

1975／76 年氣候突變對西北太平洋 熱帶氣旋生成的影響

林和 吳宜昭

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十年六月十九日收稿；中華民國九十年九月十七日定稿)

摘 要

本研究之重點在探討 1975／76 年氣候突變 (Climate Shift) 前後西北太平洋區熱帶氣旋生成的改變。在適當區分出亞洲夏季季風的次季節後，發現熱帶氣旋生成有顯著的超十年週期變化，此變化在盛夏（七月中至九月上旬）尤其明顯。超十年週期變化的空間分佈可以歸納為一西北／東南走向的羅士培波，其節點落於（5～12.5°N, 150～165°E）及（17.5～25°N, 125～140°E）區域。據此，我們定義了一熱帶氣旋羅士培指數，並區隔出前後兩紀元相位之明顯相異。根據變化顯著的年份進行合成分析，結果顯示這是超十年週期變化、ENSO 及南北半球季風系統複雜的交互作用而導致的結果。假設一類似 ENSO 暖態的超十年週期基本態存在，東太平洋赤道的高海溫距平引起中西太平洋的西風距平。當 ENSO 處於暖態且澳洲冬季季風到達鼎盛之際，此基本態將觸動區域（南半球）哈德雷環流的爆發。此區域哈德雷環流上升帶位於 10°N、140°～170°E，在澳洲東南方的地面冷高壓處下沉。在上升帶，對流被跨赤道流及熱帶西風距平北側之氣旋式風切加強，孕育了許多熱帶氣旋。此區域（南半球）哈德雷環流顯然自成一緊密且可自我加強的循環結構。在另一方面，位於西北太平洋東南象限的增強對流激發出一向西北方傳遞的羅士培波列，它有效地減弱了亞洲夏季季風。季節擺動改變了羅士培波的傳播方向，導致在第二紀元鄰近台灣的區域，熱帶氣旋生成在夏季減少，卻在秋季增多。

關鍵詞：熱帶氣旋、氣候突變、超十年變化、羅士培波、澳洲冬季季風

一、前 言

一次大規模的超十年 (interdecadal) 週期之氣候突變在 1975／76 年左右發生 (例如 Nitta and Yamagata, 1989; Trenberth, 1990... 等)。

在氣候突變發生時，北太平洋換日線附近的海溫劇烈下降，阿留申低壓隨之加強，而太平洋上空的暴風路徑亦往南移動 (Trenberth and Hurrell, 1994)。這場源於中緯／赤道上層海水相互異位的突變 (Deser and Blackmon, 1995)

對於全球海陸系統，造成了相當深刻的影響。就熱帶海陸系統而言，ENSO 現象在氣候突變之前與之後，不論在強度、頻率或型態上，都產生戲劇性的轉變 (Wang, 1995; Wallace et al., 1998)，而 ENSO 現象亦透過沃克環流 (Shukla, 1995) 或副熱帶高壓 (Chang et al., 2000) 等因子，引致季風在超十年週期的量變與質變。本文即將陳述此氣候突變，對於西北太平洋熱帶氣旋 (tropical cyclone, TC) 生成所帶來之種種後果。

近年來，許多研究皆致力於採取短期氣候變化的觀點，詮釋熱帶氣旋活動的年際變化，這些研究，以有關 ENSO 影響的成果最為重要。例如，在西北太平洋區，熱帶氣旋生成的總數，並不會因 ENSO 而劇烈起伏，但生成位置則有很大的差異。Lander (1994a) 指出，在 ENSO 暖態時， 160°E 至換日線熱帶氣旋的生成次數大量增加，冷態則反。這些改變被視為與季風槽東伸的位置及強度密切相關。他又發現 ENSO 冷態時，在副熱帶 $20\sim 30^{\circ}\text{N}$ 熱帶氣旋大量增加，他歸功於熱帶對流層高空槽 (Tropical Upper Tropospheric Trough, TUTT) 強迫所致。Chan (1985, 2000)、Chen et al. (1998) 皆認為，每當 Nino-3 海溫處於暖態時，颱風生成會偏東跨越 150°E ；冷態時，生成區偏西傾向北方。而 Chan (1985) 的分析顯示，南方震盪指數領先西北太平洋熱帶氣旋生成約一年，並具有 3 至 3.5 年週期。即是，在 ENSO 暖態的次年，熱帶氣旋生成會因之減少。

對於其機制，Wang and Chan (2001) 認為是因為 ENSO 暖態，背景環流受到了中太平洋對流異常而激發出羅士培波，使季風槽向東延伸，並使副高脊加強，有利於東南象限熱帶風暴的生成，同時壓抑了西北象限的颱風發展。

此外，從動力分析出發，對於全球各地熱帶氣旋生成與大尺度環境之關係，以及受到氣候變異因素所導致之各種影響，Landsea (2000) 提供了相當詳盡的綜觀回顧。

以上 ENSO 現象對於熱帶氣旋生成的影響，將充分延伸至超十年週期影響的研究上。另外，本文強調，季風環流在次季節的跳動構成我們分析的主要架構。第三章將闡述此觀點。

二、資 料

我們使用的研究資料包括熱帶氣旋及大尺度環流場兩大部分。因考慮到早期資料的品質不確定性較高，所以選取 1959 年以後的資料進行研究。熱帶氣旋資料為 1959 年至 1998 年 JTWC (Joint Typhoon Warning Center) 提供的西北太平洋區域熱帶氣旋最佳路徑 (best track) 資料，其每六小時記錄一次熱帶氣旋中心位置及最大風速。此處的熱帶氣旋定義並無強度上的限制，因此熱帶氣旋生成位置定義為 JTWC 紀錄到熱帶氣旋出現的第一筆紀錄的位置。為量化以方便分析熱帶氣旋的空間分佈，以經度 10° \times 緯度 5° 圍成的方形區域為單位，計算每一個方型區域中的熱帶氣旋生成個數，得到四十年長度的熱帶氣旋生成密度時間序列。大尺度環境場的資料選用同時期的美國 National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP / NCAR) 的候 (pentad) 解析度大氣 reanalysis 資料 (Kalnay et al., 1996) (以下簡稱 NCEP / NCAR Reanalysis 資料)，包括 200 hPa 及 850 hPa 的風場、500hPa 的垂直 (氣壓座標) 速度及表面溫度，其空間解析度為 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。

在討論氣候或熱帶氣旋的超十年變化時，

略過 1976、1977 的氣候突變過渡階段，將 1959 ~ 1998 年分成 1959~1975 年及 1978~1998 年前後兩個紀元討論。

三、亞洲夏季季風的次季節跳動與熱帶氣旋生成

整個夏季，西北太平洋雨帶分布於西太平洋副高脊與新幾內亞－婆羅門熱帶脊之間。根據 Ueda et al. (1995)、LinHo 與 Wang (2001) 等對於夏季季風的分期，我們可以將亞洲夏季季風區分為初夏（25 至 39 候，5 月 1 日至 7 月 14 日），盛夏（40 至 51 候，7 月 15 日至 9 月 12 日），再加上秋季（52 至 67 候，9 月 13 日至 12 月 1 日）。這三個階段轉換時，影響颱風活動的大尺度環流皆出現強烈跳動，我們可以由圖 1 至圖 2 呈現。圖 1 描述 850hpa 流線與 SST，圖 2 表示颱風生成的密度。在初夏期副高脊指向巴士海峽，熱帶脊與季風槽並不明顯，颱風生成的主軸貫穿菲律賓群島，呈西北－東南走向，但次數遠遠不如盛夏稠密。在高層（圖未納入）TUTT 尾端的輻散帶和颱風生成區部份重疊，最高海溫出現于新幾內亞尾端，在這期間的雨帶，其實是呼應亞洲夏季季風第一次爆發，從印度、孟加拉灣、中南半島、南海，向東傳播的西南季風逐漸將雨季推向西北太平洋區的南側 (LinHo and Wang, 2001)，到了盛夏期，一般人認定是颱風季，這可以從圖 2 中圖看出，在七月接近結束時，夏季季風第二次爆發，這次事件的主角是西北太平洋在 (15-22.5°N, 140-160°E) 附近上出現龐大的海面低壓。Lander (1994b) 稱之為季風渦旋 (monsoon gyre)，季風渦旋內，孕育了數量繁多的熱帶低壓與氣旋，此時熱帶脊已逐漸深化，並且從巴

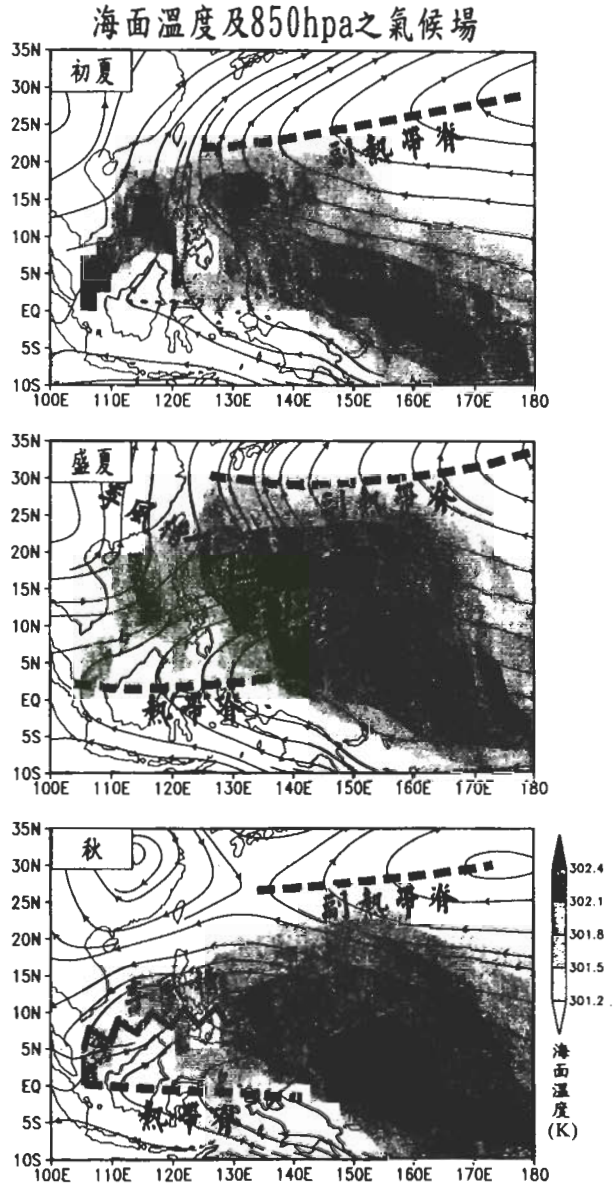


圖 1 西北太平洋區域初夏（25 至 39 候）、盛夏（40 至 51 候）及秋季（52 至 67 候）的氣候平均場。陰影深淺為海溫，流線為 850hPa 的氣流。使用的資料為 1959~1998 年 NCEP/NCAR reanalysis data。粗實線代表副熱帶高壓脊及熱帶脊的位置，鋸齒線為亞洲夏季季風槽的位置。

士海峽季風槽線向東南延伸，颱風大致出現於季風槽附近或北側。西北太平洋海面在盛夏期

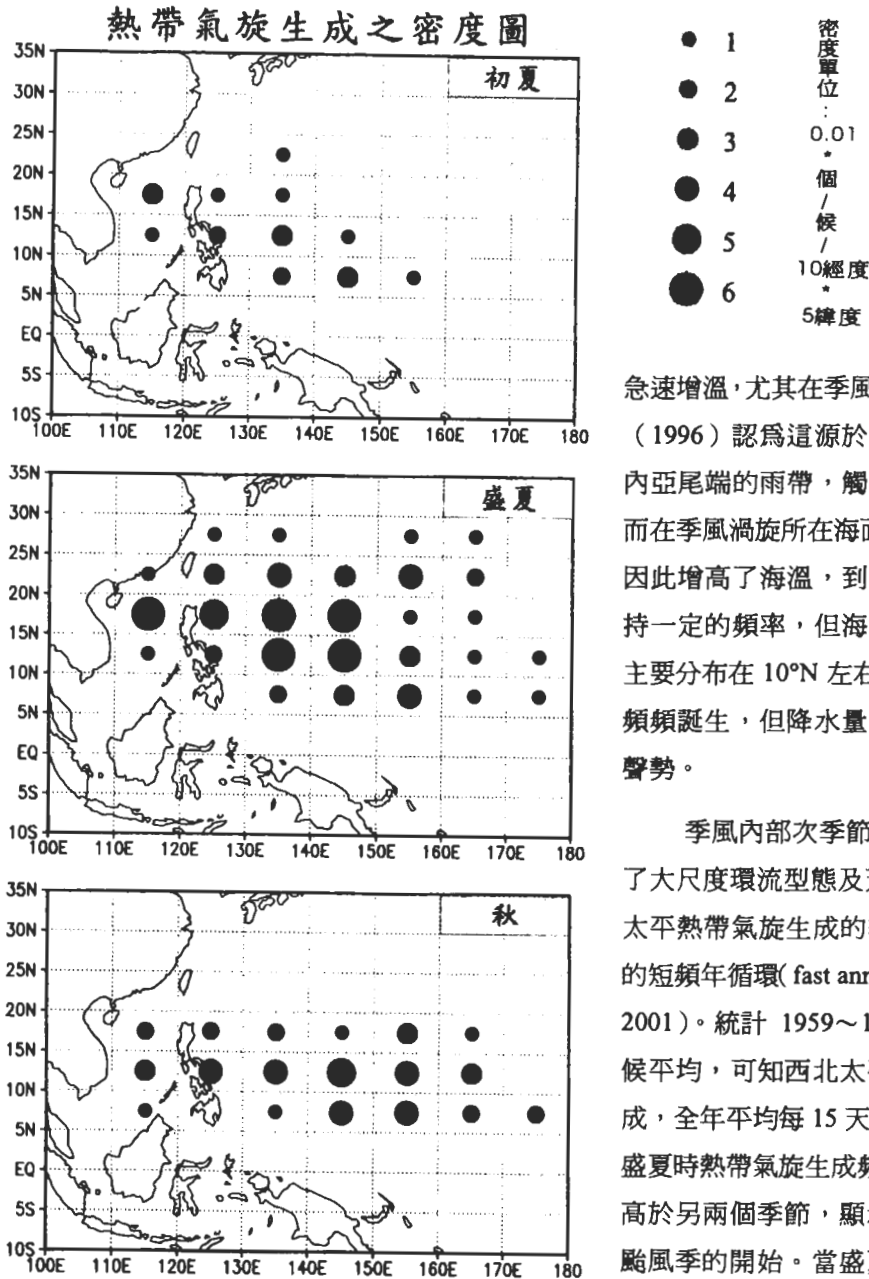


圖2 西北太平洋初夏(25至39候)、盛夏(40至51候)及秋(52至67候)三季之熱帶氣旋生成密度分佈圖。圖所示為1959~1998年之氣候平均值。圖中圓圈大小代表的數值如圖例所示，為每5天、每經度10度×緯度5度區域中熱帶氣旋生成的個數，單位比例為0.01。

急速增溫，尤其在季風渦旋處。Ueda and Yasunari (1996) 認為這源於第一次季風爆發時，新幾內亞尾端的雨帶，觸發北向傳播的羅士培波，而在季風渦旋所在海面，抑止表層風使之微弱，因此增高了海溫，到了秋季，颱風生成仍維持一定的頻率，但海溫已經迅速冷卻了，颱風主要分布在 10°N 左右的季風槽上。雖然颱風仍頻頻誕生，但降水量已顯著減少，未若盛夏的聲勢。

季風內部次季節的跳動，相當程度的主宰了大尺度環流型態及天氣系統活躍的範圍，西北太平洋熱帶氣旋生成的季節變化反映出夏季季風的短頻年循環(fast annual cycle, LinHo and Wang, 2001)。統計 1959~1998 年的熱帶氣旋生成氣候平均，可知西北太平洋四季均有熱帶氣旋生成，全年平均每 15 天有 1.24 個熱帶氣旋生成。盛夏時熱帶氣旋生成頻率(2.78 個/15 天)遠高於另兩個季節，顯示盛夏標示了西北太平洋颱風季的開始。當盛夏結束、秋季開始(九月中)，季風渦旋逐漸消散，熱帶氣旋生成頻率隨之下降(平均 2.03 個/15 天)。

這些次季節也同時與季風及颱風的年際變化環環相扣，例如年際變化最重要的因子 ENSO 現象，即以和年循環(annual cycle)緊密的相位鎖結(phase lock)著稱。縱使在十年(decadal)

或超十年更長週期 (interdecadal) 的氣候變化上，我們也必須以次季節為基礎，觀察相關環流的放大縮小或移動位置，因之，本文將經由次季節的區別，進一步分析其年際差異。

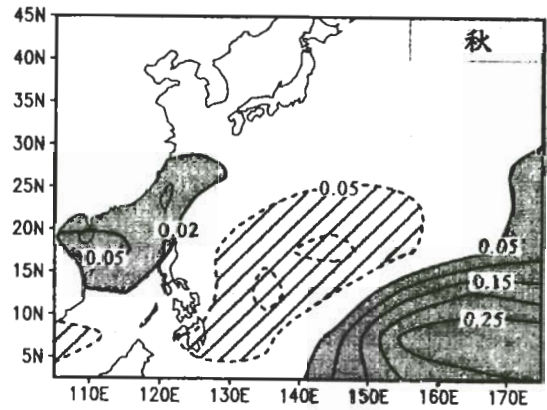
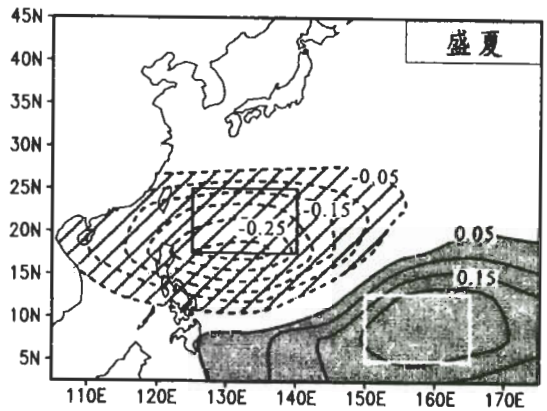
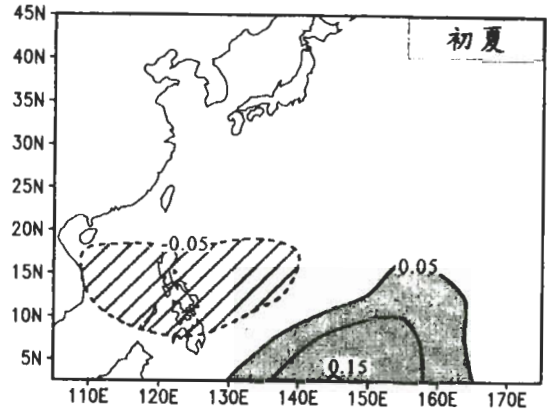
四、超十年週期變化及機制

針對 1975/76 年氣候突變，我們將每一網格點上，熱帶氣旋的生成區分為第一紀元 (the first epoch, 1959~1975 年) 與第二紀元 (the second epoch, 1978~1998 年) 兩個年代，並定義一超十年週期指數，描述熱帶氣旋生成在 1975/76 年前後的變異：

$$\sigma = \frac{(1978 \sim 1998 \text{年})TC \text{生成總數}}{21 \text{年}} - \frac{(1959 \sim 1975 \text{年})TC \text{生成總數}}{17 \text{年}}$$

圖 3 顯示 σ 在三個次季節，初夏、盛夏與秋季的分佈，三圖所擁有的共同特徵是 1975/76 年氣候突變造成東南 / 西北走向的波列。第二紀元時在 140° E 至換日線、接近赤道的第四象限，熱帶氣旋很明顯的增多，而在 10~25°N、110~140°E 的海域中，明顯減少。這差異尤其於盛夏特別顯著。當秋季來臨，東亞沿岸及南海北部出現新的熱帶氣旋增多區。波列軸的方

熱帶氣旋生成對1975/76年氣候突變前後的變異



▨ 第二紀元 TC 減少 ▩ 第二紀元 TC 增多

圖 3 西北太平洋初夏 (25 至 39 候)、盛夏 (40 至 51 候) 及秋季 (52 至 67 候) 熱帶氣旋的生成密度在 1975/76 氣候突變前後之超十年變化。其定義是每個格點上，第二紀元 (1978~1998) 年平均熱帶氣旋生成數減去第一紀元 (1959~1975) 年平均熱帶氣旋生成數。陰影部份代表第二紀元熱帶氣旋增加，斜線區代表第二紀元熱帶氣旋減少。其中盛夏圖框處，就是定義熱帶氣旋羅士培指數所依據的區域。

向亦隨次季節擺動。我們將於下章陳述波列軸擺動對於台灣附近熱帶氣旋氣候的影響。

根據 σ 的空間分佈圖，可以進一步將紀元差異最強烈的區域劃分出來。以盛夏為焦點，我們建立另一項指標，稱為熱帶氣旋羅士培指數 (TCRI, Tropical Cyclone Rossby Index)：

$$TCRI = \left\{ \begin{array}{l} \text{每年 40~51 候, } 5\sim 12.5^{\circ} \text{ N、} \\ \text{150~165}^{\circ} \text{ E TC 生成總數} \\ \\ \text{— 每年 40~51 候, } 17.5\sim 25^{\circ} \\ \text{N、125~140}^{\circ} \text{ E TC 生成總數} \end{array} \right\}$$

(經過正整化 normalization)

圖 4 陳列了四十年間 TCRI 的時間序列。我們在此特別指出，以上指數，雖然以超十年週期變動 σ 分佈當作根據，但定義本身並未預先決定氣候突變的存在，但結果顯示，此序列很清楚的反映了氣候突變之前與之後，截然不同的相位。第一紀元中，17 年有 16 年呈現負相位，而所有超過一個標準差的正值指數 (9 年)，皆現身於第二紀元。我們再比較 TCRI 與量度 ENSO 的冷舌指數 (Cold Tongue Index, 將海溫正整化, 取赤道太平洋 $6^{\circ} \text{ S} \sim 6^{\circ} \text{ N} \cdot 180^{\circ} \text{ E} \sim 90^{\circ} \text{ W}$ 區域 7 月至 12 月的平均。Deser and Wallace, 1987), 兩者相關係數到達 0.48, 這代表了熱帶氣旋生成的空間特徵, 不但為超十年週期所掌控, 同時也相當程度受到 ENSO 振動之調節。而 ENSO 與超十年週期更有密不可分的關係, 即冷舌指數同時被超十年週期的包封

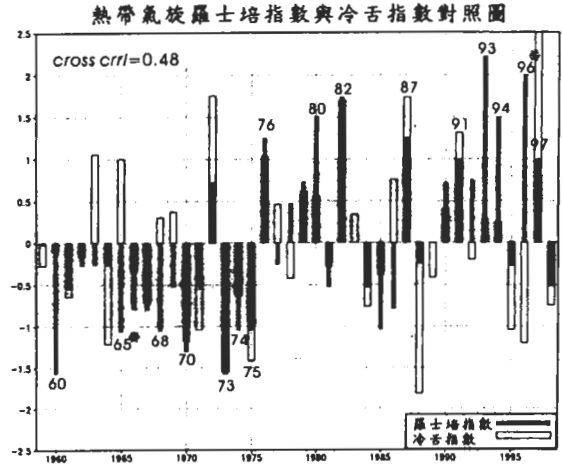


圖 4 熱帶氣旋羅士培指數 (實心桿) 與冷舌指數 (空心桿) 對照圖。兩者的相關係數為 0.48, 可見熱帶氣旋羅士培指數被紀元劃分的程度超過 ENSO 的影響。

(modulation) 所規範, 但熱帶氣旋生成受到超十年週期的影響, 較之 ENSO 猶有過之。

TCRI 與 ENSO 及超十年週期的良好相關, 如果搬到初夏或秋季, 效果就相形失色了一些, 這不僅僅因為盛夏熱帶氣旋眾多, 增加了統計穩定性, 最大的因素是東太平洋赤道海氣系統, 在盛夏次季節時, 和亞洲夏季季風產生密切的互動, 盛夏時亞洲夏季季風的重心, 從南亞/印度, 遷移至西北太平洋上 (Wang and LinHo, 2001), 同時, 澳洲冬季季風也逐漸進入鼎盛期, 這使得東西太平洋透過沃克環流, 南半球哈德雷環流與羅士培波 (Pacific-Japan 型遙相關, Nitta, 1987), 密切結合在一起。而一旦南北半球季風/ENSO 的同盟建立起來, 其效果可以透過海洋上層的貯存, 長達一、二年之久 (LinHo, 2001), 這是第二紀元時, ENSO 週期延長的最主要原因。

我們再回到圖 3 中幅的 σ 分佈。東亞夏季季風的空間特徵最顯著之處，即在於沿岸的帶狀結構。此波列在副熱帶高壓及其兩側雨帶（北面梅雨滯留鋒、南面 ITCZ）夾峙的季節型態下，很容易受到熱帶尤其在菲律賓東側對流所釋放的潛熱熱源所激動。圖 3 中幅的波列與四十年盛夏熱帶氣旋生成的 EOF 分析第一個特徵向量（佔總方差的 13%）完全符合（圖 5），而 TCRI 亦與此特徵函數波幅的年際變化大體相似。這說明了東亞羅士培波可以被視為本區年際變化的基礎結構。這項論點將由環流分析更加突顯。

造成熱帶氣旋生成紀元差異的環流型態為何？我們藉由 TCRI 做為指標，在第一紀元中，超過負一個標準差的年代共計 7 年（60、65、68、70、73、74、75），第二紀元中，超過一個標準差的年代則有 9 年（76、80、82、87、91、93、94、96、97）。我們允許自己分別從第一紀元剔除 1965 年、第二紀元剔除 1996 年，這因為此兩年與 ENSO 的相位違逆絕大多數異常年的紀元特性。剩下之第一紀元 6 年、第二紀元 8 年，兩組年針對盛夏期間（40~51 候），分別做合成分析。這裡的合成分析具備三重意義，由圖 4 察知，兩組變異年，同時切割了羅士培波、ENSO 與超十年週期的相位差異。這種重疊性當然不是巧合，我們即將說明形成此型態的理由。

圖 6、圖 7 與圖 8 分別顯示從第二紀元的合成減去第一紀元的合成，有關低層環流（850hPa 的流線與渦度 vorticity，圖 6）、高層環流（200hPa 的幅散 divergence，圖 7）、表面溫度與對流層中層垂直速度（圖 8）的型態。這些合成年也同時兼具了 ENSO 冷暖態特徵，即第二紀元完全由 ENSO 暖態的年份所組成，第一紀元則由 ENSO 冷態年組成（參考圖 4）。所

熱帶氣旋生成的超十年週期變異(陰影)與第一特徵向量(等值線)

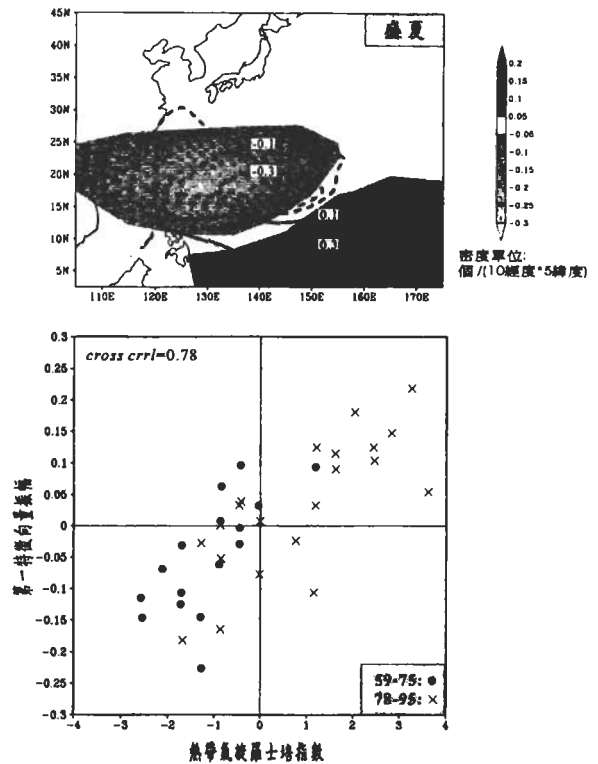


圖 5 (上圖) 盛夏熱帶氣旋生成的超十年週期變異 (陰影) 與第一特徵向量 (等值線)。陰影層次代表數值如右上方色階所示。第一特徵向量佔總方差的 13%。(下圖) 根據上圖定義出的熱帶氣旋羅士培指數 (詳細內容見內文) 與第一特徵向量振幅之散佈圖，第一紀元大部分分佈在第三象限，第二紀元則多數落在第一象限。兩者的相關係數達 0.78，證實羅士培波可以視為熱帶氣旋生成的重要特徵並反應遠地如超十年週期等效應。

以在合成圖上，呈現類似 ENSO 的特徵，亦將理所當然了。但這些 ENSO 個案，已經被超十年週期的包封改變其比例結構。所顯示的特性，也將大量強化氣候突變所帶來（不只 ENSO）的影響。這三張圖都很明確的呈現西北太平洋區東南往西北傳播的羅士培波列。在低層最顯著的特徵是中西太平洋赤道區為強大的西風異

第二紀元合成·減·第一紀元合成 850hPa 渦度 流線

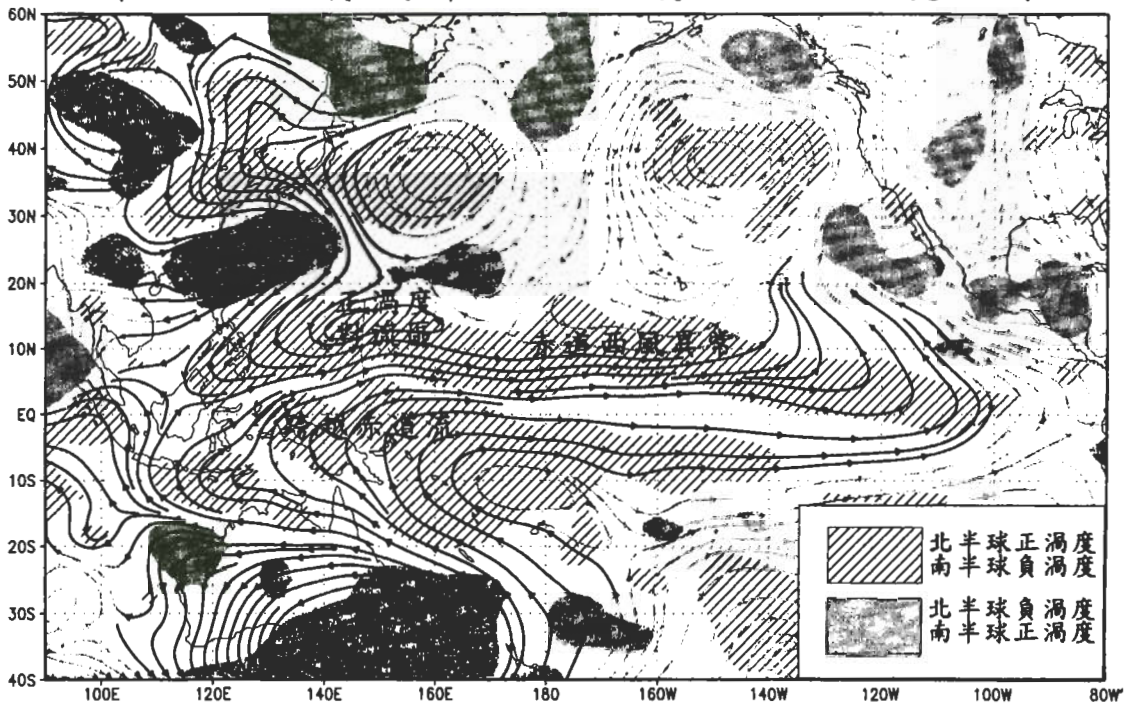


圖 6 根據熱帶氣旋羅士培指數所選的特徵年合成圖，以第二紀元（同時是 ENSO 暖態）合成減去第一紀元（同時是 ENSO 冷態）合成。本圖描述 850hPa 的渦度 (s^{-1}) 與流線。為使圖清晰易辨，本文強調的區域以深色流線涵蓋，其他區域以淡色流線表現。陰影或斜線區代表渦度絕對值 $\geq 2 \times 10^{-6} s^{-1}$ 之處。由圖可見東亞季風區為一支東南朝向西北傳播的羅士培波所籠罩，而南半球冬季季風則為一組織良好的區域哈德雷環流控制。

常環流所盤據，這點與超十年週期的空間本質符合。大致言之，超十年特性週期很類似 ENSO 的基本態 (Zhang et al., 1997)。第二紀元，東太平洋赤道區暖化，其南北分佈比起 ENSO 期更加擴張 (圖 8)，而中太平洋北部海溫開始變冷。在赤道，因為海溫的梯度增強，激發了中、西太平洋更強的西風異常。西風異常所指向的冷舌區，應該出現更強的對流，也確實如此。但是在圖 8，我們見到對流距平 (在 50、60 年代，缺乏衛星資料及熱帶實地觀測，所以我們用 NCEP / NCAR Reanalysis 在 500hPa 的垂直速度來界定對流的位置與強度) 分別出現在太平洋的赤道東端與西端，這需要進一步說明。

盛夏時，對流中心已經東移到西北太平洋以熱帶氣旋為主體的季風渦旋上，而對應的南半球系統，亦轉換到澳大利亞冬季季風系統。在這段期間，西北太平洋季風槽與澳大利亞東南部高壓，透過高低層跨越赤道環流 (見圖 6、7)，形成一南半球的區域性哈德雷環流。圖 8 垂直速度場上， $10^{\circ}N$ 對流對應於從印尼到澳大利亞廣大的沉降區，再比較圖 7 高空環流，其影響力應超越印尼向南延伸至澳大利亞。此區域性哈德雷環流是南半球澳大利亞冬季季風的成員，相當於北半球冬季季風西伯利亞高壓與印尼 / 澳大利亞夏季季風的關係，而南北恰好倒置。在這區域哈德雷環流上，澳大利亞高壓

第二紀元合成·減·第一紀元合成 200hPa 輻散 流線

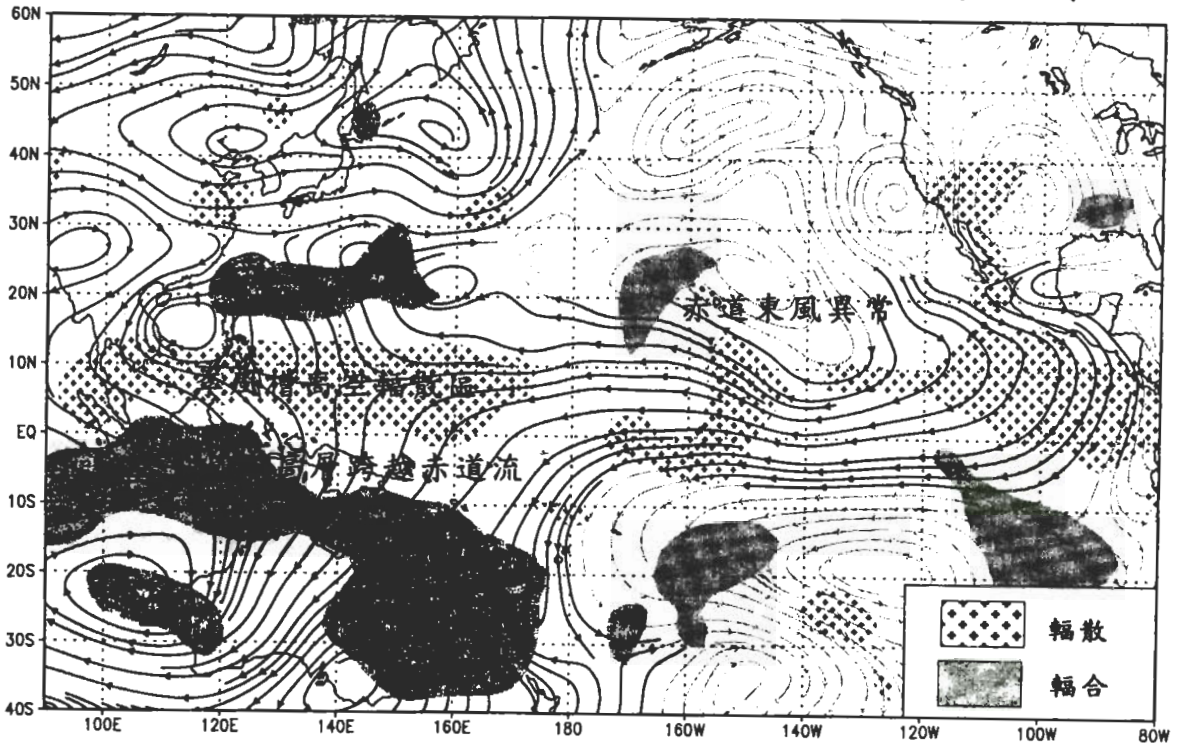


圖 7 同圖 6，但描述 200hPa 的輻散 (s^{-1}) 與流線，陰影 (標示正號區) 代表輻散 $\leq -1 \times 10^{-6} s^{-1}$ ($\geq 1 \times 10^{-6} s^{-1}$) 之處。圖中可見赤道北側 $10^{\circ}N$ 對流區造成的輻散大量跨赤道而沉降於南半球，另一支則北上造成 $23^{\circ}N$ 左右的羅士培波。

與菲律賓海對流形成正回饋的機制，透過高低層相位相反的跨越赤道流，彼此強化，這可能是超十年週期最重要的特徵之一。

西太平洋熱帶在第二紀元，本來就存有強大的西風異常，當盛夏來臨，南半球亦進入嚴酷的冬季，紐西蘭東側龐大的海域，受到超十年週期海溫影響而冷卻，這情況本來可抑制澳洲冬季季風的成長，但實際上，冷海僅僅使原來籠罩澳洲西南沙漠的冷高壓，稍微往東移動，但高壓的強度反而增加，這因為澳洲高壓受地面可感熱冷卻的程度，較西伯利亞高壓要小，海陸溫差不若北半球冬季季風那麼鮮明，反而是區域哈德雷環流扮演更重要的角色。因之，

遠地效應，例如 ENSO 與超十年週期的影響，皆形成影響澳洲冬季季風強弱的重大因素。

區域哈德雷環流對於超十年週期變異的另一項反應，呈現在 $140^{\circ}E \sim 170^{\circ}E$ 跨越赤道流上 (圖 6)，這和 ENSO 期間的西風異常具有加乘效應。西風異常在 $10^{\circ}N$ 、 $140^{\circ}E \sim 170^{\circ}E$ 北側左右，原來即因風切作用產生強正過度區，而澳洲冬季季風又穿越婆羅門、新幾內亞北上，這股跨越赤道流將有助於熱帶氣旋及對流產生 (Love, 1985a,b)。此區對流向上傳輸的質點，再經過高層輻散氣流向南半球澳洲沉降 (圖 7)，使得地面高壓再次增強，如此週而復始。這使得南半球哈德雷環流在北半球盛夏的爆發 (outbreak)，在第二紀元的 ENSO 期特別顯著。

第二紀元合成·減·第一紀元合成 海面溫度 500hPa垂直對流

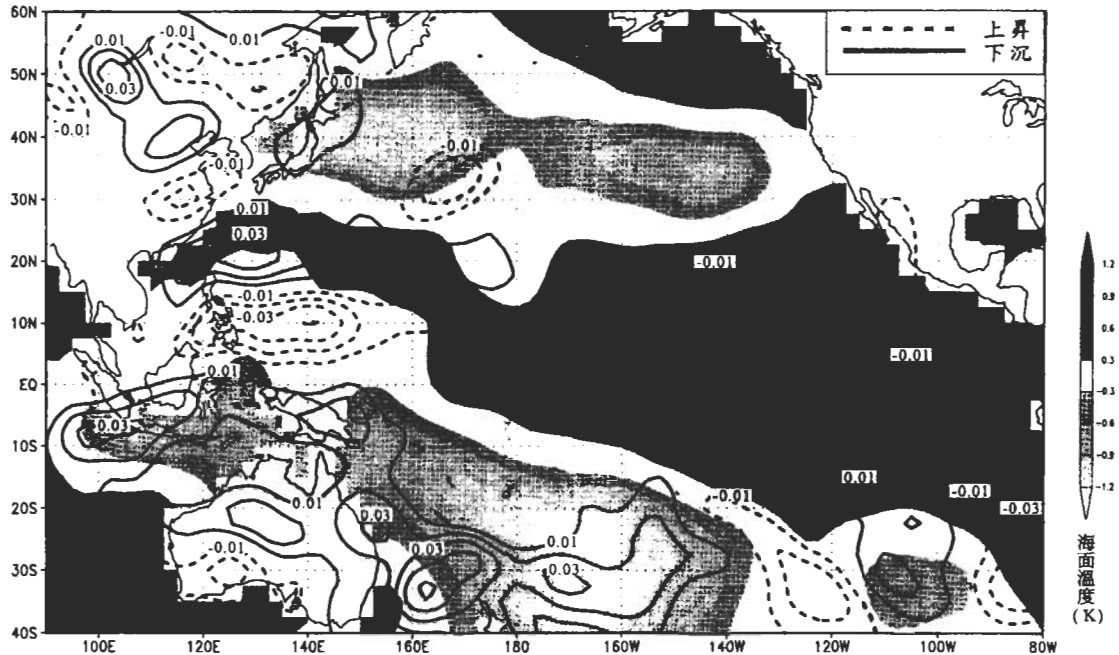


圖8 同圖6，但描述海溫(K)與500hPa垂直(氣壓座標)速度(Pa/s)。本圖的海溫很接近超十年週期的海溫距平，垂直速度呈現的羅士培波異常明顯。

至於菲律賓外海的對流活躍，對東亞夏季季風的影響又如何呢？從低層環流(850hPa 渦度)(圖6)及垂直速度(圖8)皆可明顯看到，一支向西北傳送的羅士培波列；而節點分別落在(10°N, 150°E, 正渦度, 強上昇); (23°N, 130°E, 負渦度, 強沉降); (30°N, 120°E, 正渦度, 上昇); (45°N, 100°E, 負渦度, 沉降)…。東亞沿岸大部分在低層出現了北風分量，這使西南季風受到了壓制，導致從日本到南海的暖海溫。因之，第二紀元的東亞夏季季風是減弱的，雖然在某些特定區間，例如盛夏鄰近赤道的西北太平洋東南象限以及長江淮河區，或是秋冬的南海北部，由於羅士培波的緣故，產生更多熱帶氣旋，但大致言之，東亞區的夏季降

水在第二紀元是降低的。

至於 ENSO、超十年週期、季節循環相互關係，更深刻的詮釋，超過本文範圍，將在 Linho (2001) 中詳細描述。在此我們體會到，西北太平洋熱帶氣旋形成的超十年週期變化，僅僅是全球氣候變異的一環。我們將拉回到台灣地區有關熱帶氣旋侵襲的議題上。

五、近台灣熱帶氣旋的氣候突變特徵

前面我們探討了整個西北太平洋熱帶氣旋盛夏時期的超十年週期變化及造成其變化的機制，現在將針對台灣附近、熱帶氣旋超十年週

期變化在季節上的改變做進一步討論。

如前章所述，初夏、盛夏及秋季三季的熱帶氣旋超十年週期變化都有類似的東南／西北波狀結構，但這些相似的結構隨季節有所改變，最明顯的為自盛夏進入秋季時，台灣附近的東亞沿海及南海北部熱帶氣旋又重新增多起來。

為了彙整超十年週期變化結合季節循環對熱帶氣旋的影響，我們根據熱帶氣旋於氣候突變前後紀元變異在次季節分佈的特性，將西北太平洋分成四種區域（圖 9）。第一區包括了自新幾內亞以北約（0°N，140°E）處向中北太平洋約（30°N，175°E）畫一對角線所切出的東南

方大部分海域以及東海。此區原本熱帶氣旋生成並不頻繁，但在第二紀元時不論於初夏、盛夏或秋季熱帶氣旋的生成都增加了。第二區則正好相反，於第二紀元各季節熱帶氣旋均較第一紀元減少。它涵蓋了大部分原本夏、秋季熱帶氣旋最活躍的區域，即介於第一區西邊和台灣、菲律賓以東的大部分海域，以及菲律賓南部和南海南部，福建及廣東沿海亦屬於此區。第三區較特別，包括台灣附近、南海北部及菲律賓南部，還有第一、二區東、北側的零星海域。在進入第二紀元時，於盛夏時期此區的熱帶氣旋原本是減少的（或變化不大），但進入秋季後熱帶氣旋又增多起來。第四區則為第二紀

熱帶氣旋對氣候突變之季節變動特徵

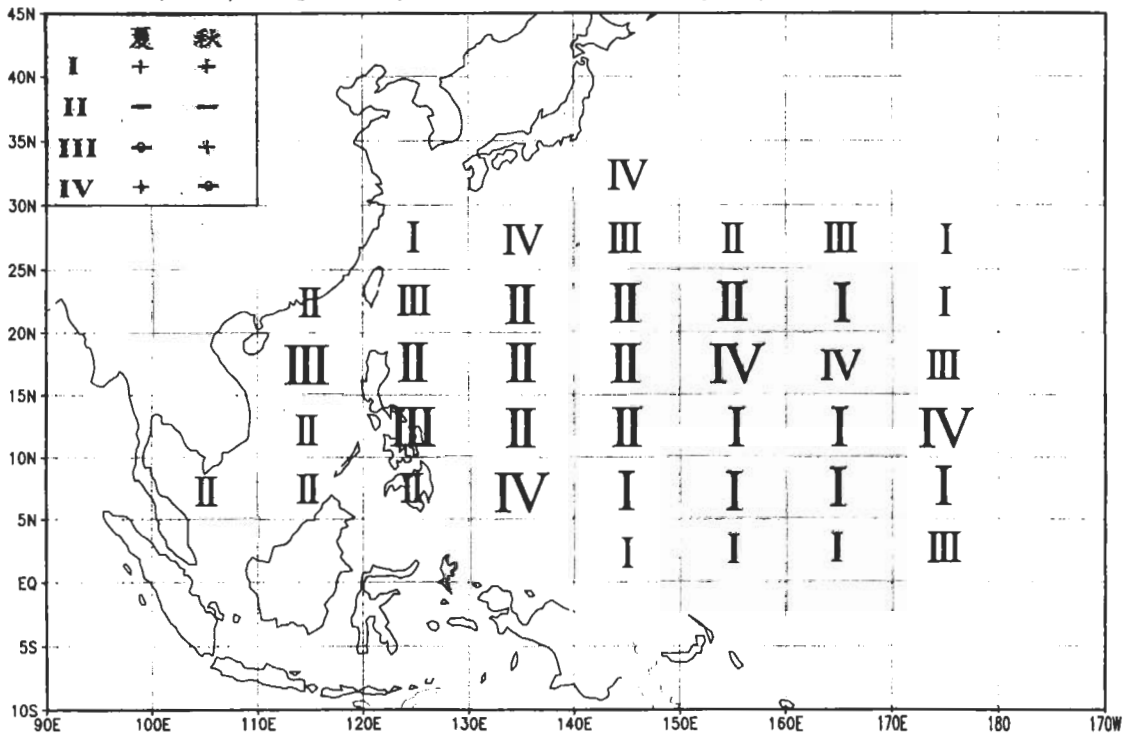


圖 9 根據熱帶氣旋於氣候突變前後紀元變異在次季節分佈的特性，將西北太平洋分成四種區域。各區代表意義如圖例所示，第一區表在第二紀元夏、秋兩季熱帶氣旋生成均較第一紀元增多，第二區均減少，第三區為夏季減少（或變化不大）但秋季增多，第四區為夏季增多而秋季減少（或變化不大）。羅馬數字大小代表變化明顯的程度。

元夏季時熱帶氣旋增多、秋季時減少或變化不明顯之區域，多散佈於第二區北側及一、二區之間的零星海域。

這樣的變化可用東亞羅士培波列位置的變化解釋(圖 10)。在前一章中我們曾詳述盛夏時，超十年週期引起的西太平洋熱帶西風異常與菲律賓外海的活躍對流，搭配區域哈德雷環流及澳洲冬季季風的增強，激發出東亞沿岸自熱帶向西北傳播的羅士培波列，波列的節點位置相當程度的決定何處熱帶氣旋容易發展、何處被

壓抑，造成第二紀元盛夏時熱帶氣旋生成大幅從第二區移向第一區。當時序進入秋季，澳洲冬季季風減弱，羅士培波列受季節循環的調適，傳遞方向也由向西北方高緯傳播轉為偏向低緯，如圖 10 的示意圖所示，羅士培波列位置重新調整的結果使南海北部及東亞沿海重新為正渦度區籠罩，因此熱帶氣旋在秋季又活躍起來。

陳與汪(2000)亦指出，台灣地區秋季降雨具有明顯的超十年振盪，其貢獻以颱風雨居多。他們觀察的振盪高點落在 80 年代末期，低

羅士培波軸隨次季節的擺動

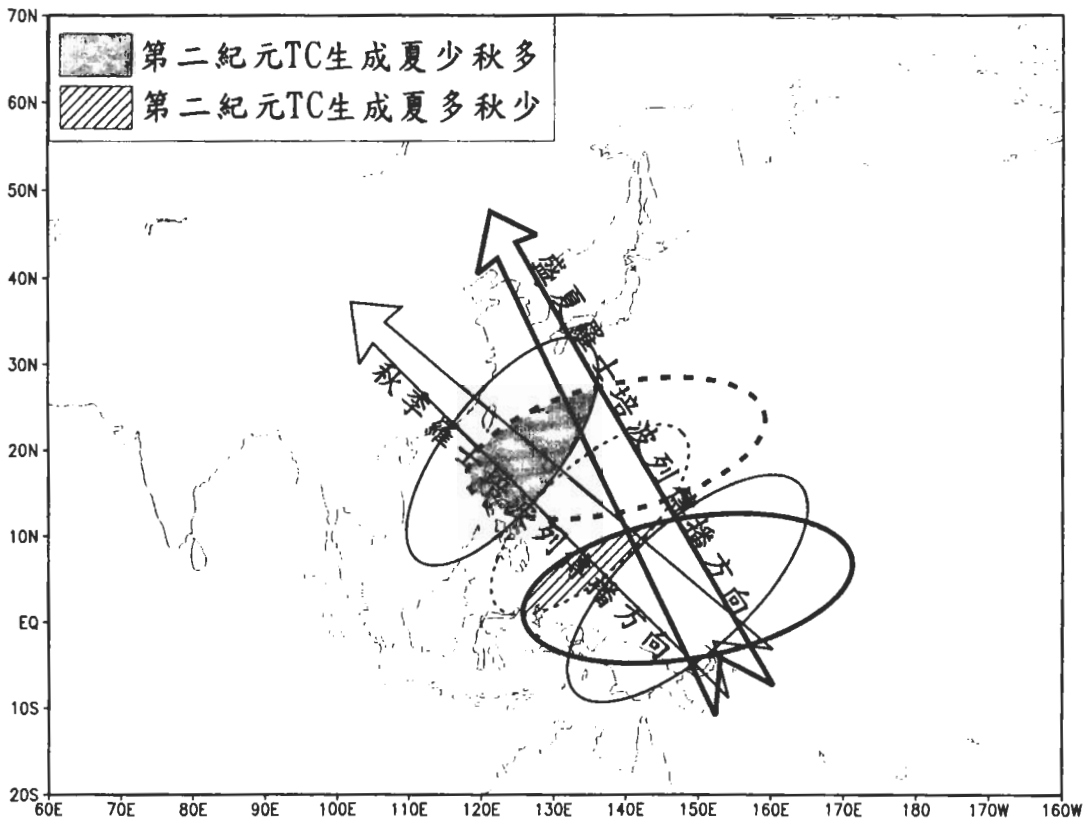


圖 10 羅士培波軸受次季節的調適而擺動的示意圖。盛夏時羅士培波列由熱帶向西北方高緯傳遞，秋季時以較偏西方向傳播。羅士培波列位置隨季節重新調整，使得部分區域熱帶氣旋的紀元變異隨季節改變。圖中陰影區表第二紀元盛夏時熱帶氣旋減少、秋季增多，斜線區正好相反。

點約在 80 年左右，亦大致符合氣候突變發生的時段。

在此我們要強調，氣候突變與 ENSO 引起的環流變化，結合東亞及澳洲季風系統的強弱改變，對西北太平洋熱帶氣旋的影響也呈現不同的面貌。台灣附近特殊的秋季熱帶氣旋紀元變化，便是氣候超十年週期、ENSO 及季節循環三者聯合作用的結果。

六、討 論

熱帶氣旋的年際變化，不但本身極富研究與民生意義，在超十年週期氣候突變上，更扮演一特殊角色，這是因為在七十年中期衛星資料出現以前，廣大的熱帶海洋氣象觀測，大皆付之闕如，唯有熱帶氣旋的生成、路徑、強度，保存了相當長期而優良的資料庫，這在近期紀元分析上，彌足珍貴。

而西北太平洋熱帶氣旋的生成，又漸漸與夏季季風、ENSO 等議題相呼應。近年來，增加了不少由季風或 ENSO 角度，觀察熱帶氣旋與大尺度氣候變異之關聯，例如 Chen et al. (1998)、Chan (2000)、Wang and Chan (2001) 等研究。本文即嘗試從此觀點切入，而專注在 1975/76 年氣候突變所造成熱帶氣旋生成的年際變化上。

我們同時體認到，亞、澳季風系統內部的時、空間結構對分析結果影響甚鉅，尤其是次季節之間的突變，直接決定了環流型態與熱帶氣旋生成機制，必須當作分析起點，而盛夏（40~51 候）則被視為最關注的時段。結果亦證實了，盛夏時熱帶氣旋的生成，確實是偵測 ENSO

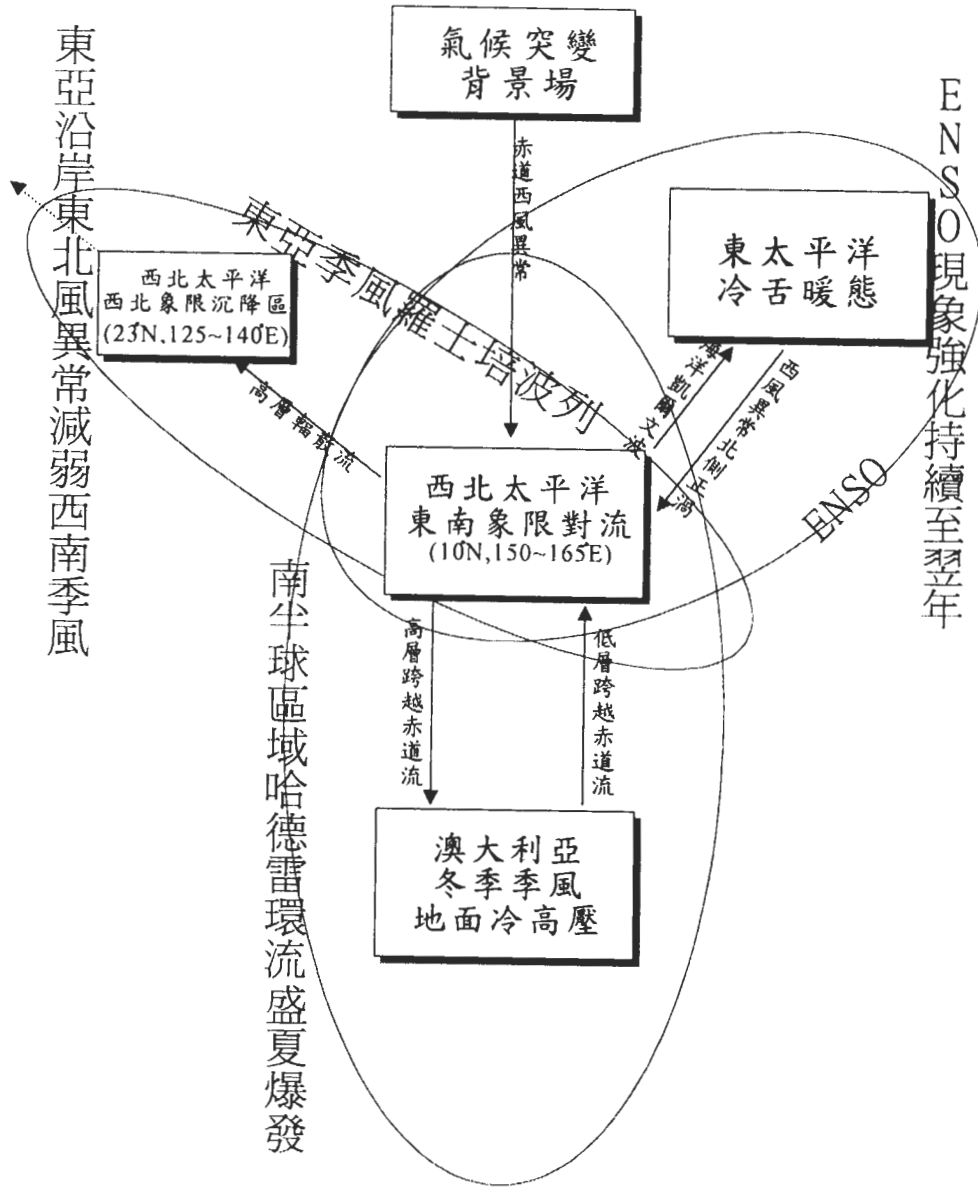
或超十年週期的靈敏指標。

由此指標，我們進一步探討 1975/76 年氣候突變前後環流的變化。我們發現，若將超十年週期變化所提供的基本場視為已知；即一類似 ENSO 暖態，而在東太平洋南北分佈更加擴張，再加上中西太平洋赤道底層出現之強烈西風距平 (Zhang et al., 1997)。倘若此基本場存在，則於盛夏亞洲季風鼎盛之際，ENSO 暖態將觸動西太平洋一連串效應。這效應包括與澳洲冬季季風形成正回饋的區域哈德雷環流，透過跨赤道流與風切，在 10°N、140°~170°E 左右，造成正渦度、強對流（包括熱帶氣旋）區，這對流距平與澳洲東南的冷高壓彼此加強，而在北半球則激發羅士培波列，抑制了東亞夏季季風的西南流。此羅士培波列沿著西北/東南的波軸傳遞，節點分別落在 (10°N, 150°E) 與 (23°N, 130°E) 左右。季節擺動改變了羅士培波的傳播方向，導致在第二紀元台灣附近及南海北部，熱帶氣旋生成夏少秋多的特殊現象。

最後，我們將整個 ENSO—超十年週期—南北半球季風的關聯，做成一示意圖，以此總結全文如下。

致 謝

本文作者感謝吳俊傑教授提供 JTWC 颱風路徑資料，這是本研究的開端。另外特別感謝傅七寶先生大力協助製圖。兩位審查者的寶貴建議，對本論文的改進有很大幫助，在此一併感謝。本研究是在國科會計畫 NSC91-2111-M-002-001-AP7 支持下完成。



參考文獻

陳昭銘、汪鳳如，2000：台灣地區降雨之長期變化特性－秋雨之準二十年震盪。大氣科學，28，343-360。

Chan, J. C. L., 1985: Tropical cyclonic activity in the northwest Pacific in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. Mon. Wea. Rev., 113, 599-606.

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.

Chang, C.-P., Y. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: roles of the subtropical ridge, 13, 4310-4325.

- Chen, T.-C., S.-P. Weng, N. Yamazaki, and S. Kiehn, 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1080-1090.
- Deser, C., and M. L. Blackmon, 1995: On the relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations. *J. Clim.*, 8, 1677-1680.
- Deser, C., and J. M. Wallace, 1987: El Nino events and their relation to the Southern Oscillation: 1925-1986. *J. Geophys. Res.*, 92, 14189-14196.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-472.
- Lander, M. A., 1994a: An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO. *Mon Wea. Rev.*, 122, 636-651.
- Lander, M. A., 1994b: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cycloens in the western North Pacific during August 1991. *Wea. Forecast.*, 9, 640-654.
- Landsea, C. W., 2000: El Nino-Southern Oscillation and the seasonal predictability of tropical cyclones. *El Nino: Impacts of multiscale variability on natural ecosystems and society*. Edited by H. F. Diaz and V. Markgraf, pp.149-181, Cambridge University Press, U. S. A..
- LinHo, and B. Wang, 2001: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon—a fast annual cycle view (accepted by *J. Climate*).
- LinHo, 2001: Interplay between interdecadal, ENSO and monsoon systems in recent climate shift. (submitted to *Geophys. Res. Let.*).
- Love, G., 1985a: Cross-equatorial influence of winter hemisphere subtropical cold surges. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1487-1498.
- Love, G., 1985b: Cross-equatorial interactions during Tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1499-1509.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the northern hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-383.
- Shukla, J., 1995: Predictability of the tropical atmosphere, the tropical oceans and TOGA, in *Proceedings of the International Conference on the Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) programme*, Vol. 2, WCRP-91, pp. 725-730, World Climate Research Programme, Geneva, Switzerland.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 988-993.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim Dyn.*, 9, 303-319.
- Ueda, H., T. Yasunari, and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convection activity over the western Pacific in northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 795-809.
- Ueda, H., and T. Yasunari, 1996: Maturing process of the summer monsoon over the western North Pacific—a coupled ocean/atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 493-508.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, 103, 14241-14259.

Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El-Nino onset in the last four decades. *J. Clim.*, 8, 267-285.

Wang, B., and J. C.-L. Chan, 2001: How ENSO regulates tropical storm activity over the western North Pacific (in press).

Wang, B., and LinHo, 2001: Rainy season of the Asian Pacific summer monsoon (to be published in *J. Climate*).

Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-1993, *J. Clim.*, 10, 1004-1020.

The Impact of 1975/76 Climate Shift on Tropical Cyclone Formation in Western North Pacific

LinHo Yi-Chao Wu

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 19 June 2001 ; in final form 17 September 2001)

ABSTRACT

This study is aimed to investigate changes of tropical cyclone (TC) formation of the western North Pacific before and after the 1975/76 climate shift. Based on properly divided sub-seasons of Asian summer monsoon, changes of TC formation in interdecadal time scale can be found loud and clear particularly during late summer (mid-July to tenth of September). A NW-SE aligned Rossby wave pattern, which foci fall into boxes (5~12.5°N, 150~165°E) and (17.5~25°N, 125~140°E), dictates spatial pattern. Thus, a TC Rossby index was defined and two epochs, each represents different phase of interdecadal variation, were identified. Composite study performed on those outstanding years revealed complicated interplay between interdecadal change, ENSO and monsoon systems of BOTH hemispheres. The interdecadal change is assumed an ENSO-like pattern, an enlarged anomalous SST pattern that induces westerly winds in central and western Pacific during the second epoch. When Australian winter monsoon reaches its peak this basic state tends to trigger an outbreak of local (southern) Hadley cell during warm phase of ENSO, with subsiding leg settles on the surface cold high near the southeastern corner of Australia and rising leg around 10°N, 140°~170°E. The convection patch, that hatches TC, is fueled by the cross-equatorial flow and cyclonic shear sustained by the decadal-long also warm-phase ENSO tropical westerlies. The local (southern) Hadley Cell apparently drives a compact and self-intensified cycle. On the other hand this enhanced convection on SE quadrant of western North Pacific emits a Rossby wavetrain toward NW direction that, effectively weakens Asian summer monsoon. The seasonal swing of Rossby wave propagation causes some areas (near Taiwan) where TC decreases in summer and increases in autumn after climate shift.

Key words: Tropical cyclone, Climate shift, Interdecadal variation, Rossby wave, Australian winter monsoon.