

# 台灣中部局部環流導致劇烈降水之數值研究

侯昭平<sup>1</sup>、范凱翔<sup>1</sup>

國防大學理工學院環境資訊及工程學系<sup>1</sup>

## 摘要

全球暖化效應下，台灣夏季雷雨強度可能增強，本次報告使用WRF模式，並以2公里之空間解析度模擬台灣地區夏季強降水的個案，以瞭解複雜地形、海岸曲率及不同熱力條件對於此類現象的物理過程，結果發現凸海岸線的內陸會增加水平風場的輻合量，進而增強上升運動造成更強的降雨，台灣山區的對流發展時間和強度較平地快且強，海風環流進入山區會與谷風環流合併激發深對流，另地形敏感度的測試，探討台灣地形及海陸差異對於風向的轉變所扮演的角色，結果發現，由於海陸差異造成的海陸溫差，使得海風在下午海陸溫差較大的時間的海風增強最明顯，台灣的高聳地形會造成低層風場有繞山的現象發生，造成風向的偏轉，有助於山脈的背風側有額外的海風分量，在迎風面上低層有回流的情況發生。

關鍵字

強降水、局部環流、海岸曲率

## 一、前言

台灣位於北緯 21 度 45 分到 25 度 56 分之間，北迴歸線通過台灣嘉義市南方 23 度 27 分處，將台灣劃分為北迴歸線以北的副熱帶氣候及以南的熱帶氣候，兩大氣候類型，由於位處哈德里胞下沉區，先天條件上不容易降水，但由於四面環海提供充分水氣、地形高聳容易在迎風面發生地形降水、十二月到二月冬季盛行東北季風，為北台灣帶來降雨，五月份因太平洋高壓及大陸高壓兩大氣團引起梅雨鋒面、六至八月夏季盛行西南季風，為南台灣帶來降雨、夏季容易發生午後雷陣雨及颱風都會為台灣帶來降雨。

本文研究主題是：「弱綜觀環境下台灣西部地區對流性降水成因之探討」，聚焦台灣夏季因為海風引起的台灣西部午後降雨事件，因為陸地的比熱比起海洋的比熱還要小，所以夏季的陸地溫度會高於海面溫度許多，因此「力管項」效應導致的熱力直接環流，常在台灣陸地上受複雜地形、海岸線形狀及大氣熱力條件影響，形成強降雨事件，本文應用 WRF 模式，以高時間及空間解析度模擬因局部環流造成強降水的實際個案，期望能找出此類事件的物理機制和過程。

過去利用模式模擬海陸風形成的降雨相關的文章提供了非常有用的資訊—低層盛行風與海風的風向相反時，會增強海風鋒面的輻合產生降雨(Pielke et al., 1974; Boybeyi and Raman et al., 1992; Atkins and Wakimoto et al., 1997)，強的海風會造成陸地上的深對流(Blanchard et al., 1985; Fankhauser et al. 1995; Kingsmill et al., 1995; Wilson et al., 1997)，海岸線的曲率會改變海風的輻合強度和位置，過往的學者以理想化的數值模擬發現，凸的海岸線在陸地上會出現海風

輻合，凹的海岸線在陸地上會出現海風輻散 (McPherson et al., 1970)，不規則的海岸線會造成局部地區不同的降雨強度和位置 (Ulanski et al., 1978)。

David et al., (2001)利用 GCE (Goddard Cumulus Ensemble)進行理想化模擬，探討土壤濕度、海岸線曲率、初始陸風環流對於海風造成日間陸地降雨的影響，模擬佛羅里達州中部在1991年7月27日一個典型的夏季對流線，模擬時間為1991年7月27日06 LST 至1991年7月27日 21 LST 。

此研究是將 1991 年 7 月 27 日 06 LST 的初始模擬時間的初始場的海岸線地形分為彎曲、直線；土壤濕度分為平均、變量；風場分為平均、變量及在地形中特別加入 Okeechobee 湖進行模擬，進行九種不同型式的模擬。模擬結果顯示土壤水分的改變會影響降雨的時間與位置，潮濕的土壤會增強邊界層的 CAPE (Convectively Available Potential Energy)，使得強降雨發生在潮濕的土壤之上，潮濕的土壤會產生更大的對流不穩定和較低的雲底位置，海岸線的曲率會影響降雨的時間、地點和強度，白天時低層輻合會發生在凸的海岸線的陸地上，也會造成降雨強度及降雨時間的差異。

相反的凹海岸線會在夜間洋面上增強輻合，Jordi mazon et al., (2013)的研究分為三個部分，首先利用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)裝載的氣象雷達觀察海岸線周圍的夜間降水，再來利用 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)分析場去判斷當時大氣環境，在個案選取上剔除會帶來劇烈天氣的個案，最後使用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模擬本研究。

在Jordi et al., (2013)研究中探討三種個案，2011

年1月5-6日在以色列和黎巴嫩的個案中，特色為「海陸溫度差異大」；2008年1月28-31日在利比亞的個案中，特色為「凹海岸線」；2004年9月27日在亞得里亞海、愛奧尼亞海和第勒尼安海的個案中，特色為「高海溫」。

研究結果顯示，當海洋和陸地有強的溫度梯度力，會造成強的drainages winds (離岸風)，與盛行風(向岸風)輻合，當盛行風比drainages winds強的時候，會使對流位置往陸地移動，如果海陸溫差大，drainages winds可能比向岸風強，會使對流位置往海上移動，凹的海岸線會使兩個不同方向的drainages winds在洋面上輻合，冷空氣(drainages winds)相互推擠，舉升暖空氣使空氣塊達到飽和降水，當有高的海溫存在時，海陸溫差變大，drainages winds更強加上高海溫會提供大量水氣和熱量使得夜間洋面上的降雨更強。

Meyer et al., (1971)、Schoenberg, (1984)、Heiblum et al., (2011)等幾位作者的研究也提到，在海岸線附近的降雨會因為盛行風(向岸風)和海陸溫差大小影響降雨強度與位置，強的盛行風會使對流位置往陸地移動，海陸溫差大會使對流位置往海上移動，Malda et al., (2007)利用MM5 模擬出增加海溫會使夜間對流往海面上移動，因此內陸溫度與海溫的差異會影響到沿岸線地區的降雨位置。

過去有許多研究在探討CMR (Central Mountain Range) 地形對侵台的颱風降雨位置與強度影響(Chang et al., 1982; Chang et al., 1993; Lin et al., 1993; Lin et al., 1999; Chiao et al., 2003; Wu et al., 2002; Fang et al., 2011)，在XIE et al., (2009)利用WRF模式針對莫拉克颱風使用系集預報方法研究颱風路徑對降雨的關係、CMR對降雨的影響、西南氣流對於莫拉克的影響，本研究將參考其中CMR地形對於降雨的影響，結果顯示CMR有助於山區強降雨的發生。

## 二、研究方法

此次研究要探討台灣夏季午後對流降雨，所以在個案選取上首先挑選台灣夏季六月至八月的個案，再利用中央氣象局地面天氣圖及衛星雲圖剔除會造成劇烈天氣的個案，如：台灣上空有低壓系統、鋒面系等，也會挑除早上有明顯的對流雲系，確保這次的個案沒有外在的環境因素影響個案的降雨，是單純的夏季午後雷陣雨的個案。

利用NCEP(National Centers for Environmental Prediction)提供的全球分析場(FNL, Final analysis)，資料水平空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直空間解析度為27層，時間解析度為每6小時1筆資料，來做為此研究的初始資料場及邊界場，再利用WRF (Weather Research and Forecasting) 模擬這次研究，由於午後的對流降雨往往發生在局部地區，持續的時間通常只有數個小時，所以此次研究使用高的水平空間解析度來探討更小尺度的天氣系統，希望更能掌握降雨位置和降雨強度，使用高時間解析度更能掌握天氣系統隨時間的變化及更加準確的降雨時間。

本研究使用WRF的V3.3.1版，利用美國NCEP提供的全球分析場，資料水平空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直空間解析度為27層，時間解析度為每6小時1筆資料，來做為此研究的初始資料場及邊界場，本研究模擬分為三層巢狀網格，水平解析度由外到內分別為18公里、6公里、2公里(見圖1)，三層的地形解析度皆使用30" X 30"，地圖投影使用藍伯特投影，垂直解析度分為45層，垂直層頂為30 hPa，初始的模擬時間為2010年06月17日0200 LST至結束時間2010年06月28日0800 LST，模擬時間為30小時，積分步長為每60秒一次，此次模擬是採用雙向回饋，內外層會互相影響，微物理參數使用GMS(Goddard Microphysics Scheme)適用於高解析度的模擬，長波輻射參數使用RRTM(Rapid Radiative Transfer Model)，短波輻射參數使用GS(Goddard Shortwave)，近地面邊界層參數使用YUS(Yonsei University Scheme)，在第一層與第二層巢狀網格的積雲參數化使用KFS(Kain-Fritsch Scheme)，因為第三層的水平解析度為2公里，足以解析對流降雨，所以在本研究不使用積雲參數化。(見表1)

## 三、觀測資料與個案分析

由地面天氣圖(2010年06月28日00UTC，圖2)可看出，台灣位處太平洋高壓前緣，地面風場顯示，當日以微弱偏東南風之高壓迴流為主要的天氣型態，在925hPa的天氣圖中(圖3)，衛星雲圖顯示，台灣地區天氣良好，無明顯系統性雲系生成。

利用可見光雲圖、紅外線強化雲圖及雷達回波圖觀察同日08 LST的天氣狀況，可見光雲圖(圖4)顯示，在台灣東北部有些許淺灰色的雲層出現，研判雲層不厚，應為地表受熱後之對流性積雲，在紅外線強化雲圖(圖5)中，台灣上空沒有雲系，也就是沒有發展到高層的雲，雷達回波圖(圖6)顯示，台灣北部及南部有些微水氣可是回波值為弱，研判台灣當日早晨僅在北部及南部有低層的對流性積雲。

從板橋的探空曲線圖(圖7)顯示，在同日08 LST的北部低層大氣吹微弱的東南風，風速約為每小時5 knots，高層風場以東風為主，在100 hPa風速高達25knots，此時的CAPE為 $1413.5 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ ，在花蓮的探空曲線圖(圖8)顯示，東部低層大氣吹微弱的東南風，風速約為每小時5 knots，高層風場以東風為主，此時的CAPE為 $1327.6 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ ，有利對流發展，由板橋及花蓮測站的探空曲線圖得知台灣本島的低層大氣環境風場的風速約為5knots，風速微弱，因此研判此時台灣處於弱綜觀環境的大氣條件。

2010年06月28日早晨的天氣晴朗，從24小時累積雨量圖(圖9)得知14至17 LST北部、中部及高、屏高區附近有出現明顯之局部降雨，最大累積降雨發在台北、新竹、南投、台南地區產生約80 mm的累積降雨，在可見光雲圖的14至17 LST的台灣上空雲層非常厚(無圖示)，雲層先從中部山區開始發展，到了15 LST台灣北部及高、屏地區雲層開始變厚，17 LST雲層逐

漸消散，從14 LST至18 LST北部及高屏地區的雲頂高度逐漸升高，利用可見光雲圖與紅外線雲圖交互比對，確定從13 LST至18 LST的雲系是屬於發展高及厚的對流雲系，降雨時間集中在14 至 17 LST。

#### 四、 模擬結果與討論

為了探討海風及谷風對於此次降雨的影響，圖 10呈現了台灣局部的地形圖，此圖因水平解析度為2公里加上地形解析度使用30秒，所以在中央山脈地形高度上有超過3000公尺的表現，另挑選北緯23.7度進行後續的垂直剖面分析，海陸交界約在東經120.15度。

由於X-Y軸的比例相差甚遠，為了真實看出風場的向量，所以在此系列中(圖 11- 圖 17、圖 19)的垂直速度在風場(箭頭)部分乘上20倍，等值線(黑線)是真實呈現垂直速度的大小，色階部分為相當位溫。

為了探討海風及谷風對於此次降雨的影響，挑選23.7°N進行後續的垂直剖面分析，此剖面的海陸交界為120.15°E。本研究中將相當位溫之梯度最大的地方作為海風鋒面，較潮濕移進陸地的氣團視為海風環流。

海風環流移進陸地分為5個時期，分別為：海風環流移進陸地之前，此階段為變為海風之前的陸風階段、海風環流移進陸地初期，此階段為低層風場逐漸轉為海風，海風環流初步進入陸地、海風環流移進陸地前期，此階段為海風風場逐漸增強在海風環流前緣產生上升運動、海風環流移進陸地中期，此階段為海風環流移至山區受到地形的抬升及與谷風合併激發深對流造成強降雨的過程、海風環流移進陸地後期，此階段為海風環流勢力逐漸削弱，山區開始以乾燥的氣團勢力增強，海風環流逐漸退去轉變為陸風。

在0400 LST為海風環流移進之前(圖 11)，低層風場主要以陸風為主，風速較為微弱，陸上的相當位溫約345K，表示此時陸地的空氣較為乾燥不易降雨。

在0800 LST為海風環流移進陸地初期(圖 12)，低層風場逐漸轉為陸風，在海陸交界東經120.15度處，可以看到較為潮濕的海風環流移進陸地，此時海風鋒面尚未形成上升運動，受到到複雜地形影響，在東經120.75度附近谷風此時開始對山區造成上升運動約為0.3 m s<sup>-1</sup>。

在1000 LST(圖 13)及1040 LST(圖 14)為海風環流移進陸地的前期，在1000 LST，由於低層風速逐漸增強，使得海風鋒面在東經120.25度處，開始約0.3 m s<sup>-1</sup>的上升運動開始產生，在東經120.75度附近的谷風之上升運動約為0.3 m s<sup>-1</sup>，在1040 LST，圖中示出有三波的海風鋒面，是因為第一個海風鋒面的上升運動會在周圍伴隨下沉運動，與後面隨之而來的海風環流產生而外的輻合進而產生另一波海風鋒面，在東經120.75度附近谷風此時開始對山區造成上升運動約為0.7 m s<sup>-1</sup>，隨者太陽逐漸增溫在山區的谷風也逐漸增強，在海風環流移進陸地的前期，雖然海風環流帶來了潮濕的水氣，但是鋒面前緣的熱量及動量機制不足以激發出深對流，所以此階段並不容易產生降雨。

在1200 LST(圖 15)、1320 LST(圖 16)及1420

LST(圖 17)為海風環流移進陸地中期，在1200 LST，海風鋒面來至山脈前緣，由於太陽加熱的持續加熱使得海風鋒面的垂直風速增為0.6m s<sup>-1</sup>，在東經120.75度附近的谷風之上升運動增為2 m s<sup>-1</sup>，海風環流移進山區的过程中分為兩個部分，在1320 LST為海風鋒面前緣的較不潮濕的潮濕水氣與谷風合併激發對流，圖中示出在東經120.65度處，較潮濕的水氣及鋒面前緣受到地形的抬升使得風向的偏轉造成海風鋒面上升運動增強至1.5m s<sup>-1</sup>，在東經120.75度處，較不潮濕的氣團先與此處的谷風環流合併，激發出深對流，此時的上升運動5 m s<sup>-1</sup>，此機制是因為水氣會帶來而外的熱量提供給氣團，使得氣團得以突破負能區激發出深對流，在1420 LST為海風鋒面帶來之較潮濕水氣與谷風合併激發對流，圖中示出較潮濕的氣團正式與位於東經120.75度處的谷風環流合併，因為海風鋒面帶來的水氣使得在海谷風合併之後的水氣比起之前只有谷風的時候充沛許多，較潮濕的水氣可以帶來更多的熱量加熱空氣塊，因此上升運動劇增為10 m s<sup>-1</sup>，較容易激發深對流，比對同時的空氣中的雲水含量(圖 18)，對流雲系發展至300 hPa，產生強降雨事件。

在1840 LST(圖 19)，為海風環流移進陸地後期，由於海風環流的減弱及山坡風的增強，使得山區的水氣逐漸退去，在山脈前緣約東經120.55度處，開始以山風為主，在平地上山風與減弱後的海風環流有輻合，此機制有可能會造成平地的降雨。

利用第二層模擬02 LST至17 LST的累積降雨量(圖 20)比較中央氣象局觀測的累積降雨量(圖中未示)兩者間的降雨分佈，強降雨的區域相似，皆在台北、新竹、南投、台南等地區有較強的降雨發生，此次模擬大致掌握住降雨的分佈，除了花蓮山區有模擬出降雨，但是實際沒有降雨發生。

此模擬在降雨強度的表現上，在各個地區皆有過強的降雨情況發生，在中央氣象局的觀測資料中，台北、新竹、南投、台南等強降雨地區約有80 mm的累積降雨，模擬結果顯示南投及台南高達100 mm，台北及新竹地區更是高達150 mm以上的累積降雨量，觀測上花蓮山區沒有降雨發生，但在花蓮山區模擬出70 mm的降雨量。

為了進一步探討23.7°N 及120.75°E的山區強降雨機制，繪製此經緯度的0800 LST至2000 LST時間趨勢圖(圖 21)，探討其每20分鐘的累積降雨量(直方圖)、因為對流雲系發展的高度非常高，所以特別探討整層大氣的平均雲水混合比(綠色折線圖)、接著探討有利對流發展的上升運動(紅色折線圖)，最後探討包含了水氣、位溫、潛熱、可感熱等能量的相當位溫(藍色折線圖)，折線圖上較大的圓點為整點的時候，結果表明在海風環流移進陸地之前、初期、前期的降雨、成雲、上升運動皆幾乎為零，相當位溫則是呈現於較乾燥的環境，海風環流移進陸地中期，約在1200 LST開始進入中期，圖中表示從1200 LST降雨、成雲、上升運動及相當位溫皆有逐漸升高的趨勢，這是因位在海風環流前緣的次潮濕氣團先行進入山區所激發的現象，1420 LST為較潮濕的氣團及海風鋒面正式與谷風合

併的時間，可以發現降雨、成雲、上升運動及相當位溫皆是在海風環流及谷風環流正式合併的時候產生當日的極大值，隨者時間太陽逐漸減弱，海風環流漸弱，較乾燥的山坡風漸強，把潮濕的海風環流推離山區進入海風環流移進陸地後期，發現隨後的降雨、成雲、上升運動及相當位溫下降的非常迅速，結果表明在海風環流進入至山區與谷風環流的合併的時機是造成強降雨的關鍵。

## 五、 結論

在台灣西部的環境風場會因科氏效應往陸地偏轉，再加上熱力效應所以台灣西部的風速比東部來的大，在台灣西部迎風面上更容易形成降雨。

海風環流移進陸地之前、初期、前期的降雨、成雲、上升運動皆幾乎為零，相當位溫則是呈現於較乾燥的環境，海風環流移進陸地中期，約在1200 LST開始進入中期，圖中表示從1200 LST降雨、成雲、上升運動及相當位溫皆有逐漸升高的趨勢，這是因位在海風環流前緣的次潮濕氣團先行進入山區所激發的現象，1420 LST為較潮濕的氣團及海風鋒面正是與谷風合併的時間，可以發現降雨、成雲、上升運動及相當位溫皆是在海風環流及谷風環流正式合併的時候產生當日的極大值，隨者時間太陽逐漸減弱，海風環流漸弱，較乾燥的山坡風漸強，把潮濕的海風環流推離山區進入海風環流移進陸地後期，發現隨後的降雨、成雲、上升運動及相當位溫下降的非常迅速。

## 六、 誌謝

感謝國科會對我們的支持，計畫編號為NSC 102-2111-M-606-001-MY2、台灣颱風洪水中心及國家高速計算中心計算資源支援。另對所有協助102年度國防科技學術研討會的相關人員，在此一併致謝。

## 七、 參考文獻

Atkins, N. T., and R. M. Wakimo, 1997: Influence of the Synoptic Scale Flow on Sea Breezes Observed During CaPE. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, pp. 2112–2130.

Baker, R. D., and B. H. Lynn., 2001: The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation. *Journal of Hydrometeorology*, **2**, pp. 193–211.

Boybeyi, Z., and S. Raman, 1992: A Three-Dimensional numerical sensitivity study of convection over the Florida peninsula. *Bound.-Layer Meteor.*, **60**, pp. 325–359.

Blanchard, D. O., and R. E. Lopez, 1985: Spatial Patterns of Convection in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, pp. 1282–1299.

Chang, S. M., 1982: The Orographic Effect Induced by an Island Mountain Range on Propagating Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, pp. 1255–1270.

Chang, C. P., T. C. Yeh, and J. M. Chen, 1993: Effects of Terrain on the Surface Structure of Typhoons over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, pp. 734–752.

Chiao, S., and Y.-L. Lin, 2003: Numerical modeling of an orographically enhanced precipitation event associated with Tropical Storm Rachel over Taiwan. *Wea. Forecasting*, **18**, pp. 325–344.

Fankhauser, J. C., N. A. Crook, J. Tuttle, L. J. Miller, and C. G. Wade, 1995: Initiation of Deep Convection Along Boundary Layer Convergence Lines in a Semitropical Environment. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, pp. 291–313.

Fang, X., Kuo, Y.-H., and Wang, A., 2011: The impact of Taiwan topography on the predictability of Typhoon Morakot's record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, **26**, pp. 613–633.

Heiblum, R. H., Koren, I. and Altaratz, O., 2011: Coastal Precipitation Formation and Aischarge Based on TRMM Observations. *Atmos. Chem. Phys*, **11**, pp. 13201–13217.

Jordi, M., and David Pino, 2013: The Role of Sea-Land Air Thermal Difference, Shape of the Coastline and Sea Surface Temperature in the Nocturnal Offshore Convection. *Manuscript received*, **5**, pp. 1–13.

Kingsmill, D. E., 1995: Convection Initiation Associated with a Sea-Breeze Front, a Gust Front, and Their Collision. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, pp. 2913–2933.

Lin, Y. L., 1993: Orographic Effects on Airflow and Mesoscale Weather Systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, pp. 381–420.

Lin, J. Han, D. W. Hamilton, and C.-Y. Huang, 1999: Orographic Influence on a Drifting Cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, pp. 534–562.

Meyer, J. H., 1971: Radar Observations of Land Breeze Fronts. *J. Appl. Meteor.*, **10**, pp. 1224–1232.

McPherson, R. D., 1970: A Numerical Study of the Effect of A Coastal Irregularity on the Sea Breeze. *J. Appl. Meteor.*, **9**, pp. 767–777.

Pielke, R. A., 1974: A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, pp. 115–139.

Schoenberg, L. M., 1984: Doppler Radar Observation of Land-Breeze Cold Front. *Mon. Weather. Rev.*, **112**, pp. 2455–2464.

Ulanski, S. L., and M. Garstang, 1978: The Role of Surface Divergence and Vorticity in the Life Cycle of Convective Rainfall. Part I: Observation and Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **35**, pp. 1047–1062.

Wu, T. H. Yen, Y.-H. Kuo, and Wang, W., 2002: Rainfall Simulation Associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The Topographic Effect. *Wea. Forecasting*, **17**, pp. 1001–1015.

Wilson, J. W., and D. L. Megenhardt, 1997: Thunderstorm Initiation, Organization, and Lifetime Associated with Florida Boundary Layer Convergence Lines. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, pp. 1507–1525.

XIE, B., and F. ZHANG, 2012: Impacts of Typhoon Track and Island Topography on the Heavy

## 八、圖表彙整

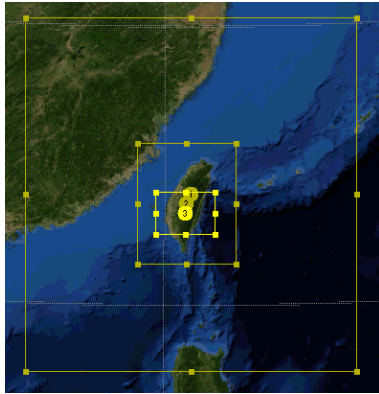


圖 1 模擬規劃之巢狀網格示意圖。

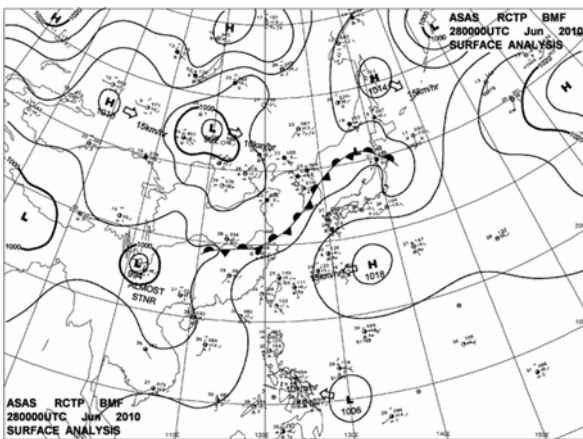


圖 2 2010年06月28日08 LST 地面天氣圖(摘自中央氣象局)

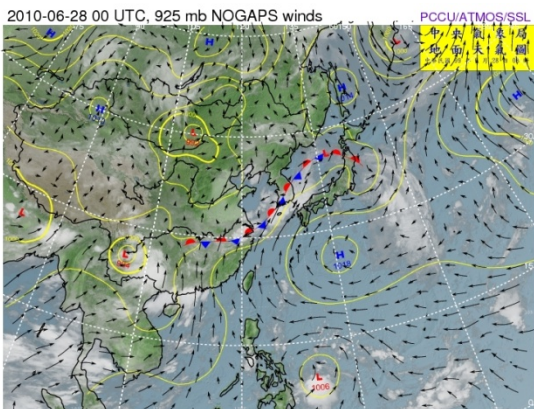


圖 3 2010年06月28日08 LST, 925hPa天氣圖(摘自中央氣象局)

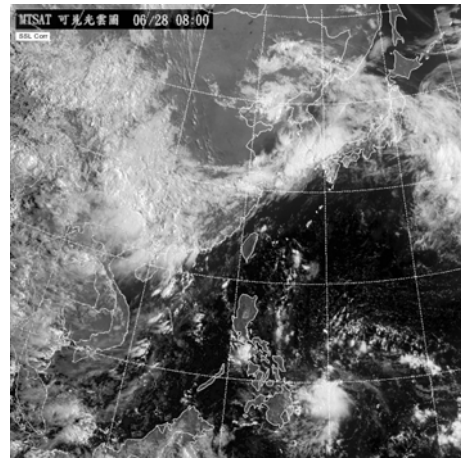


圖 4 2010年6月28日08 LST 東亞可見光雲圖。(摘自中央氣象局)

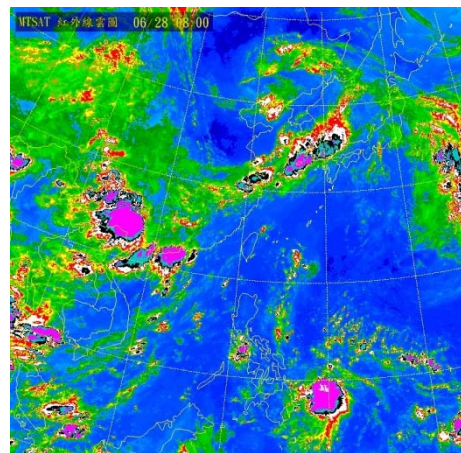


圖 5 2010年06月28日08 LST東亞紅外線色調強化圖。(摘自中央氣象局)

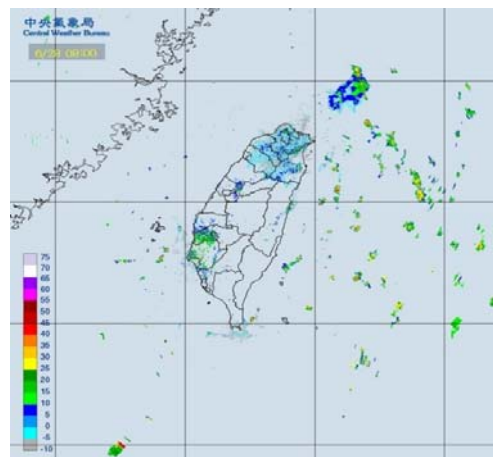


圖 6 2010年06月28日 08 LST 雷達回波圖。(摘自中央氣象局)。

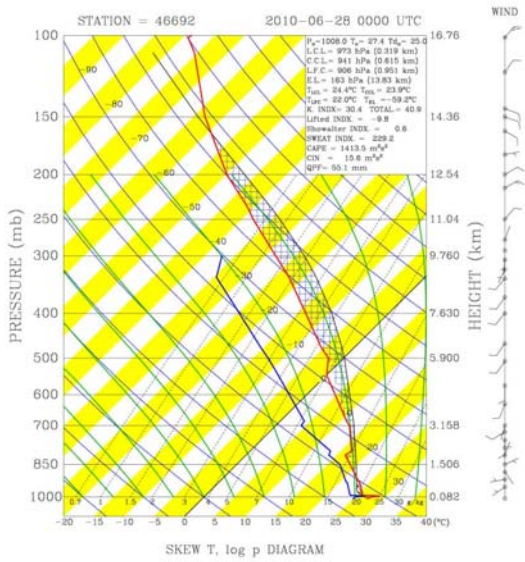


圖 7 2010年06月28日 0800 LST 板橋測站探空曲線圖。(摘自中央氣象局)。

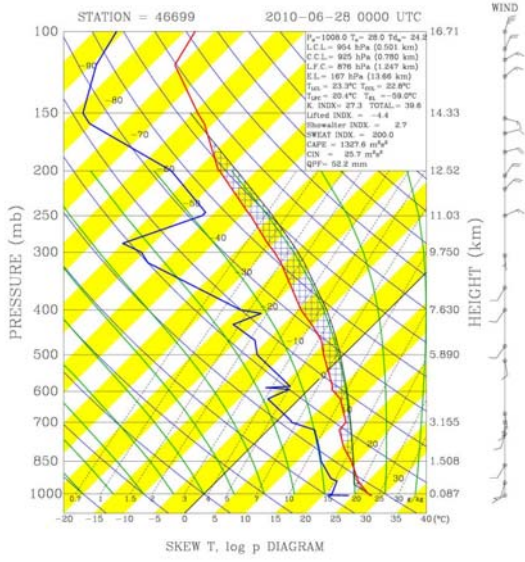


圖 8 2010年06月28日 08 LST 花蓮測站探空曲線圖。(摘自中央氣象局)。

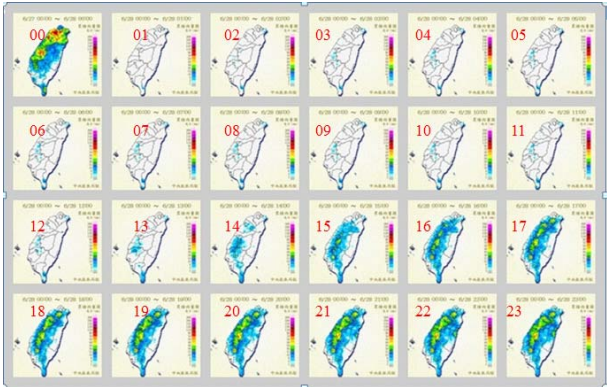


圖 9 2010年06月28日24小時累積雨量圖。(摘自中央氣象局)

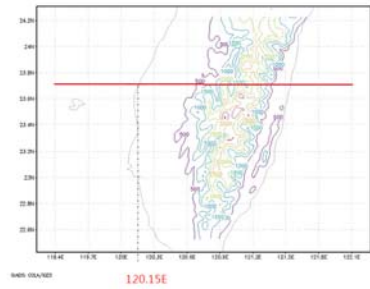


圖 10 台灣局部區域地形圖。紅線為垂直剖面位置示意圖，虛線對應的經度為海陸交界處，地形高度以等值線呈現(間距 500 m)。

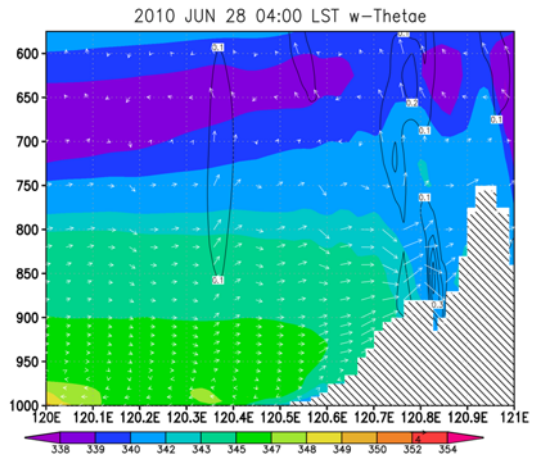


圖 11 0400 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(m s^{-1})$ 。

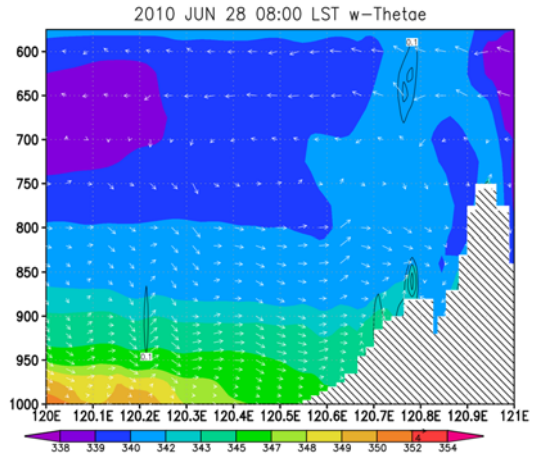


圖 12 0800 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(m s^{-1})$ 。

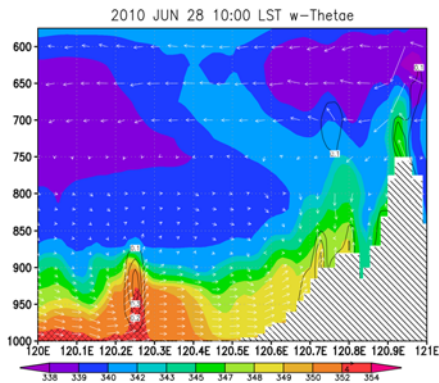


圖 13 1000 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

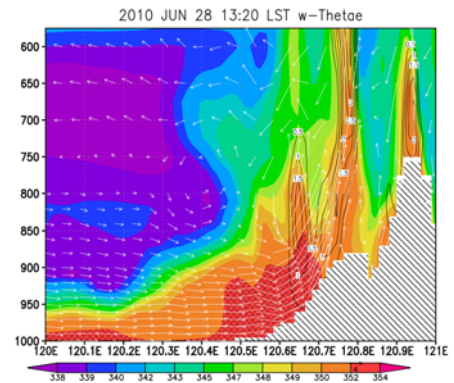


圖 16 1320 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

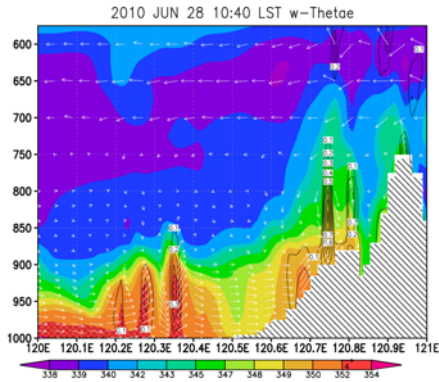


圖 14 1040 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

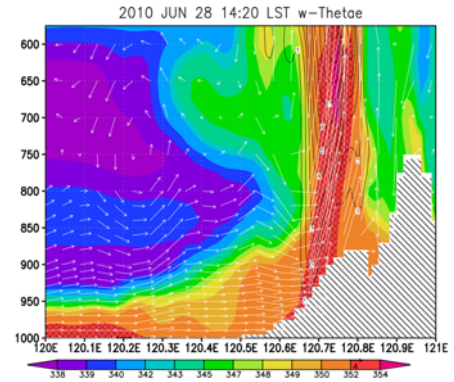


圖 17 1420 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

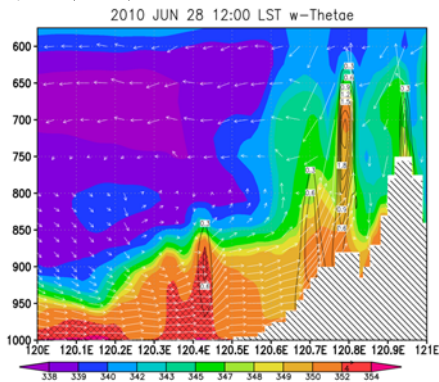


圖 15 1200 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

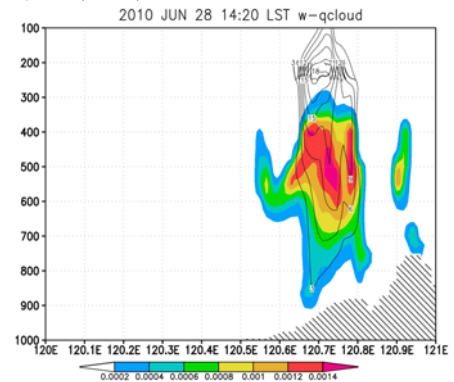


圖 18 1420 LST 雲水混合比及垂直速度綜合示意圖。雲水混合比( $\text{kg kg}^{-1}$ )以色階表示，黑色實線為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

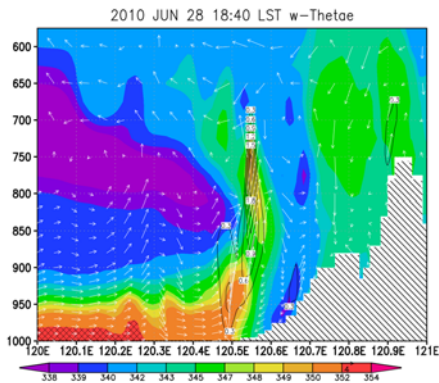


圖 19 1840 LST 風場、相當位溫及垂直速度綜合示意圖。相當位溫以色階表示(間距 1 K)，風場(箭頭)的  $w$  乘上了 20 倍，黑色為垂直速度  $w(\text{m s}^{-1})$ 。

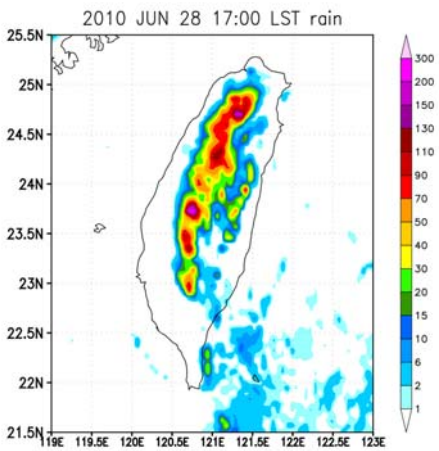


圖 20 2010年6月28日02 LST至17 LST累積雨量圖 (mm)，累積雨量以色階表示。

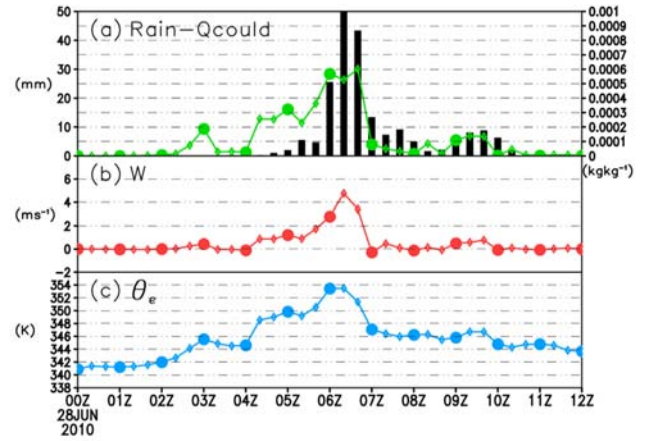


圖 21 23.7°N、120.75°E，0800 LST 至 2000 LST 時間趨勢圖(a) 20 分鐘累積雨量(直方圖 mm)，整層雲含量的平均( $\text{kg kg}^{-1}$ )。(綠色折線圖)(b) 1000 hPa 至 575 hPa 的平均上升運動( $\text{m s}^{-1}$ )。(c) 1000 hPa 至 575 hPa 的平均相當位溫(K)。

表 1 模式設定之參數化對照表

參數化設定

	微物理過程參數	短波輻射參數	長波輻射參數	近地面邊界層參數	積雲參數
第一層	GMS	GS	RRTM	YSU	KFS
第二層	GMS	GS	RRTM	YSU	KFS
第三層	GMS	GS	RRTM	YSU	無