

國立臺灣師範大學地球科學研究所

碩士論文

Department of Earth Sciences

National Taiwan Normal University

Master Thesis

颱風數量年際變化之模擬與機制探討

——WRF30 公里解析度區域氣候模式

The Mechanisms Responsible for Interannual Variability of

Typhoon Genesis —— WRF 30-km Regional Climate Model

指導教授： 鄒治華 教授

研究生： 蔡孟光

中華民國 102 年 1 月

摘要

本研究目的在探討，西北太平洋地區颱風數量之年際變化。經由計算海表面溫度與颱風數量間之相關係數發現，西北太平洋颱風數量之年際變化與 Niño3.4 海溫相關不大。但與東北太平洋及北印度洋海溫之間，分別存在高度正相關與高度負相關。由 NCEP 觀測資料分析結果發現，颱風不活躍年季風槽及低層正渦度減弱，副熱帶高壓增強，在西北太平洋形成不利於颱風生成的環境。

本研究進一步使用 Weather Research and Forecasting (WRF) 區域氣候模式，30 公里水平解析度，設計 NWP(105°E-180°, 0°-40°N)、NP(105°E-120°W, 5°S-45°N) 及 IOP(45°E-185°W, 20°S-40°N) 三組不同範圍之模擬實驗，針對 2000-2010 年夏、秋兩季進行區域氣候模擬，以討論中、東太平洋及印度洋海陸效應與青藏高原對於西北太平洋颱風數量年際變化之影響。三組模擬實驗皆能掌握季風槽與副熱帶高壓等大尺度環流之主要氣候特徵。NWP 實驗與 NP 實驗模擬中，季風槽與低層正渦度模擬過強，颱風模擬數量較觀測偏多。雖然兩者在大尺度環流場與颱風數量之氣候模擬結果相似，NP 在颱風數量年際變化的模擬較 NWP 佳，表示中、東太平洋海溫是影響颱風數量的重要因素之一。然而包含印度洋的 IOP 實驗，能更有效改善氣候場與颱風數量年際變化之模擬能力，在季風槽強度與颱風數量年際變化模擬結果與觀測較為接近。此結果顯示，印度洋海溫、海陸效應與青藏高原，對於颱風數量年際變化之影響較中、東太平洋更為關鍵。

本研究進一步選取颱風數量最少、印度洋較暖的 2010 年，進行北印度洋增溫與北印度洋加倍增溫，五組成員之系集模擬實驗，探討北印度洋增溫影響颱風數量變化之相關機制。結果顯示，2010 年當北印度洋較暖，但海陸溫差增大，故並非使季風槽減弱的主要因素。而可能透過 Kelvin wave 東傳，並在西北太平洋地區產生低層反氣旋式環流與負渦度距平，形成不利於颱風生成之大尺度環境。此外，2010 年在西北太平洋海溫正距平的狀況下，北印度洋海溫的增暖所伴隨的東風距平，抵消氣候盛行之西風使風速減弱，將造成西北太平洋地區海洋提供大氣之潛熱通量減少，產生不利於颱風生成的條件。此應為印度洋增暖與西北太平洋颱風數量遙相關的重要因素之一。

關鍵字：區域氣候模式、颱風數量、年際變化

致 謝

能夠完成這篇論文，首要感謝的人無疑是我的指導老師——鄒治華教授。從大學時期修課到碩士班的研究，一路以來我相信自己是老師付出最多時間與精力指導的學生，因為老師在教學與研究認真、堅毅的態度深植我心，這也是我這兩年最寶貴的收穫之一。研究過程中經歷無數的挫折與迷惘，更有賴治華老師的引導與砥礪才得以孕育出這甜美的研究成果。另外感謝許晃雄老師、陳正達老師從大學時期甚至是我高中時期對我的啟發，一直到碩士班老師們縈繞在我人生的旅途上，讓我學習與研究都如沐春風。此外感謝隋中興老師、周佳老師與黃婉如老師擔任我的口試委員，並且對於論文透過多元的觀點提供寶貴的建議，使論文的內容能夠更加完整。

兩年研究生涯中，感謝美鳳學姊精準快速地處理各式疑難雜症；感謝小童、阿呆、駱駝、玉秀、拉瑪、猴兄、George、Gary、庭慧、阿達等學長姐對我的指導以及幫助，才得以克服許多機器與技術上的難題；特別感謝建男學長與沛語學姊，從我碩班入學前到學長姐畢業後，持續不斷地勞煩二位替我解惑，學長姐無私的付出讓我順利走過崎嶇、顛簸的研究之路；也感謝小傑、紹霖、育璋、思瑩、鄭皓、Jason、美霖、學孜、機長、稚偉、禹涵、品誼、雅慧等同儕與學弟妹的陪伴，一起討論、聊天、打棒球是最佳的調劑。

另外感謝中央的阿宅從入學考試，直到進入研究所一起努力互相鼓勵；特別感謝台大的旭峰，對於多種技能的交流與指導讓我達成許多不可能的任務；感謝阿桂、舜齡、OX、鮪魚、婷湘、花花、長腿等大學同學，在每次的「考察」與聚餐帶給我歡樂的回憶；感謝MNC的大雄、昭璋、怡勳、豐資、阿邦、佳琳、韋仲、浩聲、書帆、厚任，希望我們的慶生與出遊活動永不中斷。同時特別感謝阿蕉這些年來的陪伴，面對挫折時給我的鼓勵與支持，願我也能帶給你相同的力量。

最後要感謝最重要的家人，感謝辛苦的媽媽與姊姊在經濟、精神、生活等各方面帶給我的一切；感謝舅舅、舅媽、曼青、大柱和阿禡，你們的存在與陪伴讓我充滿更多力量，期望我也能適時為你們盡微薄之力。最後我也想說聲「爸，謝謝你。」

目 錄

摘要.....	I
致謝.....	II
目錄.....	III
圖表目錄.....	IV
第一章 前言.....	1
第二章 研究方法與使用資料.....	5
2.1 模式介紹.....	5
2.2 資料介紹.....	6
2.2.1 大尺度環境場資料.....	6
2.2.2 颱風觀測資料.....	6
2.2.3 模式初始場及邊界資料.....	7
2.3 模式參數設定.....	7
2.4 實驗設計.....	9
2.4.1 第一部分.....	9
2.4.2 第二部分.....	10
2.5 模式颱風之判定.....	11
第三章 颱風數量與海溫年際變化之相關性.....	13
第四章 大尺度環境與颱風模擬結果之分析與比較.....	16
第五章 環境場與颱風生成之年際變化模擬分析.....	22
5.1 颱風活躍與不活躍個案年挑選.....	22
5.2 颱風不活躍年之分析與模擬.....	23
5.3 颱風數量年際變化之機制探討.....	28
第六章 結論與討論.....	34
參考文獻.....	39
附圖表.....	45

圖表目錄

表說明

表 3.1	Nino3.4、EIO、ENP 及 WSP 各季節海表面溫度距平和西北太平洋 6-11 月颱風數量在不同年代之相關係數表，括號中為去除線性趨勢後之相關係數，其中*號代表通過 95%信賴度統計顯著性檢定。.....	44
表 5.1	NWP、NP 及 IOP 三組實驗中，颱風數量年際變化模擬與觀測間之相關係數表。其中*號代表通過 99%信賴度統計顯著性檢定。.....	45
表 5.2	JTWC 2010 觀測與 IO _{warm} 、IO _{warm+2} 兩組模擬資料中，颱風平均每年生成數量以及平均每年較氣候減少颱風數量統計表。.....	45

圖說明

圖 2.1	實驗設計第一部分 WRF 區域氣候模式三組實驗之模擬範圍。(a)NWP、(b) NP 與(c) IOP。.....	46
圖 2.2	實驗設計第二部分 IO _{warm+2} 模擬實驗中，北印度洋海溫人工增溫 2°C 之區域(紅色陰影)。.....	47
圖 3.1	1981-2010 年各季節海表面溫度和西北太平洋 6-11 月颱風數量之空間相關分佈圖，藍色(紅色)陰影為通過 95%信賴度統計顯著性檢定之負(正)相關區域，(a)前一年 11 月至當年 1 月，(b)當年 3-5 月，(c)當年 6-8 月，(d)當年 9-11 月。.....	48
圖 4.1	2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 850hPa 風場(ms ⁻¹)與渦度場(10 ⁻⁵ s ⁻¹)氣候平均值。.....	49
圖 4.2	2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 200-850hPa 垂直風切大小(ms ⁻¹)氣候平均值。.....	50
圖 4.3	2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 400hPa 垂直運動(ω)場(10 ⁻² Pas ⁻¹)氣候平均值。.....	51
圖 4.4	(a) JTWC、(b) NWP、(c) NP 及(d) IOP 模式實驗之颱風生成點分佈圖，	

<p> 右上角數字為平均每年生成個數，框格中之百分比為該區域佔平均每年生成數量之百分比。..... </p>	<p>52</p>
<p>圖 5.1 1981-2010 年西北太平洋 6-11 月颱風數量之時間序列圖，縱軸單位為標準差，綠色虛線框出模擬實驗所包含的年份。.....</p>	<p>53</p>
<p>圖 5.2 6-8 月海表面(a)2000-2010 年平均溫度(°C)分佈圖，(b)不活躍年海表面溫度距平圖。.....</p>	<p>54</p>
<p>圖 5.3 不活躍年 7-9 月(a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及(d) IOP 實驗之 850hPa 風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})平均及(e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及(h) IOP 實驗之 850hPa 風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})距平值。(a)-(d)中黑色標記為颱風生成點，框格內數字為不活躍年平均每年颱風數量。(e)-(h)框格內數字為不活躍年平均每年颱風減少數量。.....</p>	<p>55</p>
<p>圖 5.4 不活躍年 7-9 月(a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及(d) IOP 實驗之 400hPa 垂直速度(ω)平均場(10^{-2}Pas^{-1})及(e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及(h) IOP 實驗之 400hPa 垂直速度(ω)場(10^{-2}Pas^{-1})距平值。.....</p>	<p>56</p>
<p>圖 5.5 不活躍年 7-9 月(a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及(d) IOP 實驗之 700hPa 相對溼度平均場(%)及(e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及(h) IOP 實驗之 700hPa 相對溼度場(%)距平值。.....</p>	<p>57</p>
<p>圖 5.6 (a) NCEP 2010 年、(b) IO_{warm} 及(c) $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 模擬實驗中 7-9 月 850hPa 的風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})系集平均。.....</p>	<p>58</p>
<p>圖 5.7 (a) IO_{warm} 與(b) $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 模擬實驗 7-9 月 850hPa 的風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})系集距平圖。.....</p>	<p>59</p>
<p>圖 5.8 (a) IO_{warm} 與(b) $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 模擬實驗 7-9 月 88°E 的經向垂直氣溫($^\circ\text{C}$)剖面系集距平圖。.....</p>	<p>60</p>
<p>圖 5.9 IO_{warm} 模擬中 7-9 月(a) 400hPa 垂直速度(10^{-2}Pas^{-1})、(b) 700hPa 相對溼度(%)系集距平值及(c) 200-850hPa 垂直風切大小(ms^{-1})之系集平均值，(d)-(f) 與(a)-(c)相同但為 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 模擬資料。.....</p>	<p>61</p>

圖 5.10 (a) IO_{warm} 模擬與(b) $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬中 7-9 月表層潛熱通量(Wm^{-2})(陰影)
與低層風速大小(ms^{-1})(等值線)之系集距平圖。.....62

第一章 前言

颱風是西北太平洋地區常見的自然災害之一，對於亞太地區的居民而言颱風不僅帶來巨大的經濟損失與發展阻礙，甚至危及生命安全；但颱風帶來的降水也是該地區農業運作與人類生存的重要元素之一。全球平均每年約有 80 個熱帶氣旋生成，而其中超過 30% 將近三分之一都發生在西北太平洋地區(Gray 1967; Yumoto and Matsuura 2001; Chan 2005)，除此之外熱帶氣旋在西北太平洋地區生成數量之年際變化也相當大(Yumoto and Matsuura 2001; Matsuura et al. 2003)，因此對於研究颱風活動及其年際變化一直是非常重要的議題之一。

西北太平洋屬東亞季風區，在大尺度環流及氣候特性上與大西洋不盡相同，其位於全球最大陸塊與最寬廣海洋之交界，且橫跨溫帶與熱帶地區，在氣候上同時受到海陸分佈、地形以及中、低緯度環流交互作用等多種因素影響。颱風在西北太平洋地區的活動受到東亞季風槽及太平洋副熱帶高壓影響甚巨(Gray 1979)，因而東亞季風槽之年際變化將間接影響西北太平洋颱風生成與活動之年際變化(Chen and Weng et al. 1998; Chen and Wang et al. 2006)。綜合過去學者的文獻與研究，影響颱風活動與發展之大尺度環境條件如下：季風槽提供低層正渦度的區域有利於颱風生成(Gray 1968; Gray 1979)；大尺

度環境中存在弱垂直風切的區域有利於颱風生成(Gray 1975; Gallina and Velden 2002); 海洋表面溫度達 26°C 以上始有利於颱風的發生(Gray 1968), 溫暖的混合層海水能提供對流發展所需的熱能與表面熱通量以利颱風生成(Emanuel 1988; Gray 1998); 中低對流層環境場有較高相對溼度對颱風發展有利(Cheung 2004)。

對於西北太平洋地區颱風活動年際變化的相關研究, 多將焦點放在聖嬰(El Niño)及反聖嬰(La Niña)現象與颱風之間的關係, 結果發現其相位改變時會影響颱風生成的位置(Chen and Weng et al. 1988; Chan 2000; Wang and Chan 2002; Chen and Wang et al. 2006), 並且連帶影響颱風的強度與生命史, 聖嬰年(反聖嬰年)間颱風的強度較強(較弱)且生命期較長(較短)(Wang and Chan 2002; Camargo and Sobel 2005; Chen and Wang et al. 2006), 然而這些研究也指出西北太平洋地區颱風總數量與聖嬰現象的年際變化之間並無明顯相關性(Wang and Chan 2002; Chen and Wang et al. 2006)。

近年來更有學者提出除了聖嬰現象外, 東印度洋海溫的年際變化與西北太平洋地區颱風總數量有明顯相關性(Zhan et al. 2011a), Zhan et al. (2011a)指出聖嬰事件對於西北太平洋颱風的影響主要在於強度高之颱風生成位置東西向的移動, 而東印度洋海溫主要影響在於整體颱風生成的數量; 其經由觀測分析發現, 當東印度洋海表面溫

度較暖時，將激發沿赤道附近東傳的凱文波(Kelvin wave)，並且在西北太平洋地區造成反氣旋式之渦度與輻散場距平，此環境將不利於颱風的生成與發展，其結果與 Xie et al. (2009)利用線性斜壓模式(linear baroclinic model)模擬的結果一致。

關於颱風模擬的研究，Manabe(1970)首度使用低解析度大氣環流模式進行颱風模擬，且能模擬出與實際情況相似的颱風。目前全球大氣環流模式被使用在模擬颱風發生頻率之季節與年際變化上都有不錯的成果(Vitart et al. 1997; Camargo et al. 2005)。雖然全球模式已經能夠模擬出颱風的基本特徵，但由於全球模式的空間解析度不足，模式所模擬出的颱風大小與尺度掌握不佳，且模擬之颱風強度也偏弱(Bengtsson et al. 1995; Vitart et al. 1997)。近來有些研究進一步開發超高解析度之全球氣候模式(Manganello et al. 2012)，其對於大西洋地區的颱風模擬強度有顯著提升，且颱風三維結構的模擬也有明顯進步；另一方面也開始有人使用區域氣候模式(Knutson et al. 2007)進行颱風模擬研究，並針對個別地區颱風的活動與年際變化特徵之模擬皆有所改善；然而相關的文獻多著重於大西洋地區，相較之下針對西北太平洋地區之研究較少。

區域氣候模式模擬範圍的選定，是影響模擬結果的重要關鍵之一，林(2011)使用 WRF 區域氣候模式，探討三組不同模擬範圍對於西北太

平洋地區之秋季大尺度環流和颱風生成及活動之影響，其結果發現包含印度洋與青藏高原之模擬實驗，較能凸顯模式中之海陸溫差，又因海陸溫差為亞洲季風環流之基本機制(Webster 1987; Young 1987)，故此模擬中，低層環流、季風槽與颱風活動能有較好的表現。Zhan et al. (2011b)也曾使用區域氣候模式，探討東印度洋海溫與西北太平洋地區颱風生成數量之間的關係，結果發現當東印度洋海溫較暖(冷)時，模式中西北太平洋生成的颱風數量較少(多)，此結果與 Zhan et al. (2011a)使用觀測資料分析之結果相符。

綜合上述之相關文獻結果，西北太平洋地區颱風生成之年際變化可能受到季風槽活動、聖嬰現象及東印度洋海溫等因素之影響，本研究將使用 WRF 區域氣候模式，空間解析度 30 公里進行模擬。第一部分實驗參考林(2011)之研究設計三組網格區域模擬實驗，比較中、東太平洋與印度洋及青藏高原對於西北太平洋上夏、秋兩季颱風生成數量之年際變化影響；經由第一部分的實驗結果，挑選對於西北太平洋地區颱風數量年際變化模擬較佳之網格設計，進行第二部分實驗以探討影響颱風生成數量年際變化之物理機制。

第二章 研究方法與使用資料

2.1 模式介紹

本研究所使用 Weather Research and Forecasting(WRF)區域氣候模式，版本為 WRF V3.0.1 版。WRF 模式為新一代中尺度數值天氣預報系統，主要由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)、美國國家海洋大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)所轄之國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)、空軍氣象聯隊(Air Force Weather Agency, AFWA)、海軍研究實驗室(Naval Research Laboratory)及聯邦航空總署(Federal Aviation Administration, FAA)等許多單位共同研發與改良，其具有可移植、可擴充、易維護及高效率等特性，且模組化程式碼能在平行處理計算平台上運作以提高計算效率，其應用範圍包含數值天氣預報、資料同化、降尺度氣候模擬及理想化個案模擬等。

WRF 是由完全可壓縮非靜立方程所組成，控制方程組皆寫為通量形式，水平網格為 Arakawa C 網格點，垂直座標上使用隨地形變化的 σ 座標，時間積分採用 3 階 Runge-Kutta scheme，空間離散化為 2 至 6 階之參數，邊界條件可選擇使用實際觀測資料或是理想化資料，模擬應用範圍可由數公尺至數千公里之廣。

2.2 資料介紹

2.2.1 大尺度環境場資料

本研究大尺度環境場使用美國國家環境預報中心(NCEP) NCEP/DOE AMIP II Reanalysis(NCEP Reanalysis-2)之重分析資料(Reanalysis)(Kanamitsu et al., 2002)，包含海平面氣壓場、溫度場、水平風場、垂直速度場、濕度場及高度場等多項參數。其水平網格解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直採等壓座標共分十七層，分別為 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20 及 10hPa，使用時間為 1981-2010 年之月平均資料。

全球海表面溫度資料採用美國國家海洋與大氣總署(NOAA)所發展之 Extended Reconstructed Sea Surface Temperature(ERSST)第三版(v3b)(Smith and Reynolds 2004)，水平網格解析度為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ ，使用時間為 1951-2010 年。

2.2.2 颱風觀測資料

本研究所使用的颱風歷史資料為聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)之最佳軌跡資料，每六小時一筆，一天共四筆。使用時間為 1951-2010 年之 6-11 月。本研究僅挑選強度達到熱帶風暴(Tropical Storm)以上之個案(即風速達到 17ms^{-1} 以上之個案)進行分析及比較，並將風速第一次達到 25kt 作為其生成點

(Lee et al. 2008)。本文將上述定義之個案統稱為颱風(Typhoon)。

2.2.3 模式初始場及邊界資料

本研究使用於模式之初始場及邊界資料為美國國家環境預報中心(NCEP)的全球資料同化中心(Global Data Assimilation System, GDAS)分析場資料(NCEP FNL(Final) Operational Global Analysis Data)，其中包含海平面氣壓、海表面溫度、風場、大氣溫度、地表溫度、土壤覆蓋、冰層、地表反照率等數十種參數。水平網格解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，垂直氣壓分層共二十六層，分別為 1000、970、950、925、900、850、800、750、700、650、600、550、500、450、400、350、300、250、200、150、100、70、50、30、20 及 10hPa。本研究之實驗使用時間為 2000-2010 年，每年的 6 月 1 日 0000UTC 至 12 月 1 日 0000UTC，時間解析度為每六小時一筆，一天共四筆。

2.3 模式參數設定

本研究模式參數之設定主要有微物理過程、積雲參數、地表參數、土壤參數、邊界參數以及輻射參數等，以下依序介紹。

微物理過程使用 WSM5 scheme(Hong et al. 2004; Hong and Lim 2006)，經修改後容許冰的沉降，對於水氣、雲及降水等微物理過程在此參數中包含了水氣、降水、降雪、雲水與雲冰等共五種粒子，因

而當中允許過冷水存在且降雪過程在緩慢融化時可有冰雪共存。

積雲參數法經由各網格點上之氣象資訊以參數化方式計算次網格內的水氣變化，以解析次網格之對流或淺雲等。在此選用 WRF3.0.1 版新加入的 New Grell scheme(Grell and Devenyi 2002)，其容許沉降效應影響相鄰之網格點，並允許積雲附近有下沉作用。

地表參數法主要影響近地表與邊界層附近摩擦效應、熱通量與水氣通量之計算，本研究所選用的 Similarity theory 使用穩定方程式 (Paulson 1970; Dyer and Hicks 1970; Webb 1970) 計算各通量之係數，其包含熱通量與水氣通量在不同性質表面之傳播速度。

土壤參數法使用 5-layer thermal diffusion，其土壤分層厚度分別為 1、2、4、8、16 公分，地表及土壤溫度、土壤剖面濕度等相關資料隨積分時間輸入，並且包含輻射、可感熱通量與潛熱通量等能量收支，同時也允許覆雪存在，但覆雪隨時間改變。

邊界層參數法的重要性在於其影響擾動動量通量在整層大氣之垂直次網格間的傳送，而不僅只於大氣邊界層而已。在此使用之參數法為 Yonsei University (YSU) PBL(Hong et al. 2006)，依性質不同將近地面之大氣環境分為混合層與穩定層以決定邊界層之溫度、濕度及雲帶垂直分佈的情況。

輻射參數分為長波與短波兩種，長波輻射參數使用 Rapid

Radiative Transfer Model (RRTM) Longwave(Mlawer et al. 1997)；短波輻射參數使用 MM5 (Dudhia) Shortwave(Dudhia 1989)。向上長波主要有地表熱輻射，參數依地表性質而有所不同；向下長波為雲及氣體熱輻射，其內包含水氣、臭氧、二氧化碳及雲厚等。短波參數計算空氣散射與水氣吸收(Lacis and Hansen 1974)，並考慮雲頂及不同性質地表之反照率。

2.4 實驗設計

2.4.1 第一部分

第一部分模擬實驗時間為 2000-2010 年，每年的 6 月 1 日 0000UTC 至 12 月 1 日 0000UTC 共六個月，並以每年 6 月 1 日 0000UTC 為初始場進行模擬，由側邊界與下邊界輸入之大氣、海溫資料與模式輸出資料皆為每六小時一筆，一天共四筆。

模式區域網格設定使用藍伯特投影法(Lambert Conformal)之單層網格，並設計三種不同範圍之網格區域用以討論中、東太平洋與印度洋及青藏高原等因素對於西北太平洋上颱風生成之年際變化影響為何。第一種網格區域中心位於(145°E, 20°N)，範圍包含(105°E-180°, 0°-40°N)，其主要涵蓋西北太平洋地區及東亞部分陸地，以下簡稱為 NWP(圖 2.1a)；第二種網格區域中心位於(175°E, 20°N)，範圍包含(105°E-120°W, 5°S-45°N)，其主要涵蓋整個北太平洋及東亞

部分陸地，以下簡稱為 NP(圖 2.1b)；第三種網格區域中心位於 (115°E, 10°N)，範圍包含(45°E-185°W, 20°S-40°N)，其涵蓋北印度洋及西北太平洋區域，並且包括東亞及南亞之陸地，以下簡稱為 IOP (圖 2.1c)。經由比較 NWP 與 NP 之模擬結果可以探討中、東太平洋與聖嬰現象對於西北太平洋上颱風生成的影響；比較 NWP 與 IOP 之模擬結果則可以探討印度洋海溫與海陸分佈對於西北太平洋上颱風生成的影響。

2.4.2 第二部分

根據第一部份的實驗結果(詳見第五章)，第二部分模擬實驗採用對西北太平洋颱風年際變化模擬結果較佳的 IOP 網格區域設計，進一步透過控制實驗，探討印度洋海溫與西北太平洋地區颱風數量之關係與影響機制。

模擬時間挑選 2000-2010 年間，西北太平洋颱風數量最少，且印度洋海溫變化最顯著的 2010 年，並利用更改初始時間的方式增加模擬實驗成員數量，其模擬初始時間分別為 5 月 31 日 0000UTC、5 月 31 日 1200UTC、6 月 1 日 0000UTC、6 月 1 日 1200UTC 及 6 月 2 日 0000UTC 而結束時間皆為 12 月 1 日 0000UTC，由此構成共五組成員的系集模擬，以下簡稱 IO_{warm} ；另外在其他初始場時間、狀態完全相同的狀況下，人工將北印度洋(50°E-100°E, 10°S-25°N)範圍(圖 2.2)的海溫

增加 2°C 並進行五組成員的系集模擬，以下簡稱為 $IO_{\text{warm}+2}$ 。以上兩組模擬實驗，由側邊界與下邊界輸入之大氣、海溫資料與模式輸出資料皆為每六小時一筆，一天共四筆。

在除了印度洋海溫之外其他初始場與邊界資料完全相同的狀態下，比較 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 兩組模擬實驗的結果，可以定性討論印度洋海溫的升高將對西北太平洋地區的大尺度環境與颱風生成數量造成何種影響，並探討環境場與颱風數量年際變化之機制。

2.5 模式颱風之判定

受到解析度的影響，模式無法產生與實際相同的颱風風速及結構，因此需要使用客觀方法來判定模式中之颱風個案，本研究使用 Vitart et al. (1997, 2003) 與 Knutson et al. (2007) 發展之客觀規則方法並配合 Walsh et al. (2007) 所提出不同解析度下適用之條件尋找颱風個案，使用條件包含低層正渦度、低層風速、封閉氣壓中心及暖心條件等，使其符合颱風動力與熱力特徵。過程分為兩大步驟：

(一) 挑選氣旋個案：對於模式內所有時間及網格點進行以下條件

篩選，若通過門檻則定義為氣旋中心。

1. 在 850hPa 之相對渦度須高於 $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。
2. 距離相對正渦度中心 4° 經緯度內需具有封閉低壓中心，低壓中半徑 4° 經緯度內氣壓需下降，並將此低壓中心定

義為氣旋中心。

檢視每個氣旋個案在其氣旋中心 8° 經緯度內是否存在暖心結構，而暖心結構之定義為 500hPa 與 300hPa 之氣溫平均值於氣旋中心 5° 經緯度半徑內需有下降，以及 200hPa 與 1000hPa 高度場需有差值。

(二) 追蹤颱風軌跡：對所有時間及網格點上之氣旋個案，利用以下過程建立同一颱風個案之軌跡。

1. 對於任何一個氣旋個案檢視距其中心 300km 的範圍內，於下一個時間點是否存在任何氣旋個案。
2. 若無任何氣旋個案存在，則軌跡追蹤過程停止。若有超過一個以上的氣旋存在，則以距離最近且位於西北側之個案做為下一個時間點氣旋中心所在位置。
3. 颱風軌跡追蹤需持續超過 36 小時，且模式最低層風速在氣旋中心半徑 5° 經緯度內需大於 17ms^{-1} ，並在其生命史中至少維持 36 小時(不需連續)。
4. 颱風軌跡之生成點必需滿足暖心條件，且於颱風生命史中滿足暖心條件時間比例需達到 80% 以上。

通過上述條件判定及挑選後即可視為完整的颱風個案。

第三章 颱風數量與海溫年際變化之相關性

有關於颱風年際變化的研究可分為颱風數量、生成位置、強度、軌跡、生命期等各種方向，而以上各颱風要素在其發展過程中也息息相關，本研究著重的目標在於颱風總數量的年際變化現象。

過去曾有許多文獻及研究皆指出聖嬰—南方振盪現象(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)和西北太平洋地區颱風的生成及活動有著密切的關係(e. g., Chen and Weng et al. 1988; Chan 2000; Wang and Chan 2002; Chen and Wang et al. 2006; Camargo and Sobel 2005)，而近期的研究則指出東印度洋(East Indian Ocean, EIO)海表面溫度(Sea Surface Temperature, SST)變化可能是另一個影響此地區颱風發展的重要現象(Zhan et al. 2011a; Zhan et al. 2011b)。

為初步了解海溫與颱風數量的關係，分別計算 1981-2010 年各季節海溫與颱風總數年際變化的空間相關分佈(圖 3.1(a)-(e))，其中藍色(紅色)陰影代表通過 95%信賴度統計顯著性檢定呈現負(正)相關的區域。在傳統上，用於定義 ENSO 事件的 Niño3.4(120°-170°W，5°S-5°N)區域內，從前一年冬季至當年秋季皆無陰影覆蓋，表示颱風季前與颱風當季 Niño3.4 SST 的年際變化與西北太平洋颱風總數並無顯著的相關性，僅在颱風季後之冬季 Niño3.4 SST 的中太平洋區域有部分區塊呈現正相關性。而在北印度洋地區各季節皆有藍色陰影籠罩，

顯示該區海溫變化與颱風總數呈現負相關，其中 EIO(75°-100°E, 10°S-22.5°N)區域尤為明顯，從前一年冬季直到當年的夏、秋颱風季最大相關係數可超過-0.5 甚至達到-0.6，可見該地區的海溫變化領先當年颱風數量的變化，這意味著北印度洋 SST 可能是影響西北太平洋颱風總數量的重要因素之一。除了上述的兩個地區之外，春、夏與秋三個季節東北太平洋(ENP, 130°-170°W, 10°-25°N)與西南太平洋(WSP, 155°E-180°, 20°-35°S)地區的海溫，也分別對颱風數量呈現顯著的相關性，其中又以西南太平洋地區的相關範圍較大，且隨著季節改變仍持續存在負相關，以下透過相關係數列表討論不同年代與季節下海溫與颱風數量的關係。

表 3.1 為 Niño3.4、EIO、ENP 及 WSP 各季節 SST 距平和西北太平洋颱風總數在不同年代下之相關係數，其中 SST 與颱風同年的月份以(0)表示，而從前一年跨至颱風當年的冬季 SST 以(-1)表示。此表可以看出 Niño3.4 的海溫變化無論在任何季節或任何年代，皆與西北太平洋颱風總數變化沒有顯著的相關性，正、負相關係數值都沒有超過 0.3 且未通過統計顯著性檢定。相較之下，EIO 與 ENP 區域之 SST 與颱風總數的年際變化之間有顯著相關性，其中 ENP SST 與颱風數量為正相關，而 EIO SST 則與颱風數量呈現負相關，自 1971 年起在春(MAM)、夏(JJA)、秋(SON)三季與颱風數量的相關係數皆通過 95%信心度的統

計顯著性檢定，並且在 1981-2010 這 30 年間各季節之相關係數皆達到最大(ENP)與最小(EIO)。這些數據顯示 EIO 和 ENP SST 的變化皆與西北太平洋颱風數量有關聯，且前一季的海溫領先颱風數量的變化，表示 EIO 和 ENP SST 均是影響西北太平洋颱風數量的重要因素。WSP SST 與颱風數量之間則與前兩者無一致的關係。由於近幾年間，各區域 SST 可能有顯著的增溫趨勢，若去除各區域海溫線性趨勢後所得的相關係數(括號中之值)發現，EIO 與 WSP 海溫與颱風數量間的相關係數將明顯下降，但仍維持通過顯著性檢定的關係，表示 WSP SST 與颱風數量的相關有一大部分來自增溫趨勢而非年際變化。

根據上述相關係數資料之分析，EIO 和 ENP 地區之海溫之年際變化與西北太平洋颱風數量年際變化有顯著的相關性。本研究將利用模擬實驗，針對印度洋、北太平洋海溫與西北太平洋颱風數量之間的關係進行研究。

第四章 大尺度環境與颱風模擬結果之分析與比較

根據第三章之分析，印度洋與東北太平洋皆可能是影響颱風數量年際變化的重要因素。本章實驗設計使用 WRF 區域氣候模式分別對 NWP(105°E-180°，0°-40°N)、NP(105°E-120°W，5°S-45°N)與 IOP(45°E-185°W，20°S-40°N)三個不同網格區域進行 2000-2010 年，每年的 6 月 1 日 0000UTC 至 12 月 1 日 0000UTC 共 11 年的模擬。比較 NWP 與 IOP 實驗結果，可探討印度洋及海陸分佈的影響，而由 NWP 與 NP 的實驗結果，可知東北太平洋與聖嬰現象的影響。利用第二章所述之方法進行模式颱風判定後，針對實驗模擬結果進行分析，並比較三組不同模式設計(NWP、NP 與 IOP)的模擬結果與觀測間的差異。

圖 4.1(a)-(d)分別為 NCEP、NWP、NP 與 IOP 四組資料低層(850hPa)風場與渦度場 7-9 月的 11 年氣候平均。首先由 NCEP 的資料(圖 4.1a)顯示出 7-9 月期間的風場與渦度場分佈特徵，西北太平洋地區在這個季節主要受到副熱帶高壓環流、季風槽、西南氣流與跨赤道流的影響，槽區伴隨正渦度(紅色陰影)，低層渦度在南海與西北太平洋地區有極大值。西北太平洋正渦度區向東南延伸至赤道中太平洋。太平洋副熱帶因高壓籠罩，低層伴隨反氣旋式環流與渦度極小值(藍色陰影)。副熱帶高壓南側的東風與季風槽的西風在 140°E 附近輻合。在 NWP 的模擬實驗中(圖 4.1b)，季風槽與副熱帶高壓西南側伴隨的東南風兩者

皆能有效模擬呈現，但由於季風槽在 NWP 中偏強而形成一氣旋式環流，其在南海與台灣東方區域的正渦度分佈區域較觀測資料強、正渦度區位置也向北偏移。相較之下副熱帶高壓的強度偏弱並向東退縮，因此，西南風與東南風主要輻合區域向東偏移至 160°E 附近。NP 實驗(圖 4.1c)中模擬環流特徵與 NWP 相似。但氣旋式環流與西南季風偏強的程度比 NWP 之模擬結果更加明顯，低層正渦度分佈範圍更廣、更強。副熱帶高壓伴隨的反氣旋式環流與低層負渦度，已經向太平洋偏移至 180° 以東的地區。西南季風與東南風主要合流區域向東偏移至 170°E 附近並略為偏北。相較於前兩者的模擬結果，在 IOP 實驗中，季風槽的西風及其所伴隨的低層正渦度較接近觀測，副熱帶高壓之特徵也較為明顯。西南風與東南風合流區域則位於 150°E 附近，與觀測差異較小。從低層風場與渦度場的 11 年氣候模擬結果來看，三組模擬實驗皆能模擬出亞洲夏季季風槽與西南季風的大尺度環流特徵。但 NWP 與 NP 實驗結果低層風場與渦度皆明顯過強、偏北，太平洋副熱帶高壓偏弱，且西南季風與東南風合流位置與觀測資料相差較大。包含印度洋與青藏高原的 IOP 實驗中，風場與渦度雖然偏強，但整體環流結構與觀測資料較相近。

垂直風切是影響颱風生成的重要因素之一(e. g., Gray 1975)。

圖 4.2(a)-(d)分別為 NCEP 與 NWP、NP、IOP 模擬實驗資料在 7-9 月

垂直風切大小(200-850hPa 水平二維風場大小)的 11 年氣候平均。當環境存在弱垂直風切(黃色陰影)時，將有利於颱風的生成與發展(Gray 1975; Gallina and Velden 2002)。由 NCEP 的風場資料(圖 4.2a)顯示出，西北太平洋地區颱風季(7-9 月)，垂直弱風切分佈範圍較廣，一路由臺灣附近地區向東南沿伸至赤道 160°E 以東的位置，而在南海與菲律賓南部地區則有一垂直風切的極大值。NWP 與 NP 的模擬實驗中(圖 4.2b-c)弱垂直風切帶自臺灣向東延伸，呈現帶狀的緯向分佈。NWP 與 NP 實驗弱垂直風切帶，分別延伸至 160°E 及 180°附近才向南延伸，跟觀測資料的結果相比其弱風切帶更向東偏移。而南海與菲律賓附近的垂直風切極大值，在 NWP 與 NP 實驗中向東擴大，且強度甚至都在 24 ms^{-1} 以上，顯示低層與高層風場的模擬偏差效果加乘起來，使 NWP 與 NP 實驗的垂直風切分佈型態與觀測有較明顯的差異且強度也過強。IOP 實驗(圖 4.2d)結果所呈現的弱風切帶在臺灣附近較為瘦長，並且向東南延伸至 160°E 附近的位置。弱風切分佈與觀測資料接近，但跟觀測相比低層西風模擬偏強的現象造成菲律賓附近的強風切分佈範圍向東擴大且增強。

圖 4.3(a)-(d)分別為 NCEP 與 NWP、NP、IOP 模擬實驗資料 7-9 月 400hPa 垂直速動的 11 年氣候平均，其中紅色(藍色)陰影代表上升(下沉)運動的區域。由 NCEP 的資料(圖 4.3a)可以看出，西北太平洋

颱風季(7-9月)時，該區域垂直運動多以上升運動為主。而上升運動最旺盛的區域從南海向東南方延伸，與季風槽的位置重合，顯示低層槽區的正渦度與輻合作用將伴隨上升運動。NWP 與 NP 實驗中的垂直運動場(圖 4.3b-c)也同樣都掌握了基本特徵，在氣旋式環流區出現最強烈的上升運動，但由於低層氣旋環式流與正渦度值偏強，使 NWP 與 NP 兩個模擬中，南海及氣旋式環流所在地區之上升運動過強且範圍更向東延伸。IOP 的模擬中(圖 4.3d)垂直運動的分佈與 NCEP 相近，上升運動極大值位於南海、西北太平洋及西北太平洋向東與東南延伸的區域，除南海地區上升速度偏強之外，IOP 垂直速度場之模擬在強度與分佈與觀測資料相近。由上述的分析可以發現，IOP 實驗的模擬結果顯示，其對於西北太平洋地區的高低層環流特徵，垂直風切與上升運動，掌握度均較 NWP 與 NP 實驗來得好，意味著對於西北太平洋地區的氣候模擬而言，包含印度洋與青藏高原的 IOP 實驗設計模擬結果較 NWP 及 NP 實驗的設計更為理想。

大尺度環流是影響颱風生成的重要因素。本研究下一步分析，使用區域氣候模式，三個區域範圍模擬出颱風生成數量的能力。圖 4.4 為西北太平洋地區實際觀測與實驗模擬出的颱風生成位置分佈圖，各圖右上角的數字代表每年 6-11 月，平均生成的颱風數量，平均每年夏秋兩季 JTWC 的觀測與三組實驗的模擬數量依序為 19.1、29.9(NWP)、

25.9(NP)與 18.2(IOP)。明顯可以看出 IOP 與另兩組實驗對於西北太平洋地區颱風數量的模擬掌握能力有很大的差異。IOP 實驗 11 年(每年 6-11 月)模擬下來與實際觀測的颱風數量接近，而 NWP 與 NP 實驗所模擬的颱風數量則有明顯高估的現象，此現象可能與其兩者實驗模擬出過強的季風槽，低層正渦度與上升運動有密切的關係。從颱風總體的生成數量而言 IOP 實驗的表現較另兩組模擬實驗更佳。

進一步從圖 4.4(a)-(d)各組資料 2000-2010 年 6-11 月的颱風生成位置分佈圖，依大尺度環境特徵，以 150°E 經線和 20°N 緯線畫分成四個子區域。由於觀測與三組模擬資料的總生成數量各不相同，此處以百分比來討論區域相對生成比例，即該區域的生成數占該組資料全區總生成個數的比例。比較圖 4.4(a)與(d)可發現 IOP 與觀測四個區塊的颱風分佈比率非常接近。IOP 颱風生成的模擬結果在南側有略為偏東，此現象與低層槽合流區東偏(圖 4.1d)的結果相呼應，但差異小。另一方面，NWP(圖 4.4b)與 NP(圖 4.4c)實驗結果跟 JTWC 觀測相比，颱風生成位置分別在北側與東側等區塊的比率皆明顯提高，顯示颱風在 NWP 與 NP 實驗中的生成位置東移、北抬，與其模擬季風槽與中低層合流區(圖 4.1b-c)東伸北抬的現象一致。根據上述分析討論，對於颱風生成數量與位置的模擬結果，IOP 實驗的表現都明顯優於另外兩組實驗，且與 JTWC 的真實觀測結果相比也非常接近，此結

果也顯示出選擇不同的模擬區域不僅大尺度環流場改變，颱風生成數量與位置的模擬皆會連帶受到影響。包含印度洋及海陸差異性的 IOP 模擬表現較佳，其大尺度環流特徵，如季風槽、太平洋副熱帶高壓和低層輻合區以及颱風之生成數量與位置分佈，均較接近觀測值。改善了 NWP 與 NP 正渦度強度過強、位置太偏東及太平洋副熱帶高壓太弱的問題。

第五章 環境場與颱風生成之年際變化模擬分析

熱帶氣旋在西北太平洋地區的生成數量較其他地區多之外，其數量的年際變化也相當大(Yumoto and Matsuura 2001; Matsuura et al. 2003)。為了進一步探討影響颱風生成數量年際變化的機制，首先我們分別計算三組模擬實驗與 JTWC 觀測資料間，颱風數量逐年變化的相關係數(表 5.1)。由表 5.1 可知，NWP、NP 及 IOP 三組實驗的相關係數分別為，0.35、0.6 與 0.78，其中僅 IOP 實驗結果通過 99%信賴度統計顯著性檢定。這個結果顯示，雖然 NWP 和 NP 在大尺度環流與颱風個數的氣候模擬相似，但兩者在颱風數量的年際變化模擬上有極大的差異。單就西北太平洋地區進行模擬(NWP 實驗)時，對於該地區颱風數量的年際變化無法有效掌握，但若模擬區域增加北太平洋(NP 實驗)或印度洋與青藏高原(IOP 實驗)後，對於颱風數量變化的模擬結果皆能有效改善，而其中又以加入印度洋與青藏高原所造成的影響較為關鍵。

5.1 颱風活躍與不活躍個案年挑選

本節將利用挑選個案年的方式比較颱風數量多或少時，環境上的差異與可能的影響機制。從第三章的分析可以發現西北太平洋颱風數量與 ENP、WSP、EIO 等區域 SST 之間相關性最高的時段為 1981 年後至 2010 年的 30 年間。根據 JTWC 的觀測資料(圖 5.1)可以發現，這

段時間內，颱風數量呈現明顯的年代際變化。颱風數量超過一個標準差的活躍年皆在 1997 年以前，相反地，颱風不活躍年則集中於 1997-2010 年間，由於本研究模擬實驗所進行的時間(2000-2010 年)僅包含氣候上的不活躍個案年，故以下將挑選 2003 與 2010 兩個颱風數量低於一個標準差的年份作為不活躍個案年，並與氣候場進行比較與分析。

5.2 颱風不活躍年之分析與模擬

早期的研究認為，海洋表面溫度達 26°C 以上始有利於颱風的發生(Gray 1968)。圖 5.2a 為 2000-2010 年 6-8 月 SST 平均分佈圖。顯現出西北太平洋地區海表面溫度，在夏季全面受到高於 27°C 海溫的籠罩。在不活躍年，海溫的變化(圖 5.2b)在印度洋與西北太平洋為正距平(紅色陰影)，中、東太平洋呈現負距平(藍色陰影)。但季節變化鮮少超過 0.5°C ，而這樣的海溫距平分佈與第三章海溫與颱風數量相關性的分析結果一致。

NCEP 與三組模擬實驗在不活躍年間 7-9 月的低層(850hPa)風場與渦度場分別呈現於圖 5.3(a)-(d)中，圖中同時包含不活躍年颱風生成點(黑色標記)與其平均每年生成的颱風數量(右上角數字)。比較不活躍年(圖 5.3a)與氣候平均場(圖 4.1a)之間的差異可以發現，在不活躍年季風槽及西風減弱，低層正渦度分佈範圍也縮小且南移，太

平洋副熱帶高壓增強並向西延伸，同時伴隨低層負渦度分佈，而主要合流區向西退縮至 130°E 附近。不利颱風生成的環境使其數量較氣候平均每年減少 4.1 個，平均每年僅生成約 15 個颱風。且大部分颱風生成點受季風槽合流區位移的影響主要分佈在 150°E 以西的區域。

NWP(圖 5.3b)與 NP(圖 5.3c)實驗中，在不活躍年期間季風槽與西風之模擬較氣候模擬(圖 4.1b-c)減弱，但西風和低層正渦度的減弱效應小，由於季風槽與西風模擬仍偏強，太平洋副高增強現象不明顯，且仍然向東退縮至 170°E 以東的區域。NWP 與 NP 實驗不活躍年平均每年分別生成 27 個及 22.5 個颱風，皆比觀測偏多。NWP 較其氣候平均減少 2.9 個而 NP 則減少 3.4 個，兩者減少數量都比觀測小。NWP 與 NP 實驗中所模擬出的颱風數量氣候平均值遠比 JTWC 的觀測值來得多，意味著這兩組實驗中颱風數量的年際變化幅度比觀測來得小。

IOP 的實驗中，與氣候模擬相比(圖 4.1d)，在不活躍年間(圖 5.3d)西風與低層正渦度區域皆明顯減弱，並伴隨太平洋副熱帶高壓增強，IOP 不活躍年間平均每年僅生成 11.5 個颱風，減少數量達每年 6.7 個，相較於實際觀測資料的減少幅度過大。整體而言三組模擬能掌握不活躍年的環境場特徵變化，但模擬合流區向西退縮的幅度比觀測小，故實驗模擬颱風生成位置仍較觀測偏東。IOP 的模擬結果不論在颱風數量的變化上，或在環境場的年際變化特徵掌握度，都比另兩組實驗

模擬的結果更接近觀測，但颱風數量模擬之年際變化較大。

進一步檢視模式是否能有效地模擬出環境場距平值的特徵。比較圖 5.3(e)-(h)的低層風場與渦度場距平圖可以發現，IOP 實驗(圖 5.3h)與觀測(圖 5.3e)的距平值無論是風場的分佈型態、風速大小以及低層渦度的強度、位置都非常接近。此兩組資料皆顯示出不活躍年間，在西北太平洋地區出現大範圍反氣旋式環流距平，同時伴隨低層負渦度距平，此將使西北太平洋地區副熱帶高壓增強、季風槽減弱，產生一個較不利於颱風生成的環境。赤道至北緯 10°N 的區域會出現東風距平使原本盛行的西南季風減弱、合流區向西退縮。NWP 與 NP 亦模擬出反氣旋環流距平，反氣旋南側仍有明顯的緯向東風距平，但相較之下，NP 實驗(圖 5.3g)的反氣旋式環流距平與低層負渦度距平範圍較小，NP 中在 150°E 以東， 25°N 附近有正渦度距平。NWP 實驗(圖 5.3f)反氣旋式環流距平強，但因其氣候模擬過強，季風槽在不活躍年模擬仍太強。

圖 5.4 為 NCEP 與三組模擬實驗在不活躍年間，7-9 月 400hPa 垂直運動(ω)場之平均值與距平值。不活躍年間低層的反氣旋式環流與負渦度距平，同時伴隨著該地區的上升運動受到抑制(正 ω 距平)，在正 ω 距平主要分佈區之西北側，存在低層負渦度與反氣旋式環流距平(圖 5.3)。而在菲律賓南側、赤道附近有強烈的負 ω 距平，這顯示在

不活躍年西北太平洋地區，產生一個在赤道附近上升、副熱帶下沉的地區性哈德里環流(Hadley cell)距平，此環境將不利於颱風的生成與發展。三組模擬實驗的結果，皆能模擬出西北太平洋地區大範圍的正 ω 距平分佈，且在其主要正 ω 距平區之西北側皆伴隨低層正渦度及反氣旋式環流距平的現象(圖 5.3)，而在赤道附近也分別有負 ω 距平分佈。其中 IOP 在 ω 平均場(圖 5.4d)與距平場(圖 5.4h)的模擬分佈與強度皆與觀測相近。NWP(圖 5.4f)與 NP(圖 5.4g)對於 ω 距平強度的模擬則有略為偏強的現象，但由於 NWP(圖 5.4b)與 NP(圖 5.4c) ω 平均場模擬過強，其年際變化仍較不明顯。

垂直運動的變化會影響中層大氣的濕度。圖 5.5 為 NCEP 與三組模擬實驗在不活躍年間，7-9 月 700hPa 相對溼度之平均值與距平分佈圖。觀測資料在西北太平洋 700hPa 的相對溼度(圖 5.5a)在 10°N 以北呈現大範圍乾區，不利於颱風生成。而距平場(圖 5.5e)的分佈明顯在下沉運動(圖 5.4e 正 ω 距平)區域伴隨負相對濕度距平。三組模擬實驗在相對濕度距平場的模擬結果，都能有效掌握不活躍年西北太平洋地區大範圍的負距平變化。但 NWP 與 NP 實驗在相對濕度平均場模擬偏強，因此在不活躍年相對濕度仍較觀測偏高(圖 5.5b-c)。而 IOP 實驗在不活躍年之相對濕度平均場(圖 5.5d)，則與觀測較為接近。在垂直運動與中層相對濕度的年際變化方面，三組實驗皆能掌

握此兩環境場之變化特徵，但 NWP 與 NP 對平均場模擬過強，年際變化幅度較小。IOP 則在平均場及年際變化皆與觀測較為接近。

上述分析結果顯示，NWP 與 NP 的實驗能模擬出大尺度環流場主要的特徵，但氣候平均場模擬過強。NWP 模擬氣候場與年際變化掌握度不佳，加入東北太平洋(NP 實驗)後，颱風數量年際變化之模擬結果大幅改善而更接近觀測。但 NP 實驗颱風數量與大尺度環境的年際變化小。加入印度洋與青藏高原(IOP 實驗)後，雖然有西風與低層正渦度偏強的現象，但大尺度環流在年際之間的變化特徵與變化幅度皆與觀測的表現非常相近。此結果意味著，東北太平洋和印度洋海溫均是影響颱風數量的重要關鍵。而在模式中印度洋與青藏高原的海陸分佈狀態，對於西北太平洋地區大尺度環流場與颱風數量年際變化的模擬影響，會比東北太平洋海溫更為重要。

經由本節對於 NWP、NP 與 IOP 三組實驗的分析探討可以發現，在有限的計算資源與相近的網格區域大小之下，選擇包含印度洋與青藏高原的網格區域進行模擬，模擬結果可以有效掌握西北太平洋地區大尺度環境的氣候特徵與颱風生成的數量，並且在環流場特徵與颱風數量的年際變化的模擬上也有非常不錯的表現，而這些實驗模擬成果將會比選擇包含中、東太平洋的網格區域進行模擬有更好的掌握。

5.3 颱風數量年際變化之機制探討

透過 5.2 節之個案年分析及模擬實驗的結果，顯示西北太平洋地區颱風生成數量的年際變化和印度洋海溫及其與青藏高原之間的海陸分佈有著密切的關係，為求進一步探討影響西北太平洋地區颱風數量年際變化的機制。本研究將選擇延用 IOP 實驗之網格區域及各種參數設定，探討印度洋海溫與青藏高原地形及海陸分佈，對西北太平洋颱風數量年際變化之影響。根據第二章實驗設計之第二部分，本節將進行 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 兩組模擬實驗結果之分析比較，此兩者皆為擁有一五組成員的系集模擬實驗，進行模擬的網格區域及時間範圍皆完全相同， IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 的差異在於後者下邊界海溫資料在北印度洋區域(圖 2.2)人工增溫 2°C ；在其他條件完全相同的狀況下，本節將經由 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 的模擬結果，探討北印度洋增溫及海陸效應對西北太平洋地區颱風生成的影響機制。本節討論分為兩部分，分別為 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中大尺度環流系集平均與颱風數量模擬結果，以及西北太平洋地區颱風數量年際變化之相關機制。

圖 5.6 為 2010 年觀測及 IO_{warm} 、 $IO_{\text{warm}+2}$ 兩組實驗 7-9 月 850hPa 的風場與渦度場氣候平均值。2010 年為北印度洋海溫較氣候值暖的颱風不活躍年。觀測風場與渦度場(圖 5.6a)顯示，季風槽及低層西風減弱、太平洋副熱帶高壓增強，並伴隨低層正渦度減弱，合流區域向

西退縮至 120°E 附近。 IO_{warm} 中(圖 5.6b)季風槽、低層西風及正渦度區域明顯減弱，太平洋副高環流增強，低層合流區域向西移動幅度較觀測小，位於 140°E 附近。在其他條件不變的狀況下，北印度洋增溫後的 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 實驗結果，季風槽大幅減弱而副熱帶高壓增強並向西延伸，低層正渦度強度減弱的幅度比 IO_{warm} 實驗更大。表 5.2 顯示 2010 年觀測、 IO_{warm} 及 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 實驗中，颱風平均生成數量以及相較於氣候值減少的數量。根據 JTWC 觀測資料，2010 年 6-11 月西北太平洋地區生成 13 個颱風，比 2000-2010 年平均每年生成 19.1 個颱風的氣候值減少 6.1 個。 IO_{warm} 實驗平均每年 6-11 月生成 12.8 個颱風，比 IOP 氣候模擬平均每年 18.2 個颱風減少 5.4 個，與 2010 年 JTWC 實際觀測的 13 個颱風數量相近。而 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 實驗平均每年生成 9.4 個颱風，颱風數量較 IOP 氣候模擬減少 8.8 個，減少幅度比 IO_{warm} 實驗還要大。當其他條件相同僅改變北印度洋海溫時($\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 實驗)，季風槽、低層西風與正渦度明顯減弱而副熱帶高壓增強並向西延伸，颱風數量也大幅下降，這意味著印度洋的海溫變化，對於西北太平洋大尺度環流及颱風數量變化存在著關鍵性的影響力。

透過 IO_{warm} 與 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 兩組實驗與氣候模擬的比較，可以討論印度洋海溫與海陸效應的變化對於西北太平洋地區環境影響效應。圖 5.7(a)、(b)分別為 IO_{warm} 與 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 模擬 850hPa 風場與渦度場的系集

距平圖。 IO_{warm} 中在西北太平洋地區受到反氣旋式環流距平與負渦度距平所籠罩，反氣旋式環流南側有明顯的東風距平，沿著赤道附近從西北太平洋向印度洋吹送。印度洋海溫增加後 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中，反氣旋式環流及負渦度距平分佈皆與 IO_{warm} 模擬接近，但環流場與負渦度值強度明顯提升，尤其在近赤道的東風距平增強幅度大。上述實驗結果與 Zhan et al. (2011a) 及 Xie et al. (2009) 之相關理論相似。然而本研究發現，印度洋與颱風數量之間，不僅侷限於東印度洋，而是與整個北印度洋的海溫相關。當印度洋海溫較暖時，將激發延赤道附近向東傳的 Kelvin wave，並且在西北太平洋地區形成反氣旋式環流與負渦度場距平，使季風槽減弱而副熱帶高壓增強，產生一個不利於颱風生成與發展的環境。在 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中颱風生成的數量受到反氣旋式環流與副渦度距平變化影響而大幅下降，平均每年生成數量較 IO_{warm} 實驗少了 3.4 個颱風。

另一方面，季風槽的強度也可能與海陸溫差及青藏高原地形相關。 IO_{warm} 模擬與 $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬之間，僅人工改變了北印度地區的海表面溫度，海溫升高的同時可能使印度洋與青藏高原之間的海陸溫差改變。圖 5.8(a)、(b) 分別為 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬中沿青藏高原中部， 88°E 的氣溫垂直剖面距平圖。 IO_{warm} 實驗中，北邊陸地的溫度距平大於南邊印度洋海溫距平，即 2010 年海陸溫差增大。因海陸溫差為亞洲季風環流

之基本機制(Webster 1987; Young 1987)，當海陸兩者間溫差增大將造成亞洲季風環流增強。故 2010 年海陸溫差效應並非影響季風槽減弱的主要因素。比較 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 兩實驗，在 25°N 以北的區域大氣溫度兩者分佈接近，在 $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬中受到北印度洋海溫增加的影響，印度洋上方整層大氣明顯增暖，在陸溫差異不大的情況下，將造成 $IO_{\text{warm}+2}$ 海陸溫差較 IO_{warm} 中減小，並且影響亞洲季風環流與季風槽的強度。比較圖 5.7(a)、(b)可知， $IO_{\text{warm}+2}$ 之反氣旋式環流與負渦度距平較強，其南側東風環流延伸至印度洋區域，季風槽減弱，產生更不利於西北太平洋颱風生成的環境。

當季風槽減弱、環流場改變可能伴隨其他環境場的變化，由於西北太平洋反氣旋式環流距平使副高增強，垂直運動場在 IO_{warm} 中(圖 5.9a)顯示大範圍的上升運動受到抑制(正 ω 距平)，大氣對流受到抑制將影響颱風發展。 $IO_{\text{warm}+2}$ 中(圖 5.9d)與 IO_{warm} 相似，同樣的正 ω 距平分佈型態，但 $IO_{\text{warm}+2}$ 強度更強。垂直運動與大氣相對濕度相互關聯，當西北太平洋地區上升運動受到抑制，甚至產生下沉運動時，將伴隨中層相對濕度的下降，圖 5.9(b)、(e)中 700hPa 相對濕度的距平分佈型態與 ω 距平分佈相似， $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗較強的正 ω 距平也伴隨中層較乾的相對濕度，中層相對濕度的降低也提供一個不利颱風生成與發展的環境。弱垂直風切也是影響颱風生成的重要因素之一，大尺度環境

中存在弱垂直風切的區域有利於颱風生成(Gray 1975; Gallina and Velden 2002),圖 5.9(c)、(f)分別為 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中 200–850hPa 水平二維風場之垂直風切大小的系集平均圖,垂直風切小於 9m/s 的黃色陰影區域將有利颱風的發展(Cheung 2004)。當印度洋海溫升高後 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中的弱垂直風切區域明顯西移,包含整個 160°E 以西及南海地區,均為弱風切區。此結果顯示,季風槽減弱、弱垂直風切位 移的影響將導致颱風生成位置偏西。

除上述各種與颱風發展有關的環境因子外,海溫提供大氣的潛熱與可感熱通量也是影響颱風生成的重要因素,但卻較少被列入颱風生成指數中。在 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 兩組實驗中,西北太平洋地區的海溫初始場及下邊界條件相同,西北太平洋地區海溫為正距平(圖 5.2b),但高海溫卻未必伴隨海洋與大氣之間較高的能量通量。相同的海表溫度條件下,海洋實質傳送給大氣以供系統發展的能量卻可能有所不同。圖 5.10(a)、(b)分別為 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗海洋與大氣之間的潛熱通量(陰影)與低層風速大小(等值線)系集距平圖。可感熱通量影響較小(圖未顯示)。 IO_{warm} 及 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗在西北太平洋地區海洋提供給大氣的潛熱通量呈現負距平(藍色陰影),即不利於颱風生成。雖然兩實驗在赤道地區有正距平極大值(紅色陰影),該區其他條件可能不利於颱風生成。潛熱通量距平分佈與低層風速大小距平(等值線)的分佈吻合,

顯示表層潛熱通量正比於風速大小。在 IO_{warm} 中西北太平洋地區低層風速減小， $IO_{\text{warm}+2}$ 中低層環流與東風距平強度更高，抵消氣候盛行之西風風速。因此在西北太平洋地區伴隨更強的負潛熱通量距平值。這結果顯示在 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 之間，雖然西北太平洋海溫為正距平，但海洋實質提供給大氣的能量，因環境改變而減少。相較於 IO_{warm} 實驗， $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗中表層潛熱通量在西北太平洋地區大量減少，颱風生成時所能從海洋獲得的能量更少，則更不利於颱風的生成與發展。

第六章 結論與討論

颱風是西北太平洋地區的重要天氣現象之一，對於人類生活影響甚鉅，因此颱風數量年際變化的模擬與機制探討有其重要性。本研究計算海表面溫度與颱風數量間之相關係數發現，西北太平洋颱風數量之年際變化與傳統用於定義 ENSO 事件的 Niño3.4 (120°W – 170°W , 5°S – 5°N) 海溫相關不大。但與東北太平洋 (ENP, 130°W – 170°W , 10° – 25°N) 海溫間存在高度正相關，而與北印度洋海溫則有高度負相關。本研究進一步使用 Weather Research and Forecasting (WRF) 區域氣候模式，水平解析度 30 公里，進行 NWP (105°E – 180° , 0° – 40°N)、NP (105°E – 120°W , 5°S – 45°N) 與 IOP (45°E – 185°W , 20°S – 40°N) 三組不同網區域之模擬，討論中、東太平洋和印度洋與青藏高原海陸分佈效應對於西北太平洋颱風數量年際變化的影響。

2000–2010 年的氣候模擬中，NWP、NP 與 IOP 三組模擬皆能有效掌握季風槽、副熱帶高壓等大尺度環流特徵。NWP 與 NP 氣候模擬相似。兩者在季風槽西風與低層正渦度區域模擬過強。形成一氣旋式環流，位置向北偏移、向東延伸。而副熱帶高壓模擬太弱，高壓範圍向東移至中太平洋。在氣旋式環流位置，200–850hPa 的垂直風切大小模擬過強。弱風切區域較觀測向東偏移，在菲律賓及其以東區域產生強風切分佈與觀測落差較大。垂直運動 (ω) 場模擬強度也過強，強上

升區域較觀測偏北、偏東，而與氣旋式環流位置相符。在南海地區由於低層環流與渦度過強，產生異常的強烈上升運動。IOP 實驗在上述模擬狀況皆有明顯改善，季風槽及低層正渦度與觀測相似，垂直風切強度及位置分佈也與觀測相近，垂直運動(ω)場強度也與觀測非常接近，並且大幅改善另兩組在南海地區上升運動過強的現象，強上升區域與季風槽位置一致。上述結果顯示，包含印度洋與青藏高原之 IOP 實驗，因模擬區域能掌握印度洋及海陸溫差對亞洲季風之影響，在季風槽與大尺度環流可以模擬出與觀測接近的結果。但可能由於未考慮海氣交互作用，在長時間積分下造成季風槽與低層渦度過強，尤其在南海區域最為明顯。

氣候上颱風數量的模擬結果，JTWC 在 2000-2010 年間平均每年 6-11 月生成 19.1 個颱風，NWP 與 NP 分別模擬出每年 29.9 與 25.9 個颱風，數量明顯高估，此為季風槽及低層正渦度模擬過強所致。IOP 中平均每年生成 18.2 個颱風，結果與觀測非常接近。此外 NWP 與 NP 模擬實驗，颱風生成位置有偏東及偏北的現象，與季風槽位置東伸北抬的現象相符。IOP 模擬颱風生成位置分佈則與觀測非常相近。颱風數量與生成點分佈的氣候模擬，受到大尺度環流強度與位置的影響大，因此在 IOP 中季風槽、垂直風切與垂直運動場模擬較佳的情況下，颱風數量與生成位置的模擬結果也與觀測較為接近。

雖然 NWP 實驗與 NP 實驗模擬中，大尺度環流場與颱風數量之氣候模擬結果相似，但兩者在颱風數量年際變化的模擬有極大差異。NWP 與 NP 模擬西北太平洋颱風數量年際變化與觀測間的相關係數分別為 0.35 與 0.6，顯示包含中、東太平洋之 NP 模擬颱風數量年際變化的能力明顯優於 NWP。IOP 實驗中颱風數量變化與觀測間相關係數為 0.78，通過 99%信賴度統計顯著性檢定，表示 IOP 在颱風數量的年際變化上，也能模擬出與觀測相近的結果。此結果顯示，東北太平洋與印度洋及青藏高原海陸溫差，皆為影響西北太平洋颱風數量年際變化的重要因素。而加入印度洋與青藏高原的 IOP 實驗，可大幅度改善環境場與颱風數量年際變化之模擬結果，並與觀測相近，表示印度洋海溫與青藏高原海陸效應，對於颱風數量年際變化之影響較為關鍵。

本研究挑選模擬實驗期間(2000-2010)，颱風數量少於一個標準差之 2003 與 2010 年作為颱風不活躍個案年。NCEP 觀測資料顯示，不活躍年季風槽與低層正渦度減弱，太平洋副熱帶高壓增強並向西延伸，西北太平洋地區受反氣旋式環流距平籠罩，並產生一個在赤道附近上升、副熱帶下沉的地區性哈德里環流距平，同時伴隨相對溼度下降，大尺度環境不利颱風生成。比較各實驗與觀測間之結果發現，NWP 與 NP 模擬環境場與颱風數量年際變化幅度較小，對於年際變化模擬能力差。IOP 在大尺度環流、低層渦度、垂直運動場及中層相對濕度

之年際變化特徵與強度，皆能模擬出與觀測非常接近的結果。這些結果顯示，在有限的計算資源與相近的網格區域大小條件下，包含印度洋與青藏高原的設定，可以模擬出與觀測相近的大尺度環境氣候特徵，以及西北太平洋颱風數量與年際變化的現象，而這些結果將比包含中、東太平洋的模擬更接近觀測。

本研究進一步選擇 IOP 實驗之網格區域及各種參數設定，挑選颱風數量最少且印度洋海溫變化最顯著的 2010 年進行第二部分模擬實驗。利用更改初始時間的方式，進行各包含五組成員的 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 實驗。 IO_{warm} 與 $IO_{\text{warm}+2}$ 的差異在於後者下邊界海溫資料在北印度洋區域人工增溫 2°C 。比較此兩組實驗與 IOP 氣候模擬三者之間的結果，以進一步探討北印度洋增溫及海陸效應對於西北太平洋颱風生成的影響機制。 IO_{warm} 模擬與氣候模擬相比，西北太平洋出現大範圍反氣旋式環流與低層負渦度距平，反氣旋式環流南側伴隨近赤道東風距平。這些現象將造成季風槽減弱，並形成不利於颱風生成的環境。 $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬中低層負渦度距平強度更強，近赤道東風距平增強並向西延伸至印度洋地區。上述結果與 Zhan et al. (2011a) 及 Xie et al. (2009) 之相關理論相似。但本研究發現，印度洋海溫與西北太平洋颱風數量之間的關係，不僅限於東印度洋，而應擴及整個北印度洋。另一方面，印度洋海溫增暖也可能影響海陸溫差及季風槽的強度。 IO_{warm} 模擬實驗

中沿 88°E 北部陸地增溫距平較南部印度洋大，此現象將導致海陸溫差增大。而海陸溫差增大應該使季風環流增強，故海陸溫差效應可能不是影響 2010 年季風槽減弱的主要因素。 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 與 IO_{warm} 模擬之陸地溫度相近，受北印度洋增溫影響， $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 海陸溫差減小，此現象將造成季風槽減弱。此為印度洋海溫影響西北太平洋颱風數量之重要效應之一。

海洋提供給大氣之能量，如潛熱通量也是影響颱風生成與發展之重要因素，卻較少被列入颱風生成指數中。2010 年 IO_{warm} 模擬，西北太平洋地區海溫為正距平，但海洋供給大氣的潛熱通量卻較少。 $\text{IO}_{\text{warm}+2}$ 實驗之潛熱通量更大幅度降低，並且潛熱通量減少與低層風速減小分佈吻合。這結果顯示，在西北太平洋海溫正距平的狀況下，北印度洋海溫的增暖，所伴隨的東風距平抵消氣候盛行之西風，使低層風速減小，這將造成西北太平洋地區西北太平洋地區季風槽減弱、潛熱通量減少，產生不利於颱風生成的條件。此應為印度洋增暖與西北太平洋颱風數量遙相關的重要因素之一。

參 考 文 獻

林建男，2011：季風槽與熱帶氣旋活動模擬於 WRF30 公里解析度區域

氣候模式。國立台灣師範大學地球科學學系碩士論文。

Bengtsson, L., M. Botzet, M. Esch, 2007: Tropical in a T159 resolution global climate model: comparison with observations and re-analyses. *Tellus A*, **59**: 396-416.

Camargo, S. J., A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus A*, **57**, 589-604.

_____, S. J., A. H. Sobel, 2005: Western North Pacific Tropical Cyclone Intensity and ENSO. *J. Climate*, **18**, 2996-3006.

Chan, J. C. L., 2000: Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific Associated with El Nino and La Nina Events. *J. Climate*, **13**, 2960-2972.

_____, J. C. L., 2005: Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **89**, 143-152.

Chen, T.-C., and S.-P. Weng, N. Yamazaki, S. Kiehne, 1998: Interannual Variation in the Tropical Cyclone Formation over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1080-1090.

_____, T.-C., and S.-Y. Wang, M.-C. Yen, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **19**, 5709-5720.

- Cheung, K. K. W., 2004: Large-Scale Environmental Parameters Associated with Tropical Cyclone Formations in the Western North Pacific. *J. Climate*, **17**, 466-484.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Dyer, A. J., and B. B. Hicks, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715-721.
- Emanuel, K. A., 1988: The Maximum Intensity of Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143-1155.
- Gallina, G. M., and C. S. Velden, 2002: Environmental vertical wind shear and tropical cyclone intensity change utilizing enhanced satellite derived wind information. Preprints, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego, CA, *Amer. Meteor. Soc.*, 172 - 173.
- Gray, W. M., 1967: The mutual variation of wind, shear, and baroclinicity in the cumulus convective atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 55-74
- _____, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- _____, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. of Atmosphere Science Paper 234, Colorado State University, Fort Collins, CO, 121pp.
- _____, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the general circulation. Meteorology over the Tropical Oceans, D. B. Shaw, Ed., *Royal Meteorological*

- Society*, 155-218.
- _____, W. M., 1998: The Formation of Tropical Cyclones. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **67**, 37-69.
- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(14), Article 1963.
- Hong, S.-Y., J. Dudhia, S.-H. Chen, 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.
- _____, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme(WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129-151.
- _____, S.-Y., Yign Noh, Jimmy Dudhia, 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318-2341.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorion, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Knutson T. R., J. J. Sirutis, S. T. Garner, I. M. Held, and R. E. Tuleya, 2007: Simulation of the recent multidecadal increase of atlantic hurricane activity using an 18-km-grid regional model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1549-1565.
- Lee, C.-S., K. K. W. Cheung, J. S. N. Hui, R. L. Elsberry, 2008: Mesoscale Features Associated with Tropical Cyclone

- Formations in the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2006–2022.
- Manabe, S., J. L. Holloway, Jr., and H. Srone, 1970: Tropical Circulation in a Time-Integration of a Global Model of the Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 580–612.
- Manganello, J. V., K. I. Hodges, J. L. Kinter, B. A. Cash, L. Marx, T. Jung, D. Achuthavarier, J. M. Adams, E. L. Altshuler, B. Huang, E. K. Jin, C. Stan, P. Towers, and N. Wedi, 2012: Tropical Cyclone Climatology in a 10-km Global Atmospheric GCM: Toward Weather-Resolving Climate Modeling. *J. Climate*, **25**, 3867–3893.
- Matsuura, T., M. Yumoto, and S. Izuka, 2003: A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Climate Dyn.*, **21**, 105–117.
- 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.
- Paulson, C. A., 1970: The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857–861.
- Smith, T. M., and R. W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST(1854–1997). *J. Climate*, **17**, 2466–2477.
- Vitart F., J. L. Anderson, W. F. Stern, 1997: Simulation of Interannual Variability of Tropical Storm Frequency in an Ensemble of GCM Integrations. *J. Climate*, **10**, 745–760.

- _____, F., D. Anderson, T. Stockdale, 2003: Seasonal Forecasting of Tropical Cyclone Landfall over Mozambique. *J. climate*, **16**, 3932-3945.
- Walsh, K. J. E., M. Fiorino, C. W. Landsea, K. L. McInnes, 2007: Objectively Determined Resolution-Dependent Threshold Criteria for the Detection of Tropical Cyclones in Climate Models and Reanalyses. *J. Climate*, **20**, 2307-2314.
- Wang, B., J. C. L. Chan, 2002: How Strong ENSO Events Affect Tropical Storm Activity over the Western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- Webster, P. J., 1987: The variable and interactive monsoon. In: J. S. Fein and P. Stephens(eds), *Monsoons. Wiley*, New York, 384pp.
- Webb, E. K., 1970: Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 67-90.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, And T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo - Western Pacific Climate during the Summer following El Nino. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Young, J. A., 1987: Physics of Monsoon: The current view. In: Fein and Stephens(eds), *Monsoon. John Willey & Sons*, New York, 211-243.
- Yumoto, M., and T. Matsuura, 2001: Interdecadal variability of tropical cyclone activity in the western north pacific. *J. Metero. Soc. Japan*, **79**, 23-35.
- Zhan, R., Y. Wang, X. Lei, 2011a: Contributions of ENSO and East

Indian Ocean SSTA to the Interannual Variability of Northwest Pacific Tropical Cyclone Frequency. *J. Climate*, **24**, 509–521.

_____, R., Y. Wang, C.-C. Wu, 2011b: Impact of SSTA in the East Indian Ocean on the Frequency of Northwest Pacific Tropical Cyclones: A Regional Atmospheric Model Study. *J. Climate*, **24**, 6227–6242.

表 3.1 Niño3.4、EIO、ENP 及 WSP 各季節海表面溫度距平和西北太平洋 6-11 月颱風數量在不同年代之相關係數表，括號中為去除線性趨勢後之相關係數，其中*號代表通過 95%信賴度統計顯著性檢定。

Period	Niño3.4 anomaly			EIO SST anomaly			ENP SST anomaly			WSP SST anomaly						
	NDJ(-1)	MAM(0)	JJA(0)	SON(0)	NDJ(-1)	MAM(0)	JJA(0)	SON(0)	NDJ(-1)	MAM(0)	JJA(0)	SON(0)				
1951~2010	-0.05 (-0.06)	-0.10 (-0.11)	0.06 (0.06)	0.02 (0.02)	0.05 (0.05)	-0.12 (-0.19)	-0.09 (-0.18)	-0.12 (-0.26*)	0.10 (0.10)	0.28* (0.28*)	0.30* (0.30*)	0.22 (0.23)	-0.27* (-0.29*)	-0.30* (-0.33*)	-0.18 (-0.21)	-0.10 (-0.12)
1961~2010	-0.16 (-0.14)	-0.16 (-0.10)	0.07 (0.11)	0.02 (0.05)	-0.27 (-0.08)	-0.37* (-0.25)	-0.40* (-0.29*)	-0.44* (-0.35*)	0.09 (0.13)	0.27 (0.31*)	0.31* (0.38*)	0.24 (0.30*)	-0.31* (-0.22)	-0.42* (-0.34*)	-0.33* (-0.23)	-0.26 (-0.16)
1971~2010	-0.24 (-0.22)	-0.03 (0.02)	0.21 (0.27)	0.17 (0.20)	-0.26 (-0.16)	-0.36* (-0.31*)	-0.37* (-0.33*)	-0.37* (-0.33*)	0.09 (0.16)	0.38* (0.44*)	0.40* (0.49*)	0.36* (0.42*)	-0.21 (-0.18)	-0.47* (-0.44*)	-0.36* (-0.31*)	-0.23 (-0.19)
1981~2010	-0.23 (-0.26)	0.02 (-0.02)	0.28 (0.32)	0.24 (0.25)	-0.49* (-0.30)	-0.52* (-0.39*)	-0.56* (-0.41*)	-0.59* (-0.46*)	0.19 (0.08)	0.45* (0.35)	0.54* (0.50*)	0.57* (0.51*)	-0.37* (-0.23)	-0.58* (-0.46*)	-0.57* (-0.46*)	-0.50* (-0.36)

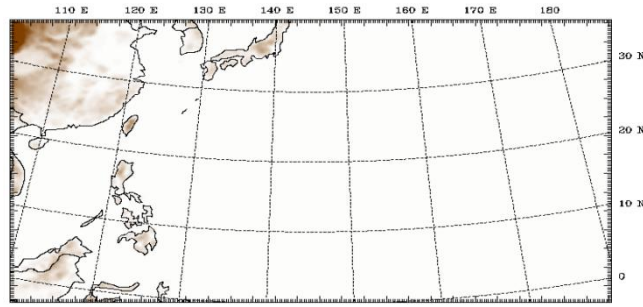
表 5.1 NWP、NP 及 IOP 三組實驗中，颱風數量年際變化模擬與觀測間之相關係數表。其中*號代表通過 99%信賴度統計顯著性檢定。

模擬實驗	颱風數量年際變化相關係數
NWP	0.35
NP	0.60
IOP	0.78*

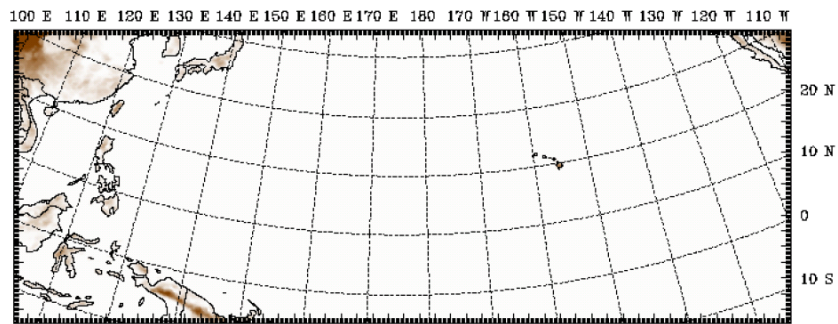
表 5.2 JTWC 2010 觀測與 IO_{warm}、IO_{warm+2} 兩組模擬資料中，颱風平均每年生成數量以及平均每年較氣候減少颱風數量統計表。

	JTWC ₂₀₁₀	IO _{warm}	IO _{warm+2}
平均生成數量	13	12.8	9.4
較氣候減少數量	6.1	5.4	8.8

(a) NWP



(b) NP



(c) IOP

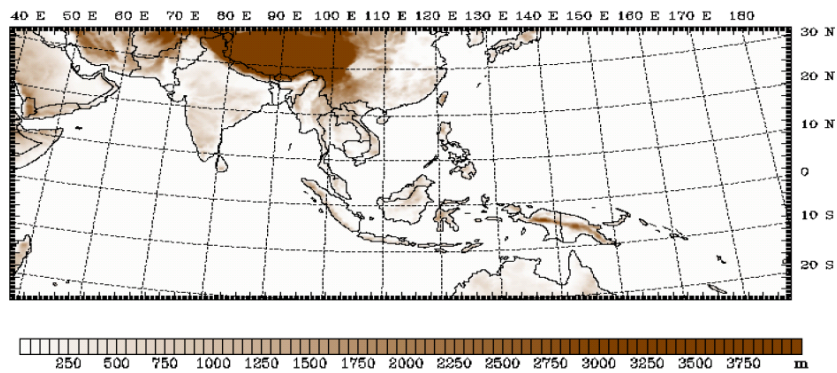


圖 2.1 實驗設計第一部分 WRF 區域氣候模式三組實驗之模擬範圍。(a)NWP、(b) NP 與(c) IOP。

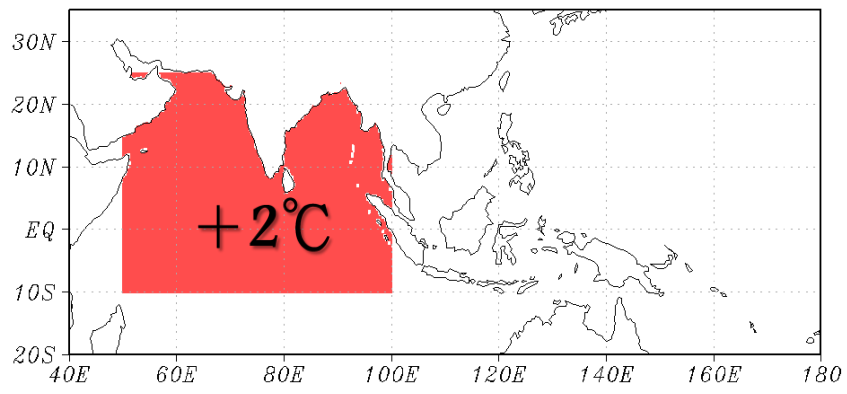
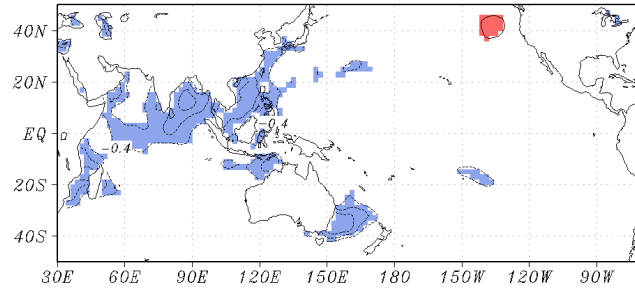
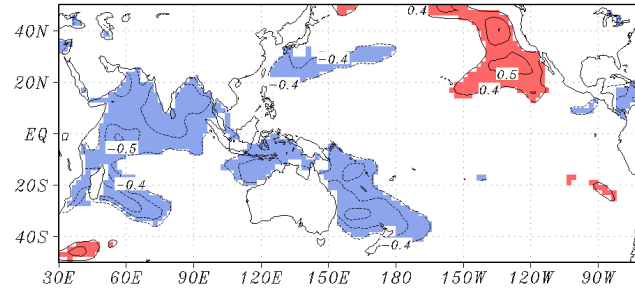


圖 2.2 實驗設計第二部分 $IO_{\text{warm}+2}$ 模擬實驗中，北印度洋海溫人工增溫 2°C 之區域(紅色陰影)。

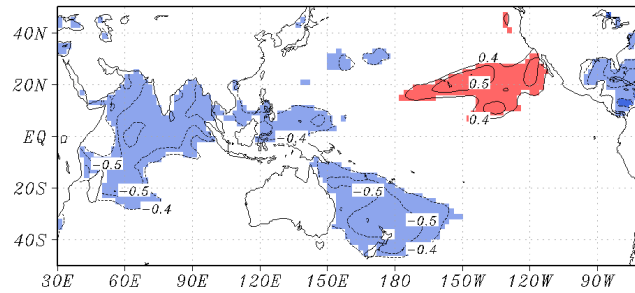
(a) NDJ(-1)



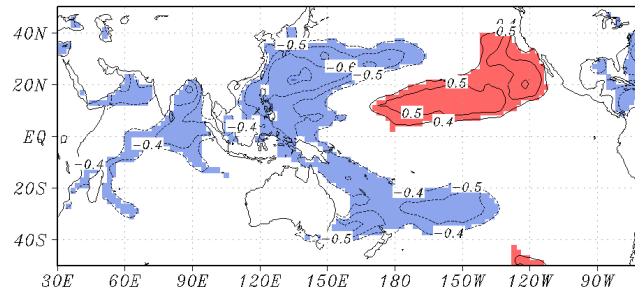
(b) MAM(0)



(c) JJA(0)



(d) SON(0)



(e) DJF(0)

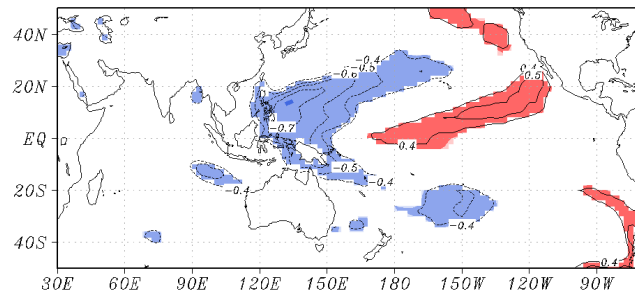
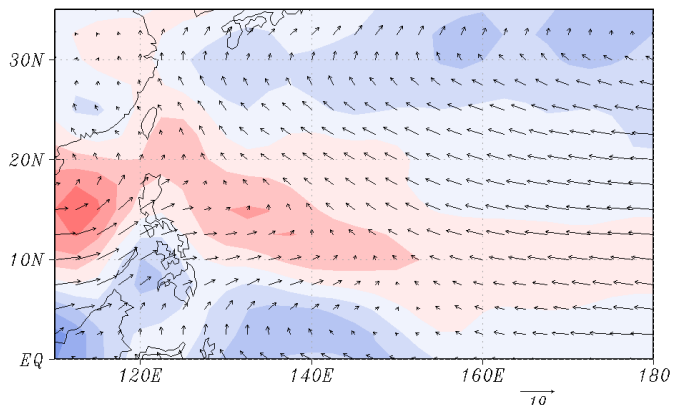
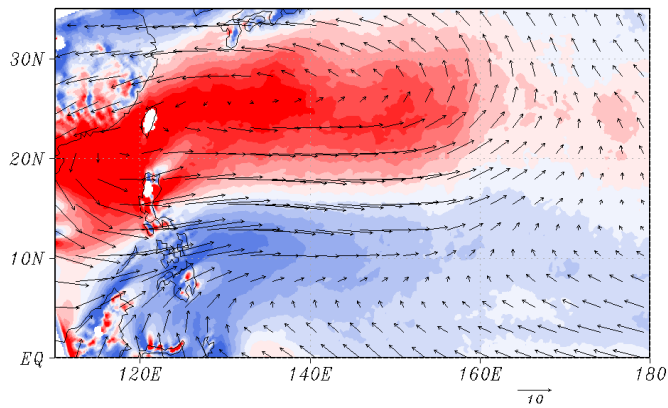


圖 3.1 1981-2010 年各季節海表面溫度和西北太平洋 6-11 月颱風數量之空間相關分佈圖，藍色(紅色)陰影為通過 95%信賴度統計顯著性檢定之負(正)相關區域，(a)前一年 11 月至當年 1 月，(b)當年 3-5 月，(c)當年 6-8 月，(d)當年 9-11 月，(e)當年 12 月至隔年 2 月。

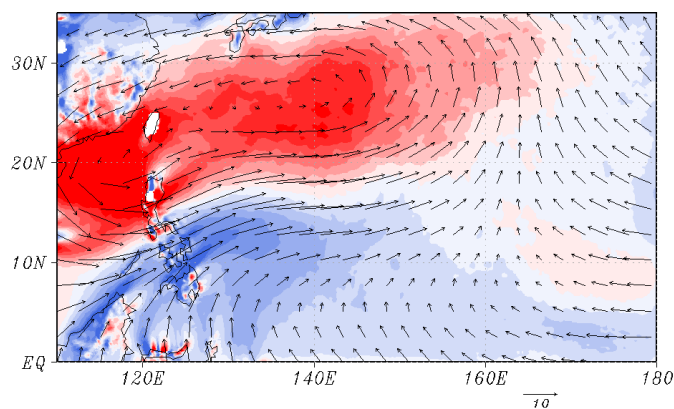
(a) NCEP 850hPa vorticity (2000-2010)



(c) NP 850hPa vorticity (2000-2010)



(b) NWP 850hPa vorticity (2000-2010)



(d) IOP 850hPa vorticity (2000-2010)

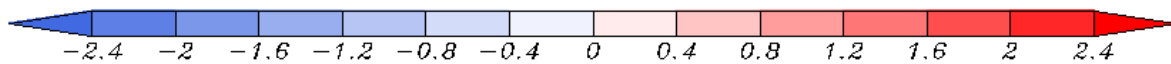
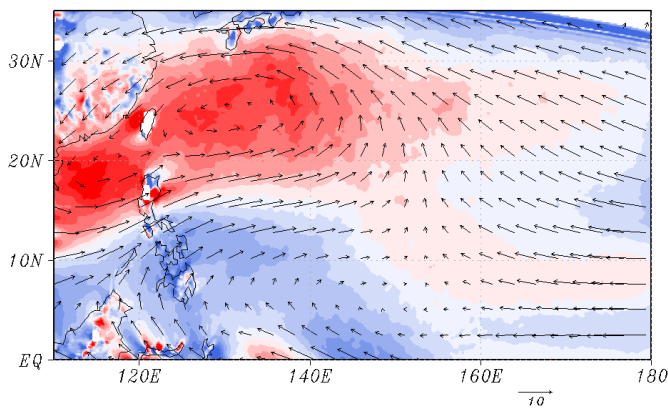
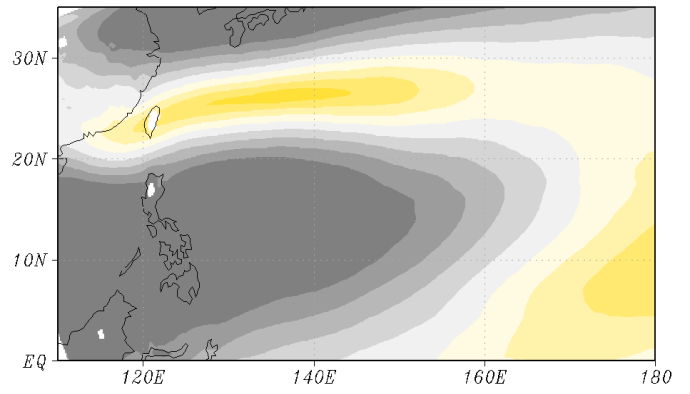
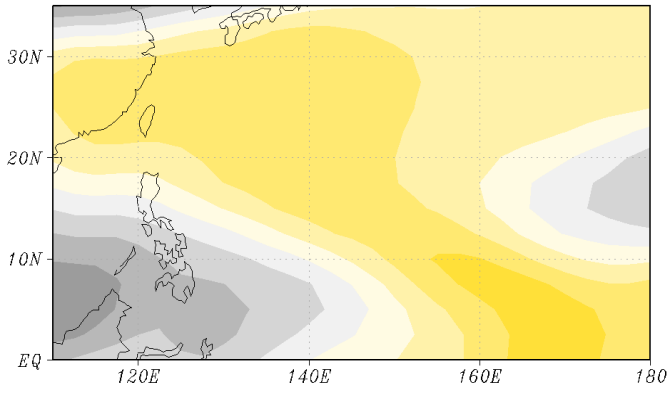


圖 4.1 2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 850hPa 風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})氣候平均值。

(a) NCEP vertical wind shear (2000-2010)

(c) NP vertical wind shear (2000-2010)



(b) NWP vertical wind shear (2000-2010)

(d) IOP vertical wind shear (2000-2010)

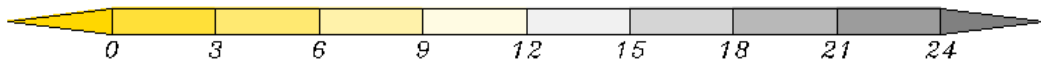
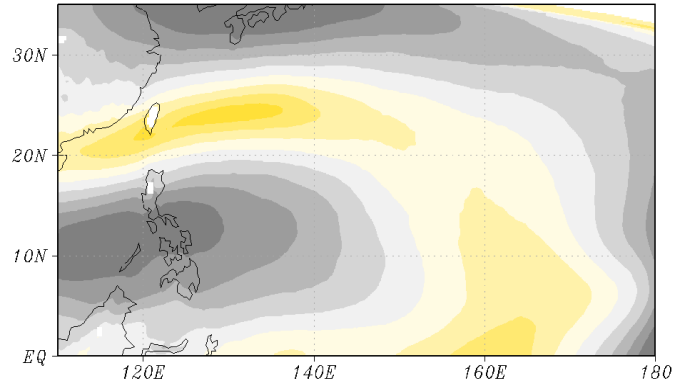
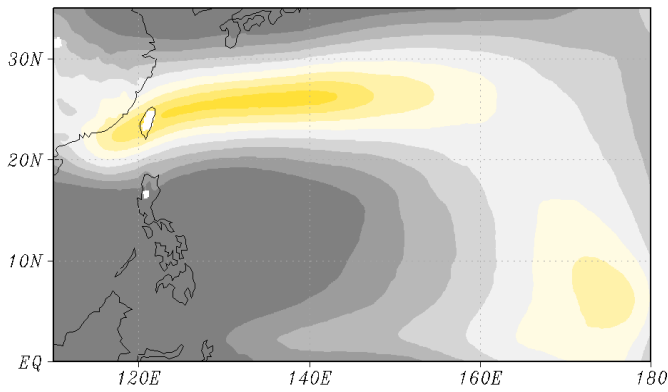


圖 4.2 2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 200-850hPa 垂直風切大小(ms^{-1})氣候平均值。

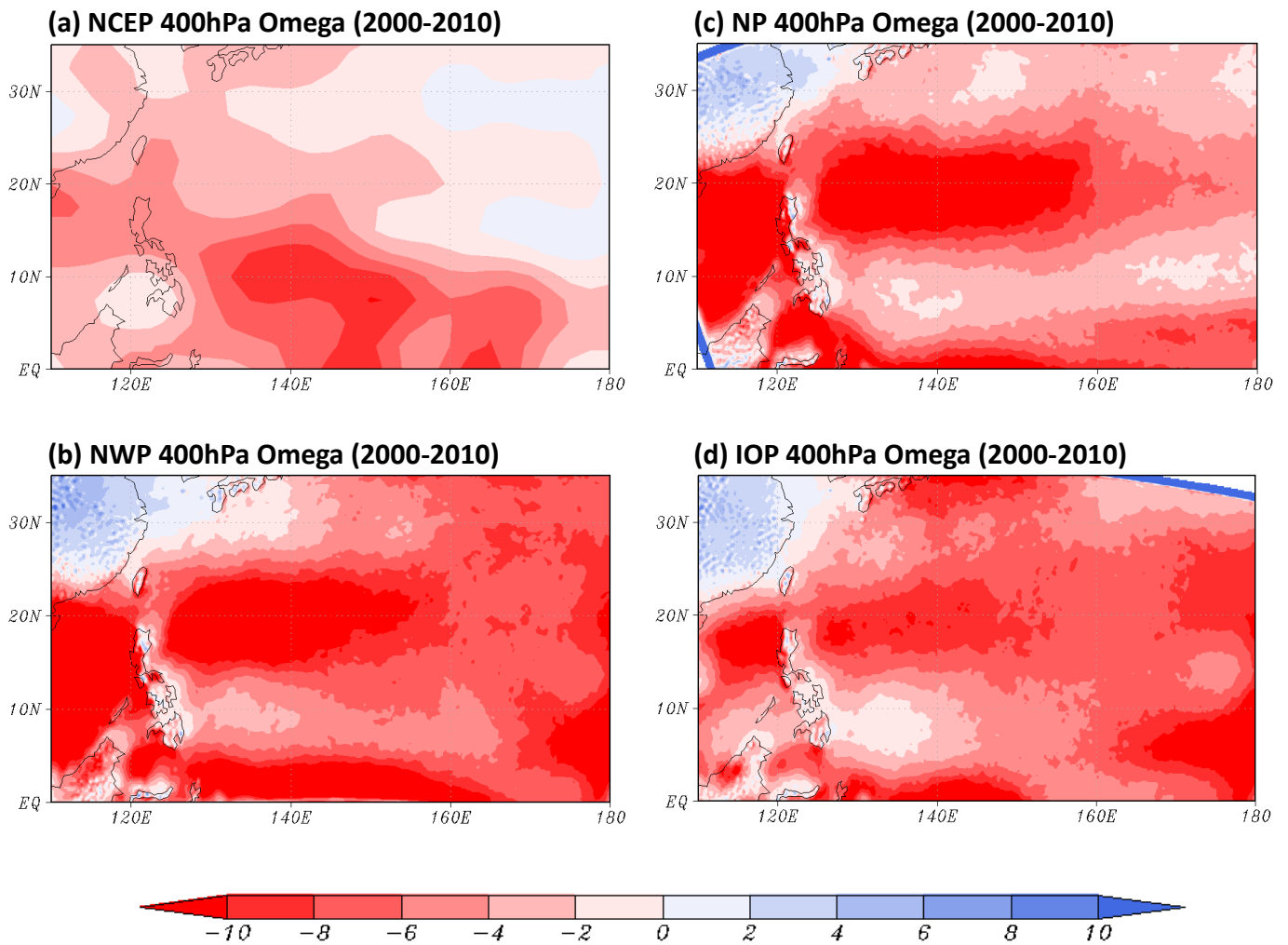


圖 4.3 2000-2010 年 7-9 月(a)NCEP、(b)NWP、(c)NP 及(d)IOP 模擬實驗之 400hPa 垂直運動(ω)場 (10^{-2}Pas^{-1})氣候平均值。

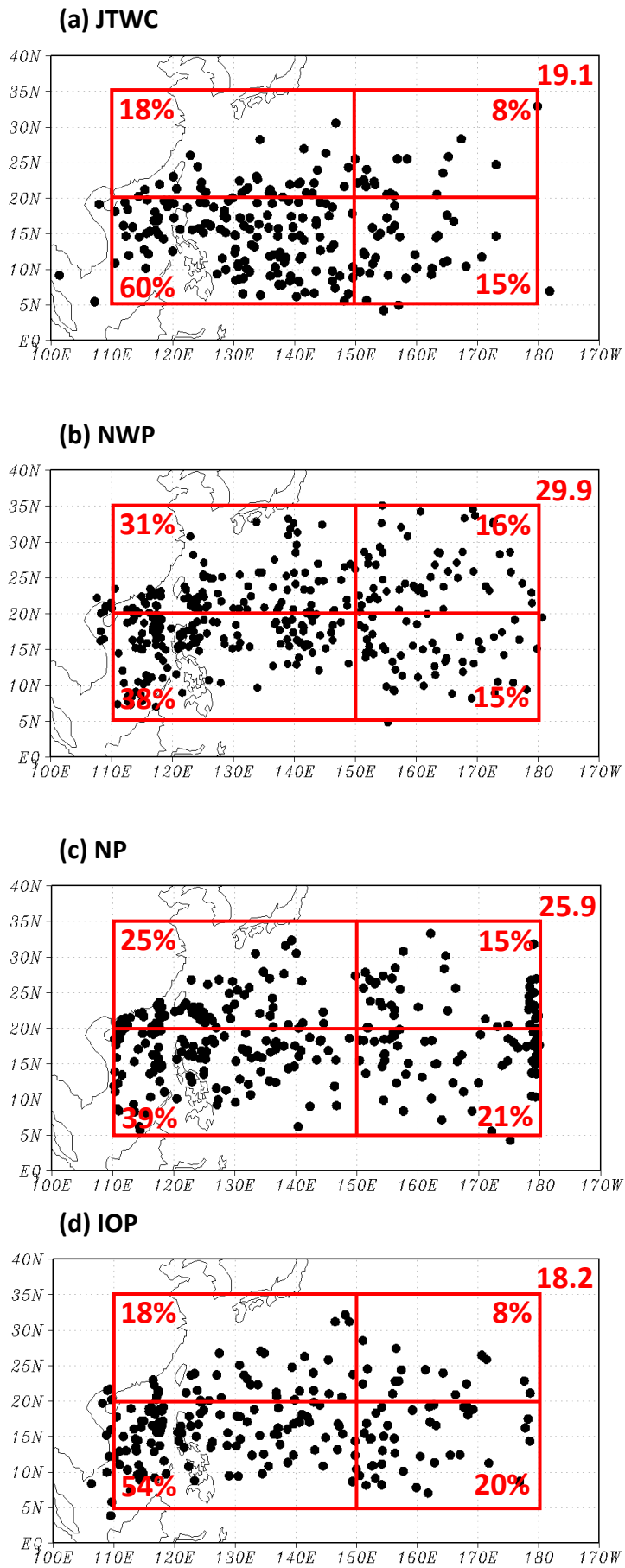


圖 4.4 (a) JTWC、(b) NWP、(c) NP 及 (d) IOP 模式實驗之颱風生成點分佈圖，右上角數字為平均每年生成個數，框格中之百分比為該區域佔平均每年生成數量之百分比。

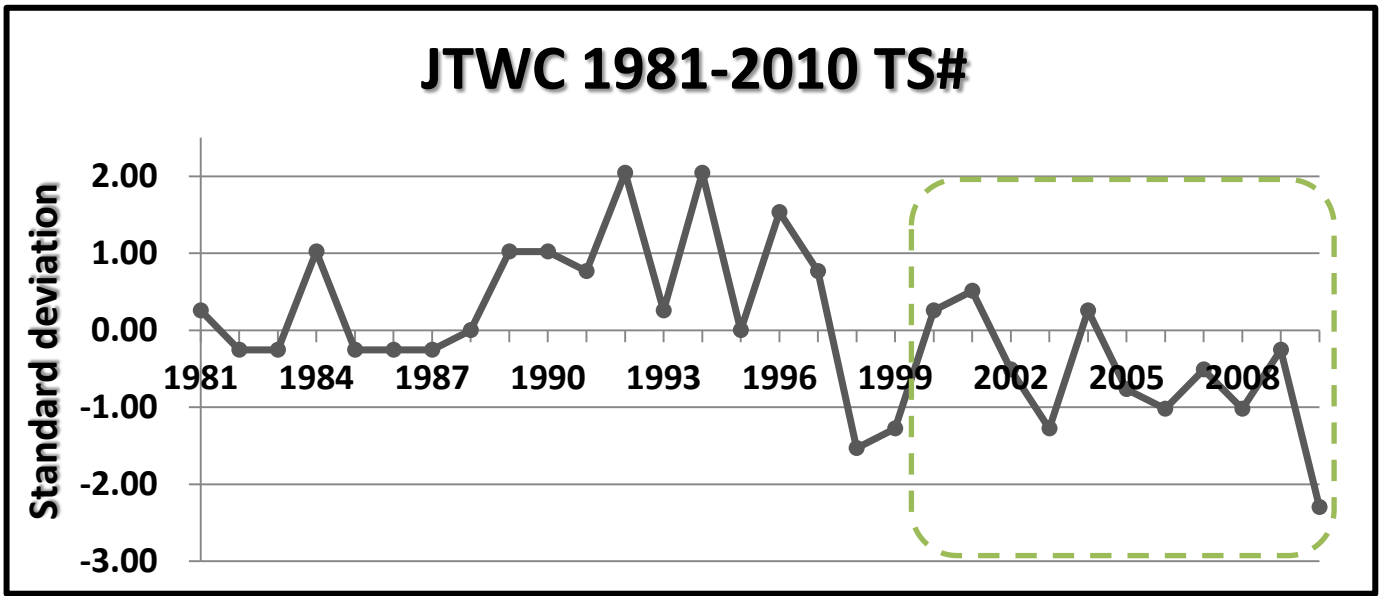
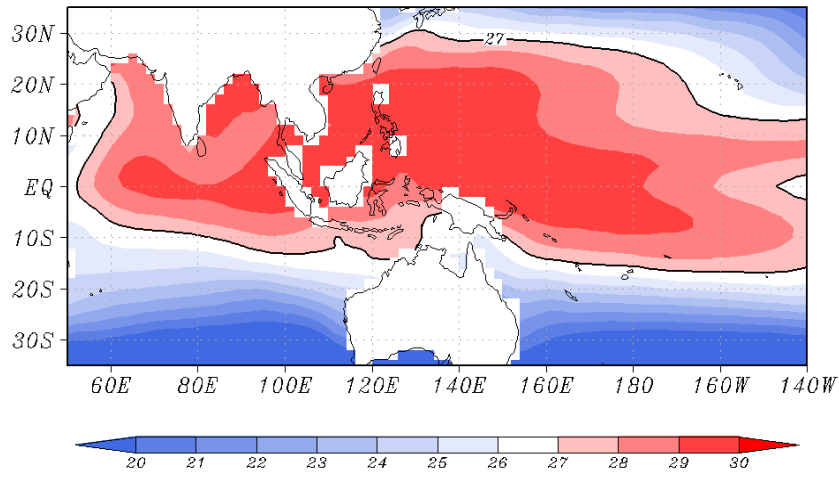


圖 5.1 1981-2010 年西北太平洋 6-11 月颱風數量之時間序列圖，縱軸單位為標準差，綠色虛線框出模擬實驗所包含的年份。

(a) SST average (2000-2010)



(b) SST anomaly (TS inactive)

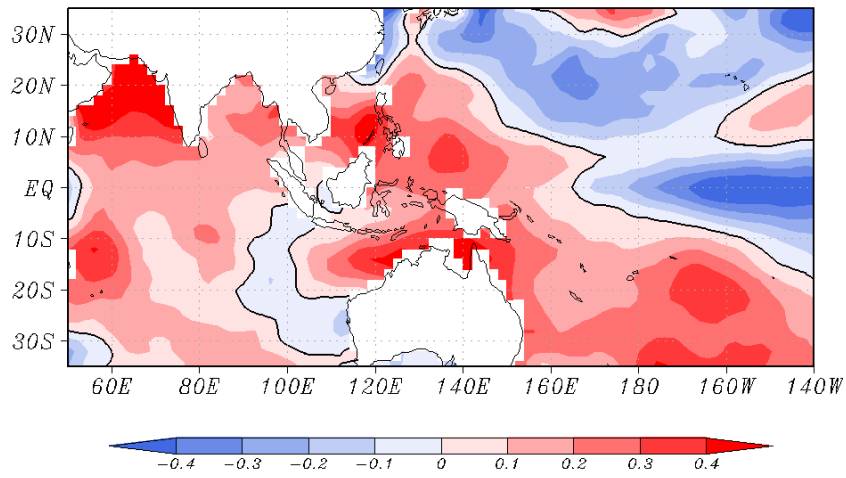


圖 5.2 6-8 月海表面(a)2000-2010 年平均溫度(°C)分佈圖，(b)不活躍年海表面溫度距平圖。

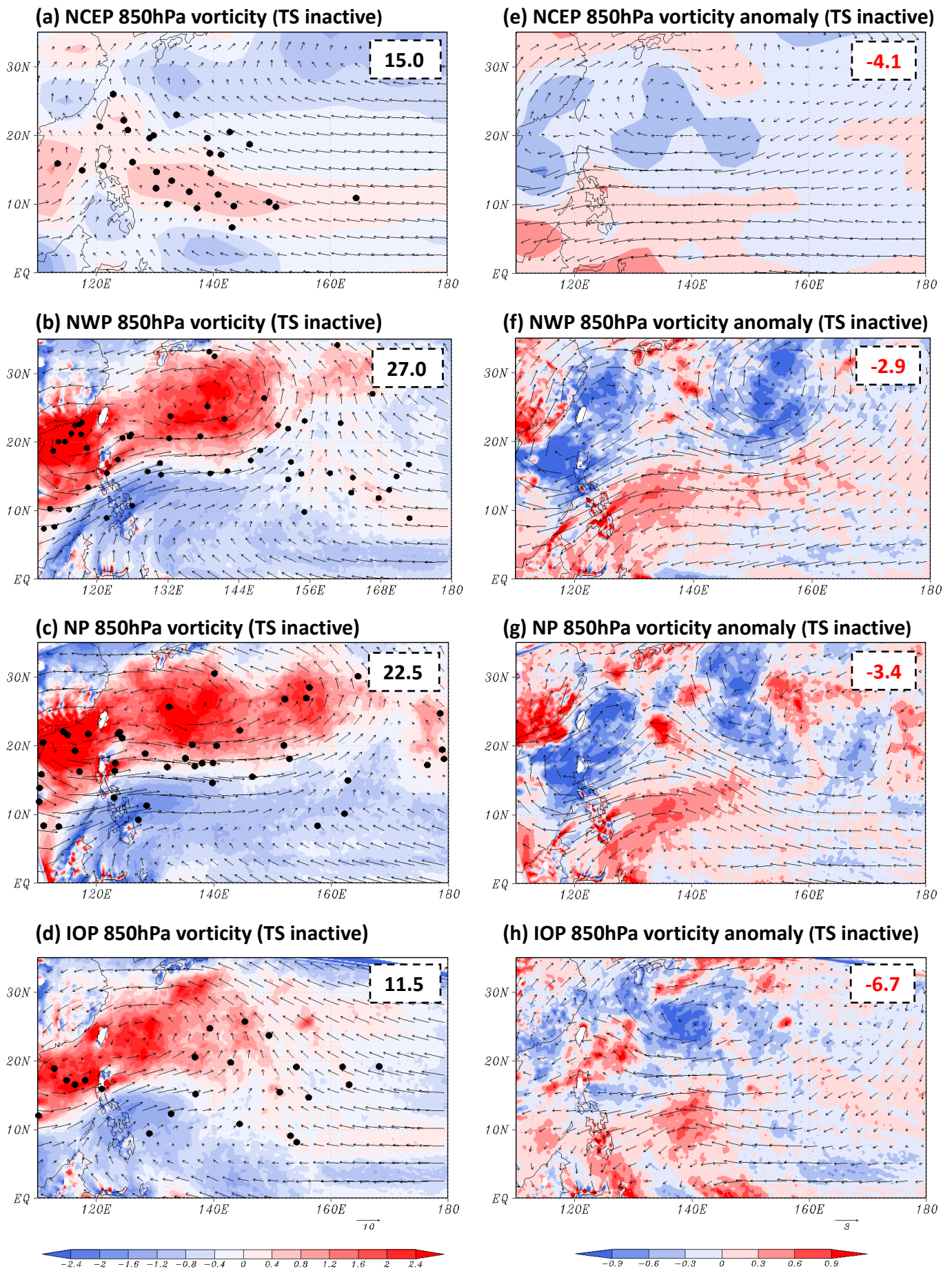


圖 5.3 不活躍年 7-9 月 (a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及 (d) IOP 實驗之 850hPa 風場 (ms^{-1}) 與渦度場 (10^{-5}s^{-1}) 平均及 (e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及 (h) IOP 實驗之 850hPa 風場 (ms^{-1}) 與渦度場 (10^{-5}s^{-1}) 距平值。 (a)-(d) 中黑色標記為颱風生成點，框格內數字為不活躍年平均每年颱風數量。 (e)-(h) 框格內數字為不活躍年平均每年颱風減少數量。

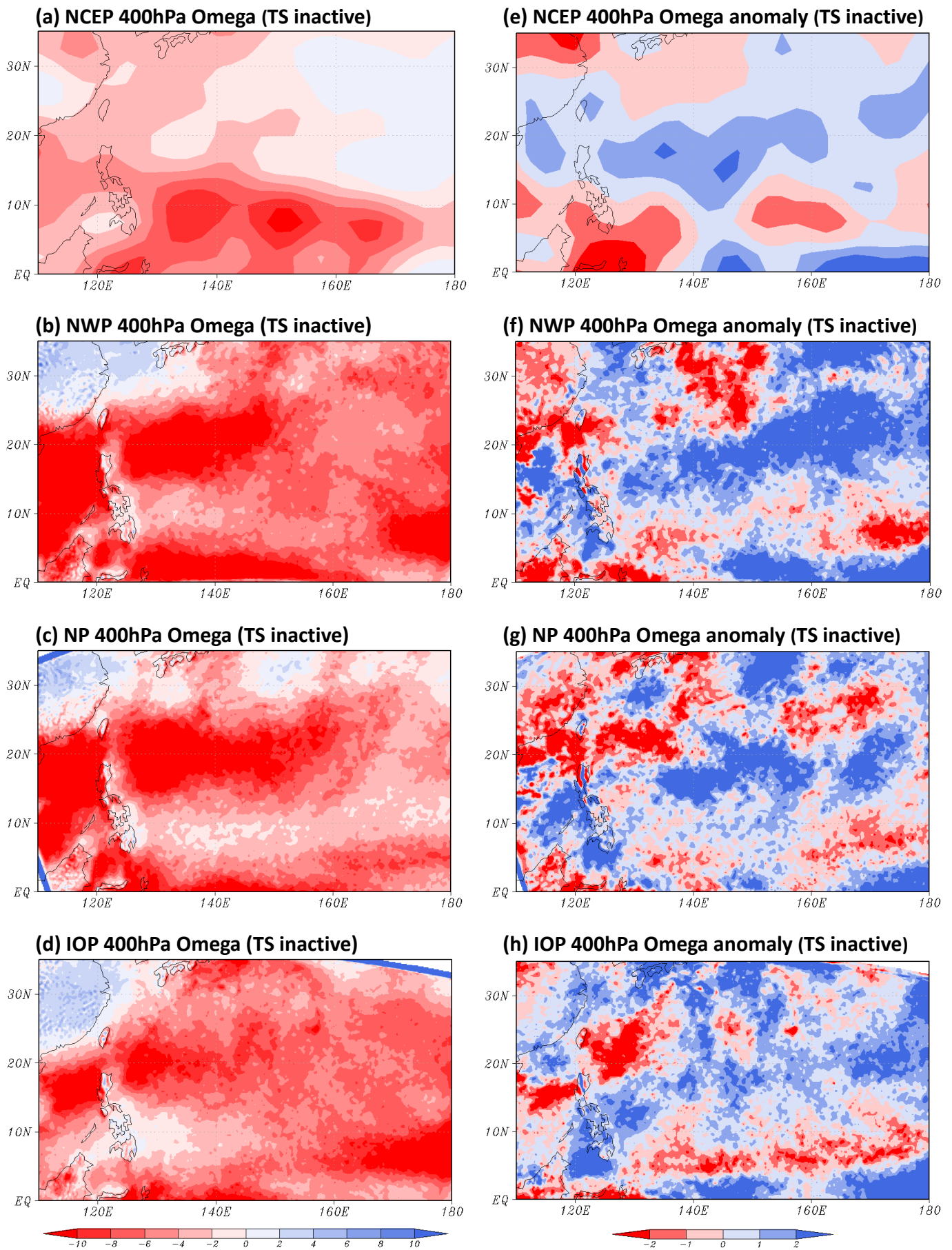


圖 5.4 不活躍年 7-9 月 (a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及 (d) IOP 實驗之 400hPa 垂直速度(ω)平均場 (10^{-2}Pas^{-1})及 (e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及 (h) IOP 實驗之 400hPa 垂直速度(ω)場 (10^{-2}Pas^{-1})距平值。

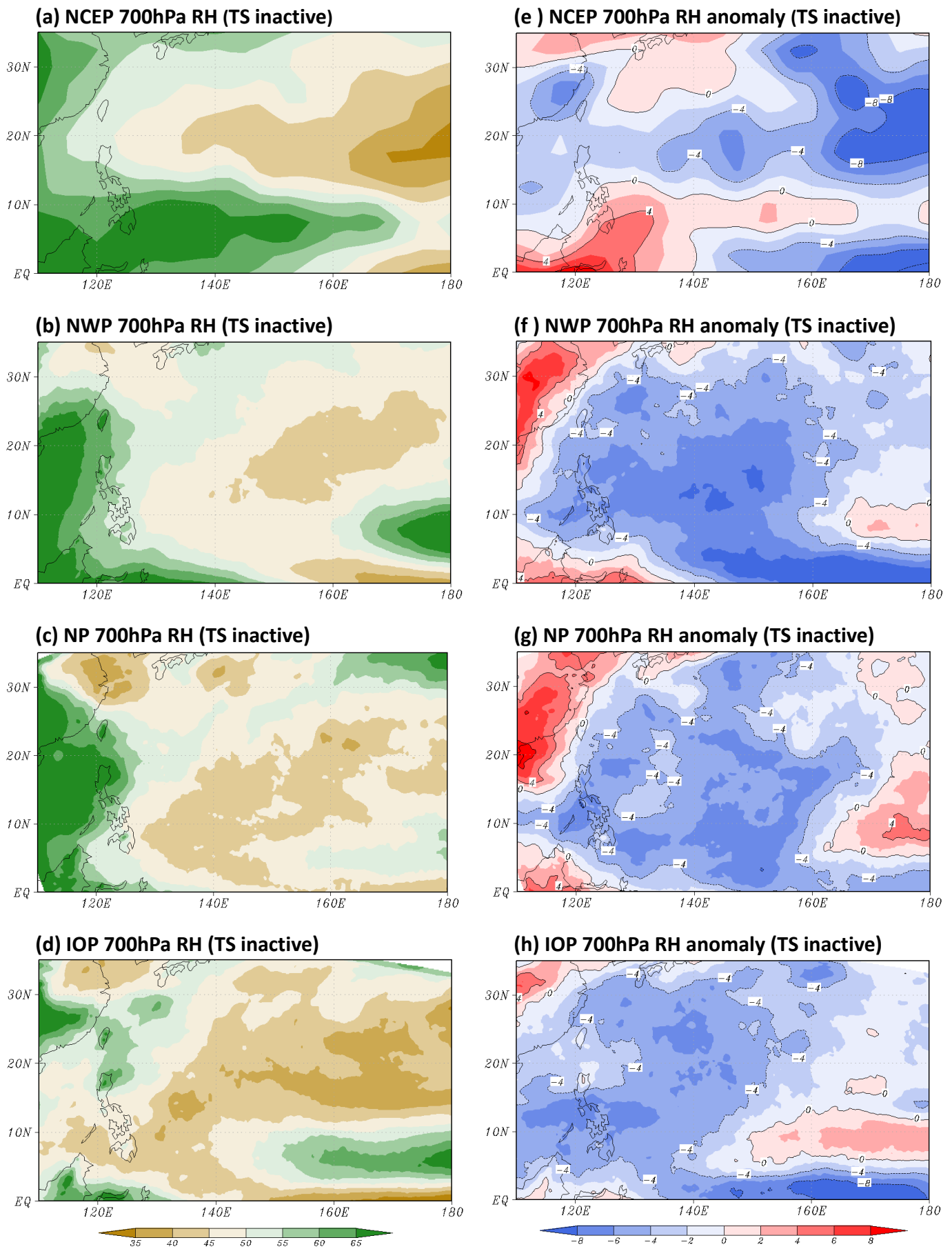
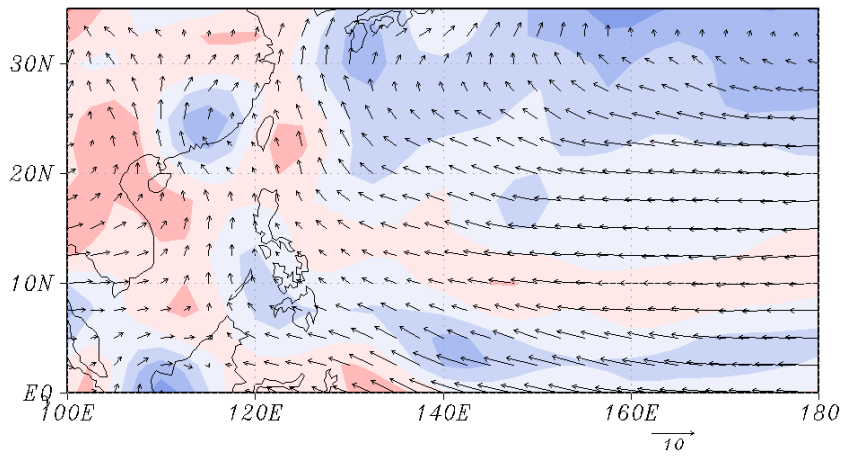
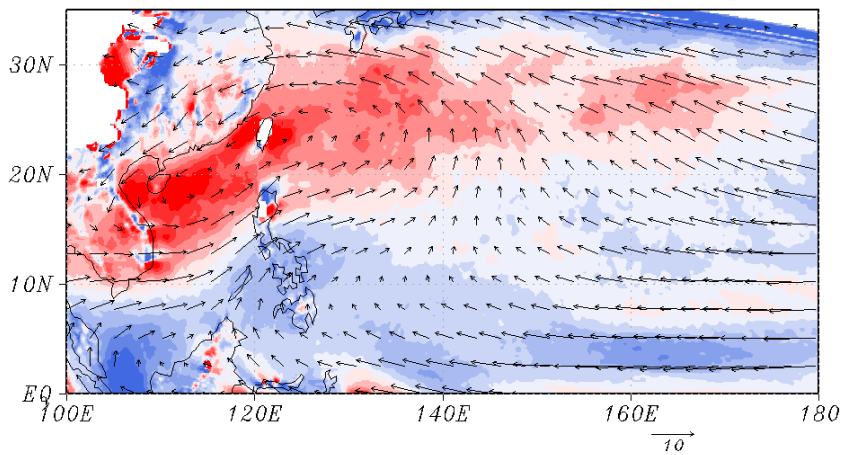


圖 5.5 不活躍年 7-9 月 (a) NCEP、(b) NWP、(c) NP 及 (d) IOP 實驗之 700hPa 相對溼度平均場(%) 及 (e) NCEP、(f) NWP、(g) NP 及 (h) IOP 實驗之 700hPa 相對溼度場(%) 距平值。

(a) NCEP 850hPa vorticity (2010)



(b) IO_{warm} 850hPa vorticity (ensemble mean)



(c) IO_{warm+2} 850hPa vorticity (ensemble mean)

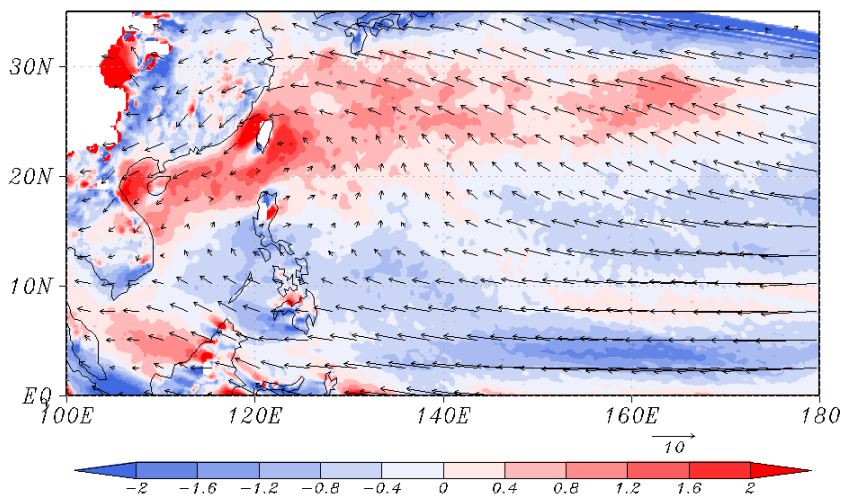
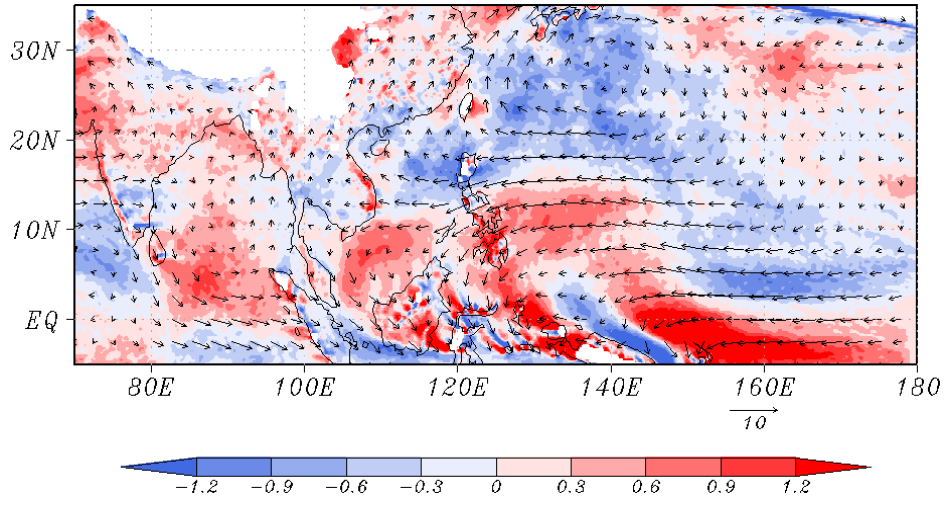


圖 5.6 (a) NCEP 2010 年、(b) IO_{warm} 及(c) IO_{warm+2} 模擬實驗中 7-9 月 850hPa 的風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})系集平均。

(a) IO_{warm} 850hPa vorticity (ensemble anomaly)



(b) IO_{warm+2} 850hPa vorticity (ensemble anomaly)

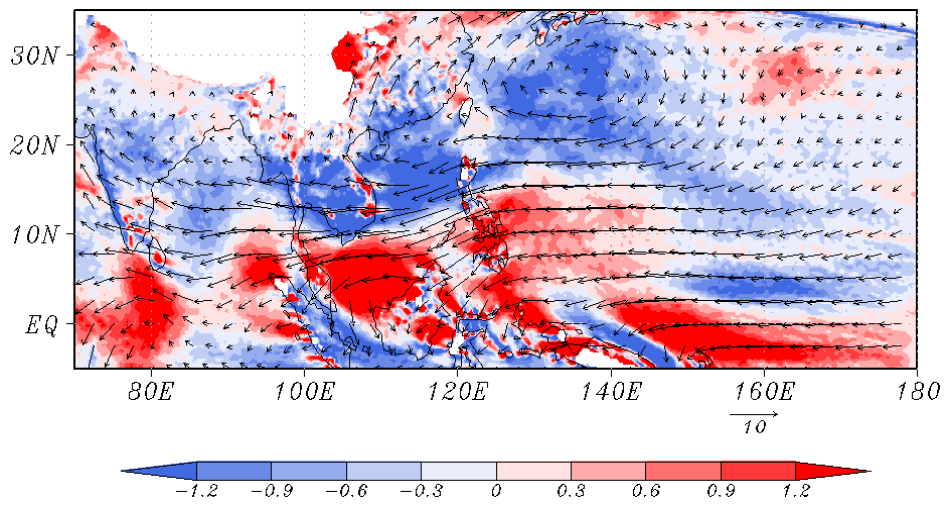


圖 5.7 (a) IO_{warm} 與(b) IO_{warm+2} 模擬實驗 7-9 月 850hPa 的風場(ms^{-1})與渦度場(10^{-5}s^{-1})系集距平圖。

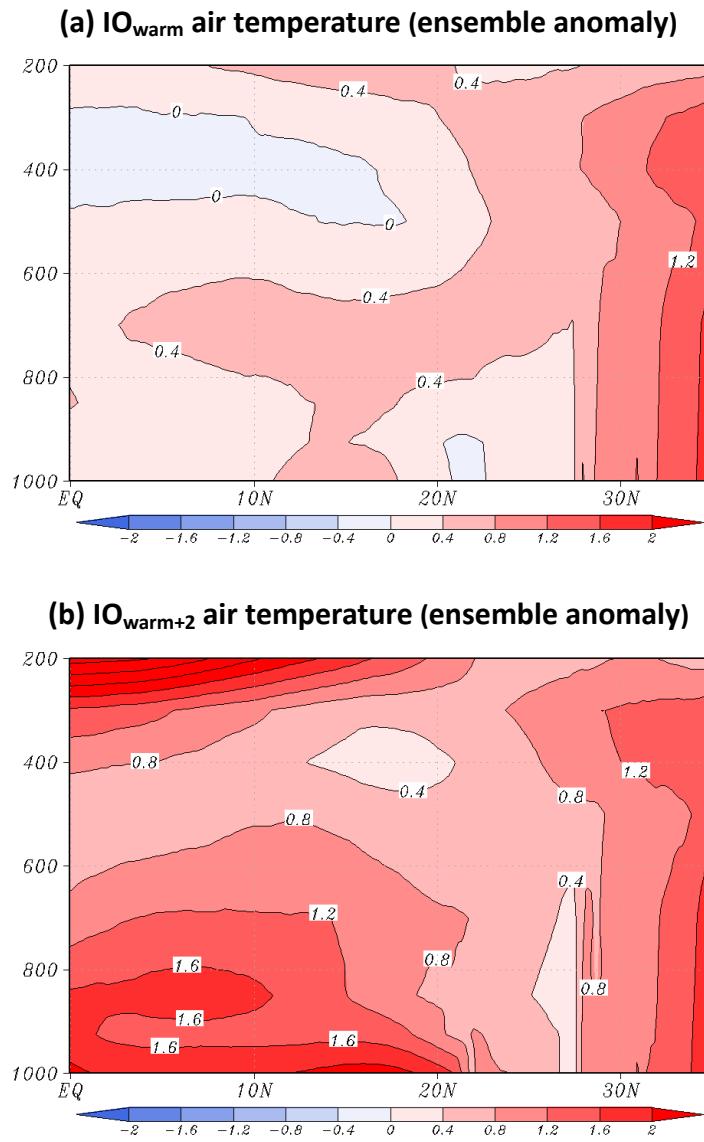
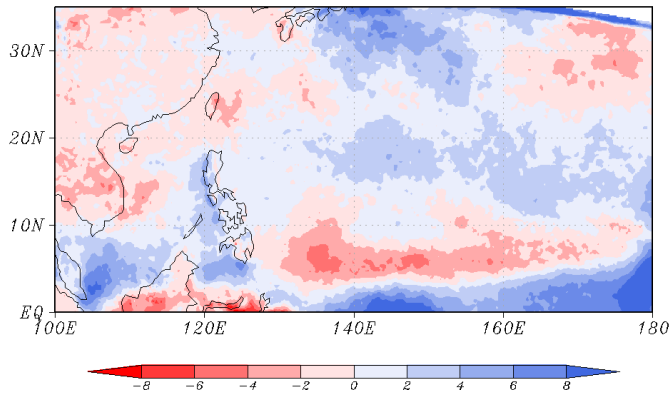
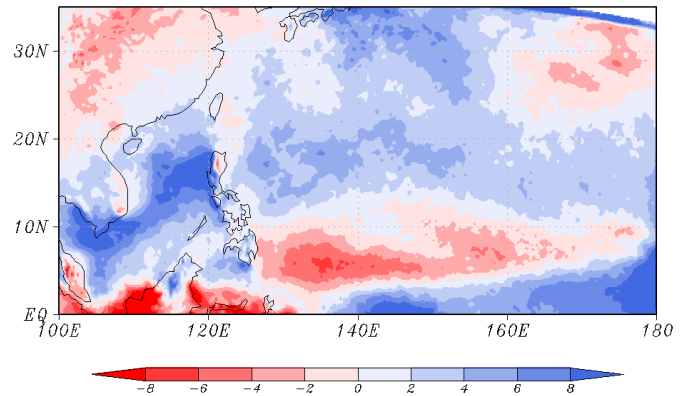


圖 5.8 (a) IO_{warm} 與(b) IO_{warm+2} 模擬實驗 7-9 月 88°E 的經向垂直氣溫(°C)剖面系集距平圖。

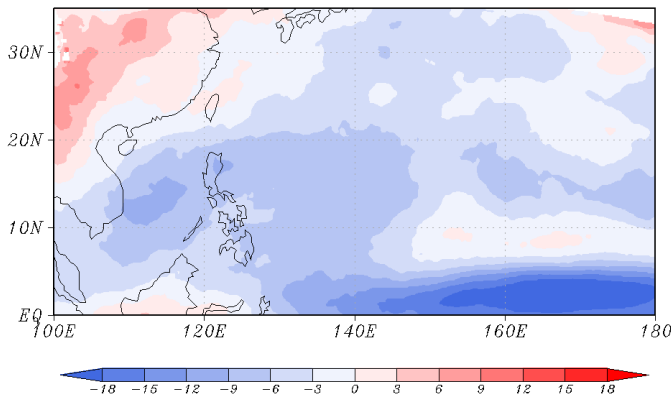
(a) IO_{warm} Omega (ensemble anomaly)



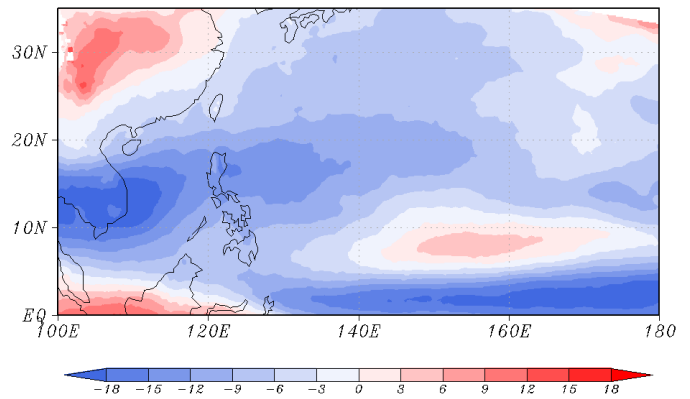
(d) IO_{warm+2} Omega (ensemble anomaly)



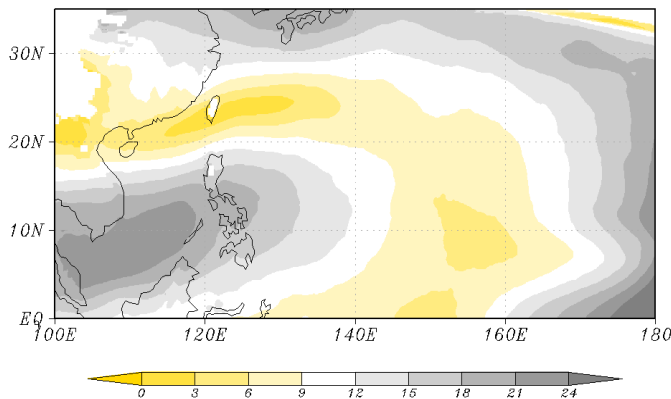
(b) IO_{warm} 700hPa RH (ensemble anomaly)



(e) IO_{warm+2} 700hPa RH (ensemble anomaly)



(c) IO_{warm} vertical wind shear (ensemble mean)



(f) IO_{warm+2} vertical wind shear (ensemble mean)

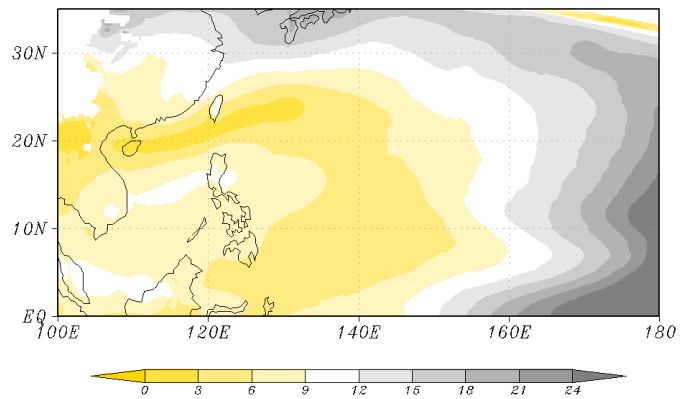
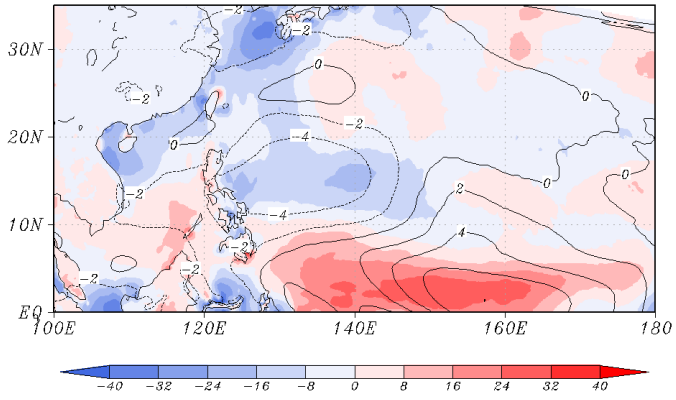


圖 5.9 IO_{warm} 模擬中 7-9 月(a) 400hPa 垂直速度(10^{-2}Pas^{-1})、(b) 700hPa 相對溼度(%)系集距平值及 (c) 200-850hPa 垂直風切大小(ms^{-1})之系集平均值，(d)-(f)與(a)-(c)相同但為 IO_{warm+2} 模擬資料。

(a) IO_{warm} Latent heat flux (ensemble anomaly)



(b) IO_{warm+2} Latent heat flux (ensemble anomaly)

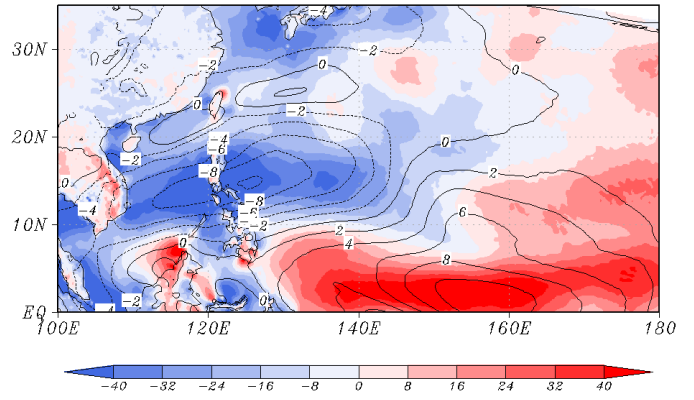


圖 5.10 (a) IO_{warm} 模擬與(b) IO_{warm+2} 模擬中 7-9 月表層潛熱通量(Wm^{-2})(陰影)與低層風速大小(ms^{-1})(等值線)之系集距平圖。