

# 伴隨敏督利颱風的強烈西南氣流引發豪大雨之個案探討

徐文達 林沛練

國立中央大學大氣物理所

## 摘要

敏督利颱風於西元 2004 年 7 月 1 日晚間登陸台灣，停留不到一天，7 月 2 日中午隨即於淡水附近出海，但當時一道對流旺盛且範圍遼闊的西南氣流雲系隨敏督利北移進入中南部上空，帶來強烈降雨，造成十分嚴重的災害。由於此現象相當罕見，加以過去針對颱風引發強烈西南氣流降雨的研究有限，本文首先針對敏督利、雷馬遜（2002）、蘇迪勒（2003）三個颱風個案進行綜觀天氣分析與比較，統整出敏督利個案的特點為（1）敏督利登陸前，南海地區已蘊含大量水氣。（2）敏督利侵台至離開期間，位於季風槽內。（3）敏督利出海時，外圍環流與環境西南氣流在台灣西南海域會合，產生強輻合。（4）敏督利離開台灣後，與高空槽線位置重疊，且槽線逐漸加深。（5）敏督利離開台灣後，強風區呈帶狀分佈，延伸範圍廣泛。接著以此為依據，設計中尺度數值模式實驗，以獲得高解析資料來討論強降水事件發生的詳細原因。

結果顯示，颱風出海時，其外圍環流與環境西南氣流在台灣西南側海域輻合，850 hPa 高度上有中尺度低壓生成，氣壓梯度力提供風場之加速度，造成西南風增強，持續將南海地區大量水氣往北傳送。隨後有中尺度對流系統（MCS）生成，並逐漸增強往台灣移入，造成敏督利離台後台灣中南部的第一波強降水事件。隨颱風逐漸遠離，高空槽線加深並與颱風位置重疊，低層強風區雖無明顯的外力提供加速，但在此期間仍不斷傳送暖濕空氣，因受地形阻擋，在台灣南部山區產生局部性大雨，這是敏督利離台後中南部產生的第二波強降水事件。由此可見，造成兩次強降水事件的原因有明顯不同。

敏感度實驗則顯示，中央山脈的阻擋效應是造成降雨強度與分佈的重要因素之一。對流系統的發展則與南海、台灣海峽地區的水氣含量多寡關係密切。除此之外，本文比對兩次模擬實驗的大氣環境背景後，發現模式對風場的掌握程度對本個案的降水模擬結果而言扮演著相當重要的角色。而在模擬之網格範圍的選取上，第一波強降水事件必須包含南海高水氣量區域，第二波則在於正確捕捉颱風離台後與槽線重疊的高低層配置以及綜觀尺度的特徵。

關鍵詞: 中尺度對流系統

## 一、前言

敏督利颱風 6 月 23 日在關島西北方海面生成，中心於 7 月 1 日 22 時 40 分左右在花蓮市南方約 20 公里處登陸，次日上午由淡水附近進入台灣海峽，隨後以北北西的方向進入東海，4 日變性為溫帶氣旋，路徑如圖 1。而在 2 日至 4 日北上期間，台灣卻受到強烈西南氣流侵襲，造成嚴重的七二水災，西南部及山區普遍皆累積有 500mm/day 左右的降雨，甚至超過單日 1000 mm。這一波強烈西南氣流被形容為史上最大規模，環流雲系從孟加拉沿中南半島延伸到台灣，拖曳長達兩、三千公里以上，除了梅雨季的鋒面雲系以外，從來沒有一個颱風引進的西南氣流，出現如此壯觀的情形。

敏督利襲台後，李等人（2004）使用 NCEP 全球分析資料分析南海地區的大氣環境特性，歸納出以下幾

點：（一）颱風逐漸遠離期間，南海地區低層大氣為一暖濕且條件不穩定之環境，且對流可用位能偏高。低層自台灣海峽南部向西南延伸經大陸、華南沿海海南島附近有一明顯帶狀輻合。（二）南海地區不斷有對流雲系生成及發展，配合颱風引進之西南氣流將形成於南海附近之對流系統傳送至台灣地區。（三）在西南氣流提供大量水氣的傳送過程中，受中央山脈地形的舉升及對流雲系不斷移入的雙重效應下，使水氣能夠迅速地堆積與凝結。

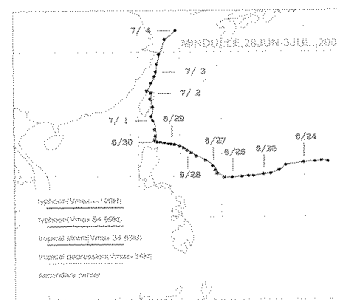


圖 1：敏督利颱風路徑圖

關於中尺度對流系統 (Meso-scale Convective System, 以下簡稱 MCS) 的研究, 過去主要著重在伴隨梅雨鋒面所發生的強降水事件。如 Chen et al. (1998, 2000) 模擬 1991 年 6 月 12、13 日造成長江流域一帶劇烈降水的梅雨鋒面系統, 其結果顯示: (1) 梅雨鋒面提供有利於降水系統發展的環境。(2) 降雨發生時, 潛熱釋放加熱中低對流層, 隨後在該處形成中尺度低壓 (mesolow)。(3) 由於中尺度低壓的氣壓梯度力作用, 加強低層中尺度噴流 (mLLJ) 發展。(4) mLLJ 引進西南方暖濕空氣, 助長 MCS。(5) 上升運動將 mLLJ 水平動量往上传遞, 加強中尺度高層噴流 (mULJ), 並於該處產生一個外流區域。

一般而言西南氣流延伸之雨帶持續的時間並不長, 降雨量也較少。根據蔡 (1993) 分析雷達資料顯示, 西南氣流雨帶除靠近颱風環流的區域屬胞狀回波外, 其下游皆屬於層狀降水回波特徵。因此, 對於颱風災害的研究, 往往著重於颱風結構、颱風路徑、定量降水預報等等, 西南氣流的影響多半不被單獨提出來討論。

李等人 (2004) 曾針對敏督利個案進行綜觀天氣分析, 但主要著重南海地區大氣環境特性, 關於西南氣流何以如此旺盛、造成強降水的對流系統如何發展, 並沒有十分詳細的探討, 有鑑於此, 本文針對敏督利侵台前後的綜觀天氣背景與過去個案比較, 歸納出敏督利個案的特點, 並期望藉由數值模擬獲得高解析資料, 來探討台灣西南部及山區受強烈西南氣流雲系籠罩而引發豪大雨事件的原因。

## 二、綜觀分析

敏督利侵台之前, 華南、南海一帶低層已蘊含豐富水氣 (圖 2a), 隨後婷婷颱風北移, 促使太平洋高壓在其南方延伸, 並逐漸發展出深厚的高壓脊, 且敏督利侵台時期位於季風槽內, 颱風環流與西南季風疊加, 又因台灣處在太平洋高壓邊緣, 故風場以西南風分量為主 (圖 2b), 夾帶著大量水氣往台灣地區傳送。7 月 2 日, 颱風在淡水河口附近出海, 其外圍環流與環境西南風在台灣西南部海域產生帶狀輻合 (圖 3), 加以水氣供應充足, 因此對流雲系持續生成發展並朝台灣移入, 同時受到中央地形舉升效應, 造成 7 月 3 日台灣西南部及山區大量降雨。

7 月 3 日至 7 月 5 日之間, 颱風遠離台灣, 但 500 hPa 槽線加深, 與其重疊 (圖 4)。脊線位於韓國至日本一帶, 其低層偏南的地方則為太平洋高壓脊所在。850 hPa 高度有強風區呈帶狀分佈, 地面則出現兩處強水氣輻合中心 (圖 5), 一為颱風環流及其伴隨雨帶之區域, 另一處則在台灣西南部附近, 推測在此期間西南氣流持續往北傳送大量水氣, 在台灣南部遇山脈阻擋而產生局部性對流系統, 造成台灣西南部及山區第二波大量降雨。

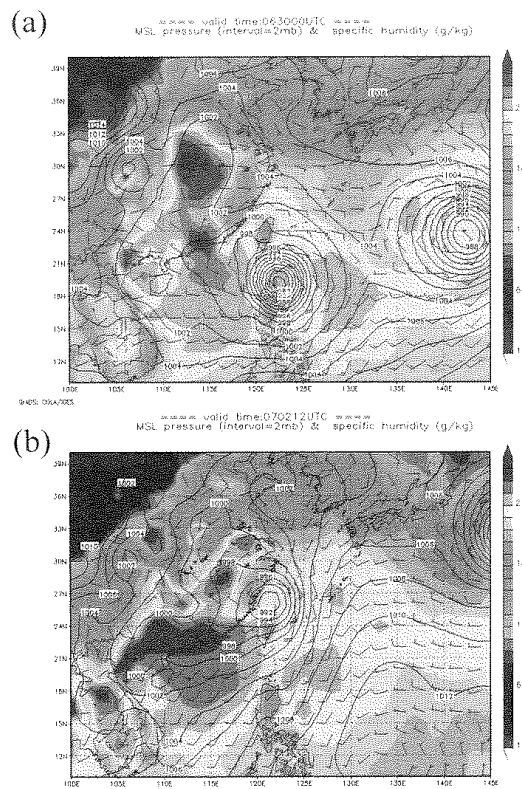


圖 2: (a)2004 年 6 月 30 日 00UTC (b)2005 年 7 月 2 日 12 UTC NCEP/AVN 海平面氣壓場與比濕。陰影: 地面 2 公尺比濕 (g/kg)。等值線: 海平面氣壓場, 間距 2 hPa。風標: 地面水平風場。

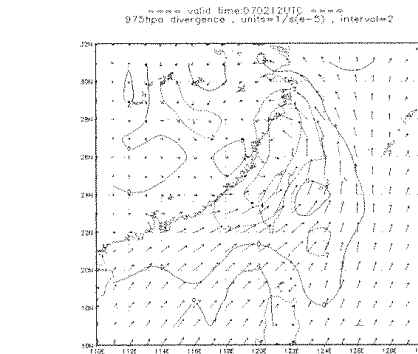


圖 3: 2004 年 7 月 2 日 12UTC NCEP/AVN 925 hPa 風場輻合輻散, 間距  $2 \times 10^{-5}$  ( $1/s$ )。虛線: 風場輻合。風標: 水平風場。

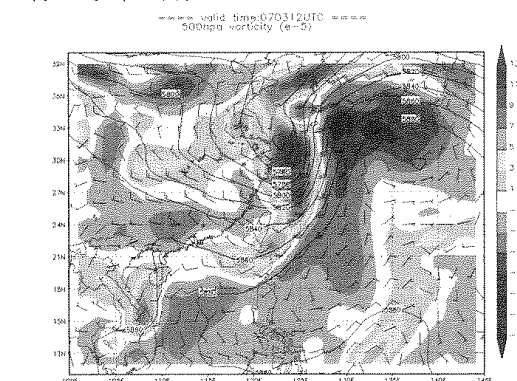


圖 4: 2004 年 7 月 3 日 12 UTC 500 hPa 高度場。等值線: 高度場, 間距 20 m。陰影: 渦度  $10^{-5}$  ( $1/s$ )。風標: 500 hPa 水平風場

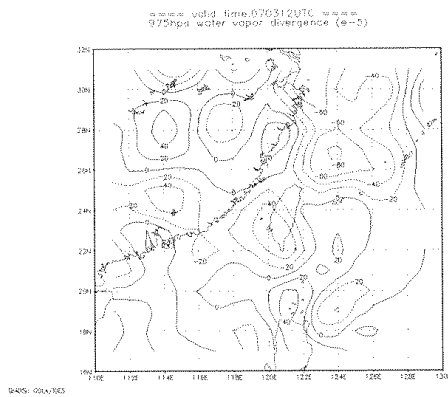


圖 5：2004 年 7 月 3 日 12UTC NCEP/AVN 925 hPa 水汽輻合輻散場。實線：水汽輻散，間距  $20 \times 10^{-5}$  (1/s)

為進一步瞭解敏督利引發強烈西南氣流事件的環境條件有何特殊性，與路徑相似的雷馬遜及蘇迪勒颱風比較之後，可初步歸納敏督利個案的幾個特點：

- 1) 敏督利登陸前，南海地區已蘊含大量水氣。(普遍高於 20 g/kg)
- 2) 敏督利侵台至離開期間，位於季風槽內，500 hPa 高度以下由颱風東南側延伸至台灣南部皆為風速大於 20m/s 的強風區，吹西至西南風，將暖濕空氣往北傳送。
- 3) 敏督利出海時，外圍環流與環境西南氣流在台灣西南海域會合，產生強輻合，隨後對流系統生成並移入台灣，降水區域由西南沿海逐漸往山區靠近，最後集中在山區。
- 4) 敏督利離開台灣，與高空槽線位置重疊，且槽線逐漸加深，使台灣上空附近皆為正渦度區，提供低層有利系統生成的條件。
- 5) 台灣東側強風區雖然較前一時期弱，但仍由颱風環流處往南延伸呈帶狀分佈，持續將暖濕的西南氣流往北傳送。

### 三、模式設定

本文使用的模式為 Weather Research and Forecasting Model (以下簡稱 WRF)，並依兩次強降水事件特性不同而將模擬實驗分為兩部分，主要差異在於初始時間及網格範圍選取。第一期強降水的模擬(模擬實驗一)重點在南海海域高水氣量來源以及台灣西南部的輻合帶，而第二期強降水模擬(模擬實驗二)是颱風離開台灣之後的情形，此時颱風與槽線位置重疊。

因此在模擬實驗一中，第二層網格位置必須包含南海海域，第三層網格則以涵蓋台灣及台灣海峽(對

流系統生成的地方)為主；模擬實驗二中，第二層網格相較模擬實驗一偏向東北，著重颱風離台後的綜觀環境變化，第三層則以台灣地區為主(圖 6)。

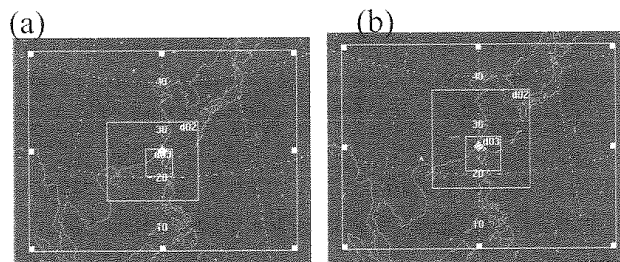


圖 6：(a)模擬實驗一 (b)模擬實驗二 網格位置

模式初始場使用資料為 NCEP/AVN  $1^\circ \times 1^\circ$  經緯網格解析度全球模式重分析資料，垂直解析度均為 32 層，相關設定如表 1。

	模擬實驗一	模擬實驗二
初始時間	7 月 1 日 18UTC	7 月 3 日 06UTC
模擬時間	72 小時	36 小時
網格範圍	Do1： 解析度 45km 網格數 140×105 Do2： 解析度 15km 網格數 142×124 Do3： 解析度 5km 網格數 127×127	Do1： 解析度 45km 網格數 140×105 Do2： 解析度 15km 網格數 151×151 Do3： 解析度 5km 網格數 163×160
物理參數化設定		
雲微物理參數化	WSM 5-class scheme	
長波輻射參數化	Rrtm scheme	
短波輻射參數化	Dudhia scheme	
地面層參數化	Monin-Obukhov	
地表參數化	Thermal diffusion scheme	
邊界層參數化	YSU scheme	
積雲參數化	Grell-Devenyi ensemble scheme	

表 1 模式相關設定

### 四、模擬結果分析

#### (一)第一波強降水事件

從綜觀分析得知，7 月 1 日~2 日之間，太平洋副熱帶高壓在婷婷颱風南端延伸出一段十分明顯高壓

脊，西南季風和副熱帶高壓脊所帶來的東南風輻合，形成西北偏西、東南邊東走向的季風槽。此期間敏督利颱風正位於其中，加以颱風的強風區位於環流一、四象限內，與環境西南風疊合，在台灣東側至南側附近產生帶狀強風區，涵蓋範圍約在 10 個緯度左右（圖 7）。

隨颱風出海後轉東北方移動，大尺度天氣形態雖無顯著改變，但西南風持續增強，在 7 月 1 日 11 UTC 至 15 UTC 四小時間，約增加 4~5 m/s 左右，將南海地區高水氣量往北傳送。為討論風速增強的原因，本文參照廖（1996）、顏（2002）針對梅雨鋒面低層噴流及地面強風發展的診斷分析方法，改寫水平動量方程為：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \left[ u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \overline{\omega} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \phi}{\partial x} + f_v + F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \left[ u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] - \overline{\omega} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \phi}{\partial y} - f_u + F_y$$

(A)            (B)            (C) (D) (E) (F)

其中，(A) 為風速隨時間變化項，(B) 至 (F) 分別表示水平速度平流、垂直速度平流、氣壓梯度力、科氏力、摩擦力。而垂直速度平流與摩擦力的作用甚小，可忽略不計。此外，將氣壓梯度力以地轉風表示，並與科氏力合併為非地轉風科氏加速項：

$$-\frac{\partial \phi}{\partial x} + f_v = -f_{v_g} + f_v = f_{v_{ag}}$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial y} - f_u = f_{u_g} - f_u = -f_{u_{ag}}$$

因此最後可將水平動量方程整理如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \left[ u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] + f_{v_{ag}}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \left[ u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] - f_{u_{ag}}$$

亦即風速的局部變化量值主要受到水平速度平流與非地轉風科氏加速兩項作用主導。因此我們可以藉由此方程式來瞭解風速增強的原因。

分析顯示，台灣西南海域附近，非地轉風科氏加速的作用在  $u$ 、 $v$  方向皆為正值，表示其同時提供  $u$  及  $v$  風場（西南風）的加速。該處為颱風外圍環流與環境西南氣流輻合區，由於水氣充足且輻合作用強，逐漸有對流雲系出現，隨後在 850 hPa 高度上有中尺度低壓生成（圖 8a），氣壓梯度力加強，透過地轉調節加速西南風場，形成噴流（風速大於 30 m/s）。

除了水氣的持續傳遞，西南風的增強同樣也加強與颱風環流西北風的輻合，在 15 UTC 時，輻合達到最強，且 500 hPa 以下皆為輻合區。此一作用加強了雲系發展，對流發展最高甚至可達 300 hPa 左右，並在該處有中尺度高壓生成（圖 8b），加以環境風場吹北風，風場向南輻散。藉由氣壓梯度力的作用，高層噴流（風速大於 30 m/s）在高壓南端生成。如此，低層輻合，噴流引進暖濕空氣，在高層輻散外流，與 Chen et al. (2000) 模擬伴隨梅雨鋒面生成的 MCS 有相似的特徵。環境條件有利於對流系統發展，加以系統結構完整，因此台灣西南海域不斷有雲系生成並移往台灣陸地，造成大量降雨。

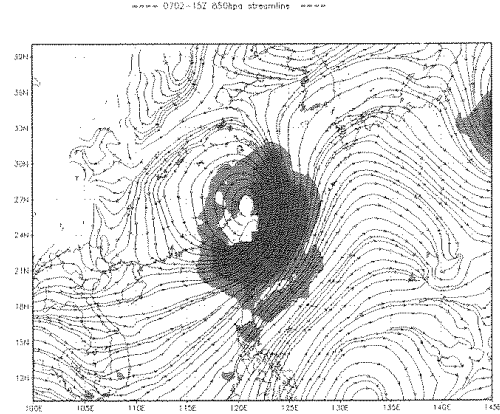


圖 7：模擬實驗一，7 月 2 日 15 UTC 850 hPa 流線場。綠色陰影：風速大於 15m/s。紅色陰影：風速大於 20m/s

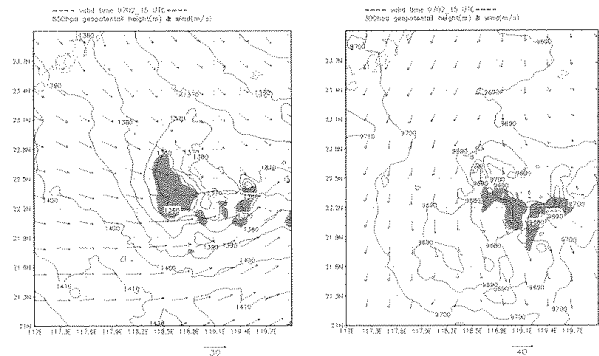


圖 8：模擬實驗一，第 23 小時，7 月 2 日 15 UTC (a)850 hPa (b)300 hPa 高度場。陰影：風速大於 30 m/s。等值線：高度場，間距 10 m。風標：水平風場

## (二)第二波強降水事件

圖 9 為 7 月 3 日 20 UTC 850 hPa 的流線場，陰影區為風速大於 15 m/s，深陰影則為大於 20 m/s 的位置。此時颱風達北緯 35°，台灣已脫離其外圍環流影響的區域，台灣東側的強風區範圍雖然較前一時段（第一波強降水事件期間）小，不過仍由颱風東南側延伸呈帶狀分佈，其垂直發展高度可達 500 hPa 左右（圖略）。和前一時段不同的是，此部分的風場來源主要

是南海地區及太平洋副熱帶高壓前緣往北傳送的西至西南風。根據綜觀分析指出，太平洋副熱帶高壓脊的發展在7月3日12 UTC 仍十分明顯，7月4日之後才逐漸減弱，與強烈西南氣流持續的時間一致，顯然大尺度天氣形態對於強西南風維持十分重要。

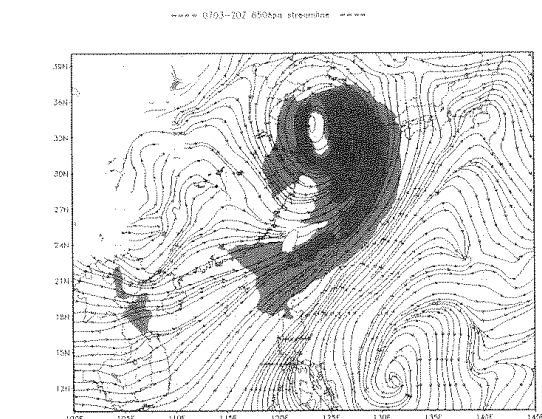


圖 9：模擬實驗二，7月3日20 UTC 850 hPa 流線場。綠色陰影：風速大於 15m/s。紅色陰影：風速大於 20m/s

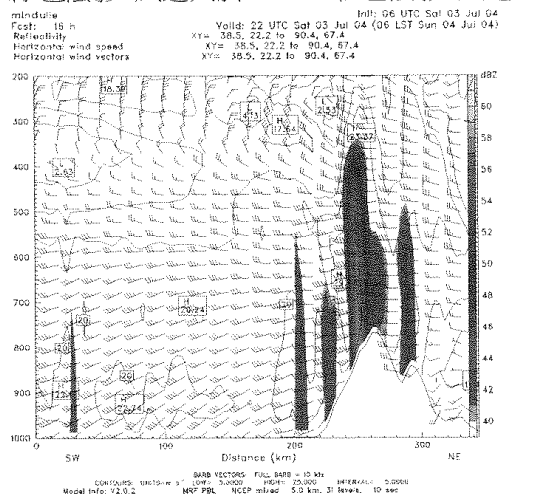


圖 10：模擬實驗二，7月3日22 UTC 西南-東北剖面  
陰影：雷達回波大於 40dbz。等值線：水平風速，間距 5 m/s。風標：水平風場（full barb 為 10 kts）

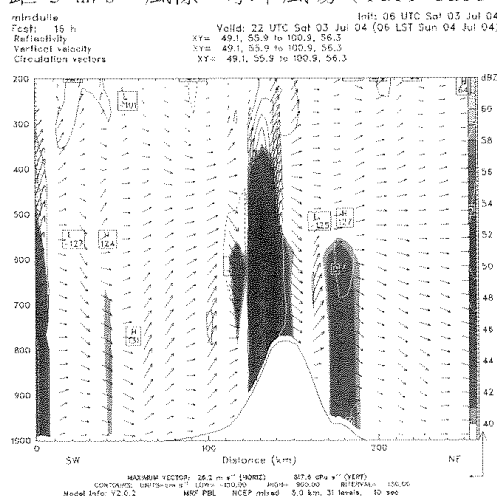


圖 11：模擬實驗二，7月3日22 UTC 西-東剖面  
陰影：雷達回波大於 40dbz。等值線：垂直速度，間距 150 (cm/s)。風標：投影在剖面上之垂直環流

圖 10 為在 7 月 3 日 16 UTC 西南-東北剖面圖，圖中風速極值主要出現在迎風面處，可達 25 m/s 以上，由地面至高空皆為西至西南風。與第一波強降水事件相比，其風向穩定，在對流系統附近皆有風速極值出現，但約小 5 m/s 左右。由西-東方向剖面（圖 11）可以更清楚看見，迎風面上有明顯的上升運動，山的東側則以下降運動為主。山區上升運動可達 300 hPa 以上，此時低層迎風面上有輻合中心，高層則為輻散，系統強度達到最強。

### (三) 敏感度測試

無地形組：

在第一波強降水事件中，將台灣地形移除後，並不影響對流系統在海面上發展，對流系統約在模擬第 15 小時（2 日 01 UTC）生成，並逐漸往台灣地區靠近。不過在降雨的量值上卻有相當不同的結果，在全台累積降雨圖中（圖 12）可發現，此期間仍有兩處較大降水的產生，分別位於中部與西南沿海，但最大值僅約 300 mm 左右。中部地區推測應為颱風外圍環流所導致的零星降雨，西南沿海的降雨則為對流系統移入台灣時所造成。因為缺少了中央山脈的阻擋，原本南部山區位置的強降水已不存在。

至於第二波強降水事件中，濾除台灣山脈地形之後，仍不斷有對流系統出現在台灣上空，但略成帶狀形態分佈，並非集中在台灣南部區域，整體強度也明顯減弱。此外，全島各地降雨十分平均，累積降雨量值大約在 200 mm 左右（圖 13），與實際上山區降雨超過 800 mm 的情形有非常大的差異。由此可見，氣流遇地形的抬升效應對系統發展有很大影響。

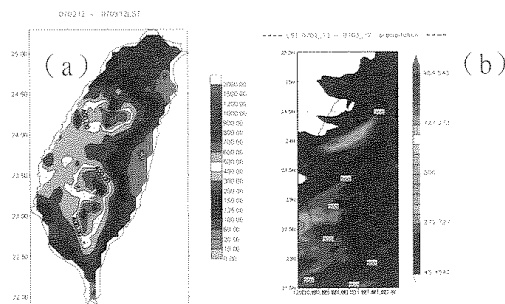


圖 12：7月2日04 UTC~7月3日04 UTC 累積雨量  
(a) 自動雨量站 (b) 模式敏感度實驗

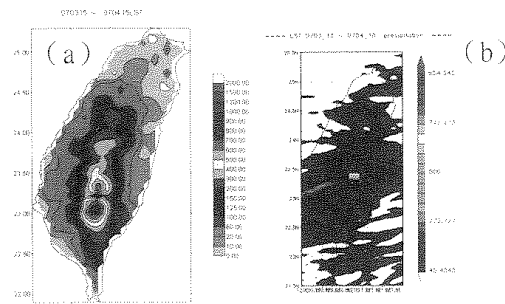


圖 13：7月3日07 UTC~7月4日07 UTC 累積雨量  
(a) 自動雨量站 (b) 模式敏感度實驗

降低南海水氣供應：

本實驗是將初始南海地區（東經 110° ~ 120° 北緯 15° ~ 21°）水氣量值減少為原本的五分之四。在第一波強降水事件中，對流系統生成發展的位置會略為偏北，且南側的雲系微弱。當系統移入台灣後，造成的降雨仍十分可觀，甚至略大於模擬實驗一，最高達 900 mm 以上。由於系統移動的些微差異，台灣西南側的累積降雨也較偏高。由比濕的逐時變化（圖 14）中發現，儘管南海水氣量值在初始時間時很低，但卻隨時間有急遽性的增加，7 月 2 日 18 UTC 之後，三個選擇區域範圍內的比濕值皆達到 20 g/kg 以上，該量值與模擬實驗一相差不多，因此系統得以發展旺盛。

相較於上述結果，南海水氣供應減少之後，第二波強降水事件的強度卻會受到影響。台灣南側的雨帶變弱，不過主要系統仍發生在山區，有略往北偏的跡象。同時，南部地區的降雨有很明顯的減少，降雨極值從 800 mm 降至 600 mm 左右。這顯示颱風離開台灣後，南海海域、台灣海峽地區的水氣含量多寡，是影響系統強弱的重要因子。

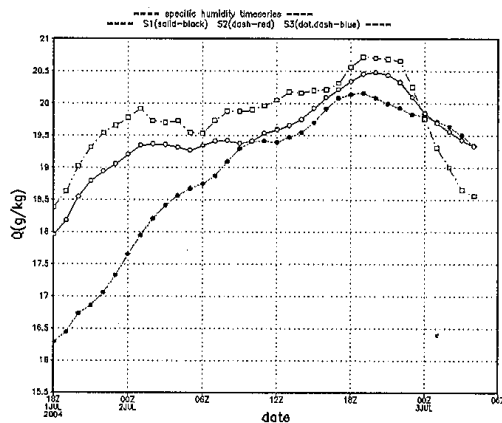


圖 14：敏感度實驗在區域一、二、三內 975 hPa 比濕逐時變化。區域一：實線，空心圓。區域二：點線，實心圓。區域三：點虛線，方塊

## 五、結論

透過分析顯示，當敏督利於 7 月 2 日下午由淡水出海時，外圍環流與環境西南氣流在台灣西南海域輻合，850 hPa 高度上有中尺度低壓生成，氣壓梯度力持續加強，透過地轉調節加速西至西南風場，形成風速大於 30 m/s 的噴流，引進暖濕空氣進入對流系統中。系統垂直結構發展完整，低層為強輻合之入流，高層則為輻散之外流區域，因此該區域不斷有對流系統生成並往台灣移入。降雨受系統移動與地形阻擋的關係，集中在西南沿海及山區，其中又以中南部迎風面山區最為嚴重。以上是敏督利離台後台灣中南部產生的第一波強降水事件。

第一波強降水約持續至台灣時間 7 月 3 日中午，此時海面上不再有對流系統移入，西南氣流雲系有減弱趨勢。而敏督利轉北北東方向離開台灣朝韓國、日本前進，與高空槽線位置重疊，且槽線逐漸加深，使台灣上空附近皆為正渦度區，提供低層有利系統生成的條件。台灣東側及南側強風區來源主要是南海及太平洋高壓外圍往北的西南風，此西南氣流持續夾帶水氣進入台灣附近區域，最後受地形抬升在山區產生局部性降雨，為第二波強降水事件。

敏感度實驗則顯示，移除台灣地形之後，兩次強降水事件所帶來的降水都顯著下降，且分佈平均，證明中央山脈的阻擋效應是造成降雨強度與分佈的重要因素之一。而降低初始南海海域水氣量值後，在模擬第一波強降水事件前 24 小時內，該區域的水氣量值有急遽增加的趨勢，使得對流系統仍得以發展旺盛，並造成南部山區相當大的降雨，反觀第二波降水事件則明顯減弱。由此可見，系統的發展與南海、台灣海峽地區的水氣含量多寡關係密切。

除此之外，本文比對兩次模擬實驗的大氣環境背景後，發現模式對風場的掌握程度在本個案而言扮演著相當重要的角色。而在網格位置的選取上，第一波強降水事件必須包含南海高水氣量區域，第二波則在於捕捉颱風離台後槽線的發展情形以及綜觀尺度的特徵。

## 參考文獻

- 李紀恩，呂木村，林裕豐，林得恩，2004：敏督利颱風過後對台灣中南部地區造成豪大雨之個案探討。《氣象預報與分析》，181，25-34。
- 蔡德攸，1993：侵台颱風所伴隨雨帶之分析。《國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文》。
- 廖玉娟，1996：梅雨季末期鋒面與低層噴流特性之研究。《國立中央大學大氣物理研究所碩士論文》。
- 顏芳，2002：台灣附近地面強風演變過程之動力分析。《國立中央大學大氣物理研究所碩士論文》。
- Chen, C., W.-K. Tao, P.-L. Lin, G.S. Lai, S.-F. Tseng, and T.-C. Chen Wang, 1998：The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*,
- Chen, S.J., W. Wang, K.-H. Lau, Q.-H. Zhang, and Y.-S. Chung, 2000：Mesoscale convective systems along the Mei-yu front in a numerical model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **75**, 149-160