

Evolution of water budget and precipitation efficiency of mesoscale convective systems associated with the southwesterly monsoon flow over the South China Sea 南海上伴隨西南氣流之中尺度對流系統的水收支與降水效率演變

Yao-Chu Wu Ming-Jen Yang* Po-Hsiung Lin

吳曜竹 楊明仁* 林博雄

國立臺灣大學大氣科學系

摘要

本研究使用 ARW-WRF 3.9 版本模擬自 2015 年 8 月 25 日 00 時至 8 月 28 日 18 時期間南海地區西南氣流的水氣傳輸，並挑選一中尺度對流系統在半拉格朗日觀點下討論對流系統的演化、降水效率以及背景西南氣流的水氣變化情形。由於影響水氣傳輸的兩個重要因子分別是水氣和風速，本研究亦進行改變低層水氣和水平風速 10% 的敏感度實驗，發現 IWV 的敏感度不足 5%、質量傳輸的敏感度約 10-20%、水氣傳輸的敏感度約 10-40% 和降水的敏感度約 20-40%。

以移動（半拉格朗日）座標觀測計算水氣收支和降水粒子收支分析得知，當低層環境濕度增加（減少）10%，總凝結量增加約 10%（減少約 30-40%），當低層風速改變 10% 對總凝結量的改變較小。水氣水平通量輻合量(HFC)將低層水氣集中，透過凝結(Cond)最後形成降水(P)。大尺度降水效率(LSPE)和雲微物理降水效率(CMPE)在強回波區(35dBZ 以上)分別約為 20-25% 和 35-40%。雲微物理過程比值在半拉格朗日座標下的計算中包含一對流系統不同生命期的狀態，因此從時間序列中可看出凝結率(CR)約為 60%，當系統達到成熟期之後開始下降至 30%；凝華率(DR)和雨滴蒸發率(ER)則分別由 10% 和 20% 逐漸增加至 30%。

關鍵字：水氣收支、降水粒子收支、降水效率

*: 通訊作者

一、前言

經由三維的高解析度模擬和水收支分析，我們能夠清楚了解對流系統的降水機制。Braun (2006)發現颱風內核區域的對流熱塔主要有較多的凝結發生，眼牆外圍區域則是水氣凝華和雪片收集。Yang et al. (2011)發現納莉颱風(2001)登陸臺灣地形時的降水增加是由於颱風低層入流的增強造成。Huang et al. (2014)以半拉格朗日(semi-Lagrangian)座標追隨莫拉克颱風(2009)雨帶上的強對流胞，在地形迎風面上地形的抬升使得水氣凝結增加且雨滴蒸發減少。Xu and Li (2017)使用粒子軌跡分析，以拉格朗日座標的角度討論科特颱風(2013)的水氣收支和雨水收支，得知對流區凝結產生的降水粒子在對流鄰近的區域產生降水粒子的通量輻合，這是對流外圍區域的主要降水貢獻項。

降水效率(Precipitation Efficiency; PE)是檢驗天氣系統降水產生機制的一項重要指標。在全球模式中的降水是將大尺度的水氣輻合，透過積雲參數化的方式將其轉成降水。隨

著電腦計算能力提升，區域模式或雲解析模式能夠透過較為複雜的雲微物理參數化過程，直接計算出降水。因此，目前有兩種降水效率的概念被提出，第一是如 Kuo(1965, 1974)提出的降水效率(LSPE)定義為地面降水和三度空間的水氣輻合加上地面蒸發的比值，第二是如 Weisman and Klemp (1982)及 Lipps and Hemler (1986)所提出的降水效率(CMPE)定義為地面降水和凝結率的比值。Li et al. (2002b)提出的大尺度降水效率(LSPE)定義為地面降水和大尺度水氣輻合的比值，雲微物理降水效率(CMPE)則定義為地面降水和凝結率及凝華率之和的比值。他們發現使用 CMPE 定義所計算的降水效率會小於 100%，而使用 LSPE 定義的降水效率則會大於 100%。Sui et al. (2007)提出修正的 LSPE2 及 CMPE2，在分母增加了可能造成降水的源，使得兩種降水效率在物理概念上更為合理且數值皆不會超過 100%。

二、模式與實驗設定

本研究使用 ARW-WRF(Advanced Research WRF –

Weather Research and Forecast) 模式3.9版本(v3.9)作為模擬工具，為了計算水收支及雲微物理降水效率，在不變動模式動力核心的情況下，直接輸出微物理過程趨勢項及水收支相關的動力趨勢項。此模擬使用三層巢狀網格的設計，網格間距由外至內分別為 27 公里、9 公里和 3 公里，巢狀網格位置如圖一所示。垂直方向上共 55 層，模式層頂為 30 百帕。初始條件及最外層邊界條件由 ECMWF ERA-Interim 再分析資料提供，其水平網格間距為 0.75 度，時間間距為 6 小時的再分析資料，第二及第三層巢狀網格邊界條件由其上層網格提供，並開啟雙向回饋(two-way feedback)。模式的物理參數化方案選擇為：Morrison 雙矩量微物理參數化方案、RRTM 長波輻射參數化方案、Dudhia 短波輻射參數化方案、YSU 邊界層參數化方案和 Grell 3D 系集積雲參數化方案，其中在內層兩個網格（9 公里及 3 公里網格）不使用積雲參數化方案，低層網格的水平解析度足夠解析西南氣流中的對流發展。

模擬時間為 2015 年 08 月 25 日 00Z 至 2015 年 08 月 28 日 18Z 共 90 小時。這段時間內從模擬中可以看到熱帶地區的水氣，藉著大尺度環境的西南風橫越中南半島後經由南海到達臺灣。最內層網格的模擬結果以高時間（最高每 5 分鐘）、高空間（最細 3 公里）解析度輸出，因此可以在半拉格朗日(Semi-Lagrangian)座標下追隨西南氣流中的對流系統，計算對流系統內的水收支、降水效率與雲物理比率。

此外，我們將地面至 700 百帕區間的相對濕度場增濕 10% (W10)、減濕 10% (D10)，還有將地面至 700 百帕區間的水平風場加速 10% (F10)、減速 10% (S10)進行四組敏感度實驗。另外，當相對濕度數值超過 100%時則維持 100%，使得大尺度場在模式驅動(spin-up)初期不會出現不合理的過飽和現象。

三、大尺度水氣傳輸

定量描述水氣傳輸通常會使用到水氣垂直積分(integrated water vapor, *IWV*)、質量傳輸垂直積分(integrated mass transport, *IMT*)和水氣傳輸垂直積分(integrated water vapor transport, *IVT*)，其定義如下：

$$IWV = \frac{1}{g} \int_{sfc}^{200 \text{ hPa}} q_v dp, \quad (1)$$

$$IMT = \frac{1}{g} \int_{sfc}^{200 \text{ hPa}} \vec{U} dp, \quad (2)$$

$$IVT = \frac{1}{g} \int_{sfc}^{200 \text{ hPa}} q_v \vec{U} dp, \quad (3)$$

其中 g 為重力加速度， p_{sfc} 為地面氣壓， p 為壓力， q_v 為水氣混合比， \vec{U} 為水平風向量。*IWV* 可以知道空氣柱中有多少可用的降水量，*IMT* 和 *IVT* 可以分別知道對流層內大氣總質量傳輸和水氣傳輸的方向及強度。(Zhu and Newell, 1998; Ralph et al., 2004; Dettinger et al., 2011; Mueller et al., 2017)

圖二(a)-(b)分別為 CTL 實驗中第一層網格於 0827-00Z 的 *IWV* 大小和 *IVT* 的強度及傳輸方向。圖二顯示南海上的質量和氣傳輸的極大值逐漸往西北移動，傳輸的方向是由南海往東北方的臺灣傳送。圖二(b)中 *IVT* 所顯示的水氣通道其寬度狹窄，同時這個模擬個案的水氣是從孟加拉灣越過中南半島後進入南海，溫暖的南海提供西南氣流豐沛的水氣來源，接著往下游的臺灣輸送。

將圖二中沿著水氣傳輸特徵選取一長 2000 km、寬 950 km 的斜長方框做空間平均，得到不同敏感度實驗的 *IWV*、*IMT* 和 *IVT* 的時間序列以及四組敏感度實驗相對於 CTL 實驗的相對差異，如圖三所示。基本上，F10 和 S10 兩組改變低層風速的實驗反應在 *IMT* 和 *IVT* 上的影響約 5%，且 *IWV* 幾乎沒有任何明顯改變；W10 和 D10 兩組改變低層溼度的實驗反應在 *IWV* 上的影響約 5%，反應在 *IMT* 上的影響約 15%，反應在 *IVT* 上的影響約 20%。綜合以上，改變低層溼度場對於動量場(*IMT*)和水氣傳輸場(*IVT*)的影響比水氣場(*IWV*)來得更重要。

圖四為計算 CTL 實驗和敏感度實驗水氣傳輸特徵中(圖二斜方框內)的平均累積降水量和相對於 CTL 實驗的相對差異。我們發現降水量在 F10 和 S10 實驗中差異不大(約 5%)，W10 實驗比 CTL 實驗增加約 20%，D10 實驗比 CTL 實驗減少 40%。

水平的水氣通量輻合(HFC)是降水的重要貢獻之一，透過向量分析，HFC 可以被折解成水平水氣平流(QADV)和風場輻合(QCONV)。對物理量 F 做時間和體積積分可以寫作 $\{F\}$ 。圖五為 $\{HFC\}$ 、 $\{QADV\}$ 、 $\{QCONV\}$ 於水氣傳輸特徵中(圖二斜方框內)的時間序列及相對於 CTL 實驗的相對差異。圖五中 $\{HFC\}$ 斜率較大的期間對應到強降水事件的發生，低層水氣的增加(減少)使得 HFC 有效的提升(降低)，而低層風速的變化對應到 HFC 的變化則相對較弱。為了更好地瞭解 HFC、QADV 和 QCONV 三者的關係，我們將敏感度實驗的物理量減去 CTL 的物理量寫作 $\{\delta F_s\}$ ，得到

$\{\delta HFC_S\} = \{\delta QADV_S\} + \{\delta QCONV_S\}$ ，並將等式兩側同除 $\{HFC_C\}$ 並重新整理後得到：

$$\frac{\{\delta HFC_S\}}{\{HFC_C\}} = C_1 \frac{\{\delta QADV_S\}}{\{QADV_C\}} + C_2 \frac{\{\delta QCONV_S\}}{\{QCONV_C\}} \quad (4a)$$

其中，

$$C_1 = \frac{\{\delta QADV_C\}}{\{HFC_C\}}, C_2 = \frac{\{\delta QCONV_C\}}{\{HFC_C\}} \quad (4b)$$

下標 S 表示任一敏感度實驗之物理量，下標 C 則表示 CTL 實驗之物理量。式(4a)中的相對變化量如圖五 e 和五 f 所示。

圖六為式(4b)的兩個係數 C_1 和 C_2 ， C_2 為正值顯示 QCONV 為 HFC 的主要貢獻而 C_1 為負值表示 QADV 為負的次要貢獻，這表示低層的水氣透過風場輻合集中，但水氣平流則是傾向於減少水氣輻合。HFC、QADV 和 QCONV 對於低層溼度的敏感度較大，使得 W10 和 D10 實驗中降水的變化較大，然而 HFC、QADV 和 QCONV 對於低層風速較不敏感，使得 F10 和 S10 實驗中相對於 CTL 實驗的降水差異較不明顯。

四、中尺度對流系統

我們挑選自 8/26-1800 UTC 至 8/27-1200 UTC 由南海北部往臺灣移動的中尺度對流系統(MCS)，檢驗 MCS 的 PE 變化及其他微物理比率。利用長 420 km、寬 360 km 斜長方形的區域以半拉格朗日觀點追隨目標 MCS 移動。圖七為目標 MCS 的雷達回波分布隨時間的變化。目標 MCS 自呂宋島西北方外海形成(圖七 a)，隨著西南氣流往東北方移動(圖七 b)，另一個線狀對流從福建往東南方移動與目標 MCS 結合(圖七 c)，最後移入臺灣陸地，與中央山脈交互作用後減弱消散(圖七 d)。在敏感度實驗中，W10 實驗出現較強較廣泛的回波結構(圖八 a)，而 D10 實驗較弱較零星(圖八 b)，F10 和 S10 實驗會影響目標 MCS 的移動速度但是降水結構與 CTL 實驗相似(圖八 c-d)。

完整的水收支方程(Braun, 2006; Yang et al., 2011; Huang et al., 2014)可以拆解成水氣收支方程和降水粒子收支方程兩式，可以表示為：

$$Tend_v = HFC_v + VFC_v + Div_v + PBL_v + Diff_v - Cond + Evap + Resd_v \quad (5a)$$

$$Tend_h = HFC_h + VFC_h + Div_h + PBL_h + Diff_h - Cond + Evap - P + Resd_h \quad (5b)$$

其中下標 v 和 h 分別表示水氣和降水粒子， $Tend$ 為局地時間變化項， HFC 為水平通量輻合項， VFC 為垂直通量輻合項， Div 為輻散項， PBL 為邊界層貢獻項， $Diff$ 為擴散項， $Cond$ 為總凝結項， $Evap$ 為總蒸發項， P 為降水通量， $Resd$ 為剩餘項。總凝結項($Cond$)和總蒸發項($Evap$)皆包含冰相微物理過程，而降水通量(P)則是由 Morrison 微物理方案的沉積項(Sedimentation)輸出。

除了局地時間變化項是由 5 分鐘輸出資料以中差法計算，方程式(5a)和(5b)各項皆是由 WRF 模式直接輸出。剩餘項是將等號右邊加總後減去時間變化項所得到，其中包含了時空間差分法的截斷誤差，以及負水物質量的重新分配等等。因此剩餘項的數值足夠小的情況下可以表示收支計算是合理精確的。

表一為時間及體積積分後的水收支結果，第二欄為各個實驗總凝結量的質量總合，其他欄位則是各收支項相對於各個實驗的總凝結量做標準化後的數值。我們發現總凝結項($Cond$)、總蒸發項($Evap$)、水平通量輻合項(HFC)、邊界層貢獻項(PBL)是水氣收支方程中最主要的機制，而總凝結項($Cond$)、總蒸發項($Evap$)和降水通量(P)是降水粒子收支方程中最主要的項。剩餘項皆小於±3%表示這個收支分析的結果是可以信賴的(圖九、圖十)。當低層水氣增加(減少)，總凝結量顯著的增加(減少)，而低層風速改變對於總凝結量的影響較弱。 $Evap$ 、 HFC 、 P 佔約 $Cond$ 的 30-40%，而 PBL 約 10%。

圖九和圖十顯示水氣收支及降水粒子收支中主要項的時間序列。環境中的水氣透過 HFC_v 提供 $Cond$ 所需的水氣，之後轉換成降水。MCS 在 0300 到 0600 UTC 達到成熟期(圖七)，在時間序列中 HFC_v 和 $Cond$ 的極值比降水極值出現的時間早，因為降水粒子需要時間落下。低層溼度和風速增加(減少)能提升(降低) $Cond$ 、 HFC_v 和 P ，但 F10 實驗的訊號並不顯著。另外， PBL_v 隨時間而減少是因為目標 MCS 由海上往陸地移動。

根據 Sui et al. (2007)，PE 可以分成巨觀角度的 LSPE 以及微觀角度的 CMPE，分別定義如下：

$$LSPE = \frac{P}{\sum_{i=1}^4 sgn(Q_i)Q_i} \quad (6)$$

$$CMPE = \frac{P}{Cond + sgn(Q_{CM})Q_{CM}} \quad (7)$$

其中， $Q_i=(Q_{WVT}, Q_{WVF}, Q_{WVE}, Q_{CM})$ 依序為水氣局地變化項、水氣通量輻合項、表面蒸發項、降水粒子局地變化與通量輻合項。 $H(F)$ 為 Heaviside 函數，若 F 為正值則 $H(F)$ 為 1，若 F 為負值則 $H(F)$ 為 0。此外，Huang et al. (2014)提出三個微物理比率，包含凝結比(condensation ratio; CR)、凝華比(deposition ratio; DR)和雨滴蒸發比(raindrop evaporation ratio; ER)，三個微物理比率的定義如下：

$$CR = \frac{Cond_l}{Cond + sgn(Q_{CM})Q_{CM}} \quad (8)$$

$$DR = \frac{Cond_s}{Cond + sgn(Q_{CM})Q_{CM}} \quad (9)$$

$$ER = \frac{Evap_r}{Cond + sgn(Q_{CM})Q_{CM}} \quad (10)$$

其中， $Cond_l$ 為凝結率， $Cond_s$ 為凝華率， $Evap_r$ 為雨滴蒸發率。

圖十一為以半拉格朗日觀點追隨目標 MCS 所計算的 PE、降雨率、微物理比率時間序列，灰階為追隨區域中前 30%地形高度的平均值。當目標 MCS 遇到地形時 PE 增加(LSPE 10-20%，CMPE 30-40%)，CMPE 大於 LSPE 表示不是所有透過 HFC 集中的水氣都能轉換成凝結或凝華量。最大降雨率出現在迎風面，CR 在發展期達到 60%，在衰減期降低至 40%；DR 在發展期穩定停留在 10-15%，在衰減期達到 40%；ER 在降雨率增加後提升到 10-20%。

PE 和微物理比率在敏感度實驗的差異並不顯著，表示低層潮溼的西南氣流提供充足的水氣，使得總凝結量主導了 MCS 的降雨。要注意的是，本研究 PE 量值比 Huang et al. (2014)和 Xu et al. (2017)中接近 100%的 PE 弱，這個差異是由於目標 MCS 選定區域較大且經過平均的結果，以及對流系統強度較弱造成的。

五、結論

本研究使用三層巢狀網格的 WRF 模式，模擬 2015 年 8 月 25 日到 28 日期間南海與臺灣之間伴隨西南氣流之中尺度對流系統的強降雨事件。西南風將來自孟加拉灣、中南半島和南海的豐富水氣傳輸往

中緯度地區，而臺灣位於水氣傳輸的路徑上，造成臺灣西南部的強降水事件。除了 CTL 實驗之外，也完成了四組敏感度實驗，包含低層(地面到 700 hPa)溼度增加(減少)10%以及低層(地面到 700 hPa)風速增加(減少)10%。

沿著西南氣流水氣傳輸特徵的 2000 km x 950 km 區域計算 CTL 和敏感度實驗的 IWV、IMT、IVT。我們發現增加(減少)低層水氣 10% 可以增加(減少) IWV 約 5%、IMT 約 15%、IVT 約 20%。改變風速 10% 則 IWV 沒有明顯變化，IMT 和 IVT 改變約 5% 以內。增加低層水氣量同時增強潛熱釋放，使得 IMT 有顯著改變。

W10 實驗顯示降雨較 CTL 實驗增加 20%，D10 實驗減少 40%，而 F10/S10 實驗改變很小，是由於 HFC、QCONV、QADV 對於低層溼度較敏感。同時，QCONV 對於 HFC 是主要且正向的貢獻，而 QADV 是次要且負向的貢獻。

在低層潮溼或風速較大的情境中，伴隨西南氣流的 MCS 會發展得較強、較聚集，在相反的情境中較弱、較分散。跟隨 MCS 計算水收支、PE 及微物理比率。水收支分析中，經過標準化的收支項比例在不同敏感度實驗是相似的，但低層水氣改變實驗中總凝結量的差異非常顯著。PE 在遇到臺灣地形時有增加的趨勢，LSPE 約 10-20%，CMPE 約 30-40%。CR、DR、ER 在不同敏感度實驗中的差異很小。

最後，本研究的結論是基於數值模擬的結果，可能包含了數值的誤差、物理的不確定性等等。本研究只使用單一微物理方案，未來需要更多參數化方案一起檢驗，方能確定這些結論不會因為參數化而有改變。此外，不同地區或是不同綜觀條件下的 MCS 也需要更多的檢驗，以得到更普遍的結論。

六、參考文獻

- Braun, S. A., 2006: High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 43–64.
- Huang, H. L., M. J. Yang, and C. H. Sui, 2014: Water budget and precipitation efficiency of Typhoon Morakot (2009). *J. Atmos. Sci.*, **71**, 112–129.
- Mueller, M. J., K. M. Mahoney, and M. Hughes, 2017: High-resolution model-based investigation of moisture transport into the Pacific Northwest during a strong atmospheric river event. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 3861–3879.
- Sui, C. H., X. Li, and M. J. Yang, 2007: On the definition of

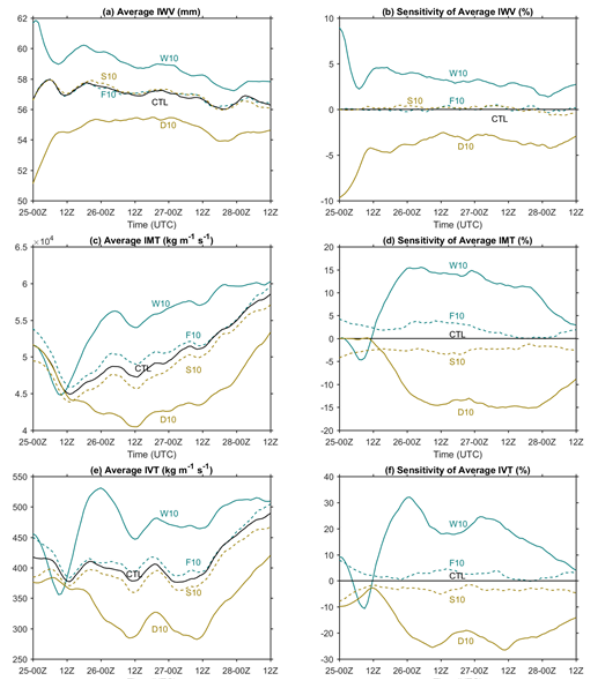
precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4506-4513.

Xu, H., G. Zhai, and X. Li, 2017: Precipitation efficiency and water budget of Typhoon Fitow (2013): A particle trajectory study. *J. Hydrometeor.*, **18**, 2331–2354.

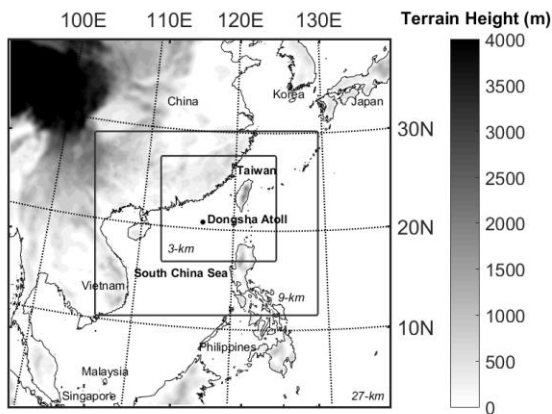
Yang, M. J., S. A. Braun, and D. S. Chen, 2011: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3809-3828.

表一、水氣收支與降水粒子總收支表。

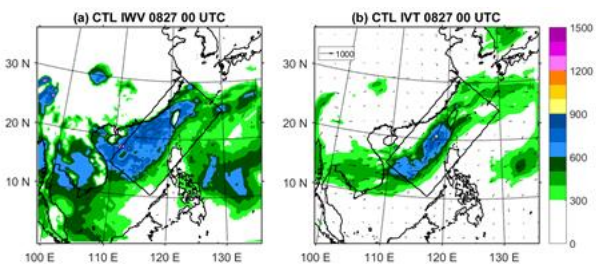
	CTL		W10		D10		F10		S10	
	WV	HY	WV	HY	WV	HY	WV	HY	WV	HY
Cond (10^{10} kg)	8.09		8.57		4.69		7.68		6.49	
Cond	-100.00	100.00	-100.00	100.00	-100.00	100.00	-100.00	100.00	-100.00	100.00
Evap	43.76	-43.76	43.96	-43.96	49.53	-49.53	43.08	-43.08	45.44	-45.44
HFC	48.30	0.05	42.63	0.03	37.68	1.10	50.55	-0.15	47.19	0.09
VFC	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Div	1.90	0.43	1.76	0.35	1.49	0.43	1.89	0.39	1.73	0.41
Diff	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
PBL	7.44	0.00	7.25	0.00	10.81	0.00	8.41	0.00	9.62	0.00
Tend	-0.41	1.92	-6.27	0.53	-1.78	1.15	2.14	1.68	2.40	1.43
Resid	-1.82	-2.50	-1.88	-0.99	-1.29	-1.81	-1.80	-2.15	-1.59	-1.97
P		-54.21		-55.43		-50.18		-55.01		-53.10



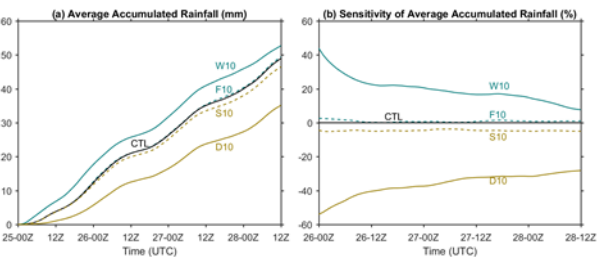
圖三、(a-b) IWV、(c-d) IMT和(e-f) IVT的時間序列和敏感度實驗相對CTL的差異。



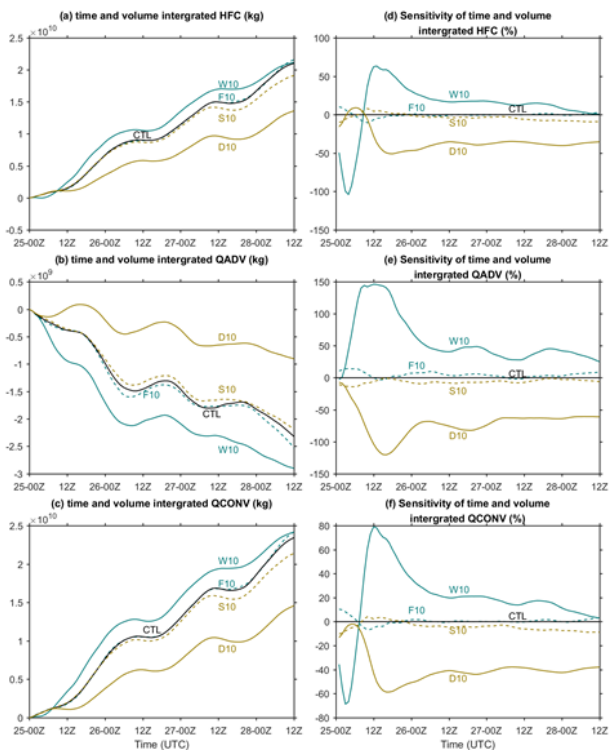
圖一、模式範圍設定。



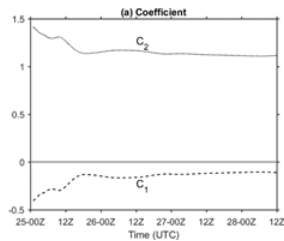
圖二、CTL實驗中IWV和IVT於8/27-00 UTC的空間分布。



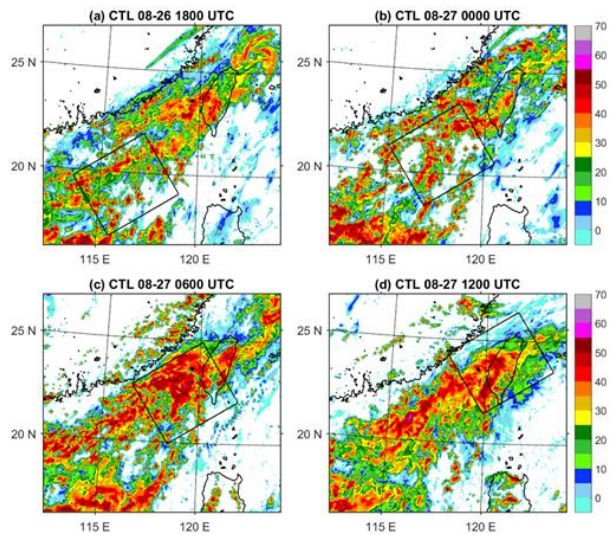
圖四、(a-b) 累積降水量的時間序列和敏感度實驗相對CTL的差異。



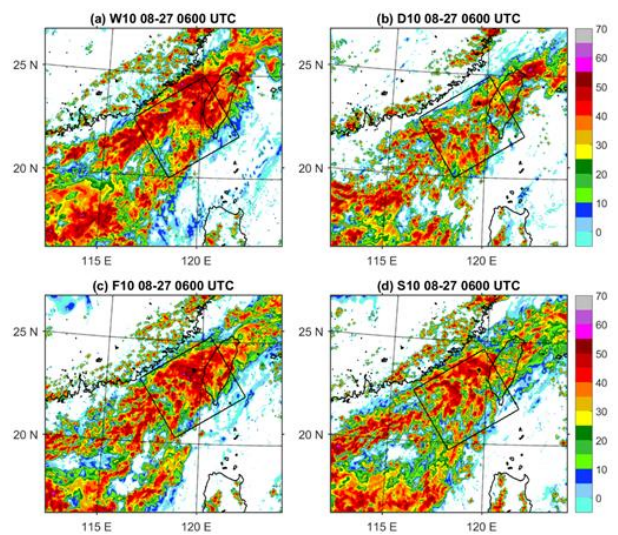
圖五、(a,d) {HFC}、(b,e) {QADV}和(c,f) {QCONV}的時間序列和敏感度實驗相對CTL的差異。



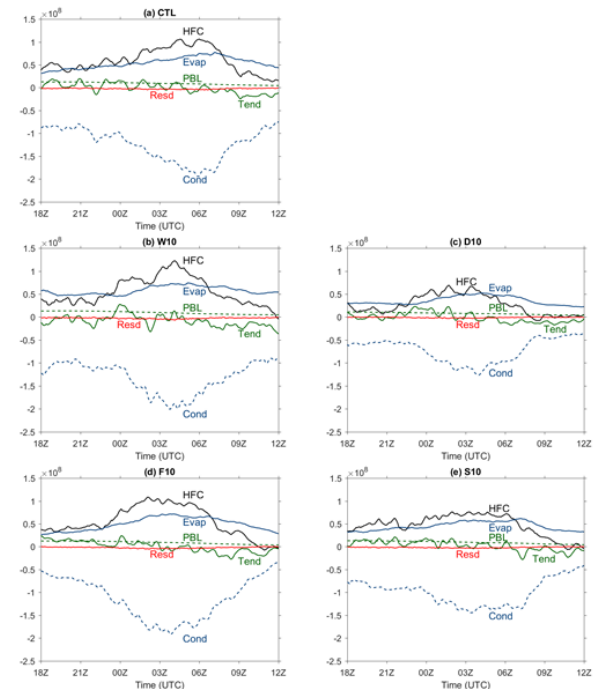
圖六、式(4b)中的係數



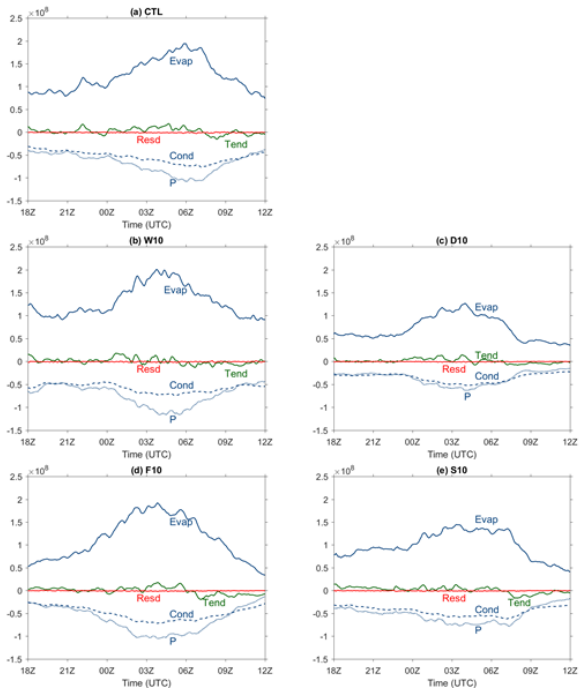
圖七、CTL實驗中MCS雷達回波隨時間的發展。



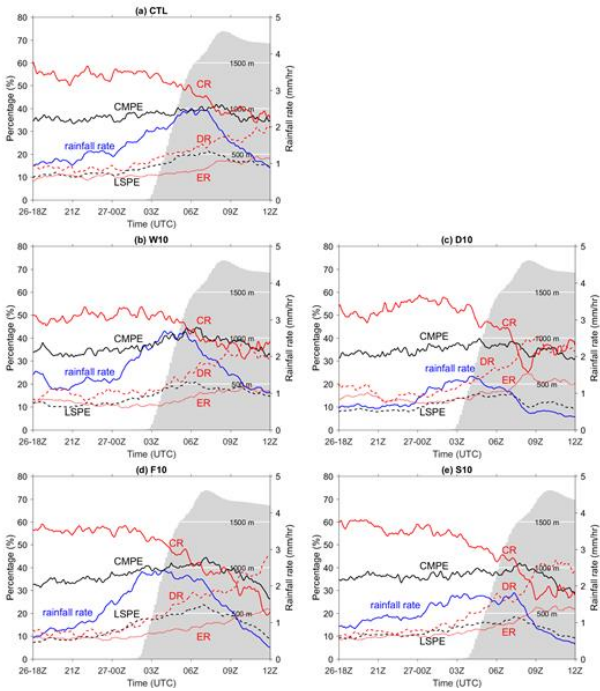
圖八、敏感度實驗(a) W10、(b)D10、(c)F10、(d)S10於8/27-0600 UTC的雷達回波分布。



圖九、水氣收支的主要項時間序列，(a)CTL、(b)W10、(c)D10、(d)F10、(e)S10。



圖十、降水粒子收支的主要項時間序列，(a)CTL、(b)W10、(c)D10、(d)F10、(e)S10。



圖十一、PE、降雨率、微物理比率的時間序列，(a)CTL、(b)W10、(c)D10、(d)F10、(e)S10。

