

# 西太平洋颱風年際變化研究

卓盈旻 余嘉裕

涂建翊

中國文化大學大氣科學系 中國文化大學地學研究所

## 摘要

探討熱帶氣旋生成頻率年際變化是個有趣的研究主題，許多研究結果顯示，聖嬰現象發生時，大西洋颶風發生頻率明顯被抑制，然而太平洋颱風發生頻率與聖嬰關係似乎不若大西洋顯著，其間差異為何值得進一步思考。由於熱帶太平洋地區為 ENSO 訊號最顯著之區域且西太平洋地區為全球熱帶氣旋最活躍地區，兩者之間的關係實有必要透過詳細分析予以釐清。

本文分析 1982 - 1997 年 6 - 10 月期間西太平洋地區的颱風年際變化特徵，利用中央氣象局颱風資料、歐洲中期預報中心 ( ECMWF ) / TOGA BASIC 大氣網格資料以及雷諾 ( Reynolds ) 最佳內差化海溫資料，探討熱帶太平洋地區海洋與大氣中各項氣象參數的空間分佈特徵，包括海溫的擴張、不穩定區的分佈、垂直風切的改變等，藉此瞭解顯著聖嬰現象和反聖嬰現象對於颱風生成機制可能產生的影響。

研究結果顯示，聖嬰現象發生時，西太平洋颱風發生頻率將被抑制，且颱風的發生源地受到赤道中、東太平洋海溫變化影響而有顯著的緯向 ( 東西向 ) 年際變化特徵，相對而言經向 ( 南北向 ) 變化並不明顯，顯見西太平洋颱風發生源地的年際變異以東西向為主。當赤道太平洋地區的高海溫區東移，伴隨當地大氣不穩定度及高層輻散分量增加，導致颱風發生位置有偏東的趨勢。反之，反聖嬰現象發生時，高海溫區集中在西太平洋地區，且此區之大氣不穩定度、低層輻合和高層輻散條件相當一致，將提供一個有利颱風發展的環境條件。

## 一、前言

聖嬰與南方振盪 ( ENSO ) 現象是熱帶大氣與海洋系統中最顯著之年際變化訊號。當聖嬰現象發生時，赤道太平洋低層東風減弱，部份地區甚至轉換成西風，進而改變沃克環流 ( Walker circulation ) 的結構，影響局部大氣的環境條件，更導致全球天氣系統異常的情況發生。探討 ENSO 與颱風發生頻率間之關係近年來逐漸受到重視，許多研究顯示聖嬰現象發生時，北太平洋地區西部和中部間東西向環流產

生改變，使得西太平洋地區熱帶氣旋生成數目發生變化。依據 Gray ( 1979 ) 統計熱帶氣旋 ( 颱風 ) 之發生位置和頻率得知，全球每年約有 80 個熱帶氣旋生成，其中西北太平洋之颱風發生頻率占全球 1/4 以上，是全球熱帶氣旋活動最旺盛的地區。由於颱風是具有強大破壞力的天氣系統，且台灣位於北太平洋之西陲，常是颱風必經之路，因此台灣地區受到很大的威脅及損害，成為區內夏季最主要的天然災害。颱風除了帶來強風之外，也挾帶大量的豪雨，為台灣地區最主要的降水來源，因此瞭

解颶風年際變化特徵除了防災之需求外，對國家農業、經濟、水利等政策亦可提供有利之長程建議，另外對水資源的管理亦有相當的幫助。

最近研究顯示 (Chen and Weng 1998; 涂和余 1998) 西北太平洋地區熱帶氣旋生成頻率有顯著的年際差異，聖嬰現象發生時，在 150°E ~ 160°E 以西的熱帶氣旋生成數目比較少，而在其東邊則比較多；反聖嬰年則相反。然而余等 (1998) 指出，在強聖嬰年時，強烈颶風發生頻率反而有顯著增加的趨勢，而此差異顯然與東太平洋海溫低頻變異有關。Gray (1984) 利用統計方法分析 1900-83 年期間聖嬰現象對於大西洋熱帶氣旋活動的影響，發現在此期間共有 54 個颶風襲擊美國海岸，其中 50 個發生在非聖嬰年，4 個發生在聖嬰年，另外非聖嬰年與聖嬰年之平均颶風生成比約為 3:1。據此統計結果，Gray 認為大西洋熱帶氣旋的活動頻率在聖嬰年明顯受到抑制。他透過聖嬰現象發生時所伴隨的物理過程來解釋颶風活動減少的原因，更認為聖嬰現象對於大西洋熱帶氣旋活動的影響比其它熱帶氣旋之生成區域來得顯著。O'Brien 等 (1996) 分析聖嬰期間，兩個以上颶風登陸美國的頻率為 21%，而正常狀況下則為 46%，顯見在聖嬰年有明顯減少的趨勢。Bove 等 (1998) 以卡方 ( $\chi^2$ ) 檢驗法檢定 1900-97 年侵襲美國之颶風其年際變化頻率與聖嬰現象的關係，結果顯示聖嬰年期間颶風發生機率減少，而反聖嬰年侵襲美國的颶風機率則增加。由以上研究結果可知，在聖嬰年時，大西洋颶風的生成次數與侵襲美國東部的機率均有明顯減少的趨勢，而在反聖嬰年則略微增加。

Chan (1985) 指出異常之沃克環流發展，會導致西、中太平洋積雲對流的加強，進而影響東、西太平洋熱帶氣旋發生頻率。Wu 和 Lau (1992) 提出西、中熱帶太平洋的低層

輻散場與熱帶氣旋發生頻率之年際變化有關，此結果更印證了 Chan 所提出的理論。在 McBride (1995) 的分析中指出，熱帶氣旋生成區域的季節性分佈有兩個主要原因，即海面溫度 (SST) 大於 26.5 °C 和季風槽之位置。在熱帶氣旋的生成期間，季風槽總是位於熱帶西太平洋區域。Sadler (1967) 也指出大多數的氣旋形成於季風間的風切區域，因此季風槽位置可能是造成熱帶氣旋年際變化的主要因素。Gray (1968, 1979) 認為西北太平洋季風槽之相對渦度是熱帶氣旋生成的必要因素。任何引起大氣環流年際變化的機制，都會使西北太平洋季風槽加深，而導致此季風槽附近之相對渦度有年際變化的現象發生。Chen 和 Weng (1998) 指出，當 6-8 月 (夏季) NINO3 區域的 SST 是負 (正) 距平時，菲律賓海附近之季風槽會往北 (南) 越過 15°N 移動，且從約 150°E 的位置開始西退 (東伸)，導致此區的熱帶氣旋生成頻率明顯增加 (減少)。在 9-11 月期間 (秋季)，南海至熱帶西太平洋的季風環流減弱，但是季風槽仍位於 10°N-15°N 的位置，並沒有明顯的南北向移動，顯示熱帶氣旋南北向之年際變化與 SST (NINO3) 之間並沒有明顯關係。但是 SST 為正 (負) 距平時，季風槽會越過 150°E 向東伸 (西退)，因此 150°E 以西的熱帶氣旋生成頻率明顯增加 (減少)，表示熱帶氣旋生成頻率之緯向年際變化仍有隨季風槽東伸/西退的情形。

本文主要目的，即在於瞭解聖嬰現象發生時，熱帶太平洋地區海洋和大氣環境場的變化情形，同時探討各氣象物理參數對於西北太平洋颶風生成源地的影響，以進一步掌握颶風的年際變化特徵。除本第一章前言外，本文第二章描述研究所使用的資料與研究方法，並定義冷、暖年，以作為本文的研究基礎。第三章分析颶風生成頻率的氣候特徵，將颶風生成源地

劃分為四個區域，分別探討四個區域的颶風發生頻率與分佈特徵，同時討論海溫的空間分佈與颶風生成頻率的關係。第四章針對熱帶太平洋地區的大氣環境場加以研究，分別探討各氣象物理參數，如相對濕度場、垂直風切場、輻散場、渦度場及對流可用位能 (CAPE) 等，對西太平洋颶風生成之影響，並分析暖、冷年之颶風生成源地差異。第五章為總結與展望，除對本論文所得結果作歸納與整理外，並將指出未來研究方向。

## 二、分析資料與研究方法

### (一) 分析資料來源：

本文所採用的分析資料包括，中央氣象局所提供的西太平洋颶風資料，歐洲中期天氣預報中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 提供之 TOGA-BASIC 在 850hPa、500hPa 面上的相對濕度場，850hPa、500hPa、200hPa 風場 ( $u$ 、 $v$ ) 及地面、1000hPa、850hPa、700hPa、500hPa、400hPa、300hPa、200hPa 之氣壓場、溫度場和重力位場資料以及地面露點場。此資料每日有兩次觀測值 (00 及 12UTC)，空間解析度為 2.5°×2.5° 經緯網格。海溫資料採用 1°×1° 經緯網格的 Reynolds 最佳內差化海溫資料 (Reynolds Optimum Interpolation SST)，以及 NOAA-12 和 NOAA-14 提供之外逸長波輻射資料 (outgoing longwave radiation, OLR)。除了颶風資料之外，皆將其餘資料處理成月平均值。分析的區域為 30°S~30°N，100°E~60°W 之熱帶太平洋地區。分析的時間長度為 1982-1997 年，此段分析時間涵蓋了 1982/83、1986/87、1991/92、1997/98 四個顯著聖嬰現象在內。由於熱帶氣旋活動的高峰期主要出現在夏、秋兩季，所以吾人之分析時間僅包含 6-10 月資料。

### (二) 研究方法：

由於聖嬰現象發展至成熟階段主要的高海溫區集中在 NOAA 所定義之海溫年際變化顯著區—Nino3 區 (5°S~5°N，150°W~90°W)，因此吾人選擇 Nino3 區之海溫距平值作為定義冷、暖年的指標。

計算 1982-1997 年 Nino3 區每年 6-10 月之海面溫度距平值，再依表一之定義決定暖年、冷年和中性年。

表一 暖、冷年之定義

類別	定義
暖年	$\Delta SST (NINO3) \geq 0.5^\circ C$
冷年	$\Delta SST (NINO3) \leq -0.5^\circ C$

圖 1 為 1982-1997 年 6-10 月 NINO3 區域的海溫距平時序圖，由此圖可知 16 年之分析期間，共有四個暖年、六個冷年以及六個中性年。詳細出現年份如表二所示：

表二 根據表一之定義所得之暖年、冷年、中性年出現年份

類別	年份
暖年	1982, 1983, 1987, 1997
冷年	1984, 1985, 1988, 1989, 1995, 1996
中性年	1986, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994

## 三、颶風生成之氣候特徵

### (一) 西太平洋颶風時空特性分析：

為了解西太平洋颶風生成源地位置，統計 1982-1997 年 6-10 月期間的颶風資料，當熱帶氣旋風速達到每秒 15 公尺，則定義此時氣旋的經緯度為其生成位置。分析結果顯示西北太平洋地區 16 年共有 383 個颶風生成，平均每年 6-10 月發生 23.9 個颶風。四個暖年共有 82 個颶風發生，平均每年有 20.5 個，明顯低於氣候平均之 23.9 個，六個冷年共有 152 個颶風，平均每年有 25.3 個，六個中性年

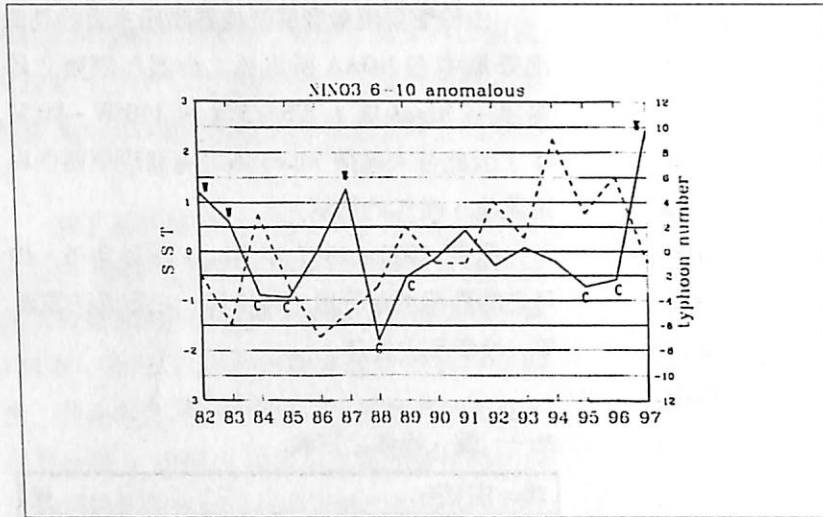


圖 1 1982 - 1997 年 6 - 10 月 NINO3 區海溫距平與西太平洋颱風發生頻率距平時間序列圖，實線為 NINO3 區海溫距平時間序列，W 代表暖年，C 代表冷年。虛線為颱風次數的距平時間序列。

共有 149 個颱風發生，平均每年有 24.8 個，二者皆略高於氣候平均值，顯見聖嬰年夏季颱風發生頻率明顯減少，反聖嬰年則變化不大。接著將每年的颱風數目減去颱風生成數目的年平均值，得到各年的距平值，圖 1 虛線部份代表颱風生成次數之距平時間序列。由颱風生成次數距平時間序列與海溫距平時間序列來看，暖年的颱風生成次數低於平均值，而冷年的颱風生成次數則有增加的趨勢，顯示颱風生成次數與 NINO3 海溫之間存在著負相關。

為了瞭解颱風發生頻率的年際空間分佈情形，吾人將上述颱風發生源地以 150°E 和 15°N 兩條經、緯線為界，從右上象限開始以逆時針方向分為四個區域：區域 I (150°E ~ 160°W, 15°N ~ 30°N)、區域 II (100°E ~ 150°E, 15°N ~ 30°N)、區域 III (100°E ~ 150°E, EQ ~ 15°N)、區域 IV (150°E ~ 160°W, EQ ~ 15°N)，再計算暖年、冷年及中性年之各區颱風發生頻率。圖 2 為 1982 - 1997 年 6 - 10 月西北太平洋地區颱風發生頻率百分比圖，由上至下分別為暖年、冷年和中性年之颱風發生頻率。暖年主要颱風發生源地為區域 III 和區域 IV，其颱風發生頻率百分比為 35.3% 和 30.5%，而區域 I 的颱風發生頻率百分比只有 4.9%，明顯比其它三個區域少。冷年主要發

生源地為區域 II 和區域 III，颱風發生頻率百分比為 32.2% 和 33.6%，區域 I 的發生頻率增加。比較暖、冷年間的差異得知，冷、暖兩季在區域 IV 的颱風發生頻率相差達 16%，顯示暖年的颱風發生頻率主要在 15°N 以南的區域，其發源地有向 150°E 以東發展的趨勢，而冷年的颱風發生頻率主要在 150°E 以西的區域，顯示颱風源地有顯著的緯向年際變化。

將颱風發生源地以 10° × 10° 經緯網格為一小方格，計算每塊小方格內的颱風生成數目並繪製成頻率圖。圖 3 為西北太平洋地區颱風發生源地平均生成次數分佈圖。暖年的颱風生成源地主要在菲律賓東方海面、南海以及 165°E 附近；冷年則有兩個主要中心位置，分別在南海和 145°E 附近；中性年的颱風生成源地集中在 120°E ~ 160°E 的區域，其分佈與冷年頗為類似。由此結果可知，暖年有三個颱風生成中心，其中一個生成中心位於 165°E 附近，表示聖嬰現象發生時，颱風發生位置有東移的趨勢。而冷年的颱風生成中心則偏向位於 150°E 以西的西太平洋地區。三種狀況下的颱風生成中心大致位於 15°N 附近，顯示颱風生成源地並沒有明顯的經向年際變化。

(二) 熱帶太平洋海溫時空特性分析：  
熱帶海洋面上低層大氣的溫度和濕度，主

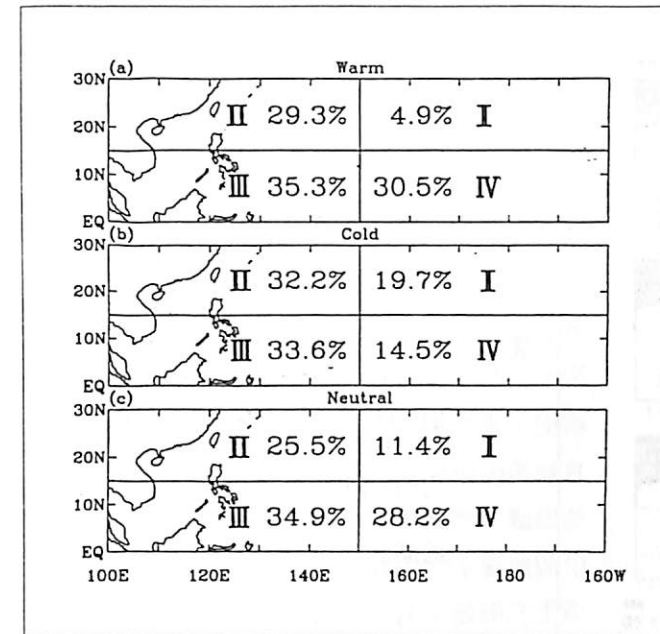


圖 2 1982 - 1997 年 6 - 10 月年西北太平洋地區颱風發生頻率百分比圖。由(a)至(c)分別為暖年、冷年、中性年之統計結果，圖中以 150°E 和 15°N 兩條經緯線為界劃分四個區域。

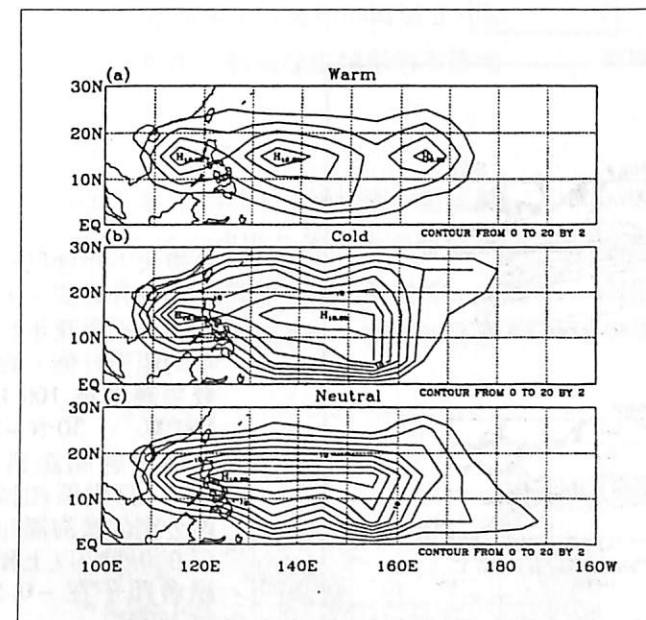


圖 3 1982 - 1997 年西北太平洋地區颱風發生源地 (100°E ~ 160°W, 30°N ~ EQ) 之平均生成次數分佈圖，由(a)至(c)分別為暖年、冷年和中性年之統計結果。

要決定於海面溫度高低和風應力大小。當海溫越高，則透過可感熱和蒸發影響低層大氣的溫度、濕度，產生潛在的對流不穩定，因此海溫是形成熱帶氣旋的重要條件之一。圖 4 (a) 為 1982 - 1997 年 6 - 10 月的平均海溫分佈，在同一個緯度帶的高海溫區 (粗點區) 集中在換日線以西的西太平洋地區，最高海溫區出現在 160°E 之赤道附近。圖 4 (b) 為暖年的海溫分佈，高海溫區東移至換日線附近，即暖池明顯向

東伸展。圖 4 (c) 為冷年的海溫分佈，冷舌明顯向西伸展使高海溫區的位置偏西。比較暖、冷年的海溫分佈圖可以發現，聖嬰現象發生時，暖年的高海溫區域有向東移的趨勢。將圖 4 (b) 和圖 4 (c) 分別減去圖 4 (a) 得到熱帶太平洋地區暖年 (圖 5 (a)) 和冷年 (圖 5 (b)) 的海溫距平分佈情形，暖年在東太平洋有海溫正距平，颱風發生源地的區域 IV，海溫有增加的趨勢，有利於對流活動，而在冷年的部分，東太平洋為

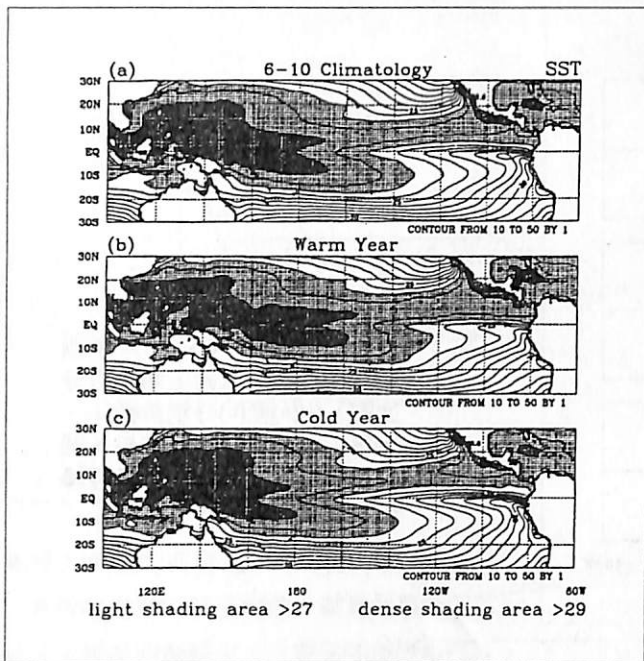


圖4 熱帶太平洋地區 ( 100°E ~ 60°W , 30°N ~ 30°S ) 海溫分佈圖。由(a)至(c)分別為 1982-1997 年 6-10 月的氣候平均值、暖年平均值和冷年平均值。等值線間距為 1°C，粗點和密點分別代表海溫高於 27°C 和 29°C。

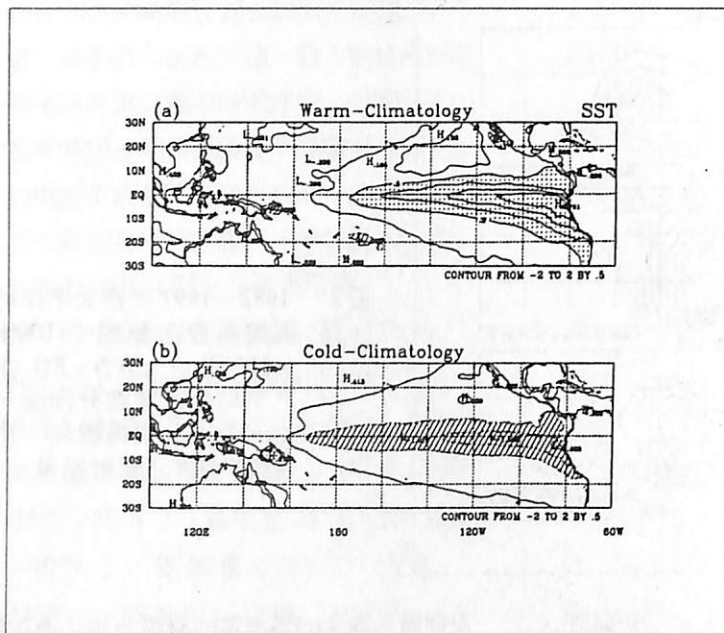


圖5 熱帶太平洋地區海溫之距平分佈圖，(a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ，等值線間距為 0.5°C，打點區和斜線區分別代表海溫正距平在 0.5°C 以上和海溫負距平在 -0.5°C 以下。

海溫負距平地區，颱風發源地區域IV海溫有減少趨勢，不利於對流活動。由此可知，在颱風發源地內，海溫改變顯著區與颱風發生頻率位置相當吻合，顯見海溫可能是造成颱風生成源地在區域IV的發生頻率相差達 16% 的原因。

#### 四、影響颱風生成之因子分析

##### (一) 850hPa 相對濕度場：

大氣和海洋之間存在不同時空尺度的交互作用，當海面溫度改變時，透過熱通量的交換會影響低層大氣的穩定度，主宰有組織的對流發生區域。由於颱風發生地區往往位於高海溫

有組織對流雲區，因此本節主要討論熱帶太平洋地區低層相對濕度場的分佈特徵，以瞭解濕度場與颱風生成頻率的關係。熱帶中、西太平洋通常為相對濕度之高值區域，同時也是熱帶主要之對流輻合區所在。圖6為低層 850hPa 相對濕度場的距平分佈情形，暖年(圖6(a))在中太平洋為相對濕度增加的區域，此正距平位於本文定義颱風生成源地的區域IV，正好是海溫增加的區域，表示聖嬰現象發生時，此區的海面溫度上升，增加海面上的蒸發量，使得低層相對濕度增加。在颱風生成源地的區域III也有部份正距平存在，因此可得知暖年颱風源地正距平的區域與颱風發生頻率的主要地區相同。冷年(圖6(b))在西太平洋有破碎之正距平區域，其分布在颱風生成源地的區域II、區域III，此結果也與冷年颱風發生頻率的主要地區一致。

##### (二) 500hPa 的相對濕度場：

圖7(a)顯示暖年熱帶太平洋地區中對流層 500hPa 相對濕度場的距平分佈，幾乎整個赤道東太平洋地區相對濕度都有顯著的增加，主要的正距平區(距平值大於 8%)與暖年海溫

正距平所在位置一致，顯示於聖嬰年時，向上輸送水汽的深對流主要在赤道東太平洋地區。雖然颱風生成源地的濕度幾乎都是增加的趨勢，但是主要的正距平區仍在區域III和區域IV，此結果與暖年颱風生成頻率之主要地區相同。圖7(b)為冷年相對濕度場的距平分佈，圖中顯示熱帶地區相對濕度增加的值都不大，而且有幾個負值中心散佈其中，雖然颱風生成源地的區域II和區域III有兩個正值中心，但是相對濕度增加的數量並不多。中對流層相對濕度場在暖、冷年颱風生成源地的增加區域，與前一節的結果一致。由此結果可瞭解，暖年區域III和區域IV之中、低層大氣相對濕度皆有增加的趨勢，此提供颱風一個有利的不穩定條件，顯示暖、冷年深厚的水汽分佈差異對颱風生成位置有明顯作用。

##### (三) 垂直風切場：

對流層內垂直風切的大小，決定初始擾動系統中凝結所釋放的潛熱是否能集中加熱氣柱，形成暖中心結構，進而發展成颱風。圖8為熱帶太平洋地區 850hPa 減去 500hPa 的垂直風切場距平分佈，暖年(圖8(a))在 140°E，1

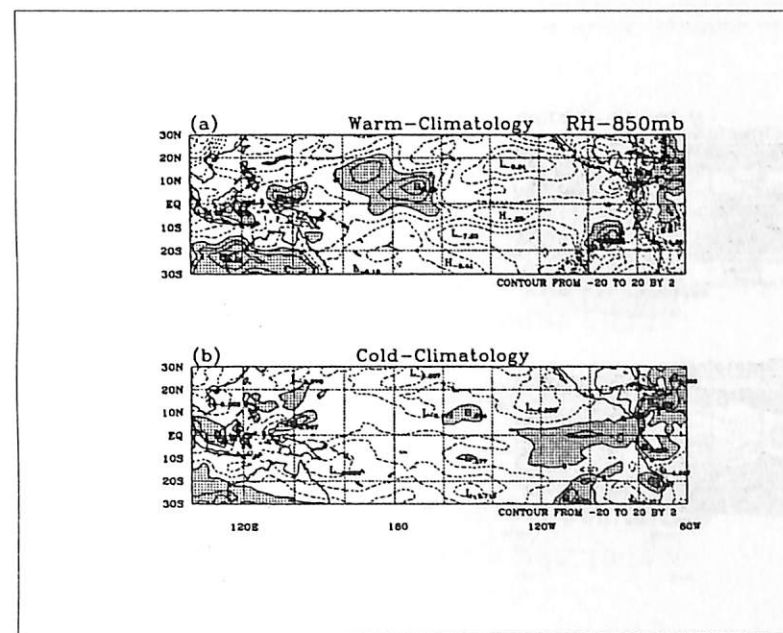


圖6 熱帶太平洋地區低對流層 850hpa 相對濕度場之距平分佈圖，(a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ，等值線間距為 2，打點區代表相對濕度正距平在 0 以上。

5°N 位置有一個正值中心，表示此區暖年的垂直風切增加，颱風發生源地的區域Ⅲ和區域Ⅳ為負距平地區，表示垂直風切減少，此結果顯示垂直風切效應在暖年提供區域Ⅱ和區域Ⅳ一個有利的大氣環境加熱條件，使該區颱風數目增加，相對西太平洋的垂直風切則加大，而不利於颱風發展。圖8(b)為冷年垂直風切場的距平分佈，在10°S~30°S範圍內幾乎都是垂直

風切增加的地區，在140°W，赤道附近有一個低值中心。颱風發生源地的區域Ⅱ為負距平，表示垂直風切減小，區域Ⅲ和區域Ⅳ為正距平，表示垂直風切有增大的趨勢，因此在冷年垂直風切效應對區域Ⅲ和區域Ⅳ扮演抑制的角色。此結果可發現，垂直風切在暖年和冷年對颱風的生成扮演不同的角色，而垂直風切的大小和颱風發生頻率位置相當一致。

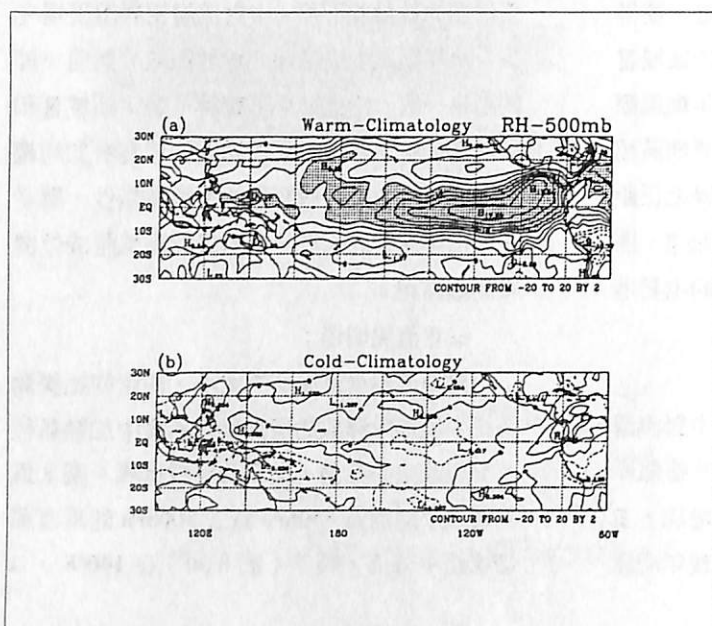


圖7 熱帶太平洋地區中對流層500hpa相對濕度場之距平分佈圖，(a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為100°E~160°W、30°N~EQ，等值線間距為2，打點區代表相對濕度正距平在8以上。

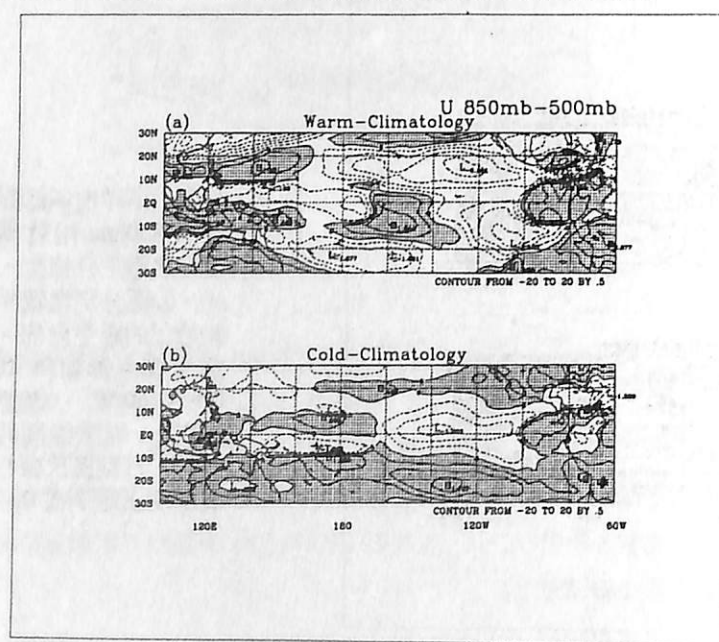


圖8 熱帶太平洋地區垂直風切場(850hpa-500hpa)之距平分佈圖，(a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為100°E~160°W、30°N~EQ，等值線間距為0.5ms<sup>-1</sup>，打點區代表垂直風切正距平在0ms<sup>-1</sup>。

(四) 850hPa 速度位場：

在颱風的初生階段時，低層大氣會有輻合現象發生，進而引發積雲對流，使地面氣壓快速降低。為了瞭解低層大氣的輻合、輻散場狀況，以850hPa速度位場來描述熱帶太平洋地區輻合、輻散場的年際變化。圖9(a)為暖年速度位的距平分佈情形，圖中顯示整個熱帶地區在東太平洋為正值距平，表示此區域輻散場為增加的趨勢，而西太平洋為輻合距平的區域，颱風發生源地區域Ⅳ的高層大氣為輻散距平，顯示此區暖年高層大氣條件有利於颱風生成。圖10(b)為冷年的速度位距平，幾乎整個太平洋地區為負值區域，表示此區域冷年高層為輻合距平，颱風發生源地的區域Ⅱ和區域Ⅲ為輻散距平。此結果使區域Ⅱ和區域Ⅲ的颱風生成頻率增加。因此暖、冷年的颱風生成源地，大氣低層輻合和高空輻散條件相當一致，使暖年區域Ⅳ的颱風生成頻率增加，冷年主要的生成頻率在區域Ⅱ和區域Ⅲ。

(五) 200hPa 速度位場：

颱風生成的背景氣候條件中，除了低層有輻合存在之外，高層必須有輻散場與其配合，使氣流能在高層流出，如此才有利於颱風的生

成。分析熱帶太平洋地區高層200hPa輻散場的距平分佈特徵。圖10(a)為暖年的速度位距平分佈，圖中顯示整個熱帶地區在東太平洋為正值區域，表示此區域輻散場為增加的趨勢，而西太平洋為輻合距平的區域，颱風發生源地區域Ⅳ的高層大氣為輻散距平，顯示此區暖年高層大氣條件有利於颱風生成。圖10(b)為冷年的速度位距平，幾乎整個太平洋地區為負值區域，表示此區域冷年高層為輻合距平，颱風發生源地的區域Ⅱ和區域Ⅲ為輻散距平。此結果使區域Ⅱ和區域Ⅲ的颱風生成頻率增加。因此暖、冷年的颱風生成源地，大氣低層輻合和高空輻散條件相當一致，使暖年區域Ⅳ的颱風生成頻率增加，冷年主要的生成頻率在區域Ⅱ和區域Ⅲ。

由上述結果可發現，低層和高層大氣的輻散風分量距平在暖年和冷年呈現非常明顯的異相位分佈，且上、下層大氣亦然。暖年整個西太平洋低層輻散風分量和高層輻合風分量均增加，因此不利深對流發展，中太平洋則和西太平洋相反，因此較有利深對流發展，也較有利於颱風的生成。由此可知，暖年上、下層輻散

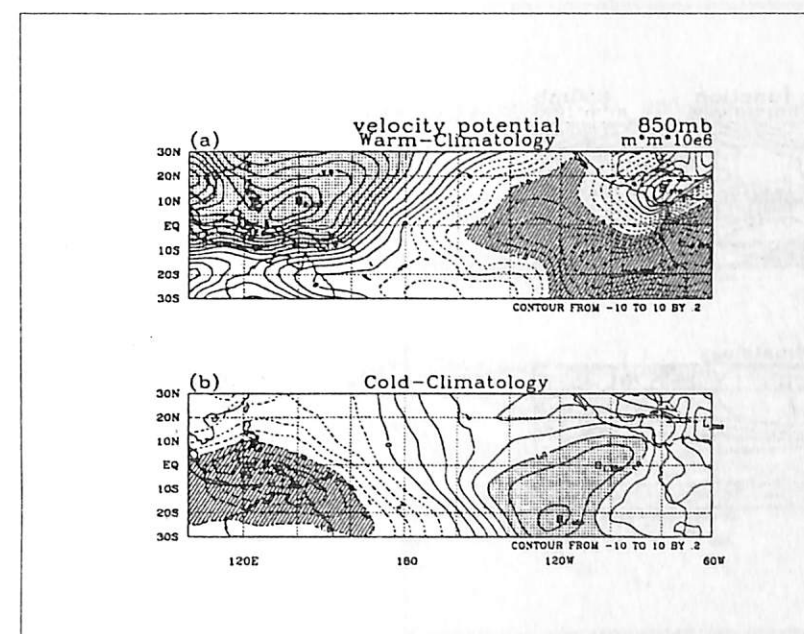


圖9 熱帶太平洋地區低層850hpa速度位場之距平分佈圖，(a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為100°E~160°W、30°N~EQ，等值線間距為0.2m<sup>2</sup> × m × 10<sup>-6</sup>，打點區代表速度位正距平在1.0m<sup>2</sup> × m × 10<sup>-6</sup>以上，斜線區代表速度位負距平在1.0m<sup>2</sup> × m × 10<sup>-6</sup>以下。

(合)風分量的東移,對颱風發生源地的東移有相當幫助。冷年則和暖年完全相反,因此此颱風發生源地主要仍以西太平洋為主。

(六) 850hPa 流函數場:

過度場可用來探討熱帶大氣的低壓擾動強度,而颱風都是從原本存在的熱帶低壓擾動發展加強而形成,因此分析低對流層 850 hPa 過度場的分佈,將有助於瞭解低對流層擾

動分佈情形。此處以流函數場代表過度場的空間特徵,圖 11 (a)為暖年熱帶太平洋地區低層流函數的距平分佈,圖中顯示幾乎整個熱帶太平洋地區皆為正值距平,代表熱帶地區負過度有增加的趨勢,主要的正距平中心在 150°W, 20°S 位置,颱風生成源地並沒有明顯的正、負過度距平,表示低層過度場對於颱風的生成沒有顯著的貢獻。圖 11 (b)為冷年的流函數

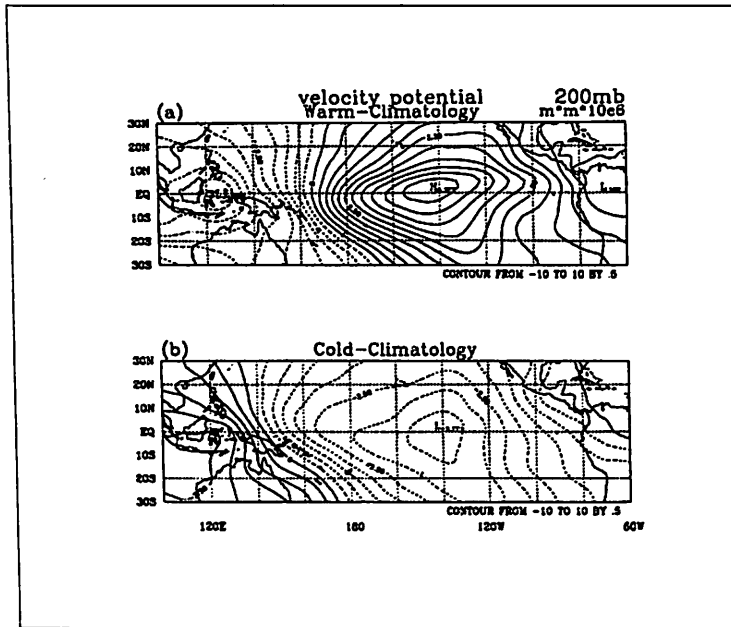


圖 10 熱帶太平洋地區高層 200hpa 速度位場之距平分佈圖, (a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ, 等值線間距為 0.5m × m × 10<sup>-6</sup>。

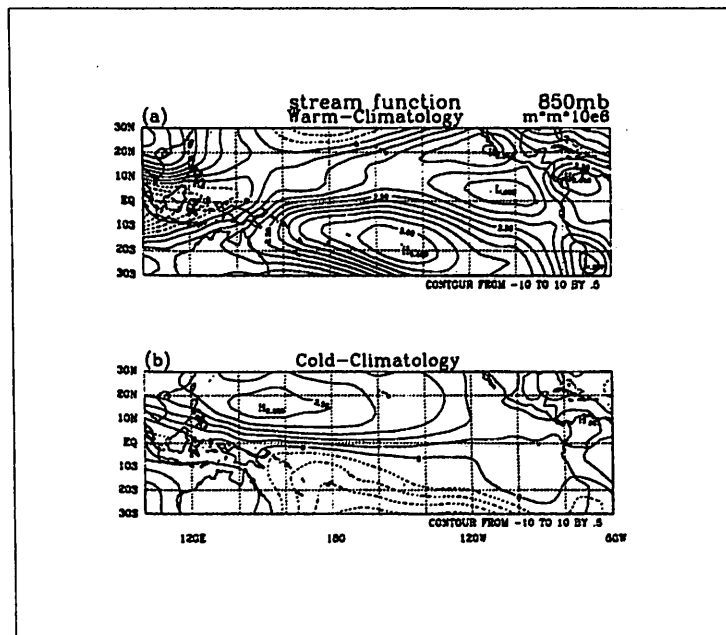


圖 11 熱帶太平洋地區低層 850hpa 流函數場之距平分佈圖, (a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ, 等值線間距為 0.5m × m × 10<sup>-6</sup>。

距平分佈,除了中太平洋南半球地區有少部份的負值距平存在之外,其餘皆是正值區域,代表冷年低層負過度為增加的趨勢,主要的正值中心位於颱風生成源地,此結果會抑制颱風的生成,特別是區域IV有較大的負過度距平梯度,使此區冷年的颱風生成機率減少。

(七) 200hPa 流函數場:

圖 12 顯示熱帶太平洋地區高層 200hPa 流函數場的空間距平分佈特徵,圖中顯示暖、冷年兩者的流函數距平大致呈現對稱型態的分佈,暖年(圖 12 (a))在 140°W, 15°S 為主要的負距平中心,顯示此區域高層正過度有增加的趨勢,颱風發生源地東邊有正值中心,表示此區負過度有增加趨勢,而西邊則有些許增加。冷年(圖 12 (b))在 160°W, 15°S 位置附近皆為正值距平區域,颱風發生源地幾乎被負值區域所籠罩,表示高層正過度有增加的趨勢。由此結果可發現,過度場對於颱風生成的貢獻在暖年和冷年扮演抑制的角色。

(八)外逸長波輻射(OLR):

本節分析熱帶太平洋地區外逸長波輻射(OLR)的分佈,以探求大氣積雲對流的年際

變化情形。暖年(圖 13 (a))在中太平洋到東太平洋的赤道附近皆為負距平,表示此區域 OLR 值有減少的趨勢,即積雲對流旺盛。此區域與暖年的海溫正距平區域類似,可得知暖年此區域的海面溫度增加,進而使積雲對流增強,意味聖嬰現象發生時,熱帶中太平洋地區的海溫增加,使大氣的對流增強,即沃克環流上升區向東移至中太平洋地區。颱風生成源地的區域IV為負值區,意味此區域的積雲對流增加,因此有利於颱風的生成。而冷年(圖 13 (b))在中太平洋到東太平洋的赤道附近皆為正距平,顯示此區域的積雲對流減弱,此結果與冷年海溫的負距平區域相同,颱風生成源地的區域IV為正距平,有抑制颱風生成的效應,而颱風生成源地的區域II和區域III為 OLR 值減少的地區,顯示此二區的積雲對流增強,有增加颱風生成的機會。由此可知,熱帶深對流區在暖年伴隨高海溫區的東移而明顯向東移動,冷年則集中在西太平洋地區。

(九)對流可用位能(CAPE):

分析熱帶太平洋地區大氣對流可用位能(CAPE)分佈情形,可瞭解大氣對流層間潛在

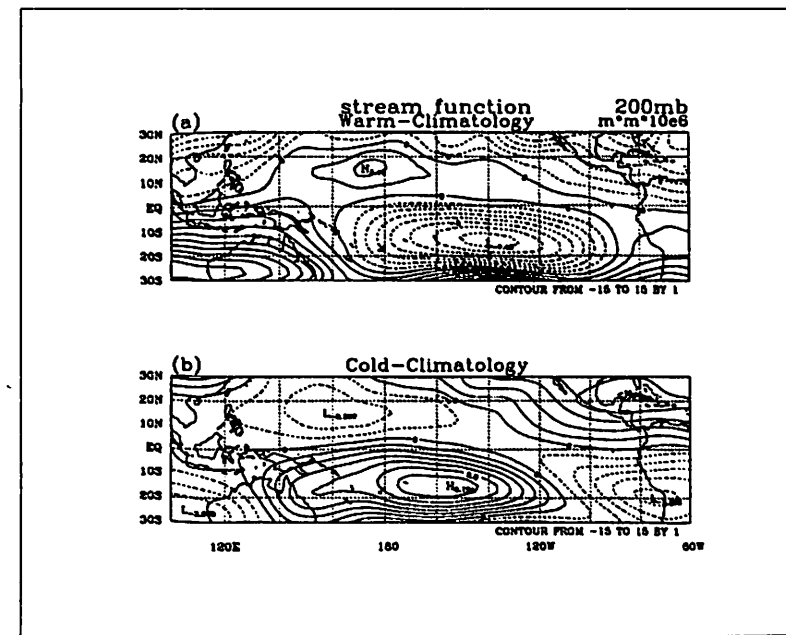


圖 12 熱帶太平洋地區高層 200hpa 流函數場之距平分佈圖, (a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ, 等值線間距為 1.0m × m × 10<sup>-6</sup>。

的對流不穩定情形。暖年(圖14(a))主要的正距平位於太平洋地區的赤道附近,此區域與暖年的海溫增加區域相同,顯示海面溫度為主宰大氣對流之最重要因子。而冷年(圖14(b))CAPE的距平分佈型態大致與暖年相反,太平洋的赤道附近地區為負距平區域,此與冷年海溫負距平區域相同,顯示大氣對流可用位能與太平洋海溫有顯著的關係,高海溫區通常伴

隨高CAPE值。暖年颱風生成源地的區域IV為正距平,而冷年則為負距平,可以解釋此區暖年的颱風生成頻率增加。

### 五、總結與討論

颱風為台灣地區四大天然災害之一,其所挾帶的強風、豪雨,常對人們的生命財產造成嚴重威脅與損失,因此政府部門無不積極研擬

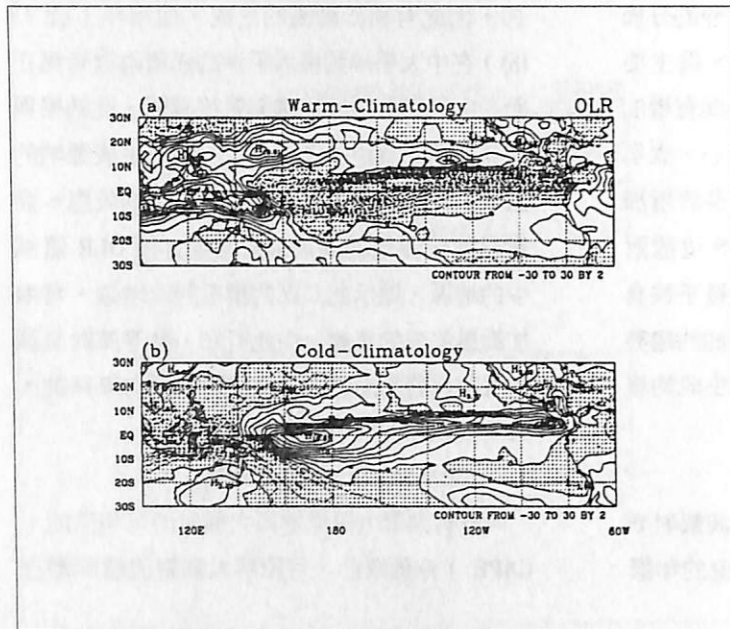


圖13 熱帶太平洋地區外逸長波輻射(OLR)之距平分佈圖, (a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ, 等值線間距為 2Wm<sup>-2</sup>, 打點區代表代表外逸長波輻射(OLR)負距平在 0 Wm<sup>-2</sup> 以下。

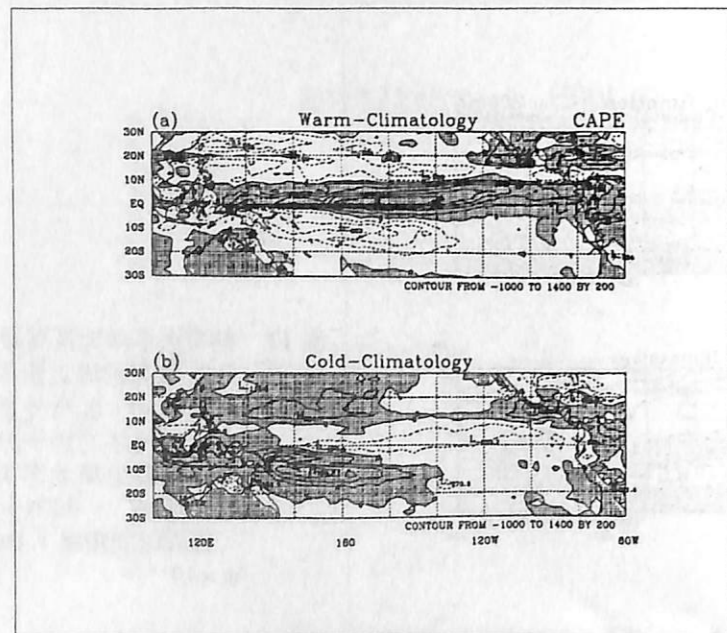


圖14 熱帶太平洋地區對流可用位能(CAPE)之距平分佈圖, (a)、(b)圖分別為暖年和冷年的距平分佈。颱風發生源地為 100°E ~ 160°W、30°N ~ EQ, 等值線間距為 200m<sup>2</sup>s<sup>2</sup>, 打點區代表對流可用位能(CAPE)正距平在 0m<sup>2</sup>s<sup>2</sup> 以上。

相關的防災工作,以使災害降到最低。早期的研究成果主要集中在颱風生成機制、路徑與降水等方面,對於颱風年際變化探討相當有限。雖然已有許多研究結果顯示,聖嬰現象發生時,大西洋颶風發生頻率有明顯被抑制的趨勢,然而相對於全球熱帶氣旋活動最頻繁且對台灣影響最大的西北太平洋地區而言,有關颱風發生頻率與生成源地在聖嬰年或反聖嬰年的差異及物理機制探討仍嫌不足。因此本文希望透過收集長時間的大氣和海洋資料進一步的分析西北太平洋地區颱風發生頻率的年際變化特徵,特別是與赤道東太平洋海溫異常之關係。在本文中分析數個顯著聖嬰與反聖嬰現象發生時,海洋和大氣與颱風生成有關之重要參數場變化情形,藉以瞭解赤道中、東太平洋海溫異常所導致的全球大氣環流結構差異,對西太平洋颱風生成機制之影響及導致颱風發生頻率及持續日數改變的主要原因。以下為本研究所得到的主要結論:

#### (一)西北太平洋熱帶氣旋活動特徵

根據1982到1997共16年6-10月的颱風資料顯示,暖年(NINO3)的颱風平均發生次數明顯低於氣候平均值3.4個,發生源地主要集中在15°N以南的區域,位置較正常年偏東;冷年(NINO3)的颱風平均發生次數略高於氣候平均值1.4個,發生源地主要在150°E以西且略微向北發展,此與正常年近似。顯見颱風發生次數與發生源地受到赤道東太平洋海溫變化影響有顯著的緯向年際變化特徵,經向變化較不明顯。

#### (二)暖年海氣參數與颱風生成關係

暖年的海溫正距平區域位於中到東太平洋地區,颱風發生源地IV區的海面溫度上升,有利海面水汽蒸發量,再加上此區垂直風切有減少的趨勢,進而使得積雲對流作用增強,使此區中、低對流層的相對濕度增加。另外高層大氣的輻散分量增加,提供颱風發展有利的條件

,而對流可用位能主要的正距平區域與海溫增加區域相同,顯示大氣的不穩定區域主要出現在高海溫區,對於此區颱風的生成有相當的幫助。由此可知,導致暖年颱風發生位置偏東乃是由於高海溫區東移,伴隨當地大氣不穩定度及上層輻散分量增加所致。而造成暖年颱風頻率減少的原因是因為聖嬰年時,西太平洋地區低層輻合及高層輻散均減弱,因此抑制該區深對流發展所致。

#### (三)冷年海氣參數與颱風生成關係

冷年主要的高海溫集中在西太平洋地區,即颱風發生源地的II區和III區,此二區的海面透過熱通量交換,影響低對流層的溫度、濕度,因而增加低層大氣的相對濕度,雖然此二區中對流層的相對濕度也有增加的趨勢,但增加的幅度並不大。輻散場顯示此二區低層的輻合場有增加趨勢,高層則有輻散場增加,此結果使大氣低層輻合和高層輻散條件相當一致,提供一個有利颱風發展的環境條件。颱風發生源地IV區的海溫為負距平,再加上此區垂直風切有增加的趨勢,使得積雲對流機制被抑制,因而不利於此區颱風的生成。整體來說,冷年的大氣環境條件與配置和正常年相近,因此冷年颱風生成源地與發生頻率之改變有限,僅略微增加。

綜合上述的分析結果顯示:聖嬰現象發生時,西北太平洋颱風發生源地的變化主要受到太平洋高海溫區、中和低對流層濕度場的東移,以及垂直風切和高層輻散分量變化所影響,渦度場對颱風生成的貢獻並不大。反聖嬰年時,颱風發生源地的變化主要受到太平洋海溫以及高、低對流層輻散場的變化所影響,其次是受到垂直風切與中、低對流層濕度場的影響,而相對渦度場對颱風生成的貢獻則非常小。

本論文我們主要分析赤道東太平洋聖嬰與反聖嬰現象,對西北太平洋熱帶氣旋發展的影響,其目的無疑是希望透過此分析來瞭解引起

西北太平洋熱帶氣旋生成年際變化的可能因子，今後除了將探討熱帶地區海氣熱通量變化對颱風生成的影響外，也將透過簡單海氣模式，進一步探討每個物理量對颱風發生頻率及生成源地年際變化的貢獻，加強我們對聖嬰現象與颱風生成關係的瞭解，有助於增進颱風生成的預測。

## 誌謝

本研究由國科會計畫 NSC-87-2111-M-034-001 和 NSC-88-2111-M-034-002 資助所完成。作者感謝中央氣象局王時鼎先生提供之颱風資料，洪景山博士提供可用位能相關程式及國科會副熱帶資料庫提供研究所需資料。所需計算機資源由文化大學大氣科學系提供。

## 參考文獻

- 涂建翊和余嘉裕，1998：二十世紀後期聖嬰現象與台灣地區短期氣候變化。華岡理科學報，15，139-158。
- 余嘉裕、花雲挺、涂建翊，1998：熱帶太平洋地區大氣與海洋年際變異度研究：海溫、低層大氣與颱風。大氣科學，第十六期，第一號，pp63-76。
- Bove M. C., Elsner J. B., Landsea C. W., Niu X., and O'Brien, J. J., 1998: Effect of El Nino on U. S. Landfalling Hurricanes, Revisited. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2477-2482。
- Chan. J. L., 1985: Tropical cyclone activity in west Pacific in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 599-606。
- Chen. T. C., and Weng. S. P., 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western north Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1080-1090。
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669-700。
- \_\_\_\_\_, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, D. B. Shaw. Ed., Roy. Meteor. Soc., 155-218。
- \_\_\_\_\_, W. M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Nino and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1649-1668。
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. *Global Perspective on Tropical Cyclones*, WMO/TD-No. 693, World Meteorological Organization, 63-105。
- O'Brien, J. J., T. S. Richards, and A. C. Davis, 1996: The effect of El Nino on U. S. land-falling hurricanes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 773-774。
- Sadler, J. C., 1967: On the origin of tropical vortices. *Proc. Working Panel on the Tropical Dynamic Meteorology*, Norfolk, VA, Naval Weather Research Facility, 39-75。
- Wu. G., and Lau N. C., 1992: A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 958-977。