

## 梅雨季台灣西南部地形對潮濕氣流影響之初步研究

陳景森<sup>1</sup> 林秉承<sup>2</sup>

1 國立中央大學大氣科學系

2 空軍氣象聯隊氣象中心

## 摘要

台灣梅雨季大約發生在 5 月下旬至 6 月上旬(Chen and Chen 2003)。此時台灣海峽及南海北部附近盛行西南~西南西風。台灣是一海島，山區面積佔整個台灣約三分之二。在梅雨季時台灣西南部為迎風面，常發生豪大雨 (Chen et al. 2007)。1997~2007 年 11 年內各年梅雨季月平均雨量大部份降雨之最大值都在台灣西南部地形斜率為 0.3 以上的山坡地，高度 500 m 或是在 1.5~2km 間。地形對降雨型態影響的數值研究(Chu and Lin 2000, Chen and Lin 2005, Chen et al. 2007)，指出 Froude number 是一個重要的參數。而 Smith(1979)指出山的高寬比  $h/a$  會影響降雨型態。台灣西南部地形高寬比及地形斜率比 Chen and Lin (2005)所用的地形還大一個數量級。本研究利用 Weather Research and Forecasting Model(WRF)模式及一個理想探空資料，探討台灣西南部複雜及陡峭的地形如何影響潮溼氣流的特性及降雨分布。

模擬結果發現在低濕夫如數(0.14~0.28)( $F_w = U/N_w h$ ， $U$  為環境風速， $N_w^2$  為  $(g/\theta_v)(\partial\theta_v/\partial z)$ 、 $\theta_v$  為虛位溫， $h$  為山高)，未飽和氣流受到西南部地形阻擋而繞山，當氣流飽和時浮揚頻率平方值變小或負值，氣流變較不穩定，可以從繞山體系變成爬山的體系。

濕夫如數較大時(0.28)因氣流飽和而變成不穩定，為爬山體系，則降雨大值的位置發生在較高的山坡(1.5km~2km)，與 2000 及 2006 年梅雨季月平均雨量較大值位置的高度類似，在台灣西南部外海及平原區因氣流受地形影響而產生的輻合有利於降雨的發生。而濕夫如數越小則受地形阻擋效應較明顯，當濕夫如數為 0.19 時，降雨大值的位置在較低的山坡(500 m)，與 2001，2002，2004 及 2005 年梅雨季月平均雨量較大值的位置類似。

關鍵詞：梅雨、濕夫如數

## 一、前言

台灣梅雨季大約發生在 5 月下旬至 6 月上旬(Chen and Chen 2003)。Chen and Chen(2003)指出 5 月下旬時，由於 200hPa 的南亞高壓中心位在中南半島北方(Chen and Chen 2003 圖 13.a)，輻散發生在台灣高層附近。在 850hPa，從中南半島、南海到台灣及菲律賓北部，因為太平洋高壓東退，西南風盛行於該區。到 6 月上旬為梅雨季最強的時候，在 850hPa 的西南季風可以從中南半島經台灣延伸至東海。在梅雨季西藏高原因有西風的關係，在背風處常有背風槽的產生而產生綜觀系統的擾動(Chen and Hui 1990, 1992；Chen et al. 1994)。這些擾動可以影響梅雨鋒面及中尺度對流系統(MCS)的發生，有可能為台灣西南部帶來豪雨(Chen et al. 2007，陳等人 2007)。

台灣是一海島，山區面積佔整個台灣約三分之二，中央山脈為北北東—南南西走向，平均高度為 2 公里，最高峰為 4 公里，山脈的長度南北大約 350 公里，因此地形影響降雨相當顯著。地形的影響不但可以產生區域性的環流，天氣系統也常與地形交互作用而造成地區性的天氣變化。如 Akaeda et al.(1995)中指出低 Froude number ( $F = U/h_m N$ ， $U$  為向岸分量風速， $h_m$  為山高， $N$  為 Brunt-Vaisala frequency)的氣流受地形阻塞效應，造成迎風面的山坡上有局部輻合，在一個對流不穩定的環境下於西部迎風面山坡上產生 MCSs 並且滯留在山坡上帶來持續性的降雨，Li et al.(1997)提到 TAMEX(Taiwan Area Mesoscale Experiment) IOP13 所觀測到的長時間存在之對流雨帶與因地形產生的地形噴流(barrier jet)和槽後的

西風造成的輻合區有關。另外 Yeh and Chen(1998)根據台灣的雨量測站資料發現在 TAMEX 期間最大的總降雨量位在西部及西南部的迎風面山區，在山區的日降雨發生率(>70%)比在沿岸地區還大(<50%)，而迎風面山區的降雨量及降雨發生率都明顯比背風面山區還大，由上面結果可知地形的抬升效應對於降雨扮演很重要的角色，同時 Yeh and Chen(1998)也提出在午後因地表加熱而在山地產生上坡風，幫助盛行風抬升，為造成在迎風面山區在下午發展降雨系統的一個主要影響因素。

Chen and Chen(2003) 使用 1994-98 的氣象局雨量資料 (Automatic Rainfall and Meteorological Telemetry System, ARMTS)發現在迎風面西部的平原及山地測站於梅雨季後半(6 月 1 日至 6 月 15 日)有雨量的峰值，同時也可發現在這些測站降雨發生率也有較高的情形。Chen et al.(2007)根據 ARMTS 資料統計 1997-2002 的雨量得到日雨量有達到 50 mm 及至少有一時雨量 15 mm 條件下的測站數在西南部最多。相對在西南氣流背風處的東北部、東部及東南部達到此條件的測站數很少，由此可看出在梅雨季時地形對於降雨的影響非常的大。

地形對降雨型態影響的數值研究，在較早期有 Chü and Lin(2000)，近期有 Chen and Lin(2005)。Chen and Lin(2005)假設地形  $h(x, y)$  為  $h(x, y) = H \cos^2 \frac{\pi |l(x, y)|}{2L}$ ， $H$  為 2km，當  $|l(x, y)| \leq L$ ， $L$  為 200 km，地形之斜率最大值为 0.015，分析地形如何影響條件不穩定氣流的理想模擬測試，發現在不同濕夫如數( $F_w = U/N_w h$ ， $U$  為環境風速， $N_w^2$  為  $(g/\theta_v)(\partial\theta_v/\partial z)$ 、 $\theta_v$  為虛位溫， $h$  為山高)下的降雨型態可分為(I)準滯留在山坡及往上游發展的對流系統，(II)準滯留在山坡的對流系統，(III)滯留在山坡及準滯留在下游的對流系統，(IV)在山區發展的層狀降雨系統及往下游發展。Chen and Lin(2005)也討論 CAPE(Convective available potential energy)的大小對降雨的影響。CAPE 越低其發展的對流系統強度也越弱，所以在較低的 CAPE 值時，在地面產生的冷池相對也較弱，故對

流系統可以更容易繼續往盛行風的下游移動。

Smith(1979)指出山的高寬比( $h/a$ ， $h$  為山高， $a$  為半山寬)會影響降雨型態，Chen et al.(2007)指出山的高寬比  $h/a(0.27\sim 0.04)$ 對於降雨型態有很大的影響。所以  $F_w$  及  $h/a$  影響降雨型態和降雨量。Chen et al. (2007)指出在低  $F_w(< 0.39)$ 的降雨形態都會向上風處移動的對流系統(屬於(I)類的降雨型態)，而且對於  $h/a$  的變化不敏感；相對在高  $F_w$  時， $F_w$  及  $h/a$  則都會影響降雨型態。當  $F_w$  固定， $h/a$  越大其降雨會向下風處移動。但當  $h/a$  固定時，模擬結果累積雨量隨著  $F_w$  越大則越多；相反固定  $F_w$ ，整個模式內累積雨量與  $h/a$  變化並不敏感。

利用 ARMTS 分析 1997~2007 年共 11 年梅雨季的月平均雨量(5 月下旬到 6 月上旬)(圖 1)發現每年西南部月平均雨量的極大值發生在地形斜率大於 0.15 以上的斜坡地，其中有 7 年(1998, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 及 2007)雨量極大值發生在  $22.6^\circ N$  到  $23^\circ N$ 、 $120.7^\circ E$  之間，另外有 3 年(1999, 2000 及 2006)的極值發生在  $23.3^\circ N$ 、 $120.9^\circ E$ ，在雨量分布不同地區是否與山的高寬比有關？台灣西南部山的高寬比可由 Chen S. H. et al.(2007)2D 地形公式：

$$h_s(x) = \frac{h}{1 + [(x - x_0)/a]^2}$$

來估算，其中  $h_s(x)$ 、 $h$ 、 $a$  和  $x_0$  為地形高度、地形最高點、半山寬和地形中心，假設台灣地形在  $23.5^\circ N$  地形最高點約 3.5 km(有 3 年降雨最大值發生的區域)，在山高為 350 m(0.1h)，寬度約為 45 km(為 3a)，此剖面的半山寬  $a$  大約為 15 km，山的高寬比為 0.23，而  $22.8^\circ$  的山高約為 2km，半山寬  $a$  為 10 km，山的高寬比為 0.2(有 7 年降雨最大值發生的區域)，高寬比從南向北略增。台灣的地形也非常陡峭，西南部 500 m 高度附近地形的斜率都大於 0.15 以上，比 Chen and Lin(2005)地形的斜率更大過一個數量級以上，故本篇針對有陡峭的地形及大的高寬比的台灣在梅雨季對流不穩定的潮濕環境下，分析台灣西南部地形對於降雨的影響。

## 二、資料來源與分析

### 1. 資料來源

本研究所使用的資料為：

- (1) 1997~2007 年 5、6 月的 ECMWF/TOGA 資料，時間間隔為 6 小時一筆，為 0000UTC、0600UTC、1200UTC 及 1800UTC (ECMWF/WCRP (European Centre for medium-Range Weather Forecasts / World Climate Research Programme) level III-A Global Atmospheric Data Archive)，資料解析度為  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$  全球模式分析資料。
- (2) 1997~2007 年 5、6 月中央氣象局自動雨量站 (ARMTS) 及傳統測站雨量資料。

根據陳等人(2007)建議利用在距離台灣西南部外海約 200 km 處 UA(圖 2)內 6 點的 ECMWF/TOGA 資料 ( $117^\circ\text{E}$ 、 $20.25^\circ\text{N}$ ； $117^\circ\text{E}$ 、 $21.125^\circ\text{N}$ ； $117^\circ\text{E}$ 、 $22.5^\circ\text{N}$ ； $118.125^\circ\text{E}$ 、 $20.25^\circ\text{N}$ ； $118.125^\circ\text{E}$ 、 $20.25^\circ\text{N}$ ； $118.125^\circ\text{E}$ 、 $22.5^\circ\text{N}$ ) 代表台灣西南部的風場及平均水氣量，模式所使用的初始資料也是從 UA 區計算而得。選取 UA 處則是根據 Overland and Bond(1995)及 Li and Chen(1998)的建議。在梅雨季平均風速(約 10 m/s，Chen and Chen 2003)受地形所產生擾動會影響上游 100 多公里，另外 UA 位置風向正好從偏南風轉成西南風(Chen and Chen 2003 的圖 12a、b)，可以影響到台灣西南部，故將此處資料代表環境場的資料。

### 2. 1997~2007 各年 EC 平均風場及平均雨量分析

利用 ECMWF/TOGA 資料計算 1997~2007 每年 5 月下旬(5/15~5/31)及 6 月上旬(6/1~6/15)在 UA 處(圖 2)的 850hPa 和 700hPa 平均風場，扣除颱風天數的資料，發現大部分的年份 5 月下旬及 6 月上旬平均風場都為西南風或西南西風(除 03 年 5 月及 04 年 6 月)(圖 3)。1997~2007 年 5 月下旬風速大部份比 6 月上旬小(圖 2-2-2)，與 Chen and Chen(2003)研究一致，除了 1999、2001 及 2004 年外，1997、1998、2000、2002、2003、2005、2006 及 07 年 6 月上旬平均雨量大於 5 月下旬(圖 2-2-3)。這與 Chen and Chen(2003)結果一致。

1997~2007 共 11 年各年梅雨季月平均雨量較大區域的位置(圖 1)，主要有兩個分布型態(圖 4)，其中有 3 年(1999、2000 及 2006)月平均雨量較大區域約在  $120.9^\circ\text{E}$ 、 $23.2^\circ\text{N}$  位置，高度約為 1.5km，其中 2000 和 2006 年 6 月雨量較大(圖 2-2-3)，而 6 月平均風速在 8 m/s 以上。有 7 年(1998、2001、2002、2003、2004、2005 及 2007)月平均雨量較大區域約在  $120.7^\circ\text{E}$ 、 $22.6^\circ\text{N} \sim 23^\circ\text{N}$ ，高度約為 500 m，其中 2001 年 5 月雨量較大，風速在 4 m/s，2002 及 2004 年風速在 4~5 m/s，2005 年 6 月上旬風向為  $226^\circ$ ，風速約 7 m/s，西風風速為 4.2 m/s。

整理 1997-2006 年 5 月中至 6 月中梅雨季西南部豪大雨個案中(陳等人 2008)，都發現在台灣附近有高層輻散，低層輻合及低層有對流不穩定潮濕溫暖的環境( $\theta_e$  值往上遞減)，則有利於豪大雨事件發展的綜觀天氣型態(Chen and Li 1995；Li et al. 1997)。大部份的強降兩個案情形發生在鋒面移動到台灣附近或是在台灣西南部外海或是南海產生的強對流系統移入所造成(Chen et al. 2005；彭 2006；蘇 2007)。但在 2000 年 6 月 13 日及 1999 年 5 月 28 日兩個個案根據衛星雲圖初步分析並沒有顯著的強對流系統移進台灣，比較屬於西南季風的潮濕空氣受地形抬升所造成的降雨。2000 年 6 月 13 日的個案為超大豪雨個案，當日最大降雨量為 351 mm，比 1999 年 5 月 28 日的個案降雨量(206 mm)還大，所以本研究取 2000 年 6 月 13 日 ECMWF/TOGA 在 UA 區域的資料為模擬台灣地形對潮濕氣流影響的初始探空資料。

#### 2-3 2000 年 6 月 13 日個案雨量分析

在 2000 年 6 月 13 日個案全台雨量分布圖可以看到 01 LST(圖 5b)苗栗到彰化之平地有降雨，高雄沿岸也有降雨，最大達到 30 mm 以上，此降雨為前一個小時(2000 年 6 月 13 日 00 LST)(圖 5a)苗栗到彰化的沿岸繼續往內陸移動造成的降雨，02 LST(圖 5c)主要的降雨則往內陸移到斜坡，大部份降雨都有達到 20 mm 以上，此為鋒面所帶來的降雨，隨後鋒面移動到台灣南部後 03 LST(圖 5d)及 04 LST(圖 5e)主要降雨都在斜坡地上，最大降雨量增強到 50 mm 以上，因地形抬升使得降雨

強度增強，05 LST(圖 5f)在台南高雄間平地降雨移入，在 06 LST(圖 5g)從台南高雄間平地移到西南部斜坡降雨增強，同時西南部斜坡以上的山地開始有較大範圍的降雨，之後的時間主要降雨的位置都在高度約 1500 公尺山坡地上。

台灣西南部測站以地形高度分類成沿岸(高度小於 20 m)、平地(高度大於 20 m 小於 200 m)及山地(高度大於 200 m)分析降雨量(圖 6)，發現西南部全部測站平均雨量，除了 01 LST 降雨量為沿岸貢獻最大，之後的時間主要的降雨都是山地雨量貢獻最大，可推論此個案主要為地形抬升所造成的降雨。

此個案最大降雨站(南天池站)日降雨量達 351 mm。分析逐時降雨(圖 7)可發現在 02 LST 開始降雨開始增強，此時有一降雨極值(29 mm)，降雨持續到 14LST 後雨量強度減弱，時雨量不到 10 mm。

分析同樣位於山區的阿里山站的逐時氣溫(圖 7)，發現在較大降雨期間的氣溫並沒有明顯溫差的情形，另外在西南平地的嘉義站逐時氣溫(圖 7)也發現在地面鋒面通過西南部後(02LST~05LST 間)，氣溫也沒有明顯的日夜變化，可以忽略因溫度所產生局部環流造成降雨。

### 三、模擬設計及模擬結果分析

#### 1. 模式介紹與模擬設計

##### 1.1 模式介紹：

本篇使用 Weather Research and Forecasting Model(WRF)模擬理想個案。WRF 模式是由 NCAR(the National Center for Atmospheric Research)、NOAA(the National Oceanic and Atmospheric Administration's)、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)、FSL(Forecast System Laboratory)、AFWA(the Department of Defense's Air Force Weather Agency)、NRL(Naval Research Laboratory)、CAPS(the Center for Analysis and Prediction of Storms)、FAA(the Federal Aviation Administration)機構共同發展，是一個應用很廣泛的數值模式，例如可以用來做真實天氣

環境的預測或是做理想的個案模擬。WRF 模式模擬出來的結果可以使用 RIP、GrADS、NCAR Graphics、Vis5D 等套裝軟體以圖形化的輸出方式，方便了解及分析模擬結果。

##### 1.2 模式設定：

本篇使用 WRF Model v2.0.3 版模擬台灣地形對理想潮濕大氣氣流及降雨影響。在非靜力狀況下，微物理參數化是使用 Purdue Lin et al. scheme(Lin et al. 1983)，此方法考慮了水汽、雲水、雨水、雲冰、雪、霰的計算。因網格點解析度為 1.6 km，模式可自行解析對流系統，故沒有使用積雲參數化。時間積分上使用三階的 Runge-Kutta 時間積分法運算，在水平方向使用五階平流法而垂直方向使用三階的平流法，邊界設定則是在東西及南北方向都為開放邊界，模式頂層高度為 20 km，上層有 5 km 厚的吸收層，為了降低波的反射造成模擬結果的影響，而時間步階設定為 6 秒，全部模擬的模式設定都相同。

模式的初始值為一個單一探空資料，初始輸入探空資料為垂直 31 層，需要的資料有位溫、水氣以及東西向和南北向之風速值。Domain 網格點數為 751x751，其網格點解析度為 1.6 公里，整個面積為 1200 km<sup>2</sup>，模擬中使用的台灣地形則是由 USGS 解析度為 0.0083 度地形資料內插至解析度為 1.6 km 放置在 Domain 的中間。垂直方向使用追隨地勢的  $\sigma$  座標。

前人有許多研究氣流受地形影響的理想個案模擬，其使用的地形公式及時間如下，其中無因次參數，表示空氣塊通過障礙物所需要時間的倍數。公式為  $T = (U \times t) / a$ ，U 為風速(m/s)、t 為模式模擬時間(s)，a 為地形的半山寬(m)：

如 Smolarkiewicz and Rotunno(1990)中在乾大氣的模擬下，此篇其無因次時間參數 T 大約為 9 可到達準靜穩態(Quasi-steady state)。又如 Miglietta and Buzzi(2004)積分時間 2 天，風速 10 m/s，無因次時間參數 T 大約為 35。Jiang(2003)風速 10~15 m/s，積分時間為 5 小時，無因次時間參數 T 為 18~27。而 Chen and Lin(2005)，無因次時間參數固定為 17.28 到達穩態。

### 1.3 模式設計：

模擬的初始狀態是把讀入的各層資料水平均勻內插到網格點中，本研究使用 2000 年 6 月 12 日 12UTC 的資料為初始探空資料，其 CAPE 值大約為  $2000 \text{ J Kg}^{-1}$ ，此日探空(圖 8)從底層到 500- hPa 相對濕度大約 90%，500- hPa 至 200- hPa 相對濕度遞減到約 55%。底層至 500- hPa 為對流性不穩定的狀態。底層風向為西南西風，至 500- hPa 轉為西風，700- hPa 以下平均風速為 9.55 m/s。以此探空資料調整水氣隨位置的變化或風場大小。而本研究以平均風為 9.55 m/s 模擬 48 小時，無因次時間參數為 109，和前人研究無因次時間參數相比本研究模擬 48 小時後累積雨量並無太大變化，可視為穩態，可以對此結果進行分析，其他測試(改變風速)無因次時間參數至少大於 100 的情況下，相對應的模擬時間來比較模擬結果。

在每年梅雨季水氣通常由西邊或是西南邊提供，本研究另外設計水氣隨位置變化(圖 9)，以初始資料水氣從  $119^\circ \text{ E}$  附近開始由西往東線性遞減，遞減至台灣地形中心位置的水氣為初始水氣 15%，再往東則固定為初始水氣的 15%，而南北方向則不變。此設計為模擬台灣原本環境為一個較穩定的狀態，從西邊有潮濕不穩定的氣流移動的情形。當改變水氣隨位置變化時，同時調整溫度使各層水平上虛位溫不變，避免在初始模擬因密度不同所造成上升或下降的運動產生。另外改變風速大小(改變 Fw)，測試相同的環境條件下，風速大小與降雨分布之間的關係。模擬條件設定列於表 1。

### 2. 模擬結果分析

**Case1 分析：**(Fw=0.28)初始探空資料根據圖 8 的水氣及各層風場。

模擬後第 1 小時在 500 m 以上區域有降雨，經過較大降雨區域的中心 ( $23.39^\circ \text{ N}$ ) 的 AB 線段東西方向剖面圖(圖 10a)，可發現(圖 10b)  $120.7^\circ \text{ E} \sim 120.9^\circ \text{ E}$  的區域有較大的雨水加雲水之值(大於  $5 \times 10^{-5} \text{ kg/kg}$ )，在  $120.8^\circ \text{ E}$  位置其高度大約在 3 km~5.5 km 間水平方向有明顯的虛位溫梯度 ( $0.66^\circ \text{ C/km}$ )，因在同一

層高度，在虛位溫較高的地方因密度較小，上升運動得以加強，使潮濕的空氣達到飽和產生降雨。模擬第 10 小時(圖 11a)在較低區域(500 m)以下，在  $22.6^\circ \text{ N}$  以北氣流主要為繞山體系，由浮揚頻率平方值  $Nw^2$  ( $Nw$  為浮揚頻率)分布圖(圖 11b)可發現此區域浮揚頻率平方值較大，濕夫如數(Fw)小於 0.3，氣流較穩定而呈繞山現象。氣流 500 m 以上區域因飽和有降雨，浮揚頻率平方值主要為負值(有些若干小範圍為正，其雨水加雲水值小於  $1 \times 10^{-6} \text{ kg/kg}$ ，圖 11c)，氣流從穩定轉變成較不穩定的狀態，氣流從偏南風轉西風，從繞山體系轉為爬山體系，降雨大部分在 500 m 以上。模擬時間第 24 小時的狀態(圖 12a)與第 10 小時類似，較低區域氣流為繞山而 500 m 以上氣流轉為爬山體系，在浮揚頻率平方值分布圖(圖 12b)一樣可以發現在地形前浮揚頻率平方值較大而 500 m 以上浮揚頻率平方值較小或為負值，累積降雨分布主要為兩個較大降雨區域，在  $23.3^\circ \text{ N}$ 、 $120.7^\circ \text{ E}$  及  $23^\circ \text{ N}$ 、 $120.8^\circ \text{ E}$  附近，高度約為 1.5km~2km 間。分析雨水分布圖(圖 12c)發現在較大的上升速度(大於 0.5 m/s)有較大的雨水區(大於  $5 \times 10^{-4} \text{ kg/kg}$ )。在第 24 小時的較大雨水區位置與較大累積降雨(圖 12d)的地區相符合。模擬時間第 48 小時(圖 13)，因為較低區域(約 500 m 以下)沒有降雨，氣流仍屬於較穩定的狀態，故氣流主要是以繞山體系為主。較大降雨區域中心在  $23.3^\circ \text{ N}$ 、 $120.7^\circ \text{ E}$  附近，高度大約為 1.5km~2km 間，距離觀測值(圖 14)最大位置  $23.2^\circ \text{ N}$ 、 $120.9^\circ \text{ E}$  西北邊約 20 km。另外在模擬結果(圖 13)南邊的降雨大值中心在  $23^\circ \text{ N}$ 、 $120.8^\circ \text{ E}$  附近，高度大約為 1.5km~2km 間，在觀測值同個位置也是降雨較大區域，但此位置東邊因無觀測資料，故不能夠推斷此模擬的降雨大值是否合理。

在 Case1 假設整個模擬區域初始大氣狀態為潮濕，若欲研究在梅雨季台灣上游的潮濕空氣移向大氣狀態較乾的台灣上空，此情形則在 Case2 討論。

**Case2 分析：**(Fw=0.28)初始探空資料水氣及風場與 Case1 同，水氣由西往東遞減。

降雨開始於模擬第 5 小時(圖 15a)，從左

邊邊界到 500m 前較低區域仍屬於較穩定的氣流，氣流主要為繞山體系，在 500 m 地形前為南風。約在  $119.8^{\circ}E$ 、 $23.4^{\circ}N$  以北有降雨，經過降雨區域中心( $23.67^{\circ}N$ )AB 線段東西方向剖面圖(圖 15b)，在降雨位置( $119.8^{\circ}E$ )有較大的雨水加雲水值(大於  $5 \times 10^{-5} kg/kg$ )，在高度約 1.5km~4 km 之間同樣也發現有虛位溫梯度( $0.5^{\circ}C/km$ )，加強上升運動使潮濕空氣飽和產生降雨，同時地面有西南風與南風之輻合，亦加強上升運動，此虛位溫梯度是由模擬開始地形升起所引起。到了模擬第 10 小時，地形前區域有累積降雨(圖 16)，比 5 小時前多，而西南風與南風輻合亦移到海岸邊。模擬時間第 24 小時，降雨主要在 500 m 以上區域開始累積(圖 17a)在  $23.3^{\circ}N$  及  $23^{\circ}N$  1.5km~2km 累積雨量較多，較低區域氣流(500 m 以下)主要為繞山體系，在 500 m 以上浮揚頻率平方值為負值(圖 17b)，因為有較大的雨水加雲水值( $1 \times 10^{-6} kg/kg$ )(圖 17c)，而 500 m 以下浮揚頻率平方值為正區，因此區域雨水加雲水值很低，氣流為穩定的狀態。氣流從 500 m 以上轉變成偏西風的爬山體系。分析雨水分布圖(圖 17d)發現較大的上升速度(大於  $0.5 m/s$ )有較大的雨水區(大於  $5 \times 10^{-4} kg/kg$ )。在第 24 小時的較大雨水區位置與較大累積降雨(圖 17a)位置相符合。模擬時間第 48 小時(圖 18)，500m 以下的區域氣流為繞山的體系。從外海至山地上都有累積降雨，主要降雨區位置與 Case1 大約相同，在  $23.3^{\circ}N$ 、 $120.7^{\circ}E$  附近，高度大約為 1.5km~2km 間，及  $23^{\circ}N$ 、 $120.8^{\circ}E$  附近，高度大約為 1.5km~2km 間。雨量較大值位置與觀測結果類似，此 Case 累積降雨比 Case1 還小，主要是因為此 Case 在台灣上空初始在台灣的水氣較少，為較乾燥的環境，故最後的累積降雨較少。

在第一章前人研究結果及風速大小會影響降雨位置，故從 Case3~Case5 測試不同風速大小受地形影響其降雨位置如何改變。

**Case3 分析：**( $Fw=0.28$ )初始探空資料水氣遞減與 Case2 同，各層風場皆為 Case1 風場資料 700hPa 以下的平均風場， $U=9.06m/s$ ， $V=3.01m/s$ ，風向為  $250^{\circ}$ 。

降雨開始於模擬第 4 小時(圖 19)，從左邊邊界到較低區域仍屬於較穩定的氣流，氣流主要為繞山體系，在 500m 地形前為南風。約在  $119.8^{\circ}E$ 、 $23.1^{\circ}N$  以北有降雨，經過降雨區域中心( $23.6^{\circ}N$ )AB 線段東西方向剖面圖(圖 3-2-20)，在降雨位置( $119.8^{\circ}E$ )有較大的雨水加雲水值(大於  $5 \times 10^{-5} kg/kg$ )，在高度約 1.5km~4km 之間同樣也發現有虛位溫梯度( $0.4^{\circ}C/km$ )，加強上升運動使潮濕空氣飽和產生降雨，同時地面有西南風與南風之輻合，亦加強上升運動。此時較大水氣混合比區域(圖 19(c))(大於  $0.02kg/kg$ )移動到台灣外海附近，在西部近海的降雨區有上升運動(大於  $0.005m/s$ )(圖 19(d))。另外在台灣西南部外海( $120^{\circ}E$ 、 $22.3^{\circ}N \sim 23^{\circ}N$ )也為上升運動區(大於  $0.005m/s$ )，這個上升運動配合較大水氣混合比的移進(圖 19(c)、(d))，幫助在模擬第 5 小時(圖 20)產生降雨。模擬第 6 小時(圖 21)較大水氣混合比區域(大於  $0.02kg/kg$ )移動到台灣西南部海岸區，在台灣西南部海岸區有降雨(圖 21(b))，故此降雨為較大水氣混合比區域受到西南風與南風輻合區影響而產生降雨。到了模擬第 10 小時，地形前區域有累積降雨(圖 22)，比 5 小時前多，而在  $23^{\circ}N \sim 23.8^{\circ}N$  之間西海岸平原區有西南風與南風輻合，而在  $22.6^{\circ}N \sim 23^{\circ}N$  之間盛行風與東南風輻合於平原區，所以從  $22.6^{\circ}N \sim 23.8^{\circ}N$  的輻合帶有較大雨量累積於此。模擬時間第 24 小時，累積降雨主要在 500 m 以上區域開始增加(圖 23)在  $23.4^{\circ}N$ 、 $23.2^{\circ}N$  及  $23^{\circ}N$  1.5km~2km 累積雨量較多，約  $22.6^{\circ}N \sim 23.2^{\circ}N$  之間 500m 以下地形前區域氣流主要為爬山體系，因為浮揚頻率平方值為負，因為有較大的雨水加雲水值( $1 \times 10^{-6} kg/kg$ )(圖 23(c))，在 500m 以上浮揚頻率平方值亦為負值(圖 23(b))，氣流從 500m 以上轉變成偏西風的爬山體系，而  $23.2^{\circ}N$  以北 500m 以下為正區，因雨水加雲水值很低，氣流從西南風成為繞山情形，分析雨水分布圖(圖 23(d))發現較大的上升速度(大於  $0.5m/s$ )有較大的雨水區(大於  $5 \times 10^{-4} kg/kg$ )。第 24 小時的較大雨水區位置與較大累積雨量的位置相符合。模擬時間第 48 小時(圖 24)，約

23°N 以南較低區域氣流為爬山的體系，因為浮揚頻率平方值(圖 24(a)) 23°N 較小或是負值，氣流較不穩定故可爬山。從外海至山地上都有累積降雨，主要降雨區位置在 23°N ~ 23.5°N，120.8°E，高度約為 1.5km~2km 之間。雨量較大值高度及位置與觀測結果類似(圖 13)，Case3 累積降雨較大區域(大於 200mm)比 Case1 及 Case2 範圍還大，因為 Case3 在從地面至 1500m 的氣流為西南西風偏西南風，風速為 9.5m/s 而 Case1 及 Case2 為 8.5m/s，所以 Case3 盛行風帶來水氣量較多。

Case3 模擬結果與 2000 及 2006 年梅雨季月平均雨量較大降雨區域位置類似，可得知在此 Fw 情況下，較大降雨位置會在 1.5km~2km 高度之間。

Case4 分析：(Fw=0.19)初始探空水氣遞減與 Case2 同，各層風場為  $U=5.66$  m/s,  $V=1.88$  m/s，風向與 Case3 同。

在模擬第 6 小時開始有降雨(圖 25)，地形高度在 500m 以下較低區域仍屬於較穩定的氣流，氣流主要為繞山體系，主要為南風。約在 119.6°E、23°N 以北有降雨，經過降雨區域中心(23.6°N)AB 線段東西方向剖面圖(圖 25)，在降雨位置(119.7°E)有較大的雨水加雲水值(大於  $5 \times 10^{-5}$  kg/kg)，在高度約 1.5km~4km 之間同樣也發現有虛位溫梯度(0.5°C/km)，加強上升運動使潮濕空氣飽和產生降雨，近海之降雨區向台灣移入。到了模擬時間 36 小時(圖 26)，在平地的氣流主要為西南西風，而 500 m 附近氣流為南風，分析雨水分布圖(圖 26(b))在 500m 附近有較大的上升速度(在第二層  $\sigma$  面，大於 0.5m/s)也有較大的雨水區(大於  $5 \times 10^{-4}$  kg/kg)。模擬第 36 小時的較大雨水區位置與較大累積降雨位置(圖 26)相符合。模擬時間第 48 小時，主要在平地至 500m 區域有累積降雨(圖 27)，在 22.8°N ~ 23.2°N 500 m 高度附近累積雨量較多，此區域因為有較大的雨水加雲水值( $1 \times 10^{-6}$  kg/kg)(圖 27(c))，浮揚頻率平方值較小或是負值(圖 27(b))，氣流較不穩定，沿岸到平地氣流偏爬山體系。模擬時間第 84 小時(圖 28)，較低區域氣流為爬山的體系。在 500

m 上 120.5°E、22.5°N ~ 23.4°N 有較大累積降雨，主要是氣流雖然是爬山體系，但因風速較小(6.4m/s)，故降雨主要在較低山坡(約 500m)上。

Case4 模擬結果與 2001，2002，2004 及 2005 梅雨季月平均雨量較大降雨區域位置類似，可得知在此 Fw 情況下，較大降雨位置會在 500 m 高度。

#### 四、結論

利用台灣西南部上游約 200 公里的 850hPa 和 700hPa 平均風場，扣除颱風天數的資料，在 1997~2007 每年 5 月下旬(5/15~5/31)及 6 月上旬(6/1~6/15)期間，發現大部分的年份 5 月下旬及 6 月上旬平均風場都為西南風或西南西風(除 2003 年 5 月及 2004 年 6 月)。1997~2007 年 5 月下旬風速大部份比 6 月上旬小，與 Chen and Chen(2003)研究一致，除了 1999、2001 及 2004 年外，1997、1998、2000、2002、2003、2005、2006 及 2007 年 6 月上旬平均雨量大於 5 月下旬。這與 Chen and Chen(2003)結果一致。

在 1997~2007 共 11 年各年梅雨季月平均雨量的極大值發生在地形斜率 0.3 以上的斜坡地，有 3 年(1999,2000 及 2006)在 1500 m 高度附近(120.9°E、23.2°N)，另外有 7 年(1998,2001,2002,2003,2004,2005,2007)位置在約 500m 的坡地上(120.7°E、22.6°N ~ 23°N)。利用台灣西南部上游約 200 公里處在 2000 年 6 月 12 日 12UTC 的探空，其底層至 500hPa 約 90% 相對溼度，且為對流不穩定的西南氣流，CAPE 值約為 2000 J Kg<sup>-1</sup>，探討台灣西南部陡峭的地形(最大斜率 0.3)及大的高寬比(0.2)在梅雨季潮濕對流不穩定的環境下，如何影響氣流及降雨。

本篇使用 WRF Model v2.0.3 版模擬台灣地形對理想潮濕大氣氣流及降雨影響。在非靜力狀況下，微物理參數化是使用 Purdue Lin et al. scheme(Lin et al. 1983)，此方法考慮了水汽、雲水、雨水、雲冰、雪、霰的計算。因網格點解析度為 1.6km，沒有使用積雲參數化。時間積分上使用三階的 Runge-Kutta 時間積分法運算，在水平方向使用五階平流法而垂直方向使用三階的平流法，邊界設定則是

在東西及南北方向都為開放邊界，模式頂層高度為 20km，上層有 5km 厚的吸收層，其目的為了降低波的反射造成模擬結果的影響。而時間步階設定為 6 秒，積分到無因次時間參數  $T(T = (U \times t)/a)$ ， $U$  為風速(m/s)、 $t$  為模式模擬時間(s)， $a$  為地形的半山寬(m) 為 100 左右。

模式的初始值為一個單一探空資料，初始輸入探空資料為垂直 31 層，需要的資料有位溫、水氣以及東西向和南北向之風速值。網格點數為 751x751，整個面積為 1200 km<sup>2</sup>，模擬中使用的台灣地形則是由 USGS 解析度為 0.0083 度地形資料內插至解析度為 1.6 km 放置在模式的中間。

模擬結果發現在低的濕夫如數(0.14~0.28)下，氣流在未飽和的狀況時為較穩定的狀態，氣流主要為繞山的體系，當氣流達到飽和時，浮揚頻率平方值會變小或是為負值，氣流變較不穩定後，會從繞山體系轉變成爬山體系。

在降雨方面，Case1(濕夫如數為 0.28)假設整個模擬區域初始大氣狀態為潮濕，使用的風場為 2000 年 6 月 12 日 12UTC 的探空各層風場，主要較大降雨的區域在 1.5km~2km 高度之間，與 2000 年 6 月 13 日較大降雨區域相似。Case2(濕夫如數為 0.28)假設台灣上游的潮濕空氣移向大氣較乾(相對溼度約 15%)的台灣上空，使用的風場為探空各層風場，主要較大降雨區域與 Case1 約相同，高度在 1.5km~2km 之間，因為初始狀態在台灣上空水氣較少，累積雨量比 Case1 少。Case3(濕夫如數為 0.28)水氣遞減情形與 Case2 同，使用的各層風場為 Case1 700hPa 以下平均風場，較大降雨區域也在 1.5km~2km 之間，與 00 及 06 年較大降雨位置類似。在台灣西南部外海及平原區因氣流受地形影響而產生的輻合有利於降雨的發生。Case3 累積降雨較大區域(大於 200 mm)範圍比 Case1 及 Case2 大，因在 Case3 從地面至 1500 m 的氣流為西南西風，風速為 9.5 m/s，而 Case1 及 Case2 為 8.5 m/s，所以 Case3 盛行風帶來水氣量較多。Case4(濕夫如數為 0.19)水氣遞減情形與 Case2 同，各層風場為  $U=5.66$  m/s， $V=1.88$  m/s，風向與 Case3 同，

主要較大降雨位置在 500 m 的坡地上，因風速較小所以較大降雨位置在較低位置，Case4 模擬結果的較大累積雨量位置與 2001、2002、2004 及 2005 年較大降雨位置在 500 m 的高度類似。此模擬尚未考慮地表溫度變化(Yang and Chen 2008)對氣流的影響，將來會將此條件加入模擬。

#### 參考文獻

- 彭文君，2006：梅雨季台灣西南部豪雨之初步研究(1997 年 ~2004 年)。國立中央大學，大氣物理研究所碩士論文，122PP。
- 蘇炯瑞，2007：2005 年梅雨季 6 月 12 號台灣西南部豪雨之分析。國立中央大學，大氣物理研究所碩士論文，120PP。
- 陳景森，陳宇能，林秉承，林沛練，劉哲伶，蘇炯瑞，彭文君，2007：梅雨季台灣西南部豪雨之探討(1997~2006)。大氣科學期刊，35 期(已接受)。
- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1720-1739.
- Chen, C.- S. and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan., *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Chen, C.- S., W.-C. Chen, Y.-L. Chen, P.-L. Lin, and H.-C. Lai, 2005: Investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Atmospheric Research*, **73**, 101-130.
- Chen, C.- S., Y.-L. Chen, C.-L. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007: The statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Weather Forecasting*, **22**, 981-1002.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2005: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteor. Atmos. Sci.*, **88**, 1- 21.
- Chen, S.-H., Y.-L. Lin, and Z. Zhao, 2007: Effects of unsaturated moist Froude number and orographic aspect ratio on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain. *J. Meteor. Soc. Japan.*, Accepted.



- Chen, Y.-L., and N. B.-F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2649–2667.
- Chen, Y.-L., and N. B.-F. Hui, 1992: Analysis of a relatively dry front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2442–2468.
- Chen, Y.-L., and J. Li, 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2978–3002.
- Chen, Y.-L., X. A. Chen, and Y.-X. Zhang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet (LLJ) during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2257–2284.
- Chu, C.-M. and Y.-L. Lin, 2000: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3817–3837.
- Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, **55A**, 301–316.
- Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959–971.
- Li, J., and Y.-L. Chen, and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060–1081.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Miglietta, M. M. and A. Buzzi, 2004: A numerical study of moist stratified flow regimes over isolated topography. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1749–1770.
- Overland, J. E., and N. A. Bond, 1995: Observations and scale analysis of coastal wind jet. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2934–2941.
- Smith, R. B. 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. in Geophys.*, **21**, B. Saltzman (Ed.), Academic Press, 87–230.
- Smolarkiewicz, P. K., Rotunno R., 1990: Low Froude Number Flow Past Three-Dimensional Obstacles. Part II: Upwind Flow Reversal Zone. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1498–1511.
- Yang, Y., and Y.-L. Chen, 2008: Effects of Terrain Heights and Sizes on Island-Scale Circulations and Rainfall for the Island of Hawaii during HaRP. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 120–146.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457–1469.

### 附錄

濕夫如數(Moist Froude number)：

$$F_w = U / N_w h$$

其中 U 為向障礙物分量風速，h 為山高， $N_w$  為 Brunt-Vaisala Frequency。

Brunt-Vaisala Frequency 計算公式如下：

(1)未飽和時：

$$N_w^2 = (g / \theta_v) (\partial \theta_v / \partial z),$$

$$\text{其中, } \theta_v = \theta (1 + 0.61q)$$

(2)飽和時：

$$N_m^2 = \frac{g}{T} (\Gamma_m - \Gamma) \left( 1 + \frac{L_c q_s}{RT} \right) - \left( \frac{g}{1 + q_w} \right) \left( \frac{dq_w}{dz} \right)$$

$$\text{其中, } \Gamma_m = \left( \frac{g}{C_p} \right) \frac{1 + \frac{L_c q_s}{RT}}{1 + \frac{L_c^2 q_s}{C_p R_v \bar{T}^2}},$$

$$L_c = 2.5 \times 10^6 \text{ J/kg},$$

$$C_p = 1005 \text{ J/K} \cdot \text{kg},$$

$$R_v = 461.5 \text{ J/K} \cdot \text{kg},$$

$$q_w = q_s + q_c + q_r$$

$\theta_v$  為虛位溫(K)， $\Gamma_m$  為空氣飽和溫度遞減率(K/km)， $\Gamma$  為環境溫度遞減率(K/km)， $\bar{T}$  為兩空氣層平均氣溫(K)， $q$  為混合比， $q_s$  為當時狀態為飽和的混合比(kg/kg)， $q_c$  為雲水值(kg/kg)， $q_r$  為雨水值(kg/kg)。

表 1 模擬條件設定列表

case	風速	風向	水氣 是否 由西 向東 遞減	初始 Fw(Mois t Froude number)	模 擬 時 間	無 因 次 時 間 參 數 T
1	風(EC 資料)	700hPa 以下 平均為 250 度 U=9.06 m/s, V=3.01 m/s	×	0.28	48 小時	109
2	風(EC 資料)	700hPa 以下 平均為 250 度 U=9.06 m/s, V=3.01 m/s	○	0.28	48 小時	109
3	U=9.06 m/s, V=3.01 m/s	250 度	○	0.28	48 小時	109
4	U=5.66 m/s, V=1.88 m/s	250 度	○	0.19	84 小時	120

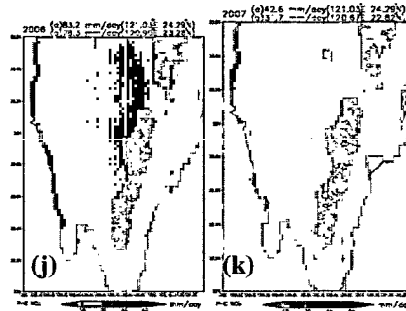


圖 1 (a)~(k)1997~2007 梅雨季(5 月中~6 月中)月平均雨量分布圖。地形高度為 500m、1500m 及 2000m

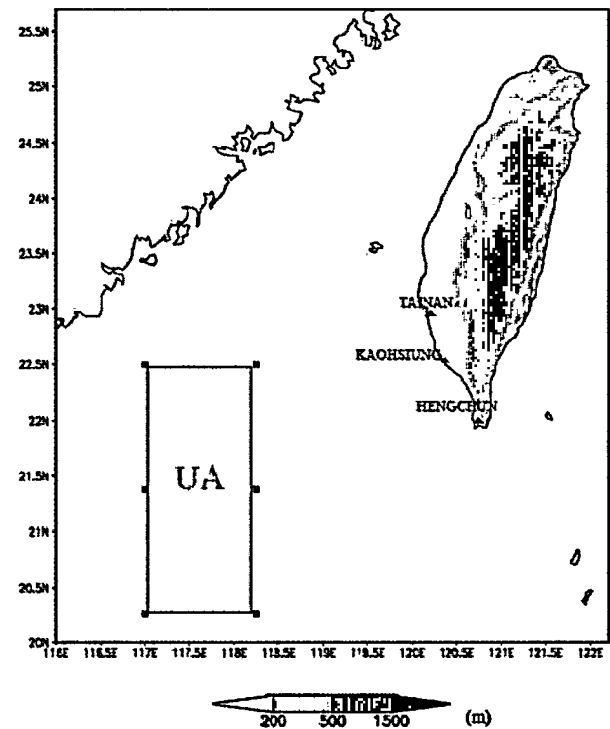
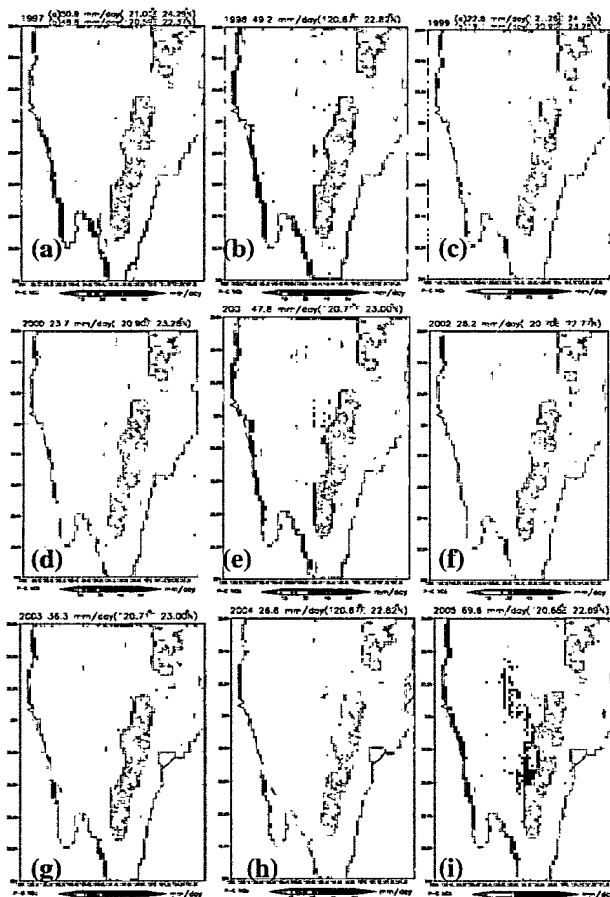
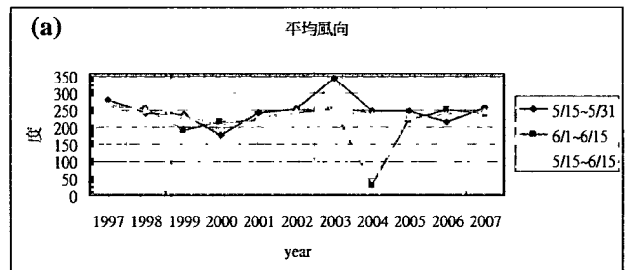


圖 2 台灣與距離台灣西南方約 200 公里的上游區 UA 的示意圖。UA 區黑色方塊表示 EC/TOGA 資料點。圖摘自陳等人 (2007)。



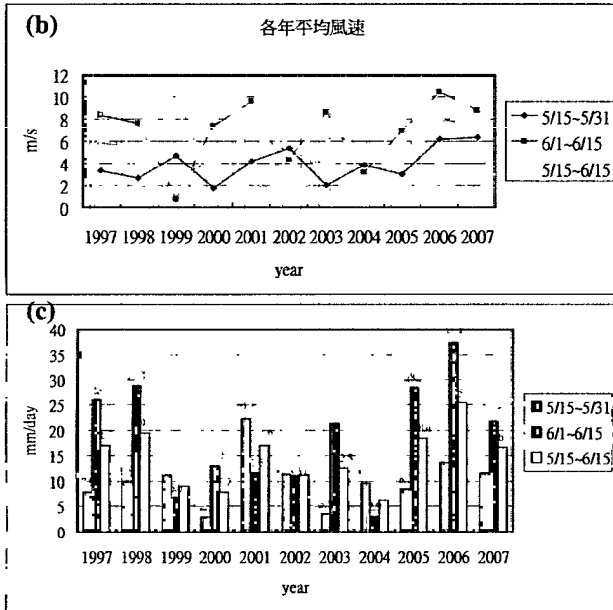


圖3 1997~2007各年梅雨季在UA區5月下旬、6月上旬及5月下旬至6月上旬(a)平均風向(b)平均風速(c)平均雨量。

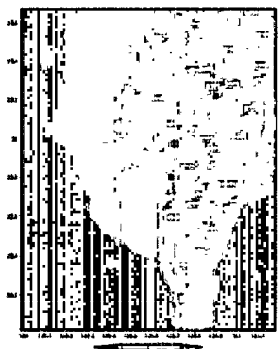


圖4 1997~2007各年梅雨季月平均雨量較大降雨分布圖。●為3年代表有最大月平均雨量在此位置，■2年在此位置，△1年在此位置。陰影區為地形斜率。

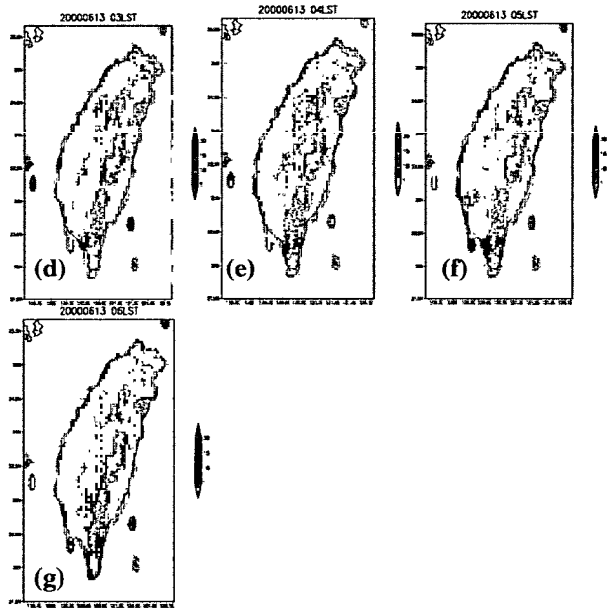
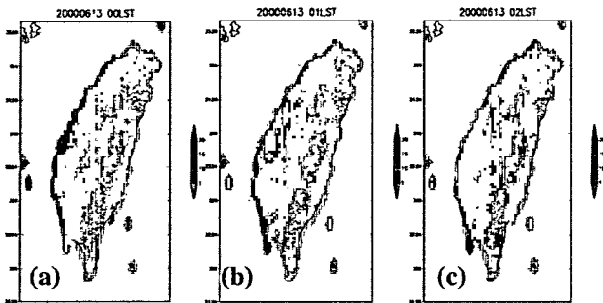


圖5 2000年6月13日逐時雨量分布圖 (a)00LST-(g)06LST。

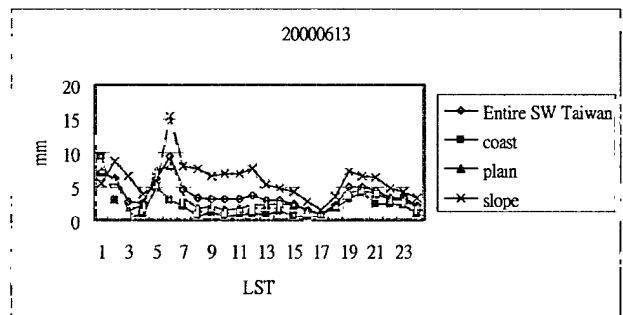
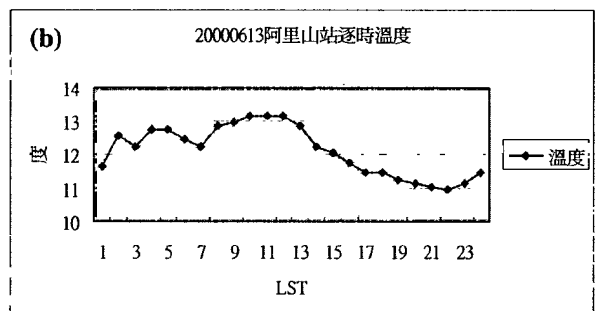
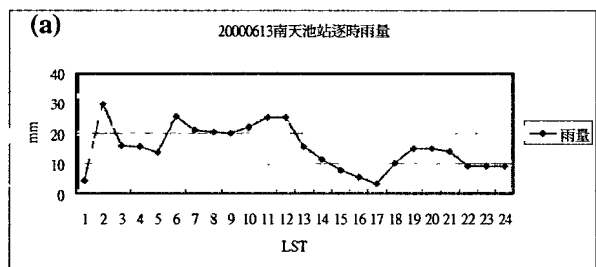


圖6 台灣西南部雨量測站分區平均雨量圖。沿岸(低於20公尺)，平地(高於20公尺低於200公尺)，斜坡和山區(高於200公尺)。



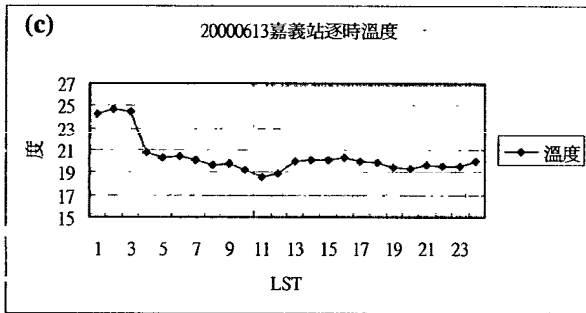


圖 7 2000 年 6 月 13 日(a)南天池站逐時雨量 (b) 阿里山站逐時氣溫(c)嘉義站逐時氣溫。

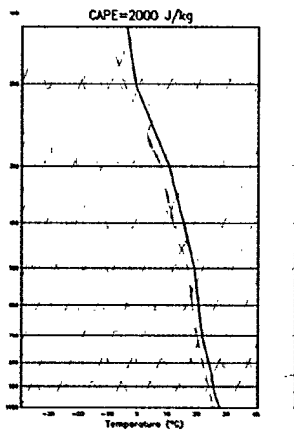


圖 8 2000 年 6 月 12 日 12UTC 探空圖。

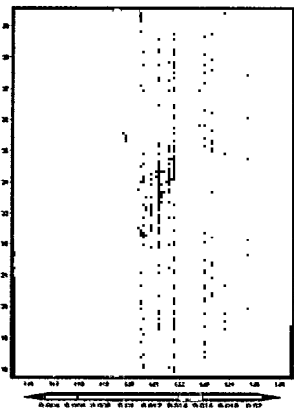


圖 9 模式水氣遞減示意圖(kg/kg)。實線為地形高度，為 0、500、1500 及 2500 m。

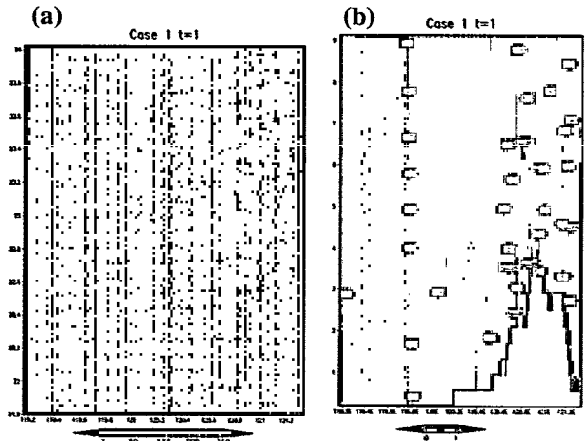


圖 10 Case1 模擬第 1 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(一個旗子、一支及半支風標各為 25m/s、5m/s 及 2.5m/s)。地形高度為 0、500、1500 及 2500m。AB 代表圖中東西剖面之位置(b)AB 垂直剖面圖，陰影為垂直速度(m/s)，虛線為虛位溫(K)，實線為雨水加雲水值(kg/kg)。

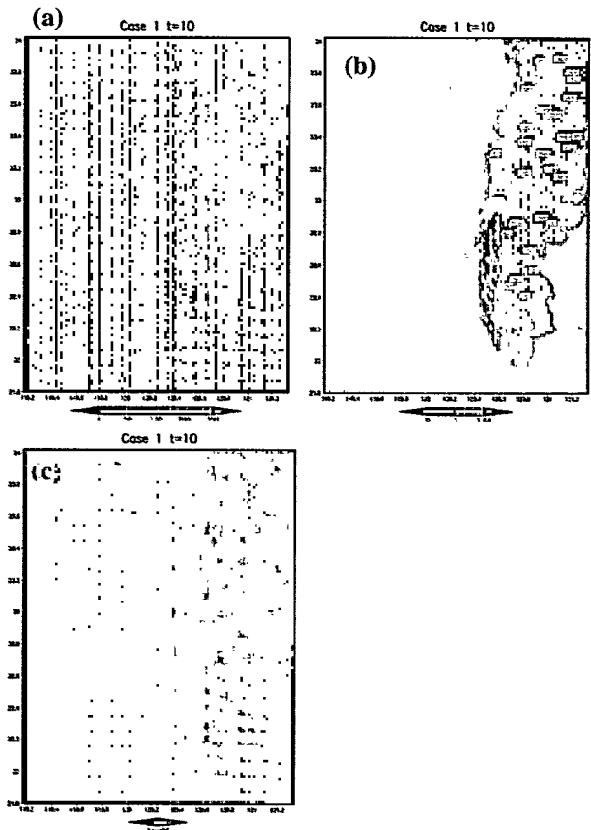


圖 11 Case1 模擬第 10 小時(a)累積雨量 (mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(c)雨水和雲水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

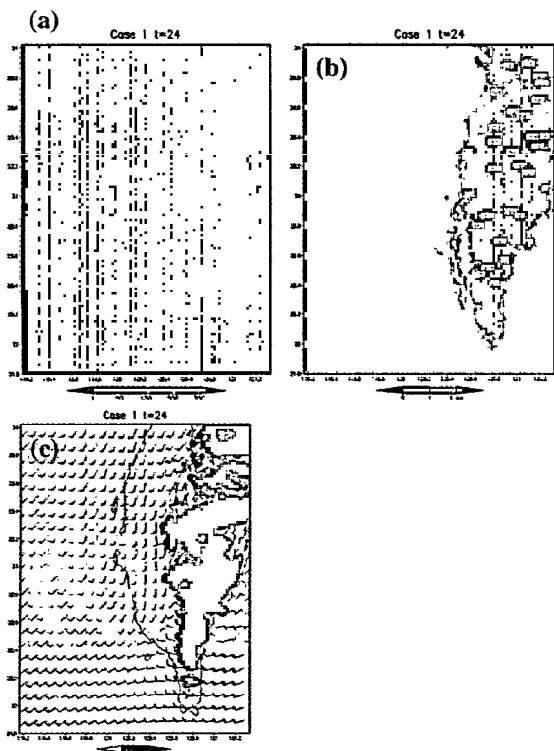


圖 12 Case1 模擬第 24 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(c)雨水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場。粗實線為第一層  $\sigma$  面垂直速度(大於 0.5 m/s)。風標及地形高度等級同前。

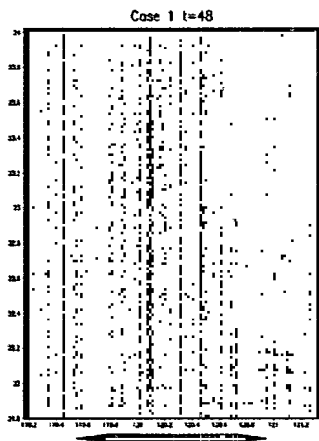


圖 13 Case1 模擬第 48 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

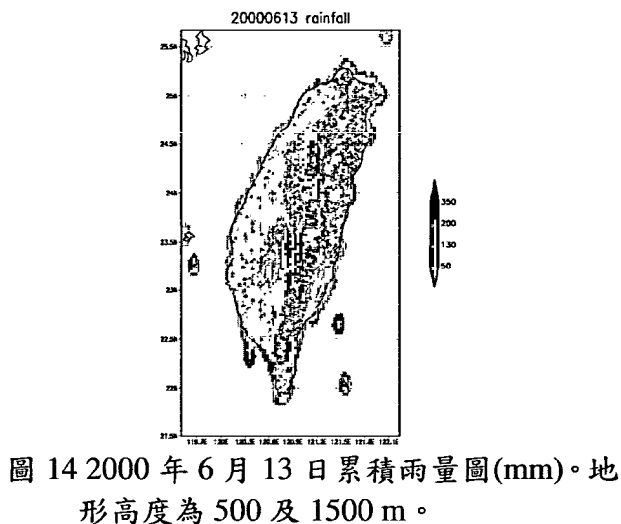


圖 14 2000 年 6 月 13 日累積雨量圖(mm)。地形高度為 500 及 1500 m。

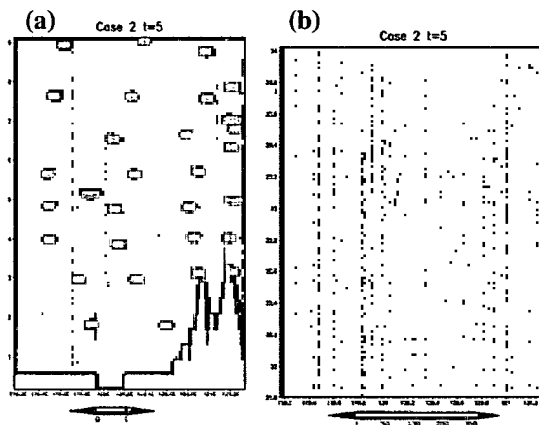


圖 15 Case2 模擬第 5 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。AB 代表圖中東西剖面之位置。風標及地形高度等級同前。(b)沿 AB 垂直剖面圖垂直速度(m/s)，虛線為虛位溫(K)，實線為雨水加雲水值(kg/kg)。

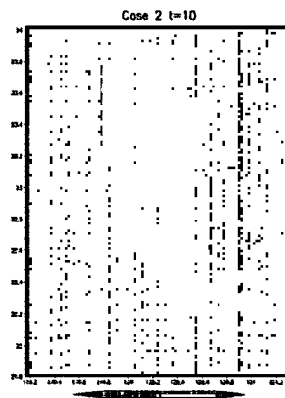


圖 16 Case2 模擬第 10 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

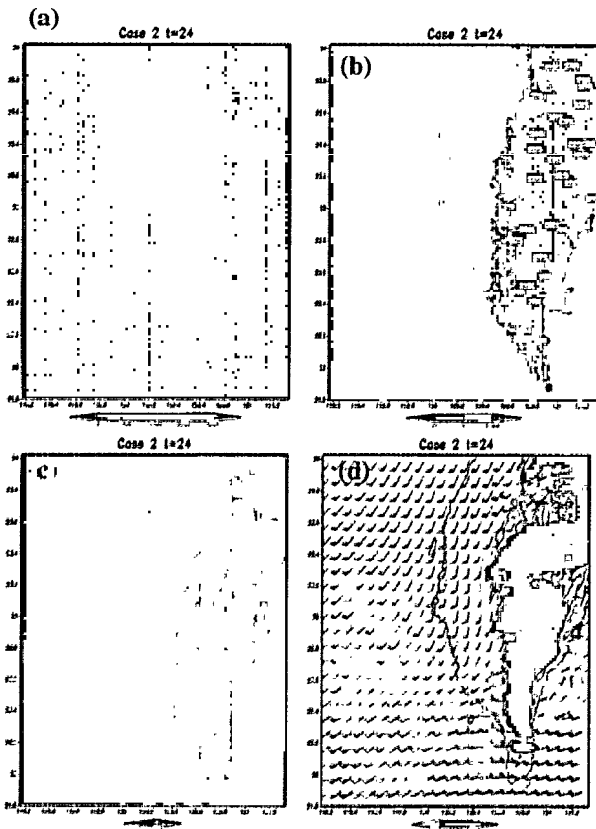


圖 17 Case2 模擬第 24 小時(a)累積雨量 (mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(c)雨水和雲水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場(d)雨水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

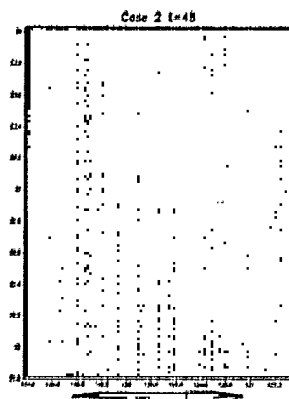


圖 18 Case2 模擬第 48 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

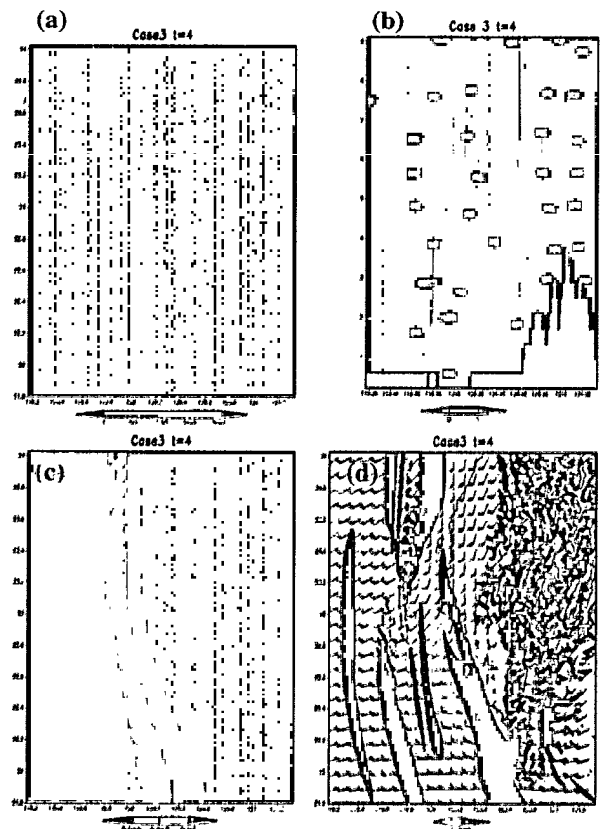


圖 19 Case3 模擬第 4 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。AB 代表圖中東西剖面之位置(b)沿 AB 垂直剖面圖垂直速度 (m/s)，虛線為虛位溫(K)，實線為雨水加雲水值 (kg/kg)(c)水氣混合比 (kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場(d)第一層  $\sigma$  面風場。陰影為第一層  $\sigma$  面垂直速度(大於 0.005 m/s)。風標及地形高度等級同前。

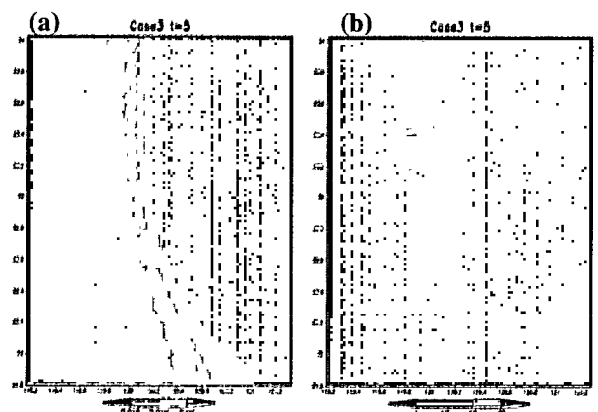


圖 20 Case3 模擬第 5 小時(a)水氣混合比 (kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場(b)時雨量 (mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

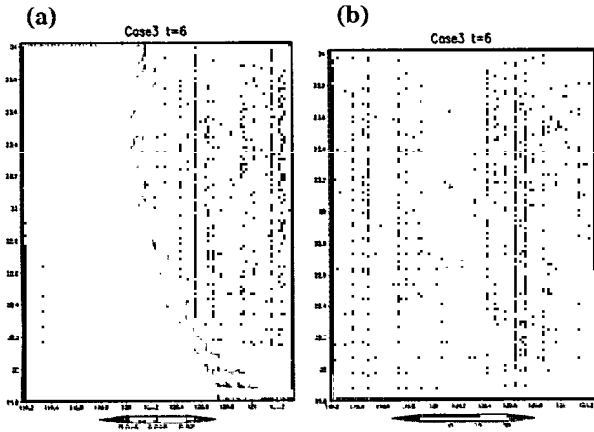


圖 21 Case3 模擬第 6 小時(a)水氣混合比(陰影區, kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場(b)時雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

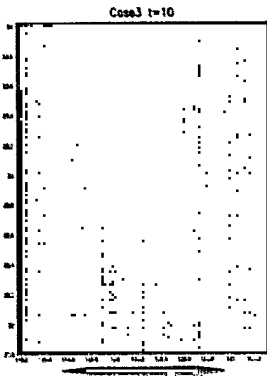


圖 22 Case3 模擬第 10 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

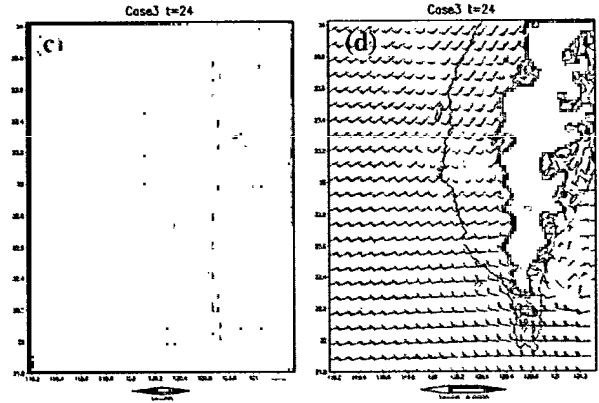
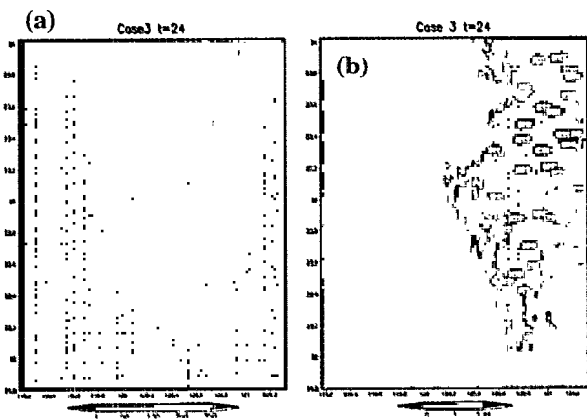


圖 23 Case3 模擬第 24 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(c)雨水和雲水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場(d)雨水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場粗實線為第一層  $\sigma$  面垂直速度(大於 0.5 m/s)。風標及地形高度等級同前。

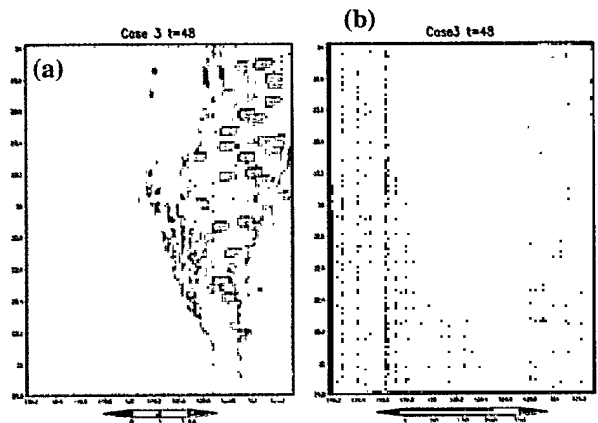


圖 24 Case3 模擬第 48 小時(a)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(b)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(c)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。AB 代表圖 25 東西剖面之位置。風標及地形高度等級同前。

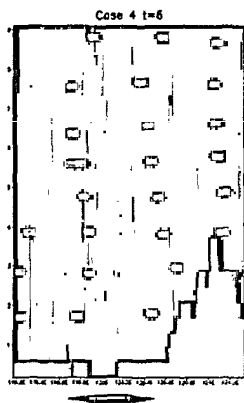


圖 25 Case4 模擬第 6 小時沿 AB 垂直剖面圖之垂直速度(m/s)，虛線為虛位溫(K)，實線為雨水加雲水值(kg/kg)。

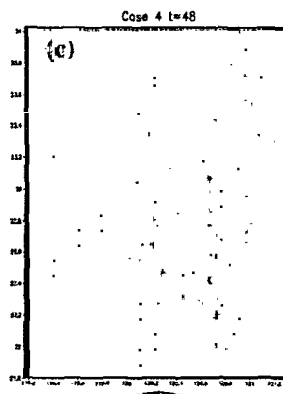


圖 27 Case4 模擬第 48 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)浮揚頻率平方值( $10^{-4} s^{-2}$ )(c)雨水和雲水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

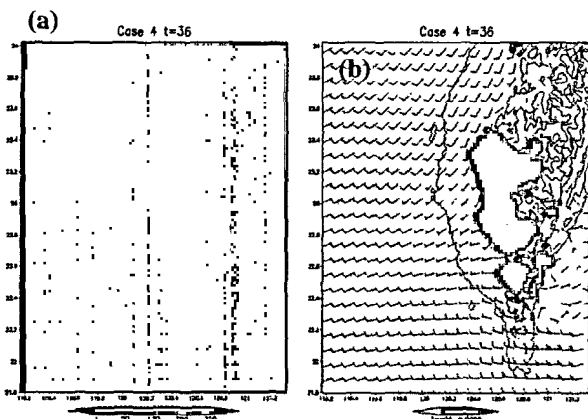


圖 26 Case4 模擬第 36 小時(a)累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場(b)雨水值(kg/kg)、第一層  $\sigma$  面風場。粗實線為第二層  $\sigma$  面垂直速度(大於 0.5 m/s)。風標及地形高度等級同前。

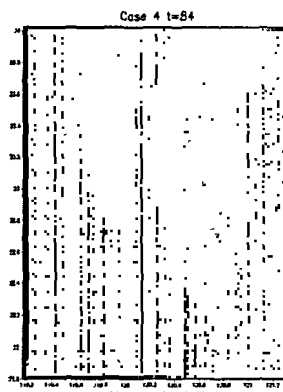


圖 28 Case4 模擬第 84 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。

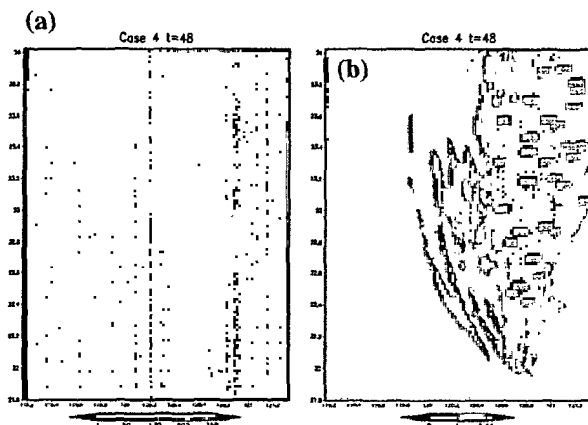


圖 26(a) Case4 模擬第 48 小時累積雨量(mm)、第一層  $\sigma$  面風場。風標及地形高度等級同前。



## The research of the southwest Taiwan terrain effects moist flow in Mei-Yu season.

Ching-Sen Chen<sup>1</sup>, Ping-Cheng Lin<sup>2</sup>

1 National Central University

2 Weather Center Weather Wing C.A.F., R.O.C.

### Abstract

The Mei-Yu season occurs during 15 May-15 June in Taiwan (Chen and Chen 2003). During this period, the region of the South China Sea, the Taiwan Strait, and Taiwan is under the influence of the prevailing southwest or west southwest flow. Taiwan is an island, two-thirds of Taiwan is mountainous. The windward side of Central Mountain Range (CMR) locates at southwest of Taiwan during the Mei-Yu season. The occurrences of maximum heavy rain (rainfall rates  $> 15 \text{ mm h}^{-1}$  and daily accumulations  $> 50 \text{ mm}$ ) are over the southwestern lowlands and slopes of the CMR (Chen et al. 2007). From 1997 to 2007, the annual maximum averaged rainfall region of Mei-Yu season locates at slope greater than 0.3 in the region of altitude about 500 meters or 2000 meters. The numerical simulation of effects of orography on the rainfall patterns (Chu and Lin 2000, Chen and Lin 2005, Chen et al. 2007), indicate that Froude number is an important index. The aspect ratio ( $h/a$ ) affects rainfall patterns (Smith 1979). The slope and aspect ratio of southwest of Taiwan terrain are greater than Chen and Lin (2005) at least in an order of magnitude. We used WRF model and ideal sounding data in order to realize the effects of southwest of Taiwan terrain on a moist flow and rainfall pattern.

The model result show that low moist Froude number(0.14~0.28) ( $F_w = U / N_w h$ ,  $U$  is wind speed,  $N_w^2$  is  $(g / \theta_v)(\partial \theta_v / \partial z)$ ,  $\theta_v$  is virtual potential temperature,  $h$  is mountain height), unsaturated moist flow is blocked by southwest of Taiwan terrain and becomes a flow-around regime. When moist flow is saturated, the buoyancy frequency diminish or become negative that moist flow becomes unstable and shift to flow-over regime.

The moist Froude number is 0.28 and flow is saturated over slopes, the maximum accumulation rainfall region over the altitude about 1500 to 2000 meters region. This kind of rainfall pattern is analogous the maximum average rainfall region of Mei-Yu season in 2000 and 2006. The moist Froude number is 0.19 and orographic blocking is evident, the maximum accumulation rainfall region is over the altitude about 500 meters. This rainfall patterns resemble the maximum average rainfall region of Mei-Yu season in 2001, 2002, 2004 and 2005. When moist Froude number is 0.14 that maximum accumulation rainfall region is over the plain and the altitude about 500 meters region.

Key word : Mei-Yu, Moist Froude number