

夏季西北太平洋副高年際變化機制之研究

呂芳川¹ 郭淑泠² 陳昭銘³

¹ 國防大學中正理工學院 應用物理系

¹ 南榮技術學院資訊工程學系

² 國防大學中正理工學院 應用物理系

³ 中央氣象局 科技中心

(中華民國九十四年四月二十日收稿；中華民國九十五年一月十一日定稿)

摘 要

西北太平洋副熱帶高壓是夏季時甚受矚目的環流，具有相當強的年際變異訊號，本文使用自 1978 至 2002 年的 NCEP/NCAR 重分析資料分析驅動西北太平洋副熱帶高壓異常增強的機制，再進一步釐清海溫所扮演的角色。為了能清晰地表現大氣熱動力結構，本文以區間(10°-30°N, 110°-150°E)的平均 850mb 流函數駐留渦流場距平並標準化後定義為西北太平洋副熱帶高壓強度指標 (WPI)。

本文利用合成分析法探討與西北太平洋副熱帶高壓強度年際變化相關的環流特性、海溫與對流系統，認為維持西北太平洋副熱帶高壓強度異常發展有兩個主要機制，一個是以約 140°E 為界的大尺度東西向海溫距平對比調變的沃克環流，造成大尺度非絕熱熱源 (匯) 的偏西發展，因羅士培波源響應導致西北太平洋副熱帶高壓反氣旋渦度的增強，另一個機制是 90°E-140°E 間約以 10°N 為界的南多北少的降水差異，這種區域性哈德雷環流的調變，提供了西北太平洋副熱帶高壓強度異常發展的質量平衡。

考慮海溫與大氣非絕熱熱源，以夏季為中心的動態分析顯示，四月至五月間，近赤道西北太平洋海域與南印度洋海域的海溫變異在各自海域的大洋動力影響下獨立發展，兩者海溫距平對比耦合的強度與夏季時西北太平洋副熱帶高壓發展強度密切相關。在 WPI 偏高年的春末夏初時，配合反聖嬰 (La Niña) 的開始發展，熱帶東太平洋海溫變涼，印度洋海溫偏暖，調變的熱源將導引羅士培波源響應，有利於西北太平洋副熱帶高壓所在位置的反氣旋渦度的發展。發展中的反氣旋東南端有東北風異常輸送較冷的海水，南側的東風異常導致的湧升流將進一步使赤道中至東太平洋的海水變冷，使得大尺度的東西向海溫差異對比加強，對西北太平洋副熱帶高壓的異常發展有正回饋的作用，又進而有利於東太平洋海溫的變冷，也就是說夏季西北太平洋副熱帶高壓的反氣旋異常環流與反聖嬰現象的發展兩者互相回饋；在 WPI 偏低年則有相反的結果。

關鍵詞：西北太平洋副熱帶高壓；海溫異常對比；羅士培波源；南海海溫；聖嬰與反聖嬰現象；海氣交互作用

一、前言

夏季(6-8月)時,西北太平洋副熱帶高壓是甚受矚目的環流, Tao and Chen (1987) 就認為西北太平洋副熱帶高壓是東亞夏季季風環流的重要分量之一, 對梅雨鋒面有明顯的影響, 其形狀、位置、強弱等不僅與周邊地區的天氣與氣候密切相關(如 Nitta 1987, Kang and Kimura 2003), 甚且影響世界其他地區, 如 Lau and Weng (2002) 指出: 東亞與北美間的夏季降水具有遙相關的特性, 這是藉著西北太平洋副熱帶高壓距平擾動引發一系列自東亞至北美的波列所傳遞。因此, 研究西北太平洋副熱帶高壓的年際變異機制可說是增進夏季氣候預報的基礎之一, 也已引起許多學者專家的注意與探討(如吳等 2002; Chang et al. 2000; Lu and Dong 2001; Kang and Kimura 2003; Wu and Wang 2000 等)。

西北太平洋副熱帶高壓具有相當強的年際變異訊號(Murakami and Mutsumoto 1994, Lu and Dong 2001), 一般相信這與海溫變化有相當密切的關係, Lindzen and Nigam (1987) 即認為熱帶地區海溫梯度對時間尺度大於一個月的低層氣流有重要影響, 過去數十年來研究海氣交互作用的重點之一是 ENSO (El-Southern Oscillation), ENSO 可藉由熱力回饋機制影響菲律賓海-南海地區的環流距平, 進而影響冬季到初夏該區太平洋副高的變化特性(Wang et al. 2000), ENSO 對西北太平洋夏季季風肇始的年際變化也扮演了主要的影響角色(Wu and Wang 2000)。

除了 ENSO 相關的東太平洋海溫異常, 更多的學者認為西太平洋海域的海溫異常與西北太平洋副熱帶高壓環流關係可能更密切, Nitta (1987) 指出西太平洋暖池區的海溫變化影響

該地區的對流活動, 進而對西北太平洋副熱帶高壓的發展造成影響, Lu and Dong (2001) 的全球大氣環流模式模擬結果指出: 西太平洋暖池海溫偏低時, 不利對流活動, 因此西北太平洋副熱帶高壓得以向西發展; 吳與劉 (1995) 研究認為印度洋海溫異常將導致西北太平洋副熱帶高壓環流偏南發展且強度增強, 並使得華南與江南的降水異常。

以上的研究都提示熱帶海溫的異常將調變積雲對流與降水的分布, 藉著改變大氣熱力結構影響氣候尺度的環流系統。熱帶海洋是提供對流層熱能與水氣的主要來源, 而熱帶海洋上的對流活動則具有樞紐的地位, 其活躍與否與海溫固然有關, 但大尺度的大氣運動也有重要的影響(Tompkins and Craig 1999), Lau et al. (1997) 就認為大尺度運動、海溫與對流活動三者交互作用, 並議論西太平洋暖池的海溫距平可能受到西北太平洋副熱帶高壓的強度影響, 如若強烈的沉降作用產生的逆溫層壓抑了對流, 將增強短波輻射的入射量, 使得海溫偏高, 也就是說, 在此地區, 海溫可能是比較被動地受到大氣的影響, Wang et al. (2003) 的分析也說明了亞洲季風區年際變化特性不是單純被動的受海溫異常的主導, 海氣間如何的交互影響是不能忽略的因素, 而這方面仍有許多值得探討的課題。

本文承續過去的研究結果, 進一步探討西北太平洋副高的年際變化特性, 主要重點如下:

- 分析太平洋副高年際變化對台灣氣候的影響。
- 分析影響太平洋副高年際變化的熱動力機制。
- 分析海溫與太平洋副高兩者年際變化之對

應關係。

- 探討太平洋副高年際變化特性作為季節預報之運用。

第二節先介紹本文用來描述西北太平洋副熱帶高壓強度的動力指標以及西北太平洋副熱帶高壓的年際變化；第三節討論台灣各地夏季氣溫以及降水與西北太平洋副熱帶高壓環流強弱的相關性；第四節是利用合成分析法分析與西北太平洋副熱帶高壓強度年際變化相關的環流特性與維持環流的動力機制；第五節將從能量與水氣平衡的觀點，討論熱帶海溫與西北太平洋副熱帶高壓環流的交互作用與動力因果關係；第六節將以演變的角度探討造成夏季西北太平洋副熱帶高壓環流強弱的前因後果，以提供季節預報的參考；第七節則是結論。本文使用的資料包括自 1978 至 2002 年的 NCEP/NCAR 重分析資料 (Kalnay et al. 1996)，降水資料是 CMAP (Xie and Arkin 1997) 自 1979 至 2002 年的全球觀測降水資料，與 Reynolds and Smith (1994) 以經驗正交函數法反演而得的全球海溫資料。

二、西北太平洋副熱帶高壓的年際變化與動力指標

探討海溫的異常如何影響西北太平洋副熱帶高壓環流系統，選擇合適的指標是相當重要的；過去最常用來描述西北太平洋副熱帶高壓強度的是 500mb 高度場，如副高脊線、西伸脊點與面積指數等 (林等 1991)，這些都是建立在型態學研究的基礎之上，雖然具有直觀等優點，但熱動力上的意義較嫌薄弱。Wang et al. (2001) 使用西北太平洋副高區 850mb 東西向水平風切為動力指標，認為此指標相當於低層渦度的強度，可表現反應對流加熱效應的羅士培波源效應；以此觀念為基礎，並參考 Gill

(1980) 的熱帶羅士培波源理論，吾人使用 850mb 的流函數場的年際變異量為指標，一來可描述西北太平洋副熱帶高壓的流場強度之年際變化，二來是因大氣大尺度的非絕熱熱源異常將調變速度位場，而在熱帶地區，流函數場與速度位場有相當程度的對應關係，隱喻著熱帶流函數場與大氣大尺度的非絕熱熱源異常應有某種程度的動力聯結關係，有助於探討西北太平洋副熱帶高壓年際變化的動力機制。

首先說明本文為何僅自 1978 年開始作分析，吾人原本使用自 1950 至 2002 年的 NCEP/NCAR 重分析資料分析 850mb 流函數年際變異，但發現相當明顯的年代際變化 (inter-decadal change)，這種年代際變化在許多學者的研究中已被探討 (如 Trenberth and Hurrell 1994；Wang 1995；Chang et al. 2000)，Chang et al. (2000) 參考許多有關東亞夏季季風與海溫關係的分析 (如 Nitta and Hu, 1996；Weng et al. 1999 等)，認為以 1978 年為界分析東亞地區夏季降水現象與太平洋海溫變異的關係是合適的，吾人的分析也顯示 1978 年前後，850mb 流函數年際變異量在空間分布上有氣候突變現象 (abrupt climate change)，西北太平洋副熱帶高壓的年際變異量在該突變期後才形成區域極大值中心，這是吾人為何僅對 1978 至 2002 年期間的西北太平洋副熱帶高壓之年際變化作分析的原因。

圖 1 (a) 是 1978-2002 年夏季 850mb 流函數的年際變化變異量 (以標準差表示)，可以很清楚地看到在主要夏季季風環流系統的交會處，是相對變異量極大值區域，中心變化量強度高達 $1.8 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 以上，吾人為了檢視該區變化的一致性與均勻性，以該相對變異量極大值區域的中心 (135°E , 20°N) 為參考點，考察每一個格點的流函數年際變化與該參考點流函數的年際變化之相關性，結果如圖 1 (b) 所

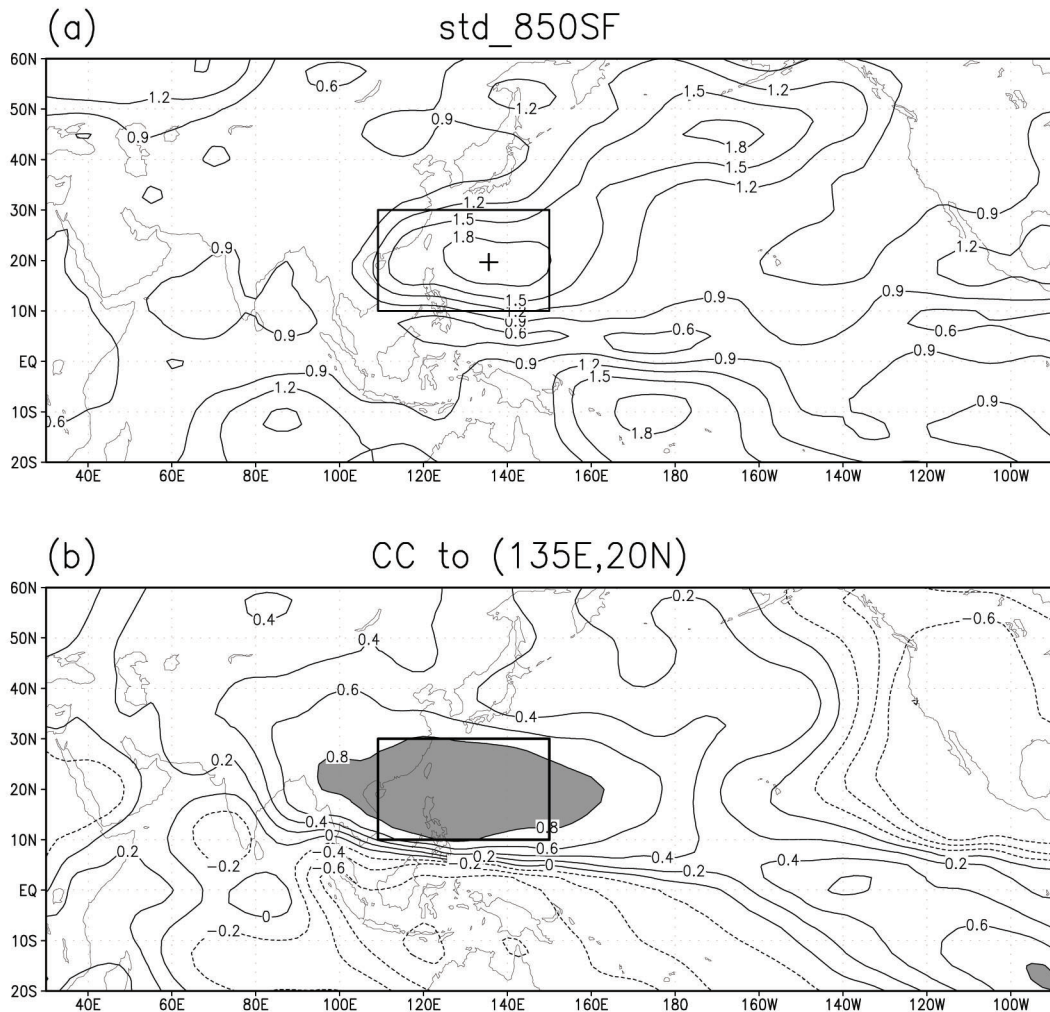


圖 1 (a) 1978-2002 年 850mb 流函數的變異量 (以標準差表示, 單位是 $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$), 圖中的+是參考格點 (135°E , 20°N)。 (b) 各格點與參考格點之 850mb 流函數年際變化之相關係數。圖中的方框是定義 WPI 的區域。

示, 圖中陰影區顯示年際變化近乎一致 (相關係數達 0.8 以上) 的區域, 大致相當於圖中方框區, 即北緯 10° - 30° , 東經 110° - 150° 的範圍內, 該區域也是相對變異量極大值區域 (參考圖 1 (a) 的方框區域), 這表示此區域的流場有明顯的年際變化且此年際變化應是受到共同機制的作用; 在夏季時, 所定義的這塊區域主要是西北太平洋副熱帶高壓環流變動的區域, 也受到季風槽變動的影響, 不過兩者間強弱進

退的關係密切 (林等, 1991); 吾人取該區域 850mb 流函數的區域平均之年際變化且標準化後, 概稱為夏季西北太平洋副高強度指標 (後文簡稱 WPI)。WPI 的年際變化如圖 2 所示。在圖 2 中的虛線分別表示 ± 0.8 個標準差, 大於 $+0.8$ 個標準差的年份包括: 1983、1988、1995、1996 與 1998 等五年稱為偏高年, 小於 -0.8 個標準差的年份包括: 1982、1985、1986、1990、2001 與 2002 等六年稱為偏低

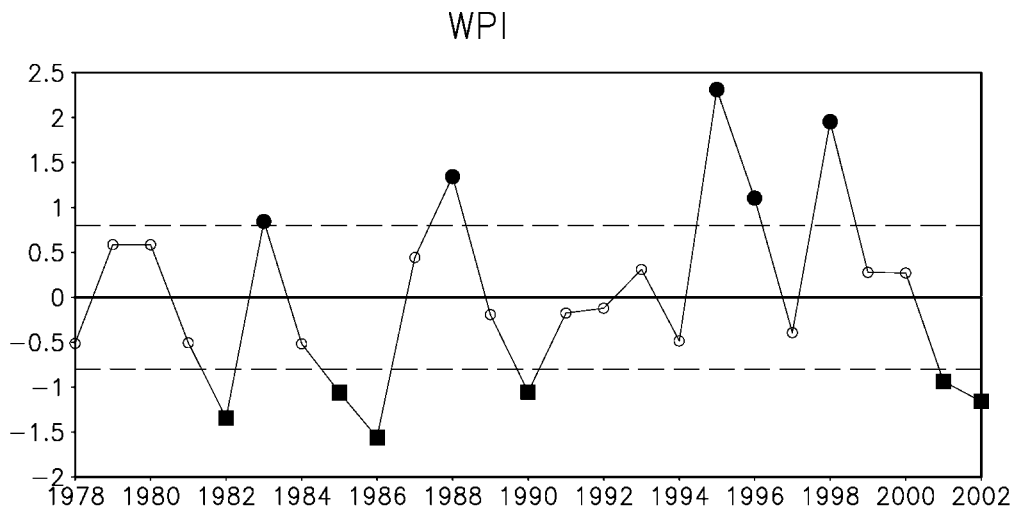


圖 2 WPI (定義詳見內文) 的年際變化，虛線分別是 ± 0.8 個標準差。

年；下文中將利用上述 WPI 的偏高年與偏低年之夏季距平場作合成分析，突顯夏季西北太平洋副高（後文簡稱 WNPSH）環流的年際變異與相關氣候變異的特性。

三、西北太平洋副高與台灣夏季氣候

從圖 1 (a) 可以看出 WNPSH 環流影響的範圍包括了台灣，WNPSH 環流年際變化對台灣夏季氣候是什麼樣的影響？影響又有多少呢？吾人取台灣地區 10 個主要測站（台北、新竹、台中、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮、成功、台東），分析這些測站夏季（6-8 月）的平均氣溫（T）和累積降雨（P）與 WPI 年際變化的簡單線性相關特性，如圖 3 所示，圖 3 (a) 與圖 3 (c) 中的數字分別是平均氣溫和累積降雨與 WPI 的相關係數，具有 90% 以上信心水準的以較粗字體且下方以黑線標示。圖 3 (a) 中各站夏季的平均氣溫除成功測站外大都與 WPI 有正相關的傾向，也就是說當 WPI 高時，當地的氣溫有偏高的傾向，對照圖 3 (b)

中 WPI 偏高年的平均減偏低年的平均 (H-L)，顯示各站偏高年的氣溫皆比偏低年高，除成功站僅高約 0.14°C 外，其他各站可高約 0.3°C 至 0.6°C 不等。圖 3 (c) 顯示各站累積降雨雖然與 WPI 的相關係數都是負值，但部份測站的相關係數絕對值偏低，值得注意的一個有趣現象是圖 3 (c) 中顯示的相關性具有東北部高而西南部低的分布特性；從合成分析的角度來看，如圖 3 (d) 的顯示，除台南與高雄測站外，各站偏高年的累積降雨偏低，比偏低年的累積降雨大致約少了數百公厘。

當 WPI 偏高時，即西太平洋副高環流強度變強時，台灣全島是在下沉氣流的籠罩下（圖略），其對氣溫的影響，下沉增溫效應是其一，而下沉氣流對雲雨的發展有壓抑的作用，短波輻射量的增加對於氣溫也造成影響；若以下沉氣流壓抑了雲雨發展的角度來看，WNPSH 對台灣降水的影響應該有明顯的負相關特性，如東部的測站；但位於台灣西南的測站，如台南與高雄測站的結果卻與上述的推論相反，顯然台灣各地降水的年際變化具有地域性。吾人

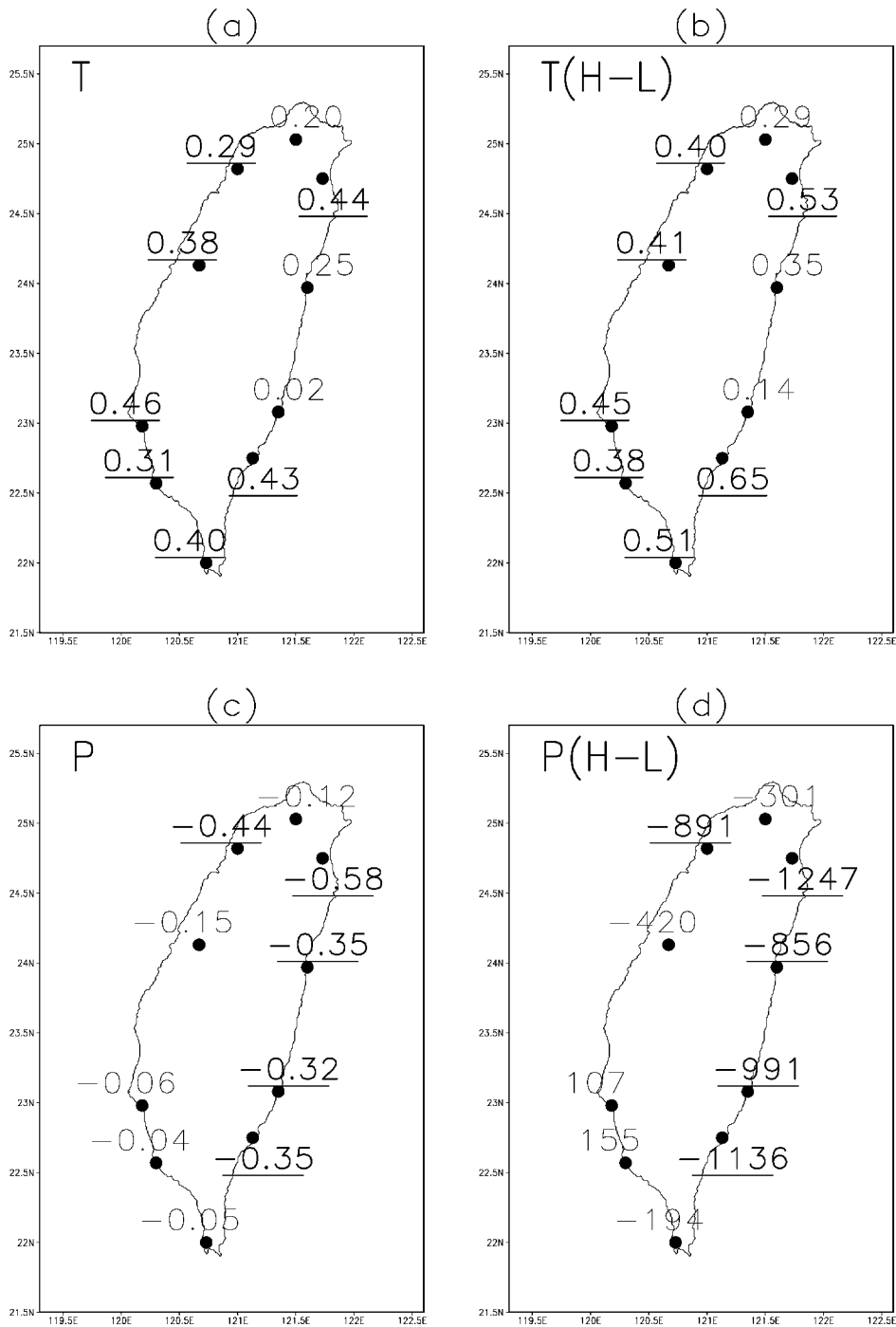


圖 3 台灣 10 個測站夏季 (6-8 月) 的平均氣溫 (a) 與 WPI 的相關係數和 (b) WPI 偏高年與偏低年的距平差 (H-L)，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ；以及 10 個測站夏季的累積降雨 (c) 與 WPI 的相關係數及 (d) WPI 偏高年與偏低年的距平差 (H-L)，單位是 mm。具有 90% 以上信心水準的以較粗字體且下方以黑線標示。

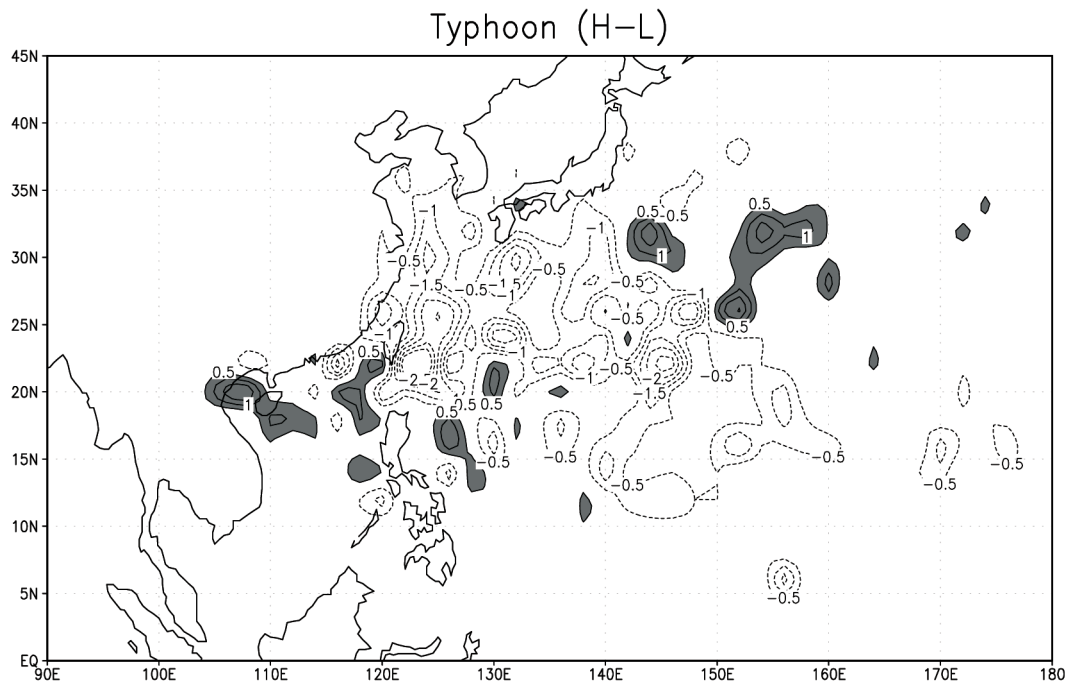


圖 4 台灣附近颱風出現頻率在偏高年與偏低年的差異。

分析了 850mb 的風場與相關的水氣場（圖略），但皆未顯示統計顯著性，由於夏季時潮濕的西南氣流盛行，吾人認為台灣的地形對降水的影響程度應不能忽略，由於夏季時台灣地區盛行西南風（圖略），因此台灣西南側迎風坡的舉升效應將干擾下沉氣流的效應，造成台灣西南部的降水與 WPI 相關性低的原因之一；另一個原因可能是來自颱風，圖 4 是西北太平洋的颱風經過區域的頻率在 WPI 偏高年與偏低年的差異，圖中顯示，在 WPI 偏高年時，颱風在台灣東側至 150°E 北上的頻率明顯減少，使得颱風侵襲台灣東部與北部的機會減少，而在台灣南邊海域發生以及西行颱風頻率的增加，使得台灣西南部就較可能受到颱風的侵襲；由於颱風降水豐沛，對於降水總量是有重要影響的。

綜而言之，當 WNPSH 偏強時，台灣夏季的氣溫主要受到下沉氣流的影響，與 WPI 間呈現較具統計意義的正相關特性。影響降水的因素較複雜，主要可能原因有三：一是下沉氣流的負貢獻，一是西南氣流在台灣地形的影響下，迎風坡受到地形的舉升較易減少下沉氣流的影響，另外一個因素則是颱風自東部與東北部侵台的頻率降低，而在台灣南部海域發生與西行颱風頻率的增加，較有機會造成颱風掠過台灣的南部，這些因素使得台灣地區的降水與 WPI 的相關有明顯的地域性，整體而言，降水與 WPI 是負相關的，相關係數呈現東北部高而西南部低的分布特性，而西南部地區，如台南、高雄等測站的降水與 WPI 已不具統計相關性。以上的分析仍然指出台灣雖然受到地理位置與地形的影響，增加了氣候預報的困難度，

但台灣的夏季氣候仍相當程度的會受到 WNPSH 年際變化的影響，分析研究 WNPSH 年際變化的機制對台灣的夏季氣候預報應有一定的價值。

四、西北太平洋副高年際變化的特性

下面的討論中，吾人使用合成分析法討論

驅動 WNPSH 年際變化的機制。圖 5 (a) 是 WPI 偏高年份與偏低年份的 850mb 流函數距平差，該圖突顯了 WNPSH 的變異量強度明顯高於其他地區，圖 5 (b) 是 WPI 偏高年份與偏低年份的降水與速度位場的距平差，圖中顯示主要的負降水異常區自約 170°E 的太平洋海面上沿著速度位場的槽線向西延伸至菲律賓，而主要的正降水異常區自北印度洋海面向東沿著速

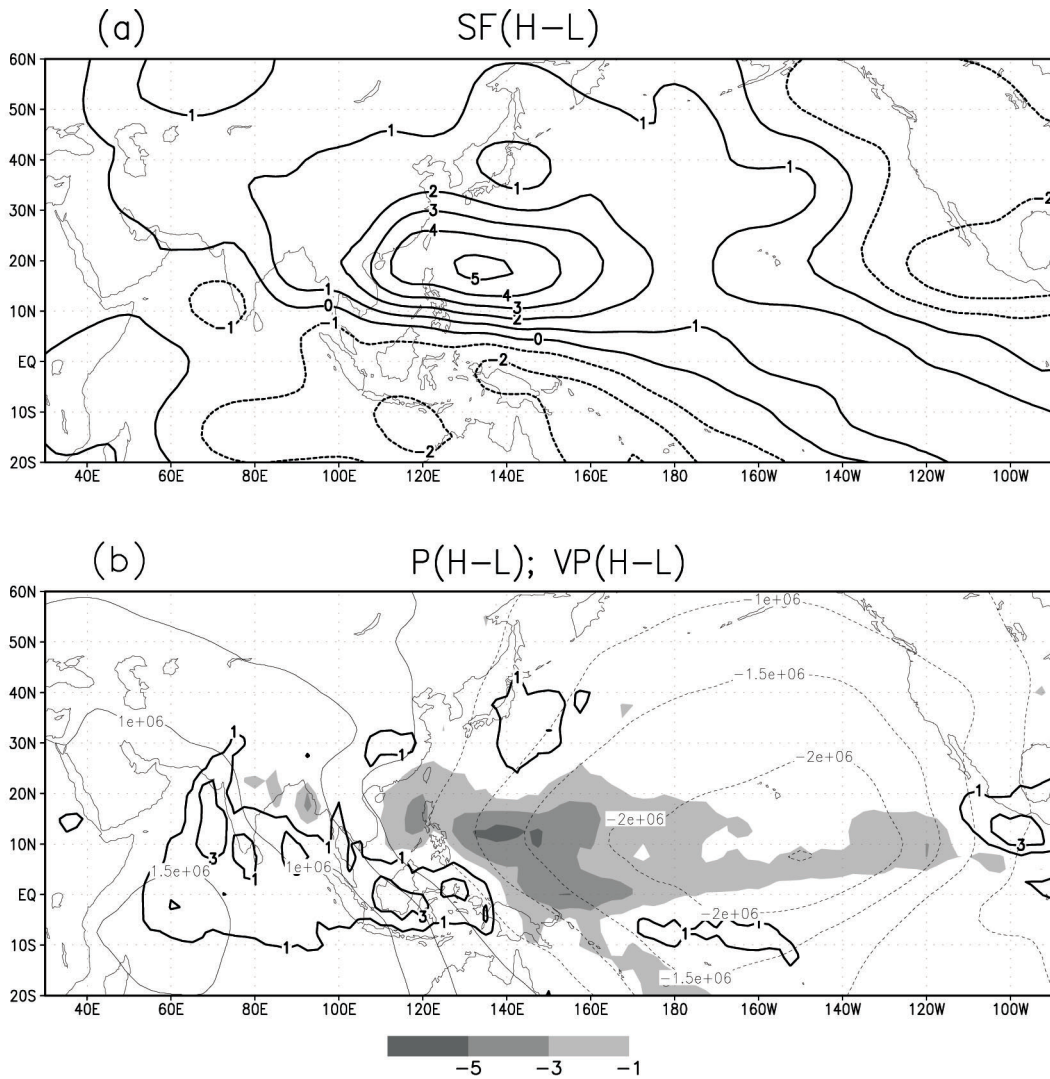


圖 5 WPI 偏高年份與偏低年份的差異 (a) 850mb 流函數，單位是 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；(b) 850mb 速度位（細等值線，單位是 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）；以及降水（陰影區是 WPI 偏高年份降水偏低的區域，粗實線為降水偏多區，單位是 mm/day ）。

度位場的脊線延伸至東印度群島。

在圖 5 (b) 中，若以大尺度降水差異的觀點來看，赤道附近，東印度群島以西至印度洋的降水在 WPI 偏高年增多，東印度群島以東的降水減少，在 100°E-140°E 間，約以 10°N 為界，其南側的降水增加，北側的降水減少；由於熱帶地區的降水代表了潛熱在中高層釋放，低層氣壓下降，驅動空氣向低壓區輻合，因

此，速度位場的距平差場型態就會如圖中顯示：東印度群島以西至印度洋的速度位場在 WPI 偏高年是正值，即有輻合性異常，東印度群島以東是負值，也就是輻散性異常，這與近赤道地區沃克環流 (Webster and Chang, 1988) 導致的非絕熱熱源的調變有關，圖 6 (a) 是 5°S 至 5°N 平均的東西向風場與垂直運動場 (即 uw 場) 的垂直剖面圖，以顯示自 60°E 至 90°W 內沃克環流在 WPI 偏高年與偏低年的差

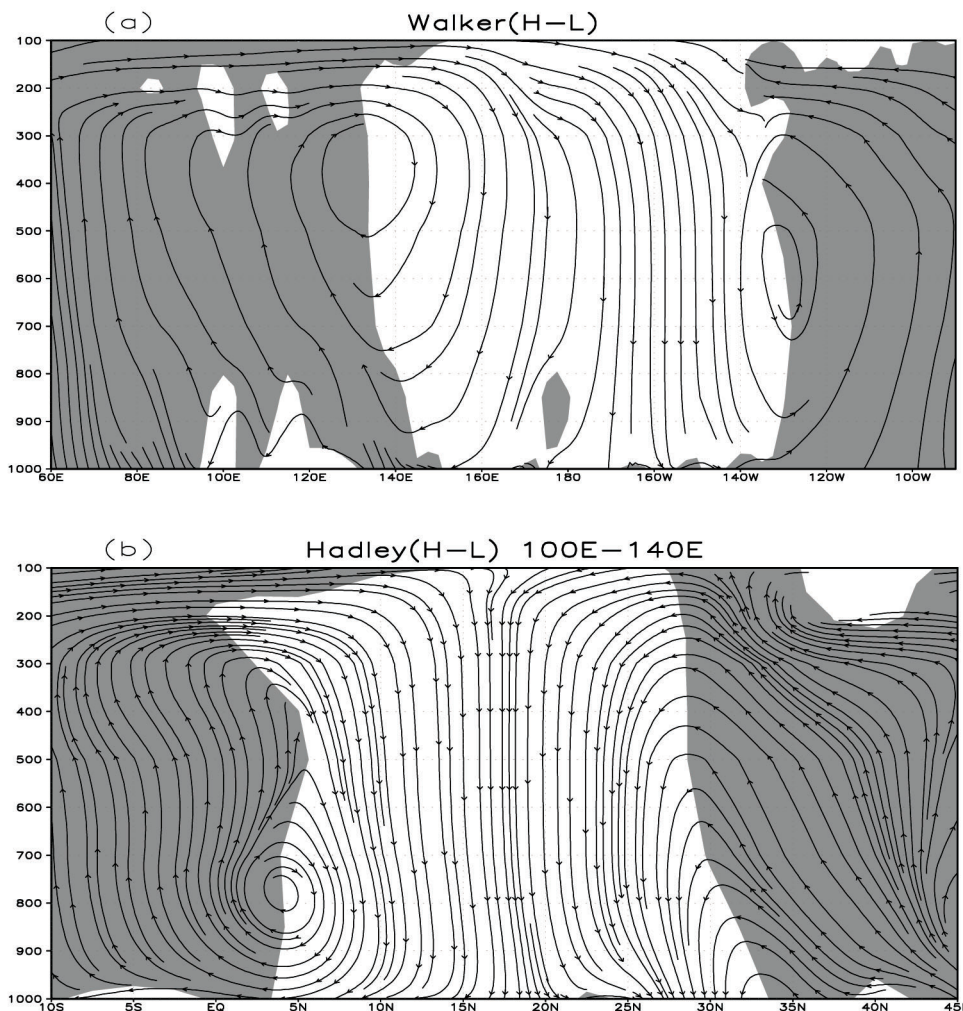


圖 6 WPI 偏高年份與偏低年份的差異 (a) 5°S-5°N 的沃克環流 (b) 100°E-140°E 的區域哈德雷環流，為了與水平風場的數量級匹配，垂直風速乘上了 100；圖中陰影區表示垂直風有向上的差異。

異，陰影區表示垂直氣流有向上的差異，圖中顯示在 140°E 以東有下沉氣流的異常，以西則出現上升氣流的異常，也就是沃克環流有系統性的向西調變；綜而言之，依據 Gill (1980) 的熱帶羅士培波源理論，反氣旋環流將在熱帶熱匯（降水偏少）的西北象限加強，因此 WNPSH 反氣旋環流的異常發展正是反應這種大尺度輻合輻散場的距平，或可說 WNPSH 反氣旋環流的渦度維持與沃克環流的異常有關。

而 100°E - 140°E 間， 10°N 以南降水偏多區位於速度位場距平差的脊線，反映了輻合性， 10°N - 20°N 降水偏少區位於速度位場偏差的槽線，反映了輻散性，這種配合著降水異常的低層輻散差異的型態與熱力直接環流的異常有關，圖 6 (b) 是 100°E - 140°E 間區域哈德雷環流在 WPI 偏高年與偏低年的差異，對照正常年夏季區域哈德雷環流(Hoskins, 1996)的上升支中心正位於 10°N - 20°N ，此熱力直接環流異常將調變正常年區域哈德雷環流的強度，造成偏弱的異常，也調變了上升支的南移，使得 10°N

以南（北）的降水有偏多（少）的異常。當反氣旋環流因沃克環流的調變而響應羅士培波源發展時，由於邊界層的作用在低層造成輻散性異常，中高層必須有質量供應，以維持低層大氣的質量場，上述的區域哈德雷環流的異常正是將質量自中高層 10°N 以南的區域向北輸送至 10°N - 20°N 間下沉，對於維持 WNPSH 環流異常發展應有貢獻。

前述的分析指出了與 WNPSH 年際變化相關的環流異常與降水異常的分布，以氣候學的尺度來看，造成這些異常的一個主要因素就是海溫，如果這與海溫有關，那麼影響 WPI 高低的海溫分布型態是如何呢？圖 7 中的等值線是 WPI 偏高年份與偏低年份的海溫距平差，圖中陰影區表示海溫的年際變化與 WPI 強度的年際變化具有統計相關達 95% 信心水準以上的海域，雖然北太平洋較高緯度的海域對 WPI 的高低亦有明顯的海溫距平差，但因都未達顯著統計相關水準，且本文的分析以熱帶海域為主，因此下文將不討論北太平洋較高緯度海域的

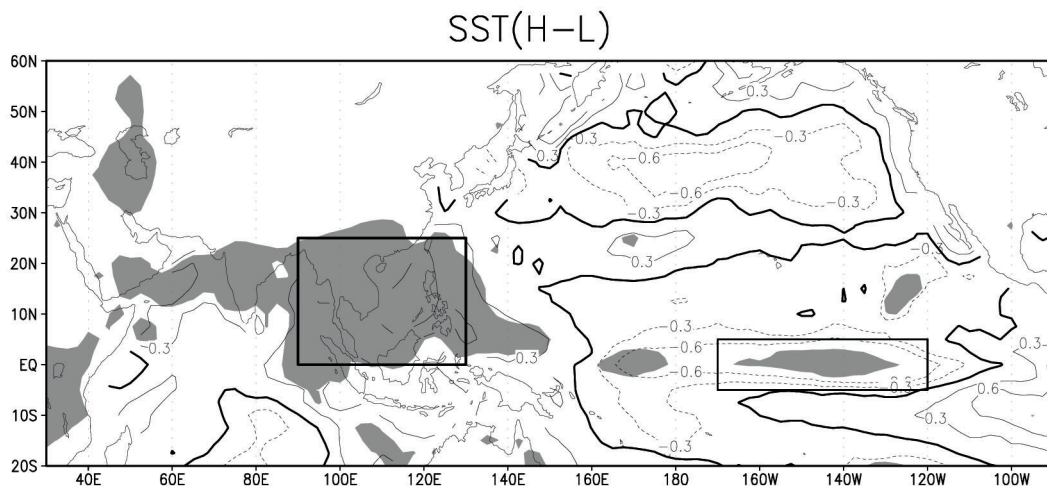


圖 7 圖中等值線表示 WPI 偏高年與偏低年的海面溫度差，實線為正偏差與零值線，虛線為負偏差，單位是 $^{\circ}\text{C}$ ；陰影區是海面溫度與 WPI 兩者年際變化的相關超過 95% 信心水準的區域。圖中的方塊區分別為南海海域與 Nino3.4 海域。

海溫。

圖 7 中可看出在約 150°E 西邊的熱帶海洋，包括南海海域與北印度洋海域偏暖，150°E 以東的熱帶太平洋海域，包括 Nino3.4 的海域則是偏冷的，對於海溫的變化與 WPI 的強度具有相關性達 95% 的信心水準以上的海域，包括大致在 Nino3.4 的海域，與西太平洋南海海域經孟加拉灣至阿拉伯海的北印度洋海域，由於北印度洋海域與 150°E 以東的熱帶太平洋海域間的對比呼應了圖 5 (b) 中大尺度的速度位場型態，相對應的是沃克環流調變的機制，吾人以 Nino3.4 海域為代表分析探討這種型態的海溫與大氣間的交互作用，另一方面，與 WPI 相關性甚高的南海海域海溫應與調變區域性哈德雷環流的機制有關，該海域與大氣間的相對角色也有必要進一步地釐清，因此下文將對南海與 Nino3.4 這兩個海域（分別如圖中的方框所示）的海溫與 WNPSH 強度間的關係作探討。

五、海溫、熱通量收支與水氣

海氣間的交互作用，能量與水氣應是主要的角色，下面的分析即以這兩者為重點。在海氣界面上，熱能收支方程式可表示如下

$$HT = LW + SW + LH + SH$$

其中，HT 為地表熱源的總收支，LW、SW 分別為長波與短波的輻射通量，LH、SH 則分別是潛熱與可感熱通量；上述各項，正值代表通量方向向上輸入大氣，負值代表通量方向向下進入海面。

圖 8 (a)、(b) 與 (c) 分別是 Nino3.4 區的總熱通量(HT)、潛熱通量 (LH) 與短波輻射通量 (SW) 在 WPI 偏高年份與偏低年份的

距平差(長波輻射通量與可感熱通量之變異量很小，可忽略)。圖 8 (a) 中很清楚地看到 WPI 高時，也就是東太平洋海溫較低時，該海域除了西南側很小的區域外，大部分地區之向上輸入大氣的總熱通量隨海溫的變低而減少，這主要受到潛熱通量與短波輻射通量改變的影響，可由圖 8 (b) 與圖 8 (c) 說明：當該海域海溫偏低時，該海域的大部分地區，潛熱通量（蒸發）變少，在東風盛行的熱帶中太平洋地區，蒸發量受到影響地區之偏西側，水氣凝結成雲雨的量變少（如圖 8 (d) 所示），天空較晴朗，使得向下（負值）的短波輻射通量增加，在該海域的西南角雖然因 10 公尺高度的東風增強（圖略），增加了潛熱通量（蒸發），但受到降水性雲量改變短波輻射通量的影響，使得下邊界海洋向大氣的總熱通量仍是偏向減少的。圖 8 說明了 Nino3.4 海域的絕大部分地區，在 WPI 高，海溫偏低的情況下，該海域將提供較少的潛熱通量，輸送至大氣的水氣減少，導致大氣中因水氣凝結成雲雨所能獲得的非絕熱熱源減少，大氣上升的動能供應不足，造成中層大氣的下沉式異常，低層的輻散式距平，這表示 Nino3.4 所代表的熱帶太平洋海域的海溫東涼西暖的異常對大尺度降水異常有直接的影響，並調變了大氣的非絕熱熱源，大氣環流因而受到影響，而主要受到調變的就是熱帶東西向沃克環流，因此造成了圖 5 (b) 與圖 6 (a) 所顯示的結果。

圖 9 (a) 與 (b) (c) 分別是南海海域的總熱通量(HT) 與潛熱通量 (LH) 在 WPI 偏高年份與偏低年份的距平差。以總熱通量來看，當 WPI 高時，也就是海溫偏高時，南海海域的總熱通量除右上角的南海北部至菲律賓北部是正值區外，餘皆為負值區，即該海域對大氣的總熱通量在海溫偏高時反而變少，這種總熱通

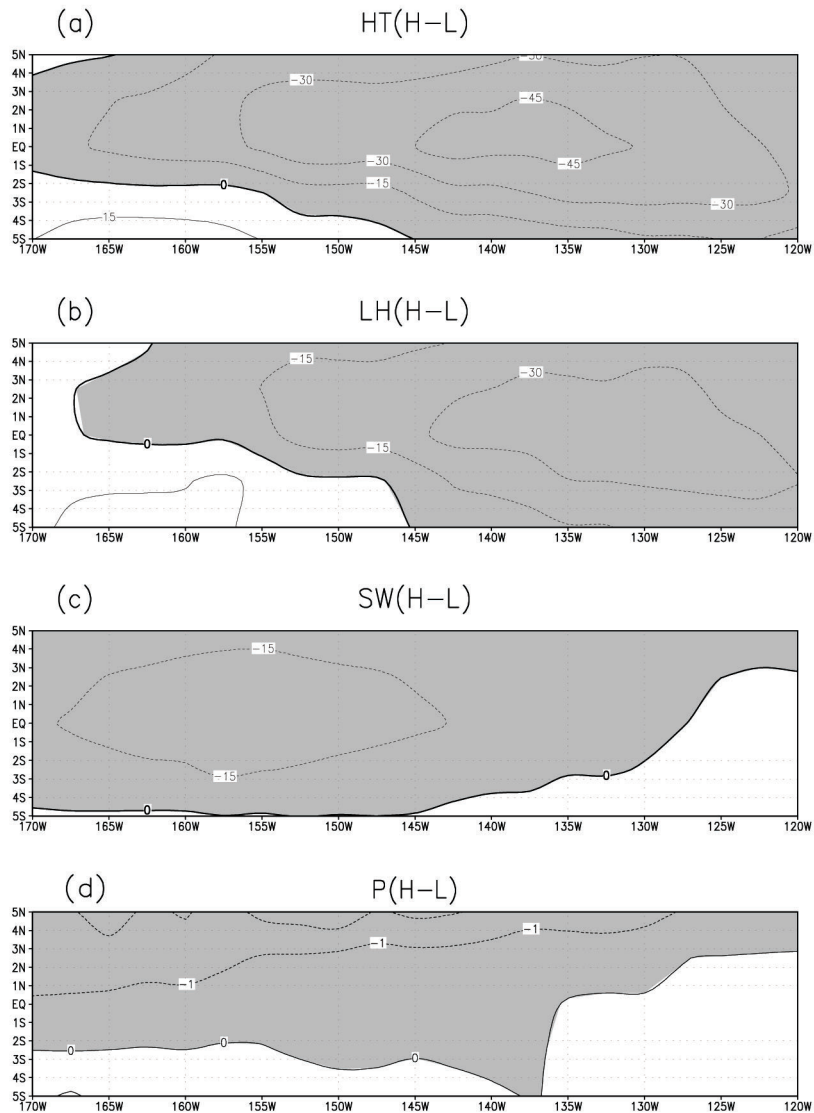


圖 8 Niño3.4 海域的 (a) 熱量總通量、(b) 潛熱通量、(c) 短波輻射通量（前述三者之單位是 Wm^{-2} ）與 (d) 降水（單位是 mm/day ），分別在 WPI 偏高年份與偏低年份的差異。各圖的陰影區是負值區。

量差異的型態，主要的貢獻如圖 9 (b) 所示是來自於潛熱通量的改變，該圖顯示約 $15^{\circ}N$ 以北的海域，潛熱通量的差異為正值，表示海溫偏高時有較大的蒸發量， $15^{\circ}N$ 以南的海域，潛熱通量的差異為負值，表示當海溫偏高時，蒸發量反而變少，由於該海域的海溫在 WPI 偏高年都是偏高，使得海面飽和比濕與大氣比濕的

差值在該海域都是增加的，因此南北海域蒸發量的增減就不能不考慮 10 公尺高度風速大小改變所造成的影響，由於該海域 10 公尺高度風場西南風盛行，在圖 9 (c) 即顯示，當 WPI 高時， $15^{\circ}N$ 以北有南風或西南風的略為增強，風速也隨之略有增加； $15^{\circ}N$ 以南有明顯的東風或東北風異常，因此導致風速變低；上述 10 公尺

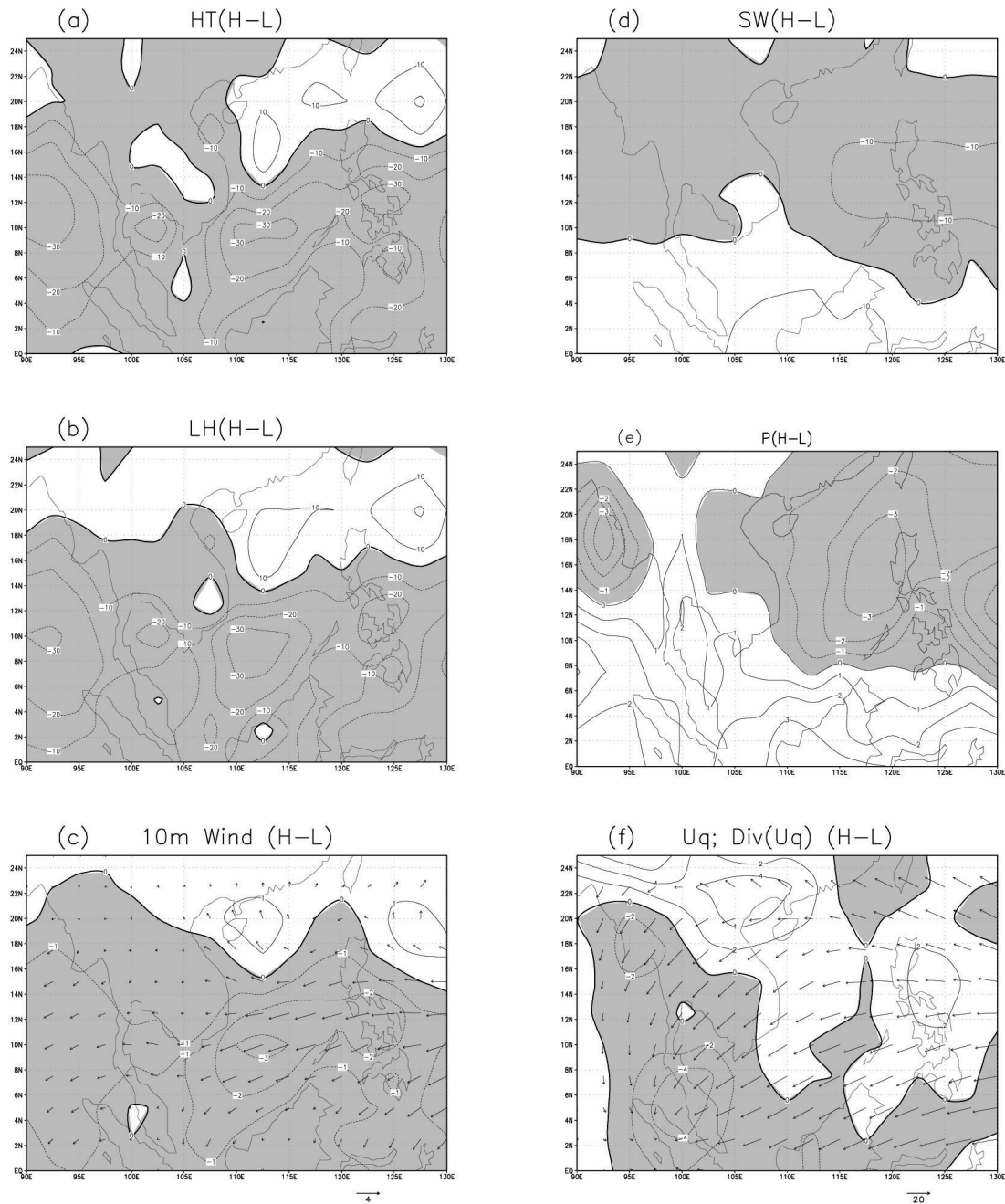


圖 9 南海海域的 (a) 熱量總通量 (單位是 Wm^{-2})、(b) 潛熱通量 (單位是 Wm^{-2})、(c) 10 公尺高度風場及風速、(d) 短波輻射通量 (單位是 Wm^{-2})、(e) 降水 (單位是 mm/day)、與 (f) 水氣輻散風場 (向量) 與水氣通量輻散場 (陰影區表水氣輻合區, 單位是 $10^{-5} s^{-1}$)，分別在 WPI 偏高年份與偏低年份的差異。各圖的陰影區是負值區。

高度風速的改變是造成圖 9 (b) 所示潛熱差異分布的主要原因。

雖然圖 9(b)的型態已相當類似圖 9(a)的總熱通量變化的型態，但短波輻射通量對總熱通量變化仍有相當的貢獻，圖 9(d)是短波輻射通量 (SW) 在 WPI 偏高年份與偏低年份的距平差，圖中顯示了約在 10°N 以南是正值，表示短波入射海面的輻射通量減少，而 10°N 以北的負值表示短波入射海面的輻射通量增加，這可由圖 9(e)的降水距平差與圖 9(d)的形態幾乎一致說明，在菲律賓附近海域的降水是最主要的降水偏少區，而 10°N 以南的降水偏多異常正是羅士培波源熱源區的重要部份，也是區域哈德雷環流的上升距平氣流所在，圖 9(b)中顯示 10°N 以南的蒸發量在 WPI 高時偏低，那麼提供降水偏多的水氣來源在哪裡呢？圖 9(f)的向量與純量分別表示水氣輻散風場(u_{dq} ; v_{dq})及水氣通量的輻散量 $\nabla \cdot q\vec{v}$ 在 WNPSH 偏強年與偏弱年的距平差，圖中可看到 WPI 偏高年較偏低年有更多的水氣自菲律賓附近海域向著 10°N 以南的南海海域輻合，主要的中心約在蘇門達臘與馬來半島附近。在夏季，此區域盛行西南風，水氣輻散風場的氣候平均場 (圖略) 亦是來自西南，也就是說潮濕的西南氣流在 WPI 偏高年較偏低年變弱，較多 (少) 的水氣留在 (輸送至) 10°N 以南 (北) 的南海海域，造成較多 (少) 的降水。

總結圖 9 的分析顯示：當 WPI 高時，南海海域的海溫偏高，但除了南海北部的小部分區域外，大部分海域向大氣輸送的總熱通量反而減少，因此在這樣的海域，海洋對大氣環流系統不再藉著海溫扮演主動影響熱源供應的角色，反而是海溫被動地受到大氣環流系統的影響卻不能被忽略，分析顯示，在 WPI 高時，風場受到 WNPSH 環流的調變，東風異常除了有

助於暖水在此海域堆積，15°N 以南變小的風速使得海面輸送至大氣的潛熱通量減少，蒸發冷卻效應降低，偏高的海溫得以維持；在 10°N 以北，因 WNPSH 的增強造成的下沉氣流壓抑了南海北方的降水，造成短波入射海面的輻射通量增加，有助海溫升高，另一方面，在該區來自於蒸發的水氣經由輻散氣流輸送至蘇門達臘、馬來半島與南海南部附近輻合，造成降水的異常增加，提供維持 WNPSH 偏強的羅士培波源能量與區域哈德雷環流的異常發展。

值得一提的是，菲律賓附近海域在 WPI 高且海溫偏高時，降水並不是如同 Lu and Dong (2001) 以模式模擬般在海溫高時增加，反而是減少，該海域與大氣的互動關係除了主要因 10 公尺高度風場距平影響了潛熱通量外，Lau et al. (1997) 所提出的強烈沉降作用將壓抑對流，增強短波輻射入射量，對於海溫的增加亦提供了相當的貢獻；由於大氣模式通常視海溫為邊界強迫作用項，扮演主動的角色去影響大氣，上面描述的大氣環流系統反過來影響海溫的機制在單向的大氣數值模式中並不容易適當的處理，這可能是這類模式在模擬亞洲夏季季風年際變異並不理想的因素之一。

六、西北太平洋副高的異常發展與季節預報

前述的分析可歸納出兩個維持夏季 WNPSH 異常發展的相關機制，首先，熱帶印度洋與太平洋的大尺度海溫異常的對比，經由沃克環流的調變造成低層大尺度的輻合與輻散，導致熱源分布的變異，在熱帶西太平洋因羅士培波源響應而改變了旋轉渦度場，其次是 100°E-140°E 區域性哈德雷環流的調變，進一步地維持 WNPSH 的異常發展。由於此區域性

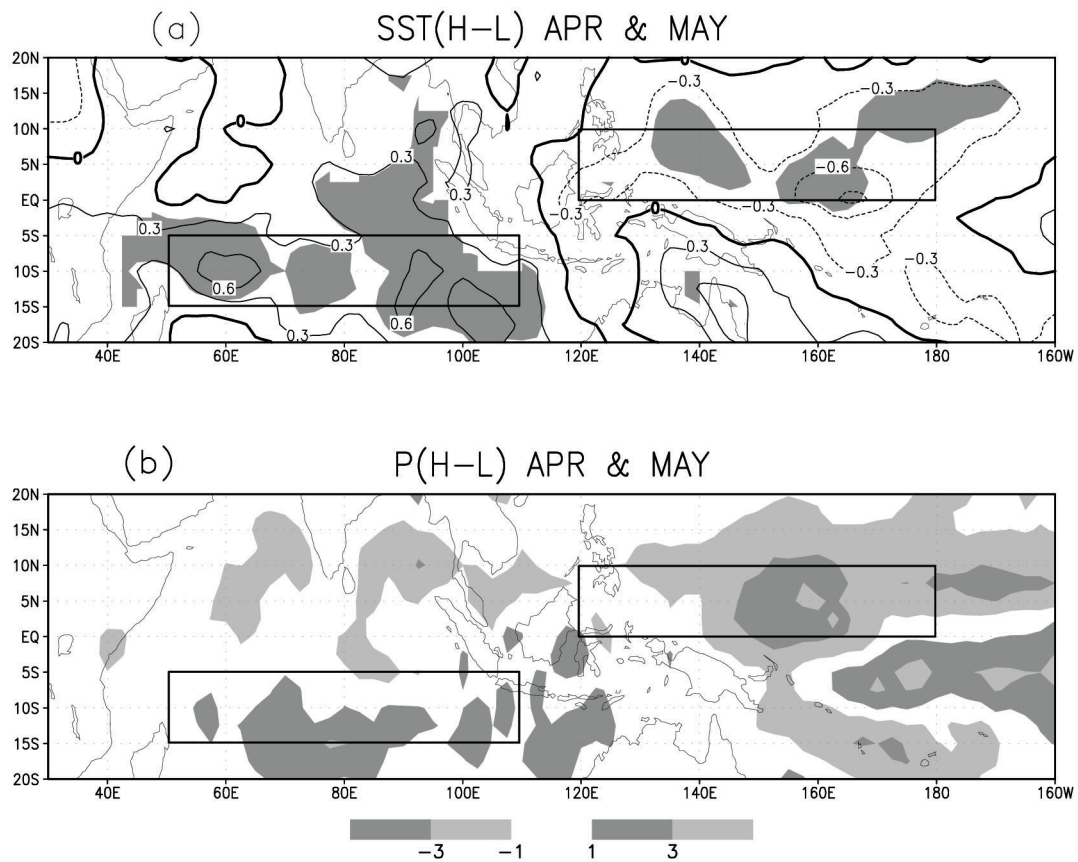


圖 10 四月與五月 (a) 海溫的合成分析，等值線是 WPI 偏高年與偏低年的差異，等值線區間是 0.3°C ；陰影區是與 WPI 相關高於 95% 信心水準的區域，粗黑線是零值線；(b) 降水的合成分析（單位是 mm/day ）。圖中方框所圍的海域分別是印度洋的海域 I 與太平洋的海域 P。

哈德雷環流的調變主要視東印度群島的對流發展而定，由前文對南海海溫的分析說明，此對流並不是當季的海溫梯度異常所驅動，因此吾人推論在夏季之前東印度群島的對流源地即已產生並發展，成為夏季 WNPSH 發展的先導，而其肇因仍應與下墊面的海溫有密切關係。

吾人對夏季前的海溫分析後發現，四月與五月的海溫與 WNPSH 的年際變化有顯著的關聯型態，圖 10(a) 是四月與五月海溫在 WPI 偏高年與偏低年的差異，圖中的等值線為海溫的差異，當 WNPSH 強盛時，東西向以約 110°E 為界有東偏涼西偏暖的海溫異常，而在西太平

洋與印度洋間，約以赤道為界，呈現南偏暖北偏冷的海溫異常，圖中的陰影區所圍的海域表示季前的四、五月海溫與 WPI 的統計相關達到 95% 以上信心水準。為了釐清陰影區的海溫是否對大氣環流系統發展的熱源（匯）上扮演主動的角色，吾人分析了四月與五月降水在偏高年與偏低年的差異，如圖 10 (b)，認為四月與五月海溫差異與 WPI 具統計相關的海域（分別如圖中方框所示），其降水差異與海溫差異近乎一致，表示這些海域海溫的異常對該海域的降水與熱源發生作用，並間接地影響大氣環流的發展。因此，吾人對圖中方框區兩個相關

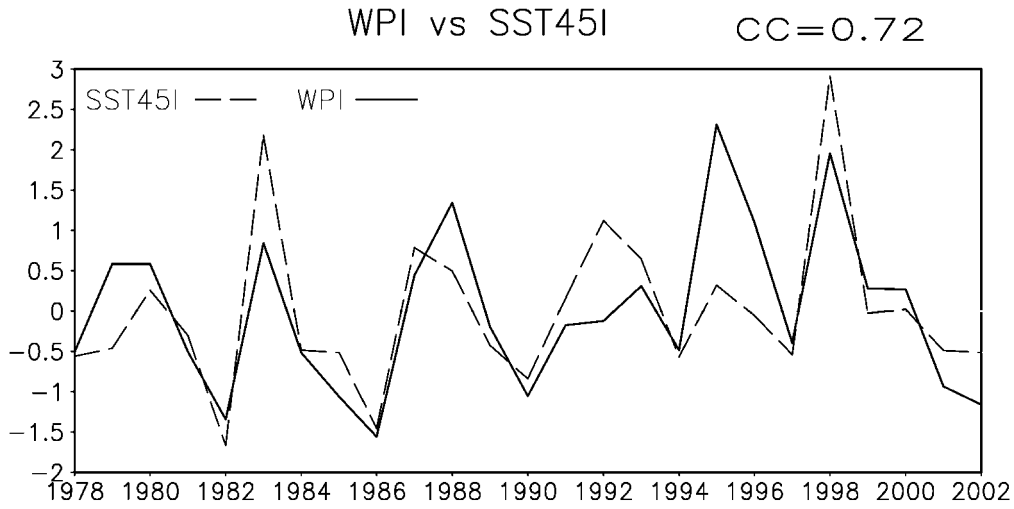


圖 11 四月與五月之海溫指標 (SST45I, 定義詳見內文) 與 WPI 兩者年際變化之比較。

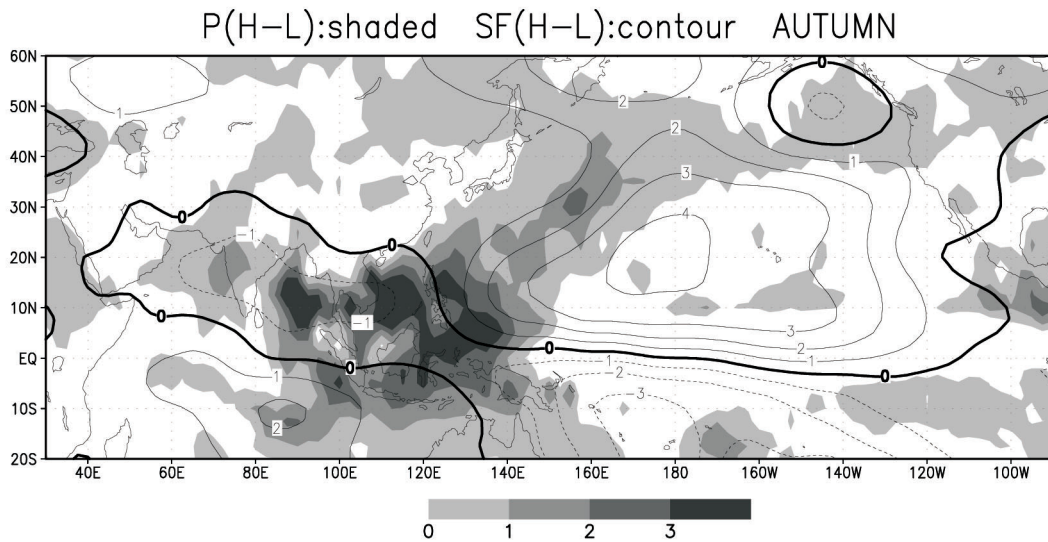


圖 12 秋季降水的合成分析 (陰影區, 只取正偏差, 單位是 mm/day) ; 等值線是秋季 850mb 流函數場 (單位是 $10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) 的合成分析。

性高的區域：一個是南印度洋上(50°E-110°E；15°S-5°S) 的海域 I，另一個位於太平洋上(120°E-180°E；0°N-10°N) 的海域 P，各取其平均海溫與 WPI 作相關分析，發現海域 I 與 WPI 的相關係數達 0.57；海域 P 與 WPI 的相關係數達 -0.50。

這裡需要釐清的一個問題是：這兩個海域的海溫變化是否來自於相關聯的機制，因此具有某些相同的律動，而某個律動正好是與 WPI 相關的呢？當分析兩個海域海溫年際變化的相關後，發現這兩個海域的海溫變化之相關係數僅是 -0.09，可以說毫無相關可言，也就是說兩

者海溫高低的變化各受不同海域的海洋動力作用，但卻對夏季時 WNPSH 的發展都有貢獻，當兩個貢獻偶合時，應有更強的相關性，因此吾人取兩者的海溫對比（海域 I-海域 P）與 WPI 作相關分析，果然使得相關係數提升至 0.72，因此，吾人認為兩者的海溫對比並標準化後可作為預報夏季 WNPSH 強度的指標，這裡稱作 SST45I，圖 11 即顯示 SST45I 與 WPI 在分析期間的年際變化，可看出兩者相似程度極高，這表示 SST45I 確實與夏季時的 WNPSH 發展有關。至於 SST45I 所代表的海溫對比距平及與其相關的降水距平為什麼可以提供 WNPSH 異常發展的基礎，其中的演化機制仍需進一步的分析探討。

前面的分析是將時間往前看，若將時間往後看，也就是討論下面的問題：夏季時如此強盛的環流變異性是否會對後續秋季的氣候造成影響？在第五節中，對於南海海域的海溫與夏季 WNPSH 環流的異常有極高的正相關，吾人在前文的分析認為，這是因 WNPSH 的異常發展，一來低層東風的異常（該處的盛行西南風減弱）有利於暖水在此海域的堆積，風速的減弱也減少了蒸發降溫的作用，二來 WNPSH 環流的異常發展對該海域的對流產生壓抑作用，加強了向海面的短波輻射通量，因此該海域獲得較多的熱量有利於海溫的升高；但當該海域的海溫升得夠高，使得低層大氣得以獲得足夠的能量衝開下沉氣流的壓抑時，異常溫暖的南海海溫將能提供更多的能量發展強烈的對流，因此吾人可以預期：在來秋，南海附近的降水與伴隨的環流應受到明顯的影響，對該區域秋季的季節可預報度有一定的貢獻，圖 12 是後續秋季的合成分析，可說明吾人的這點推論，圖中的陰影區顯示南海海域的降水如預期的大幅增加，伴隨的上升氣流加強該區域的氣旋式渦

度，造成如圖中所示該海域的低層流函數自夏季極大的反氣旋異常很快地轉變為氣旋式異常，而反氣旋異常區則被迫東退。

吾人亦期望這種海溫對大氣環流的回饋，對台灣秋季的氣候產生足夠的影響，裨有利於台灣秋季的季節預報，但初步的分析結果說明：台灣因地理位置的關係，秋季不僅受到熱帶系統的影響，也已開始受到北方系統如東北季風的影響，使得吾人所期望的 WNPSH 環流對台灣夏季後的影響並不如預期般的單純與明顯。

七、討論與總結

本文主要的目的係探討夏季（六、七和八月）西北太平洋副熱帶高壓的年際變化特性及相關機制，分析顯示，西北太平洋副熱帶高壓在北緯 10°-30°，東經 110°-150°範圍內形成一個年際變異量的極大值中心，因此本文利用 1978 至 2002 年該區域的夏季平均 850mb 流函數場距平量並標準化後定義了描述該區域（即文中所稱的 WNPSH）強度變化的指標 WPI。本文利用合成分析法探討與 WNPSH 年際變化相關的環流特性、海溫與降水，認為維持 WNPSH 異常發展有兩個主要機制，一個是熱帶地區以約 150°E 為界的大尺度東涼西暖的海溫異常（這可以用 Nino3.4 海溫為代表）調變了沃克環流，也導致了 140°E 以東有大範圍的降水減少，140°E 以西則降水增加，由於非絕熱熱源位置的調變，大氣環流將隨之調整，也就是說當東太平洋有冷海溫異常時，因羅士培波源響應將導致位於此熱匯西北側（也正是 WNPSH 異常發展的區域）的反氣旋渦度的增強。

另一個機制是 90°E-140°E 間約以 10°N 為

界的南北降水差異導致的區域性哈德雷環流的調變，提供了 WNPSH 異常發展的質量平衡，分析顯示，南海海域之海溫與 WPI 密切相關，但此海域南多北少的降水差異並非直接與海溫的異常相關，以海面熱通量分析發現，上方 WNPSH 異常導致的沉降氣流與近地層東風異常導致南海北部海域的海溫異常增暖，顯然，該區域性哈德雷環流的調變並非受到當季南海海域海溫異常所推動，分析顯示，在夏季前(四月與五月)，當南印度洋海域(50°E-110°E；15°S-5°S)異常偏暖，西北太平洋海域(120°E-180°E；0°N-10°N)有異常偏冷時，將分別影響該海域的降水，使得大氣熱源被調變，間接造成大氣環流發展的異常；換句話說，這兩海域海溫的異常是夏季 WNPSH 異常發展的重要先導因素之一。

以夏季 WNPSH 為中心的動態分析揭露了十分有趣的海氣交互作用，四月至五月間，近赤道西北太平洋海域與南印度洋海域間的對比(文中的 SST45I)開啓了整個事件的濫觴(統計相關性高達 0.72)，而且這兩者的海溫變異是各自獨立的。若配合春末夏初時反聖嬰(La Niña)的開始發展，熱帶東太平洋海溫變涼，印度洋海溫偏暖，調變的熱源將導引羅士培波源響應，有利於 WNPSH 所在位置的反氣旋渦度的發展，在發展中的反氣旋東南端有東北風異常，有利於熱帶中太平洋海溫進一步變冷，於是大尺度的東西向海溫差異對比在夏季將加強，對 WNPSH 的發展是正回饋的機制。另一方面，南海海域卻受到 WNPSH 異常環流的影響被動增溫，夏末時，該海域的海溫愈形升高，異常溫暖的南海海溫將能挾著更多的能量發展強烈的對流，使得該海域氣旋式渦度加強，對 WNPSH 的持續發展是一種負回饋的機制，只是這個機制的啟動海溫與夏季時

WNPSH 的發展強度密切相關。

隨著季節的推移，秋季時 WNPSH 反氣旋異常環流將東退，但其東南側的東北風異常仍持續輸送較冷的海水，南側的東風異常亦持續的有利於東太平洋湧升流的發展，對於赤道中至東太平洋的海水變冷有利，也就是說夏季 WNPSH 反氣旋環流的異常與反聖嬰現象的發展兩者很可能因此互相回饋，所以 WNPSH 強盛年的夏季後可預期反聖嬰現象將較易發展，WNPSH 偏弱時則有相反的結果，以氣候預報中心(CPC)網站(網址請參閱參考文獻*)提供的有關聖嬰與反聖嬰事件資料佐證，本文中 WNPSH 的六個偏弱年有四年(1982、1986、1990、2002)在夏季後發展或加強了聖嬰現象，另外兩年(1985、2001)海溫的轉變雖未達到聖嬰現象的標準，但也是自反聖嬰現象變暖；五個偏強年中，除 1996 年是由偏冷演變為正常外，另外四年都在夏季後發展了反聖嬰現象，而初步分析似乎顯示，1996 年的例外可能是因延續 1995 年(五個偏強年之一)的反聖嬰現象，受到較強勁的海洋動力機制影響，亦可能與中高緯度的海溫異常有關，這必須作進一步的分析才能釐清。

本文亦分析了 WNPSH 對台灣夏季氣候的影響，結果顯示，台灣附近的環流場在 WNPSH 強盛時，下沉氣流將加強，較穩定晴朗的天候與下沉增溫效應使得台灣夏季氣溫與 WNPSH 的異常發展有正相關，但對降水而言，下沉氣流對降水雖有負貢獻，但在台灣地形的影響下，盛行西南氣流在迎風坡的台灣西南部將減少下沉氣流的貢獻，另外颱風降水的影響也不能忽略，分析顯示，WNPSH 強盛時，颱風自東部與東北部侵台的頻率降低，而在台灣南部海域發生與西行颱風頻率卻增加，將有機會造成颱風掠過台灣的南部，以上所考

慮的因素使得台灣地區的降水與 WPI 的相關有明顯的地域性。另一方面，本研究雖然可預期秋季時南海海域的降水增強，有氣旋式環流異常，但台灣因在較高的緯度，秋季時已開始受到北方系統的影響，因此，夏季時 WNPSH 的異常對台灣秋季氣候的影響有限，對秋季的季節預報沒有明顯的助益。

近來電腦科技的快速發展，以及大氣物理與動力上的更深入了解，使得以數值模式作季節氣候模擬或是預報的夢想已在逐步踏實中，本文的結果或可提供兩點參考，首先季節氣候的模擬或預報並不是單純的邊界值問題，某些時間尺度是跨季的環流系統之動態發展，有時對來季的氣候可能是相當重要的，另外一點是海氣雙向的模式對某些季節或區域的環流系統可能是必要的，否則單向模式中對大氣環流系統反過來影響海溫的機制應作適當的處理，以保證海氣系統中的能量平衡，這對於季節氣候的模擬與預報應是有助益的。

致 謝

本文作者對審查者細心的審查及提供寶貴的意見深致謝忱，並感謝中央氣象局提供的台灣測站資料，以及施景峰先生對這些測站資料的整理。也感謝國科會 NSC94-2623-7-014-012 及 NSC94-2623-7-014-013 計畫贊助下完成本文。

參考文獻

- 吳國雄，劉還珠，1995：降水對熱帶海表溫度異常的鄰域響應，I：數值模擬。（中國大陸）大氣科學，19(4)，422-434。
- 吳國雄，丑紀范，劉屹岷，何金海等，2002：副熱帶高壓形成和變異的動力學問題。科學出版社。
- 林元弼，湯明敏，包澄瀾，陳森娥，1991：天氣學。明文書局。
- 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. *J. Climate*, 13, 4310-4325.
- Gill, A. E., 1980：Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 447-462.
- Hoskins, B. J., 1996：On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. *Bull. AMER. Meteor. Soc.*, 77, 1287-1292.
- Kalnay, E., and Coauthors, "The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 437-471, 1996.
- Kang, S.-D., F. Kimura, 2003：Effect of tropical SST on the northwest Pacific subtropical anticyclone. Part I：linear Rossby wave propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 1225-1242.
- Lau, K.-M. H. T. Wu, and S. Bony, 1997：The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *J. Climate*, 10, 381-392.
- Lau, K.-M. and H. Weng, 2002：Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and north America. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 1309-1324.
- Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987：On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.
- Lu, R. and B. Dong, 2001：Westward extension of north Pacific subtropical high in summer. *J.*

- Meteor. Soc. Japan*, 79, 1229-1241.
- Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994 : Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 719-745.
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impacts on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.
- Nitta, T., and Z. Z. Hu, 1996 : Summer climate variability in China and in association with 500 hpa height and tropical convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 425-445.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994 : Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.
- 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.
- Tompkins, A. M. and G. C. Craig, 1999 : Sensitivity of tropical convection to sea surface temperature in the absence of large-scale flow. *J. Climate*, 12, 462-476.
- Trenberth, K. E., and W. J. Hurrell, 1994 : Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, 9, 303-319.
- Wang, B., 1995 : Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J. Climate*, 8, 267-285.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000 : Pacific-east Asian teleconnection : How does ENSO affect East Asian climate ? *J. Climate*, 13, 1517-1536.
- Wang, B., R. Wu, and K.M. Lau, 2001 : Interannual variability of the Asian summer monsoon : contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, 14, 4073-4090.
- Wang, B., R. Wu, and Tim Li, 2003 : Atmosphere – warm ocean interaction and its impacts on Asian – Australian monsoon variation. *J. Climate*, 16, 1195-1211.
- Webster, P. J. and H. R. Chang, 1988 : Equatorial energy accumulation and emanation regions: Impact of a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.*, 45, 803-829.
- Weng, H., K.-M. Lau, and Y. Xue, 1999 : Multi-scale summer rainfall variability over China and its long-term link to global sea surface temperature variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 845-857.
- Wu, R. and B. Wang, 2000 : Inter-annual variability of summer monsoon onset over the Western North Pacific and the underlying processes. *J. Climate*, 13, 2483-2501.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical outputs. *Bull. AMER. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.
- CPC 網址 : http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/

A Study on the Interannual Variation of Northwestern Pacific Subtropical High in Summer

Fang-Chuan Lu ¹ Shu-Ling Kuo ¹ Jau-Ming Chen ²

¹ Chung-Cheng Institute of Technology, National Defense University

² Research and Development Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 20 April 2005; in final form 11 January 2006)

ABSTRACT

The relationship between the western north Pacific subtropical high (WNPSH) and the related SST anomaly is studied using NCEP reanalysis data from 1978 to 2002. In order to clarify the thermodynamic mechanism for WNPSH anomaly, we define the normalized anomaly of the average intensity of 850mb stream function over the region (10°-30°N, 110°-150°E) as index WPI to indicate the intensity of WNPSH.

In this study, it is shown that there are two mechanisms to maintain WNPSH anomaly. First, the large-scale west-east SST anomaly contrast in tropics, which could be represented by Nino3.4 SST, will modulate the Walker circulation and enhance anticyclone anomaly by Rossby wave response. Second, the modulated local Hadley cell is needed for mass balance as WNPSH enhanced.

Considering SST forcing and heat budget, the analysis shows that the vigorous WNPSH anomaly is originated two months before summer. The intensity of SST anomaly contrast between western Pacific and Indian Ocean during April and May is closely related to the intensity of the WNPSH anomaly in summer. Also, the anticyclone is excited by the large-scale west-east SST anomaly contrast in tropics via Rossby wave response. Because the cool water is driven to central to eastern Pacific by friction drag of the enhanced easterly and northeasterly anomaly over the rare of WNPSH, the cold episodes is favorable to develop and, in turn, the large-scale SST anomaly contrast gives the positive feedback to enhance the anticyclone anomaly.

Key words: Northwestern Pacific Subtropical High, SST anomaly contrast, Rossby wave response, *El Niño*, *La Niña*

