

太平洋阻塞高壓脊對台灣區冬季天氣類型之研究

陳 焱 陳正利 王光弘

空軍通信電子學校

摘 要

White and Clark (1975) 利用 1950 - 1970 年北太平洋月平均大氣資料研究海上之阻塞脊活動。結果發現，阻塞脊為中緯度準緯流西風帶之準滯留長波，主要波長幅度為 7000 公里，最常集中於 170°W 之太平洋上。阻塞時間為 1 - 2 個月。阻塞最多發生在冬季月份，此區阻塞活動之存在可能因為海洋環境而來。Gray (1983) 認為北太平洋阻塞脊可分為二種型態。當赤道太平洋東部有較高的海面溫度 (SST) 時，則對流活動增強，局部 Hadley 環流增強，阻塞脊將發生於北美西岸—此為 A 型阻塞。反之當 SST 低時，局部 Hadley 環流減弱，中緯西風帶阻塞現象將發生於中太平洋—此為 B 型阻塞。A 型及 B 型阻塞為造成下游區 (北美區) 冬季的冷乾及暖濕不同氣候型態之主因。我們認為由於此種阻塞滯留性長波為一種頻散波，其對下游北美區冬季氣候造成影響，則其對於上游東亞區亦將造成影響。

過去國內對台灣冬季的長期預報，在時間、空間的平均是以考慮追蹤亞洲大陸阻塞高壓的活動為主。本計劃則以 1965 - 1984 年間，東太平洋區海溫明顯偏高年及海溫偏低年，區分為兩類，然後讀取太平洋區 (測站範圍由 $115^{\circ}\text{E} - 135^{\circ}\text{W}$, $20^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{N}$ 的中低緯度地區) 的 500 mb 高度場 (H) 與溫度場 (T) 資料，經由 EOF 分析，以瞭解海溫偏高年及偏低年之北太平洋 500 mb 大氣環流阻塞形勢，進而討論其對台灣區冬季冷乾與暖濕天氣之影響，以作為冬季長期天氣預報之指標。

所得結果可以解釋台灣區冬季少雨年及多雨年形態：

- (一) 以東太平洋 (北美西岸) 阻塞脊形成的西槽東脊環流形態和冬季台灣區少雨年有密切關係。
- (二) 中太平洋阻塞脊形成的兩槽一脊環流型態則和冬季台灣區多雨年有密切關係。
- (三) 冬季台灣區少雨年在 EL Niño 時段裏更是明顯。

壹、前言

由過去研習「經驗正交函數」的運用中獲知：以經驗正交函數分析的最大特點，是能夠將一組本身已具有某種時間上或空間上物理相關的資料，藉由一組合適的正交函數及其時間係數 (Orthogonal Time Coefficients) 來表示；因經驗正交函數

不像其他的正交函數 (例如富氏展開)，必須在分析的過程中先予一個固定的函數型態，再經由某種數學或統計上的約束條件來逐步分析其物理意義。經驗正交函數基本上是針對資料本身的內在關係 (Interrelationships) 來做分析；這種特性在分析海平面溫度時更顯示出其重要性，因為海平面溫度本身不具有任何已知的函數型態可以預先給定，同時它

又具有複雜的邊界條件，在數學參數化上更加添處理過程的麻煩。

應用經驗正交函數來表示氣象場固有向量的空間分佈，是近年來發展的數學方法，現已廣泛應用在氣象學、地球物理學及機械振動學上。Kutzbach (1967)、Green (1963)、Stidd (1967)、Sellers (1968)、Nalsh (1980)、Lyons (1982) 等利用地面溫度、降水量、海平面氣壓及 500 mb 高度場分析異常型綜觀氣候的特性。Paegle & Haslan (1982) 研究結果顯示：經驗正交函數可解釋綜觀氣候和長期天氣預報的一致性。林和 (1986) 研究均勻與非均勻兩種雜訊，致使 E O F 偏離正基 (Normal Mode) 的程度，結果顯示：若雜訊強度不大，所求得之 E O F 與正基相當一致；當雜訊強度與我們所需要的信號強度相當時，均勻性雜訊仍可看出正基型態的分佈，而非均勻性雜訊，則正基均完全被摧毀。此種意義顯示在氣象變數上，其均勻性也就是指氣象變數間空間或時間的內在關係 (Interrelations)。邱爾文 (1981) 利用經驗正交函數分析台灣地區氣象異常型態，結果其固有向量分佈確能表示其物理含意。王光弘、曾忠一、劉廣英 (1985) 研究經驗正交函數結果顯示固有向量空間分佈與綜觀長期氣候之間的一致性。馬汝安、曾忠一 (1985, 1986) 研究經驗正交函數分析東亞地區 500 mb 高度場空間結構，結果得到東亞地區冬季主要、次要的綜觀天氣型態。

簡單地說，經過分析後的經驗正交函數，其第一個固有函數解釋了解測場總變異數的最大部份，而第二個固有向量解釋了觀測場剩餘總變異數的最大部份，依此類推，只要利用前面幾個固有函數就足以解釋整個觀測場的絕大部份了。至於愈後面的固有函數在解釋觀測場的重要性也逐漸降低，雜波出現的頻率愈多，解釋其物理意義愈困難。

經驗正交函數分析有顯示氣象變數空間分佈特徵值的能力。除了瞭解氣象變數平均場外，我們可以藉著氣象場的偏差計算協方差 (或相關) 函數，爲了要求得一組最能表現觀測場的經驗正交函數，我們必須解一組線性化協方差矩陣的固有向量。若

將排序後的某一個經驗正交函數固有值除以全部經驗正交函數固有值的和，我們稱它爲這個經驗正交函數對於觀測場總變異數的解釋百分比 (程度)。同時，若將所有的固有值代入那組方程式，並且利用正規 (Normalization) 條件來求解，再配合其相對應的時間係數，那麼我們可以得到原來的觀測場資料，而這些時間係數在時間而言必須是互相正交 (Orthogonal)。

二、經驗正交函數的基本原理

用正交向量來代表一個氣象場，可用好幾種不同觀念來說明。設 $f(x, k)$ 是空間點 x 和參數 k 的函數， x 和 k 分別代表區間 D 和樣品空間 Ω 中的一點。當參數 k 固定時，函數 $f(x, k)$ 就是空間點的函數，此時這個函數稱爲一個樣品在空間的函數。若在一定的空間範圍內取出這些範圍內所有的樣品時，稱此全體爲樣品集合 F 。所以可寫爲

$$f(x, k) \in F \quad k \in \Omega \quad x \in D$$

假如我們在探討太平洋地區 500 mb 高度場的問題時，500 mb 高度場就是函數 f ，而測站的位置就是空間點 x ，時間就是參數 k ，區間 D 就是太平洋地區，取太平洋地區測站數年的 500 mb 高度場資料，就形成了樣品集合 F ，而樣品空間 Ω 在這裏就是所有的觀測時間了。

爲了探討方便起見，我們令 x 爲有限點， x_n ， $n = 1, 2, \dots, \overline{N}$ 而且只取有限個變數 $k = 1, 2, \dots, \overline{K}$ 。 k 代表參數序號， \overline{K} 代表參數總數。換句話講，我們是對離散變量的函數。

$$f(x_n, k) \in F \quad \begin{matrix} n = 1, 2, \dots, \overline{N} \\ k = 1, 2, \dots, \overline{K} \end{matrix}$$

來進行統計分析。在這種情況下，我們將 $f(x_n, k)$ 用 N 維空間的 K 個變數向量 $\underline{f}(k)$ 來表示比較方便，即

$$\underline{f}(k) = [f_1(k), f_2(k), f_3(k), \dots, f_n(k)]^* \quad k = 1, 2, \dots, \overline{K}$$

其中星號代表矩陣的轉置矩陣，此處

$$f_n(k) = f(x_n, k) \quad n = 1, 2, \dots, \overline{N}$$

所謂標準化就是 u_n 的長度等於 1，即：

$$\underline{u}_n^* \underline{u}_n = 1 \quad n=1, 2, \dots, \bar{N}$$

而正交即這 N 個向量相互垂直，即

$$\underline{u}_m^* \underline{u}_n = 0 \quad (m \neq n)$$

求出這 N 個標準化正交向量 $\underline{u}_n \quad n=1, 2, \dots, \bar{N}$ 後，我們就可將 $\underline{f}(k)$ 對它展開

$$\underline{f}(k) = \sum_{n=1}^{\bar{N}} C_n(k) \underline{u}_n$$

$C_n(k)$ 是展開係數，因為 \underline{u}_n 是正交向量，所以 $C_n(k)$ 就是 $\underline{f}(k)$ 在 \underline{u}_n 上的投影

$$C_n(k) = \underline{f}^*(k) \underline{u}_n$$

將 $\underline{f}(k)$ 對一組正交向量展開，最大的好處是很容易的就可找出展開係數，這就是為甚麼使用正交向量的理由。

前段敘及：我們希望只用 N 個中的 M 個標準化正交向量就足夠表示所有的觀測向量 $\underline{f}(k)$ 。 $\underline{u}_n \quad n=1, 2, \dots, N$ 是全部 N 個的標準化正交量，現在我們只用前面 M 個正交向量表示 $\hat{\underline{f}}(k)$

$$\hat{\underline{f}}(k) = \sum_{n=1}^M c_n(k) \underline{u}_n \quad (6)$$

此時 $\hat{\underline{f}}(k)$ 已表示原來觀測場 $\underline{f}(k)$ 的絕大部份，但並不完全，因此有一個誤差向量 $\delta(k)$ 存在，即

$$[\delta(n)]^2 = (\underline{f} - \hat{\underline{f}})^* (\underline{f} - \hat{\underline{f}}) \quad (7)$$

因為 $(\underline{f} - \hat{\underline{f}})$ 與 $\hat{\underline{f}}$ 正交，故

$$(\underline{f} - \hat{\underline{f}}) \hat{\underline{f}} = 0$$

(7)式變為

$$[\delta(n)]^2 = \underline{f}^* \underline{f} - \hat{\underline{f}}^* \underline{f} \quad (8)$$

又因為

$$\hat{\underline{f}}^* \underline{f} = \hat{\underline{f}}^* (\underline{f} - \hat{\underline{f}} + \hat{\underline{f}})$$

(8)式變為

$$[\delta(k)]^2 = \underline{f}^* \underline{f} - \hat{\underline{f}}^* \hat{\underline{f}} \quad (9)$$

現在我們引進平均誤差 δ_M^2 來表達樣品集合的誤差平均值。

$$\delta_M^2 = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K [\delta(k)]^2 = \overline{[\delta(k)]^2}$$

現在我們最主要的問題就是找一合適的 \underline{u}_n ，使得平均誤差 δ_M^2 為極小，將(9)式代入上式得到

$$\delta_M^2 = \overline{\underline{f}^* \underline{f}} - \overline{\hat{\underline{f}}^* \hat{\underline{f}}}$$

將(6)式代入，可以得到

$$\delta_M^2 = \sum_{n=1}^{\bar{N}} \overline{f_n^2} - \sum_{n=1}^M \overline{C_n^2} \quad (m=n \quad \underline{u}_m^* \underline{u}_n = 1) \quad (10)$$

由前面(5)式

$$C_n^2 = \underline{u}_n^* \underline{f} \underline{f}^* \underline{u}_n$$

故(10)式變為

$$\delta_M^2 = \sum_{n=1}^{\bar{N}} \overline{f_n^2} - \sum_{m=1}^M \overline{\underline{u}_m^* C_f \underline{u}_m} \quad (11)$$

在這裏 C_f 是 $\underline{f}(k)$ 的協方差矩陣（當然也可以是相關函數矩陣）

$$C_f = \overline{\underline{f} \underline{f}^*} = \begin{bmatrix} \overline{f_1 f_1} & \overline{f_1 f_2} \cdots \cdots \overline{f_1 f_{\bar{N}}} \\ \overline{f_2 f_1} & \overline{f_2 f_2} \cdots \cdots \overline{f_2 f_{\bar{N}}} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \overline{f_{\bar{N}} f_1} & \overline{f_{\bar{N}} f_2} \cdots \cdots \overline{f_{\bar{N}} f_{\bar{N}}} \end{bmatrix}$$

因此在求(11)式的極小就是求正定二次形協方差矩陣在正交條件下

$$\underline{u}_m^* \underline{u}_m = 1 \quad (12)$$

達到最大值，如此一來就歸結為求正定方陣 C_f 的固有值及固有向量，即

$$\underline{C}_f \underline{u}_m = \lambda_m \underline{u}_m \quad (13)$$

現在兩邊乘以 \underline{u}_m^* ，此時二次型的值變成為

$$u_m^* C u_m = \lambda_m \quad (14)$$

因為協方差矩陣為 $\bar{N} \times \bar{N}$ 矩陣，它具有 \bar{N} 個固有值 λ_m $m = 1, 2, \dots, \bar{N}$ ，求得上述固有值後，我們按大小排列這些固有值，使得

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > 0$$

那麼前面 M 個固有向量就是所要求的 \bar{M} 個經驗正交向量，若按(5)式求得的 C_n $n = 1, 2, \dots, M$ 就是這 M 個固有向量的展開係數。而由(1)式與(14)式，可以得到平均誤差為

$$\delta_{\bar{N}}^2 = \frac{\bar{N}}{\sum_{n=1}^{\bar{N}} f_n^2} - \frac{\bar{M}}{\sum_{m=1}^{\bar{M}} \lambda_m} \quad (15)$$

所以 $\delta_{\bar{M}}$ 這時候表示用 \bar{N} 個中的 M 個展開係數來表示觀測向量 $f(k)$ 的最小平均誤差。

同時由於方陣的迹 (Trace) 為固有值之和，即

$$\frac{\bar{N}}{\sum_{n=1}^{\bar{N}} f_n^2} = \frac{\bar{N}}{\sum_{m=1}^{\bar{N}} \lambda_m}$$

所以由(15)式我們有

$$\delta_{\bar{M}}^2 = \sum_{m=M+1}^{\bar{N}} \lambda_m$$

由(16)式可知，使用經驗正交函數展開，要準確地表示每一個樣品的平均誤差也必須用 \bar{N} 個參數才行。

因為只有當 $\bar{M} = \bar{N}$

$$\delta_{\bar{M}}^2 = \sum_{n=\bar{N}+1}^{\bar{N}} \lambda_n = 0$$

所以等號為零。

基本上經驗正交函數展開之所以能夠成立，其最主要原因是 $f(k)$ 隨空間上有一定的相關性，因此我們取 $\bar{M} < \bar{N}$ 個參數來表示每個樣品在統計意義上是有其理論基礎的。

現在我們做一綜合性整理：一個氣象變數 $f_n(k)$ 的經驗正交向量就是求此一函數的協方差矩陣

$$C = \{ \phi_1, \phi_2, \dots \}$$

的 \bar{N} 個固有向量 u_n ， $n = 1, 2, \dots, \bar{N}$ ，即

$$C u_n = \lambda_n u_n$$

其中 λ_n ， $n = 1, 2, \dots, \bar{N}$ 是它的固有值。因為協方差矩陣 C 是對稱正定方陣，它的固有值都是正數，而且對應於不同固有值的固有向量都是相互正交的，此外為了方便表示起見，我們且設定其為標準化：

$$u_m^* u_n = \delta_{mn}$$

其中 δ_{mn} 為 Kronecker delta。當 $m = n$ 時， $\delta_{mn} = 1$ ；當 $m \neq n$ 時 $\delta_{mn} = 0$ 。

將樣品向量 $\phi(k)$ 對 u_n 展開即所謂經驗正交展開：

$$\phi(k) = \sum_{n=1}^{\bar{N}} C_n(k) u_n$$

其中 $C_n(k)$ 為其中展開係數，它就是 $\phi(k)$ 在 u_n 上的投影：

$$C_n(k) = \phi^* u_n$$

對某一個固定的 k 而言， $C_n(k)$ 是 K 的函數，它就叫第 n 個固有向量 u_n 的主分量。因為 k 是樣本序號，在氣象問題中 k 代表時間，故 $c(k)$ 通常是一個時間序列。

由於前面已設 $\phi(k)$ 的樣本平均為零，此時 $\overline{\phi_n^2}$ 就是 $\phi_n(k)$ 自身的方差 σ^2 ，而

$$\bar{N} \sigma^2 = \sum_{n=1}^{\bar{N}} \overline{\phi_n^2} = \sum_{n=1}^{\bar{N}} \lambda_n$$

就是總方差。如果用樣本平均 $\overline{\phi_n}$ 來表示每個樣本 $\phi_n(k)$ ， $n = 1, 2, \dots, \bar{N}$ ，那麼總方差就是 \bar{N}

σ^2 。現在用 M 個參數來表示每個樣本，那麼總方差就減少為 δ_M^2 ，這樣就消失去了 $(\bar{N} \sigma^2 - \delta_M^2)$ 個不定度。為了表達經驗正交展開的誤差，最好不用其絕對度量 δ_M^2 ，而用相對於樣本向量本身不定度的相對度量，取相對誤差為

$$\epsilon_M^2 = \frac{\delta_M^2}{\bar{N} \sigma^2} = \frac{\sum_{m=M+1}^{\bar{N}} \lambda_m}{\sum_{n=1}^{\bar{N}} \lambda_n}$$

並定義有效資訊量為

$$\eta_{\overline{M}} = 1 - \varepsilon_{\overline{M}}^2 = \frac{\overline{M}}{\sum_{m=1}^{\overline{M}} \lambda_m} / \frac{N}{\sum_{n=1}^N \lambda_n}$$

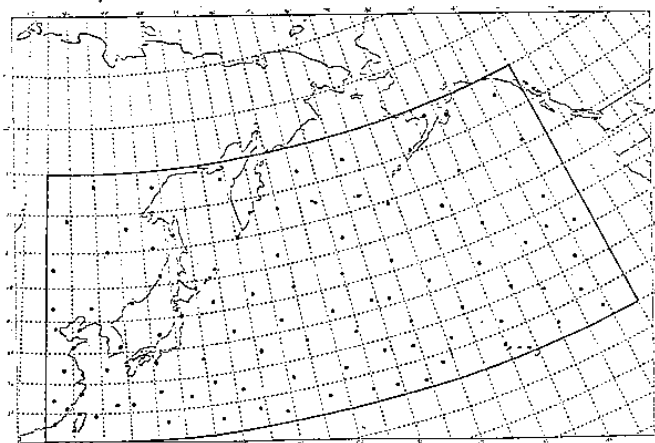
其中 $\eta_{\overline{M}}^2$ 就是用 M 項經驗正交展開來表示樣本向量時所能解釋的總方差分率。於是我們說，用 M 項經驗正交展開就解釋了 $100 \eta_{\overline{M}}^2 \%$ 的總方差。

當我們將 $u(k)$ 做經驗正交展開時， λ 就是經驗正交函數 u_n 對總方差的貢獻，劃出 λ_n 對 n 的圖形就是一種廣義功率譜。現在若將固有值按大小次序排列，故只要取 $M < N$ 個參數的經驗正交展開，就足以表達絕大部份的總方差了。

三、資料處理

本研究使用的資料是從日本氣象廳所發佈的歷史天氣圖所讀取 1965 ~ 85 年，每年十一、十二、一、二月份 1200 Z 500 mb 的高度場、溫度場、風場 (u 、 v 分量) 的資料，爲了保持資料的獨立性，個案間隔以每 5 天選一次，總共個案數爲 278 個。爲了使得分析後的固有向量型態分佈具有足夠的解析度，測站分佈力求均勻，其測站間距大約 250 公里，範圍則涵蓋東經 115° —西經 135° ，北緯 $20^\circ \sim 60^\circ$ 之間，測站及網格配置情況如圖(1)。

圖 1：測站及網格配置圖



本研究利用日本歷史天氣圖以人工讀取，主要是因爲：第一、日本歷史天氣圖的製作是經過專業人員主客觀分析判斷之後的結果，頗能符合天氣學分析原理。第二、美國國家大氣科學研究中心 (NCAR

) 雖然擁有大量的氣象場變數長時間的氣候資料，但其儲存型態是網路點資料，這類資料絕大部份僅是經過客觀分析的結果。雖然在統計學的 (O I) 或物理意義上 (Cressman) 其強制性地轉運動方面而言，是絕對客觀，但是難免使得資料“失真”。再者經驗正交函數展開，正是針對資料本身的內在關係作固有向量分析，兼顧有資料縮減之意義。針對此二論點，本文特採用讀取資料的方式進行研討。

四、綜合討論

北太平洋上空大氣環流的槽、脊分佈與強度，雖然是不斷的在變化着，但從月平均槽、脊分佈的主要地區來看，在北太平洋的西部 ($180^\circ E \sim 160^\circ W$ 以西) 或西到中部 ($140^\circ W$ 以西)，經常爲強大的低壓槽所佔，而其東部常有強或較強的高壓脊出現，特別是冬半年，在這兩個地區槽、脊所佔的海洋範圍廣而且停留時間也長。在 1965 - 1984 年 20 年的各月中，從歷年初冬 11 月至翌年 2 月，有 90 % 以上的月份，北太平洋的西或西到中部均爲大槽所在；同時北太平洋的中或東部 (即上述大槽以東)，約有 80 % 以上的月份，常有高壓脊逐漸發展。在中、低緯度海洋上，則主要是東西向的副熱帶高壓帶。這些特性可以說很具有地域性及持續性，同時這些持續性的環流特性，Dole (1981) 以北太平洋區 7 個正距平圖和 7 個負距平圖，各做距平圖合成分析，發現正距平圖的正中心值在太平洋，兩負中心則分處東、西兩岸；而負距平圖的正中心值在東太平洋，負中心則位於西太平洋 (如圖 2)。這種正、負中心分佈位置，如同 White 和 Clark (1975) 對 500 mb 高度場所做的高度場合成分析一樣，阻塞高壓脊一在中太平洋，一在東太平洋 (如圖 3)。Wallace 和 Gutzler (1981) 亦用經驗正交函數法 (EOF) 分析 14 個冬季個案，發現北太平洋亦如上述的正負中心環流型態 (如圖 4)。本文則以 1965 - 1984 年 20 年，初冬 11 月至翌年 2 月的 500 mb 高度場經由 E

O F 分析，發現有四個特徵向量分佈型態（如圖 5 ~ 圖 8）。此四個特徵向量分佈圖，以前四種類型（圖 5 ~ 圖 8）所佔百分比比較大，故本文將以此四類型作一綜合解釋，然後再討論其對台灣冬季天氣型態之影響。

圖 2：北太平洋距平圖 (Dole, 1981)

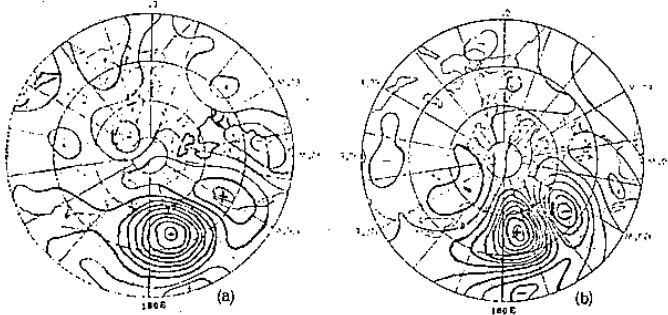


圖 3：北太平洋高度場合成圖 (White 1975)

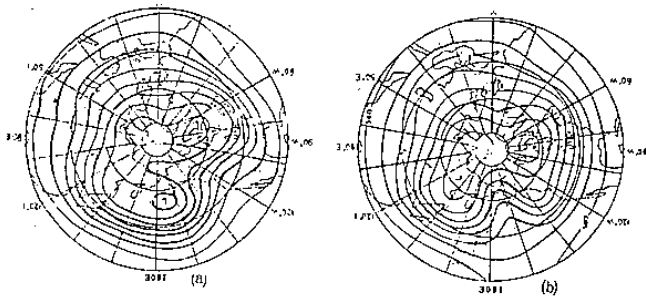
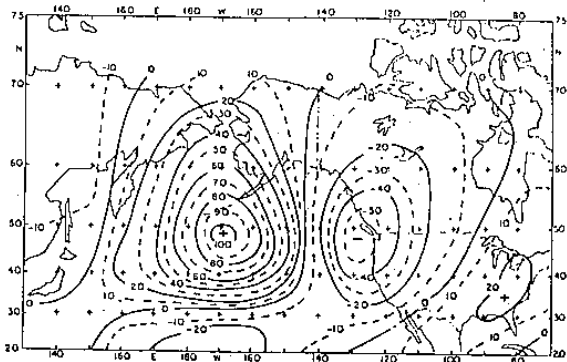


圖 4：北太平洋區 14 個個案特徵向量分佈圖 (Wallace 1981)



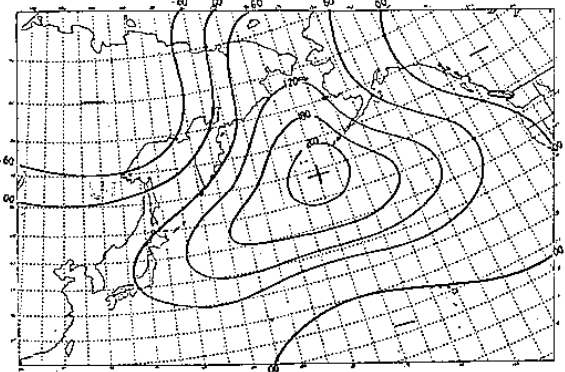
(一) 500 mb 特徵向量類型和海溫之關係：

一般影響海溫變化的因素，除了太陽加熱，海洋本身的熱力狀態與海流的運動外，自海面輸入大氣的感熱與潛熱也是重要的一環。這些熱量的傳輸不僅提供大氣必要的能量來源，同時也受大氣環流

形勢演變的影響。從海面溫度多年平均值對共同緯度海溫的距平圖比較中：北太平洋中緯地區西部主要是負距平區，而東部是正距平區。這兩片海溫正、負距平區與北太平洋 500 m b 平均大氣環流形勢特徵相對應，分別位於東部經常是高壓脊而西部經常是低壓槽出現的海域。它們的南部，在副熱帶高壓經常控制區，海溫的距平場較弱。為了進一步討論這些問題，我們將 20 年的 500 m b 特徵向量類型及北太平洋海溫作對比分析，大致可發現它們之間的相互關係：

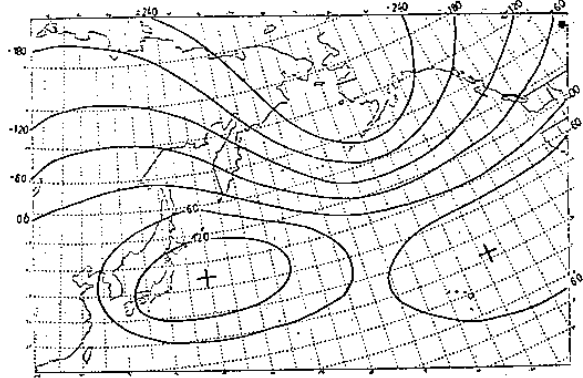
1. 特徵向量類型一（如圖 5），代表北太平洋中緯（偏北）一帶為強高壓或為高壓脊所控制，在高壓或高壓脊控制區，由於雲少，日照強等影響，海面水溫偏暖，常有海溫正距平區出現。一般強的高壓系統對應強的正海溫距平。當然海溫距平區的範圍亦隨着高壓系統的南、北氣流變化。於高壓系統偏南、北向氣流強時，海溫的正負距平區的範圍，中心強度亦大；反之亦然。此一特徵向量類型正代表北太平洋區海溫分佈為西暖東冷，此和實際海溫分佈相當吻合。這也是存在着緯向瓦克(Walker)環流之原因。此類型的東西兩岸為弱槽區。此兩東西弱槽一經加深即能促使大高壓縮小範圍。如此則更能符合我們在實際天氣圖或合成天氣圖中所看到的兩槽一脊的形勢。

圖 5：高度場第一個特徵向量分佈型態



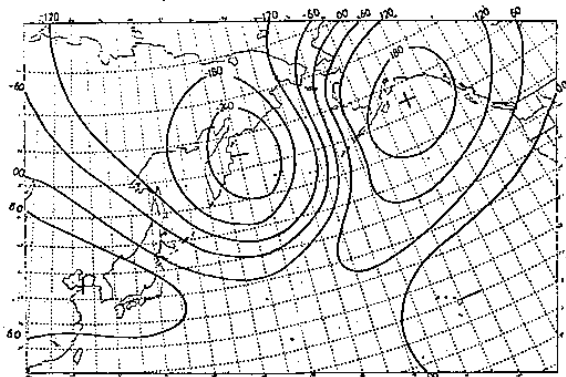
2. 特徵向量類型二（如圖 6），代表北太平洋中緯（偏北）為大低壓槽所控制，其南部則為副熱帶高壓區。一般而言，西風帶大低槽的西北部，由於受到冷空氣、多雲、日照少以及低壓環流，表面海水輻散與深層冷水向上湧升作用等影響，海表水

圖 6：高度場第二個特徵向量分佈型態



溫偏低，常有海溫負距平出現，而在副熱帶高壓區，海溫距平場的強度較弱。大低槽槽後的海溫負距平區，雖然有時強度和範圍均大，但在它的南部，變化多，甚至時常迅速轉為符號相反的海溫增暖區，這可能和黑潮暖流的作用有關。一般大槽經常在大洋西部出現，槽後海溫降冷區的南部易於和台灣東北到日本以南的黑潮相遇，並因而受到削弱或抵消。而大低槽槽前的海溫增暖區沿着氣流與海流擴展時，多是流入其東的高壓脊區，易與高壓脊下的增暖區會合而得到維持或增強；而槽後的降溫區向其下游擴展時，則易與槽前或副高壓控制下的暖海區相會合，因而往往沒有槽前暖海區那麼明顯而易於維持。槽前暖海區的持續時間可達數月之久；當大低槽持續而穩定時，槽前暖海區持續的時間也較長，如此則可助長太平洋東部的高壓脊強盛，而造成西槽東脊的形勢。而且，由於大槽經常在大洋西或西到中部出現，槽前的暖海區及受它影響而形成的高壓脊也就經常在大洋的中、東部出現，同時，這也可能是北太平洋東部 500 mb 上空經常為高壓脊所在的一個原因。之之，當海溫正距平區的強度減弱，範圍縮小，環流形勢發生了相應地變化，高壓脊發生減弱並消失，北太平洋上又轉為單一的大槽形勢。

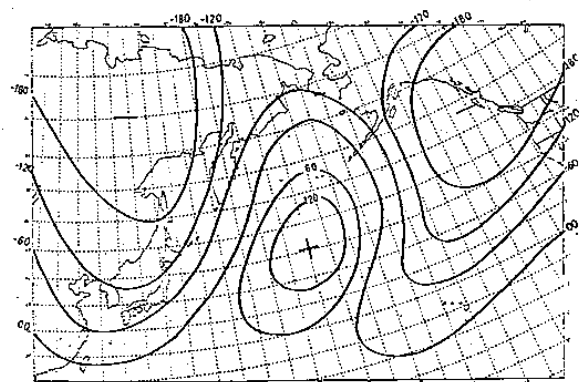
圖 7：高度場第三個特徵向量分佈型態



3.特徵向量類型三（如圖 7），這是代表北太平洋區冬半年典型的西槽東脊形勢。北太平洋上大槽前的海溫增暖區，海水的自南向北輻合作用以及海氣相互作用下高壓脊的發展和維持是海洋上大槽下游經常有高壓脊隆起和加強的因素之一。如此，當大氣環流形勢穩定，槽前偏南氣流持續，與之對應之海溫增暖區增強並持續一段時間後，一般在其下游常看到高壓脊逐漸向北發展。高壓脊出現後，形成了與北太平洋 500mb 大氣環流地域性特徵相符的西槽東脊形勢。這種西槽東脊形勢，如再經由東太平洋異常增溫影響，導致經向哈德雷(Hadley)環流加強，而造成中低緯度南北熱量交換加大，熱量往北輸送，則很容易在東太平洋區形成阻塞高壓脊。這種東太平洋異常增溫現象如一直保持不變，則儘管大氣環流形勢發生變化，轉為多槽脊形勢，但由於太平洋東部的增暖區仍較強，於是東太平洋區的高壓脊再次隆起，而轉回西槽東脊的形勢。

4.特徵向量類型四（如圖 8），這是代表北太平洋區冬半年典型的兩槽一脊形勢。當東太平洋海溫較低而中太平洋以西海溫較高時，則哈德雷環流加強，南支上升氣流將能量向北輸送，形成斜壓不穩定，促使阻塞高壓脊在中太平洋區產生。這種海洋性阻塞脊大多發生在秋冬季節，因此海洋感熱傳輸至大氣的過程相當重要。中太平洋以西的增暖區

圖 8：高度場第四個特徵向量分佈型態



正是造成中太平洋阻塞脊生成的原因。

圖 9~圖 12 分別表示高度場第一個至第四個重要分量 C 值在 20 年冬季十二月、一月、二月所有個案之時間分佈圖。其數值分佈有明顯正、負、高、低峰出現，其振幅大小隨著固有向量序號的增加而

逐漸變小，這種現象表示在利用 E O F 分析整個氣象場時，第一個固有向量位居最重要地位，第二個固有向量次之，第三個固有向量再次之。當序號越大時，其雜訊越多，固有向量型態之解釋便越複雜。

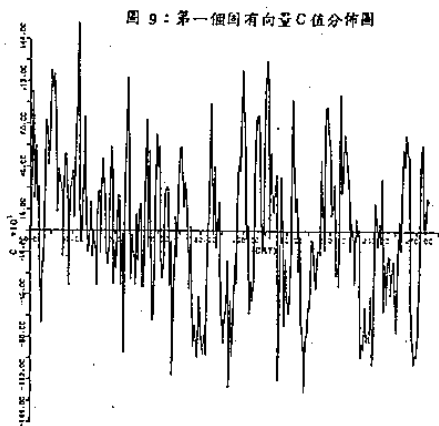


圖 9：第一個固有向量 C 值分佈圖

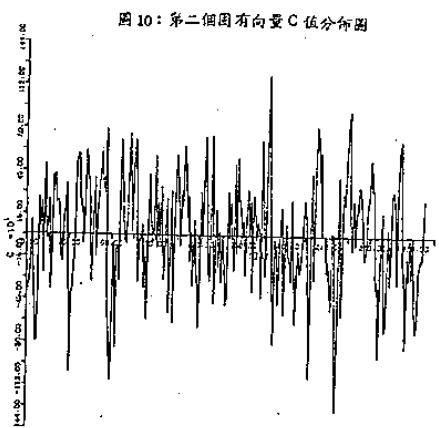


圖 10：第二個固有向量 C 值分佈圖

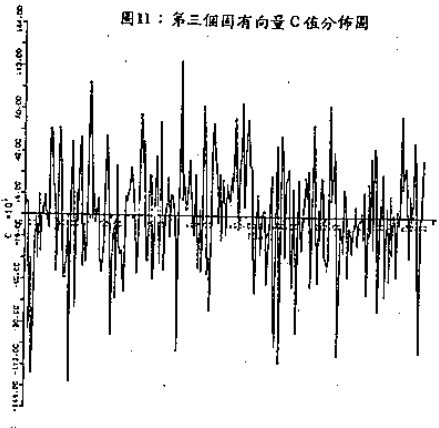


圖 11：第三個固有向量 C 值分佈圖

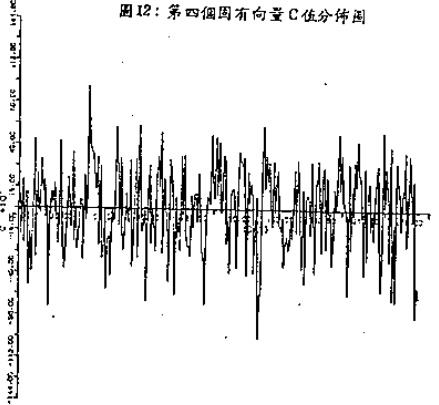


圖 12：第四個固有向量 C 值分佈圖

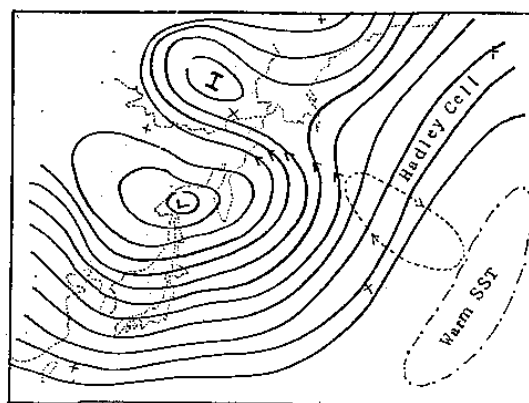
(二) 北太平洋阻塞脊和海溫之關係：

上述四個特徵向量皆為獨立相關，但大氣環流如經由海溫的相應變化；我們可將其模式化，成為二種槽、脊位置互異的北太平洋阻塞脊的分佈圖。以下暫稱西槽東脊為 A 型態（如圖 13.），而兩槽一脊則為 B 型態（如圖 14.）。

1. A 型阻塞脊的生成—西槽東脊

北太平洋冬半年，由於地域性特徵，故經常呈現西槽、東脊的形勢。此一形勢在東太平洋異常增溫時，常能在東太平洋區造成阻塞脊。我們知道東太平洋溫度變化相當劇烈。而它的變化不僅向南北西側傳輸，而且影響到東西兩側。由於大洋東部劇烈的溫度變化並不反映在西部，因此東西向的溫度梯度亦出現周期性的變化。當東太平洋海溫偏暖時，使東西向溫度梯度加大，由於海氣之間感熱的傳送和凝結潛熱的釋放，使經向環流—哈德雷（Hadley 環流）的上升分支加強，此加強的哈德雷環流和高層西風呈現同向趨勢，能攜帶更多的角動量和熱量到中緯度西風帶，故在 $30^{\circ}N$ 附近之副熱帶噴流將隨之加強，斜壓不穩定度亦隨之加強，此時西風帶之阻塞現象容易發生在東太平洋區（北美西海岸）（如圖 13.）。

圖 13：北太平洋西槽東脊—東太平洋阻塞形勢圖



2. B 型阻塞脊的生成—兩槽一脊

常年，東太平洋是冷水海域，西太平洋相對的是暖水域（如圖 10.），由於西太平洋暖水影響，中太平洋以西，經向哈德雷環流加強，而促使中太平洋阻塞脊生成。此一海洋阻塞脊，據 White（1975）研究發現，其乃中緯度緯流西風帶之準滯留長波，主要波長幅度為 7000 公里，最常集中於

170°W 之太平洋上。阻塞脊成長時間為兩週，阻塞時間很少超過兩個月。阻塞最多發生在秋冬月份，此時海洋傳至大氣之熱量最大，且阻塞發生在太平洋中心。因此，空間與時間幅度之考慮均顯示此阻塞之存在可能因海洋環境而來。中太平洋海洋阻塞一生成，太平洋東、西兩岸則成為二低槽區（如圖 14）。

圖 14：太平洋低緯度平均海溫圖 (Niler 1982)

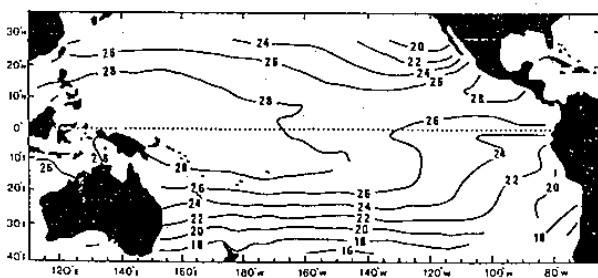
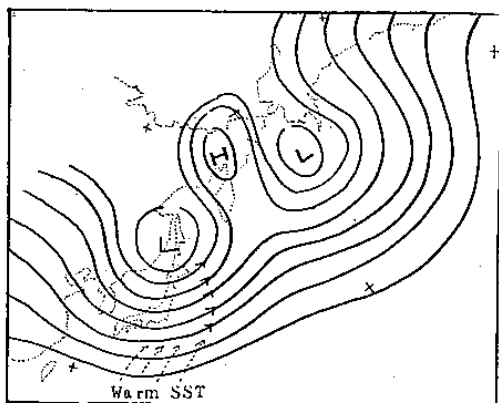


圖 15：北太平洋兩槽一脊—中太平洋阻塞形勢圖



(三)北太平洋阻塞脊和台灣冬季天氣類型之關係

由上節討論，冬季在北太平洋區出現較具持續及地域性特色之天氣系統為東太平洋阻塞脊（A型）及中太平洋阻塞脊（B型）。A型阻塞脊乃西槽東脊之阻塞形勢，而B型阻塞脊則為兩槽一脊之阻塞形勢。這種北太平洋阻塞脊對於其上、下游區，將具有某種影響。台灣位於這種海洋阻塞脊之上游東亞區，以下謹就其對台灣冬季天氣類型（多雨年或少雨年）作一闡述：

1. A、B型阻塞脊（西槽東脊）對台灣冬季天氣類型之關係：

一般氣象學者（林民生等，1981），在表示降雨量與平均雨量之偏差或乾濕程度時，常以百分比來判斷。表 1 就是根據這種百分比計算 1965～1984 年當年 11 月、12 月及翌年 1 月、2 月台灣

北、中、南冬季降雨量百分比。然後再根據降雨量分級表，選擇出冬季多雨年及冬季少雨年。表 2 為根據日本天氣圖逐月查詢 500 mb 之大氣環流形勢，所做之 A 型及 B 型阻塞脊之記錄表。

表 1：1965 - 1984 台灣地區北、中、南部冬季各月以平均降雨量百分比表

年次	北				中				南				多雨年				
	11月	12月	1月	2月	11月	12月	1月	2月	11月	12月	1月	2月					
1965-66	121	105	72	85	96	94	18	14	88	53	88	2	10	30	45	少	EL Niño (3)
1966-67	43	175	121	116	116	101	5	45	58	55	77	2	8	25	27	多	
1967-68	139	137	52	299	159	25	88	26	254	98	84	25	23	258	97	多	
1968-69	14	25	111	110	65	0	0	72	112	46	0	8	16	51	21	少	
1969-70	88	81	97	68	83	67	31	100	28	47	12	1	73	2	22	少	EL Niño (2)
1970-71	120	206	151	87	144	97	90	131	51	32	93	51	66	8	54	多	
1971-72	92	104	137	89	165	45	186	252	107	148	33	169	393	62	164	多	
1972-73	82	60	107	60	12	73	97	89	45	76	19	71	82	27	49	少	EL Niño (4)
1973-74	128	63	58	92	90	93	0	43	98	58	19	33	7	73	33	少	EL Niño (3)
1974-75	169	212	85	74	135	55	90	165	47	89	70	60	151	118	101	多	
1975-76	112	157	60	51	92	21	118	99	55	73	1	110	81	48	50	少	EL Niño (3)
1976-77	21	68	118	73	63	161	1	14	24	155	0	22	101	3	31	少	EL Niño (2)
1977-78	134	97	99	58	97	87	85	162	38	85	178	47	68	31	43	多	
1978-79	77	92	99	56	70	52	142	120	50	91	78	35	54	55	55	多	
1979-80	153	85	102	138	130	245	33	245	128	162	145	42	63	56	76	多	
1980-81	196	76	87	111	119	235	49	42	78	100	22	32	23	49	8	多	
1981-82	202	86	54	124	119	285	78	41	144	73	322	30	15	62	167	多	
1982-83	83	111	124	301	155	47	52	170	98	213	38	43	151	270	125	多	EL Niño (4)
1983-84	23	73	131	102	82	0	53	31	33	29	10	24	8	0	14	少	EL Niño (2)

註：EL Niño (4)：強度 EL Niño (3)：中強度 EL Niño (2)：中度 EL Niño (1)：微弱

表 2：1965 - 1984 冬季太平洋 A、B 型阻塞脊記錄表

年次	東太平洋阻塞脊 (A型)				中太平洋阻塞脊 (B型)				多雨年	
	11月	12月	1月	2月	11月	12月	1月	2月		
1965-66		✓	✓						少	(2)
1966-67		✓		✓					多	
1967-68					✓				多	
1968-69	✓						✓		少	
1969-70	✓		✓	✓					少	(2)
1970-71					✓				多	
1971-72							✓		多	
1972-73	✓	✓	✓	✓					少	(4)
1973-74		✓	✓	✓			✓		少	(4)
1974-75							✓		多	
1975-76			✓	✓					少	(1)
1976-77	✓	✓							少	(3)
1977-78				✓	✓				多	
1978-79			✓						少	
1979-80							✓	✓	多	
1980-81							✓		多	
1981-82							✓		多	
1982-83	✓	✓							多	(4)
1983-84	✓	✓							少	(2)

按表 1 及表

2 所顯示之特性，乃冬季少雨年多發生在 A 型阻塞脊（東太平洋阻塞脊）的環流形勢。如果這種 A 型阻塞脊發生在艾尼紐（EL Niño）年份裏（圖 16），則台灣區之冬季雨量更形減少。A 型阻塞脊乃是西槽東脊的環流形勢，除了東太平洋為一隆起之阻塞脊外，北太平洋中、西部為一大低槽所據，是以整個東亞主波槽將隨之偏東，台灣適位於這種主波槽之後方，以致形成台灣冬季少雨年之趨勢。另外當艾尼紐現象出現時，東太平洋海溫異常增溫，由於經向哈德雷（Hadley）環流之加強，使東太平洋阻塞脊更形加強。同時由於海溫升高使低層大氣變暖，東太平洋區產生上升運動，在上升的過程中逐漸轉成東風，高層空氣向西輸送，而在西太平洋東亞區下沉，在下沉的過程中轉向成西風，低層空氣向東輸送

，這在西太平洋形成了一個反瓦克環流圈，從而削弱西太平洋東亞區的上升運動，如此當更不利於台灣冬季之降雨。B型阻塞脊乃是兩槽一脊的環流形勢，阻塞脊發生在中太平洋區，太平洋東西兩岸則為兩低槽所據。由於低槽之偏西，如此東亞主波槽將隨之偏西，台灣則位於這種主波槽之前方，因而形成台灣冬季多雨年之趨勢。同時由於阻塞脊發生於中太平洋、西太平洋之海溫將較一般常溫為暖，因而促成東亞區空氣之上升運動，如此將更有利於台灣冬季之降雨量。

2. A、B型阻塞脊個案分析：

對於上節討論A型及B型阻塞脊對台灣冬季天氣類型之影響，我們再次檢視1965~1984年500mb高空圖及地面天氣圖，將A型、B型阻塞脊出現的次數；統計成(表2)所示。表2顯示出在艾尼紐效應影響的年份裏，冬季的環流形勢大致和A型阻塞脊有密切關係；反之，在無艾尼紐效應影響的年份裏則有B型阻塞脊發生。以下針對1970及1980年二個案分析：

(1) A型阻塞脊—1970年1月

(圖17)為70年1月2日500mb高空圖。圖中所示在東太平洋北美兩岸出現一高壓脊，並逐漸向西北隆起發展；同時，位於西太平洋的東亞低槽向東緩行，並逐漸加深而在西北太平洋呈停滯狀態，槽平均位置約在 170°E 至 145°E 之間，台灣位在槽後。由於東亞低槽的加深，槽前強大暖平流自西南向東北大量輸入槽東的高壓脊區，此時配合艾尼紐—東太平洋異常增溫的效應，位於北美西岸的高壓脊漸次的加強擴大而成阻塞形勢。到了1月10日(圖18)，強大的暖高脊霸據在 60°N 附近，範圍包括東北亞至北美西岸。從圖上可看出原來的噴流分為二支，一在 70°N 附近，另一支在 35°N 附近。此時乃A型阻塞脊發展最為強大階段。隨後東亞低槽逐漸填塞，噴流亦逐漸減弱而分離，阻塞脊漸次縮小減弱並消失而為一系列低壓所取代，環流再回到平常的緯流形勢。

圖16：艾尼紐(EL Niño)出現年份統計圖(Rasmusson 1984)

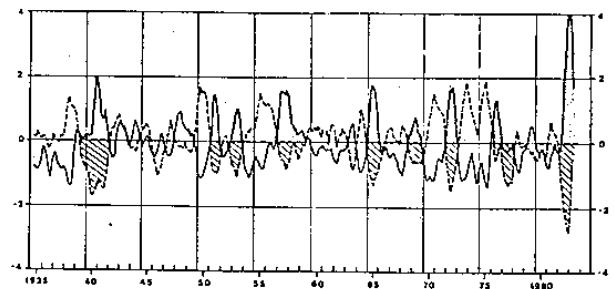


圖17：1970年1月2日500mb高空圖

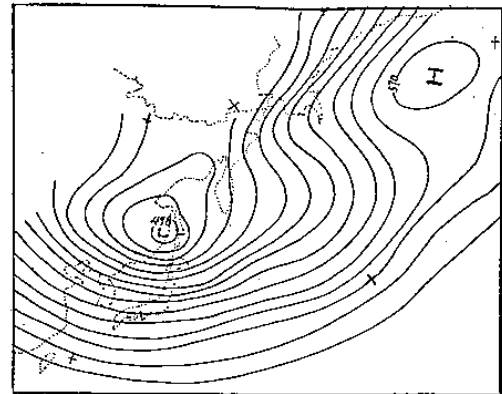
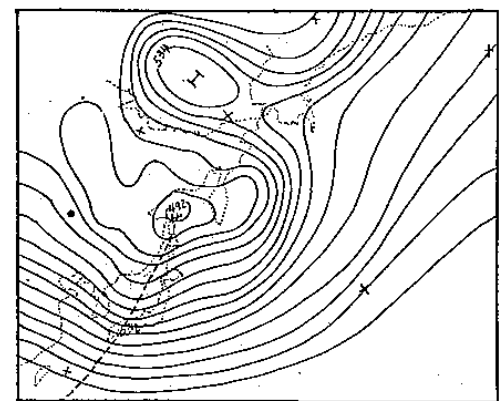


圖18：1970年1月10日500mb高空圖



(2) B型阻塞脊—1980年1月

(圖19)為1月1日500mb高空圖。圖中顯示一弱脊位在 180°E 附近，而兩低槽分別位在東亞附近海域及北美西岸。此一中太平洋高壓脊受到西太平洋暖海及東亞低槽亦逐漸加深，向東緩行而停滯於 140°E 附近，北美西岸的低槽亦漸次加深並向西退。到了1月10日(圖20)，顯示中太平洋之暖性高脊發展達最強烈階段而成阻塞形勢，其暖性結構約比1月1日之高壓脊高了 4°K 左右。此時太平洋區環流形勢，被扭曲的相當劇烈，整個北半球波數呈現4波狀態。位於東西兩岸的低槽亦達最深階段，東亞低槽約位在 150°E 至 130°E 之間，

很鄰近台灣。此後，暖性阻塞脊開始減弱西退，而兩低槽亦因東進和西退，距離逐漸接近，最後阻塞脊消失，東亞低槽東進到 150°E ，北美西岸低槽消失。整個太平洋區環流形勢又回到正常緯流狀態。

圖19：1980年1月1日500mb高空圖

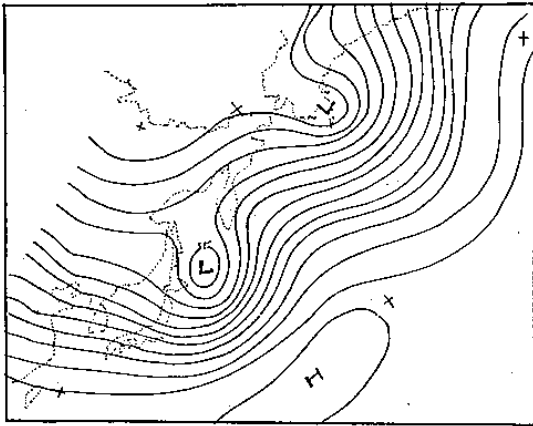
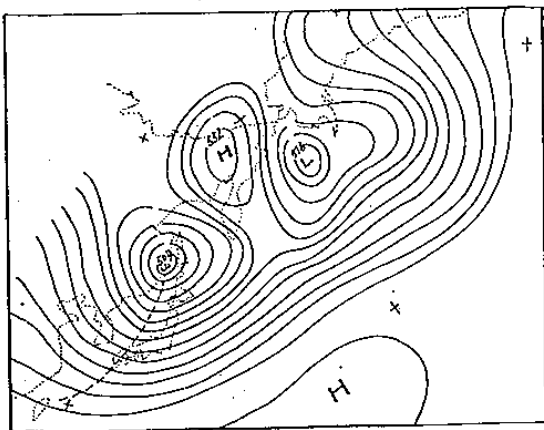


圖20：1980年1月10日500mb高空圖



五、結論

台灣區冬季的長期預報，在時間、空間的平均是以考慮追蹤亞洲大陸阻塞高壓的活動為主。本研究以EOF分析，得出二類太平洋區持續之環流型態，當東太平洋區海溫明顯偏高時，太平洋阻塞脊發生在東太平洋（北美西岸），形成西槽東脊之型態。台灣區處在這種環流型態，由於處在槽後，同時透過反瓦克（Anti-Walker）環流之下沉作用，冬季之台灣區天氣大致為冷乾天氣。反之，當東太平洋區海溫低且西太平洋相對偏暖時，常能造成中太平洋阻塞形勢，而形成兩槽一脊之型態，在這種型態下，台灣區大致位在槽前，同時由於瓦克（Walker）環流之上升作用。冬季之台灣區天氣大致為暖濕天氣。

致謝：

本研究是在國科會專題計劃：NSC-76-0202-M-113-01之經費支援下完成的。本論文的完成，我們要感謝台大蔡清彥、陳泰然、林和、周仲島教授，及中央大學廖學鎰、張隆男、洪秀雄、林松錦、林沛練等教授提供寶貴意見。在電腦資料處理過程中，蒙氣象聯隊劉廣英聯隊長及氣象中心同仁支援協助，此外在資料的讀取統計運用等程序中，通校氣象訓練班陶家瑞及其他教官花了很多精神整理記錄，在此一併致謝。

參考文獻

1. 王時鼎，1975：台灣冷季長期天氣預報法—高空環流與鋒面系統。空軍氣象中心研究報告009號。
2. 王光弘、曾忠一、劉廣英，1985：台灣附近氣象場統計結構及其在客觀分析上的應用。第四章經驗正交函數，39~56，中國文化大學地研所氣象組碩士論文。
3. 邱爾文，1984：經驗正交函數在氣象上之應用。華岡氣象第7期，37~39。
4. 吳明進，1986：大塊噁氣的奇景，聖嬰/南方振盪現象，科學月刊2月，107-112。
5. 林和，1986：經驗正交函數的物理意義。第四屆全國大氣科學學術研討會論之彙編，547-553。
6. 馬汝安，1985：利用經驗正交函數分析亞洲區域冬季500mb高度場空間分布之研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。99頁。
7. 馬汝安，1985：經驗正交展開的原理和應用。氣象預報與分析第102期，54~60。
8. 陳泰然，1982：高等天氣學。台灣大學，170頁。
9. 曾忠一，1983：大氣遙測原理與應用。第五章經驗正交展開。中央氣象局出版，287頁。
10. 曾忠一，1984：客觀分析，第四章氣象場的統計結構，第六章經驗正交展開。理論氣象講座第32卷。

11. 蔡清彥, 1985 : 遙地相關與台灣區月雨量年際變化, 防災報告 40 pp。
12. 劉復誠, 1987 : 台灣地區春雨反常年之 500 毫巴環流及海溫距平分佈特徵及其可預測性之初步探討, 氣象學報, 33, 3.1-25。
- White, W.B., and N.E. Clark, 1975 On the Development of Blocking Ridge Activity Over the Central North Pacific, *TAS*, 32, 2 489-500。
13. 劉廣英, 1976 : 緯向調和及其在氣象要素表示上之應用, 氣象預報與分析第 67 期, 37-40。
14. Arnold, S.F., 1971: The Theory of Linear Models and Multivariate Analysis. John-Wiley, New York, 475 pp.
15. Barry, R.G., & A.H. Perry, 1975 : Synoptic Climatology Methods and Applications 104 - 106, 109-111, 268 - 274 歐亞出版。
16. Brier, G.W., and G. T Meltesen, 1976 : Eigenvector analysis for prediction of time series. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1307-1312.
17. Brinkmann, W.A.R., 1981: Sea-level pressure patterns over Eastern North America, 199-1976. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1305-1317.
18. Buell, C.E., 1978 : The number of significant proper functions of two-dimensional fields. *J. Appl. Meteor.*, 17, 717-722.
19. Grimmer, M., 1963: The space-filtering of monthly surface temperature anomaly data in terms of pattern, using empirical orthogonal functions. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 89, 395-408.
20. Gray. W.M., 1984 : Atlantic seasonal hurricane frequency. part I: El Nino and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *MWR*. 12, 1649-1668.
21. Heddinghaus, T.R., and E.C. Kung, 1980 : An analysis of climatological patterns of the Northern Hemispheric circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 108. 1-17。
22. Kutzbach, J.E., 1967 : Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complex over North America. *J. Appl. Meteor.*, 6. 791-802。
23. Lyons; S.W., 1982: Empirical orthogonal function analysis of Hawaiian rainfall. *J. Appl. Meteor.*, 21. 1713-1729。
24. Lorenz, E.N., 1984: Some aspects of atmospheric predictability problems and prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting 1-20.
25. Namias, J., 1976: Negative ocean-air feed-back systems over the North pacific in the transition from warm to cold season. *MWR.*, 104. 1107-1121。
26. Namias, J., 1979: Northern Hemisphere Seasonal 700mb Height and Anomaly Charts, 1947-1978 and Associated North Pacific Sea Surface Temperature Anomalies. 275pp.
27. Rowntree, P.R., 1972: The influence of tropical east Pacific ocean

- temperature on the atmosphere.
QJRMS, 98. 298 - 321 °
28. Sellers, W.D., 1968 : Climatology of monthly precipitation patterns in the Western United States, 1931 - 1966. Mon. Wea. Rev., '96, 585 - 595 °
29. Wallace, J.M., and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., 109. 784-812.
30. Wright, P.B., 1984 b : Relationships between indices of the Southern Oscillation. Mon Wea. Rev., 112. 1913 - 1919 °
31. Wu, M.C., 1984 : On the prediction of the Indian Summer monsoon, PMR, 8, 1 34-44 .
32. Wu, M.C., 1984 : On the prediction of the Indian monsoon and the Southern Oscillation, in
33. W.M.O., 1984 : Programme on Long-Range Forecasting Research. 58pp.

A STUDY ON THE CORRELATION BETWEEN THE
PACIFIC BLOCKING AND WEATHER PATTERNS AT
TAIWAN REGION IN WINTER

ABSTRACT

White and Clark (1975) use monthly mean atmospheric data taken over the North Pacific during period 1950 - 70 to investigate blocking ridge activity over the central ocean. They find that the blocking ridge is observed to be a finite amplitude, quasi-stationary long wave, most often centered over the North Pacific at 170°W, superimposed upon the quasi-zonal mid-latitude westerlies. The dominant length scale is 7000 km, with the duration of blocking activity rarely exceeding 2 months in any given year. The blocking activity is confined almost exclusively to the winter months, where block development is closely coupled with the sensible heat transfer from the underlying ocean. In investigation winter half-year blocking patterns over the North Pacific Ocean, Gray (1983) hypothesize that the winter blocking patterns could be divided into the following two different Pacific patterns : A-type blocking patterns means when the eastern equatorial Pacific have higher than normal temperature, the convective activity is greater, the local Hadley circulation is intensified, with blocking ridge activity found over the west coast of North America. On the other hand, B-type blocking patterns means when the equatorial ocean has lower than normal temperature, the Hadley cell is weakened, with blocking situation found over the central ocean near 180°E. Furthermore, these two type blocking patterns would correspond with the different climate patterns in the downstream area (North America) during winter

months. This blocking quasi-stationary long wave is a dispersive wave which can not only influence the climate in the upstream area (East Asia) .

In view of winter long-rang forecasting in Taiwan, the fundamental method used as a basis for its Problem is to trace Asia high activity, However, in this project, we select eastern equatorial pacific temperature anomalous Years, 1965-1984, and to divid them into two groups which are warm ocean Years and cold ocaen Years. Based on this two groups, we consult 500mb maps to get geopotential height and temperture from which by using EOF analytic method to determine what the relationship is between ocean blocking ridge activity and ocean temperature anomalous Years. Moreover, we want to discuss the relationship between ocean blocking activity and Taiwan winter anomalous climate.

Results shows that the blocking ridge over the west of North America and the blocking ridge found over the central ocean are two very important factors for forming dry season and wetter season of 1965 to 1984 during winter in Taiwan area.