

長期氣候變遷對長江流域暖季東移雨帶的影響與評估： 以 2009 年 5 月為例

張鳳茹 黃婉如* 王重傑

國立臺灣師範大學地球科學系

(中華民國一〇四年八月二十一日收稿；中華民國一〇四年十一月九日定稿)

摘 要

觀測資料顯示，5 月至 7 月在青藏高原東部產生的降雨，常有沿長江流域(29°N–34°N, 100°E–120°E)向東邊傳播的現象。以 2009 年 5 月為例，中國貴州、四川、與湖北省多處均發生為期一至二天的暴雨且造成災情，與東移雨帶密切相關。在全球暖化的情境下，未來此類移行性降水系統的行為將如何改變，為一重要的研究課題。為瞭解氣候變遷對長江流域東移雨帶可能造成的影響，本研究使用 Weather Research and Forecasting (WRF)區域模式對 2009 年 5 月的長江流域東移雨帶進行三種不同氣候條件下的模擬。研究結果發現：(1)在原本的氣候條件下（原始情境），WRF 對長江流域東移雨帶的模擬結果與觀測資料相似；(2)在加入過去氣候變異的情況下（過去情境），WRF 模擬的東移雨帶個數明顯減少，東移距離明顯變短，降雨強度明顯變弱；(3)在加入未來氣候變異的情況下（未來情境），WRF 模擬的東移雨帶個數、東移距離與原始情境下的模擬結果雖無明顯差異，但降雨強度則明顯變強。分析環流場的差異顯示，在過去情境下，高層西風的減弱會造成東移雨帶個數減少與東移距離變短，而水氣傳輸的減弱是造成降雨強度變弱的主因。在未來情境下，因為高層西風無明顯變化，所以東移雨帶個數與東移距離與原始情境下的模擬結果無明顯差異，而水氣傳輸的分佈則顯示，未來水氣傳輸的增強（減弱）會造成局部地區東移雨帶降雨強度變強（變弱）。

關鍵字：

*通訊作者：黃婉如，116 台北市文山區汀州路四段 88 號，Email: wrhuang@ntnu.edu.tw，
TEL: 02-77346413

一、前言

根據衛星觀測與地面測站資料，發現每年 5 月到 7 月長江流域(29°N–34°N, 100°E–120°E)從上游至下游地區每天發生最大降雨強度的時刻有延遲的現象(Wang et al. 2004, 2011c, Yu et al. 2007, Zhou et al. 2008, Chen et al. 2010, Bao et al. 2011, Johnson 2011, Xu and Zipser 2011)。一般而言，降雨系統在青藏高原東部(95°E–100°E)產生深對流之後沿長江流域向東移動(100°E–120°E)，此雨帶的東移使得青藏高原東部地區的每日最大降雨經常發生在傍晚時刻，青藏高原背風側地區發生在午夜，四川盆地發生在清晨，而長江中下游平原則發生在下午(Yu et al. 2007)。過去研究(Chen et al. 2010, Bao et al. 2011, Xu and Zipser 2011)指出，青藏高原東部深對流的發生與每日的太陽照射密切相關，因此具有日週期，而向東移行的週期在長江流域大約為一至二天。類似的降雨東移現象也出現在世界其他具有高山地形的地區，其共同特徵是山脈走向與駛流場風向不平行(Ahijevych et al. 2004, Carbone and Tettle 2008, Keenan and Carbone 2008, Laing et al. 2008, Liu et al. 2008, Levizzani et al. 2010, Pereira et al. 2010)。

另一方面，對於東移雨帶的影響機制，過去研究(Holton 1967, Wallace 1975, Tripoli and Cotton 1989a,b, Huang et al. 2010)指出影響長江流域東移雨帶的主要機制與高層西風風場的變化和水氣的變化息息相關(Wang et al. 2012)。一般而言，雨帶形成於青藏高原東部 95°E–100°E 地區，當地的空氣因地表吸收太陽熱量而間接受到加熱，於午後開始產生對流，隨後東移雨帶的發展深受大尺度環流影響(Wang et al. 1993, Wang and Orlanski 1987, Tuttle and Carbone 2004, Trier et al. 2006)。

舉例來說，通常在具有較強西風與垂直風切的情況下，會有利於對流降雨系統向東傳播(Rotunno et al. 1988, LeMone et al. 1998, Tuttle and Carbone 2004, Trier et al. 2006)。此外，當對流系統從青藏高原移行而出，若有從南方或西南方來的水氣傳輸，可以幫助對流持續發展並延長東移雨帶的壽命(Chen et al. 2010, Bao et al. 2011, Huang et al. 2010, Wang et al. 2012)。整體來說，5 月中至 7 月中(即東移雨帶降雨強度最強、東移現象發生最頻繁的時期)常有伴隨西南季風而來的水氣輸送提供對流發展，所以容易使從青藏高原東部移行而出的深對流演變成為中尺度對流系統，為長江中、下游地區帶來劇烈降雨(Tao and Chen 1987, Lau et al. 1988, Chen 1994, 2004, Chen and Chen 1995, Chen and Hsu 1997, Chen et al. 2004)。

在 2009 年 5 月中國長江流域地區的多起劇烈降雨事件，皆與前述東移雨帶的發生與移動有關。例如：5 月 11 日至 13 日在湖北(新浪網新聞中心 5 月 14 日)、13 日凌晨至 14 日在重慶(中國天氣網 5 月 14 日)、16 日至 17 日在貴州(貴州日報 5 月 20 日)以及 26 日至 28 日在湖北(自由時報 5 月 29 日)都因劇烈降水導致洪災發生。甚至 5 月 19 日在四川還出現持續 40 分鐘的冰雹(中國天氣網 5 月 21 日)。這些降雨對當地皆造成很大的經濟損失。因此，瞭解此區域東移雨帶特性的變化與影響機制，對於人口稠密的長江流域地區之防災減災，顯然非常重要。

上述諸多研究結果顯示，東移雨帶的特性會受到大尺度環境影響，因此長期氣候變遷所伴隨的環流改變，也會影響東移雨帶的行為。而本研究想探討的便是「在過去數十年來的氣候變遷，以及未來包括全球暖化的長期變遷下，對於上述東移雨帶的特性是否已經造成影響？而未來的東

移雨帶特性可能如何改變?」。這些議題對於人口稠密的長江流域而言，不僅對旱澇等災害的預防十分重要，對未來的水資源也可能有所影響。故本研究的主要目的即是以 2009 年 5 月之東移雨帶為例，了解雨帶行為可能造成的影響。之所以選擇 2009 年 5 月進行分析，主要是因為 2009 年是東移個案較多的年（如圖 1），而 2009 年 5~7 月中又以 5 月的個案最多（20 個個案中有 10 個來自 5 月，6 個來自 6 月，4 個來自 7 月；圖未顯示）。過去有研究(Wang et al. 2011a, Wang et al. 2012)利用統計方法和觀測資料檢驗有利或不利東移雨帶發展的因素，本研究則參考 Wang et al. (2015)的作法，使用 Weather Research and Forecasting (WRF)模式進行數值模擬，分析東移雨帶在過去與未來氣候變遷下的改變。利用此種方式，可以合理推測氣候變遷對於東移雨帶造成的影響。有關數值模擬實驗進行的方式、資料格式和模式設定，將在第二章說明；分析結果會在第三章描述與討論，並在第四章總結。

二、研究方法與資料

(一) 實驗設計

本研究採用 WRF 模式 3.3.1 版，根據實驗目的使用三種不同的初始場與邊界場，分別對 2009 年 5 月進行模擬，並與觀測資料比較。三個模擬包含：原始情境（即 2009 年 5 月原始情況的模擬）、過去情境（即將過去氣候變異加入 2009 年 5 月原始情況的模擬）與未來情境（即將未來氣候變異加入 2009 年 5 月原始情況的模擬）。針對表一中所列的實驗設計的方法，其詳細說明如下：

本研究是使用類似敏感度測試的方法，來評估與量化氣候變遷，對既有特定個案的影響（含過去與未來情境）。有關原始情境下的模擬，本研究使用美國 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) FNL (Final)全球分析場作為模擬之初始場與模擬中之邊界場。而之所以使用 2009 年 5 月 NCEP FNL 的資料當作原始執行模擬之初始場，是為了要能完整地呈現真實的情況。而有關

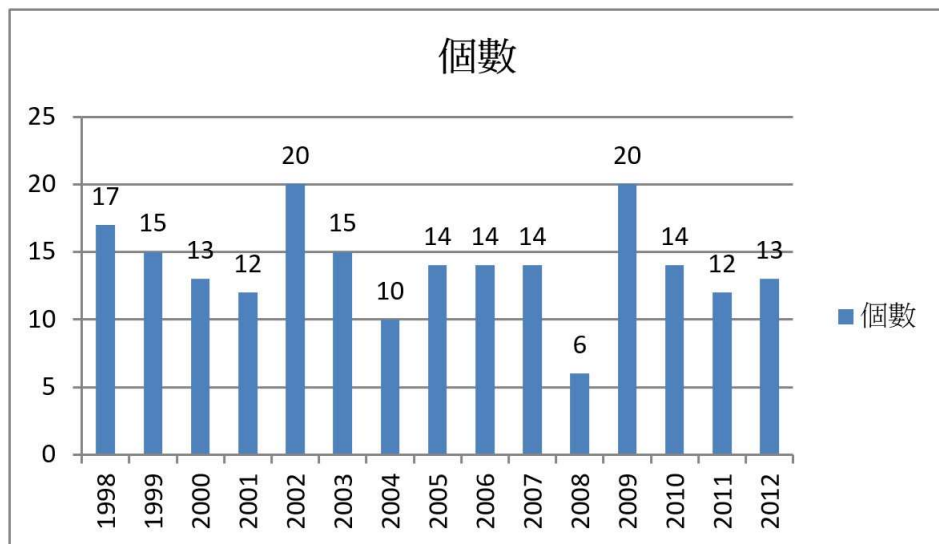


圖 1 TRMM 3B42 資料所推估之 1998~2012 年期間，每年 5 到 7 月之間所觀測到的長江流域東移雨帶個案數目。

表一 模式實驗設計。

	模式初始場條件說明
原始情境	NCEP FNL (2009 年 5 月每 6hr 資料)
過去情境	將 NCEP FNL (2009 年 5 月每 6hr 資料) 加上從 NCEP R1 中所估算出的過去 50 年氣候變異距平擾動
未來情境	將 NCEP FNL (2009 年 5 月每 6hr 資料) 加上從 CMIP 5 RCP8.5 and historical run 中所估算出的未來氣候變異距平擾動

注：有關於表一中過去及未來氣候變異距平擾動的推估方法，請詳見本文第二章節說明

過去情境下的模擬，本研究則使用 NCEP FNL 加上取自 NCEP/NCAR R1 (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research Global Reanalysis 1 Project) 資料所得到的過去 50 年氣候變異距平擾動作為模擬之初始場。針對「NCEP R1 中所估算出的過去 50 年氣候變異距平擾動」，在本文中我們使用 1961 到 2010 年期間「近 25 年（即 1986 到 2010 年）氣候平均狀態」減去「遠 25 年（即 1961 到 1985）氣候平均狀態」。此方法雖較主觀，但已被廣泛的使用在簡易的推估出過去的氣候變化 (Wang et al. 2015)。其中處理所加入過去氣候變異資料的方法，是將 WRF 模式產生初始場與邊界場所需的六個變數－溫度、緯向風、經向風、重力位高度、海平面氣壓、相對濕度，分別計算(1986～2010)年與(1960～1985)年兩段時間的平均，並將較近年代（即 1986～2010）的平均值減去較遠年代（即 1960～1985）的平均值，得到此六個變數單一時間的水平平均場。值得注意的是，本研究之所以不使用 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 模式所得到的過去氣候變異距平擾動加入 NCEP FNL，當作本研

究中過去情境的模擬初始場，這是因為相較於 CMIP5 模式而言，Reanalysis 較能完整地呈現真實的過去氣候變異距平擾動。

另一方面，針對未來情境的模擬初始場，本研究則是使用 CMIP5 32 個模式針對高度溫室氣體排放情境下(RCP 8.5 run)所推估的遠未來 2081～2100 年資料與 CMIP5 32 個模式針對歷史情境下(historical run)所估算的 1986～2005 年資料，在相同模式、相同物理機制下，取其氣候變異之距平作為擾動，加入 NCEP FNL（原始執行模擬之初始場），當作本研究中未來情境的模擬初始場。處理未來氣候變異資料的方法與過去氣候變異相似，唯計算的時段是來自 RCP8.5 中的 2081～2100 年資料與來自 historical run 中的 1986～2005 年，並且需要計算此 32 個模式的系集平均。其中 32 個模式名稱與發展模式的機構參見表二。而之所以不使用 CMIP5 RCP8.5 中的 2081～2100 年資料與 NCEP R1 中的 1986～2005 年資料之間的氣候變異之距平作為擾動，主要是為了要避免模擬中所加入的氣候變異之距平，受到來自於不同資料 (CMIP5 vs. NCEP) 間的異質差異之影響。另外，需要說明的是，因為部分模式的 historical run 並

表二 32 個含本研究所需六個變數的 CMIP5 模式其全名、所屬機構與國家列表。

模式	模式發展機構	國家
ACCESS1.0, ACCESS1.3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia and Bureau of Meteorology	澳洲
BCC-CSM1.1, BCC-CSM1.1(m)	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	中國
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	加拿大
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	美國
CESM1(BGC), CESM1(CAM5)	National Science Foundation, Department of Energy, National Center for Atmospheric Research	美國
CMCC-CM, CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici	義大利
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques/ Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	法國
FGOALS-g2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences; and CESS, Tsinghua University	中國
FIO-ESM	The First Institute of Oceanography, SOA	中國
GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	美國
GISS-E2-H, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-R, GISS-E2-R-CC	NASA Goddard Institute for Space Studies	美國
HadGEM2-AO	National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration	韓國
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre	英國
INM-CM4	Institute for Numerical Mathematics	俄羅斯
IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre-Simon Laplace	法國
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute, National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	日本
MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, and National Institute for Environmental Studies	日本
MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology	德國
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	日本
NorESM1-M, NorESM1-ME	Norwegian Climate Centre	挪威

無提供 2006~2010 年的模擬，受限於資料限制，在未來情境的模擬中我們無法採用與過去情境模擬中所使用的相同年代(即 1986~2010，近 25 年平均)進行模擬比對。所以針對未來情境，本研究僅採用 CMIP5 historical run 中近 20 年的平均與 RCP8.5 中遠未來 20 年的氣候平均做比較。

本研究的三個 WRF 模擬實驗均設定為單層巢狀網格，垂直層數為 26 層，水平網格點數為 305×161 ，網格間距為 25 km，中心位於 115°E 、 30°N (圖 2)。模擬時間自 2009 年 5 月 1 日 0000 UTC 至 2009 年 5 月 31 日 1800 UTC，積分的時間步長為 150 秒。降水雲微物理參數法使用 Single-moment 3-class (WSM3)方法，積雲參數法使用 Betts-Miller-Janjic 方法(BMJ scheme, Janjic 1994, 2000)，短波輻射參數法使用 Dudhia 模式(Dudhia 1989)，長波輻射參數法使用 Rapid Radiative Transfer Model (RRTM, Mlawer et al.

1997)，邊界層物理參數法使用 Yonsei University (YSU)邊界層參數化方案(Hong and Pan 1996; Hong et al. 2006)。

(二) 觀測資料

降水觀測資料使用 TRMM 3B42 紅外線降水強度資料，水平空間解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，時間解析度為每 3 小時一筆。風場之觀測資料使用 NCEP/NCAR R1 資料，水平空間解析度約為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，垂直空間解析度為 12 層，時間解析度為每 6 小時一筆。

(三) 水氣通量計算

對垂直方向積分的水平水氣通量 Q 以下列方程式計算：

$$Q = \frac{1}{g} \int q V dp$$

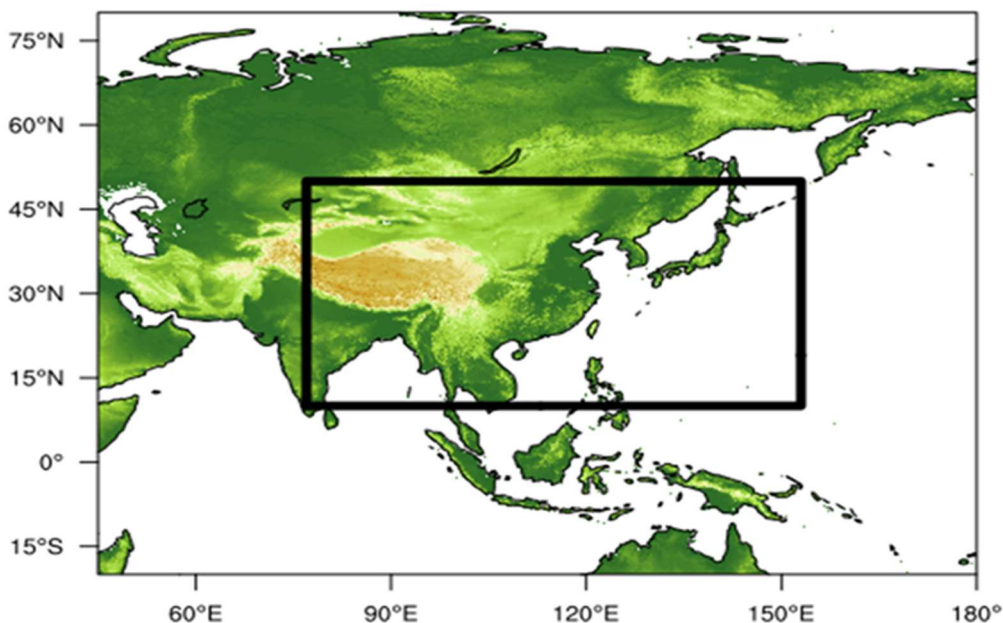


圖 2 WRF 模式模擬範圍 (77°E – 153°E , 10°N – 50°N ; 黑色實線)。

g 為重力加速度, q 為模式各層平均比溼, V 為模式各層平均水平風速, dp 為所計算模式各層的深度。

(四) 東移降水個案的定義

本研究所指之長江流域地區是指(29°N–34°N, 100°E–120°E)。對於東移雨帶個數(表三)的計算,本研究定義雨帶從 95°E–100°E 之間開始生成,降雨強度大於 0.1 mm/hr,並且隨時間連續向東傳播至超過 110°E,計為一個。此定義與過去 Wang et al. (2012)對東移雨帶的定義相似。至於為何僅計算「移到 110°E 以東」的東移個案,主要是因為這些降雨個案的生命期較長,受大尺度環流場的影響較明顯,較適合本文想要討論「氣候變化對東移雨帶影響」的議題。

三、結果與討論

為了有系統地進行討論,本章節的安排如下。首先在本章節第(一)部分,我們檢視本研究的實驗設計是否具有模擬長江流域降雨的能力。第(一)部分的實驗設計目的,是為了確保本研究所採用的模式設計適合用於研究長江流域降水現象。而在證明實驗設計具代表性後,我們進而在第(二)部分的討論中,分別針對過去與未來情境下的東移雨帶特性與現在情境進行比對。此部分的討論將著重於找出東移雨帶特性在不同情境下的改變。最後為了瞭解氣候變遷是如何影響第(二)部分討論中所發現的東移雨帶降雨特性變化,我們於第(三)部分檢視相對應的氣候環流場與水氣輸送場變化,並用這些環流場、水氣輸送場的變化與影響東移雨帶降雨特性變化的機制做連結。

(一) WRF 模擬長江流域東移雨帶的能力

為瞭解 WRF 模式是否具有模擬 5 月長江流域地區降雨的能力,我們首先比對觀測資料與模式模擬 2009 年 5 月降雨的空間分佈(圖 3)。由 TRMM 3B42 觀測資料得到的東亞地區 5 月平均降水強度(圖 3a),可以看出幾個因為東亞夏季季風系統而形成的降雨區域(Ding 1992 and Chan 2005),包含從中南半島延伸至長江流域、日本西方與南方的降雨區域,以及從南海延伸至菲律賓海西南部的降雨區域。若將原始情境下的模擬結果與觀測資料作比對(圖 3b),則發現模式對長江流域地區的月平均降雨模擬得很好,與觀測資料降雨的差異僅在 ± 0.2 mm/hr 之間。此結果顯示模式對長江流域的月平均降水之分佈有良好的模擬能力。而統計結果顯示,雖然由圖上看到 WRF 模擬的降雨在青藏高原東側稍微偏強,在華南地區稍微偏弱(有顯著差異),但在本研究所關心的長江流域與大部份東亞區域中,其降雨的誤差未達顯著標準(95%信心指數)。

圖 4 為從 TRMM 觀測資料中所得到的 2009 年 5 月長江流域降雨(29°N–34°N 平均)哈莫圖(Hovmoller diagram)與 5 月 18 日個案的水平降雨分佈,可以清楚看出雨帶發展與東移的過程。在此僅展示 5 月 15 日至 5 月 25 日,此為 2009 年 5 月雨帶東移現象發生最密集的期間。由 TRMM 3B42 觀測資料,顯示 2009 年 5 月有 10 次東移現象發生,在所展示期間發生 7 次(圖 4a),其中 5 月 18 日生成的雨帶強度最強。進一步觀察 5 月 18 日個案的水平降雨分佈(圖 4b),確實可以看到降雨隨著時間向東移動的現象;深對流從 12 UTC 在 100°E、30°N 左右生成,18 UTC 開始出現帶狀,至隔日 06 UTC 對流中心最遠達到 117°E。比較觀測資料(圖 4)與原始情境模擬(圖 5)的

表三 2009 年 5 月東移雨帶個案數量。

資料類型	個案數量(發生日期)
觀 測	10 (1, 4, 5, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 24)
原始情境	9 (1, 4, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 24)
過去情境	2 (15, 16)
未來情境	8 (1, 15, 17, 18, 21, 22, 23, 24)

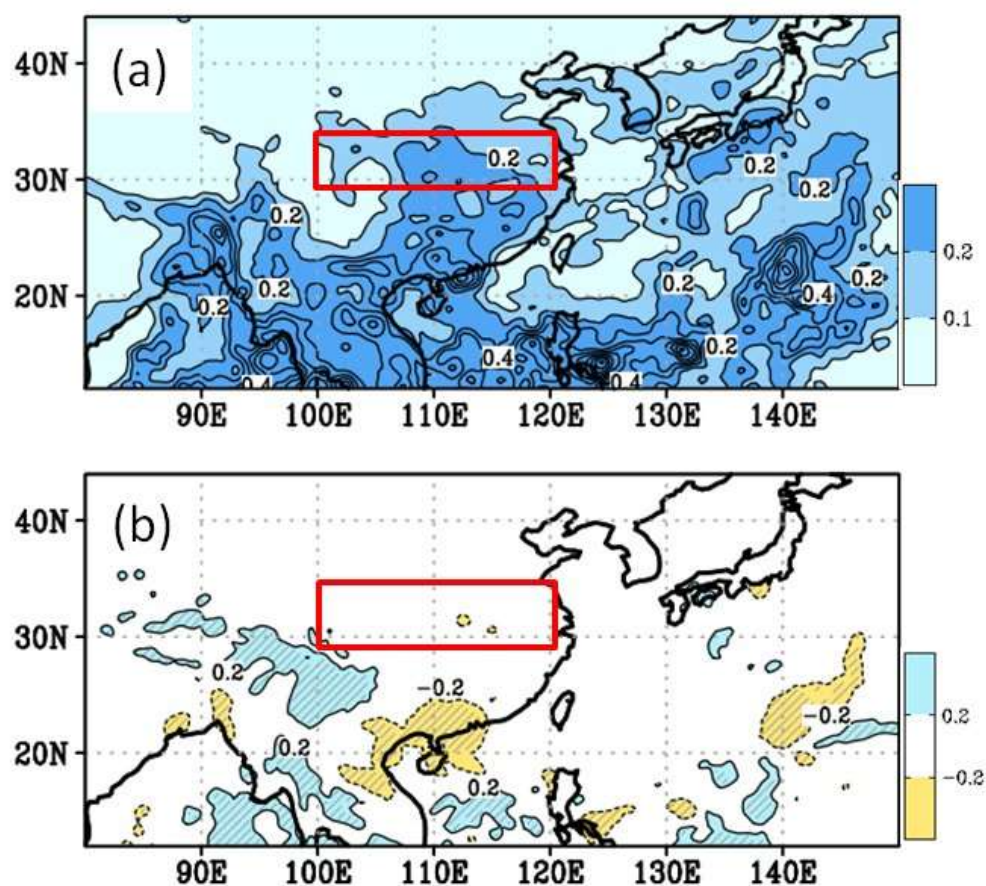


圖 3 2009 年 5 月平均降雨強度(mm/hr)；(a) TRMM 3B42 觀測結果；(b)原始情境模擬結果減去觀測結果。紅色框為長江流域地區(29°N–34°N, 100°E–120°E)。圖 3b 中有達顯著差異(95%信心指數)的部分以斜線表示。

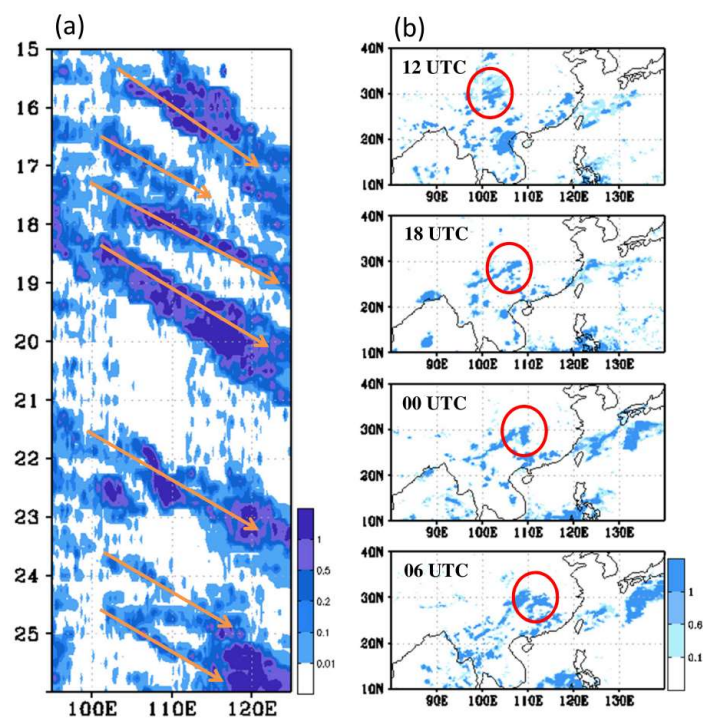


圖 4 TRMM 3B42 降雨強度：(a) 2009 年 5 月 15 日至 25 日期間，長江流域地區(29°N–34°N) 降雨強度(mm/hr) 哈莫圖；(b) 2009 年 5 月 18 日 12 UTC 至 5 月 19 日 06 UTC 東移雨帶個案降雨之水平分佈圖。

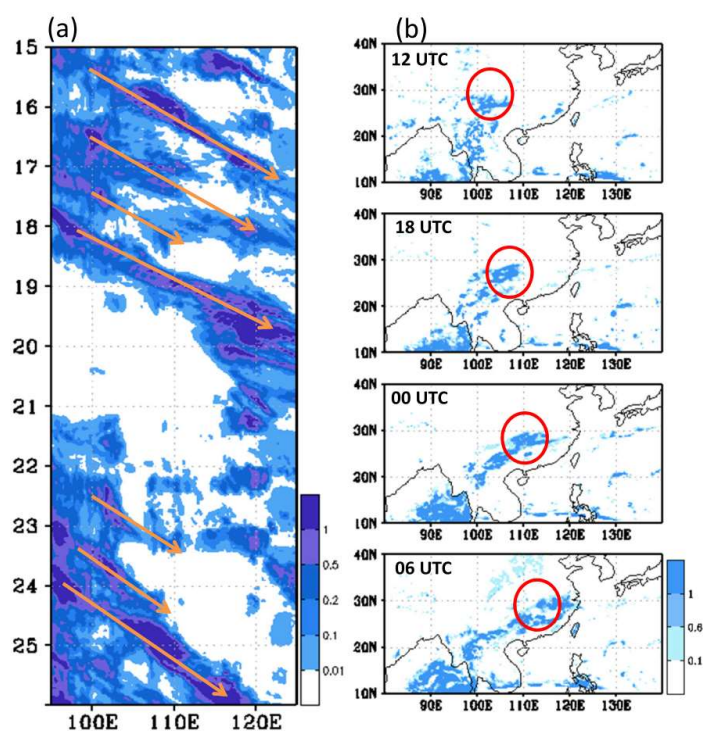


圖 5 同圖 4，但為原始情境下 WRF 模擬降雨結果。單位為 mm/hr。

結果發現，由原始情境下模擬的東移個案在 2009 年 5 月僅發生 9 次（表三），不過在發生較密集的 15 日至 25 日也同樣是 7 個個案。另外，18 日個案的對流中心位置（圖 5b）與觀測資料（圖 4b）相仿，唯對流在青藏高原東部剛生成時的強度偏強，東移後的降雨規模也偏大，而華南地區偏乾，這些差異與圖 3 結果相呼應。

從圖 3 到圖 5 的結果可以得知，本研究採用的 WRF 模式設定對長江流域的東移雨帶具有良好的模擬能力，又從過去的文獻中(e.g. Wang et al. 1993, Wang and Orlanski 1987, Tuttle and Carbone 2004, Trier et al. 2006)已知東移雨帶的生成與活動特性深受環流場影響。為瞭解模式對大氣環流場的模擬能力，我們進一步比對觀測與原始情境下，模式模擬 5 月環流場的結果（圖 6）。結果顯示，在 500 hPa 高度場（圖 6a 和 6b），觀測資料與模式模擬都顯示出中國長江流域上空有西風噴流，青藏高原上空與西太平洋大約 130°E 上方有低壓槽；在 850 hPa 高度場（圖 6c 和 6d），模式有模擬出和觀測資料相似，分別從孟加拉灣和南海進入的兩股低層噴流。由於觀測資料所顯示的高、低層噴流與槽脊位置等大尺度特徵，在原始情境模擬結果中都可看到，顯示模式對於環流場的模擬也有良好表現。

綜合來說，圖 3 到圖 6 證明了本研究採用的 WRF 模式設定可以合理模擬出東移雨帶的現象及其可能的影響機制（即環流場變化），接著我們將利用此模式去瞭解氣候變遷對東移雨帶可能的影響及其原因。

（二）氣候變遷對東移雨帶的影響：東移雨帶特性的變化

圖 7 為由三種不同的情境下所做的模擬，所

得出的降雨哈莫圖。觀察個案發生次數，發現過去情境下模擬的東移個案數（圖 7b）較原始情境下（圖 7a）明顯減少，原本 5 月 18 日明顯的東移個案也沒有出現，此結果導致長江下游的降雨量變少。由以上觀察推知，氣候變遷會改變東移個案的數量（表三）。另一方面，從東移個案的合成圖中，我們可以清楚地發現在原始情境模擬實驗中，個案平均東移距離大約為 100°E 到 115°E ~120°E（圖 8a）；在過去情境模擬實驗中，個案平均東移距離減少，大約為 100°E 到 110°E（圖 8b）。由以上觀察推知，氣候變遷會改變東移距離。而在未來情境模擬實驗中，其 5 月東移個案數目（表三）、東移距離（圖 8c）與原始情境下的模擬結果相比較，雖無發現顯著差異（可能的原因將於後面本章節的第三部分討論影響機制時解釋），不過在未來情境中所模擬的 5 月 18 日個案，其降雨強度有明顯比原始情境模擬結果增強的現象（圖 7），這意味著氣候變遷可能會對東移個案的降雨強度造成顯著影響。

另外在降雨強度的空間變化方面，我們使用三種不同情境下所得之個案合成差異圖（圖 9）來討論。結果顯示，過去情境下模擬的長江流域水平降雨分佈與原始情境的模擬結果相較，在 110°E 以東的 32°N 附近減少最多（圖 9a）。此結果與圖 8b 相呼應，主要是因為過去情境下模擬的個案平均距離較短（大約只到達 110°E），所以在 110°E 以東的降雨減少。此過去降雨減少趨勢和 Jiang et al. (2008) 相符合。而在未來情境下模擬的長江流域水平降雨分佈與原始情境模擬結果的比較當中，我們發現在未來情境下雖然在 100°E–105°E 之間的少部份區域降雨強度減少，但是在 110°E 以東卻明顯增加（圖 9b）。

綜合圖 7 到圖 9 的結果來看，發現：(1)東移

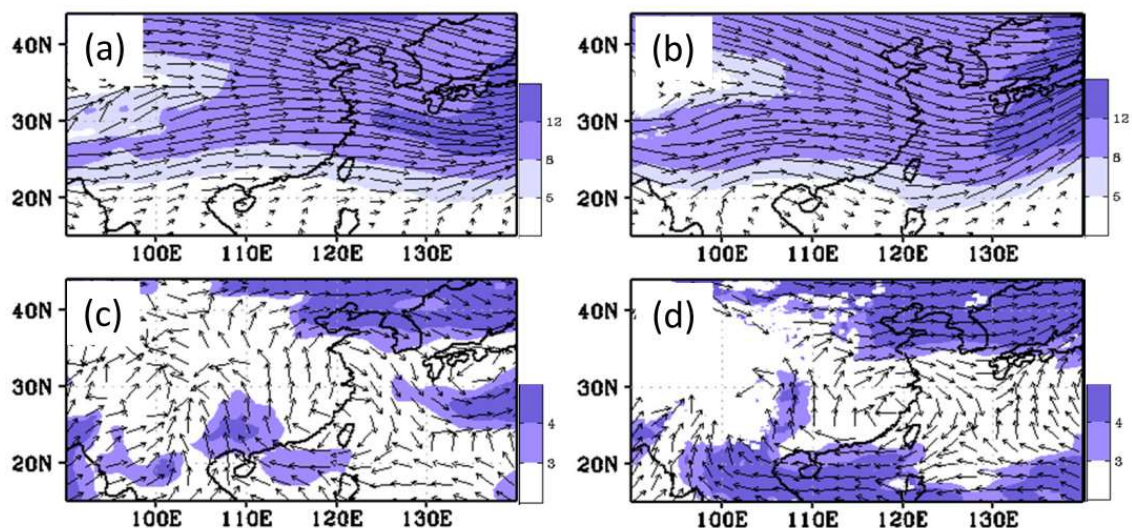


圖 6 2009 年 5 月 500hPa 風場氣候平均(a)觀測結果，(b)原始情境下之 WRF 模擬結果。(c, d)分別和(a, b)相似，但為 850hPa 風場氣候平均。單位為 m/s。

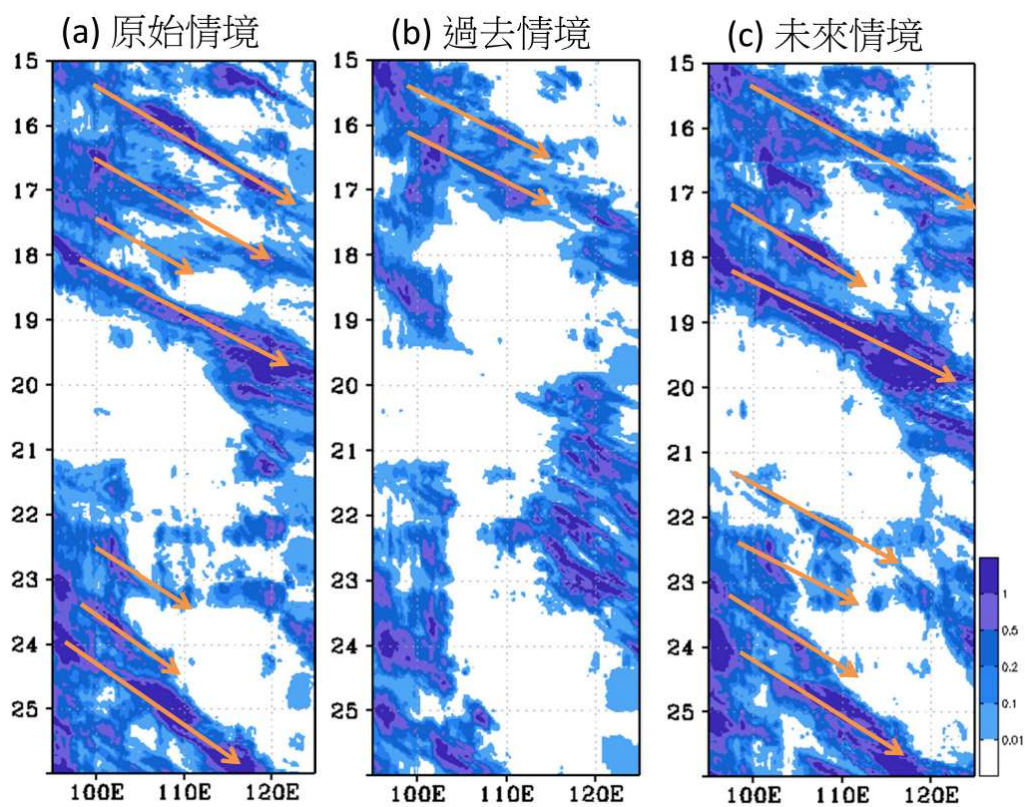


圖 7 與圖 5a 相似，但為(a)原始情境、(b)過去情境、(c)未來情境下之降雨哈莫圖。

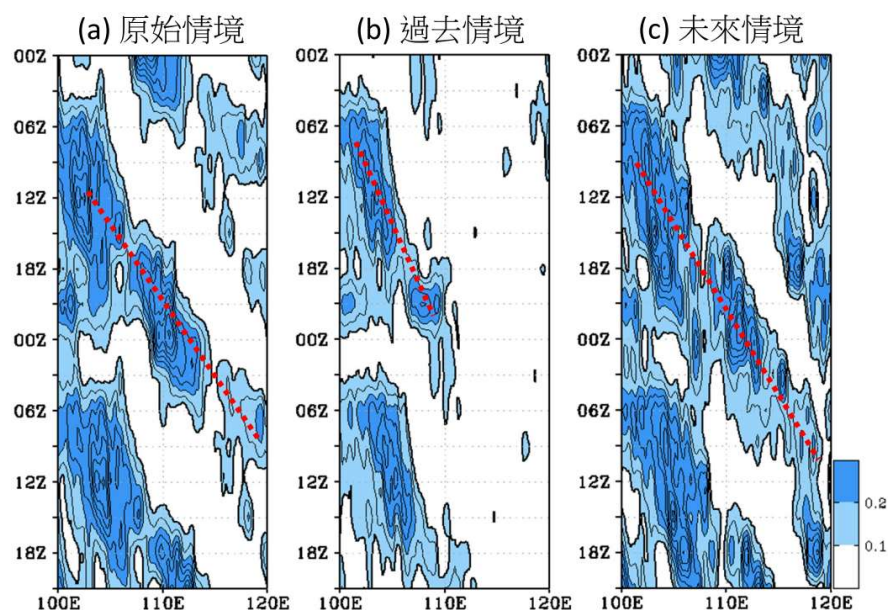


圖 8 表三中所選取之個案在長江流域地區(29°N–34°N)降雨強度(mm/hr)平均哈莫圖。

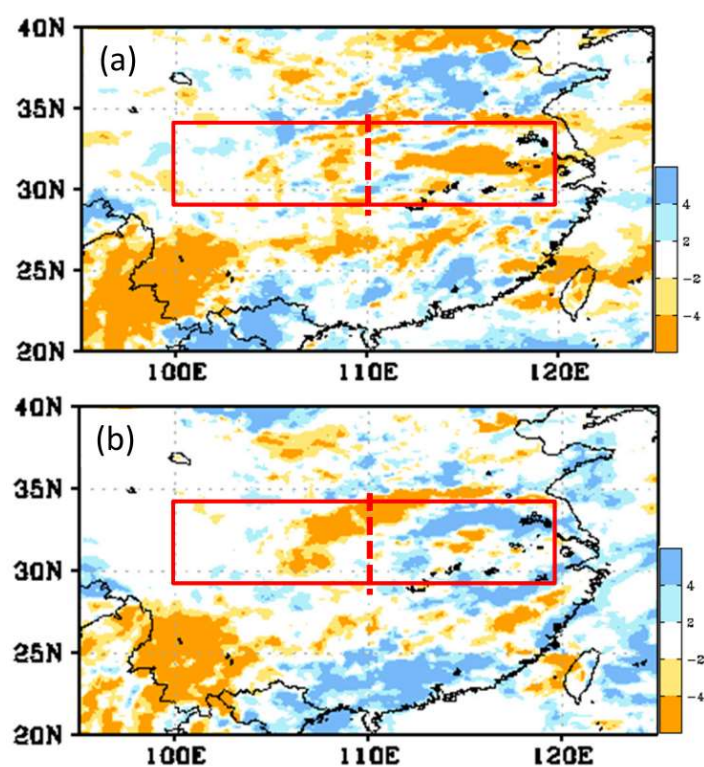


圖 9 表三中所選取之個案平均降雨強度比較圖：(a)過去情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果；(b)未來情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果。紅色框為長江流域地區(29°N–34°N, 100°E–120°E)，虛線為 110°E 標示。單位為(mm/hr)。

雨帶之強度和距離的改變會影響長江流域地區的降雨強度和分布；(2)過去氣候條件使降雨強度減少，未來的氣候條件則使降雨強度增加，而且都在 110°E 以東有明顯改變。由於長江流域的降雨強度和分佈與東移雨帶有關，東移雨帶又受大尺度環流場、水氣輸送場影響，以下我們將針對高層西風的變化探討影響東移雨帶個數與移動距離變化的原因，並透過檢視水氣傳輸場的變化，討論造成降雨強度改變的原因。需要說明的是，由於三種（含原始、過去及未來）情境下的氣候平均場狀態的基本特性相似（皆有顯示如圖 6a 所呈現的高層西風帶，圖未附），為了能較清楚地顯示氣候變遷的影響，我們在下面第(三)小節的討論

將利用不同情境下的環流場、水氣傳輸場之差異圖進行分析、比較。而透過此敏感度測試，將可以幫助我們評估氣候變遷所伴隨之效應。

(三) 影響機制的探討：氣候環流場與水氣傳輸場的變化

從過去情境與原始情境下所模擬之 500 hPa 水平風場的差異圖中（圖 10a），可以發現大約在 100°E – 125°E ， 29°N – 34°N 之間有強烈的東風變異。此意味著過去情境下長江流域上空 500 hPa 的西風明顯減弱；長江流域上空的西風減弱將不利於雨帶東移事件的發生（即發生頻率減少）與移動（即距離變短）（Wang et al. 2012），導致在過去

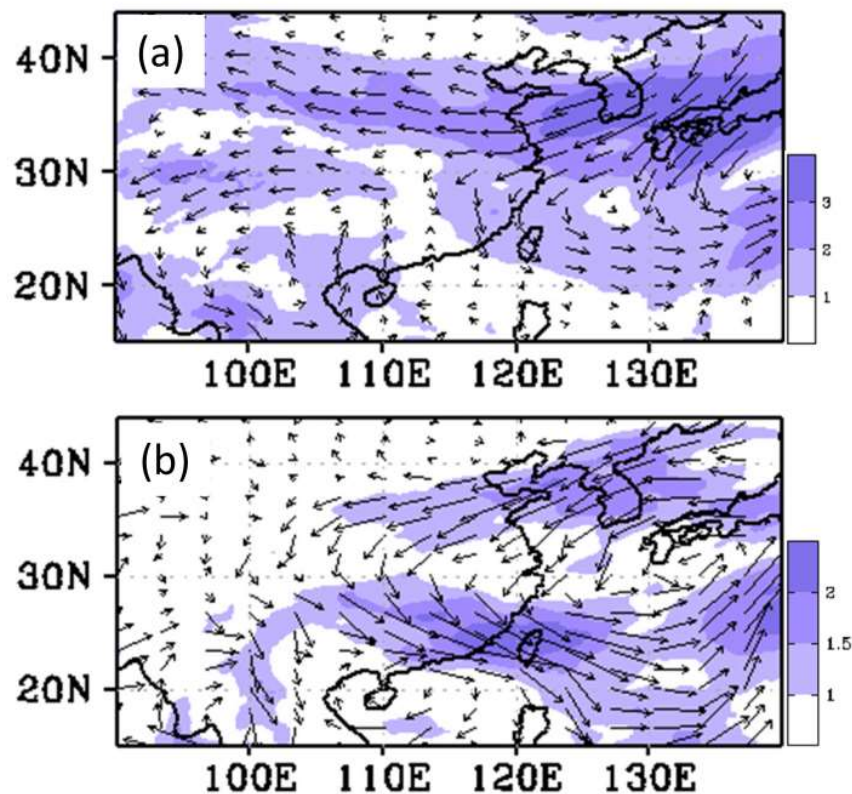


圖 10 2009 年 5 月 500hPa 風場氣候平均比較圖：(a)過去情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果；(b)未來情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果。單位為(m/s)。

情境下所模擬的東移雨帶個案明顯少於原始情境下的模擬個數(圖 7)，且距離變短(圖 8)。而在未來情境與原始情境下所模擬的 500 hPa 風場差異圖中(圖 10b)，則是大約在 100°E–125°E 之間，分別在 35°N 緯度上有輕微的東北風變異，以及 25°N 緯度上有西北風變異。此結果顯示，未來的氣候變遷將使得長江流域 30°N 以北的地區西風減弱和以南的地區西風增強，而在長江流域地區(29°N–34°N)的整體東西方向風速變化則不明顯，導致未來情境下所模擬的東移雨帶個案發生個數與原始情境下所模擬的結果相近；此推論和圖 8

的結果相呼應。另外值得一提的是，未來情境下模擬的風場變異(圖 10b)，在東亞與西北太平洋區域出現氣旋式結構，造成華北至韓國的西風風切減弱、華南的西風風切增強，此環流變化可能不利於分佈較北邊的對流系統向東移行，反之有利於分佈較南邊的對流系統向東移動。此推論是否為圖 9b 中長江流域北部降雨強度減少、華南地區降雨強度增加的原因，尚待之後的研究再行確認。

而從三種情境下模式模擬的水氣通量差異個案合成比較圖之中(圖 11)，我們發現過去的氣候

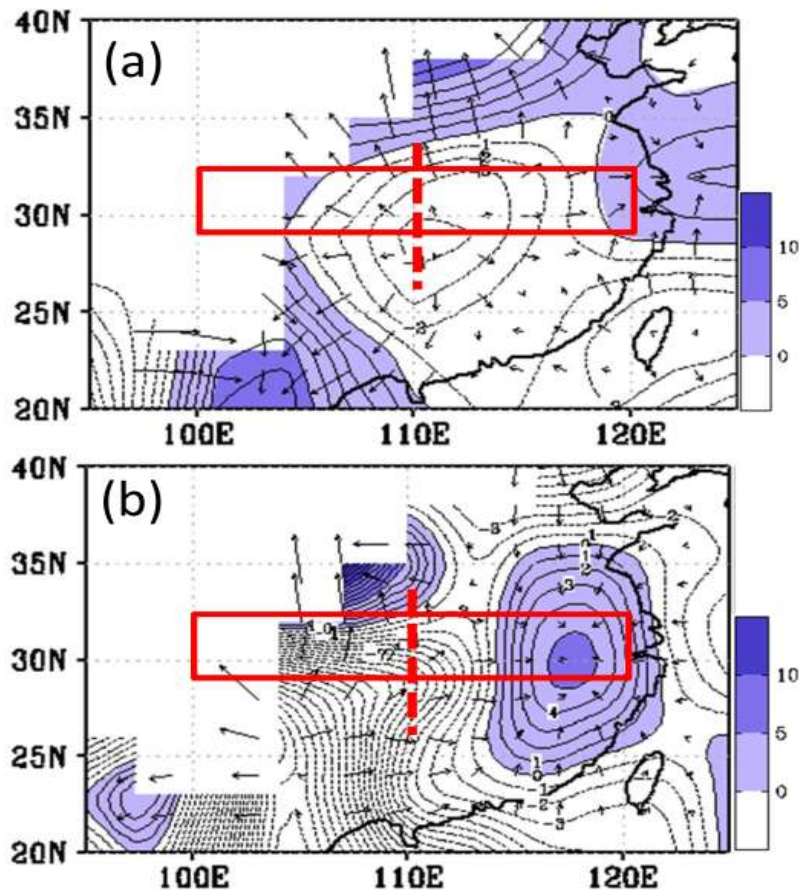


圖 11 表三中所選取之個案平均水氣通量比較圖：(a)過去情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果；(b)未來情境下之模擬結果減去原始情境下之模擬結果。單位為 (10^{-7} s^{-1}) 。紅色框為長江流域地區(29°N–34°N, 100°E–120°E)，虛線為 110°E 標示。

條件不利長江流域地區的水氣輻合（圖 11a），此為長江流域地區在過去情境下所得之降雨強度減弱的主因。而在未來的氣候變遷條件下，由於長江流域下游的水氣輻合明顯增加，上游的水氣輻合減少（圖 11b），將導致長江流域地區的降雨強度分布呈現東部增強、西部減少的現象。需要注意的是圖 11b 是未來情境下的個案合成圖減去現在情境下的個案合成圖，代表的是兩個情境下「已發生個案的水氣輻合、輻散合成分佈圖」比對。由於是已發生個案的合成圖比較，我們不能將此水氣輻合、輻散的部分視為影響個案生成的原因。反之，我們可以將圖中所呈現的水氣輻合、輻散解釋為，在這樣的水氣傳輸分佈變化下，將導致未來情境下所發生的東移雨帶個案在 115°E 以西的降雨強度將比現在情境下弱；而 115°E 以東的降雨強度將比現在情境下的東移個案強。這樣的水氣供給情況正符合圖 8 所顯示的「已發生個案降雨量強度(mm/hr)」分佈圖。至於為何 115°E 以東的降雨強度將比現在情境下的東移個案強，根據圖 11b 有可能是來自南海的水氣在 115°E 以東提供額外的水氣給東移雨帶個案。

四、總結

本研究利用 WRF 模式模擬結果，針對過去與未來氣候變遷對 2009 年 5 月長江流域東移雨帶可能造成的影響作深入探討。結果顯示 WRF 模式對於長江流域地區的降雨與平均風場均有良好模擬，除了能夠顯現出東移雨帶的特徵，對於向東移動發生的時間和位置也有很好的掌握，因此 WRF 模式可做為研究大尺度環流對東移雨帶影響的工具。

另一方面，從過去情境與原始情境的模擬結果比較中，我們發現在過去氣候條件下，高層西

風有減弱的現象，此變化不利於將已發展的深對流往東傳送，因此雨帶東移的平均距離縮短，發生次數明顯減少。降雨強度方面，在過去的氣候條件下，長江流域地區均為減少，而東半部減少的程度更甚西半部；這可能是因為雨帶的平均東移距離縮短，無法深入長江流域下游所致。不同於過去情境的模擬結果，從未來情境與原始情境模擬結果的比較之中，我們發現長江流域的高層西風整體無明顯變化，所以未來情境下所模擬的東移雨帶距離及個數與原始情境下的模擬結果相似。但需要強調的是，如圖 10b 所示，未來的東亞的氣候變遷並非不明顯，而是因為本文所討論的長江流域剛好位在高層西風變化不明顯的區域，所以導致圖 8a 與 8c 中呈現相似結果。此發現的重要價值在於，再次證明「高層西風變化對長江流域的東移雨帶變化有著不容忽視的重要性」，如果西風變化在長江流域不明顯，則東移雨帶將不會呈現明顯變化。在降雨強度方面，若以 110°E 為界將長江流域分為東西兩半部，則是出現未來情境較原始情境下有東增西減的現象；這與水氣傳輸呈現長江下游輻合增加，上游輻合減少的現象相呼應。因此「了解氣候變遷將如何影響水氣輸送」，亦是未來值得注意的課題。

由於受限於電腦計算資源的限制，本研究僅針對 2009 年 5 月（東移個數較多的特殊年、月）進行深入分析探討。未來我們將使用同樣方法對其他月份、年份進行模擬，探討在不同月份、年份下氣候變遷對東移雨帶的影響是否具有一致的情況。除此之外，也將透過提高 WRF 模式的網格解析度，針對東移雨帶個案的特性進行更深入的討論。

誌謝

這篇論文得以完成，感謝兩位匿名審查者寶貴的意見。本研究在科技部計畫(MOST 104-2111-M-003-001; MOST 103-2111-M-003-001; MOST 101-2119-M-003-006-MY2; MOST 104-2621-M-865-001- 和 MOST 103-2119-M-003-001-MY2)資助下所完成，特此感謝。

參考文獻

- Ahijevych, D. A., C. A. Davis, R. E. Carbone, and J. D. Tuttle, 2004: Initiation of precipitation episodes relative to elevated terrain. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2763-2769.
- Bao, X., F. Zhang, and J. Sun, 2011: Diurnal variations of warmseason precipitation east of the Tibetan Plateau over China. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 2790-2810.
- Carbone, R. E., and J. D. Tuttle, 2008: Rainfall occurrence in the U.S. warm season: The diurnal cycle. *J. Climate*, 21, 4132-4146.
- 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.
- , 2004: Research on the phenomena of meiyu during the past quarter century: An overview. *The East Asian Monsoon*, C.-P. Chang, Ed., World Scientific, 357-403.
- , and Y.-S. Hsu, 1997: Composite structure of a low-level jet over southern China observed during the TAMEX period. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 1003-1018.
- Chen, H., R. Yu, J. Li, W. Yuan, and T. Zhou, 2010: Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River valley? *J. Climate*, 23, 905-917.
- 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.
- Chen, X. A., and Y. L. Chen, 1995: Development of low-level jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1695-1719.
- Ding, Y., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 373-396.
- , and J. C.-L. Chan, 2005: The East Asian summer monsoon: An overview. *Meteor. Atmos. Phys.*, 89, 117-142.
- Dudhia, J., 1989: Numerical simulation of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107.
- Holton, J. R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19, 199-205.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322-2339.
- , Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of

- entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341.
- Huang, H.-L., C.-C. Wang, G. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2010: The role of diurnal solenoidal circulation on propagating rainfall episodes near the eastern Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 2975-2989.
- Janjic, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.
- _____, 2000: Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", *J. Atmos. Sci.*, 57, p.3686.
- Jiang, T., Kundzewicz, Z. W. and Su, B., 2008: Changes in monthly precipitation and flood hazard in the Yangtze River Basin, China. *Int. J. Climatol.*, 28: 1471-1481. doi: 10.1002/joc.1635.
- Johnson, R. H., 2011: Diurnal cycle of monsoon convection. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, C.-P. Chang et al., Eds., World Scientific, 257-276.
- Keenan, T. D., and R. E. Carbone, 2008: Propagation and diurnal evolution of warm season cloudiness in the Australian and maritime continent region. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 973-994.
- Laing, A. G., R. E. Carbone, V. Levizzani, and J. D. Tuttle, 2008: The propagation and diurnal cycles of deep convection in northern tropical Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 93-109.
- Lau, K.-M., G. J. Yang, and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37.
- LeMone, M. A., E. J. Zipser, and S. B. Trier, 1998: The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGACOARE. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3493-3518.
- Levizzani, V., F. Pinelli, M. Pasqui, S. Melani, A. G. Laing, and R. E. Carbone, 2010: A 10-year climatology of warm season cloud patterns over Europe and the Mediterranean from Meteosat IR observations. *Atmos. Res.*, 97, 555-576.
- Liu, C., M. W. Moncrieff, and J. D. Tuttle, 2008: A note on propagating rainfall episodes over the Bay of Bengal. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 787-792.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16 663-16 682.
- National Centers for Environmental Prediction, N. W. S., NOAA, U. S. Department of Commerce, 2000: NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational

- and Information Systems Laboratory. Boulder, CO.
- Pereira, A. J., R. E. Carbone, J. E. Janowiak, P. Arkin, R. Joyce, R. Hallak, and C. G. M. Ramos, 2010: Satellite rainfall estimates over South America—Possible applicability to the water management of largewatersheds. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 46, 344-360.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, No. 110, ECMWF, Reading, United Kingdom, 25-35.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Trier, S. B., C. A. Davis, D. A. Ahijevych, and M. L. Weisman, 2006: Mechanisms supporting long-lived episodes of propagating nocturnal convection within a 7-day WRF model simulation. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2437-2461.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1989a: Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part I: Simulated genesis and comparison with observations. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 273-304.
- , and ———, 1989b: Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part II: Analysis of governing dynamics. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 305-328.
- Tuttle, J. D., and R. E. Carbone, 2004: Coherent regeneration and the role of water vapor and shear in a long-lived convective episode. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 192-208.
- Wallace, J. M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 406-419.
- Wang, B., and I. Orlanski, 1987: Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1370-1393.
- Wang, C.-C., G. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2004: A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GMS infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1606-1629.
- , ———, and R. E. Carbone, 2011a: The relationship between statistics of warm-season cloud episodes and synoptic weather regimes over the East Asian continent. *Meteor. Atmos. Phys.*, 112, 117-124.
- , ———, H.-L. Huang, R. E. Carbone, and S.-W. Chang, 2012: Synoptic Conditions Associated with Propagating and Nonpropagating Cloud/Rainfall Episodes during the Warm Season over the East Asian Continent. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 721-747.

- , H.-L. Huang, J.-L. Li, T.-M. Leou, and G. T.-J. Chen, 2011c: An evaluation on the performance of the CWB NFS model in the prediction of warm-season rainfall distribution and propagation over the East Asian continent. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 22, 49-69, doi: 10.3319/TAO.2010.07.13.01(A).
- , Bo-Xun Lin, Cheng-Ta Chen, and Shih-How Lo, 2015: Quantifying the effects of long-term climate change on tropical cyclone rainfall using a cloud-resolving model: examples of two landfall typhoons in Taiwan. *J. Climate*, 28, 66-85. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00044.1>
- Wang, W., Y.-H. Kuo, and T. T. Warner, 1993: A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2542-2561.
- Xu, W., and E. J. Zipser, 2011: Diurnal variations of precipitation, deep convection, and lightning over and east of the eastern Tibetan Plateau. *J. Climate*, 24, 448-465.
- Yu, R., T. Zhou, A. Xiong, Y. Zhu, and J. Li, 2007: Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01704, doi:10.1029/2006GL028129.
- Zhou, T., R. Yu, H. Chen, A. Dai, and Y. Pan, 2008: Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China: A comparison of satellite data with rain gauge observations. *J. Climate*, 21, 3997-4010.
- 新浪網新聞中心(2009)：湖北恩施州近三十六萬人因暴雨受困。2015 年 7 月 16 日，取自 <http://news.sina.com.cn/c/p/2009-05-14/093217812974.shtml>。
- 中國天氣網天氣資訊(2009)：重慶石柱暴雨中樹倒瓦飛今夜強降雨須防滑坡。2015 年 7 月 16 日，取自 <http://www.weather.com.cn/static/html/article/20090514/32237.shtml>
- 新華網平塘新聞(2009)：平塘暴雨成災州縣聯手應對。2015 年 7 月 16 日，取自 http://www.gz.xinhuanet.com/zfpd/2009-05/20/content_16582327.htm。
- 自由時報國際新聞(2009)：中國湖北暴雨累積 4 死 6 失蹤。2009 年 7 月 16 日，取自 <http://news.ltn.com.tw/news/world/breakingnews/221600/print>。
- 中國天氣網天氣資訊(2009)：巴中遭受特大冰雹襲擊受災人口 5.6 萬。2015 年 7 月 16 日，取自 <http://www.weather.com.cn/static/html/article/20090521/32928.shtml>

The Effects of Long-Term Climate Change on Eastward Propagating Rainfall Events over the Yangtze River Valley: Example of May 2009

Feng-Ru Chang Wan-Ru Huang* Chung-Chieh Wang

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 21 August 2015 ; in final form 9 November 2015)

ABSTRACT

In this study, we use WRF model driven by three different climate conditions (the original, the past and the future) to study the effects of long-term climate change on the eastward propagating rainfall events over the Yangtze River Valley. Using May 2009 as an example, the results show that (1) under the original climate condition (i.e. Control Run), the characteristics of eastward propagating rainfall events simulated by the model are similar to the observations; (2) with the effects of past climate change (i.e. Past Run), the simulated number of propagating event is fewer; the propagating distance is shorter; and the rainfall intensity is weaker than the Control Run; (3) with the effects of future climate change (i.e. Future Run), only the rainfall intensity is noticeably stronger than the Control Run. Diagnoses on the circulation change suggest that (1) the change in upper-level westerly is responsible for the change in occurrence frequency and propagating distance of rainfall events, and (2) the change in moisture flux convergence is responsible for the change in rainfall intensity over the Yangtze River Valley.

Key Words: Rainfall, Yangtze River Valley, Climate Change

*Corresponding author: W. R. Huang, Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, No. 88, Sec. 4, Tingchou Rd., Wenshan District, Taipei 11677, Taiwan R.O.C. E-mail: wrhuang@ntnu.edu.tw