

梅雨季西南氣流氣候平均與個案之數值研究

簡芳菁 洪玉秀

國立台灣師範大學地球科學系

(中華民國九十九年十月四日收稿；中華民國九十九年十二月二十二日定稿)

摘 要

本文使用 1948~2006 年 5、6 月 NCEP-reanalysis 資料將西南氣流個案根據台灣西南海域之降水量分成有降水與無降水類型，利用合成分析法求取台灣西南方強西南氣流發生時各層的平均氣象場，討論兩類型綜觀天氣系統的差異；接著選定 2008 與 2009 年 6 月之強西南氣流有、無降水個案，利用 WRF 模式模擬進一步了解強西南氣流下有、無降水個案之中尺度現象，再與合成分析結果比較。

合成分析顯示，西南氣流影響下之有降水類型中，台灣西南方低層具備暖濕水氣與高不穩定度之條件，且此區位於 850 hPa 強西南風入區之北側，為潮濕並伴隨輻合上升運動之環境，利於發展對流並造成降水。反之，西南氣流影響下之無降水類型則由於太平洋高壓增強西伸，使梅雨鋒面雲系北抬，導致台灣西南方位於 850 hPa 強西南風入區之南側，屬於乾燥下沉的環境，造成穩定的天氣型態。

個案模擬結果可知，西南風增強且持續期間，華南有局部低壓，其氣旋式環流加強西南風風速；2008 年有降水個案中，台灣西南海域及陸地低層之水氣由南至西南方而來，對流雲系不斷於海面上生成並移入台南和高雄，造成可觀地降水量，而對流雲系南方為強西南風區之北緣；反觀 2009 年無降水個案，台灣西南海域及陸地低層之空氣來自於南南東至南南西方，為太平洋高壓之下沉且乾燥的空氣，不利成雲且強西南風區的南緣位於台灣之西南方，其強風區之分佈相似於有降水個案後期因太平洋高壓西伸，導致強風軸北移，但無降水個案中之台灣西南方的風速未因而減弱，主要是受華南局部低壓強度較強且滯留較久之影響。

關鍵字：梅雨季、西南氣流、WRF 模式

一、前言

台灣位於歐亞大陸與太平洋的交界，深受海、陸氣候與季風轉換之影響；每年五、六月是東北季風轉換為西南季風時期，同時西伯利亞冷高壓與太平洋熱高壓勢力相當，兩者交界處往往形成狹長的滯留鋒面。鋒面伴隨之輻合降雨帶，隨著季節逐漸北移，此現象在台灣和大陸稱為梅雨(Mei-yu)，同期亦為西南季風活躍期(或梅雨季；侯與陳，2001；陳，2004；Chen et al. 2004)。

東亞梅雨季之降水雖經常帶來災害，但卻是台灣重要的水資源，可稱為台灣的雨季(Chen and Chen 2003)，尤其是中南部冬春少雨，梅雨季之降水更顯得珍貴。過去對於梅雨季之研究計畫相當多，例如：1987年5、6月的「台灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX)，目的在於研究梅雨鋒面系統、中尺度對流系統(MCS)和它們與台灣地形的交互作用(Kuo and Chen 1990；陳，2001)。梅雨季中尺度現象與綜觀環境之研究論文於此計畫後快速增加(陳，2007)。之後在1998和2001年5、6月分別進行梅雨期豪雨實驗(MYEX98)與「綠島中尺度實驗」(GIMEX)，對於梅雨季豪雨的瞭解有很大幫助(周，2001)。近年更於2007~2010年5、6月進行西南氣流觀測與豪雨預測實驗(SoWMEX/ TiMREX)，致力於加強西南氣流導致的豪大雨天氣系統之科學認知，並改進現有短期定量降雨估計與預報精確度。

另外，梅雨鋒面引進西南氣流之研究近年受到氣象界的重視，Chen et al. (2003)分析1990年6月12、13日之梅雨鋒面個案指出，鋒面鋒生期間，鋒面南側形成強西南氣流之低層噴流(LLJ)；透過片段位渦反演，發現積雲對流和層狀雲之潛熱釋放增強鋒面系統，而伴隨西南氣流移入台灣

之雲系所挾帶之豪大雨往往造成台灣西南部受創嚴重(陳等，2007；Kerns et al. 2010)。Chen et al. (2006)研究LLJ之形成，發現伴隨中尺度對流系統之潛熱加熱使低層高度場下降，而增強之重力位梯度則產生向西北往中尺度對流區流動之非地轉風，此非地轉風之科氏加速在中尺度對流系統之東南側形成LLJ。Chen et al. (2005)研究1997年6月5日及2001年5月20日之台灣西南部的二個豪雨個案，發現豪雨發生的早晨於南海北部、巴士海峽及台灣東部沿海有LLJ的出現，且台灣海峽南部、台灣西南部及南海北部之高層有輻散區，而中國東南沿海有低層槽線，可知LLJ與台灣西南部豪雨的發生是有相關性。

過去梅雨季的相關研究以個案分析居多(Chen et al. 1998；宋與陳，2000；Chen et al. 2003；Chen et al. 2008)，長時間之氣候分析較少；氣候分析可了解梅雨季西南風的肇始、鋒面隨時間的演化、鋒面伴隨之LLJ形成走向及豪雨的特色等。侯與陳(2001)探討1987~1993年5、6月造成華中與華南地區西南風爆發的低壓擾動，發現西南風的爆發絕大部分伴隨低壓擾動之發展，且經片段位渦反演高度距平，證實低壓擾動的發展是由於潛熱釋放促成。Chen et al. (2005)探討1985~1994年台灣梅雨季LLJ與豪大雨關係中發現850~700 hPa間常有LLJ存在，LLJ初期於青藏高原東側之華南形成，最大頻率主軸呈東北-西南走向且約與沿海地形平行。當LLJ東移，其分布型態逐漸拉長且最大頻率主軸漸轉為東北東-西南西走向。陳等(2007)分析1997~2006年梅雨季台灣西南部之豪雨個案，發現豪雨幾乎發生在低層輻合配合高層輻散，且700 hPa有上升運動區(Chen and Yu 1988)，而850 hPa的LLJ軸位於南海北/東北部、巴士海峽、台灣海峽南部及台灣

附近。陳等(2007)亦指出台灣西南方外海約 200 公里，若低層水氣通量大於 $220 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ ，出現超大豪雨的機會較多，故水氣含量為梅雨降水之另一重要因素。

當梅雨鋒面伴隨強西南氣流，常發生導致災害的豪大雨，故相關研究較多；但並非每年的梅雨季都有可觀的降水，此即所謂的「乾梅」。陳(1987)分析台灣 1950~1977 年 5、6 月平均環流之特徵及乾濕梅之環流條件，結果顯示台灣梅雨季降水量多寡之主因是由季風低壓、西太平洋高壓脊、東亞主槽與鄂霍次克海阻塞高壓等時間平均行星尺度環流系統之位置及強度決定。當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制時，為多雨情況之濕梅；反之，當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或東亞主槽後之大陸性西北氣流主宰時，為少雨情況之乾梅(Chen 1994)。

由文獻回顧可知，台灣梅雨季之氣候分析較少。隨時間的累積，NCEP- reanalysis 資料從 1948 年開始迄今已 60 多年，故本研究採用此資料進行台灣梅雨季氣候合成平均之分析，探討台灣西南方出現西南氣流時，有降水與無降水分別之綜觀環境特色為何。接著從 SoWMEX 計畫期間觀測資料較豐富之 2008 和 2009 年，分別挑選台灣西南方受到西南氣流影響之下，有、無降水之個案進行分析與 WRF 模式模擬；最後將氣候合成平均與個案相互比較，討論個案有、無反映對應的氣候合成平均類型之重要特徵，並進一步探討其中尺度現象。

二、資料來源及研究方法

本研究使用的資料來自 1948 至 2006 年 5、6 月美國國家環境預報中心(NCEP)的再分析資料

(NCEP-reanalysis)。首先，依 Chang and Chen (1995) 的定義，判斷西南風爆發之 850 hPa 風場來定義西南氣流。以台灣西南海域之四個格點(圖 1a) 850 hPa 平均風向介於 $200^{\circ}\sim 260^{\circ}$ 間為條件，分析西南氣流與降水，當風速大於 10 m s^{-1} ，地表降雨量大於 5 mm d^{-1} 者為有降水類型(SW-R)，地表降雨量小於 5 mm d^{-1} 者為無降水類型(SW-noR)。目的是討論在受到西南氣流影響之下，造成台灣西南方有、無降水之環境特色為何。根據以上定義，過去 59 年梅雨季期間，利用每天 4 筆資料蒐尋，共找出 SW-R 與 SW-noR 類型之個案筆數分別為 338 和 614 筆。為瞭解兩類型地面至高空的天氣系統及環流之演變，我們利用合成分析法(composite analysis)，分別求取兩者之平均重力位高度、相對濕度、地面降雨量及風場等，並依 1000、850、500 及 200 hPa 之等壓面繪圖分析，藉以瞭解兩者大氣平均狀況與差異。

接著，選定台灣西南處 850 hPa 風速大於 25 kts 之 2008 年 6 月 16 日強西南氣流有降水個案及 2009 年 6 月 27 日強西南氣流無降水個案。利用中尺度數值模式 WRF V3.0.1 進行個案模擬，三維資料同化所加入的觀測資料為中央氣象局東亞地區地面測站、探空和 QuikSCAT 衛星所接收的近海面風場資料，模式設定如下：使用藍伯特地圖投影，模擬的範圍選取三層巢狀網格，第一層(簡稱 D1)、第二層(D2)和第三層(D3)的水平解析度分別為 45、15 和 5 公里，相鄰兩層網格間的資料可透過雙向交互作用(two-way interactive)互相影響。2008 與 2009 年個案之雲微物理過程分別選用 Goddard GCE scheme (Tao et al. 2003)與 WSM 5-class scheme，積雲參數法分別為 New Grell scheme (Grell 1993; Grell and Devenyi 2002) 與 Kain-Fritsch (new Eta) scheme，邊界層參數均

為 YSU scheme，長波輻射為 RRTM scheme，短波輻射使用 Dudhia scheme，表層則為 Monin-Obukhov scheme 和 thermal diffusion scheme。

WRF 模式的初始場及邊界資料來自於 NCEP 每 6 小時一筆之 GFS (Global Forecast System) 分析場資料，其水平空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ ，模擬長度達 48 小時。分析兩個案之強西南氣流影響下，有、無降水之天氣系統相似與相異之處，再與 59 年合成分析之結果進行比較。

三、台灣 5、6 月西南氣流之合成分析

(一) SW-R 類型

由 SW-R 類型合成平均之 1000 hPa 合成圖發現，台灣西南海域之平均降雨量(圖 1a)最大達 $25\sim 30 \text{ mm d}^{-1}$ ，整體降雨帶往東北延伸至日本南方，呈東北-西南走向。其次為孟加拉灣東側 $20\sim 25 \text{ mm d}^{-1}$ 。海南島西北方有一封閉低壓，中心強度為 30 gpm，其氣旋式環流引導西南氣流吹往台灣，此低壓有相對之低壓槽往東北延伸，為梅雨鋒面伴隨之低壓帶。太平洋高壓勢力只影響至 130°E 以東，故台灣至孟加拉灣一帶均在低壓影響之下，大氣條件較不穩定。另外，在風切線以北(圖 1b)，中國和中南半島之相對濕度最大值均達 90%以上，南海經台灣延伸至日本之相對濕度則是達 80%以上。可見降雨量最大值區附近對應相對濕度最大值，但兩極值不一定位於相同的位置。

在 850 hPa 層(圖 1c)顯示，韓國有一低層低壓槽線，華南之風切線隨高度略北移；海南島西北方之低壓隨高度也往西北方傾斜且不封閉；太平洋高壓的位置隨著高度略西移。風速部分，台灣西南方出現西南風最大值達 11 m s^{-1} ，並往東北

延伸至日本南方外海；另外，孟加拉灣處的風速也有 12 m s^{-1} 。台灣附近相對濕度 80%以上區域大約在 10 m s^{-1} 等風速線的西北緣，非在最大風速區內；孟加拉灣至海南島的相對濕度則在 70%以上。

於 500 hPa 層(圖 1d)可見，海南島西北方之低壓區已不復見，主要系統為北方的低壓槽，其槽線往南延伸至中國福建省附近，台灣海峽以東為槽前處，槽前存在垂直上升運動中心，表示台灣西南方為有利對流發展的環境；另外，孟加拉灣亦有一低壓槽，槽前亦有上升運動，故孟加拉灣東側之環境亦為有利於對流發展處；孟加拉灣至台灣的相對濕度隨高度漸降至 60~70%，但相對於其他地區仍是較潮濕的。而 200 hPa 層(圖 1e)中，高層環境從 30°N 以北由低壓槽主宰，以南由南亞高壓主宰。日本上空有大於 30 m s^{-1} 的噴流區，噴流中心最大風速達 40 m s^{-1} ；台灣位於高層噴流軸入區右方的強輻散區，故台灣西南處為一低層輻合配合高層輻散之環境，有利於對流在此發展。

(二) SW-noR 類型

接著分析 SW-noR 類型之 1000 hPa 合成圖(圖 2a、b)，發現太平洋高壓勢力西伸超過 130°E ，使得主要降雨帶在台灣北方，雨帶從海南島北方往東北東延伸至日本南方，呈東北東-西南西走向；最大降雨量在浙江省，達 $20\sim 25 \text{ mm d}^{-1}$ ，孟加拉灣東側的降雨量亦達 $20\sim 25 \text{ mm d}^{-1}$ ，而台灣西南海域及陸地為無降水的區域。海南島西北方有一小範圍的封閉低壓，中心強度 30 gpm，其氣旋式環流引導西南風吹往台灣。相對濕度 90%以上區域主要分布於中國與孟加拉灣東側，台灣西南方的相對濕度較低約為 80%，表示縱使台灣西

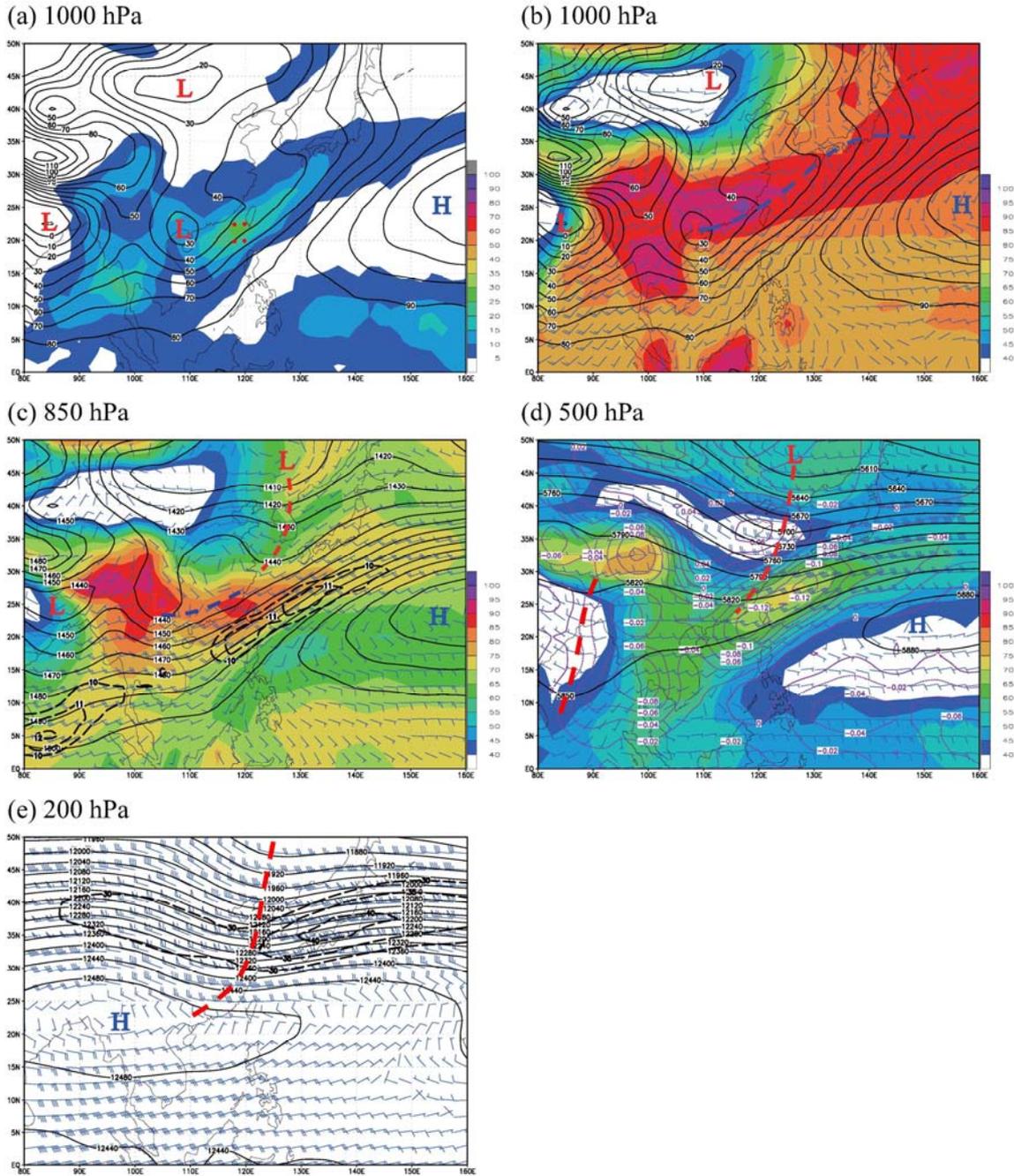
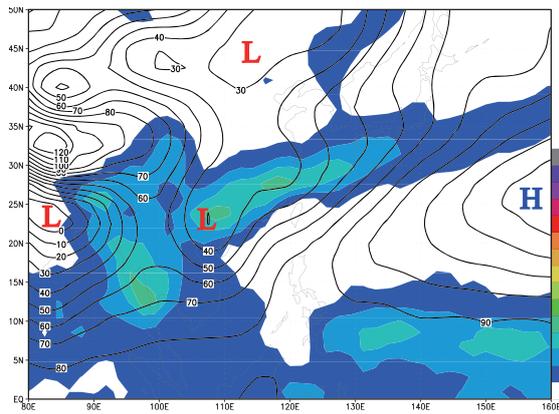
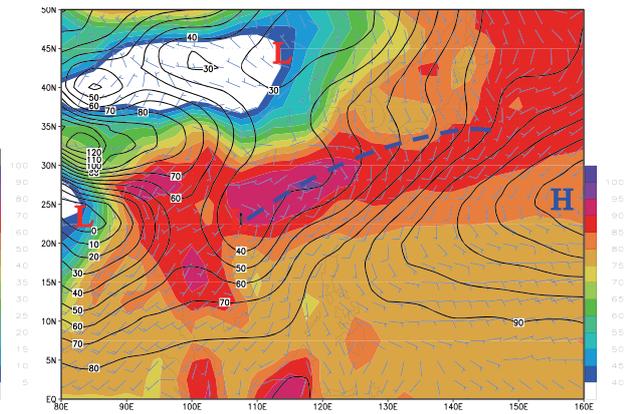


圖 1. 1948–2006 年台灣 5、6 月 SW-R 類型垂直各層之合成圖。黑色等值實線為重力位高度；紫色等值實(正值、下沉運動)、虛線(負值、上升運動)為垂直速度；藍色風標為風向與風速，全、半桿分別表示 5 、 2.5 m s^{-1} ；色階於(a)為地表降雨量，單位 mm d^{-1} ，於(b)~(e)為相對濕度，間距 5%；藍色粗虛線為風切線，紅色粗虛線為槽線。(a) 1000 hPa 重力位高度(間距 10 gpm)和降雨量分佈，紅色圓點區位篩選條件範圍。(b) 1000 hPa 重力位高度(間距 10 gpm)、相對濕度和風場。(c) 850 hPa 重力位高度(間距 10 gpm)、相對濕度和風場，黑色粗虛線為自 $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ 起分析以 1 m s^{-1} 間距之等風速線。(d) 500 hPa 重力位高度(間距 30 gpm)、相對濕度、風場和垂直速度，間距 0.02 Pa s^{-1} 。(e) 200 hPa 重力位高度(間距 40 gpm)、風場和 $\geq 30 \text{ m s}^{-1}$ 起分析以 5 m s^{-1} 間距之等風速線。

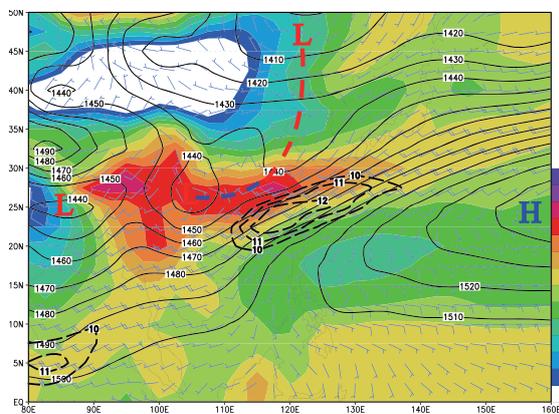
(a) 1000 hPa



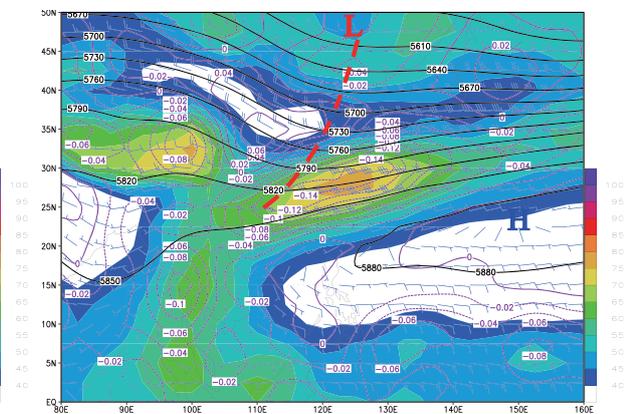
(b) 1000 hPa



(c) 850 hPa



(d) 500 hPa



(e) 200 hPa

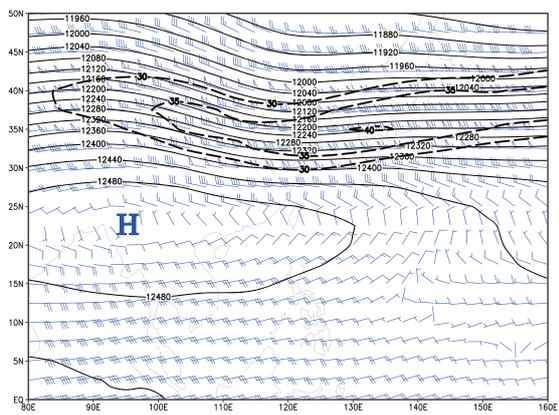


圖 2. 同圖 1，但為 SW-noR 之類型。

南處無降水，孟加拉灣仍有豐沛的水氣，因為西南季風肇始後將印度洋豐沛的水氣往孟加拉灣傳送，至於是否持續傳送至台灣，則視太平洋高壓的勢力範圍而定(Hung and Hsu 2008)。

由 850 hPa 層(圖 2c)可發現，太平洋高壓西伸至 125°E，北方低壓槽之槽線往南伸至中國湖北省；海南島西北方之低壓隨高度往北傾斜，低壓中心仍維持封閉；風切線位於此低壓的南緣。在風切線南側出現大於 10 m s⁻¹ 的西南風，中心最大風速 12 m s⁻¹ 在台灣與台灣海峽上，而台灣西南方的風速為 11~12 m s⁻¹。風速大於 10 m s⁻¹ 之等風速區範圍只有從海南島東側至日本南方呈較集中的條狀。另一風速大於 10 m s⁻¹ 處在孟加拉灣，但範圍較小。台灣西南方至海南島的相對濕度約 60~70%，孟加拉灣東側的相對溼度則較潮濕為 70~80%。

500 hPa 層(圖 2d)可見，受到太平洋高壓的影響，台灣西南處的上升運動較弱，加上相對濕度減少至 50~60%，較為乾燥且不利於對流發展。而孟加拉灣東側之環境則相似於 SW-R 類型，有一上升運動區位於低壓槽前，且相對濕度仍達 60~70%，表示此區環境條件有利於對流發展。由 200 hPa 層(圖 2e)可見，高層環境相似於 SW-R 類型，但低壓槽線較淺，最大風速 40 m s⁻¹ 的範圍較小，且台灣位於噴流軸入區的右方及出區的右方之中間處，既非強輻散區也非強輻合區，故台灣西南處的環境不利於對流發展。

(三) 比較

為了清楚地顯現 SW-R 與 SW-noR 類型之差異，我們進一步將兩組成結果相減，即 SW-R 減 SW-noR 類型。由 1000 hPa 之差異(圖 3a)可見，SW-R 較 SW-noR 類型於台灣西南處相對濕度

高，且 SW-R 相對於 SW-noR 類型在台灣西南方的重力位高度較深，相減後形成負值中心；負值中心南方的風場差異可見，SW-R 類型之西風向量與風速較 SW-noR 類型強，但負值中心的風速於兩類型是相近的。850 hPa 之差異(圖 3b)相似於 1000 hPa，但相對濕度差異更大，SW-R 比 SW-noR 類型從海南島到台灣之間蘊含更豐沛的水氣，而重力位高度差於台灣西南處之負值中心更強；風場差異與 1000 hPa 相似。接著由 500 hPa 之差異(圖 3c)可見，整個南海地區 SW-R 較 SW-noR 類型的相對濕度高出許多，而重力位高度差之負值中心隨著高度由台灣西南方略往北移；負值中心南方於 SW-R 類型仍有較強的西風向量與風速。200 hPa (圖 3d)中，負值中心隨高度持續北移至東海與黃海之間，且中心數值更強。

由上述可知，SW-R 較 SW-noR 類型於台灣西南方與南海地區水氣豐沛且潮濕層厚度厚。同時，SW-R 類型在台灣西南處的重力位高度較深，相對於 SW-noR 類型，整個華南地區皆屬於低壓槽的範圍，相減後形成負值中心，導致東北-西南走向之重力位高度梯度更強，有利於強西南風將南海上空的潮濕水氣傳送至台灣西南海域及陸地。因為此差異導致 SW-R 類型在台灣西南方受較持續且豐沛水氣的西南氣流影響，有利降水發生。

另外，分析兩類型於 1000~700 hPa 平均之水氣輻散場與水氣平流場。SW-R 類型(圖 4a)可見，南海到日本南方有一水氣輻合帶，呈東北-西南走向，其西南端有較 SW-noR 類型強之水氣濕平流，孟加拉灣處亦同，故 SW-R 類型於台灣西南處之低層水氣可能來自於孟加拉灣經南海而來。至於 SW-noR (圖 4b)類型，主要的水氣輻合帶與濕平流區則在台灣北方，台灣西南海域及陸地是相對穩定乾燥的區域。

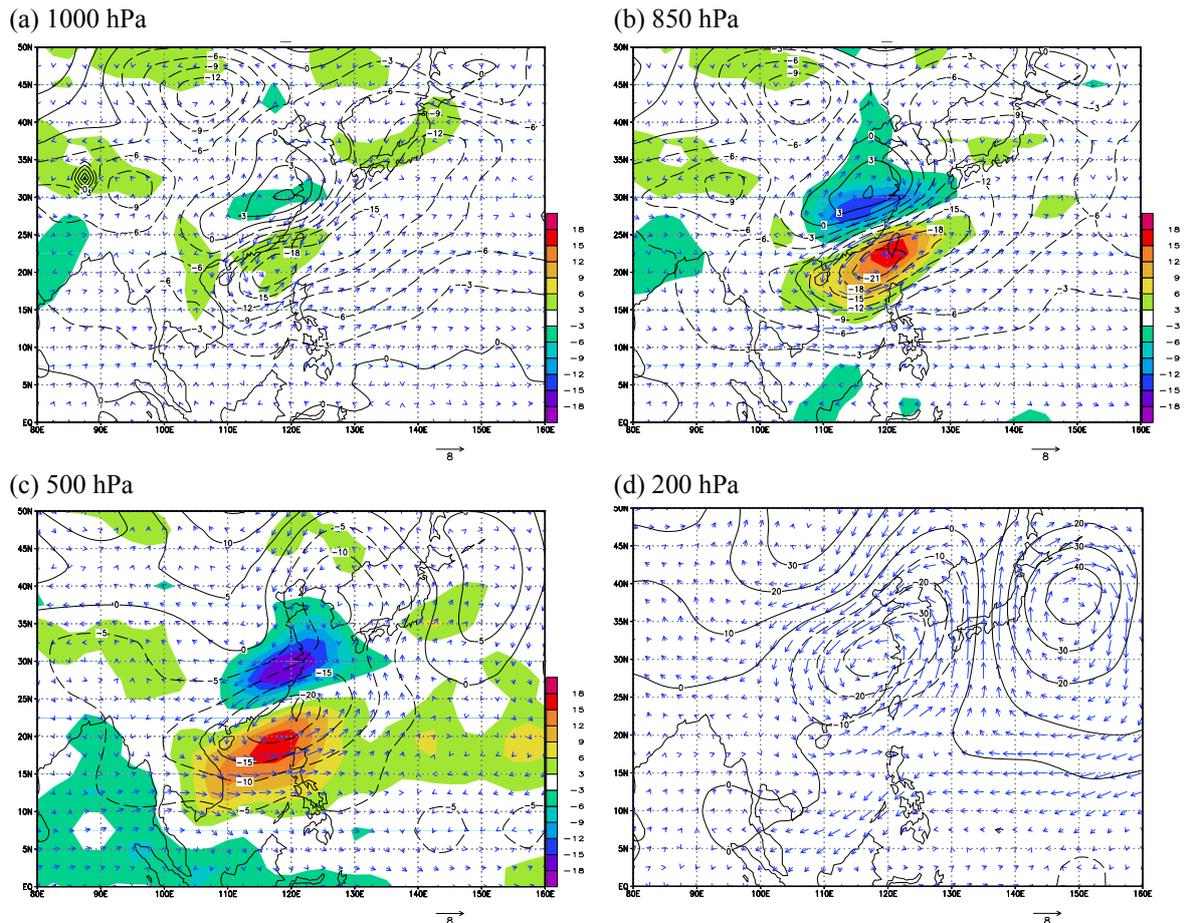


圖 3. 1948~2006 年台灣 5、6 月 SW-R—SW-noR 類型之差異。黑色等值實(正值)、虛(負值)線為重力位高度差，單位 gpm 。藍色箭頭為風向與風速，長度對應之風速在圖下方，單位 m s^{-1} 。色階為相對濕度，單位 $\%$ 。(a) 1000 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 200 hPa。

最後，比較兩類型合成平均之 1000 hPa 對流可用位能(CAPE)及相當位溫(圖 4c·d)，發現 SW-R 類型在南海北部海域、孟加拉灣西側及中國青海省上空皆有較高的對流可用位能值，可見 SW-R 類型在此區之大氣環境較不穩定，高對流可用位能為有利對流激發之熱力條件。相當位溫分佈方面，SW-R 類型在印度洋西側至中國青海省之相當位溫較 SW-noR 略高，表示 SW-R 類型在此區域較為暖濕，為另一有利對流發展之熱力條件。而 SW-noR 類型在此區域中的相當位溫略低，相較而言，大氣環境的暖濕水氣不如 SW-R 類型。

至於南海至台灣西南方之區域，SW-noR 類型的相當位溫 301 K 等值線範圍略比 SW-R 類型大，雖然較為溫暖，但由前述 1000 和 850 hPa 相對濕度平均場可知，其主要受到太平洋高壓之影響，為較乾燥的環境。

四、個案介紹

(一) 2008 年 6 月 16 日西南氣流有降水個案

2008 年 6 月 15 日 1700 UTC 至 16 日 1700 UTC 期間，滯留鋒面伴隨西南氣流為台灣西南部

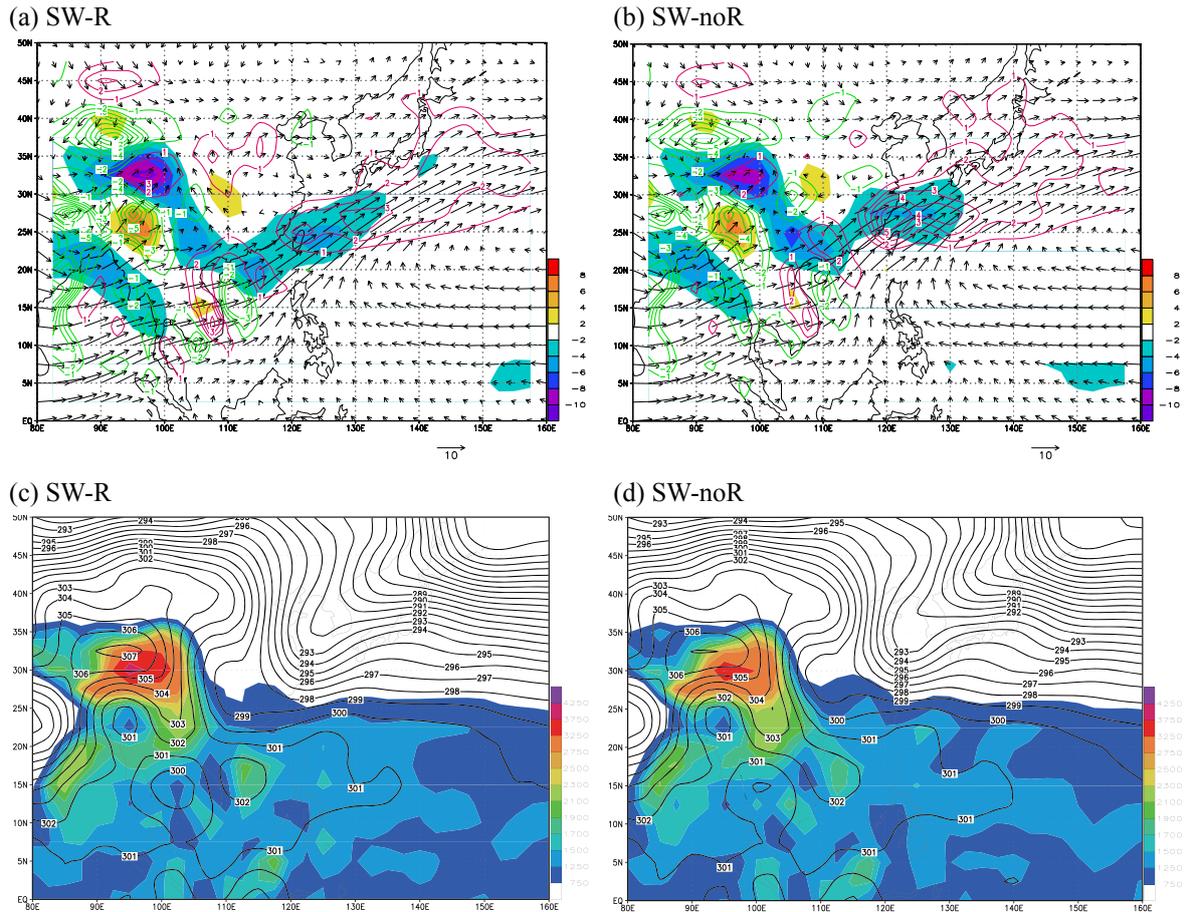


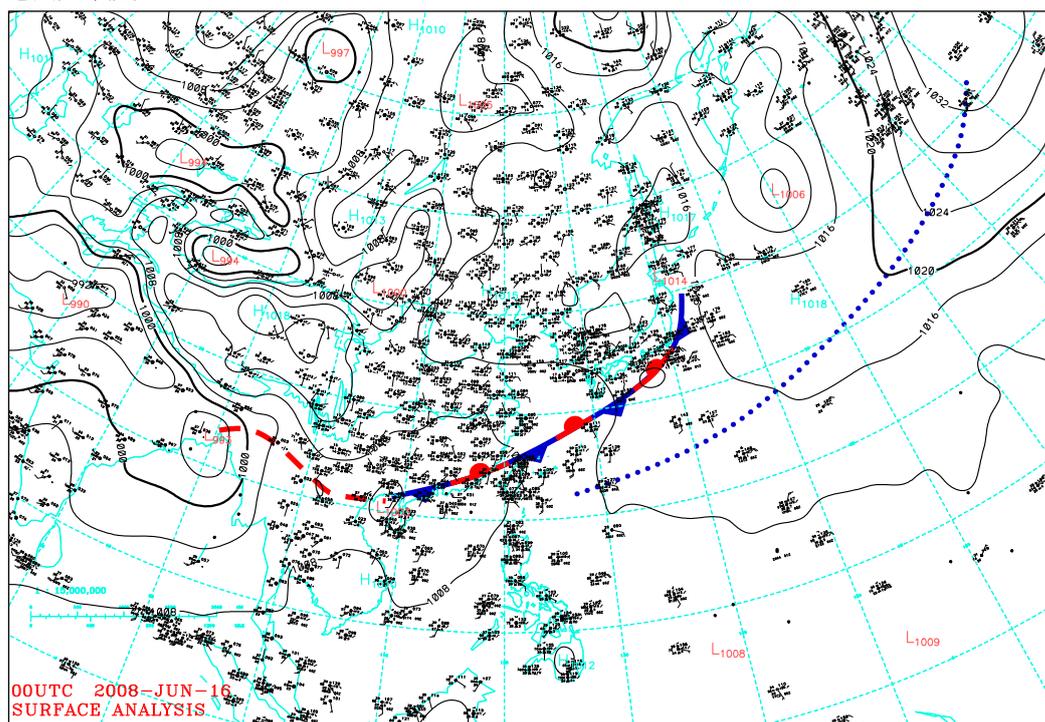
圖 4. (a) SW-R 和(b) SW-noR 類型於 1000 hPa 至 700 hPa 之平均合成圖。色階為水氣輻合(負值)、散(正值)場，單位 $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，等值線為水氣乾(綠色、負值)、濕(桃紅色、正值)平流場，單位 $10^{-8} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，藍色箭頭為 850 hPa 風向與風速，其長度對應之風速在圖下方，單位 m s^{-1} 。(c) SW-R 和(d) SW-noR 類型於 1000 hPa 之平均合成圖。色階為對流可用位能，單位 J kg^{-1} ，等值線為相當位溫，單位 K。

之台南和高雄地區帶來大量降水，高雄市部分測站 6 月 16 日當日雨量達大豪雨($\geq 200 \text{ mm d}^{-1}$)甚至超大豪雨($\geq 350 \text{ mm d}^{-1}$)之標準，西南方海面上也有強降水發生；且在 24 小時的降水期間，台灣西南方 850 hPa 之西南風速均達 25 kts 以上，故將此歸類為 SW-R 類型個案（以下稱 2008 年個案）。

2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 地面天氣圖(圖 5a)中，滯留鋒面從海南島西側之華南低壓中心往東北延伸通過台灣北緣至日本東側。孟加拉灣之

季風低壓，強度 993 hPa，槽線從低壓中心向東延伸至華南低壓，為季風槽。太平洋高壓脊西伸影響至 130°E ，台灣西南處位於太平洋高壓脊與華南低壓之氣流輻合處，風向為南南西和南風。850 hPa 天氣圖(圖 5b)可見，華南低壓隨高度往北傾斜，封閉中心不復見。華南相對之低壓槽從東海往東延伸至日本南端；太平洋高壓 1500 gpm 勢力範圍在台灣東部外海，台灣西南方風向為西南風，風速約 20~40 kts。等溫線分佈來看，整個華北至華南及印度為一大暖區，故台灣位處於相

(a) 地面天氣圖



(b) 850 hPa

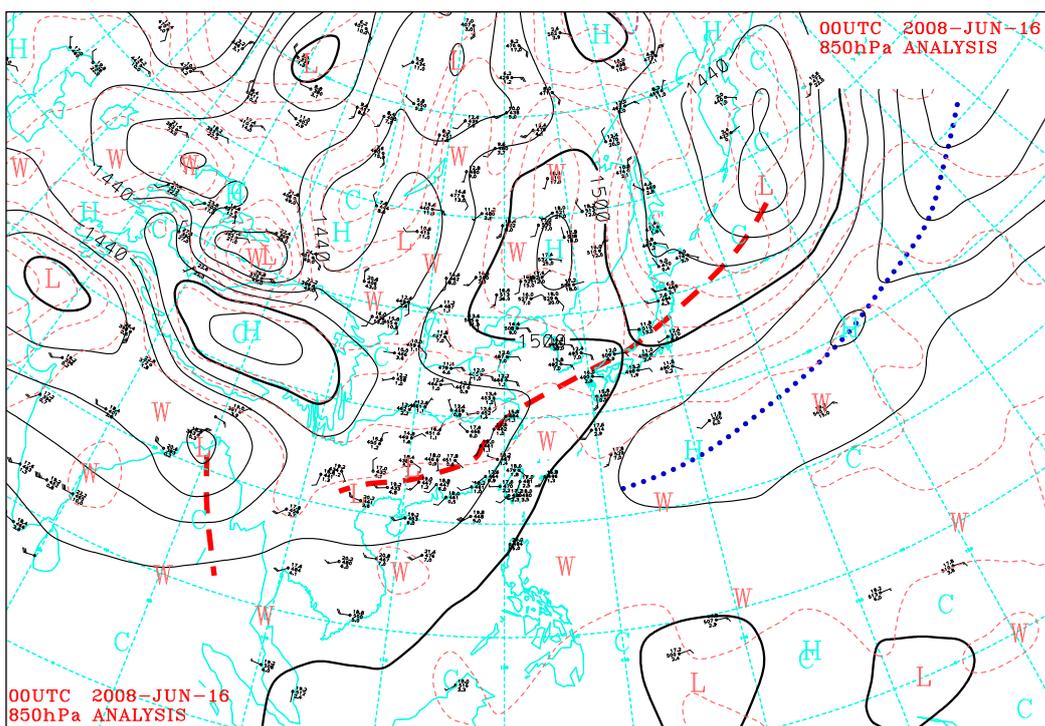
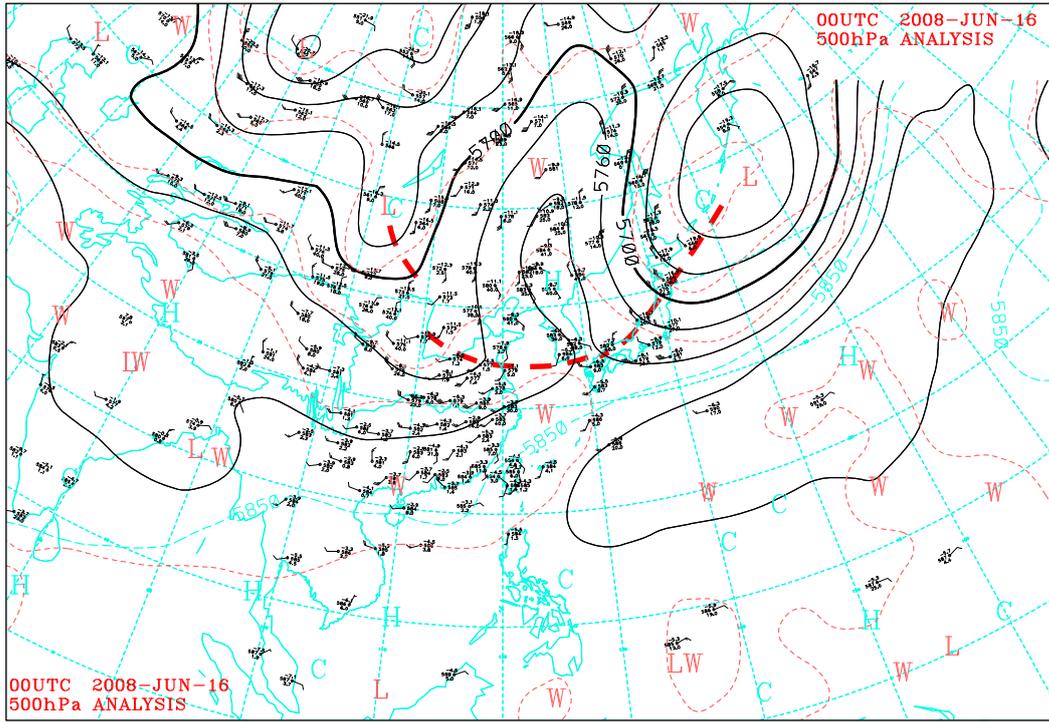


圖 5. 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之 (a) 地面(b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 200 hPa 天氣圖。

(c) 500 hPa



(d) 200 hPa

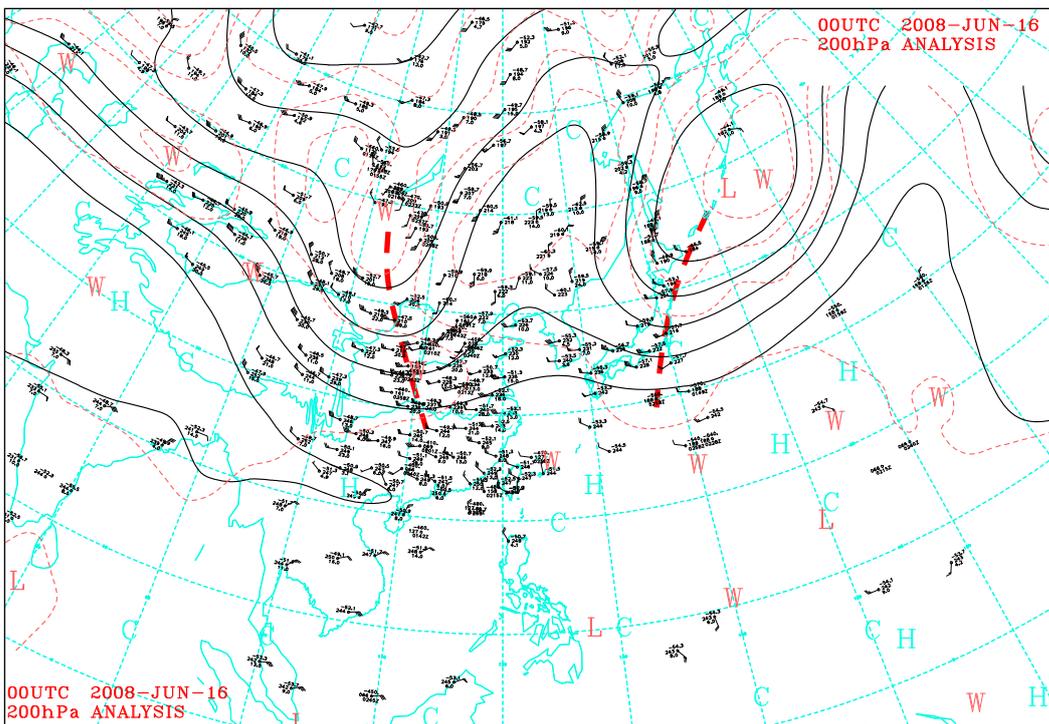


圖 5. (續)

對較為溫暖的區域。

500 hPa 天氣圖(圖 5c)中, 華南低壓已消散, 華北之割離低壓, 其低壓槽與台灣附近的重力位高度場呈東-西向, 故台灣西南方之風向為西、西北西和西南西風, 風速約 10~15 kts。東北割離高壓隨高度往南移且中心開放。根據 Chen et al. (1998)對 500 hPa 太平洋高壓的定義為 5880 gpm 等高線可視為太平洋高壓勢力範圍, 其勢力範圍影響至 125°E。200 hPa 天氣圖(圖 5d)中, 台灣位於北方低壓槽與阿留申低壓槽中間, 而台灣西南處區域屬於北方低壓槽前, 加上南亞高壓影響, 此處為高層輻散區, 利於垂直對流的環境。

綜合上述, 可發現台灣西南處於西南風增強期間, 低層大氣有華南低壓發展, 引導風向為西南風吹往台灣, 其氣旋式環流同時加強西南風之風速。高層則受到南亞高壓影響, 為輻散運動區。因此台灣西南處的綜觀環境具備有利於對流垂直發展之條件。

2008 年 6 月 15 日 1657 UTC 衛星雲圖(圖 6a)中, 主要的對流雲系在中南半島北方、呂宋島西北方海上及日本南方外海, 而台灣西南沿海處有微弱雲系發展。從 15 日 1700 UTC 之雷達回波(圖 6b)來看, 台灣西南海域及陸地於低層開始有零星的回波產生, 強度達 50 dBZ。16 日 0630 UTC 衛星雲圖(圖 6c)中, 中南半島北方之對流雲系往東移, 海南島和呂宋島間的對流雲系發展得更具組織性, 且有與南海之雲系相互整合的趨勢, 台灣西南沿海處之對流雲系亦變得更完整集中。同時間之雷達回波圖(圖 6d)可見, 台南、高雄沿海之回波更加集中, 大部分強度均達 40~45 dBZ, 零星部分發展更強達 50~55 dBZ, 且進入陸地之回波比前十三小時還多。至 1657 UTC 時之衛星雲

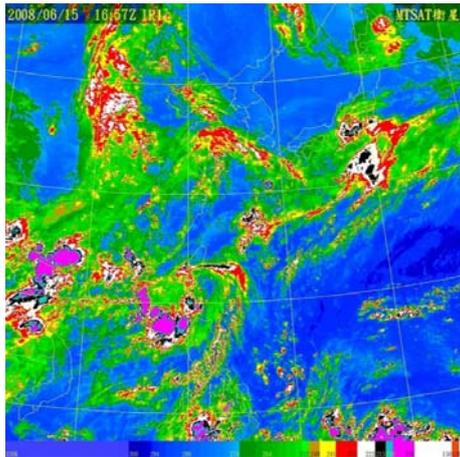
圖(圖 6e), 南海與中南半島之對流雲系持續發展, 但台灣西南部之對流雲系組織逐漸零散。由此可知, 初期之對流雲系不斷地從南海生成並移往台灣, 且與台灣西南沿海生成之雲系合併。後期於台灣西南部之雲系消散, 但南海之雲系仍持續發展, 由前述綜觀環境分析可知, 此時太平洋高壓勢力西伸, 帶來乾燥且下沉運動的空氣, 導致南海之雲系無法由台灣西南方移入, 故天氣逐漸晴朗。

台灣西南處之對流雲系發展, 使得 24 小時累積雨量(圖 6f)主要集中於台灣西南部, 高雄地區更達 300 mm 以上; 愈進入內陸, 累積雨量愈少, 故推論對流雲系在西南外海處便開始降水, 邊降水邊移入台灣陸地, 隨著時間雲系之水氣因降水而逐漸釋放耗盡, 因此雨量在沿海平地累積得比迎風面山區還多。

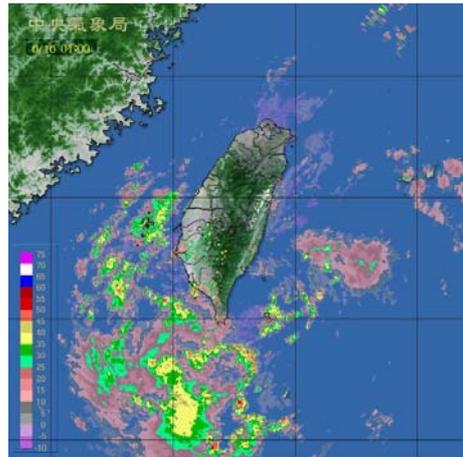
台灣西南部沿海於 6 月 15 日 1657 UTC 開始有對流雲系發展, 16 日 0630 UTC 是雲系發展最集中的時刻, 直到 1657 UTC 雲系消散; 但南海一直有對流雲系持續地發展。由東沙探空圖(圖 7a)可發現台灣西南部沿海開始有對流雲系發展時, 南海與台灣之間於中、低層環境相對濕度高, 尤其是中層大氣 700~430 hPa 最潮濕; 穩定度部分為條件性不穩定, 當空氣塊飽和時, 其降溫率小於環境降溫率, 所以飽和空氣塊處於不穩定條件, 且 CAPE 值高達 2276.4 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, 可知環境相當不穩定; 風場部分從低層的南風至中層漸轉為西南風, 500 hPa 以上為穩定的西北風, 直到 150 hPa 以上風速增強並逐漸順轉為東北風。

12 小時後, 台灣西南部對流雲系發展最集中時期, 東沙探空圖(圖 7b)可見, 相對濕度雖不如前 12 小時潮濕, 但仍具有高 CAPE 值, 環境相

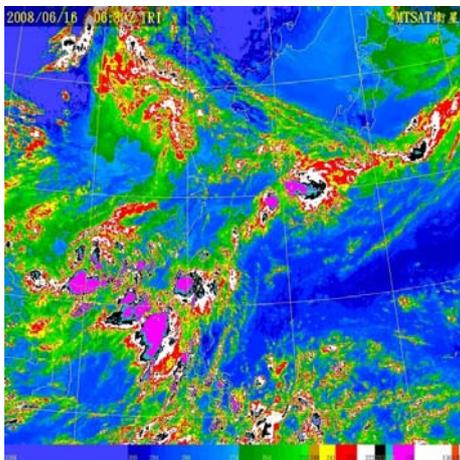
(a) 6月15日 1657 UTC



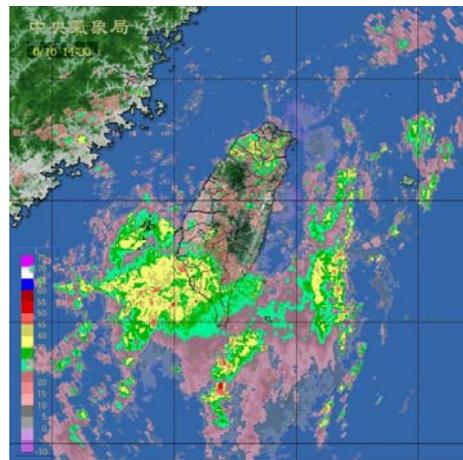
(b) 6月15日 1700 UTC



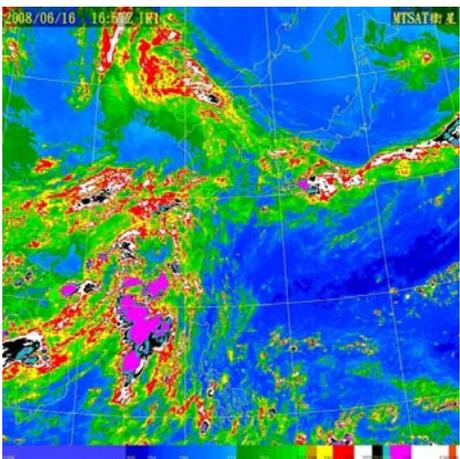
(c) 6月16日 0630 UTC



(d) 6月16日 0630 UTC



(e) 6月16日 1657 UTC



(f) 6月15日 1700 UTC ~ 16日 1700 UTC

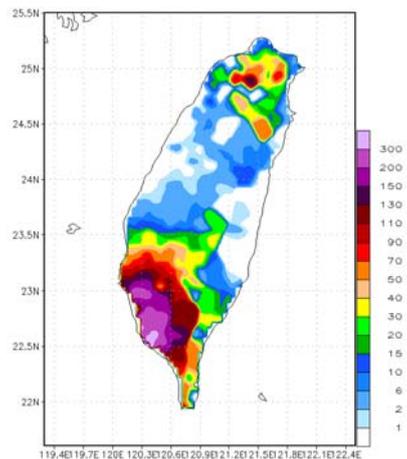
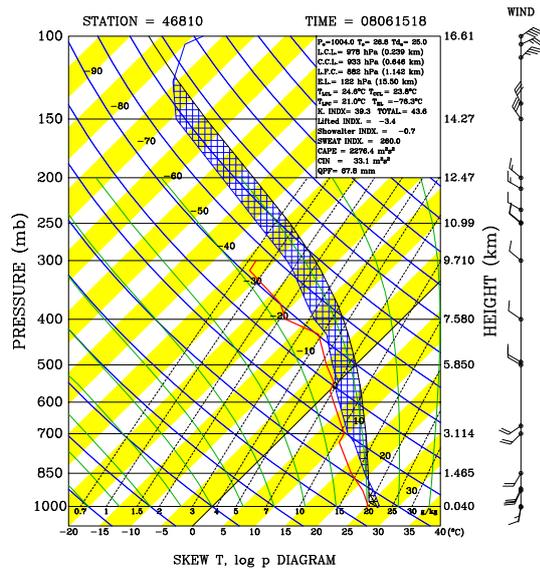
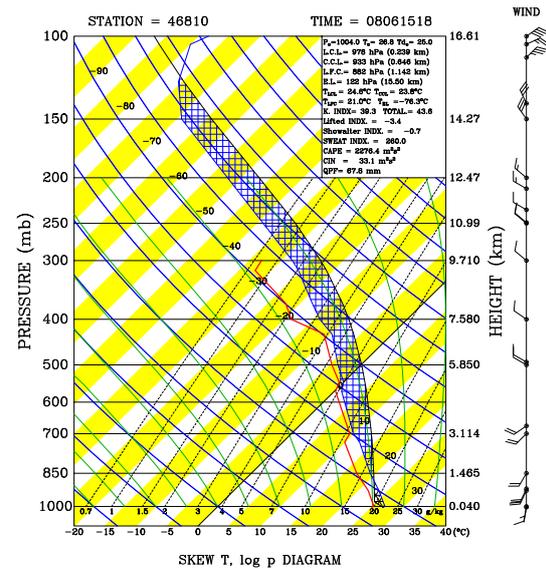


圖 6. (a)、(c)和(e)為 2008 年 6 月 16 日個案之東亞色調強化衛星雲圖，(b)和(d)為全台雷達回波合成圖，單位 dBZ，(f)為自動雨量站之 24 小時累積雨量圖，單位 mm。

(a) 08061518



(b) 08061518



(c) 08061518

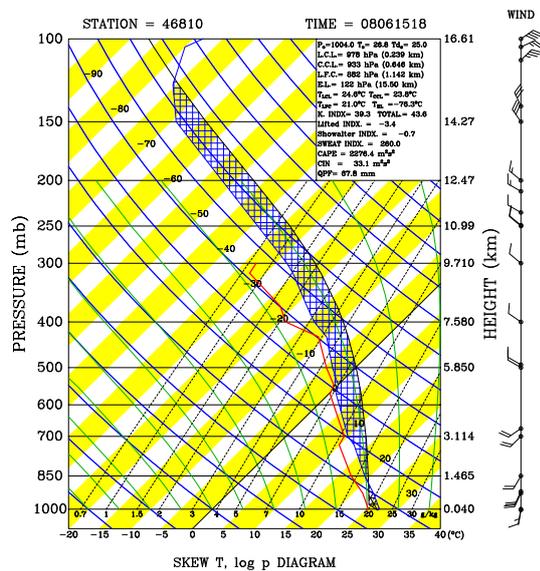


圖 7. 東沙探空曲線圖，風標單位 kts，2008 年 6 月 (a) 15 日 1800 UTC (b) 16 日 0600 UTC (c) 16 日 1800 UTC。

當不穩定。風場部分，風速較前 12 小時增強，850~700 hPa 之西南風速達 50~70 kts，此低層噴流的風速非常強，550 hPa 處風向順轉為東北風。因此，對流雲系之維持是具備不穩定度高之環境與低層氣流增強的動力機制，加上透過強勁的西南風協助雲系往台灣移動，並導致降水。

再 12 小時後，台灣西南部雲系消散，但南海與台灣之間對流雲系仍持續發展，東沙探空圖(圖 7c)中，環境相對濕度隨高度上升於中層大氣 850~500 hPa 愈來愈潮濕，480 hPa 以上相對濕度隨高度急速減少；CAPE 值雖較前 12 小時低，但加上條件性不穩定且空氣塊未飽和，整體環境仍是不穩定的。低層風場出現 50 kts 的南風，中層

便轉為西南風且風速減小至 30 kts，而 500 hPa 開始有西風的出現，並於 300 hPa 以上風向順轉為東和東北風。故此處雲系仍能持續發展，為具備不穩定度高與潮濕之環境條件，再透過水氣潛熱釋放之熱力機制，使得對流雲系得以維持發展。

(二) 2009 年 6 月 27 日西南氣流無降水個案

2009 年 6 月 27 日於台灣西南部全日無降水，但 850 hPa 大於 25 kts 之西南風風速維持將近 10 小時，故將此歸類為 SW-noR 類型個案(以下稱 2009 年個案)，探討西南氣流影響下，台灣西南處無降水的原因。

2009 年 6 月 27 日 0000 UTC 地面天氣圖(圖 8a)可見，華南低壓中心在海南島西北方，強度 1002 hPa；另一低壓於中國北方，中心強度 990 hPa，其低壓影響範圍往南伸至華中地區；印度北方之季風低壓中心強度為 994 hPa，季風槽往東南伸展；此時，太平洋高壓中心範圍雖只到 128°E，但 1008 hPa 等壓線已西伸超過台灣海峽至中國沿海；滯留鋒面在台灣北方之東海，並呈東-西走向。850 hPa 天氣圖(圖 8b)中，台灣西南海面之西南風速約 20~30 kts，中國北方之低壓槽線從華北往南伸至華中的割離低壓，在兩低壓中間為一暖區；另有相對之低壓槽在華北與東海之間，海南島東側亦有一微弱低壓槽，槽線西方為另一暖區，而印度之大範圍季風低壓亦為一暖區。此時，太平洋高壓 1500 gpm 之勢力影響至台灣西部沿海且往西南延伸，往北則影響至日本中部。

500 hPa 天氣圖(圖 8c)可見北方低壓位置與 850 hPa 相似，但槽線隨高度往東傾斜，華北至東海之短槽隨高度上升則由西北西-東南東走向轉為西北-東南走向。200 hPa (圖 8d)中，華北至東海間之短槽往東傾斜呈南-北走向，且正通過台

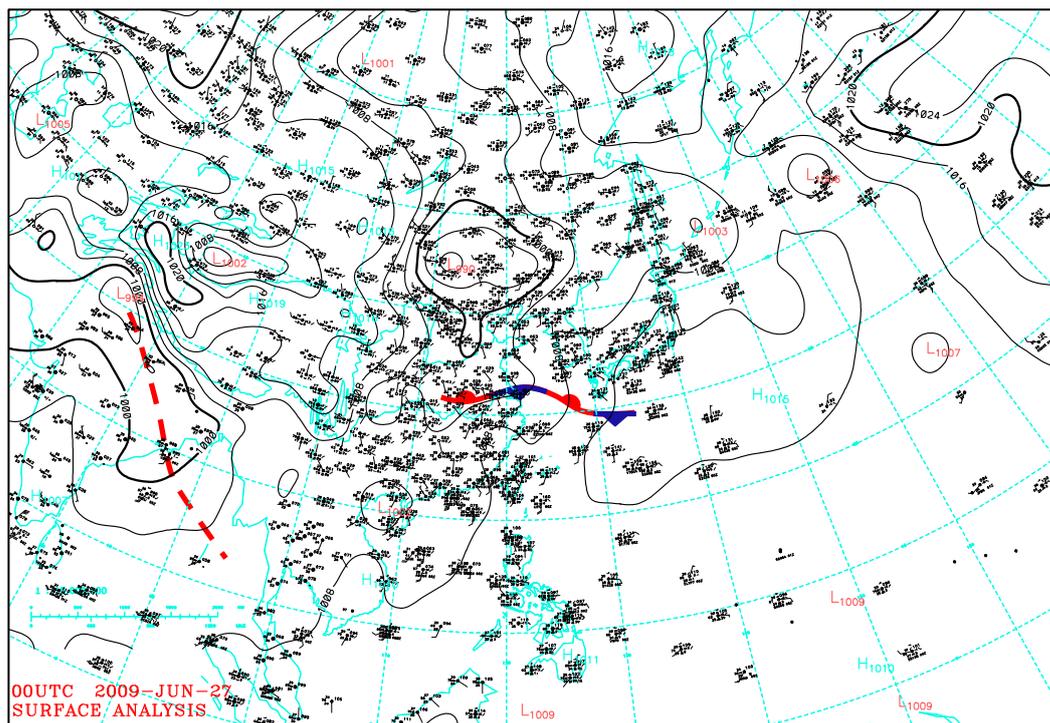
灣北方。南亞高壓接近台灣西南處，使台灣西南方風向為西北風，風速 40 kts。

總合上述，台灣西南方出現西南氣流期間，華南有一低壓於低、中層發展，其氣旋式環流引導西南風吹往台灣，為加強風速的因素之一。太平洋高壓於低、中層影響至台灣及西南方，為下沉運動，故台灣西南處為不利對流發展之環境。

由 2009 年 6 月 27 日 0030 UTC 衛星雲圖(圖 9a)可見，東亞主要雲系在日本及中南半島至南海一帶，均為有組織性之對流雲系；台灣地區只有東部沿海及外海有局部的線狀對流雲系，西南方則分布零散。由雷達回波 0030 UTC (圖 9b)來看，台灣東側之線狀對流可能是早晨日出後海陸風交替輻合作用產生，而台灣西南海面上之零星回波相當微弱。1130 UTC 雲圖(圖 9c)中，日本及南海之對流雲系較 11 小時前鬆散，台灣東側之線狀對流雲消散，而宜蘭地區出現局部之對流雲胞。於是 24 小時累積雨量(圖 9d)顯示台灣北部之雨量主要集中在台北與宜蘭交界的山區，為午後山區局部對流產生之雲雨胞；至於台灣西南部則無降水，故研判其西南外海處也是無降水之情況。

台灣西南方之環境狀況可由東沙觀測資料來推論，由 6 月 27 日 00 UTC 東沙探空圖(圖 9e)可發現，只有在高度大約 775 hPa 和 360 hPa 環境較潮濕之外，其他高度層的環境是較為乾燥的。而高度 360 hPa 左右環境相對濕度隨高度急速減少，由前述衛星雲圖中可知此時東沙上空的雲層較低，高層環境之濕度下降可能為雲系蒸發或輻射冷卻導致；CAPE 值則只於低層出現，中高層則是處於相當穩定之環境，故不利對流雲系發展。風場部分於 360 hPa 以下為南南西風和西南風，並於 600 hPa 以下之風速為最強，達 25~30

(a) 地面天氣圖



(b) 850 hPa

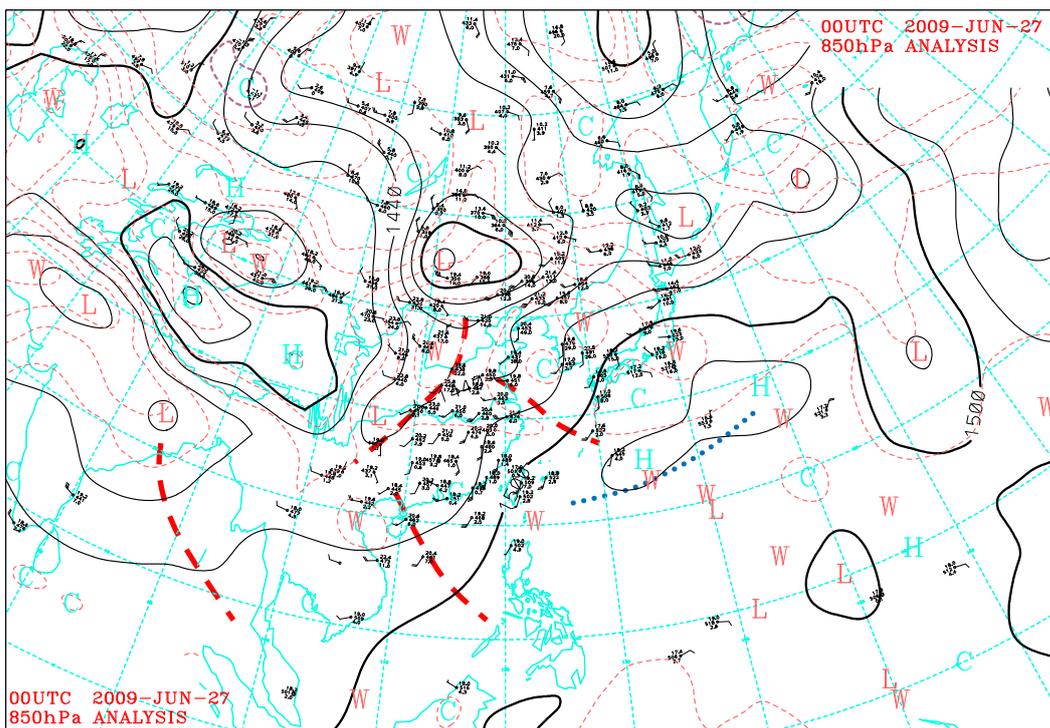
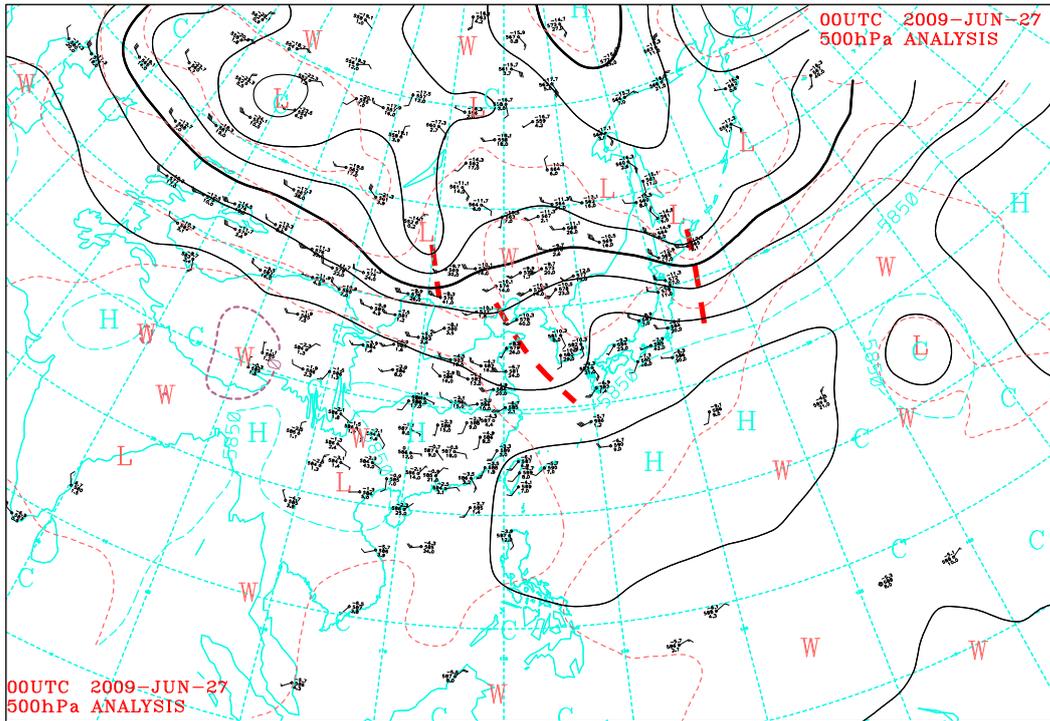


圖 8. 2009 年 6 月 27 日 0000 UTC 之(a)地面(b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 200 hPa 天氣圖。

(c) 500 hPa



(d) 200 hPa

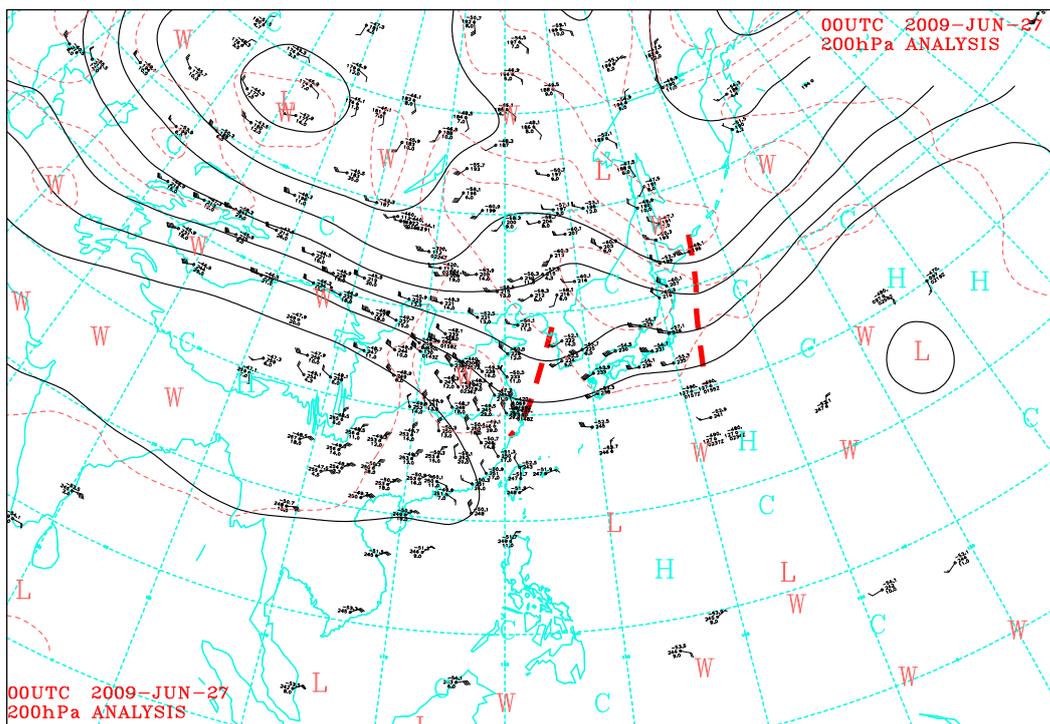
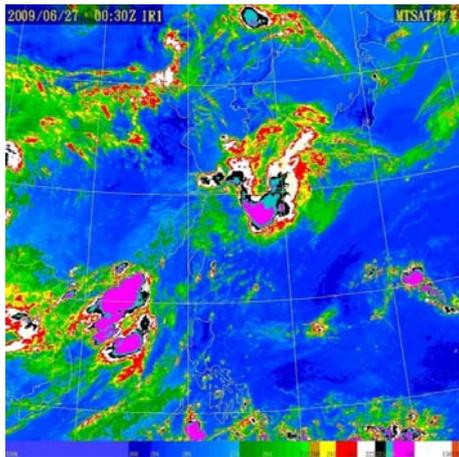
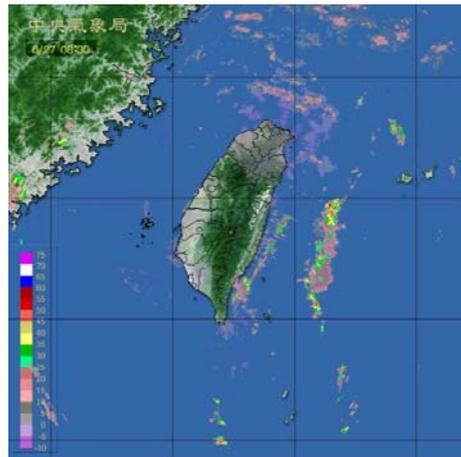


圖 8. (續)

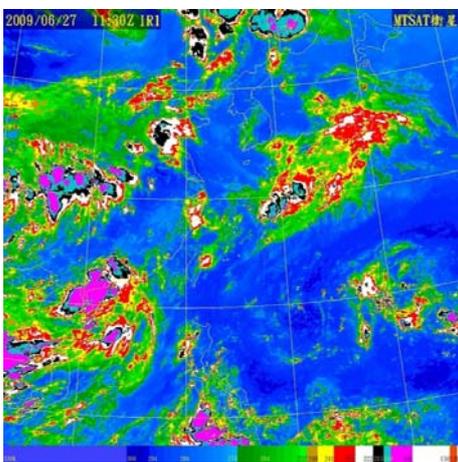
(a) 6月27日 0030 UTC



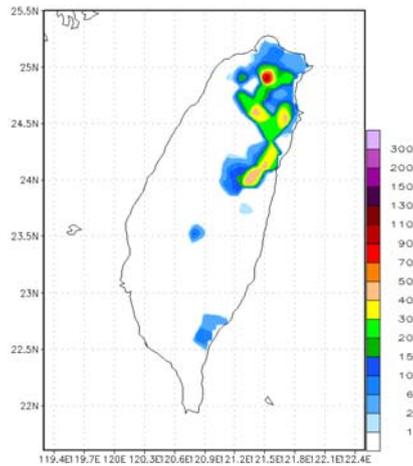
(b) 6月27日 0030 UTC



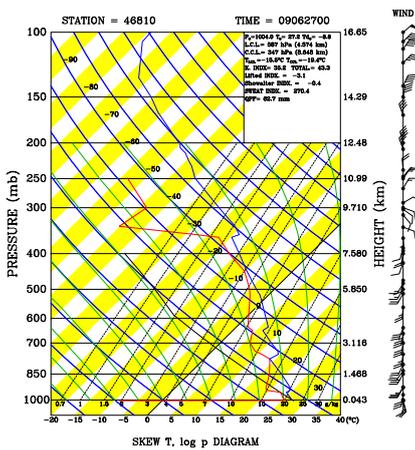
(c) 6月27日 1130 UTC



(d) 6月27日 0000 UTC ~ 28日 0000 UTC



(e) 09062700



(f) 09062800

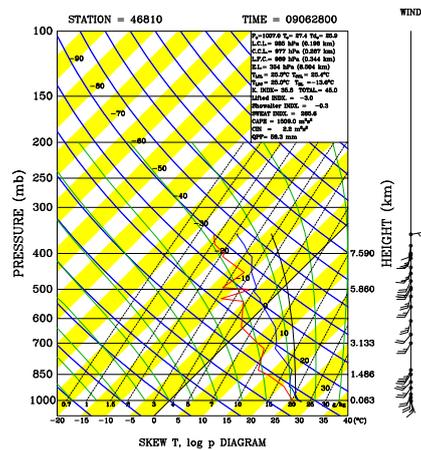


圖 9. (a)、(c)和(e)為 2008 年 6 月 16 日個案之東亞色調強化衛星雲圖，(b)和(d)為全台雷達回波合成圖，單位 dBZ，(f)為自動雨量站之 24 小時累積雨量圖，單位 mm。

kts，以上則減弱至 10~20 kts；360 hPa 以上風向順轉為東風，高層風場隨著高度再轉為北風及東北風。28 日 00 UTC (圖 9f)時，中、低層之 CAPE 值增加，環境不穩定度提高，但相對濕度低，無豐沛水氣供應，無法激發對流雲系。風向於底層為南風，隨著高度逐漸轉為穩定之西南風，風速達 20~25 kts。

由上述可知，初期東沙地區環境穩定度高，雖然後期不穩定度提高，但相對濕度低，即使吹著強西南風，但無水氣往台灣西南海域及陸地供應，不利對流之發展。

五、個案模擬結果

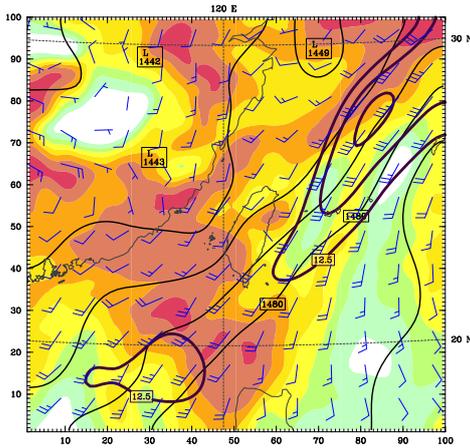
(一) 2008 年個案模擬結果

2008 年個案以 D2 之模擬結果來看 850 hPa 的相對溼度場及大於 12.5 m s^{-1} 之等風速線每 6 小時的變化。首先，模式積分 6 小時(圖 10a)可見，相對濕度 90 % 以上區域在台灣以西和西南方海面；而大於 12.5 m s^{-1} 等風速區出現在台灣西南方與東方外海並往北延伸，相較於分析場(圖略)，模擬結果之強風速區範圍較小。模式積分 12 小時(圖 10b)之強風速區移至台灣南端，而 1480 gpm 線有西伸的現象。模式積分 18 小時(圖 10c)之強風速區範圍增大，風速仍維持在 12.5 m s^{-1} ，而分析場(圖略)風速則達 15 m s^{-1} 。模式積分 24 小時(圖 10d)中，強風速區風速增強，中心風速達 15 m s^{-1} 且位在台灣西南部，而分析場(圖略)之強風區中心風速則增強至 17.5 m s^{-1} ，雖然模式模擬之風速不及分析場，但強風中心位置兩者結果一致，且相對濕度大值區均在強風軸之西北緣。模式積分 30 小時(圖 10e)可見整體強風軸與相對濕度 90 % 以上區域往西北移，強風中心移至台灣海峽。

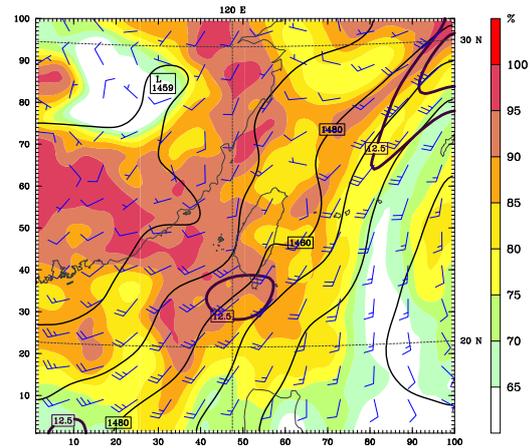
模式積分 36 小時(圖 10f)中，1480 gpm 線大幅西伸至台灣西側沿海，強風軸持續往西北推移，導致台灣西南方之西南風風速減弱，環境相對濕度降低。模擬結果之西南風風速雖比分析場來得弱 2.5 m s^{-1} ，但強風速區隨時間的位置變化不論是模擬或分析場，均是隨著太平洋高壓西伸導致強風軸北移而使台灣西南方風速減弱與相對濕度降低之現象。

由 D3 之模擬雷達回波與 1000 和 850 hPa 風場(圖 11)。在模式積分 6 小時結果(圖 11a)可見，台灣西南處有對流雲系開始發展，1000 hPa 為南南東、南南西風，風速 $5\sim 10 \text{ m s}^{-1}$ ，隨高度上升至 850 hPa 便轉為西南風，風速 10 m s^{-1} ，不過此時的強風速區位於台灣東側海面。模式積分 12 小時(圖 11b)中，對流雲系有組織性的發展且由西南往東北移入台南高雄，回波最強達 60 dBZ 以上，並導致降水的發生，相較於實際觀測之雷達回波(圖略)，模擬之回波強度略有高估；1000 hPa 的強風速區出現在台灣南方，而 850 hPa 之強西南風速區亦出現且範圍大，最大風速達 17.5 m s^{-1} ，而兩層強風速區均在對流雲系之南緣處。模式積分 18 小時(圖 11c)可見，不斷地有對流雲系從西南方往移入台灣並造成持續性地降水；此外可發現強風速區雖仍持續在對流雲系之南方，可推論提供雲系發展的水氣是由南、西南方而來。由模式積分 24、30 和 36 小時(圖 11d~f)可知，對流雲系與強風速區均往西北移動，且低層風場之風向由西南風轉為偏南風，而雲系之回波強度開始減弱，部分地區則消散，主要雲系則往台灣海峽移動至中國沿海，相較於實際觀測(圖略)，模擬結果之雲系於台南、高雄消散的速度比觀測來得快些，且於中國沿海之回波強度有高估的情況。對流雲系北移且消散的現象，由前述之 D2 模擬分析中可

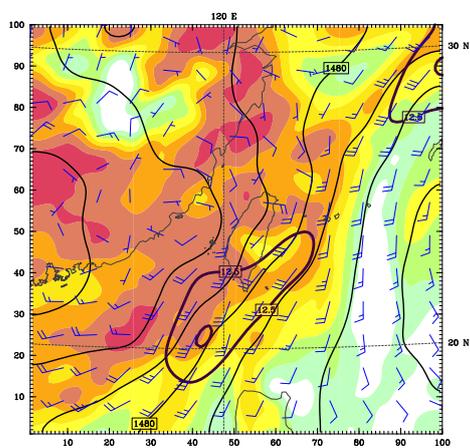
(a) 6 hr : 6 月 15 日 1800 UTC



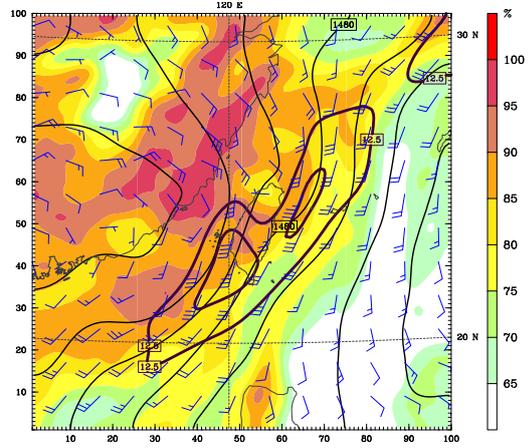
(b) 12 hr : 6 月 16 日 0000 UTC



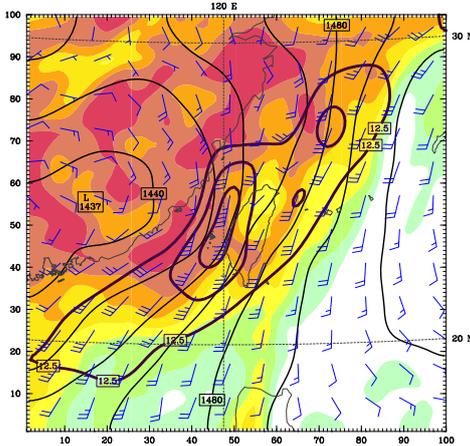
(c) 18 hr : 6 月 16 日 0600 UTC



(d) 24 hr : 6 月 16 日 1200 UTC



(e) 30 hr : 6 月 16 日 1800 UTC



(f) 36 hr : 6 月 17 日 0000 UTC

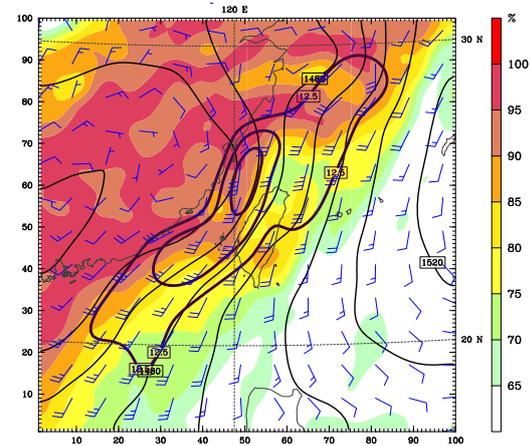
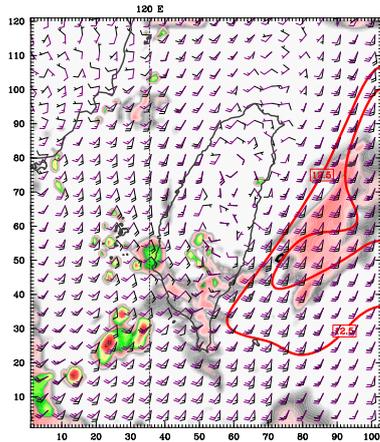
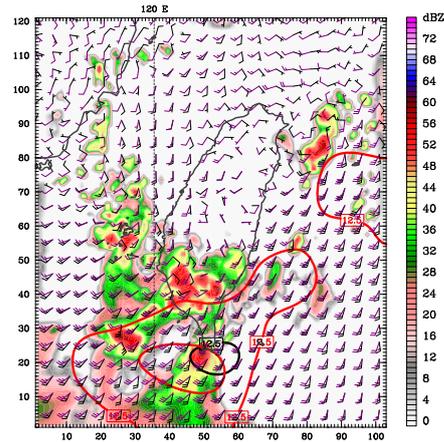


圖 10. 2008 年個案 WRF 模式 D2 模擬 850 hPa 6~36 小時之結果。黑細實線為重力位高度，間距 10 gpm；色階為相對濕度，間距 5%；藍色風標為風向和風速，風標之全、半桿分別表示 5 和 2.5 m s^{-1} ；深紫色粗實線為自 12.5 m s^{-1} 起分析以 2.5 m s^{-1} 間距之等風速線。(a) 6 hr (b) 12 hr (c) 18 hr (d) 24 hr (e) 30hr (f) 36 hr。

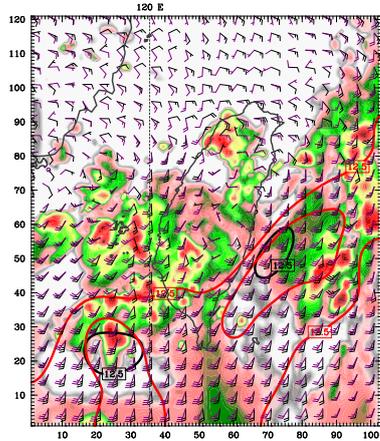
(a) 6 hr : 6月15日 1800 UTC



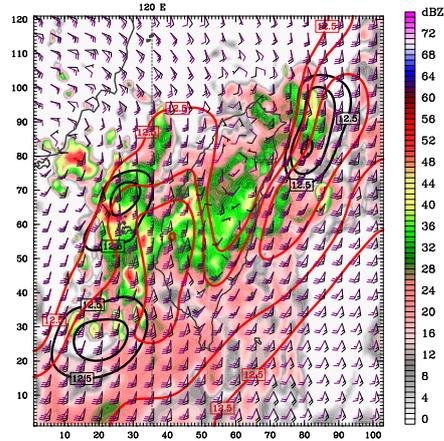
(b) 12 hr : 6月16日 0000 UTC



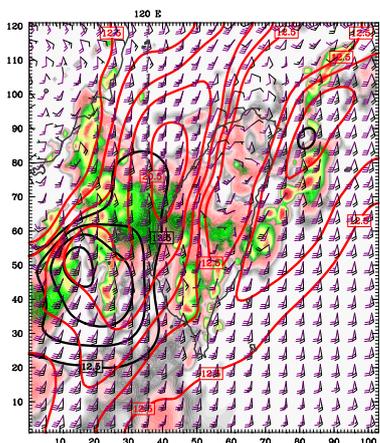
(c) 18 hr : 6月16日 0600 UTC



(d) 24 hr : 6月16日 1200 UTC



(e) 30 hr : 6月16日 1800 UTC



(f) 36 hr : 6月17日 0000 UTC

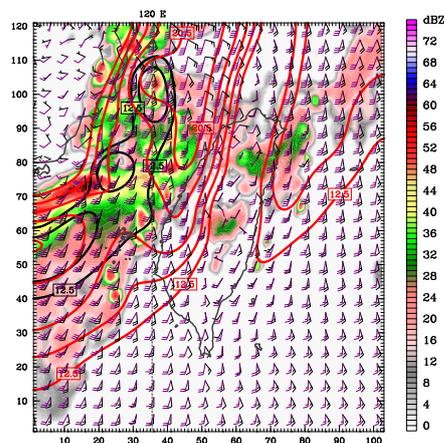


圖 11. 2008 年個案 WRF 模式 D3 模擬最大雷達回波圖，從 2008 年 6 月 15 日 1500 UTC 至 17 日 0000 UTC，每 6 小時一張。色階部分為雷達回波，黑實線為 1000 hPa 自 $\geq 12.5 \text{ m s}^{-1}$ 起分析以 1 m s^{-1} 間距之等風速線，紅實線為 850 hPa 自 $\geq 12.5 \text{ m s}^{-1}$ 起分析以 2 m s^{-1} 間距之等風速線，黑和紫色風標分別為 1000 和 850 hPa 之風向和風速，單位 m s^{-1} 。

知，由於太平洋高壓勢力增強西伸，故南來之空氣較為乾燥，不利於台灣西南處對流雲系發展，並終止台南、高雄一帶持續性之降水。

接著從 \overline{AB} 剖面(圖 12a)之時序分析來瞭解西南氣流實際之變化。首先由 $\sigma = 0.839$ 的水氣混合比(圖 12b)可見，南海至近台灣地區的水氣混合比在 17 g kg^{-1} 以上，加上平行於剖面 \overline{AB} 之風速(圖 12c)在積分 11~34 小時於靠近台灣地區有強西南風風速維持，而西南風隨著時間有從南海朝向台灣地區移動之趨勢，故推論降水期間之西南氣流不斷地傳送潮濕空氣至台灣地區。

整個低層環境變化從 $\sigma = 1.000 \sim 0.677$ 於剖面 \overline{AB} 之水氣混合比(圖 12d)可見，靠近台灣地區於積分 5~21 小時之水氣混合比均維持在 16.6 g kg^{-1} 以上，同時亦有水氣從南海隨時間往台灣地區靠近的現象，可知南海至台灣一帶之低層環境是相當潮濕的。另外，從輻散場(圖 12e)中可發現，靠近台灣地區於積分 6~38 小時有輻合的情形，尤其是積分 7~21 小時之輻合最強，18 小時後南海地區開始出現輻散的現象。由垂直速度(圖 12f)中對應可知，21 小時前近台灣地區出現上升運動配合輻合現象，故有對流在此發展。而 18 小時後於南海出現下沉運動配合輻散之情形，30 小時後近台灣處亦有輻散下沉運動之現象。由上可知，台灣西南部降水期間，南海至近台灣地區的水氣豐沛且有輻合上升運動促使對流雲系發展。

(二) 2009 年個案模擬結果

2009 年個案以 D2 來看，模式積分 6 小時(圖 13a)可見華南地區存在一中心強度 1447 gpm 之低壓，相對濕度 95%以上區域位於低壓東側，風速大於 12.5 m s^{-1} 之區域在台灣與低壓中心之間，強風中心在台灣海峽，最大風速達 20 m s^{-1} ，

台灣西南方之西南風速為 $12.5 \sim 17.5 \text{ m s}^{-1}$ ；相較於分析場(圖略)，模擬結果之華南低壓強度與風速較強，但位置分佈差異不大。模式積分 12 小時(圖 13b)時，華南低壓沿著太平洋高壓邊緣往東北移動並增強至 1432 gpm，強風區之風速持續維持。模式積分 18 小時(圖 13c)發現，華南低壓持續往北北東移並增強，整體強風軸與相對濕度大值區亦隨之北移，台灣西南方之風速漸減至 12.5 m s^{-1} 以下；相較於分析場(圖略)，強風軸和潮濕區之位移於模擬與分析場是符合的，唯華南低壓強度與風速部分，模擬結果有偏強的現象。

由 D3 之模擬雷達回波與 1000 和 850 hPa 風場每 6 小時的變化呈現於圖 14。模式積分 6 小時(圖 14a)中，台灣附近幾乎無回波分佈，台灣西南方於 1000 hPa 為東南風，風速 $10 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ ，隨高度上升至 850 hPa 轉為南南西風，風速 $12.5 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ ，台灣西半部以西為強風速區位置，強風中心在台灣海峽與中國沿海之間。模式積分 12 小時(圖 14b)可見，1000 hPa 風向稍轉為南風，850 hPa 風向不變，風速仍維持 $12.5 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ 的強風，宜蘭花蓮出現零星的回波，表示有對流雲系開始發展，由於此刻為 1400~1700 LST，故為午後熱對流所激發，但台灣西南海域及陸地仍無對流雲系生成。模式積分 18 小時(圖 14c)顯示，台灣東北部之對流雲系已消散，西南方之 1000 hPa 風向在南風與南南東風之間，850 hPa 仍是吹著西南風，但強風區隨時間逐漸地北移，使得台灣西南方之風速漸弱。由前述 D2 模擬分析中可知，此時有一華南低壓隨時間沿著太平洋高壓邊緣往北移動，故強風軸亦隨低壓北移而北移，台灣西南方之西南風隨之減弱。

2009 年個案中，存在著西南氣流，但卻不見降水。故取與 2008 年個案相同之 \overline{AB} 剖面(圖 12a)

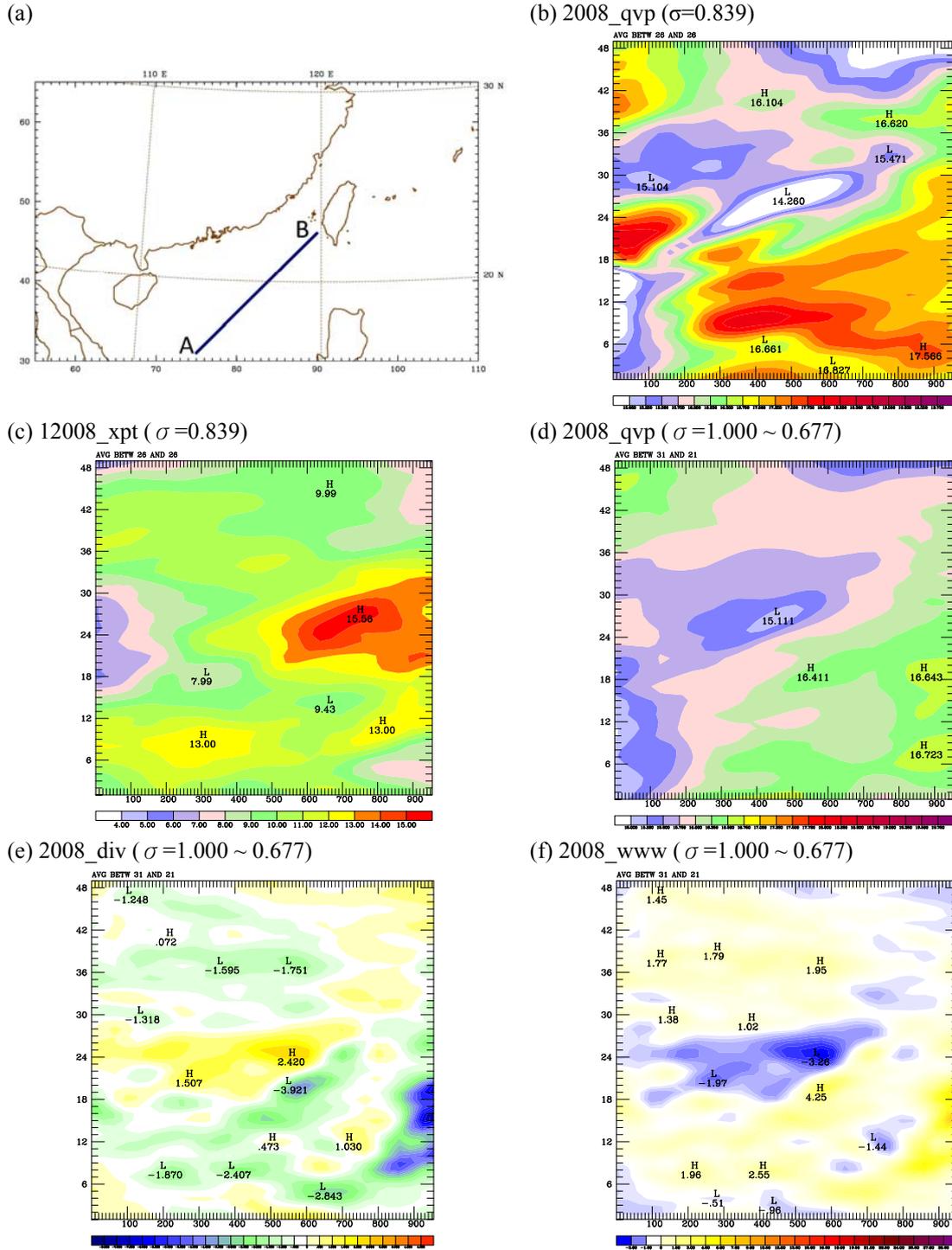
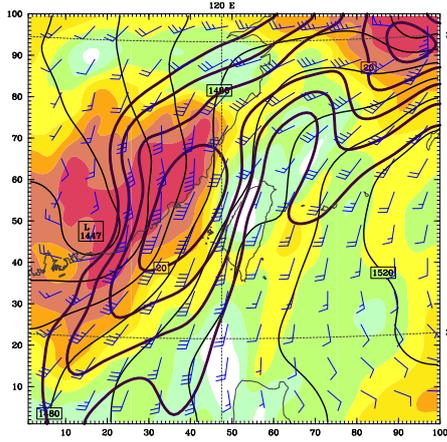
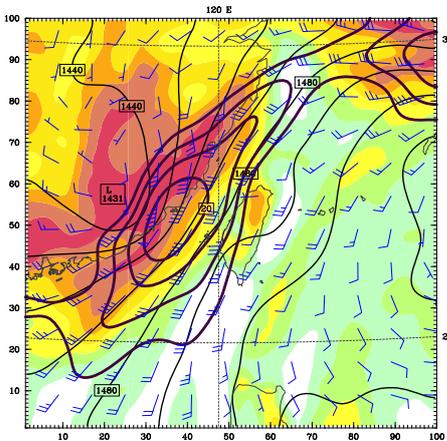


圖 12. 2008 年個案 WRF 模式 D1 沿(a) \overline{AB} 剖面，做 $\sigma=0.839$ (約 850 hPa) 之 (b) 水氣混合比，單位 g kg^{-1} ，(c) 平行 \overline{AB} 之風速，單位 m s^{-1} ，與 $\sigma=1.000\sim 0.677$ (約 1000~700 hPa) 之 (d) 水氣混合比，(e) 輻合(負)、散(正)，單位 s^{-1} ，(f) 垂直速度，單位 cm s^{-1} ，隨時間的變化。橫軸為 \overline{AB} 的距離，單位 km；縱軸為時間，單位 h。

(a) 6 hr : 6 月 27 日 0000 UTC



(b) 12 hr : 6 月 27 日 0600 UTC



(c) 18 hr : 6 月 27 日 1200 UTC

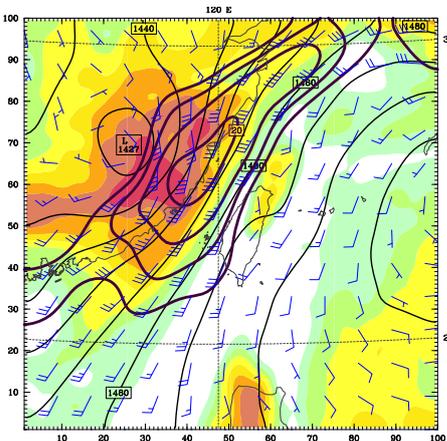
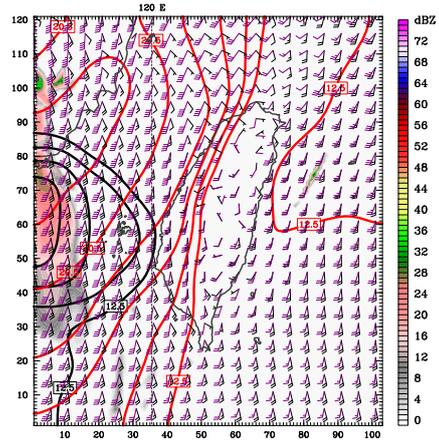
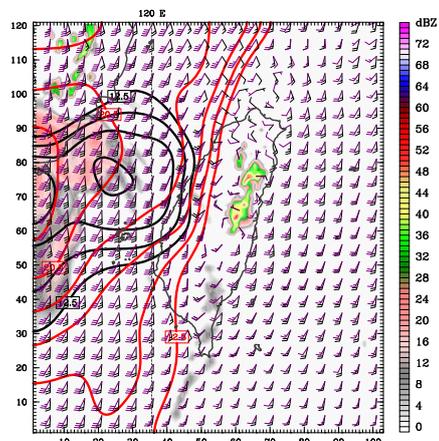


圖 13. 同圖 10，但為 2009 年個案 WRF 模式 D2 模擬 6~18 小時之結果。

(a) 6 hr : 6 月 27 日 0000 UTC



(b) 12 hr : 6 月 27 日 0600 UTC



(c) 18 hr : 6 月 27 日 1200 UTC

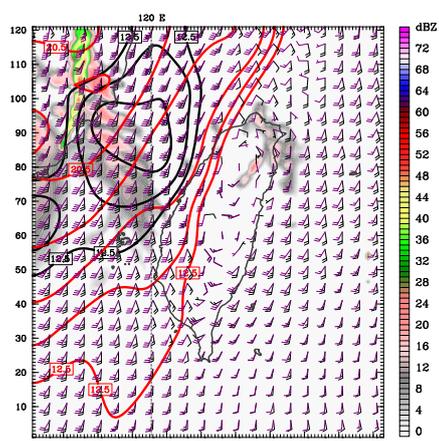


圖 14. 同圖 11，但為 2009 年個案 WRF 模式 D3 模擬結果，從 2009 年 6 月 27 日 0000 至 1200 UTC，每 6 小時一張。

進行環境時序分析，由 $\sigma = 0.839$ 的水氣混合比(圖 15a)可見，南海到近台灣地區在積分 1~8 小時的水氣混合比在 17 g kg^{-1} 以上，但愈接近台灣地區，水氣混合比逐漸減少，尤其在積分 12 小時後，迅速下降至 15 g kg^{-1} 以下，但平行於 \overline{AB} 剖面之風速(圖 15b)在積分 10 小時後靠近台灣地區的西南風速迅速增強，20 小時後才減緩。其中 10~17 小時風速為最強，也是水氣混合比減少的時期，故此個案之西南氣流增強期間傳送而來的空氣是較為乾燥的。

整個低層環境隨時間之變化由 $\sigma = 1.000 \sim 0.677$ 延剖面 \overline{AB} 之水氣混合比(圖 15c)可見，在積分 16 小時前，有 16 g kg^{-1} 以上的水氣混合比隨著時間從南海往近台灣地區傳送的現象，但愈接近台灣則愈少。輻散場(圖 15d)中，南海地區於積分 15 小時前有微弱之輻合的現象，但近台灣處從一開始至 48 小時均是輻散的。對應垂直速度(圖 15e)可知，15 小時前南海地區為上升運動配合輻合之現象，故對流發展。但近台灣處為下沉運動且為輻散，則導致西南邊的水氣無法順利往台灣傳送。由上可知，靠近台灣地區的空氣是乾燥的，且低層為輻散下沉運動不利對流雲系發展。

六、討論與結論

(一) 合成平均總結

本文以合成平均探討 1948 至 2006 年之台灣 5、6 月期間於台灣西南方發生西南氣流時，有、無降水之環境差異。在重力位高度、相對濕度與低層風場差異部分，SW-R 類型於台灣西南處的重力位高度較 SW-noR 類型深，整個華南地區均屬於低壓槽之範圍，相減後呈負值中心，造成南海地區之重力位高度梯度更強，利於強西南風將

南海上空的潮濕水氣往台灣西南海域及陸地傳送，故台灣西南處受到持續且豐沛水氣的西南氣流影響，且南海北部海域具備較高的對流可用位能與相當位溫之有利於對流雲系發展之環境條件。SW-noR 類型於台灣西南方受到穩定且為下沉運動的太平洋高壓西伸影響，相當位溫雖不低，但相對乾燥之空氣無法提供雲雨的生成。

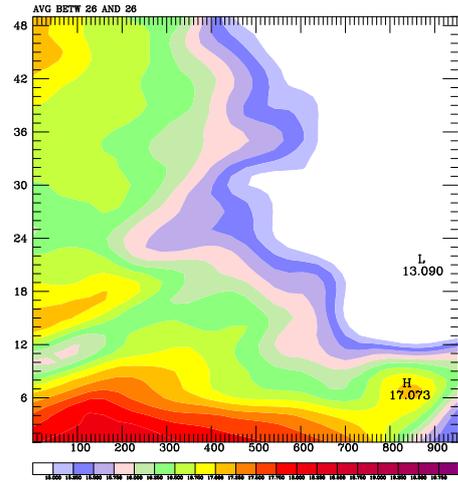
另外，由西南氣流與降水區的相對位置可發現，當台灣西南方相對溼度高且有降水 (SW-R 類型) 時，此區位於 850 hPa 強西南風之北緣 (可視為低層噴流入區左側)；反之，台灣西南方空氣較乾燥且無降水 (SW-noR 類型) 時，則此區位於 850 hPa 強西南風之南緣 (可視為低層噴流入區之右側)。因為低層噴流入區之左側利於上升運動，右側利於下沉運動，因此低層噴流與台灣西南方之相對位置便成為是否產生降水之關鍵。

綜合以上分析，我們進一步由示意圖(圖 16)更清楚地顯示氣候合成平均之特性。當太平洋高壓東退時，華南低壓與強西南風區偏南，強西南風區呈東北-西南走向，而其北緣為潮濕並伴隨輻合上升運動之環境，有利於台灣西南海域及陸地上發展對流並造成降水。反之，當太平洋高壓增強西進時，風切線、華南低壓與強西南風區北移，強西南風區呈東北東-西南西走向，而其南緣為乾燥且伴隨下沉輻散運動之環境，使台灣西南海域及陸地為穩定的天氣型態。

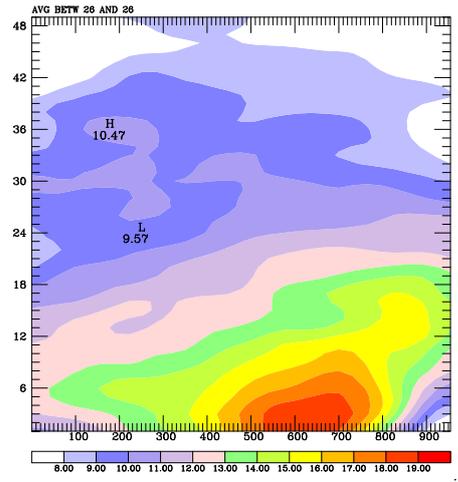
(二) 個案討論

2008 與 2009 年個案中，台灣西南方之西南風速的增強是因為中國華南於低層有局部低壓存在，低壓之氣旋式環流引導加強西南風，再加上華南低壓與太平洋高壓之水平輻合的雙重影響，使西南風風速達到低層噴流之強度。強盛的西南

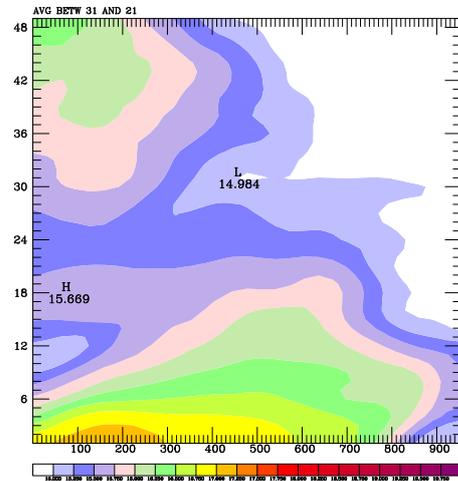
(a) 2009_qvp ($\sigma=0.839$)



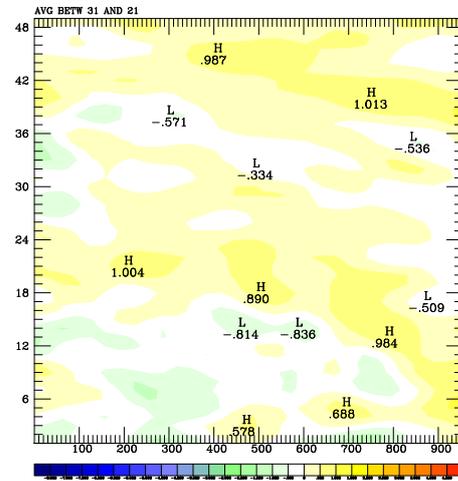
(b) 2009_xpt ($\sigma=0.839$)



(c) 2009_qvp ($\sigma=1.000 \sim 0.677$)



(d) 2009_div ($\sigma=1.000 \sim 0.677$)



(e) 2009_www ($\sigma=1.000 \sim 0.677$)

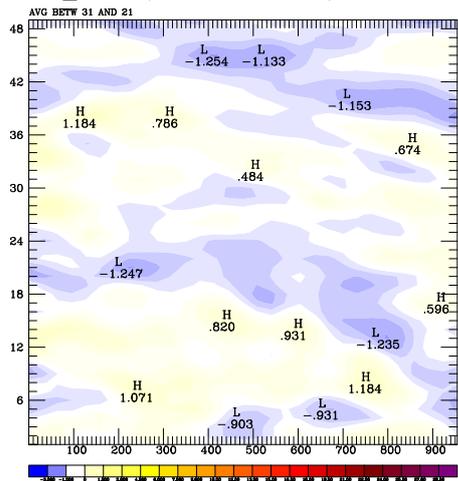


圖 15. 同圖 12，但為 2009 年個案 WRF 模式 D1 沿圖 17a 之 AB 剖面做 $\sigma = 0.839$ (約 850 hPa) (a)水氣混合比, (b)平行 AB 之風速, 與 $\sigma = 1.000 \sim 0.677$ (約 1000 ~ 700 hPa) 之 (d)水氣, (e)輻合(負)、散(正), (f)垂直速度, 隨時間的變化。

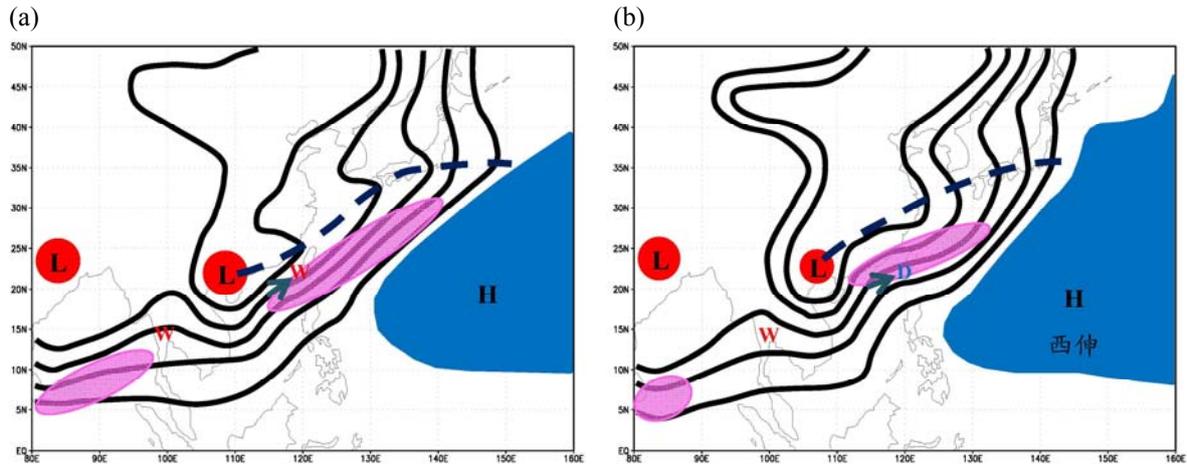


圖 16. (a) SW-R 類型及(b) SW-noR 類型之示意圖，黑色粗實線為海平面氣壓/低層重力位高度場，L 為低壓，H 為高壓，深藍色粗虛線為低層鋒面/風切線位置，粉紅色區域為 850 hPa 強西南風區，藍色箭頭表示強西南風吹往台灣西南處的位置，W 表示中低層大氣潮濕且有輻合上升運動，D 表示中低層大氣乾燥且伴隨下沉輻散運動。

氣流於 2008 年個案中持續了約 26 小時，2009 年個案中則約為 10 個小時。後期，西南風的減弱於 2008 年個案是因太平洋高壓勢力增強西伸，使強風速區往北推移；而 2009 年個案中，太平洋高壓勢力範圍變動不大，主要是因華南局部低壓沿著太平洋高壓邊緣北移，整體強風速區亦隨之北移，才使台灣西南處之西南風風速減弱。

2008 年個案之所以在台灣西南部產生降水，是因為從南海至台灣之間的海域具備高的相當位溫、對流可用位能和水氣量，即暖濕空氣充足且環境不穩定度高；再者，又處於高層低壓槽前，有利對流上升運動，加上太平洋高壓勢力較弱，均是利於激發對流雲系發展之條件。雲系生成後，其南緣受到持續性地強西南風與南風吹送，低層氣流的增強不但維持對流雲系發展也將雲系移入台南高雄一帶，而降下可觀的累積雨量；直到太平洋高壓勢力增強西伸，帶入乾燥下沉的空氣，對流雲系逐漸消散，西南風減弱，天氣才轉為穩定晴朗。

2009 年個案中，無降水的因素為太平洋高壓西伸勢力較強，西南方在高壓影響下為穩定之下沉運動，縱使從衛星雲圖與模擬之垂直剖面圖可知有豐沛的水氣不斷從海南島往南海傳送，但卻被太平洋高壓阻擋，雖然 850 hPa 有強西南風吹送，但 1000 hPa 則有東南風將太平洋高壓的下沉乾燥空氣引進，符合宋與陳(2000)指出 LLJ 的東南側區域，受太平洋高壓影響，導致不利雲雨生成而無降水的情形。

2008 和 2009 年個案雖同為強西南氣流個案，但 2008 年個案之 850 hPa 強西南風區的北緣位在台灣西南方，而 2009 年個案則是 850 hPa 強西南風區的南緣位於台灣西南方；進一步可發現，2009 年個案之強風速區分布相似於 2008 年個案之後期因太平洋高壓西伸後整體強風軸北移的現象，但 2009 年個案中，風速仍在 12.5 m s^{-1} 以上，是因受到華南地區局部低壓存在且滯留的影響。

(三) 個案與氣候合成平均比較

由綜觀環境可知，不論是氣候合成平均或是個案，台灣梅雨季西南氣流影響台灣西南處期間之環流配置，大致受到季風低壓與季風槽、中國北方低壓、華南低壓與低壓槽和太平洋高壓動向的影響；其中，個案分析中可知，位於日本東側上空的阿留申低壓之強弱與移動情形也會影響其他環流，但氣候合成平均中，並無見到阿留申低壓，可能是平均後平滑了此部分的數值。此外，高、低壓中心強度部分，除了 2008 年個案之季風低壓強度較氣候合成強之外，其餘在重力位高度的表現，個案與氣候合成是相符的，唯個案中有較多局部的高、低壓移動、割離和消散，是氣候合成中無法展現的小區域環流現象。

另一明顯差異為風速的表現，2008 年個案中 850 hPa 分析場之強西南風區中心風速最強可達 22.5 m s^{-1} ，而 2009 年個案中則達 17.5 m s^{-1} ；氣候合成中於 SW-R 類型只能達到 11 m s^{-1} ，SW-noR 類型中為 12 m s^{-1} ，可見氣候合成平均後之氣象參

數較為平滑，對於局部的環流與強度的反映較弱，故本文挑選符合研究條件之個案進行模擬分析，彌補氣候合成平均後氣象參數數值較平滑之缺點與時空解析度的不足。除了氣候合成與個案間的差異，個案也確實地反映對應之氣候合成平均之類型之重要特徵。

2008 年個案中，海南島附近的華南低壓之氣旋式環流引導風場為西南風，並由模式模擬之南海北部的剖面時序分析得知，台灣西南部於降水期間不斷有潮濕空氣透過強西南風從南海傳送至台灣；從空氣塊軌跡(圖 17a)亦發現，台灣西南海域及陸地之低層空氣均由較潮濕的西南方與南南西方而來。而氣候合成分析之 SW-R 類型，於海南島附近也有低壓的存在，使海南島與台灣間之風向為西南風，水氣平流場亦反映出南海北部有濕平流往台灣地區傳送；太平洋高壓部分，兩者均屬於東退的。2009 年個案中，台灣西南方之風場雖也受華南低壓影響為西南風，但由模擬之南海北部剖面的時序分析可知，愈靠近台灣地區，

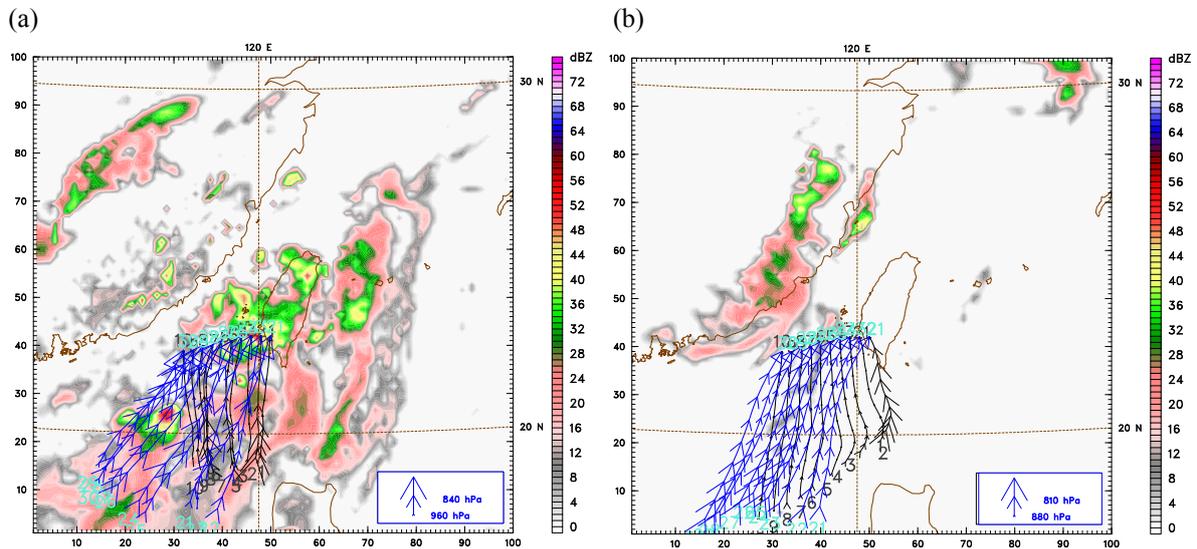


圖 17. WRF 模式 D2 (a) 2008 年個案，模擬 20 小時和(b) 2009 年個案，模擬 30 小時，釋放之 backward 氣塊軌跡線。黑色和藍色箭頭分別為 1000 和 850 hPa，時間間隔 2 小時；色階為最大雷達回波，單位 dBZ。

水氣混合比與相對濕度相較於南海則愈低，西南風速的增強反而使得環境空氣更加乾燥，由空氣塊軌跡(圖 17b)可發現，台灣西南方底層之 1000 hPa 空氣來自於太平洋高壓之乾燥下沉的南南東風與南風。氣候合成分析之 SW-noR 類型，風場同樣地也受華南低壓影響，但從水氣平流場可見，台灣西南處之濕平流減少，使得相對濕度較低，環境較為乾燥；太平洋高壓於兩者中，均為西進的現象。

另外，由強風速區的分佈位置來看，氣候合成與個案亦具備共同的特性，即 2008 年個案與氣候合成之 SW-R 類型，強風速區的北緣下方為台灣西南之區域，同時也是相對濕度高、水氣量豐沛和對流雲系發展旺盛處；反之，2009 年個案與氣候合成之 SW-noR 類型，則為強風速區的南緣在台灣西南之區域，帶來的為水氣量低之乾燥空氣；故降水的位置部分，兩者均有良好地掌握。氣候合成與個案於強風速區與降水的位置於不同類型中分別有相同的表現，故此特徵可作為台灣梅雨季期間，台灣西南方在強西南風影響之下，降水預報的指標之一。

致謝

本研究在國科會自然處研究計劃 NSC 97-2111-M-003-002-MY2、NSC 99-2111-M-003-003 及永續會研究計劃 NSC 98-2625-M-003-001 共同支助下完成。感謝 NCEP 及中央氣象局提供研究期間所需之資料，使得本文得以順利完成。感謝編輯委員廖宇慶教授協助代為處理本論文的所有審查工作，兩位匿名審查者提供寶貴之修改意見也一併致謝。

參考文獻

- 宋偉國與陳泰然，2000：梅雨期水氣效應對低層噴流影響性之探討。大氣科學，**28(1)**，1-15。
- 周仲島，2001：台灣天氣研究計畫與綠島中尺度實驗簡介。科學發展月刊，**29(8)**，568-578。
- 侯喜真與陳泰然，2001：梅雨季伴隨華南西南風爆發之低壓發展。大氣科學，**29**，203-228。
- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，**15(1)**，17-30。
- 陳泰然，2001：台灣地區之災變天氣與研究。科學發展月刊，**29(12)**，851-858。
- 陳泰然，2004：近期梅雨鋒面研究之回顧。大氣科學，**32**，225-245。
- 陳泰然，2007：最近之梅雨研究回顧。大氣科學，**35**，261-285。
- 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，**35**，287-304。
- Chang, C.-P., and G. T.-J. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254-3267.
- Chen, G. T.-J., and C.-C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chen, G. T.-J., 1994: Large-scale circulations associated with the East Asian summer monsoon

- and the Mei-Yu over South China and Taiwan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 959-983.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and S. C.-S. Liu, 2003: Potential vorticity diagnostics of a Mei-yu front case. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2680-2696.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and D. T.-W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and L.-F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 874-896.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang, and S.-W. Chang, 2008: A diagnostic case study of Mei-yu frontogenesis and development of wave-like frontal disturbances in the subtropical environment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 41-61.
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, W. Wang, Z.-Y. Tao, and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu Front. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2330-2351.
- 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, T.-C., S.-Y. Wang, W.-R. Huang, and M.-C. Yen, 2004: Variation of the east asian summer monsoon rainfall. *J. Climate*, **17**, 744-762.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Grell, G. A. and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geoph. Res. Lett.*, **29(14)**, Article 1693.
- Hung, C.-W. and H.-H. Hsu, 2008: The first transition of the asian summer monsoon, intraseasonal oscillation, and taiwan meiyu. *J. Climate.*, **21**, 1552-1568.
- Kerns, B. W. J., Y.-L. Chen, M.-Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of wind, rain, and cloud over Taiwan during the Mei-Yu, summer, and autumn rainfall regimes. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 497-516.
- Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: The Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX) : An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.
- Tao, W.-K., J. Simpson, D. Baker, S. Braun, M.-D. Chou, B. Ferrier, D. Johnson, A. Khain, S. Lang, B. Lynn, C.-L. Shie, D. Starr, C.-H. Sui, Y. Wang, and P. Wetzell, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 97-137.

Composite and Numerical Studies of Southwesterly Flow in the Taiwan Area during Mei-yu Seasons

Fang-Ching Chien and Yu-Hsiu Hung

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

(manuscript received 4 October 2010 ; in final form 22 December 2010)

ABSTRACT

This study performs a composite study of southwesterly flow in the Taiwan area during 59 Mei-yu seasons using NCEP reanalysis data from 1948 to 2006. Strong southwesterly events were divided into two categories: one was associated with large rainfall southwest of Taiwan (the SW-R group), and the other was not (the SW-noR group). The composite analyses show that the SW-R group was associated with moist and unstable low-level flow and Taiwan was located at the rear-left side of the 850 hPa strong-wind region, which was in favor of convection development near the Taiwan area. On the other hand, in the SW-noR group the Pacific high extended westward and the major convective region moved northward, resulting in a stable condition near southern Taiwan.

Two cases were chosen in this study for Weather Research and Forecasting (WRF) model simulations, in order to further investigate the mesoscale features associated with the two groups aforementioned. The 2008 case shows that moist air came from between the south and the southwest. Located in the leading edge of southwesterly flow, convective clouds developed and moved into southern Taiwan, resulting in heavy rainfall in Tainan and Kaohsiung. As for the 2009 case, air flow in southern Taiwan originated from between the south-southwest and the south-southeast. Subsidence and dryness of the air was not favorable for cloud development. Similar to the SW-noR group, the leading edge of the strong southwesterly flow had moved to the north of Taiwan. The reason of the persistent strong southwesterly flow in southern Taiwan was related to the presence of the low pressure system over the southeast mainland China.

Key Words: Mei-yu, southwesterly flow, WRF

