

中央氣象局全球預報系統積雲參數法之改進與其對於 2011 年 DYNAMO 實驗期間 MJO 對流之模擬評估

林昌鴻^{1,2} 楊明仁^{1*} 陳建河²

1 國立臺灣大學大氣科學系 2 中央氣象局氣象資訊中心

(中華民國 107 年 12 月 20 日收稿；中華民國 108 年 3 月 11 日定稿)

摘 要

本研究使用中央氣象局全球預報模式(CWB/GFS)，並針對 Dynamics of the Madden-Julian Oscillation (DYNAMO)實驗期間(2011 年 10 月至 2012 年 3 月)的其中 3 個 Madden-Julian Oscillation MJO 對流事件(10 月至 12 月)，進行模擬測試。我們透過水氣收支分析，以及參考 Adames (2017)的方法以分析 GFS 模式中的 MJO 水氣場與 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)衛星觀測降水資料之間的相關性，藉以瞭解 Tiedtke 積雲參數化方案和 modified new Tiedtke 參數化方案對於 MJO 水氣、降水和結構的掌握程度。研究發現，Tiedtke 積雲參數化方案與 modified new Tiedtke 方案所模擬的 MJO 對流系統，於印度洋生成後，具有對流發展過強並且強降水發生後迅速減弱的特徵，使得對流系統無法維持並橫越海洋性大陸與西太平洋地區。另外，這兩種參數化方案的模擬皆產生範圍過窄且過於旺盛的上衝氣流，兩者的 MJO 對流系統組織性較弱，其對流結構較為鬆散的特徵。然而 modified new Tiedtke 方案可以較合理地掌握時間和空間平均的 MJO 水氣場分佈，進而修正 Tiedtke 參數化方案於東印度洋至西太平洋暖池範圍內 MJO 模擬降水過多的偏差情形。

關鍵字：Madden-Julian Oscillation (MJO)、Tiedtke 積雲參數化方案、水氣收支

* 通訊作者：楊明仁，10617 台北市羅斯福路 4 段 1 號，Email: mingjen@as.ntu.edu.tw

一、前言

季內振盪現象是介於綜觀尺度(造成每天的天氣變化)與季節尺度(造成季節的氣候變化)間的大氣現象，而最顯著的季內振盪現象即為 Madden-Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian 1972)。MJO 對流現象在熱帶地區的季內振盪訊號極為明顯，通常無需特別的統計處理，於原始資訊中即可偵測 MJO 的訊號 (Zhang 2005)。

MJO 之主要特徵為其對流系統於印度洋生成之後，對流雲帶及降水場會隨時間向東移動，並於國際換日線附近逐漸消散；其對流系統於東移過程中，會顯著影響印度洋及太平洋地區的降水及大氣環流變化 [參閱 Madden and Julian (1972)之圖 16]。MJO 熱帶波動的生命週期介於 30~60 天內，屬於熱帶季內振盪現象。MJO 對流現象常會導致南中國海西南季風的肇始，並決定臺灣進入梅雨季的時間，且西南季風可由熱帶地區帶來較為暖濕的空氣，提供臺灣地區於梅雨季期間發生豪大雨的有利環境條件。此外 MJO 與多重尺度大氣擾動間的交互作用，會影響到熱帶氣旋的活躍程度 (Nakazawa 1988; Liebmann 1994)，間接影響到台灣地區附近的颱風活動。根據觀測資料得知，MJO 對流系統前緣(東側)呈現低層東風、高層西風，類似 Kelvin wave 的垂直結構；而 MJO 對流系統後方(西側)，則為低層西風、高層東風，並伴隨對稱於赤道兩側的氣旋(低層)、反氣旋(高層)式環流，類似 Rossby

wave 的垂直結構 (Madden 1986; Nogue's-Paegle et al. 1989)。

儘管如此，我們目前對於 MJO 的觀測與瞭解依然有限，因此美、日、台等國科學家於 2011 年 10 月至 2012 年 3 月於印度洋共同進行 DYNAMO 的密集觀測實驗 [參閱 Yoneyama et al. (2013)的圖 1]，希望透過密集資料分析能更加瞭解 MJO 的發展。Yoneyama et al. (2013) 透過收集及分析 DYNAMO 實驗期間的密集觀測資料後，提出 MJO 對流系統的相對濕度、緯向風場與垂直速度場等氣象場的垂直結構與時間變化的特徵。Adames and Wallace (2015) 使用超過 30 年的氣候資料，透過東印度洋至西太平洋暖池範圍合成分析，解釋了 MJO 對流系統的水氣場在三維結構上的特徵。其研究結果指出，當 MJO 對流系統生成於印度洋海域，低層大氣的東風風場將環境水氣平流至 MJO 對流系統的前緣(東側)，使得水氣距平增加，並且透過積雲對流中的垂直水氣平流過程，將水氣由邊界層向上傳輸至自由大氣，進而造成 MJO 對流系統持續發展並隨著時間向東移動。

Tiedtke (Tiedtke 1989)積雲參數化法以質量通量近似(mass-flux approach)的方式模擬真實大氣中的深對流雲、淺積雲和中層對流雲的過程。雲種分類方式以大氣中的水氣量決定；Tiedtke 積雲參數化方案中，假設比濕隨時間變化的垂直積分，大於某個門檻值(取決於地表水氣通量的大小)時，定義為深對流雲，反之則為淺積雲。而當雲底高度位於

PBL(Planetary Boundary Layer)之上，且相對濕度 $>80\%$ 時，定義為中層對流雲。積雲對流內的質量通量大小，於深對流雲中，假設大氣環境中的對流可用位能(Convective Available Potential Energy; CAPE)透過積雲對流過程經過一對流調整時間尺度(adjustment time scale)消耗後，使大氣達到平衡狀態。對於淺積雲過程而言，質量通量近似取決於邊界層內的平流、擾動與輻射過程所造成濕靜能(moist static energy)的變化，透過淺積雲的調整而達到大氣平衡。而中層對流雲的質量通量近似則受到大尺度垂直運動的變化而改變。

本研究為了改善中央氣象局全球預報模式(CWB/GFS)對於 MJO 對流的預報能力，將 Model for Prediction Across Scales (MPAS)模式中的 new Tiedtke 積雲參數化方案(Bechtold et al. 2014)置入至 CWB/GFS 全球模式內，並針對 DYNAMO 實驗期間的三個 MJO 事件(MJO1、MJO2、MJO3)進行模擬比較。在本研究中，我們將討論(1)new Tiedtke 積雲參數化方案內，修改上衝/下衝流逸入率(updraft/downdraft entrainment rate)與積雲調整時間尺度(convective adjustment time scale)，對於 DYNAMO 實驗期間，MJO 對流訊號最為明顯的 MJO-2 事件(2011 年 11 月 17 日至 12 月 12 日)模擬結果的影響、(2) MJO 對流事件的水氣收支分析研究，以及(3)參考 Adames (2017)的方法，分析 CWB/GFS 全球模式中的 MJO 水氣場模擬結果與 TRMM 衛星觀測降水資料間的相關性，進而探討 Tiedtke 參數化方案和

modified new Tiedtke 方案對於 MJO 水氣場與降水場的掌握程度為何。

二、模式設定與再分析資料

本研究使用 T511L60 版本的 CWB/GFS 全球模式，模擬 2011 年 10 至 12 月 DYNAMO 實驗期間的三個 MJO 對流事件。CWB/GFS 全球模式的水平解析度約 25 公里，垂直為 $\sigma - p$ 混合(hybrid)座標共 60 層，模式層頂位於 0.1 hPa。在物理參數化方案上，CWB/GFS 全球模式分別使用 NCEP (2010)的淺積雲參數化方案、Han and Pan (2011)版本的邊界層參數化方案、Zhao and Carr (1997)的網格尺度降水方案、以及 RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for GCMs)的輻射參數化方案。在積雲參數化方案方面，本研究則使用 Tiedtke 積雲參數化方案與 modified new Tiedtke 積雲參數化方案進行模擬結果比較。在模擬策略方面，以 2011 年 10 月至 12 月期間，每月的 1 日及 15 日 00Z 作為 CWB/GFS 全球模式的初始場時間，各模擬分別預報 15 天後，再將各別 15 天的模擬結果串連起來後得到連續 3 個月的模擬結果。

在再分析資料方面，本研究使用時間長度涵蓋 2 年(2011 至 2012 年)的 NCEP-CFSR (Climate Forecast System Reanalysis)之水平風場、垂直速度、比濕、降水、潛熱通量和外逸長波輻射(Outgoing Longwave Radiation; OLR)等再分析資料。資料水平解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，垂直上共有 64 層，資料時間間距為 6 小時。另

外，我們還使用水平解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的 TRMM 衛星觀測與 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 GPCP (Global Precipitation Climatology Project)日降水資料與 CWB/GFS 全球模式模擬結果進行比較。

雖然通常 MJO 濾波分析所使用的氣候資料時間長度至少需 30 年以上，而本研究僅使用兩年資料進行的水氣收支分析，因為主要的結果與 Adames and Wallace (2015)的研究結論大致相同(後面第四節與第五節將詳細討論)，故較短的兩年氣候資料將不會影響比較結果。另外，由於電腦運算資源有限，CWB/GFS 全球模式僅進行 3 個月的接力賽模擬。因此，本研究將模擬結果與 CFSR 再分析資料結合後(即在 2011 至 2012 年的兩年資料中，2011 年 10 月至 12 月為 CWB/GFS 全球模式模擬結果，其餘的時間為 CFSR 資料)，來進行 MJO 現象之濾波分析。

三、new Tiedtke 積雲參數化法之調整 測試

由於 CWB/GFS 全球模式使用 Tiedtke 參數化法的模擬結果與 NCEP 再分析資料的比較結果，與 MPAS 模式的 new Tiedtke 積雲參數化法的結果相近，兩者針對位於印度洋海域的 MJO 對流系統發展強度皆有明顯偏弱的現象(圖 1a 至圖 1c)。因此，為了將 new Tiedtke 方案模擬的對流強度增強，我們嘗試調整積雲時間尺度 τ 以及上衝/下衝流內逸入作用 E_{up}/E_{down} ，希望能增強 CWB/GFS 全球模式

中的對流強度，細節敘述於後。

(一) 對流調整時間尺度和上衝流逸入作用

對流調整時間尺度(convective adjustment time scale)定義為積雲對流消耗掉環境之對流可用位能所需的時間尺度。若積雲發展越旺盛，其調整環境能量的時間越短，即環境的對流可用位能可以很快地被積雲對流消耗掉。因此，我們定義新的時間尺度 τ^{new} ，使其隨著雲的半徑大小增加而減少。

$\tau^{new} = \tau \times A_{deep}$; $A_{deep} = (1 - C_{deep})$, (1)
式中，深對流雲之雲量 C_{deep} ，參考 Xu and Krueger (1991)的定義

$C_{deep} = 0.14 \times \ln(1.0 + 500 \times M_{up}^{deep})$, (2)
其中 M_{up}^{deep} 為深對流內上衝流的質量通量。

由於環境乾空氣逸入至對流雲內，使得雲水蒸發與冷卻，進而限制對流發展。因此，為了減少環境乾空氣逸入作用對於對流發展的影響，並考慮環境垂直風切對於逸入作用的效果，我們設定新的上衝流逸入作用 E_{up}^{new} 如下，

$$E_{up}^{new} = E_{up} \times \bar{u}_{shear} ,$$

$$\bar{u}_{shear} = \left[\frac{(\partial \bar{u} / \partial z)}{(\partial \bar{u} / \partial z)_{max}} \right] , \quad (3)$$

其中，將 $(\partial \bar{u} / \partial z)_{max}$ 設定為正規化的上限，使得 \bar{u}_{shear} 的變化範圍在 0 至 1 之間。

圖 1d、e 與圖 2 d、e 為使用調整過後的對流調整時間尺度 τ^{new} 與逸入作用 E_{up}^{new} 後，對於 MJO-2 的 OLR 距平模擬結果。在改變對流調整時間尺度後(圖 1d 與圖 2d)，相較於

NCEP 再分析資料(圖 1a 與圖 2a)與未經過修改的模擬結果而言(圖 1c 與圖 2c), 雖然強降水(>10mmday⁻¹)有稍微增加的現象, 但負 OLR 距平水平範圍依然偏大。減少逸入率的測試結果顯示(圖 1e 與圖 2e), 正 OLR 距平面積有明顯過於偏小的情況, 而降水距平場面積則呈現明顯過少的現象。

由於在 new Tiedtke 參數化方案中, 上衝流內的質量通量考慮空氣塊逸入和逸出作用如下

$$M_{up} = M^* + (E_{up} \times M^*) - (D_{up} \times M^*), \quad (4)$$

式中 M^* 為雲內質量通量初猜值, D_{up} 為上衝流的質量逸出作用。若增加環境逸入作用至對流內, 有助於增加上衝流內的質量通量, 使得對流繼續發展。因此, 為了使得環境逸入作用增加, 將(3)式改寫為

$$E_{up}^{new} = E_{up} \times (1 + \bar{u}_{shear}) \quad (5)$$

圖 1f 與圖 2f 顯示, 增加逸入作用後, 模擬結果呈現出 MJO-2 對流系統相較於未修改的 new Tiedtke 積雲參數化方案的模擬結果(圖 1c 與圖 2c), 於印度洋海域有明顯增強的趨勢, 且降雨量也明顯變多, 而其它地區則無

明顯差異。由於增加環境乾空氣逸入率後, 將使得低層大氣的雲水重新蒸發至環境中, 造成低層濕度與比濕, 相較於未經過修改的 new Tiedtke 積雲參數化方案的模擬結果與減少溢入的模擬結果為高, 而使得低層環境大氣較適合 MJO 對流的發展。

(二) 下衝流逸入率

另外, 我們亦參考 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 3.8.1 版本(Skamarock et al. 2008)的 new Tiedtke 積雲參數化方案(Zhang and Wang 2017)設計, 於計算下衝流逸入率時, 同時考慮空氣塊浮力造成逸入率變化的影響如下,

$$\varepsilon_{down} = 2 \times 10^{-4} \cdot M_d \cdot dz - \left[\frac{0.5gB}{1 - \int_{surf}^z B dz} \right] \quad (6)$$

式中 ε_{down} 為下衝流逸入率, M_d 為下衝流質量通量, B 為浮力。當浮力增加時, 下衝流逸入率減少, 將有利於維持 MJO 對流系統的發展(圖 1g 與圖 2g), 此結果明顯改善其它模擬實驗(圖 1 與圖 2b~f)於印度洋海域對流發展偏弱的情形。因此, 於下一小節本文將針對 Tiedtke 方案與僅加入(6)式後的 modified new Tiedtke 方案的模擬結果進行水氣收支分析。

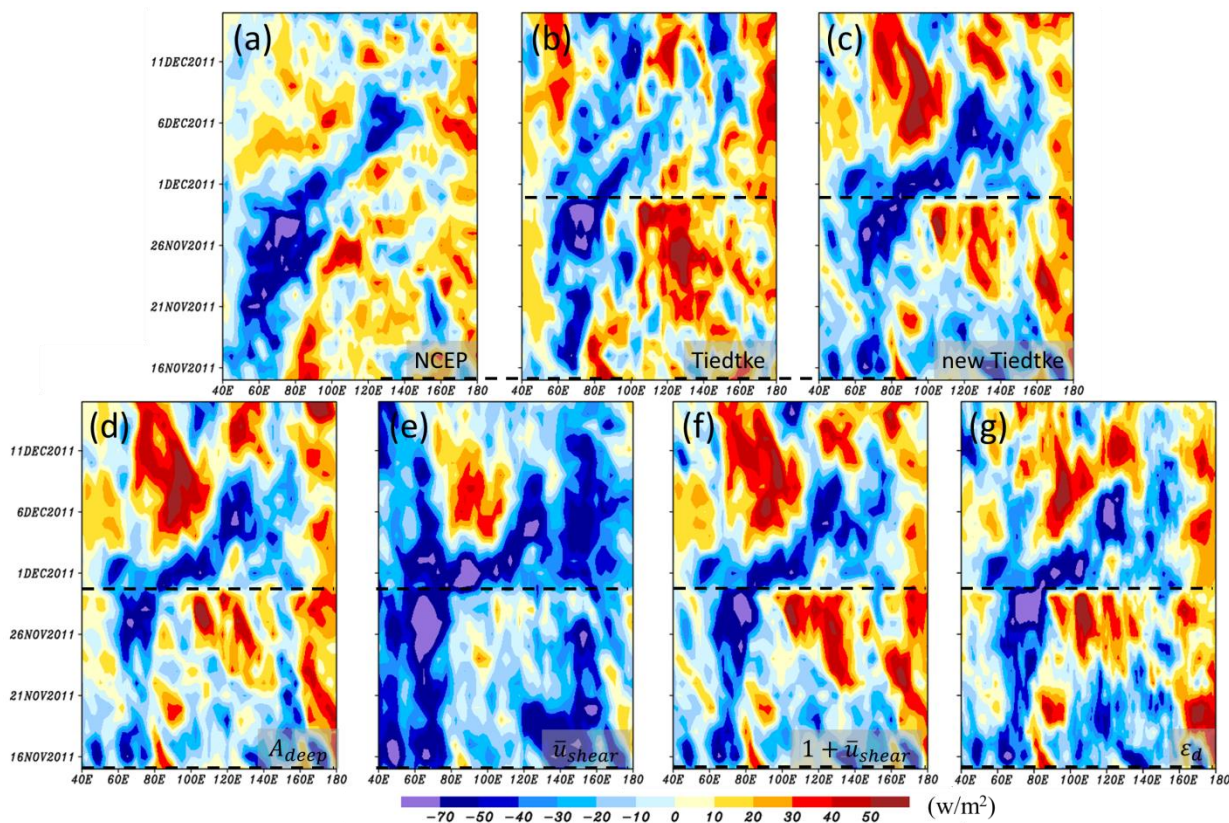


圖 1: 於 10°S~10°N 間平均的 OLR 距平(單位為 W/m^2) Hovmöller 時序圖。各小圖分別為(a)NCEP 再分析資料以及使用(b)Tiedtke 和(c)new Tiedtke 積雲參數化法之模擬結果；(d)為 new Tiedtke 參數化方案中，考慮雲量變數調整積雲時間尺度大小的模擬結果；考慮環境垂直風切影響，(e)為減少及(f)為增加環境逸入率的模擬結果；(g)為調整下衝流逸入率的模擬結果。黑虛線代表 CWB/GFS 全球模式初始場時間，分別為 2011 年 11 月 15 日和 30 日。

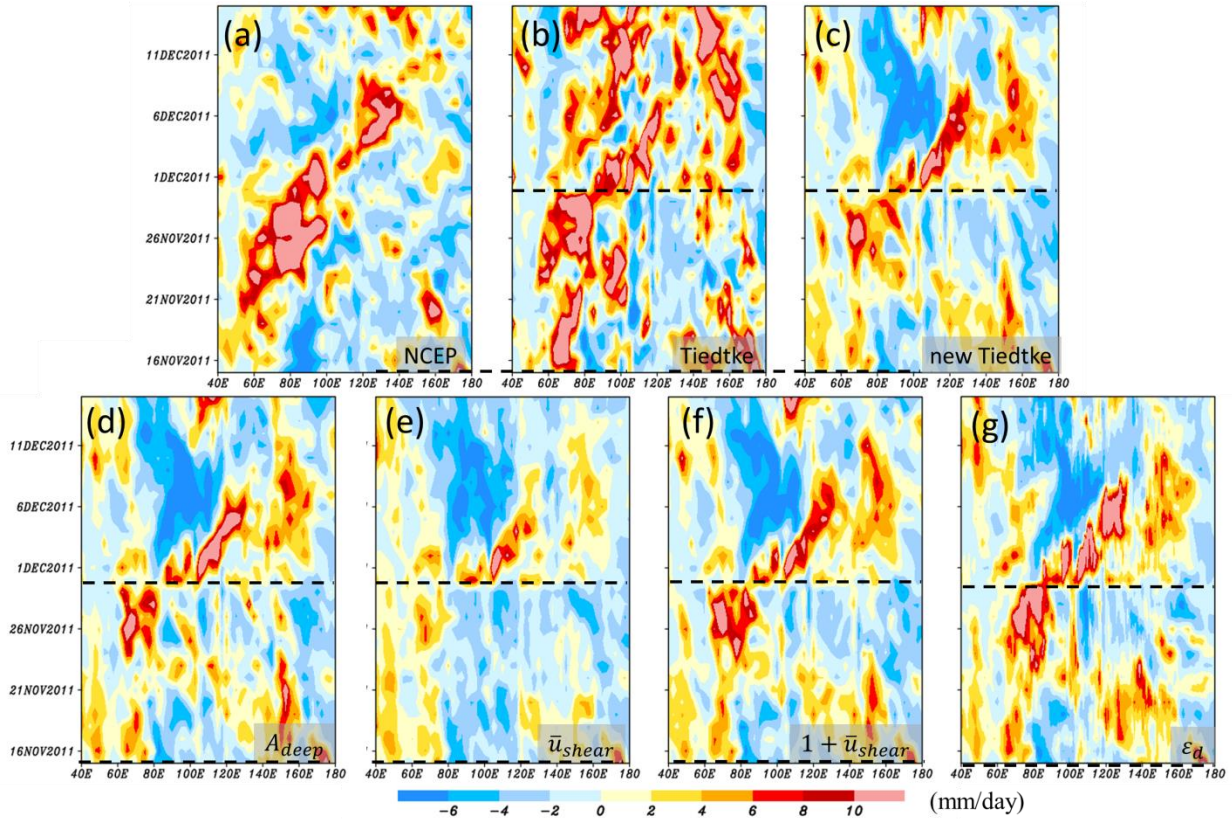


圖 2: 同圖 1 但為 24 小時累積降雨距平 Hovmöller 時序圖(單位為 mm/day)。

四、水氣收支分析

為了進一步瞭解 Tiedtke 積雲參數化法，以及考慮空氣塊浮力影響，而減少下衝流逸入率的 modified new Tiedtke 積雲參數化方案對於 MJO 系統對流結構的掌握程度，本研究對 MJO 對流的模擬結果進行水氣收支分析。水氣收支方程式可以用下式表示，

$$\frac{\partial q'}{\partial t} = -\vec{V}' \cdot \nabla q' - \omega' \frac{\partial q'}{\partial p} - \frac{Q_2'}{L}, \quad (7)$$

式中， q 為水氣距平(單位為 g/kg)， \vec{V} 為水平風場(單位為 m/s)， ω 為垂直速度(單位為 Pa/s)， Q_2 為視水氣匯(Yanai et al. 1973；apparent moisture sink；單位為 $K \cdot s^{-1}$)，角分符號(prime)代表 20~100 天週期之時間尺度(MJO 時間尺

度)， L 為蒸發潛熱係數(單位為 $J \cdot kg^{-1}$)。若將(7)式做垂直積分(在 100hPa~1000hPa 範圍，以 $\langle \rangle$ 表示)，可以表示為

$$\frac{\partial \langle q' \rangle}{\partial t} = -\langle \vec{V}' \cdot \nabla q' \rangle - \langle \omega' \frac{\partial q'}{\partial p} \rangle - P' + E', \quad (8)$$

$$\text{其中 } \langle q' \rangle = \frac{1}{g} \int_{100hPa}^{1000hPa} q' dp \quad (9)$$

在(8)式中， P' 和 E' 分別代表 MJO 時間尺度的降水距平和蒸發距平。其中，水氣垂直平流項透過連續方程，可進一步拆解成垂直水氣通量輻合項與水平水氣輻合項如下，

$$\omega' \frac{\partial q'}{\partial p} = \frac{\partial (\omega q')}{\partial p} - \langle q' \frac{\partial \omega'}{\partial p} \rangle = \frac{\partial (\omega q')}{\partial p} + \langle q' \nabla \cdot \vec{V}' \rangle \quad (10)$$

(一) 時序變化

圖 3 為 CFSR 再分析資料、Tiedtke (簡稱

為 TDK)方案模擬結果及 modified new Tiedtke (簡稱為 nTDK_d) 方案模擬結果之水氣收支分析的 Hovmöller 時序圖。由 CFSR 再分析資料得知(圖 3a~e)，於 2011 年 10 月至 12 月期間，共有 3 個 MJO 事件。當 MJO 對流系統自印度洋西岸生成後，伴隨正的水氣距平，隨著時間往東移動抵達西太平洋後，水氣逐漸減少，MJO 對流系統消散。由圖 3a 中 q' 趨勢項得知，正 q' 趨勢項位於正水氣距平 q' 的前緣；當 q' 趨勢項轉為正值之後， q' 隨之增加。反之當 q' 趨勢轉為負值後 q' 隨之減少。就水氣水平平流項(圖 3b)而言，其分布與 q' 趨勢項十分類似，對 q' 趨勢項為正貢獻。水氣垂直平流(圖 3c)和降水項(圖 3d)的水平結構相似，但正負號相反，所以兩者幾乎相互抵銷。而蒸發項的貢獻(圖 3e)，相較於其它項而言則明顯較低。

在 CWB/GFS 全球模式之模擬結果(圖 3 之中欄與下欄)中，TDK 方案模擬結果(圖 3f~j)和 nTDK_d 方案模擬結果(圖 3k~o)皆大致上掌握著各項隨時間的變化趨勢，但是水氣垂直平流項和降水項呈現出以下明顯特徵。當模擬的 MJO 對流系統被激發後，便迅速發展成旺盛的對流系統；隨著 MJO 對流系統的向東傳遞，強降水發生後對流強度則迅速減弱。而 MJO 對流系統抵達印度洋東岸($90^{\circ}E$)後又再度增強，並於跨越海洋性大陸地區($120^{\circ}E$)後，降水和垂直平流項皆迅速減弱。此外，除了蒸發項(圖 3j)外，TDK 參數化方案模擬結果(圖 3f~i)相較於 CFSR 再分析資料(圖 3a~d)，無論是加濕或乾化大氣的貢獻，各

項皆有過強的情況；而 TDK_d 參數化方案模擬結果(圖 3k~o)則稍微修正了 TDK 方案(圖 3f~j)模擬偏強的趨勢。

(二) 水平合成分析

接著討論合成分析結果。本研究中的合成分析方法，參考 Adames and Wallace (2015) 的方式，我們計算暖池範圍(warm pool； $60^{\circ}E \sim 180^{\circ}E$, $10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N$)內 850hPa 和 200hPa 速度位差($\Delta\chi$)的最大值，假設其代表最大輻合的位置，定義其為 MJO 系統的對流中心。並將每個時間點的 MJO 對流中心平移至參考座標的原點(0°)，再經過時間平均後，即為 MJO 的暖池合成分析圖(warm pool composite)，如圖 4。

圖 4 與圖 5 為(8)式中各項水氣收支項的水平合成分析圖。由 CFSR 再分析資料(圖 4a)得知，較高的水氣(q')集中於 MJO 對流中心附近約 ± 30 經度範圍內，而對流中心東側存在著正的水氣趨勢項 $\partial(q')/\partial t$ ，使得水氣場隨時間將往東移動。TDK 方案(圖 4b)和 nTDK_d 方案(圖 4c)之模擬結果，大致可以掌握到類似的水平結構特徵，但是兩者皆存在較多的水氣增加量延伸至 MJO 對流中心的東側，其中以 nTDK_d 方案(圖 4c)於對流中心東側的水氣量較多，而中心附近的水氣量則較低。

在 CFSR 資料的水氣水平平流項(圖 5a)中，在 MJO 前緣的正趨勢項範圍內，透過東風引進較為潮濕的空氣，使得水氣水平平流項對於局部水氣的貢獻為正值。而 MJO 對流中心則受到西風帶來較乾的空氣影響，其水

氣水平平流項之貢獻轉為負值。而其他三項的總和(圖 5m)，透過垂直平流、降水和蒸發的過程，對局部水氣趨勢項而言為負貢獻。

TDK 方案與 nTDK_d 方案兩種參數化方案模擬結果，大致上都掌握到水氣水平平流項之水平結構特徵(圖 5b 與圖 5c)。但水氣垂直平流項(圖 5e 與圖 5f)則顯示於 MJO 對流中心分佈較為狹窄，且南北呈現非對稱的分佈結構。在降水項中(圖 5h 與圖 5i)，對流中心位置附近的降水項小於 CFSR 資料的結果，而在其它地區則有過多零星降水發生。在蒸發項中(圖 5k 與圖 5l)，TDK 方案模擬結果大致掌握到蒸發極值發生的位置，但其加濕大氣的貢獻有過多的現象；而 nTDK_d 方案(圖 5l)的蒸發項極值位置偏北，量值也有過多的情形。由垂直平流項、降水項和蒸發項的總和結果(圖 5n 與圖 5o)明顯地顯示，模式中的 MJO 對流系統組織性較弱，呈現結構鬆散的情況。

圖 6 為 TDK 方案模擬結果與 nTDK_d 方案模擬結果，相較於 CFSR 觀測分析資料之水平合成分析的標準化均方根誤差(Normalized Root Mean Square Error; NRMSE)。於水氣收支方程的各貢獻項中，nTDK_d 方案模擬結果(紅色)除了蒸發項以外，其它貢獻項的誤差都較 TDK 方案結果(藍色)為低。這顯示 nTDK_d 參數化方案對於垂直積分的水氣收支的貢獻項有明顯的改善，但其對於水氣場 q' 和趨勢項 $\partial(q')/\partial t$ 的誤差則較 TDK 方案模擬結果為高。初步分析的原因是，雖然 TDK 方案模擬結果

於各收支項的誤差較高，各項造成加濕和乾化大氣的貢獻過多，但其水平結構掌握度較佳，因此將各貢獻項總和後相互抵消的結果，使得最後趨勢項反而較接近於 CFSR 的再分析資料的趨勢項 $(\partial(q')/\partial t)$ 。

(三) 垂直合成分析

圖 7 為水氣收支項在南北緯 10 度間平均之垂直剖面圖。由 CFSR 再分析資料顯示，水氣場 q' (圖 7a)由 MJO 系統對流中心前(東)方約 60 經度的位置，距離越靠近對流中心，其 q' 由低層逐漸往高層增加，最大值位於中層大氣，垂直結構略向後(西)方傾斜。MJO 系統的強上升氣流位於 ± 30 經度內，並於 ± 60 經度位置產生下沉氣流。水氣水平平流項(圖 7d)正值區位於正 q' 趨勢位置，故存在加濕大氣的作用，而負的 q' 趨勢範圍內存在負的水氣水平平流項，故為乾化大氣的作用；因此水氣水平平流項對於 q' 趨勢項而言，為正貢獻(正回饋)作用，此與水平分析圖(圖 5a)結果相同。水氣垂直平流項(圖 7g)與 Q_2 項(圖 7j)，則兩者呈現垂直結構類似但正負號相反的特徵。正的水氣垂直平流大約位於 MJO 對流中心 ± 30 經度內，最大值位於 500hPa 左右。而垂直平流項與 Q_2 的總和(圖 7m)，對於 q' 趨勢項而言，則是扮演負貢獻的角色(因為負的水氣收支項位於正的水氣趨勢項區域)。

在 CWB/GFS 全球模式模擬結果方面，TDK 方案模擬結果於 MJO 前(東)方之水氣量稍微偏多(圖 7b)，但其垂直結構與 CFSR 再分析資料(圖 7a)類似。而 nTDK_d 方案模擬結果

於 MJO 前(東)方則有明顯過多的水氣(圖 7c)，MJO 對流中心的水氣場反而偏少，使得其 NRMSE 較 TDK 方案模擬結果的 NRMSE 為高(圖 8)，誤差較大。在上升氣流方面，兩種參數化法模擬結果皆呈現上衝流範圍較窄(約 ± 10 經度之間)，且垂直速度過強的趨勢。於水氣水平平流項中，TDK 方案(圖 7e)大致掌握了正貢獻的特徵，而 nTDK_d 方案(圖 7f)於 MJO 中心前方 60 經度的正 q' 趨勢範圍內，存在著加濕和乾化並存的現象，使得正貢獻的特徵並不明顯。在垂直平流項和 Q_2 項方面(圖 7g~l)，兩種積雲參數化法皆呈現狹窄且過強的垂直平流結構，並存在低層與中層兩個極值，分別位於 400hPa 與 600hPa 的高度；其中 nTDK_d 方案(圖 7i 與圖 7l)的極值大小較接近 CFSR 資料(圖 7g 與圖 7j)，因此其垂直平流與 Q_2 項 NRMSE 較 TDK 方案模擬結果為低(圖 8)。在垂直平流項與 Q_2 相加的結果中，TDK 方案(圖 7n)也大致掌握了對於 q' 趨勢為負貢獻的特徵，而 nTDK_d 方案(圖 7o)則於 MJO 前方 60 經度的正 q' 趨勢範圍內，出現明顯加濕大氣的正貢獻，此與 CFSR 資料(圖 7m)的結果相反，造成其 NRMSE 較 TDK 方案為大(圖 8)。

圖 9 為觀測分析與模式模擬之垂直水氣通量輻合，與水平水氣輻合的垂直剖面分析圖。由 CFSR 再分析資料(圖 9a 與圖 9d)得知，垂直水氣通量輻合場呈現隨高度向後(西)傾斜的特徵，其於低層為輻散而上層為輻合的

結構特徵。水平水氣輻合場與質量輻合場重疊，其最大輻合場位於低層 MJO 對流中心(1000hPa~800hPa)附近，因此水平水氣輻合場主要受到質量輻合場的影響。兩種積雲參數化法的模擬結果顯示，大致上可以掌握這些特徵，但 TDK 方案模擬結果無論在垂直(圖 9b)或水平的水氣通量(圖 9e)與 CFSR 再分析資料比較(圖 9a 與圖 9d)，強度皆過強，且極值範圍狹窄，而 nTDK_d 方案模擬結果(圖 9c 與圖 9f)則強度偏弱。

(四) 非絕熱加熱垂直剖面分析

Wang et al. (2018)的研究指出，在熱帶地區的非絕熱加熱(diabatic heating)主要受凝結潛熱(condensational heating)的影響，因此非絕熱加熱可以視為熱帶地區可降水雲的指標。圖 10 為非絕熱加熱之垂直剖面分析圖。CFSR 再分析資料(圖 10a)顯示，MJO 對流中心前緣(東側)存在淺積雲對流雲(約 60~120 經度範圍)，隨著距離越靠近對流中心，淺積雲的型態逐漸轉換為深對流雲，而其非絕熱加熱最大值位於 400hPa 高度左右。在模擬結果方面，TDK 方案(圖 10b)和 nTDK_d 方案(圖 10c)於 MJO 前緣的淺積雲對流發展過於旺盛，其中 nTDK_d 方案的對流過強情形較為明顯。這現象將使得透過東風平流至 MJO 對流中心的水氣受到阻礙，造成水氣垂直剖面圖中(圖 7b 與圖 7c)MJO 前緣(東側)存在過多的水氣，而對流中心有水氣過少的現象。

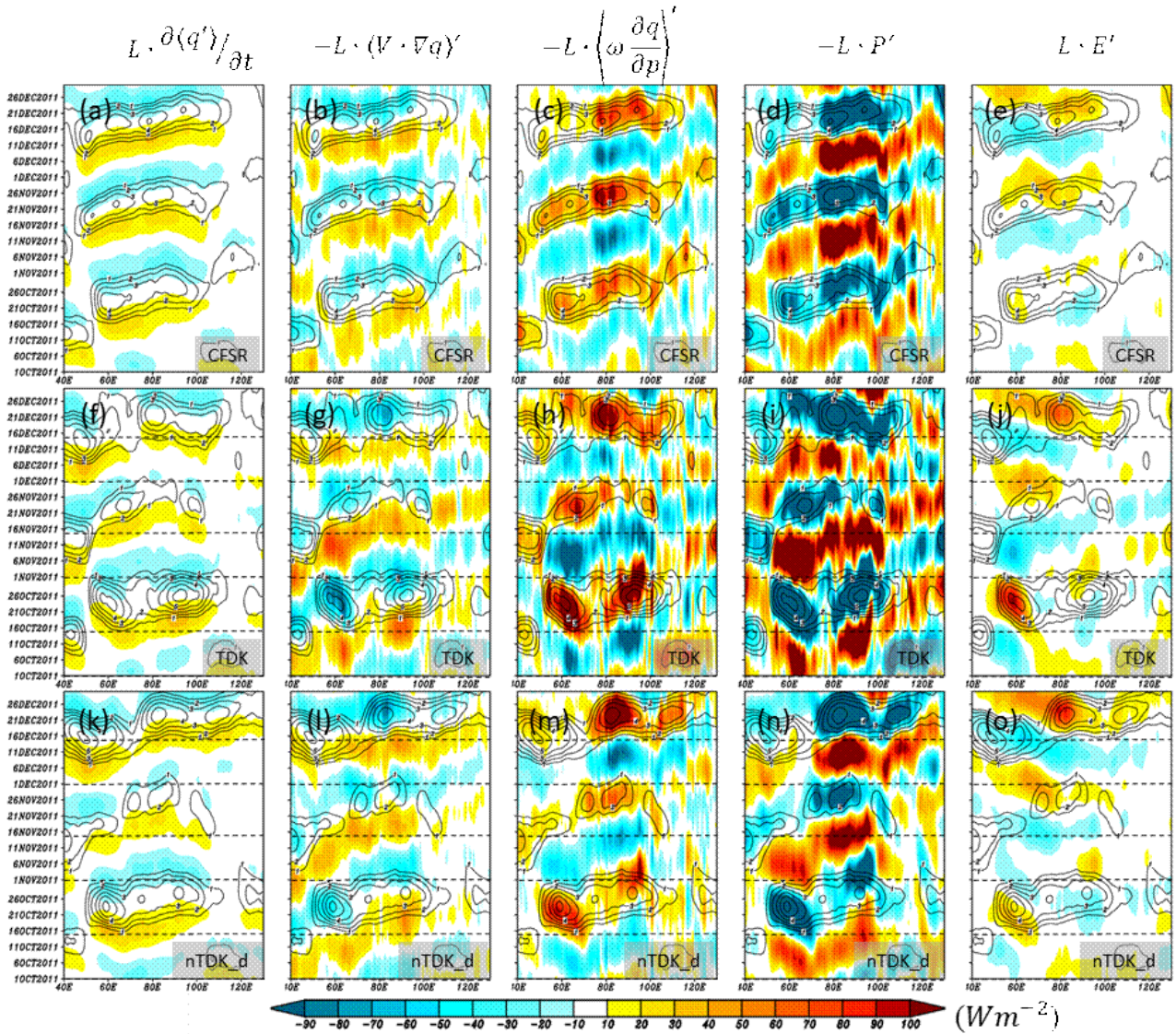


圖 3: 為各項水氣收支 Hovmöller 時序圖(單位為 Wm^{-2})。由左欄至右欄分別為 q' 趨勢項、水氣水平平流項、水氣垂直平流項、降水和蒸發項。(a)~(e)為 NCEP-CFSR 再分析資料結果，(f)~(j)為 Tiedtke 參數化方案模擬結果，(k)~(o)為 modified new Tiedtke 參數化方案模擬結果。等值線為比濕距平 q' (g/kg)。CWB/GFS 全球模式以 2011 年 10 月至 12 月期間，每月的 1 日和 15 日作為模式初始場時間(黑虛線)。

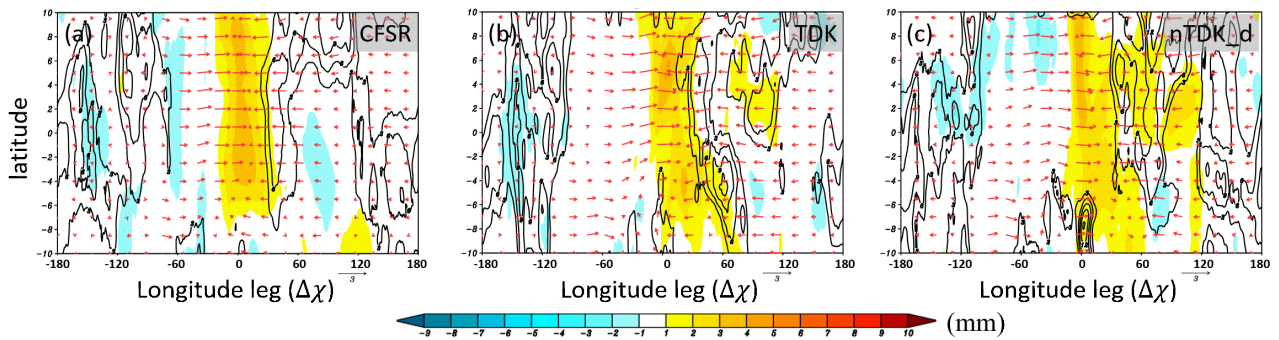


圖 4:水氣收支中的趨勢項之水平合成分析圖。左欄至右欄分別為 CFSR 再分析資料、TDK 方案模擬結果及 nTDK_d 方案模擬結果。顏色部分為 MJO 水氣距平(單位為 mm)。等值線為水氣趨勢項(單位為 Wm^{-2})。箭頭代表 500hPa 至 1000hPa 間垂直平均的水平風場(單位為 m/s)。

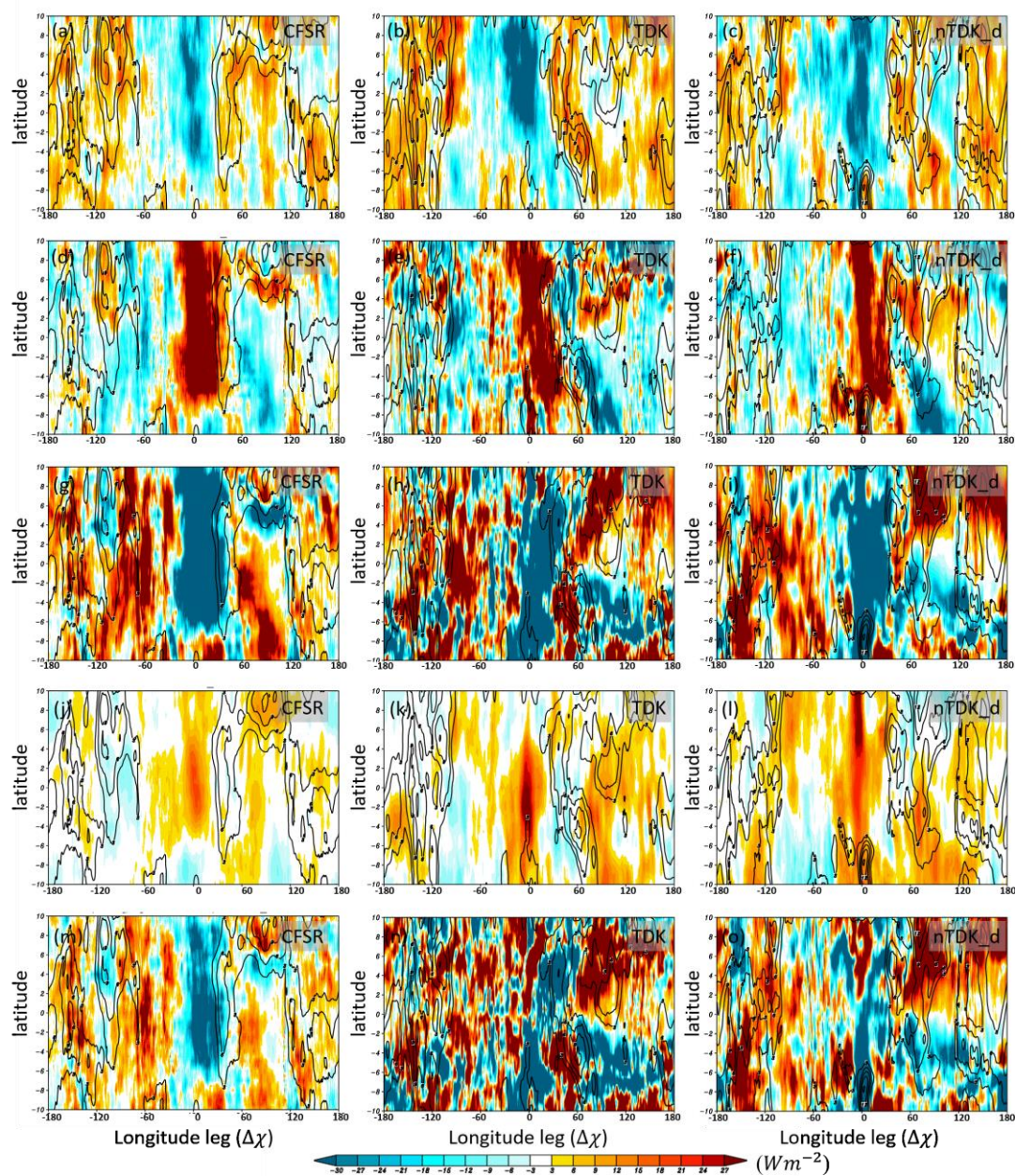


圖 5:各項水氣收支的水平合成分析圖。左欄至右欄分別為 CFSR 資料、TDK 方案模擬結果及 nTDK_d 方案模擬結果。(a)~(c)為水平平流項 $-\langle \vec{V} \cdot \nabla q \rangle'$ ，(d)~(f)為垂直平流項 $-\langle \omega \partial q / \partial p \rangle'$ ，(g)~(i)為降水項 $-P'$ ，(j)~(l)為蒸發項 E' ，(m)~(o)為垂直平流、降水和蒸發項的總和(單位為 Wm^{-2})。等值線為水氣趨勢項(單位為 Wm^{-2})。

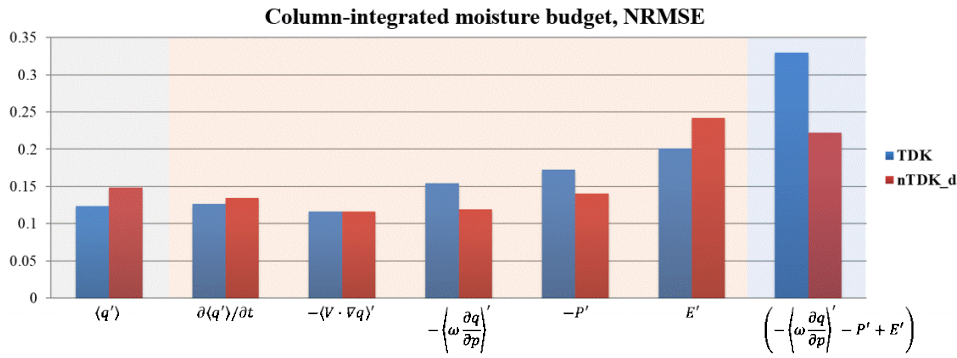


圖 6: TDK 方案模擬結果(藍色)、nTDK_d 方案模擬結果(紅色)與 CFSR 資料水平合成分析的標準化均方根誤差(NRMSE)比較。

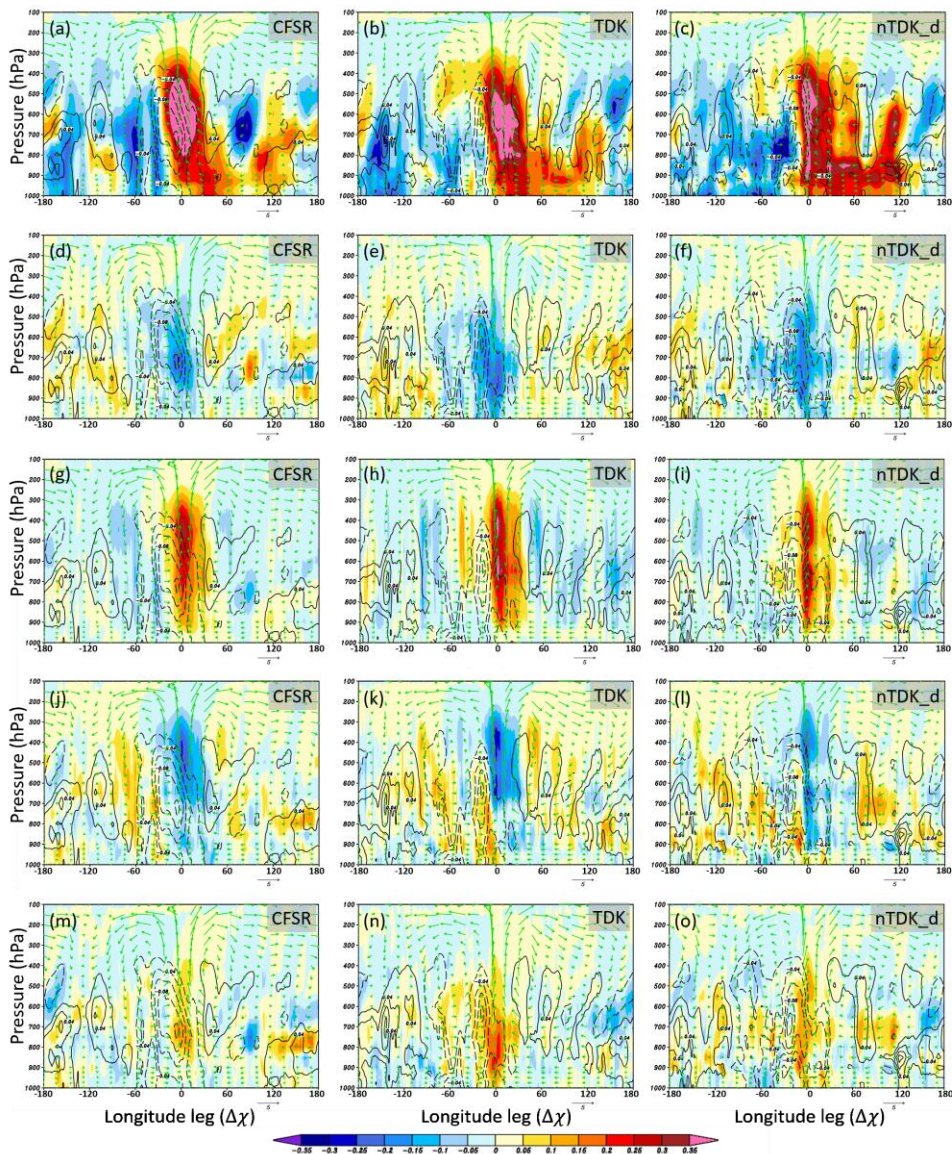


圖 7: 水氣收支垂直剖面圖。左欄至右欄分別為 CFSR 資料、TDK 模擬結果和 nTDK_d 模擬結果。(a)~(c)為比濕 q' ，(d)~(f)為水平平流項 $-\vec{V} \cdot \nabla q'$ ，(g)~(i)為垂直平流 $-\omega \partial q' / \partial p$ ，(j)~(l)為 $-Q_2/L$ ，(m)~(o)為垂直平流與 $-Q_2/L$ 的總和(單位為 $gkg^{-1}day^{-1}$)。等值線為水氣趨勢項(單位為 $gkg^{-1}day^{-1}$)。箭頭代表 MJO 垂直剖面環流風場(單位為m/s)。

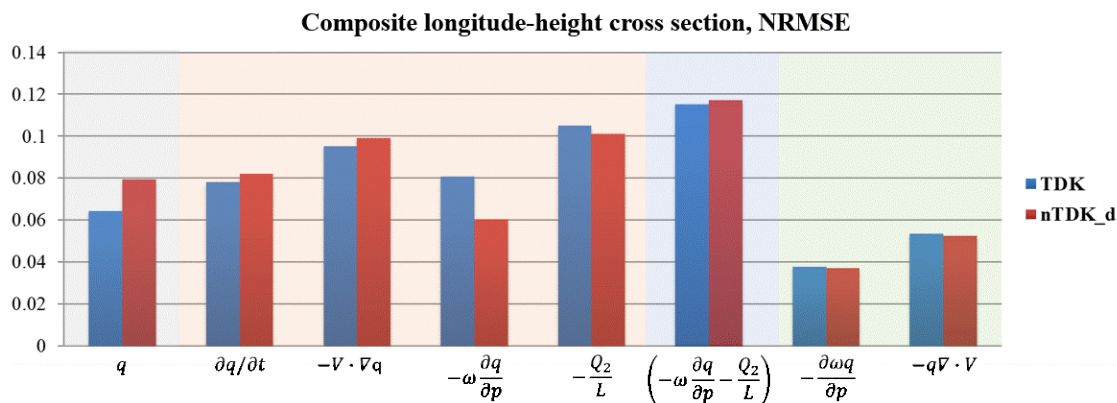


圖 8: TDK 方案模擬結果(藍色)、nTDK_d 方案模擬結果(紅色)與 CFSR 資料之垂直合成分析的標準化均方根誤差(NRMSE)比較。

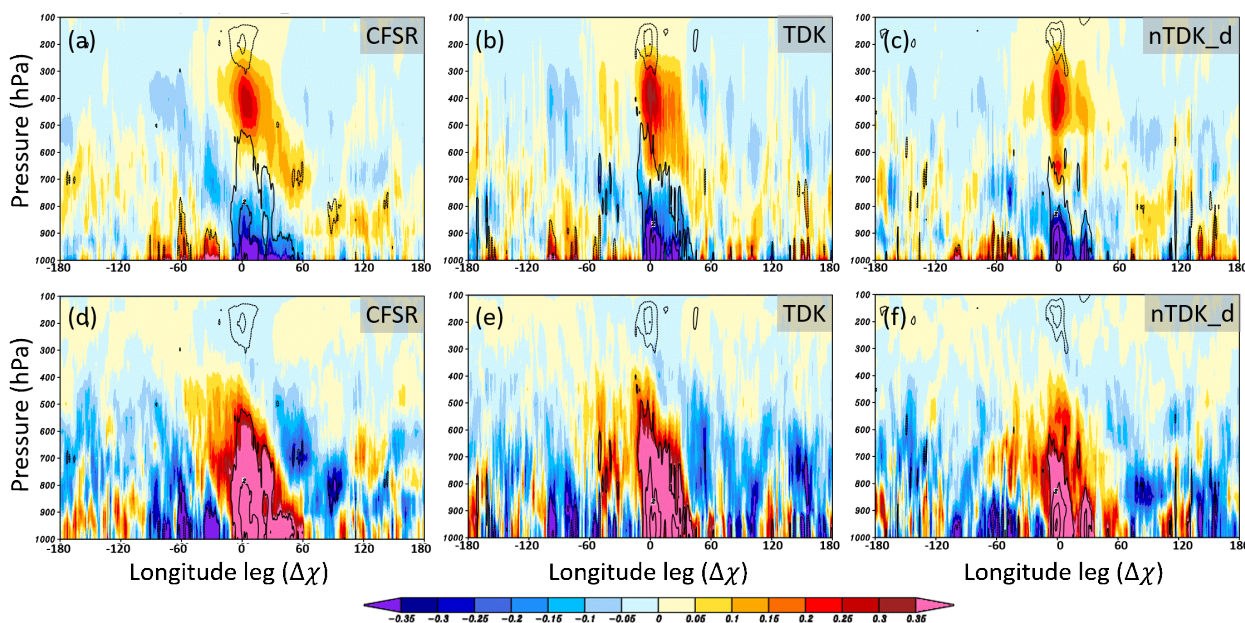


圖 9: (a)~(c) 為垂直水氣通量輻合，(d)~(f) 為水平水氣通量輻合($gkg^{-1}day^{-1}$)。等值線為質量通量輻合(間距: $3 \times 10^{-6} kgm^{-3}s^{-1}$)。

五、MJO 水氣與降水場相關性分析

根據 Bretherton et al. (2014)的研究指出，垂直大氣柱的相對濕度與降水間的關係式可以用下式表示，

$$P(R_h) = P_0 \exp(aR_h), \tag{11}$$

其中 $R_h = \langle q \rangle / \langle q_s \rangle$ 為垂直大氣柱的相對濕度，

P_0 為 $9.4 \times 10^{-4} (mm day^{-1})$ ， a 約為 12.1， P 為降水(Adames 2017)。將(11)式經過泰勒展開(Taylor series expansion)與變數替換後，我們可得到由水氣場估算的 MJO 降水 p' 如下，

$$p' \sim a \frac{\bar{P}}{\langle q_s \rangle} \langle q' \rangle, \tag{12}$$

在(12)式中， $\langle \quad \rangle$ 表示 20~100 天週期時間尺

度的物理量， $\langle \bar{\cdot} \rangle$ 為 100 天以上的時間尺度之物理量， $\langle \cdot \rangle$ 代表物理量的垂直積分(100hPa 至 1000hPa 範圍)， q 和 q_s 分別為比濕和飽和比溼。其中，低頻環境之對流調整時間尺度(low-frequency background adjustment time scale； τ_c) 可定義為

$$\tau_c = \frac{\langle q_s \rangle}{a\bar{P}}, \quad (13)$$

因此，(12)式可改寫為，

$$P' = \frac{\langle q' \rangle}{\tau_c}. \quad (14)$$

Adames (2017)使用暖池範圍內空間平均的 ERA-Interim 降水場與 TRMM 衛星降水資料做比較，得到的最小平方擬合曲線(linear least squares fit)斜率約為 0.51，而透過(11)式所估算的 MJO 降水與 TRMM 衛星降水資料的最小平方擬合曲線斜率約 1.04 [參閱 Adames (2017)的圖 4]，兩者的相關性較高。因此，Adames (2017)認為使用 MJO 系統水氣場透過(12)式可以較合理地推估出 MJO 對流系統的降水量。

(一) 相關性分析

圖 11 為本研究使用 CFSR 再分析資料、TDK 積雲方案模擬結果及 nTDK_d 積雲方案模擬結果，進行水氣與降水場間相關性分析的結果。使用 CFSR 再分析資料的水氣場估算的 MJO 降水與 TRMM 降水資料的相關性顯示於圖 11d，相關性不如 Adames (2017)使用 30 年 ERA-Interim 降水資料與 TRMM 資料的結果[參閱 Adames (2017)的圖 4 右小圖]，可能的原因可能是本研究使用的資料來源不同

與資料時間長度較短的關係(2 年 vs. 30 年)所致。在模式模擬結果方面，透過(12)式水氣估算的 MJO 降水，其與 TRMM 衛星降水觀測資料的最小平方擬合曲線斜率(圖 11e 與圖 11f)，較原本直接使用模擬降水資料的擬合曲線斜率更接近於 1(圖 11b 與圖 11c)。其中 nTDK_d 參數化方案的降水模擬結果明顯修正了 TDK 方案模擬結果估算 MJO 降水過多的誤差，因此 nTDK_d 方案模擬結果對於暖池平均的水氣場掌握程度，較 TDK 方案更好。

(二) 時序變化

圖 12 為(12)式中將每一項經過空間平均($60^\circ E \sim 180^\circ E, 10^\circ S \sim 10^\circ N$)後隨著時間變化的時序圖。結果顯示 TDK 方案對於 MJO-1 事件期間(10 月下旬)的模擬結果，其 $\langle q' \rangle$ 和估算的 MJO 降水相較於 CFSR 再分析資料，有高估的情形，而對於 MJO-2、3 事件期間(11 月中下旬和 12 月上旬)則有低估的現象(圖 12a)。 $\langle q_s \rangle$ 及 \bar{P} 則於整個模擬期間皆為明顯高估(圖 12b 與圖 12c)。而 nTDK_d 方案於整段模擬時間的結果皆修正 TDK 方案水氣場的模擬誤差(圖 12a~d)，其中於低頻變化的調整最為明顯(圖 12b 與圖 12c)。

(三) 空間分佈

圖 13 為(12)式中各項進行時間平均(2011 年 10 月至 12 月，共 3 個月的時間平均)後的結果。其中 TDK 方案和 nTDK_d 方案大致掌握了 $\langle q' \rangle$ 於東印度洋水氣量較多而西太平洋為較乾的環境分佈特徵，其 NRMSE 分別為 0.15 和 0.13(圖 13b 與圖 13c)。在 $\langle q_s \rangle$ 方面，

模擬結果呈現 TDK 方案(圖 13e)於西太平洋地區飽和比溼過高，導致相對溼度較低，NRMSE 為 0.23，明顯高於 nTDK_d 方案的模擬結果(其 NRMSE=0.06；圖 13f)。其原因可能是由於 TDK 積雲參數化方案於印度洋海域上模擬的 MJO 對流發展過於旺盛，導致在西太平洋上產生過強的積雲補償性下沉運動，空氣塊經過乾絕熱增溫過程，而造成西太平洋

地區的溫度上升，使得飽和比濕相較於 CFSR 再分析資料過高的結果。在 \bar{P} 和估算的 MJO 降水的部分，TDK 方案(圖 13h 與圖 13k)對於整個暖池範圍內的降水模擬皆有明顯高估的情形，NRMSE 分別為 0.11 與 0.16，而 nTDK_d 方案(圖 13i 與圖 13l)模擬結果則修正了 TDK 方案產生降水過多的問題，故其 NRMSE 明顯較低(0.08 與 0.11)。

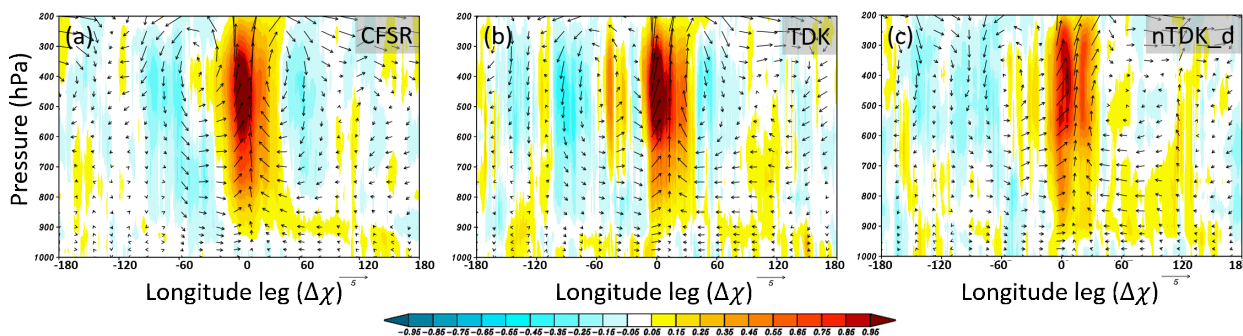


圖 10:非絕熱加熱(diabatic heating)垂直剖面圖(單位為 $Kday^{-1}$)。 (a)為 CFSR 資料，(b)、(c)分別為 TDK 方案模擬結果與 nTDK_d 方案模擬結果。

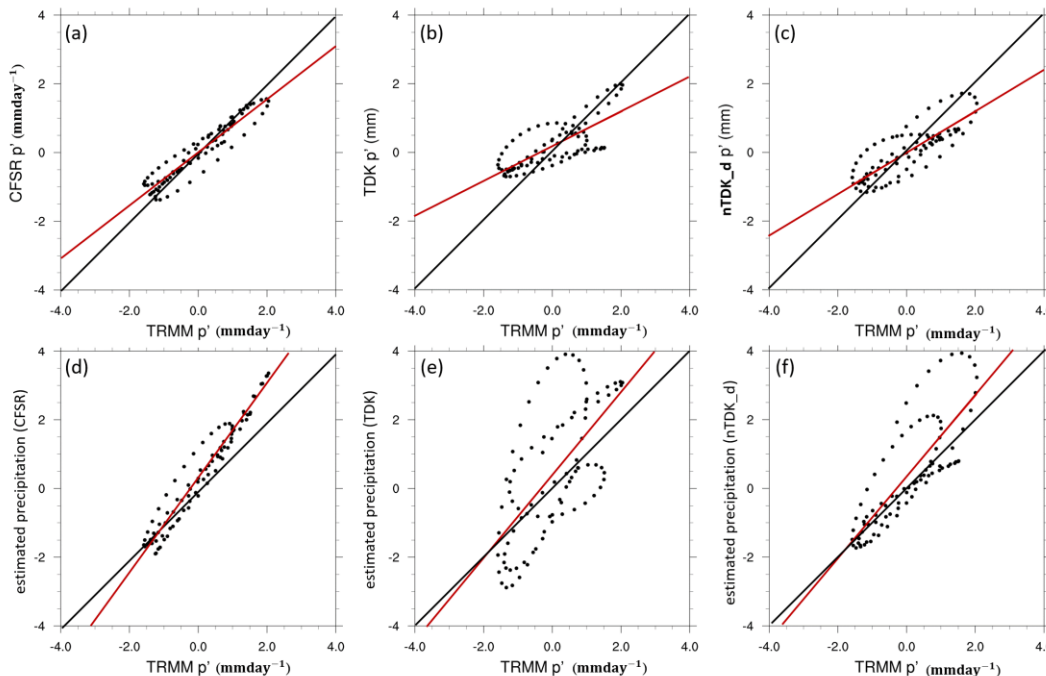


圖 11: (a)~(c)降水場以及(d)~(f)透過水氣場估計的 MJO 降水與 TRMM 降水資料於暖池範圍內空間平均的相關性對應。左欄、中欄、右欄分別為 CFSR 再分析資料、TDK 方案模擬結果、及 nTDK_d 方案模擬結果。黑色線為 1-1 對應結果，紅色線為曲線擬合的結果。

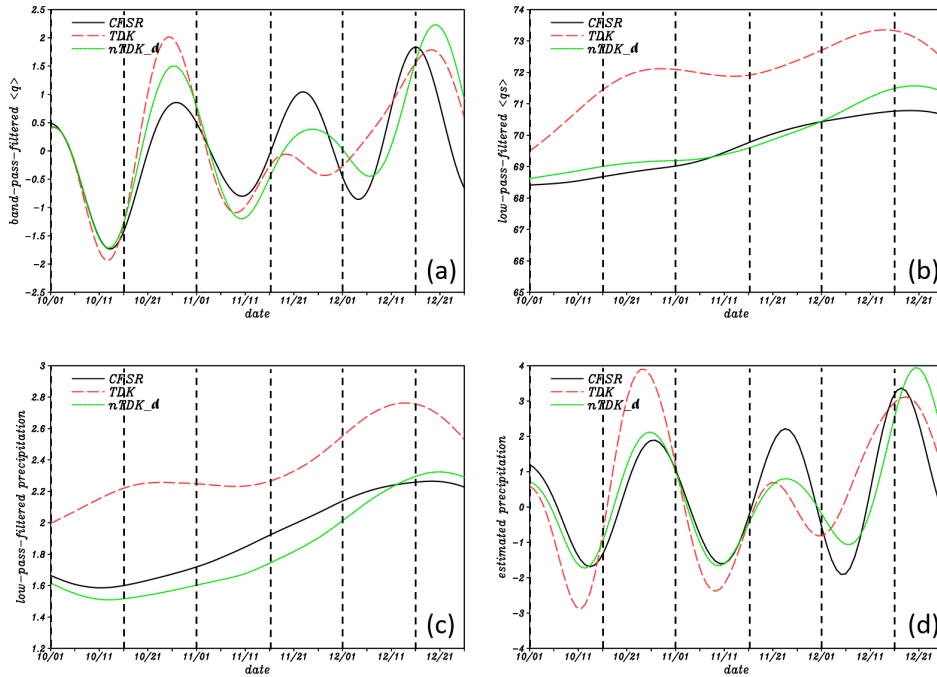


圖 12: 為(10)式各項進行空間平均($60^{\circ}E \sim 180^{\circ}E, 10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N$)後隨時間變化的時序圖。(a)為 $\langle q' \rangle$ ，(b)為 $\langle \bar{q}_s \rangle$ ，(c)為 \bar{P} ，(d)為透過水氣場估計的MJO降水。實虛線分別代表CFSR再分析資料(黑實線)、TDK方案模擬結果(紅虛線)及nTDK_d方案模擬結果(綠實線)。黑虛線代表CWS/GFS全球模式以2011年10月至12月期間，每月的1日與15日作為模式初始場時間。

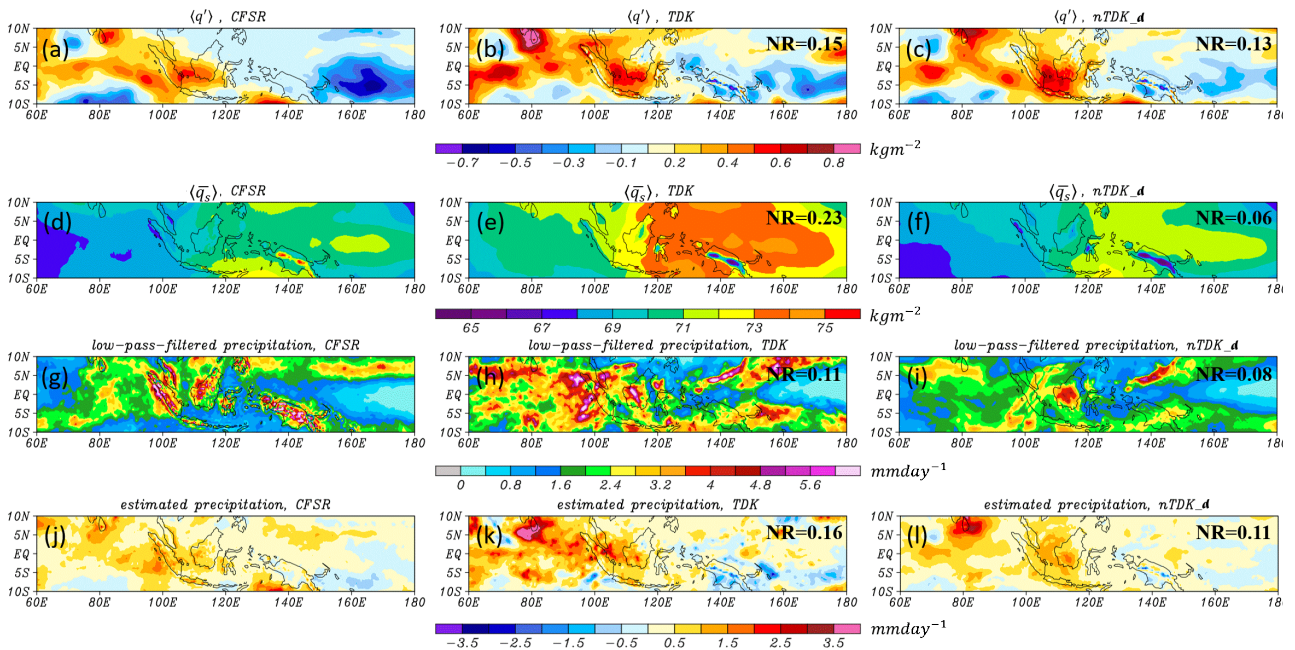


圖 13: 為(12)式中各項時間平均(2011年10月至12月)。左欄、中欄、右欄分別為CFSR再分析資料、TDK方案模擬結果，及nTDK_d方案模擬結果。圖上的NR為NRMSE的簡寫。

六、結論

本研究將 MPAS 模式中的 new Tiedtke 積雲參數化方案建入至 CWB/GFS 全球模式中，並修改 new Tiedtke 方案中的上衝/下衝流逸入率與積雲調整時間尺度參數後，針對 DYNAMO 實驗期間的 MJO-2 事件進行模擬實驗，並與 NCEP/CFRSR 再分析資料與衛星降水資料進行比較。模擬結果顯示，我們透過修改 new Tiedtke 方案在計算下衝流逸入率時，考慮空氣塊浮力造成逸入率漸少的影響，其對於 MJO 對流系統在印度洋海域的模擬結果，相較於 Tiedtke 方案與未經過修改的 new Tiedtke 方案的模擬結果有明顯的改善。我們也針對 TDK 方案和 nTDK_d 方案(考慮空氣塊浮力影響，減少下衝流逸入率)對於 DYNAMO 實驗期間的其中三個 MJO 事件(2011 年 10 月至 12 月)模擬結果，使用東印度洋至西太平洋暖池範圍的合成分析方法進行水氣收支分析，以及水氣場模擬結果與 TRMM 降水觀測資料的相關性分析，藉以進一步評估積雲參數化方案對於 MJO 對流系統結構的掌握程度。

透過本研究的水氣收支分析，我們得知 TDK 積雲方案和 nTDK_d 積雲方案模擬的 MJO 對流系統於印度洋生成後，具有對流發展過強並且強降水發生後迅速減弱的特徵，使得對流系統無法維持並橫越海洋性大陸至西太平洋地區。另外，此兩種積雲參數化方案的模擬結果皆會出現在熱帶洋面上對流範圍過窄且過於旺盛的上衝氣流，以及 MJO 對流

系統組織性較弱，對流結構較為鬆散的特徵。本研究透過水氣與非絕熱加熱剖面之垂直分佈分析，得知 nTDK_d 參數化方案對於 MJO 前緣(東側)有過多發展旺盛的淺積雲對流，造成前方水氣無法有效地經由東風平流傳輸至 MJO 對流中心，使得對流中心水氣較少，系統發展較弱。

根據水氣與降水場之相關性分析結果，我們透過(12)式估算的 MJO 降水與 TRMM 降水資料的比較得知，nTDK_d 方案較 TDK 方案模擬結果更為接近 TRMM 衛星降水觀測，因此使用 nTDK_d 參數化方案的熱帶對流模擬結果，經過時間和空間平均後，可以較合理地掌握 MJO 水氣場的分佈，進而修正 TDK 參數化方案於暖池範圍內 MJO 系統模擬降水過多的偏差情形。

MJO 對流系統是連接天氣與氣候間的熱帶地區的季內振盪現象。雖然自從 1972 年 Madden 與 Julian 指出此熱帶海洋獨特的天氣變異現象後，吾人對於 MJO 的研究有相當成長，但是直至目前為止，我們對於 MJO 對流科學本質的認知與數值模式對於 MJO 的預報能力依然有限。積雲參數化方案的改進對於模式預報 MJO 能力的改進有所助益，但是其他物理過程的改進如邊界層參數化方案與海氣交互作用等，也需要同時並進。最後大氣與海洋模式可能需要完全耦合，方能更有效提升模式對 MJO 現象的預報能力。

致謝

本文感謝兩位審查委員的細心審查與寶貴意見，使得論文的品質與論述大幅提升。感謝中央氣象局提供電腦資源進行模擬實驗。本論文是在科技部專題計畫 MOST107-2625-M-002-009、MOST107-2111-M-002-013 與中央氣象局委託計畫 MOTC-CWB-107-M-08 的支持下完成，在此一併感謝科技部與中央氣象局的經費支助。

參考文獻

- Adames, A., and J. M. Wallace, 2015: Three-dimensional structure and evolution of the moisture field in the MJO. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3733 – 3754.
- Adames, A. F., 2017: Precipitation budget of the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **74**, 1799 – 1817.
- Bechtold, P., N. Semane, P. Lopez, J.-P. Chaboureaud, A. Beljaars, and N. Bormann, 2014: Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 734 – 753.
- Bretherton, C. S., M. E. Peters, and L. E. Back, 2004: Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *J. Climate*, **17**, 1517 – 1528.
- Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP global forecast system, *Wea. Forecasting*, **26**, 520 – 533.
- Liebmann, B., H.H. Hendon, and J.D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401-411.
- Madden, R. A. (1986), Seasonal variations of the 40 – 50 day oscillation in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3138 – 3158.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40 – 50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109 – 1123.
- Nakazawa T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823 – 839.
- Nogue´s-Paegle, J., B.-C. Lee, and V. E. Kousky, 1989: Observed modal characteristics of the intraseasonal oscillation, *J. Clim.*, **2**, 496 – 507.
- Skamarock, W. C., and Coauthors, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-4751STR, 113 pp.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.
- Wang, B., S.-S. Lee, D.E. Waliser, C. Zhang, A.

- Sobel, E. Maloney, T. Li, X. Jiang, and K.-J. Ha, 2018: Dynamics-oriented diagnostics for the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **31**, 3117-3135
- Xu, K.-M., and S. K. Krueger, 1991: Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 342-367.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu (1973), Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611 – 627.
- Yoneyama, K., C. Zhang, and C.N. Long, 2013: Tracking pulses of the Madden-Julian Oscillation. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **94**, 1871-1891.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophys.* , **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang, C., 2013: Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94**, 1849-1870
- Zhang, C. and Y. Wang, 2017: Projected Future Changes of Tropical Cyclone Activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh Regional Climate Model. *J. Climate*, **30**, 5923-5941.
- Zhao, Q., and F. H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.

Improvement of cumulus parameterization in the CWB global model and evaluations of simulated MJO convection during 2011 DYNAMO campaign

Chang-Hung Lin^{1,2} Ming-Jen Yang¹ and Jen-Ho Chen²

1 National Taiwan University 2 Central Weather Bureau

(manuscript received 20 December 2018 ; in final form 11 March 2019)

Abstract

This study investigates the simulation results of three Madden-Julian Oscillation (MJO) events during the Dynamics of the Madden-Julian Oscillation (DYNAMO) field campaign in 2011, using the Central Weather Bureau (CWB) global forecast system (GFS) with different cumulus parameterizations. In order to estimate the simulated water vapor, precipitation and convective structure in the Tiedtke and modified new Tiedtke scheme, we have performed moisture budget analysis. We also followed the methodology developed in Adames (2017) to examine the relationship between the simulated water vapor and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite precipitation data. For the simulations, both the Tiedtke and modified new Tiedtke schemes show that after the MJO convection is triggered, the updrafts by deep convection are too strong and decrease rapidly after the convective systems produce precipitation, thus the simulated MJO systems cannot propagate across the Maritime Continent. In addition, both cumulus schemes predict the convection too strong with narrow updraft width, and the simulated MJO systems do not organize very well. The simulated convection is generated more randomly, compared to the observations. Nevertheless, the modified new Tiedtke scheme can reasonably capture the space- and time-averages of simulated water vapor field over the tropical warm-pool region and reduce the overprediction bias of rainfall in the original Tiedtke scheme.

Keywords: Madden-Julian Oscillation (MJO), Tiedtke convective parameterization, moisture budget.

doi: 10.3966/025400022018124604003