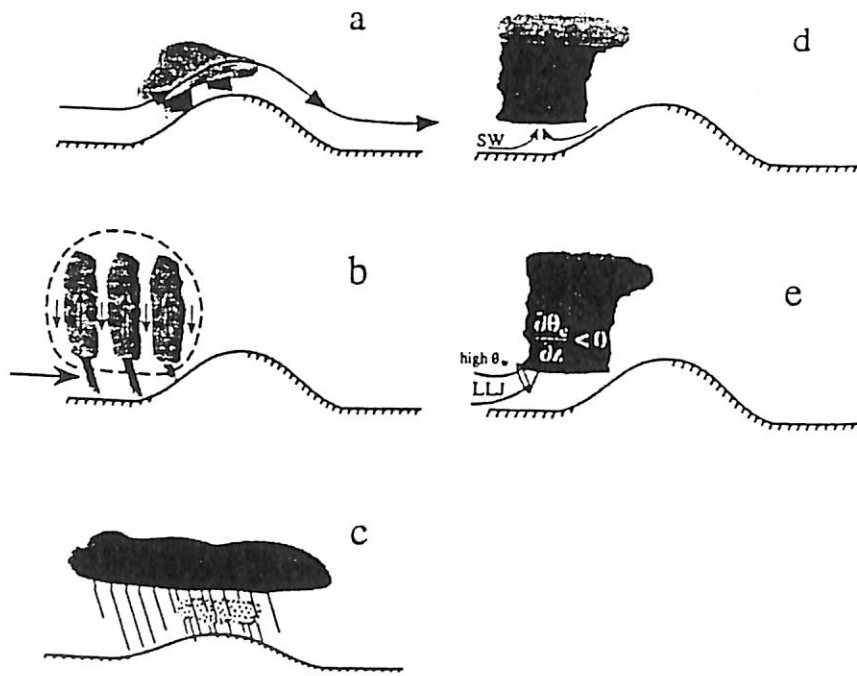


圖1 地形雨的生成機制：(a)穩定大氣的上坡地形雨，(b)不穩定大氣的上坡地形雨，(c)播雲一種雲過程在小山丘上所造成地形雨，(d)盛行氣流和下坡風之輻合作用所引起地形雨，(e)低層噴流引起地形雨。(摘自 Lin)

對於冷空氣外流前緣形成的對流胞的傳遞，Yang and Houze (1995) 曾提出重力波是將對流系統向相對於陣風鋒面下游傳遞的一種機制。所以地形誘發的深對流在傳遞過程中，重力波是扮演著很重要的角色。本研究乃根據上述山區劇烈降水的形成及傳遞機制，利用數值模型方式，針對對流系統冷空氣外流與地形之間的交互作用情形，進行更進一步的探討，期了解該交互作用的實際情況。

### 貳、數值模式之描述

本研究採取的模式是美國奧克荷馬大學的雷暴預報與分析中心 (Center for Analysis and Prediction of Storms, CAPS) 所發展之先進區域預報系統 (Advanced Regional Prediction System, ARPS)。ARPS 模式是非靜力、可壓縮的中尺度雲模式。模式中的網格結構是採用 Arakawa C-grid 交錯網格系統，其中向量和純量是不在

相同的網格點上，其最大的效用是能夠縮短計算時間。模式的垂直座標是採用追隨地形  $\sigma$  的垂直座標系統。在垂直方向是採用垂直伸展網格之功能，其主要的效用是能夠將高層網隔間距拉大，低層網隔間距縮小，增加低層網格之解析度。模式側邊界採用開放式的邊界條件 (open boundary condition)，允許波動傳送到計算範圍之外，如此做法可以減輕上下游邊界波動的反射而影響模擬結果。在初始場資料方面，可以選擇使用單一測站的探空資料或是觀測

資料；擾動混合 (turbulent mixing) 參數是使用 1.5 階的擾動動能 (Smagorinsky(1963)) 和次網格空間擾動架構 (Germano et al.(1991))；在雲微物理方面，包含了 Kessler(1969)暖雲參數和 LFO (Lin, Farley and Orville(1983)) 冰晶微物理參數 (包含了雨水、雲水、雲冰、雪、雹、軟雹等六種變數) 結構。模式在水平方面，採用二階中央差分法；在垂直方面，採用四階中央差分法；時間部分採用跳蛙 (leapfrog) 法。對於模式更詳盡的說明可參閱 Xue et al (1995)。

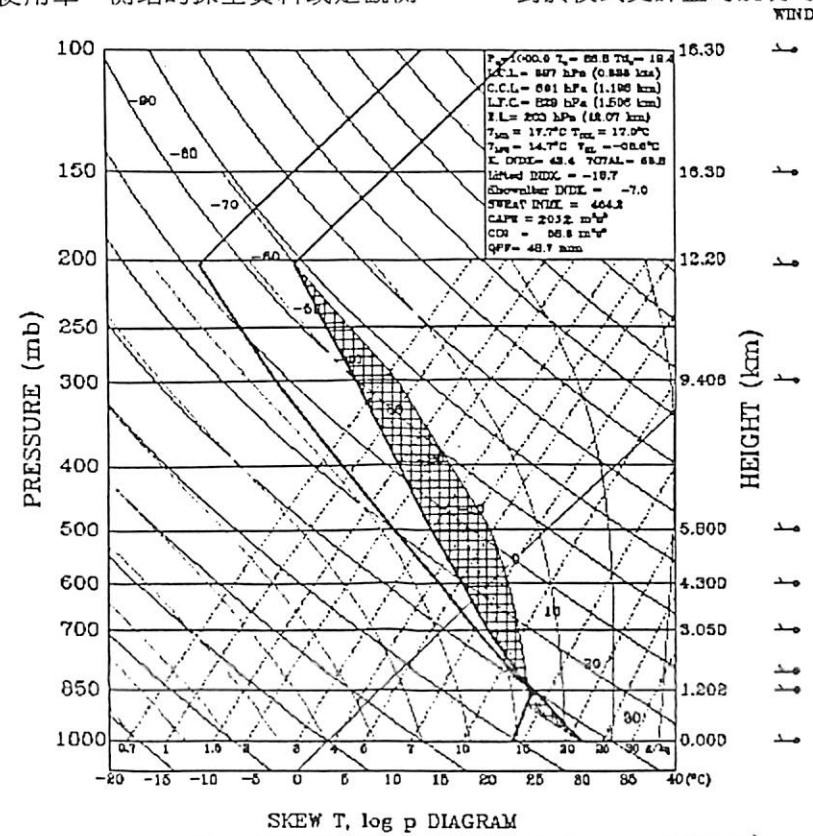


圖2 理想探空資料。(摘自 Weisman and Klemp)

本研究最感興趣的是在條件不穩定的大氣環境中，氣流通過山脊時，上游所發生的天氣變化。在這裡選擇能夠替代台灣地區實際地形的二維理想鐘狀山岳地型。在垂直距離方面，由於本研究是採用垂直伸展的結構，最小的垂直網格間距  $\Delta z$  為 200 m，最大的垂直網格間距  $\Delta z$  約為 1100 m。x 方向的網格點數為 603、y 方向的網格點數為 4、z 方向的網格點數為 43

。全部的計算範圍高度約為 26 km，其中物理範圍的高度為 16 km，而在 16 km 至 26 km 的效應。

由於本研究的數值模擬含有溼空氣過程，所以必須使用溼空氣的浮揚頻率 ( $N_m$ ) 取代乾空氣的浮揚頻率，其中溼空氣弗羅德數  $F_m = U/Nmh$ ，溼空氣浮力頻率  $N_m$  關係式為

$$N_c = \frac{g}{T} (\Gamma_s - \Gamma) \dots \dots \dots (6)$$

在上式中的  $\Gamma_s$  和  $\Gamma$  分別是濕空氣和實際的溫度遞減率，為平均溫度。上式中的  $\Gamma_s$  由下列方式求得：

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d \left( 1 + \frac{Lw_s}{R_s T} \right)}{1 + \frac{L^2 w_s}{c_p R_s T^2}} \dots \dots \dots (7)$$

其中

- $\Gamma_d$  為乾絕熱遞減率
- $w_s$  為水汽飽和混合比
- $L$  為潛熱
- $R_s$  為乾空氣氣體常數
- $C_p$  為等壓比熱
- $R$  為濕空氣氣體常數

由於我們的焦點在地面到 850 hPa 的低層大氣，因此得到  $T$  值為 295 K，而粗略估算  $\Gamma$  約為  $4 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1}$ 。由這些參數可從(7)式計算出

$\Gamma$  值為  $5.1 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1}$ 。另可從(6)式中求出濕空氣浮力頻率約為  $6 \times 10^{-3} \text{cm}^{-1}$ 。

由對流系統所產生的冷空氣外流 (cool air outflow) 速度，可採用密度鋒面傳送速度的經驗公式計算 (Kevin and Wilhelmson)

$$V_f = k(gH\Delta\rho/\rho)^{1/2} \dots \dots \dots (8)$$

在這裏  $k$  值為 0.77， $H$  為密流前緣頭部的高度，而  $\Delta\rho/\rho$  可以使用  $\Delta\theta/\theta$  或者是  $\Delta T/T$  所替代。

初始資料場則是採用 Weisman and Klemp 的理想探空資料，如圖 2. 所示。其所設計的探空剖面，環境位溫 和相對濕度  $R$  是可以寫成以下的形態

$$\bar{\theta}(Z) = \begin{cases} \theta_0 + (\theta_s - \theta_0)(z/z_s)^{3/4}, & z \leq z_s \\ \theta_s \exp[g(z - z_s)/c_p T_s], & z > z_s \end{cases} \dots \dots \dots (9)$$

$$R(Z) = \begin{cases} 1 - 0.75(z/z_s)^{3/4}, & z \leq z_s \\ 0.25, & z > z_s \end{cases} \dots \dots \dots (10)$$

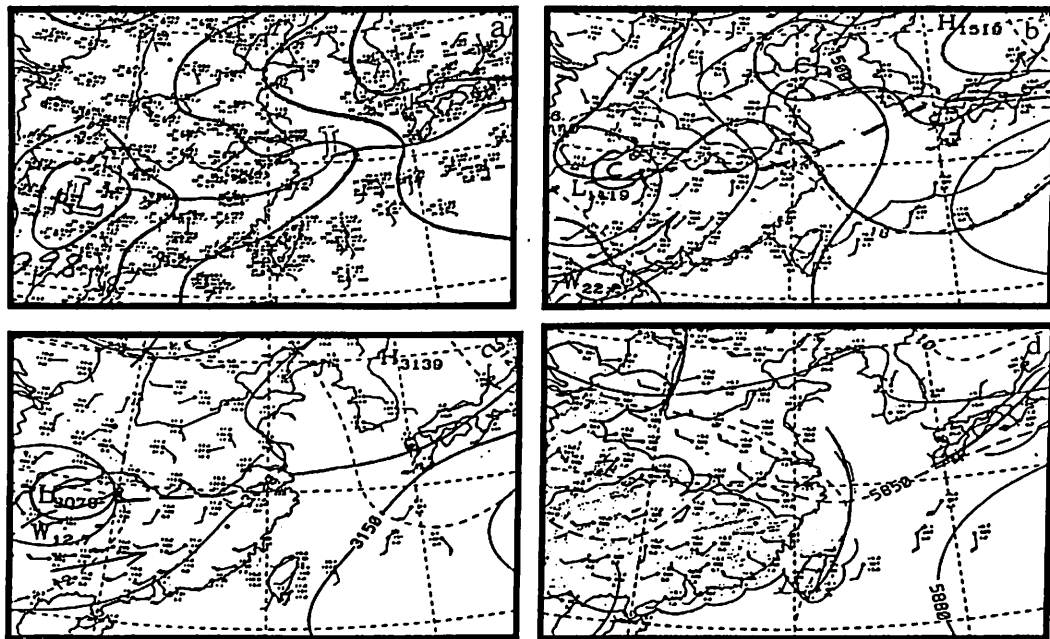


圖 3 1998 年 6 月 23 日 0800 LST 天氣圖：(a)地面圖，(b)850 hPa 高空圖，(c)700 hPa 高空圖，(d)500 hPa 高空圖

### 參、個案分析

個案資料來源計有：中央氣象局 1998 年 6 月 23 日 0800 至 2000 LST 地面至高空天氣圖、自動雨量累積、板橋探空資料與中正機場都卜勒雷達觀測資料等。在綜觀天氣概述方面，0800 LST 地面天氣圖 (圖 3a.) 顯示出氣旋波中心位於日本東方海面向西南延伸，經浙江至湖南。氣旋波呈東西走向，距離台灣北部海岸

約為 200 至 300 km。850 和 700 hPa 高空天氣圖中之風變線的位置 (圖 3b. 和 3c.)，落後於地面鋒面的西北方。此時，台灣地區的天氣處於鋒前西南氣流的環境場。另外，在雲南地區的強風軸距離台灣地區約為 400 至 500 km，對台灣天氣尚未造成影響。在 500 hPa 高空天氣圖中 (圖 3d.)，台北的東北部上空有一短槽通過，風向轉成西北風，同時在 300 和 200 hPa (圖未顯示) 的風向亦為西北風。

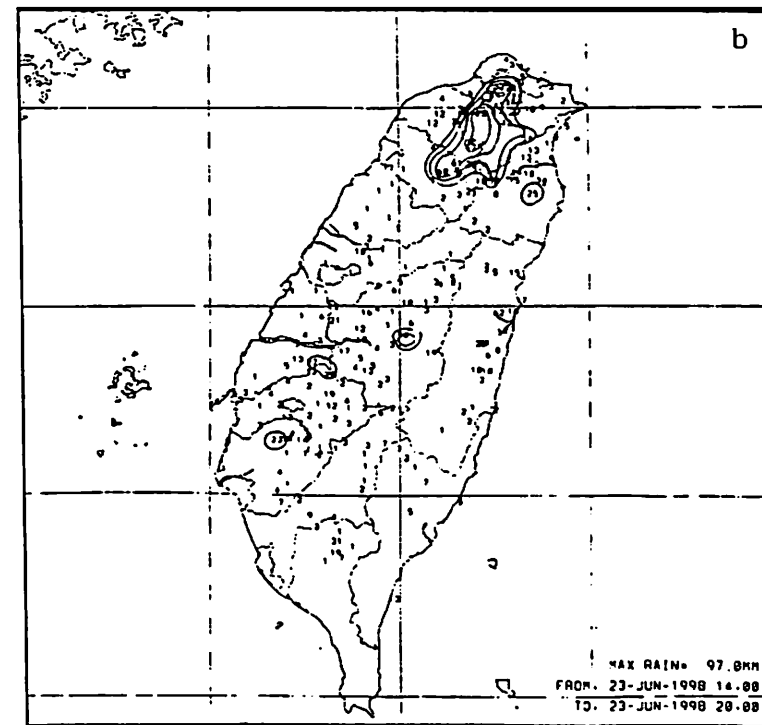


圖 4 1998 年 6 月 23 日累積雨量圖：(a)0800 至 1400 LST，(B) 1400 至 2000 LST，等值線間距為 20mm。

到了 2000 LST 時，地面天氣圖 (圖未顯示) 中的氣旋波是滯留不動，距離台灣北部海岸約為 200 至 300 km。在 850 hPa 中和 700 hPa 高空圖 (圖未顯示) 中的風變線位置也是滯留不動，而強風軸明顯向東移動，逐漸影響到台灣地區，但是卻沒有影響到在模擬時間內的天氣變化。而由 6 月 23 日 0800 LST 板橋探空資料分析得知，整層的大氣是非常的潮濕，且不穩定，其對流可用位能為  $3283.2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ 。

在雨量累積分布方面，從 0800 到 1400 LST

北部山區有明顯的降雨，其累積降雨量並未超過 20 mm。而在午後 1400 到 2000 LST 的降雨分布圖 (如圖 4.) 可知，除了在山區有降雨外，在地勢較平坦的地區也有產生降雨。依據 6 hr 的累積雨量統計，發現在山前地勢平坦區所產生的降雨量超過山區的降雨量。再由雷達觀測資料來英字母 B 表示) 其回波強度達 40 dBZ 以上。同時在雷達站的南南西方約 110 km 處也產生一回波中心 (以英字母 C 表示)，回波強度為 35 dBZ。在這段時間中，北部外海之

降水回波中心A明顯的向西北方向移動有遠離台灣山區的趨勢。1400 LST (圖 5b.) 時, 在山區迎風面的降水回波中心B持續增強, 回波強度達 50 dBZ, 同時範圍持續擴大並且朝西北方向移動。另一回波中心C亦增強至 40 dBZ, 範圍也持續擴大。此時, 雷達站東南方約 70 公里處的山背有一新降水回波中心產生, (以英文字母 D 表示) 回波強度為 35 dBZ。持續至 1730 LST 與 1830 LST 時, 回波強度已經開始減弱並且向四周擴散。

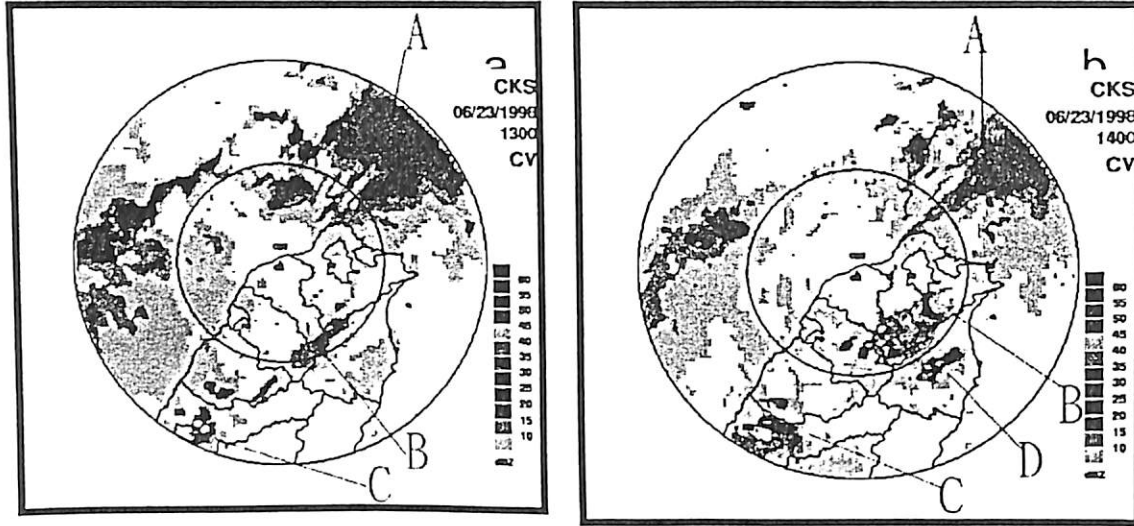


圖 5 1998年6月3日1200至2000LST雷達觀測降水回波演變平面位置圖：(a)1300LST, (b)1400LST。圖中“+”代表中正機場都卜勒雷達站位置, 粗實線為海岸線及各縣的界線, 英文字母A、B、C、D代表不同的降水回波中心。

### 肆、模擬結果

在採用和理想探空模擬相同的參數設定情況下, 吾人發現在雲水與地面風速分布的時間序列圖 (圖 6.) 中, 於 $\sigma=0.306$  km 高度處並沒有雨水的現象產生, 此和實際天氣的變化情形相差甚大。在考慮非絕熱之熱力效應, 地表的溫度變化, 海氣之交互作用等因素, 吾人作了以下參數的修正, 見表 1。在表 1 中吾人曾將實際的環境風場分別改以 1m/s 至 4m/s 的均勻風場代替, 模擬的結果並不如預期有降水的現象。在熱力方面, 吾人也將地表溫度些微增加 1°C 至 4°C, 仍然無法產生對流降水現象。至於為何溫度只有增加 4°C 而不繼續增加? 這是因為根據當日松山機場下午的整點觀測資料, 其地表最高溫度比板橋 0800 LST 探空資料的地

參數修訂	降水現象	對流系統
U1 = 1 (m/s)	無	無
U2 = 2 (m/s)	無	無
U3 = 3 (m/s)	無	無
U4 = 4 (m/s)	無	無
T1 = T + 1°C	無	無
T2 = T + 2°C	無	無
T3 = T + 3°C	無	無
T4 = T + 4°C	無	無
輻射 + 海洋	有	無
輻射 + 海洋 + T	有	有

表 1 實際個案在不同參數條件時的模擬結果。表溫度只高出 4°C。所以, 吾人只將地面溫度增加到 4°C 而不持續增加。如果溫度持續增加, 相信在山區會產生對流系統。由於風場和溫

度場參數修訂都無法產生預期之降雨水現象, 吾人考慮也許台灣是屬海島型氣候且實際的天氣是有日夜變化, 因此, 吾人加入地表輻射及海洋邊界二種參數。當加入低邊界層條件後, 發現在山區有降水現象產生 (圖無顯示), 但是降雨卻是稀稀疏疏。此時, 對流系統發展的高度並不高且強度不夠。雖然模擬結果和實際的天氣現象差距仍然很大, 但卻說明了有地表輻射及海洋邊界的參數, 能提供水汽及熱量的供應, 對模擬結果是有相當大的幫助。Chen et al. 使用台灣地區探空資料的溫度場及溼度場作為模式初始場時, 為了使對流系統比較容易生成, 曾在溫度場方面作了一些修正, 亦即提高地表的溫度。因此, 吾人在探空資料的低層溫度場也作了一些修正。

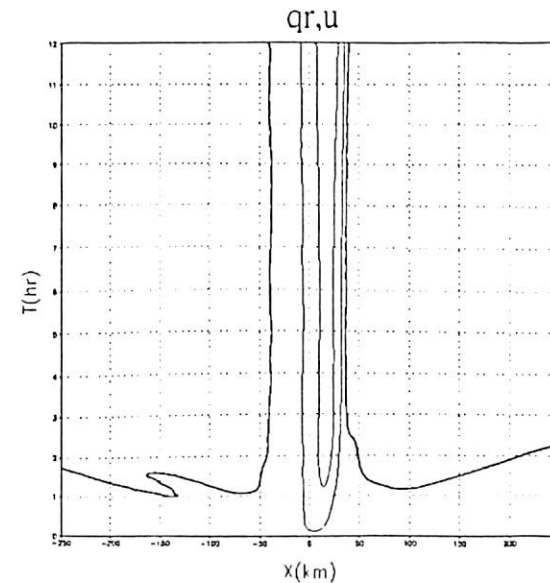


圖 6 實際個案模擬的地面風速和在 $\sigma=0.306$  km 處雨水分布之時間序列圖。風速  $> 0$  m/s 為細實線, 風速  $< 0$  m/s 為虛線, 粗黑實線為風速 = 0 m/s, 等值線間距為 5 m/s, 雨水  $\geq 0.5$  g/kg 為陰影區。

經過地表輻射和海洋邊界參數的設定及低層溫度的修正後, 模擬結果如圖 7。

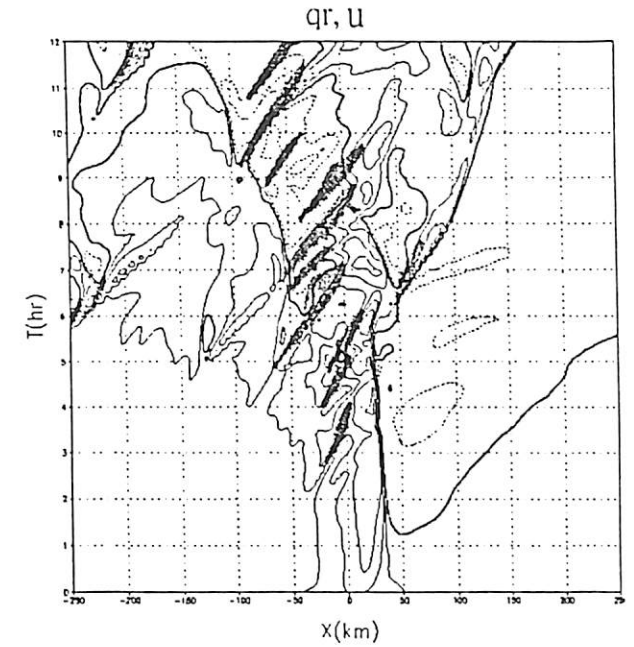


圖 7 同圖 6, 但加入海洋界邊層及地表輻射參數。

地面風速等值線的間隔為 5m/s, 正值是細實線, 負值是虛線, 粗黑實線為零值線, 陰影區為雨水大於 0.5g/kg。圖中雨水現象首先發生在山脊附近, 約為 -20 km 處。然後, 雨水隨著環境的風場平流向山頂處移動。此時, 地形效應扮演著對流系統的生成機制。隨著模擬時間增長, 雨水區域均發生在山脊附近, 並未隨著時間向山前上游傳遞。模擬時間約 6 hr 後, 山前風場等零值線開始形成。當冷空氣外流形成後, 對流系統逐漸地向山前上游傳遞。陣風鋒在向山前平原移動時, 其後的雨水區, 隨著時間增長向下游處移動, 但是, 接近山脊區域低層, 卻未形成新的降雨現象, 此與理想環境場模擬結果是相同的。換個角度來看, 這種現象即是地形與冷空氣外流的交互作用所致。

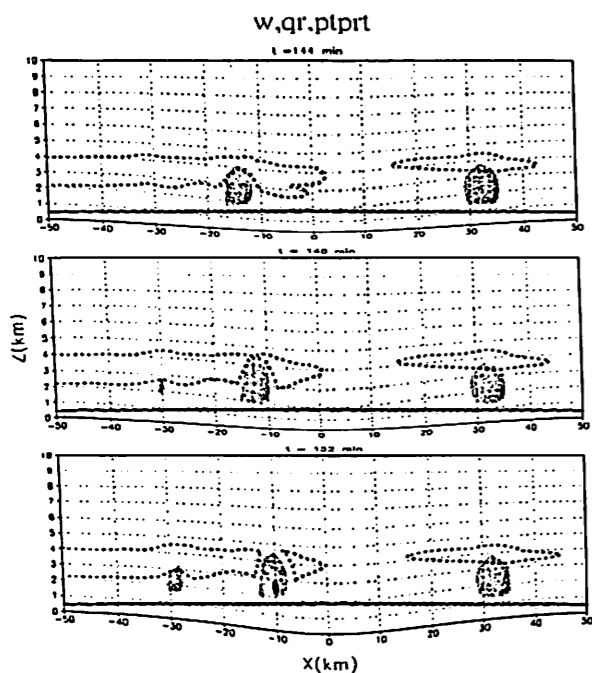


圖8 每隔4min垂直速度、雨水及擾動位溫的垂直剖面圖，積分時間為：(a)144 min，(b)148 min，(c)152 min。垂直速度 $\geq 0.5$  m/s為深色陰影區，垂直速度 $\leq 0.5$  m/s為淺色陰影區；雨水 $\geq 0.5$  g/kg為粗黑實線；擾動位溫 $\leq -1$  K為粗黑點線。

圖8. 為每隔4min垂直速度、雨水及擾動位溫的垂直剖面圖，其中(a)-(c)為積分時間144至152min。在圖8a.中，可以看到山前約-12km處的迎風坡面上和山後的背風坡約30km處，有較強的垂直上升速度區，山前的上升運動，為地形抬升所形成，而山後的上升運動，則由氣流過山後產生的下坡風和海陸間溫度差異所產生的海風輻合而形成的。在-3至27km處有明顯的下沉運動區，此即是下坡風所在位置。圖8b.中，在山前約-50km處因為地形舉升作用，又生成一較強的上升運動區。在-12km處的上升運動區，逐漸向高空伸展，此外，由於環境風場的平流作用，逐漸向下游處移動，但是，在圖8b.仍然沒有雨水區生

成。在圖8c.中，-12km處的上升運動區已移動到-8km處，但仍位於迎風坡上，而上升區域的頂部已經向上伸展到4.5km處，雲中也開始形成雨水。從圖8.中可清楚的了解，地形抬升為山區對流系統的生成機制。山區的對流系統在迎風坡面上的分布和雷達觀測資料是很相似的。

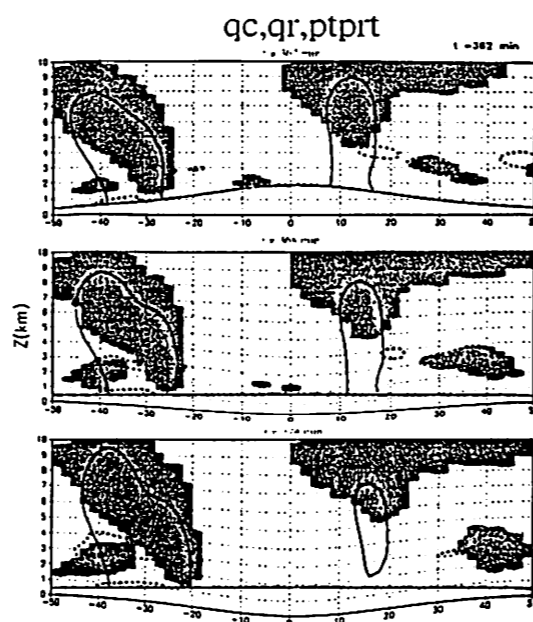


圖9 每隔6min雲水、雨水及擾動位溫的垂直剖面圖：(a)362 min，(b)368 min，(c)374 min。雲水 $\geq 0$  g/kg為陰影區，雨水 $\geq 0.5$  g/kg為粗黑實線，擾動位溫 $\leq -1$  K為粗黑虛線。

對流系統在降雨初期，並無法即刻於地面處形成冷池，至模擬時間約6hr後才開始逐漸形成，至於冷空氣外流的生成可藉由圖9.說明。圖9.為每隔4min雲水、雨水及位溫擾動的垂直剖面圖，其中(a)-(c)為積分時間362至374min。圖中雲水 $\geq 0$  g/kg為陰影區，雨水 $\geq 0.5$  g/kg為粗黑實線，擾動位溫 $\leq -1$  K為粗黑虛線，在地表附近粗黑點虛線代表著冷空氣外流的邊界。在圖9a.中，於對流系統的雨區內

地表處有冷池生成，而其生成的原因為雨掉落到雲層底下時，未飽和的環境會使雨水蒸發冷卻所致。同時，圖中也說明了地形舉升誘發的對流系統，其降水現象是冷空氣的生成機制。隨著時間的增長，當冷池強度的累積到某程度時，冷空氣便向上游及下游移動，見圖9b.和9c.。此時，地形和冷空氣外流之間開始產生交互作用情形。圖10.為每隔4min垂直速度、雨水及擾動位溫的垂直剖面圖，其中(a)-(c)為積分時間610至618min，垂直速度 $\geq 0.5$  g/kg為深色陰影區，垂直速度 $< -0.5$  m/s淺色陰影區，雨水 $\geq 0.5$  g/kg為粗黑實線，擾動位溫 $\leq -1$  K為粗黑點線。從圖10a.中，較強的上升運動區已移至到山前地勢比較平坦的迎風坡上。此時，在山前約-70km處，有明顯的降雨現象，而-100至-25km近地表處，為冷空氣所在處。降雨和冷空氣外流有密不可分的關係，因為，冷空氣外流是向上游移動的，前緣和環境風場產生輻合，使陣風鋒處產生上衝流，激發對流胞生成。雖然，冷空氣外流是向山前平原區移動，但是對流胞卻是向環境風場的下游處移動，兩者移動風向是相反的。當對流胞開始降雨時，雨滴在雲層底下蒸發冷卻產生的冷空氣，是維持冷空氣外流向上游移動的動力來源。由於冷空氣外流的前緣，仍位於迎風坡上，所以，陣風鋒的輻合作用和地形舉升作用同時扮演著重要的角色。在圖10b.和10c.中，冷空氣外流仍然持續的向上游移動。雖然，冷空氣外流仍向上游移動，但在靠近山脊附近的冷空氣外流的邊界，呈一停滯狀態無法向下游移動，主要是受到地形的阻擋效應所致，這和吾人在理想環境場所模擬的結果是相同的。圖11a.、11b.和11c.分別為在610min的擾動位溫，擾動氣壓，水平風速之垂直剖面圖。從圖11a.中，山前迎風坡的上空有較大的增溫區，這是因為在-70km處上升運動，水汽凝結釋放潛熱所致。由於溫度場的改變，也使得氣壓場產生變化，在迎風坡的低層形成一低壓區（見圖11b.）。

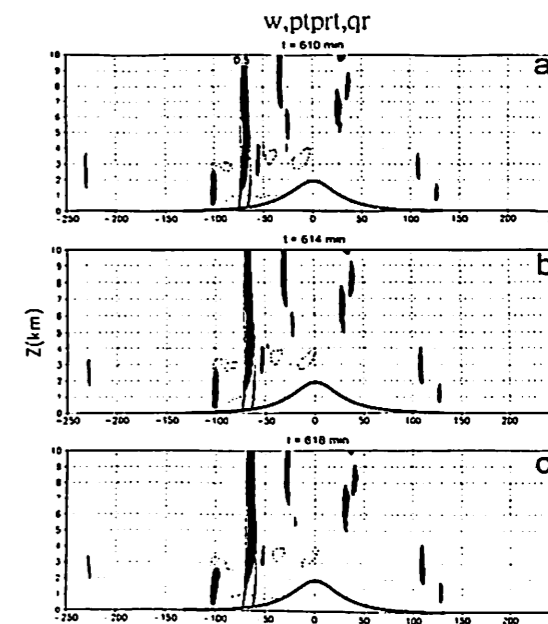


圖10 每隔4min垂直速度、雨水及擾動位溫的垂直剖面圖，(a)610 min，(b)614 min，(c)618 min。垂直速度 $> 0.5$  m/s為深色陰影區，垂直速度 $< -0.5$  m/s淺色陰影區，雨水 $\geq 0.5$  g/kg為粗黑實線，擾動位溫 $\leq -1$  K。

從模擬結果中可以清楚的了解，當ARPS模式以台灣地區的探空資料當初始場作模擬時，採用和理想探空模擬相同的參數設定時，無法產生降水現象。但是，經過地表輻射和海洋邊界參數的設定及低層溫度的修正後，山區才會開始產生降雨。因此，地表輻射、海洋邊界參數的設定及低層溫度的修正對模擬結果有

相當大的幫助。真實探空和理想探空的模擬結果有幾點是很類似的：(1)對流最初形成於山的迎風坡面上。(2)冷空氣外流是將對流系統從山區向山前平原區傳遞的機制；(3)對流系統遠離

山區時，在山脊附近對流無法生成。(4)山前冷空氣外流無法向下游移動，主要是受到地形的阻擋。

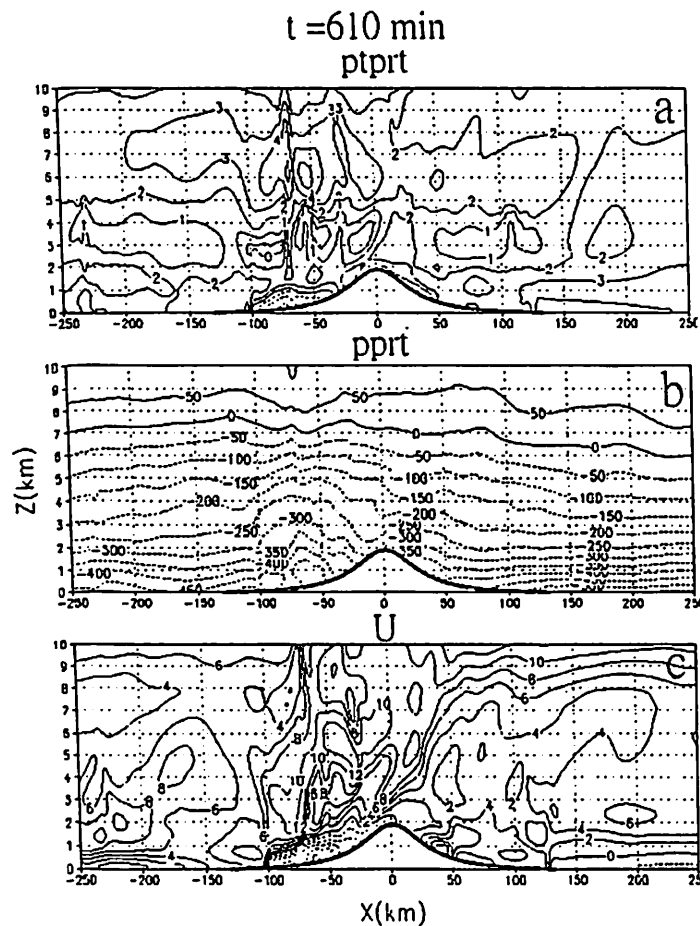


圖 11 在積分時間 610 min (a)擾動位溫，(b)擾動氣壓，(c)水平風速的垂直剖面圖。擾動位溫等值線間距為 1K，擾動氣壓等值線間為 50 hPa，水平風速等值線間距為 2m/s。

#### 肆、結論

本研究是利用二維非靜力雲模式探討對流系統向山前上游平原地區的傳遞過程，以及冷空氣外流和地形的交互作用。由理想探空資料為初始場，所模擬的結果可歸納出下列幾項結論：

1. 當環境風速小於 4m/s 時，山區誘發的對流系統可向山前平原地區傳遞。
2. 伴隨對流系統的降水，其在雲層底下的蒸發冷卻，是形成冷空氣外流的主要機制。
3. 對流系統向山前平原地區傳遞過程中，伴隨冷空氣外流和環境風場之輻合作用，是新對

流胞生成的重要機制。

4. 冷空氣外流向山前移動，前緣仍位於迎風坡面時，陣風鋒的輻合作用與地形的抬昇作用同時扮演了重要的角色。
5. 當陣風鋒移至平原地區時，靠近山脊附近的冷空氣外流邊界受地形的阻擋，無法越過山脊向下游移動。
6. 深對流雲的潛熱釋放，會改變山區氣壓場的結構。
7. 氣壓梯度力在對流系統傳遞的過程中扮演著非常重要的角色。因為，低層的氣壓梯度力改變低層之水平風場。此時，在迎風坡上因低層東風與地形作用而產生下沉運動，不利

於新對流胞的生成。

8. 當對流系統向山前平原地區傳遞時，在陣風鋒處分裂的新流對胞是以重力波的方式向環境風場的下游處傳遞。

在真實大氣的模擬過程中，吾人發現當經過地表輻射和海洋邊界參數的設定及低層溫度的修正後，使得模擬的結果能有效地掌握對流系統的發展和傳遞過程。個案的研究結果顯示如下：

由於氣壓場的作用，將陣風鋒右側近地面的風向改變成東風狀態，由於東風與地形作用使得迎風坡上產生下沉運動，不利於新對流胞的生成，和實際天氣變化是一致的，且與理想環境場中模擬結果是相同的。

以實際探空資料為初始場的模擬結果和實際對流系統的移動很近似，且與理想探空資料為初始場的模擬結果相同，這說明了透過理想環境場的模擬釋可用來解釋實際的天氣現象。

本研究僅以探空資料作初始場，作氣流過山時對流系統之發展及傳遞的二維模擬，並未嘗試過以分析場作為初始場的三維數值模擬，對於此過程將產生何種結果？並不是很清楚。雖然在二維模擬的過程，減少了許多的複雜性，但是卻無法模擬出和實際天氣現象完全相同的變化情形。因此，對於受地形影響的三維數值模擬研究，未來仍有許多的發展空間。今後的研究方向，將以此做為基礎，擴大到三維及實際地形的模擬。以進一步的了解實際大氣的氣流過山時，對流系統之發展及傳遞的過程。

#### 參考文獻

- Smith, R. B., 1979: The Influence of Mountains on the Atmosphere, Adv. Geophys., Vol. 21, B. Saltzman (Ed.), Academic Press, 87.
- Lin, Y.-L., 1986: A study of the transient dynamics of orographic rain. *Pap. Meteor. Res.*, 9, 20.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather system over Taiwan. *TAO*, 4, 381.
- Lin, Y.-L., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1983: Bulk Parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 1065.
- Houze, R. A. Jr., 1993: Cloud Dynamics, Academic Press, 573.
- Kuo, Y.-H., and Chen, G. T.-J., 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, 7, 169.
- Yang, M. J., and Houze, R. A. Jr., 1995: Multicell squall line structure as a manifestation of vertically trapped gravity wave. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 641.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiment with the primitive equations. I. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99.
- Germano, M., Piomelli, U., Moin, P., and Cabot, W. H., 1991: A dynamic subgrid-scale eddy viscosity model. *Phys. Fluids*, A3, 1760.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Amer. Meteor. Soc.*, 10, 32.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A., and Brewster, K., 1995: Advanced Regional Prediction System (ARPS) Version 4.0 User's Guide. Center for Analysis and Prediction of Storms, User's Guide, University of Oklahoma, 320.