

臺灣地區冬季異常天氣預報(一)

羅季康 劉廣英

鄭 俠

空 軍 氣 象 聯 隊

中 央 氣 象 局

李紀恩

鍾開章

沈 鵬

空 軍 氣 象 聯 隊

中央氣象局

摘 要

颱風、豪雨、乾旱與冬季的酷寒是台灣地區最重要的天氣災害，也是專家學者所重視的對象，惟多年來大家對前三者付出的力量較多，而對冬季異常天氣（酷寒、暴暖、連續陰雨等）的研究顯有不足，準此，本研究特以此為目標，作系統性的調查分析，進而建立實用而又方便的預報方法。

本研究將調查台灣地區各地區冬季天氣的實際狀況，預計使用二十五年的資料，由而找出酷寒及暴暖的地區分布與發生率，再利用經驗正交函數分析相關天氣的環流特徵，透過天氣圖分布的型態，分析其原因進而研訂預報方法，以提升預報能力及水準。

壹、前 言

台灣地區因處亞熱帶又位於最大陸塊與最大洋面之交接處，隨季節之變化會帶來明顯不同的各種天氣現象，因而導致災變也時有所聞。在國科會所主辦的大氣科學研討會中，颱風、梅雨、乾旱，和寒潮並列為台灣地區的四大災變天氣，其中寒潮屬於冬季特有的天氣現象，當寒潮爆發時，本省出現低溫可導致農牧養殖業的重大損失，而當導引寒潮的鋒面過境本省時，又可能引起強烈的風變，引發狂風巨浪導致近海作業船舶的海難事件也時有所聞。目前我國在台灣海峽的石油探勘已告成功，並開始生產，而來自中東的巨大油輪當它停泊輸油時，氣象資料的需求即變成非常重要，故準確的資料變成不可或缺。此外在冬季中出現反常的高溫，足以

破壞本省穩定的東北季風，常有可能導致冬天的濃霧，對高速公路的行車安全和飛機的起降構成威脅。對這些天氣現象的發生都是氣象作業單位必須徹底去瞭解，以期準確的預報。在氣象要素中，氣溫是佔了很重要的地位，台灣地區冬季中曾有達到攝氏三十度以上的高溫情況出現，與1963年出現的 -0.1°C 比較，差異可達三十幾度之多。冬季另外亦有可能異常降水現象，但其強度和頻率不若中尺度系統所帶來之嚴重，因此在冬季最主要的天氣預報將是鋒面何時過境？是否造成本省的霜害發生？

根據任、蔡（1981）將台北地區冬季（12—2月）平均氣溫介於在 $15.4^{\circ}\text{C} - 16.4^{\circ}\text{C}$ 為常多，大於 16.4°C 為暖多，小於 15.4°C 為冷多，曾發現造成暖多或冷多有極密切關係的是500MB波數3的振幅，王及鄭（1981）以台灣區之氣候溫度討

論，除了波型分析之外，並以距平分析說明冷暖月之特徵，陳及吳（1978）在逐日波譜分析之結果亦顯示自地面至中低對流層各氣象參數之變化在5—9天及14—16天附近有明顯的週期存在。徐及王（1974）在日常作業中應用到以台北的月平均氣溫值分析距平類型，求出 $0-130^{\circ}\text{E}$ ， $35-55^{\circ}\text{N}$ 之緯流指數值之變化，並往上推至 60°E 之值來預測本省之氣溫變化，這個結果，徐及辛（1979）同時在研究台灣地區之降霜時，不但獲得相同的結果外，也提出要注意長期追蹤氣壓系統變化之重要。其次葉、龔及黃（1982）的研究中更指出分裂高壓所在位置係決定暖冬與冷冬的型態。本文利用台北測站冬季（12—2）月之逐日最高最低氣溫與陳泰然所分析的氣候值相比較，並訂研究期間逐日之最高溫度大於 16.4°C 達4度者稱為異暖天氣，而逐日之最低溫度小於 15.6°C 達4度者稱為異冷天氣。

本文的目的即以日常實際繪製之地面及高空天氣圖利用經驗正交函數的特性解析其在空間上分布的特徵型態，配合台北測站逐日氣溫變化探討本省冬季之異暖與冬季異寒的天氣系統其間差異，以供日後預報之參考。

貳、資料來源，個案的分析與資料處理

一、資料來源

在表一到表三中是為中央氣象局在（1951—1986年*）共三十六年的台北測站氣候資料時，除了在民國五十二年曾低於零度外，其它則大於零度以上。另外顯示一在民國五十年至六十年之十年平均氣溫較低於其它的十年平均氣溫值。表二中列出了異暖與異寒的極端值與發生日期；表三中我們將極端值減去該年季平均溫，結果求出偏差值為十以上，異暖的個案有二十四例，異寒個案有十五例

*註1：1981—1986使用空軍的台北松山測站資料。

此外我們也將該月份發生之極端溫度減去常冬（ 15.4°C 到 16.4°C ）的溫度，如表三所示，平均溫度最冷的月份是一月，除了民國五十五、五十八年及六十八年稍為高於常冬一些外，其餘都比較寒冷一些。最冷的一次是民國五十二年標準差為—5.4，其次是民國五十七年二月低於標準達—3.3，民國六十年的一月—2.4，和民國七十五年一月的—1.4，暴暖發生的月份則以十二月居多；最大的一次是民國六十六年十二月份的3.0；其次在民國五十七及六十三年十二月份出現達到2.4以上。在十二月份中較冷的年份是在民國五十六及六十二年。整個的冬季（12—4月）異冷是以民國六十八年為最；整年冬季稍暖的是民國五十四年。

表四為17年間合於選擇標準之個案持續天數統計表，由於高溫變化反應比較快，總個案數異暖較異寒為多，平均約2.7天/次在異暖個案中最常達11天，持續3天有37次。酷寒個案中最長曾持續8天，大於3天的案例有19次，表五為個案之最高及最低氣溫與氣候值溫差最大差值在大於 4°C 以上而每隔 1°C 之範圍內出現次數統計表，絕大部份出現差值在 $4.0^{\circ}\text{C}-6.9^{\circ}\text{C}$ 之間。

二、資料處理

在進行經驗正交函數的診斷分析，我們選用日本天氣圖上的東亞地區的測站一〇四個，選擇地面與500MB之溫度資料，測站範圍是在 $80-160^{\circ}\text{E}$ ， $20-50^{\circ}\text{N}$ 的東亞地區內（如圖2.2所示）。

在進行各項研究的當中，首先由於氣溫值是屬於熱力學變數，對於熱力變數不可以出現負值，因此我們必須使用絕對溫度，此項並不影響我們的結果，其次在進行經驗正交分析時應避免相鄰時間的天氣資料及測站個數的太稀疏，這是因為相鄰時間的天氣相關程度很大；又測站數目太少，那麼將使分析的結果毫無代表性可言。

表二. 1951-1986年共36年冬季異常氣候

統計出現日期表:

年 份	低溫日期	最低氣溫 攝 氏	年 份	暴暖日期	最高氣溫 攝 氏
1952	1月10日	11.3	1951	1月 7日	21.8
1952	2月18日	11.4	1951	1月24日	
1955	2月21日	11.1	1951	12月21日	
1956	1月 8日	11.2	1952	12月 1日	19.2
1958	2月12日	11.5	1954	1月27日	26.0
1958	2月13日	11.6	1954	1月28日	
1959	1月17日	10.4	1954	1月20日	29.7
1960	12月30日	12.5	1954	2月26日	31.3
1960	12月31日	12.7	1957	1月11日	
1961	2月 2日	4.1	1957	1月28日	
1962	1月27日	1.3	1957	12月11日	30.0
1963a	1月27日	-0.1	1957	12月12日	
1963	1月28日	1.3	1958	12月17日	18.4
1967	1月16日	5.6	1959	12月14日	23.6
1967	12月29日	6.3	1960	1月 9日	20.6
1969	2月 5日	6.1	1960	2月 9日	
1970	2月 1日	3.6	1961	1月16日	30.3
1971	1月10日	4.4	1961	1月18日	
1971	1月30日	9.8	1964	1月12日	31.9
1971	1月31日	9.0	1966	1月11日	29.5
1972	12月28日	9.2	1966	2月21日	
1972	12月29日	7.4	1967	2月 8日	30.0
1973	12月24日	4.2	1967	2月22日	
1973	12月31日	4.2	1968	12月 1日	29.2
1974	1月 1日	4.2	1968	12月 2日	
1974	2月 8日	9.4	1969	1月20日	29.4
			1969	1月28日	
1974	2月25日	9.7	1969	1月30日	
1974	2月26日	7.2	1969	12月 2日	
1975	2月21日	6.9	1969	2月21日	
1975	12月15日	9.9	1970	2月26日	29.6
1976	1月 1日	9.4	1971	2月22日	28.6
1977	2月18日	5.2	1972	1月23日	29.8
1978	2月17日	4.8	1972	1月24日	29.3
1978	2月18日	5.0	1973	2月27日	31.2
1979	2月 1日	7.1	1974	12月 1日	29.6
1980	1月31日	9.2	1975	12月 6日	31.0
1980	2月 5日	9.1	1976	12月16日	29.5
1981	1月13日	5.0	1976	12月17日	28.3
1982	1月 5日	8.0	1977	12月16日	29.6
1983	12月30日	9.5	1978	12月 8日	28.2
1984	1月 9日	8.8	1979	1月27日	29.3
1985	12月23日	3.0	1979	2月22日	30.3
1985	12月24日	4.8	1979	2月23日	31.4
1985	1月 8日	3.6	1980	2月29日	28.1
			1981	1月 9日	31.0
			1981	1月24日	29.1
			1981	2月13日	27.8
			1981	2月23日	28.1
			1982	2月19日	27.0

表一. 1951-1986年共36年冬季氣候統計表

年 份	年平均	季平均	月 平 均		
			一月	二月	十二月
1951	22.1	15.8	15.6	16.0	18.0
1952	22.4	16.3	14.7	16.2	16.1
1953	22.5	15.9	15.1	16.4	19.1
1954	22.7	17.8	17.8	16.6	16.5
1955	21.8	15.6	14.0	16.4	16.9
1956	22.0	15.2	13.7	14.9	16.8
1957	22.0	15.3	16.4	13.6	17.9
1958	22.3	15.1	14.7	14.3	17.8
1959	22.5	16.2	13.7	17.1	19.1
1960	22.4	17.2	15.7	16.7	16.4
1961	19.3	15.3	14.6	14.8	17.9
1962	18.5	15.5	12.8	15.8	16.8
1963*	18.3	13.8	11.0	13.7	16.8
1964	19.3	15.9	15.7	15.1	16.5
1965	22.7	16.5	15.9	17.1	17.5
1966	18.9	17.3	16.7	17.6	18.1
1967	19.3	16.0	14.6	15.2	14.1
1968	18.8	13.6	14.7	12.1	19.1
1969	18.6	16.9	16.5	15.0	16.3
1970	19.2	15.6	14.1	16.3	17.9
1971	22.1	15.4	13.0	15.2	17.7
1972	22.1	16.2	16.2	14.8	17.5
1973	22.5	17.2	15.9	18.1	14.7
1974	22.2	14.9	15.7	14.4	18.8
1975	22.3	16.8	15.5	16.2	15.5
1976	22.1	15.9	15.3	16.8	17.9
1977	22.9	15.9	15.4	14.3	19.4
1978	22.4	16.6	14.9	15.5	17.5
1979	22.1	17.2	16.7	17.3	18.0
1980	22.5	16.0	15.1	15.0	16.2
1981	22.5	16.1	15.6	16.4	16.0
1982	22.5	15.9	15.7	15.9	16.9
1983	22.7	15.8	15.7	14.8	15.8
1984	22.0	14.8	14.3	14.4	16.4
1985	22.6	15.9	15.3	16.1	16.8
1986	22.4	15.0	14.0	14.3	17.5

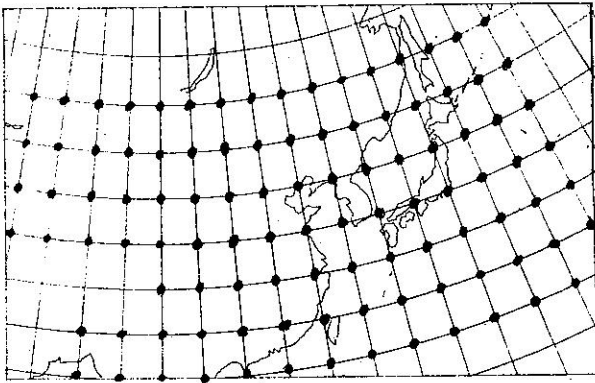


圖 2 2 測站位置分布圖

表三. 1951-1986年共36年冬季異常氣候統計平均偏差值表

年 份	偏 差 值		(TM-15.4)或(TL-15.4)			最低溫度	最高溫度	季 平 均 偏 差
	TMIN-TM	TMAX-TM	一月	二月	十二月	攝氏	攝氏	>15.4C或<15.4C
1951	-3.6	5.3			1.6	12.9	21.8	0.1
1952	-4.3	3.6	-0.7			11.3	19.2	
1953	-4.8	5.7	-0.3		2.7	12.1	22.4	-0.3
1954	-1.7	4.1	1.4	0.2	0.1	15.2	21.0	0.5
1955	-4.4	6.9	-1.4		0.5	11.1	22.4	
1956	-3.6	4.8	-1.7	-0.5	0.4	11.2	19.6	-0.6
1957	-5.1	5.0		-1.8	1.5	11.5	21.6	
1958	-4.0	2.9	-0.7	-1.1	1.4	11.5	18.4	
1959	-6.2	6.9	-1.7	0.7	2.7	10.4	23.5	0.2
1960	-3.8	4.3			0.3	12.5	20.6	
1961	-11.7	14.5	-0.8	-0.6	1.5	4.1	30.3	
1962	-13.8	13.2	-2.6		0.4	1.3	28.3	-0.3
1963*	-14.0	12.6	-5.4	-1.7	0.4	-0.1	27.0	-1.5
1964	-11.4	16.2		-0.3	0.1	7.9	31.9	
1965	-13.0	12.4		0.7	1.1	3.8	29.2	0.4
1966	-9.7	12.4	0.3	1.2	1.7	7.4	29.5	0.7
1967	-9.0	15.4	-0.8	-0.2	-1.3	5.6	30.0	-0.8
1968	-8.0	13.9	-0.7	-3.3	2.7	7.3	29.2	-0.1
1969	-9.8	13.5	0.1	-0.4		6.1	29.4	
1970	-12.5	13.5	-1.3		1.5	3.6	29.6	
1971	-10.9	13.3	-2.4	-0.2	1.3	4.4	28.6	-0.1
1972	-8.8	13.6		-0.6	1.1	7.4	29.8	
1973	-12.0	15.0		1.7	-0.7	4.2	31.2	
1974	-12.1	13.3		-1.0	2.4	4.2	29.6	
1975	-8.8	15.3				6.9	31.0	
1976	-7.3	12.8	-0.1	0.4	1.5	9.4	29.5	0.3
1977	-11.2	13.2		-1.1	3.0	5.2	29.6	
1978	-11.2	12.2	-0.5		1.1	4.8	28.2	
1979	-10.2	14.1	0.3	0.9	1.6	7.1	31.4	0.9
1980	-9.4	12.7	-0.3	-0.4		6.0	28.1	
1981	-11.0	15.0				5.0	31.0	
1982	-7.8	10.2			0.5	8.0	27.0	
1983	-5.9	4.4		-0.6		9.5	19.8	
1984	-11.2	10.0	-1.1	-1.0		3.8	25.8	
1985	-13.1	9.9	-0.1		0.4	3.0	27.0	
1986	-11.7	11.1	-1.4	-1.1	1.1	3.6	26.4	

表四. 1969-1986年共17年冬季(12-2月)異暖及異寒出現持續天數之次數統計.

次 持 續 項 數 天 目	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	十三	十四	十五	十六	十七	十八	十九	合 計	平 均 (天)	>= 3 天 (次)
WTmax	50	27	12	6	8	5	2	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	113	2.7	37
WTmin	30	17	9	4	6	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	67	2.4	25
CTmax	39	21	15	8	7	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	95	2.6	34
CTmin	13	15	10	4	1	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	48	2.6	20

表五. 1969-1986年冬季(12-2月)異暖及異寒個案與氣候值最

大溫差出現次數統計

項目 \ 溫差	4.0 4.9	5.0 5.9	6.0 6.9	7.0 7.9	8.0 8.9	9.0 9.9	10.0 10.9	11.0 11.9	12.0 12.9	合計	溫差 ≥8.0
WT _{max}	21	28	22	14	10	8	3	0	2	107	23
WT _{min}	27	20	8	4	0	0	0	0	0	59	0
CT _{max}	21	24	16	6	5	4	5	1	0	82	15
CT _{min}	12	10	5	5	4	2	0	0	0	38	6

參、經驗正交函數的原理

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 取一個給定的值時，函數 $f(x, k)$ 就是空間點的函數，此時這個函數稱為一個樣品，在一定的空間範圍 D 內取出所有這些樣品，稱其全體集合 F ，故可寫為

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

本文的目的在討論異常氣候的氣溫變化，故選用東亞地區的地面和 500MB 的溫度場資料，此時溫度場就是函數 f ，測站位置就是空間點 x ，時間就是參數 k ， D 就是表示整個東亞地區，取東亞地區各測站的地面及高空溫度場之資料，就組成樣品集合 F ，而樣品空間 Ω 就是所有的觀測時間。

為了簡便起見，只討論一維空間的情況，但結果也適用於二維空間的情形。此外我們也假設 x 和 k 是離散的，即 x 只有有限個點 x_n ， $n=1, 2, \dots, N$ ，而且只取有限個樣品 $k=1, 2, \dots, K$ ，在這裡 N 是空間點的個數， k 代表樣品序號，而 K 代表樣品總數，換句話說，要針對離散變量的函數：

$$f(x_n, k) \in F$$

$$n=1, 2, \dots, N$$

$$k=1, 2, \dots, K$$

進行統計分析，在這情形下，將 $f(x_n, k)$ 用 N 維空間的 K 個樣品向量 $\tilde{f}(k)$ 表示比較方便，即

$$\tilde{f}(k) = [f_1(k), f_2(k), \dots, f_N(k)]^* \quad (1)$$

$$k=1, 2, \dots, K$$

其中星號 * 代表矩陣的轉置，此外

$$f_n(k) = [f_1(k), f_2(k), \dots, f_N(k)]^*$$

在探討某個測站上 K 個時間地面及 500MB 定壓層上溫度場分布時， $N=1$ ， $k=K$ 。總共有 K 個向量 $\tilde{f}(k)$ ， $k=1, 2, \dots, K$ ，這些向量的分量就是地面及 500MB 定壓面上的溫度。

希望求得 N 個標準化正交向量 $\tilde{u}_n$ ， $n=1, 2, \dots, N$ ，所謂標準化就是 $\tilde{u}_n$ 的長度等於 1，即

$$\tilde{u}_n^* \tilde{u}_n = 1, n=1, 2, \dots, N \quad (2)$$

所謂正交就是這個向量互相垂直，即

$$\tilde{u}_m^* \tilde{u}_n = 0, m \neq n \quad (3)$$

求出了這 N 個標準化正交向量以後，就可將 $\tilde{f}(k)$ 對它展開

$$\tilde{f}(k) = \sum_{n=1}^N C_n(k) \tilde{u}_n \quad (4)$$

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

$$C_n(k) = \tilde{f}^*(k) \tilde{u}_n \quad (5)$$

將 $\tilde{f}(k)$ 對一組正交向量展開，最大的好處是很容易的就可求出展開係數，這是為什麼要用正交向量的原因。至於為何要用標準化向量呢？其實不用標準化向量也可以，但由(4)式可知，若 $\tilde{u}_n$ 的長度是 d_n ，則可將 $\tilde{f}(k)$ 改用 $\tilde{u}_n / d_n^{1/2}$ 展開，這個向量的長度就是 1 了，唯一的不同只是展開係數而已。

我們希望只用 N 個中的 M 個標準化正交向量就足以同時表達所有的觀測向量 $\tilde{f}(k)$ 了。因為

$u_n, n=1, 2, \dots, N$ 是待求的所以可以把 M 個全放在前面，若只用(4)式右邊的前面 M 項，那麼

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

當然就和 $\underline{f}(k)$ 並不一樣了，總有一些誤差，假若誤差向量 $\underline{f}(k) - \hat{\underline{f}}(k)$ 的長度是 $\delta(k)$ ，即

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

由(4)式和(5)式可知， $\underline{f} - \hat{\underline{f}}$ 和 $\hat{\underline{f}}$ 正交(圖 3.1)，故

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

因此(7)式變為

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

又因為

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

故(8)式可改寫為

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

其實這些結果可從圖 3.1 利用畢氏定理得到。

誤差向量的長度 $\delta(k)$ 本身仍然不是表達誤差的最好的度量，因為它仍然依賴於 k 。上面說過，我們希望只用 N 個中的 M 個標準化正交向量就足以表達所有的觀測向量 $\underline{f}(k), k=1, 2, \dots, K$ 了，因此對樣品集合來說，誤差的最好的度量應該是平均誤差 δ_M^2 。

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

現在的問題就是要決定合適的 u_n ，使得 δ_M^2 為極小，將(9)式代入上式得

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

再將(6)式代入上式，則

$$\begin{aligned} \delta_M^2 &= \underline{f}^* \underline{f} - \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^M C_m C_n^* u_n^* u_m \\ &= \sum_{n=1}^N \overline{f_n^2} - \sum_{m=1}^M \overline{C_m^2} \end{aligned} \quad (10)$$

由(5)式可知

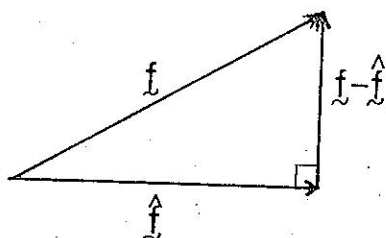


圖 3.1 $\underline{f} - \hat{\underline{f}}$ 和 $\hat{\underline{f}}$ 正交圖。

$$C_M^2 = \underline{u}_M^* \underline{f} \underline{f}^* \underline{u}_M$$

故(10)式變為

$$\begin{aligned} \delta_M^2 &= \sum_{n=1}^N \overline{f_n^2} - \sum_{m=1}^M \overline{u_m^* \underline{f} \underline{f}^* u_m} \\ &= \sum_{n=1}^N \overline{f_n^2} - \sum_{m=1}^M \underline{u}_m^* C_f \underline{u}_m \end{aligned} \quad (11)$$

其中 C_f 就是 $\underline{f}(k)$ 的協方差矩陣：

$$C_f = \overline{\underline{f} \underline{f}^*} = \begin{bmatrix} \overline{f_1 f_1} & \overline{f_1 f_2} & \dots & \overline{f_1 f_N} \\ \overline{f_2 f_1} & \overline{f_2 f_2} & \dots & \overline{f_2 f_N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \overline{f_N f_1} & \overline{f_N f_2} & \dots & \overline{f_N f_N} \end{bmatrix} \quad (12)$$

必須注意，在本節中都假設 $\underline{f}(k)$ 的樣品平均為零，即

$$\overline{\underline{f}(k)} = 0$$

這樣假設是為了敘述的簡便，同時又不會妨害結果的普遍性。假如 $\underline{f}(k)$ 的樣品平均不為零，那麼可以將 $\underline{f}(k)$ 減去其樣品平均，就可以得到一個樣品平均為零的觀測向量了。

因為協方差矩陣是正定的，即對任何分量不全為零的向量 $\underline{u}_m$ 來說，

$$\underline{u}_m^* C_f \underline{u}_m > 0$$

故由(11)式可知，求 δ_m^2 爲極小就是求正定二次形 $\tilde{u}_m^* \tilde{C}_f \tilde{u}_m$ 在約束條件

$$\tilde{u}_m^* \tilde{u}_m = 1$$

下達極大值。我們知道使正定二次形 $\tilde{u}_m^* \tilde{C}_f \tilde{u}_m$ 在約束條件下達極大值的向量就是 $\tilde{C}_f$ 的固有向量 $\tilde{u}_m$ ，即

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

其中 λ_m 爲 $\tilde{C}_f$ 的固有值，此時二次形的值是

$$\tilde{u}_m^* \tilde{C}_f \tilde{u}_m = \lambda_m \quad (14)$$

$\tilde{C}_f$ 是 $N \times N$ 方陣，它有 N 個固有值 λ_m ， $m = 1, 2, \dots, N$ 。因爲 $\tilde{C}_f$ 是對稱正定方陣，故它的固有值都大於零，對應於不同固有值的固有向量都互相正交。這些固有向量 $\tilde{u}_m$ ， $m = 1, 2, \dots, N$ ，就是經驗正交向量。因爲它是由實際資料得到的，所以叫經驗正交向量。

在實際問題中，這些固有值很少相等的，現在按大小次序排列這些固有值，即

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_N > 0$$

那麼前面 M 個固有向量就是所要求的 M 個經驗正交向量，而按(5)式算得的 C_n ， $n = 1, 2, \dots, M$ ，就是這 M 個固有向量的展開係數。此外由(11)和(14)式，可以得到平均誤差爲

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

δ_M^2 就是用 M 個展開係數來線性的表示觀測向量的最小平均誤差。

因爲方陣的迹 (trace) 等於其固有值之和，即

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

故由(15)式得

$$\delta_M^2 = \sum_{m=M+1}^N \lambda_m \quad (16)$$

由(16)式可知，即使用經驗正交展開，要準確無誤的表示每一個樣品，必須用 N 個參數。因爲只有當 $M = N$ 時，

$$\delta_N^2 = 0$$

換句話說，若樣品 $f(k)$ 有 N 個分量，那麼也需用 N 個參數 C_m ， $m = 1, 2, \dots, N$ 來準確無誤的表達這樣品向量 $f(k)$ 。但因這些樣品之間多少有某一一定的關係，就是 $L(k)$ 隨空間的變化有一定的規律性，這就使得只用 $M < N$ 個參數來表示每個樣品，在統計意義上是可取的。

寫到這裏，經驗正交向量的定義就非常清楚了。一個變數 $f_n(k)$ 的經驗正交向量就是其協方差矩陣

$$\tilde{C}_f = \{f_i f_j\}$$

的 N 個固有向量 $\tilde{u}_n$ ， $n = 1, 2, \dots, N$ ，即

$$\tilde{C}_f \tilde{u}_n = \lambda_n \tilde{u}_n$$

其中 λ_n ， $n = 1, 2, \dots, N$ 是它的固有值。因爲協方差矩陣 $\tilde{C}_f$ 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正交的，此外這些固有向量也可變爲標準化。換句話說，這些固有向量是標準化正交向量：

$$\tilde{u}_m^* \tilde{u}_n = \delta_{mn}$$

其中 δ_{mn} 爲克羅內克符號 (Kronecker delta)，當 $m = n$ 時， $\delta_{mn} = 1$ ；當 $m \neq n$ 時， $\delta_{mn} = 0$ 。

將樣品向量 $f(k)$ 對 $\tilde{u}_n$ 展開就叫經驗正交展開

:

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

其中 $C_n(k)$ 是展開係數，它就是 $f(k)$ 在 $\tilde{u}_n$ 上的投影：

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

對某一個固定的 n 而言， $C_n(k)$ 是 k 的函數，它就叫第 n 個固有向量 $\tilde{u}_n$ 的主要分量 (主要成分)，

因爲 k 是樣品序號，在氣象問題中， k 通常代表時間，故 $C_n(k)$ 通常是一個時間序列。

肆、分析結果與討論

在探討台灣地區冬季異常氣候的溫度變化時，我們係根據表二中出現的低溫日期及暴暖日期，分為異冷及異暖兩部份來討論它。在表二中，當台北測站出現了極值（指出現最高或最低溫）時，我們分別擇取在該日期上之東亞地區各測站的地面及高空 500 MB 的溫度場資料來進行經驗正交函數的分析。在圖 4.1 到圖 4.23 之中是為利用經驗正交函數所分析出來的異冷及異暖型態上，地面圖與高空圖的結果。根據表二低溫出現的該日期上進行平均以後，所獲得的溫度場資料平均，用以代表異寒型的狀況；在此類型中地面圖（圖 4.1），冷源分布的地區有兩個，一個蒙古，另一個則在我國的東北地方，均呈滯留狀態。500 MB 高空圖上（如圖 4.2 所示），則只有在我國的東北地方，緯度較高的位置出現冷源。異暖型的平均圖如圖 4.3 與圖 4.4 中所示。在地面（如圖 4.3）只有蒙古以北的高緯度區出現冷源，且其強度稍弱，高空 500 MB（如圖 4.4）平均的情形，溫度槽略向東移，主要分布是在日本東方洋面，東經一百五十度附近以及日本南方海面上；除此以外，500 MB 溫度場平均分布的情形，在異冷型與異暖型另一差異則在二十五度緯度以南的洋面上暖冬的暖區範圍反而較酷冷時小（見圖 4.2 與圖 4.4）。

其次是使用經驗正交展開有什麼好處呢？基本上說，正交函數中主要的數個固有向量均有其實質的內涵，如第一個固有向量能夠代表出最重要的物理特性，至於第二個固有向量，由於與第一個固有向量正交，表示與第一個固有向量，依數學的觀點，它們是無關的即各自獨立，因此最能說明抽出第一個固有向量後，其餘的物理特性。因此當第三個固有向量出現，則與第一、二個固有向量正交，也代表相互間是無關且獨立的，故能夠說明抽出第一、二個固有向量後，其餘的物理特性；至於第四個、第五個固有向量則按此要領，類推下去，因而理論上說可以解釋構成整體變化的各種變化分量。由於第一個經驗正交函數（向量）就是使它所解釋的

觀測場變異數為極大；第二個經驗正交向量是使解釋的剩餘的觀測場變異數為極大，但它則必須與第一個經驗正交函數正交，也就是說，第二個經驗正交向量與第一個經驗正交量彼此是無關的且獨立的；而第三個經驗正交向量是第一個及第二個經驗正交向量解釋後觀測場其餘的變異數為極大，但它必須與第一個及第二個經驗正交向量是正交的，換句話說，第三個經驗正交向量與第一個及第二個經驗正交向量彼此之間均是無關的且獨立的，因此當我們利用經驗正交函數分析觀測場的變化時，只要用前面幾個固有向量就足夠代表大部分的情形了。更由於我們所使用的氣候值是實際觀測到的，故我們稱它為經驗的；在進行變異數的分解時，為了方便起見，通常都對平均值去除，因此在實際分析時，所得到的正負值分布，它們所代表的意義也將有所不同。基本上，主分量可為正值或負值，當主分量為正值時，則該時間固有向量的正值區表示正距平，負值區表示負距平。反之當主分量為負值時，固有向量之正值區表示負距平，負值則為正距平，主分量的符號隨時間變動，相對的固有向量正負值區所表示空間場的正負距平區也隨時間變動，因此固有向量和相對之主分量應相對配合分析，新近在經驗正交函數之特性討論已有多人研究（Lgons, 1982, Pagegle & Haslam 1982, Weare & Nocstorm 1982）。

經驗正交函數所分析出之固有向量，因各向量間為綫性獨立，而大氣中之動力方程在經過綫性化後，其餘為正基（normal mode）形式，林（1986）指出任一組由正基集合之綫性系統，若初始值擁有隨機化，則收集之觀測資料，分析其經驗正交函數，當採樣數量夠大時，經驗正交函數函數與正基重合，因此本文利用上述之特性分析台灣地區冬天之異常性，找出主要因素為何。

在探討台灣區異冷之天氣因素中，地面資料顯示第一固有向量佔 35.0%，第二固有向量佔 15.3%，第三固有向量佔 12.9%，第四固有向量佔 6.6%，累計共佔 70%。而在高空 500 MB 資料顯示，第一固有向量佔 28.1%，第二固有向量佔 16.7%，第

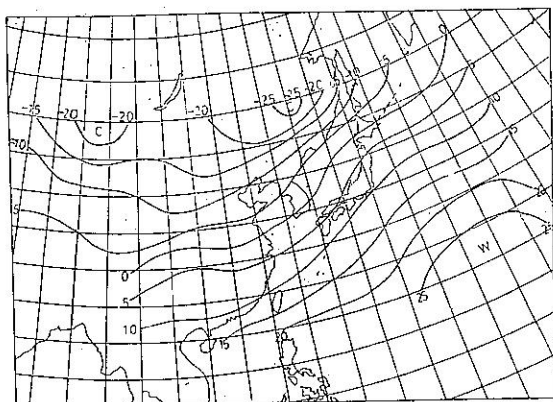


圖 4.1 異寒型地面平均溫度圖

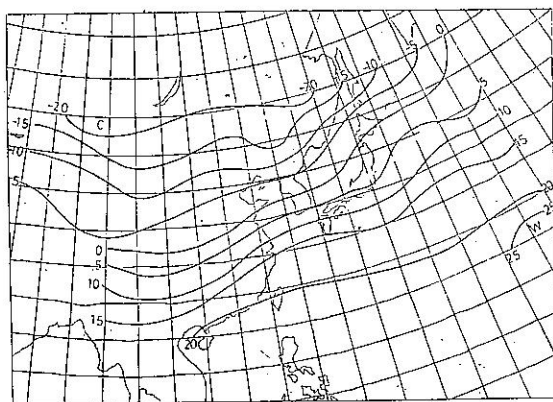


圖 4.3 異暖型地面平均溫度圖

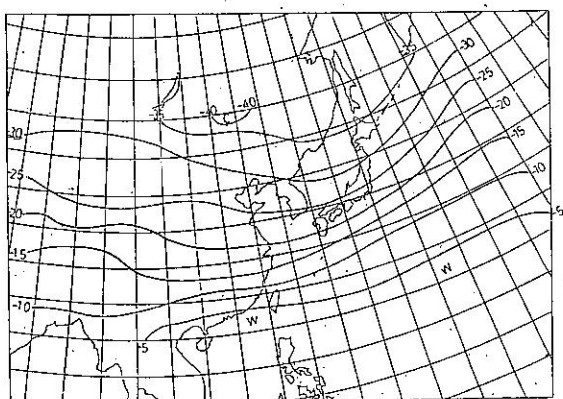


圖 4.2 異寒型高空 500MB 平均溫度圖

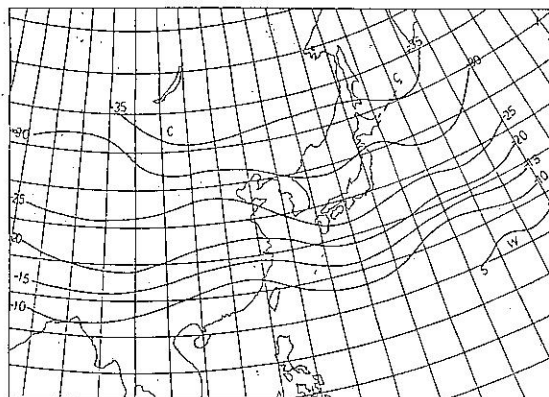


圖 4.4 異暖型高空 500MB 平均溫度圖

三固有向量佔 9.5%，累計共佔 65.3%。

在探討台灣區異暖之天氣因素中，地面資料顯示第一固有向量佔 45.3%，第二固有向量佔 13.4%，第三固有向量佔 9.5%，累計佔 68.2%，高空 500 MB 資料顯示第一固有向量佔 38.9%，第二固有向量佔 17.7%，第三固有向量佔 14.9%，累計共佔 71.4%。

以下將上述台灣區異冷及異暖型固有向量之物理特性討論如下：

一、台灣地區異冷天氣之討論

(一) 地面部份

1. 第一個固有向量

由第一個固有向量的空間分布看來如圖 4.5 所示，整個大陸地區為正區，負區僅在日本東方之遠海上範圍甚小。正區之最大值部在我國東北及蘇聯之濱海省，正區之分佈顯示成南北走向，且為北

方之正區較大南方正區較窄，此第一固有向量代表冷緣之所在位置，主要在我國之東北及蘇俄之濱海地區，與異寒型地面平均圖相比較，可以發現第一固有向量之最大正區處與異寒之最低溫處（圖 4.1）相吻合，因此顯示第一固有向量代表台灣地區之異寒型天氣，主要之冷緣為我國之東北及蘇俄之濱海省。另一次要之正區在貝加爾湖之東側與異寒之地面溫平均圖之次要低溫區相吻合。

由以上之第一固有向量值與異寒型地面平均溫度場之分析，可以發現台灣地區異寒型天氣之第一固有向量代表冷緣之分佈及路徑，其分布形態與東亞之地形相配合，冷空氣之分布在北方較廣闊，至華中華南逐漸變窄，幾乎成漏斗形分布。因此異常冷冬的第一固有向量，其主要性質為冷空氣分布受地形之影響，亦可解釋為台灣地區異常冷冬之主要冷緣由我國之東北及蘇聯之濱海省所至，其路徑順著東亞地形向南移，造成台灣地區之異常冷冬，且

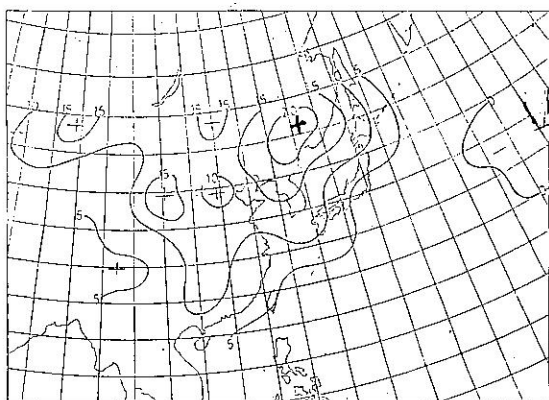


圖 4.5 異寒型地面第一個固有向量分布圖

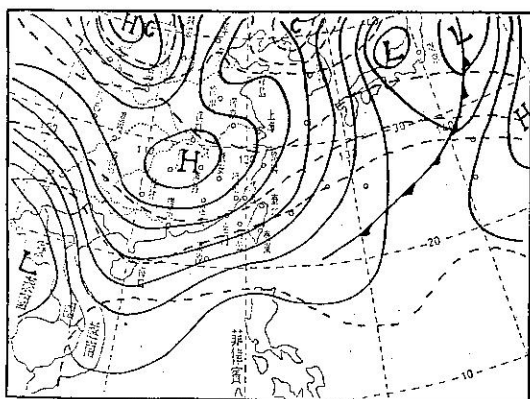


圖 4-5 A 1974 年 2 月 25 日 12 Z 地面天氣圖

此條路徑為冷空氣影響我國地區之天氣甚劇烈（戚，陳，1974），長江地區常出現大雪，台灣地區之降水量甚豐。（參閱圖 4-5 A）

2 第二固有向量

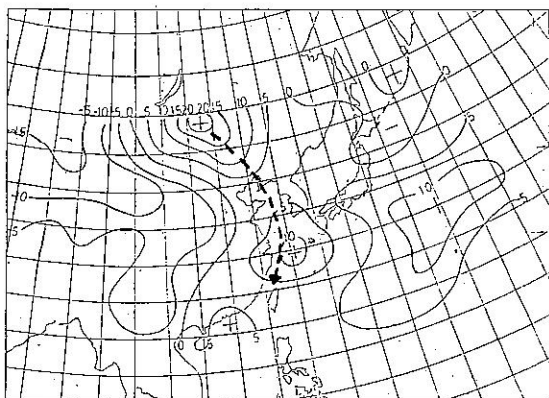


圖 4.6 異寒型地面第二個固有向量分布圖，虛線表示第二條寒潮路徑。

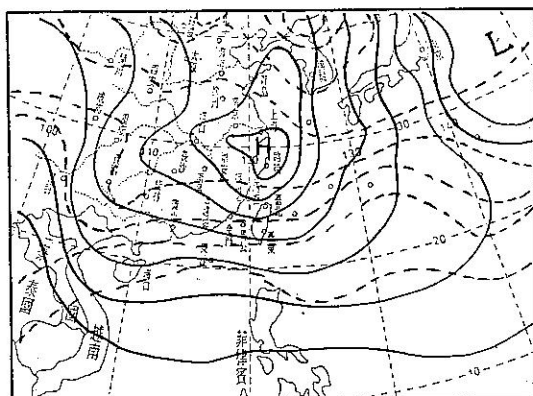


圖 4-6 A 1977 年 2 月 17 日 12 Z 地面天氣圖

第二固有向量（圖 4.6）之主要正區分布在貝加爾湖東南方，長江口及日本東南方海面之處。

第二固有向量之正區代表台灣地區異常冷冬中第二類冷緣及冷空氣南下之路徑，此與陶（1986）所述極地冷在貝加爾湖以東向南侵入我國，在渤海或黃海等地出海，台灣在冷空氣之南緣，與馬（1985）冬季之東海高壓型相類似，台灣地區此時有強烈之東北季風，在北部地區天氣陰冷潮濕。同時於日本東方海面之正區為太平洋高壓之勢力向東伸展之結果。（參閱圖 4-6 A）

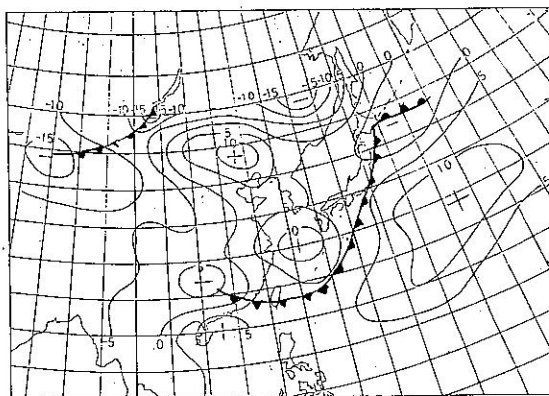


圖 4.7 異寒型地面第三個固有向量分布圖及鋒面位置。

3 第三固有向量

第三固有向量（圖 4.7）之正區主要正區在我國之東北及長江口附近，日本東南方海面亦為一次要之正區，此時我國華南地區出現負區，日本東方海面也有負區出現。

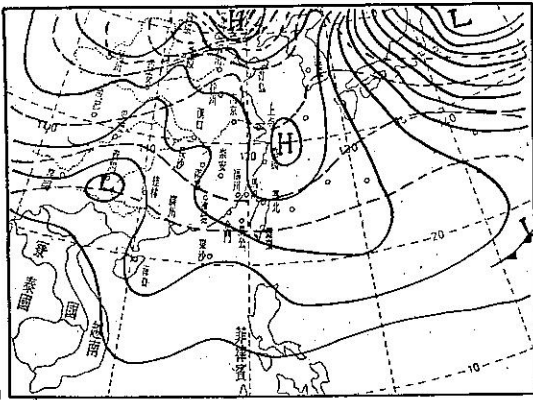


圖 4-7 A 1970 年 2 月 1 日 12 Z 地面天氣圖

在負區部分代表由日本東方海面向南延伸之鋒面類型，此時冷空氣正通過台灣及北部海面，而日本東南海面之正區為太平洋高壓之勢力範圍，伸展至菲律賓東方海面，此時在我國北方之正區冷空氣一股一股向南出海。（參閱圖 4-7 A）

4. 第四固有向量

第四固有向量（圖 4.8）之正負區分布在海陸交界處甚為明顯，在東亞大陸之沿海區域幾乎全為正區，而在沿海之陸地區域幾乎為負區，此為海陸分布之局部效應受制，顯示出海洋與陸地在冬季時溫度反應之結果，第四固有向量顯示台灣地區受海洋之影響較陸地為重。

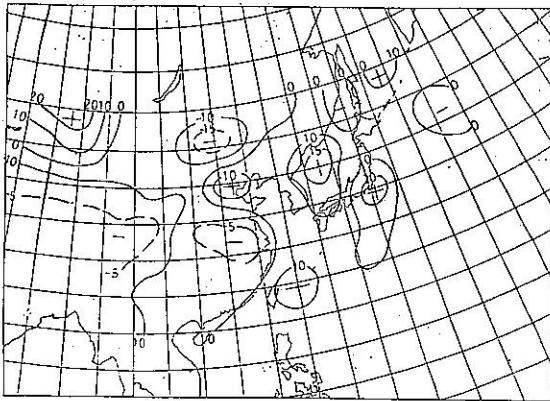


圖 4.8 異寒型地面第四個固有向量分布圖

(一) 高空部份 (500 MB)

1. 第一個固有向量

高空 (500 mb) 的固有向量 (圖 4.9) 之形態與地面固有向量之型態稍有差異。500 MB 異寒型第一個固有向量之分布主要正區在日本北方，另一次要正區在我國山東與江蘇之間，其正區分布為東北西南走向。蒙古、西藏高原及太平洋地區大部分為負區。

由高空 500 MB 第一固有向量之分布，可以看出影響台灣地區異寒型之高空冷緣分布及路徑圖，為東北向西南延伸，台灣在冷空氣之尾端，與地面第一固有向量相吻合。（參閱圖 4-9 A）

2 第二固有向量

高空 500 MB 第二個固有向量分布在貝加爾湖西南方及外蒙古一帶為主要之正區中心，我國東北及日本九州一帶為次要之正區中心，在兩廣及日本東方海面為負區中心所在位置。

在外蒙古之正區部分其勢力範圍向西南伸展，如圖 (4.10) 所示，代表第二個冷緣分布及冷空氣之路徑，與地面第二個固有向量相比較兩者相吻合，均由西北方之冷空氣向東南移動，影響台灣地區之溫度。

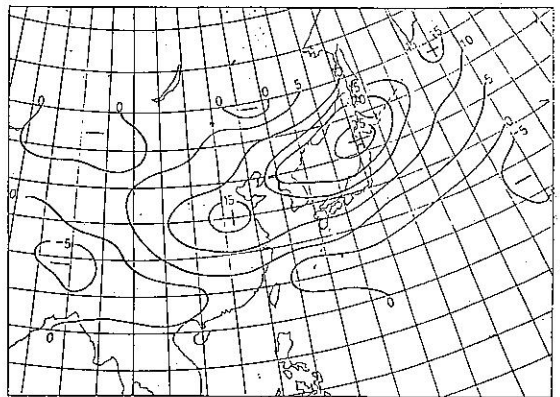


圖 4.9 異寒型高空 500MB 第一個固有向量分布圖

3 第三固有向量

高空 500 MB 第三個固有向量在異寒型之分布如圖 (4.11) 所示，主要正區在日本北海道地區及我國華中地區，主要負區在日本東方海面及貝加爾湖東南方。

高空 500 MB 之正區部分恰好在地面第三個固有向量之上方，此高空第三固有向量代表 500 MB 噴

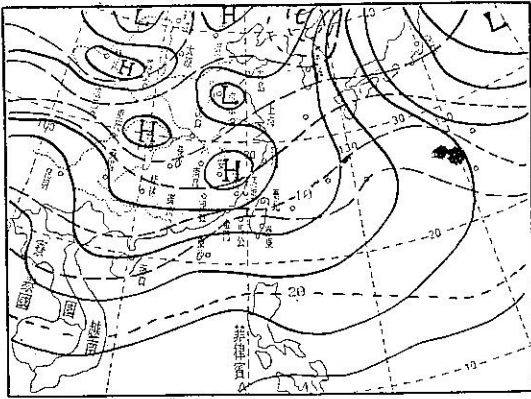


圖 4-9 A 1981 年 1 月 13 日 12 Z 地面天氣圖

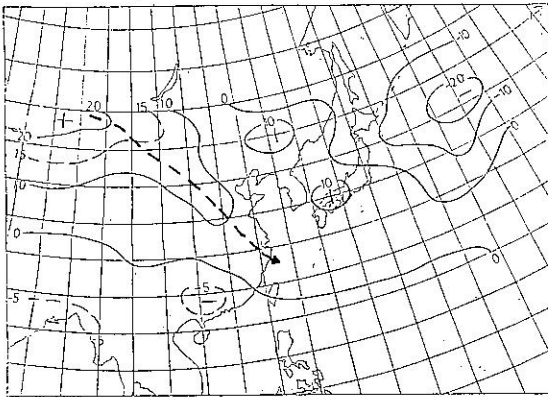


圖 4.10 異寒型高空 500MB 第二個固有向量分布圖，虛線表示第二條寒潮路徑

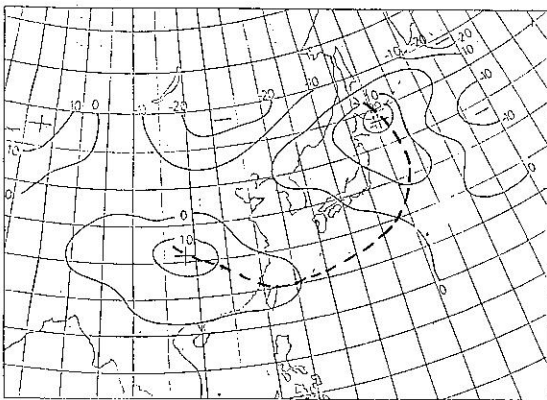


圖 4.11 異寒型高空 500MB 第三個固有向量分布圖，虛線表示大風軸線位置。

射氣流所在之最大風速區，與地面第三固有向量所代表之物理特性（地面鋒面）相吻合。

(三)小結

由異冷之地面固有向量及高空固有向量，主要第一個固有向量其物理因素均一致，在天氣圖上即為東亞之主槽形天氣類形，此時在亞洲大陸之東側庫頁島至阿留申群島間為一大低壓區，而亞洲大陸幾乎為高壓所盤據，此時冷空氣在隨著槽後即脊前之氣流，由西北向東南伸展，冷空氣進入我國大陸後，再順著地形將冷空氣送往台灣地區，造成台灣地區之異常冷季。

從固有向量之分析驗證台灣地區之異常冷冬主要為東亞之槽形（第一固有向量）影響，其次為寒潮爆發時，部分冷空氣因高壓分裂造成東海地區有分裂高壓出海，其冷空氣因而影響本省冬季之異常低溫。

二、台灣地區異暖天氣之討論

(一)地面部份

1 第一固有向量

異暖之第一固有向量之正區分布與異冷之第一固有向量有明顯之差別，當台灣地區冬季為異暖天氣時，主要之正區有三處如圖 4.12 所示，一在我國華中及華南地區，一在蘇俄之濱海省附近，另一在貝加爾湖之西南方，負區之範圍仍然很小，主要仍在海洋地區。日本東南方海面及台灣東南方海面在異冷時第一固有向量為正區，此時異暖形第一固有向量出現負值區。

負區顯示太平洋高壓勢力向東伸，台灣地區受太平洋高壓之籠罩氣溫偏高，為一主要原因。另外在華中華南之正區其形狀呈現東西橫向分布，而在異冷之第一固有向量明顯呈現南北走向，顯示冬季異暖之冷空氣與異冷之冷空氣兩者路徑有差異。

異暖時第一固有向量在華中華南之正區部分顯示此冷空氣路徑有向東移之趨勢，此冷空氣之來源有兩條路徑，一自我國河套地區向東南移動至華中後逐漸東移，對台灣地區無影響，另一路徑由阿拉

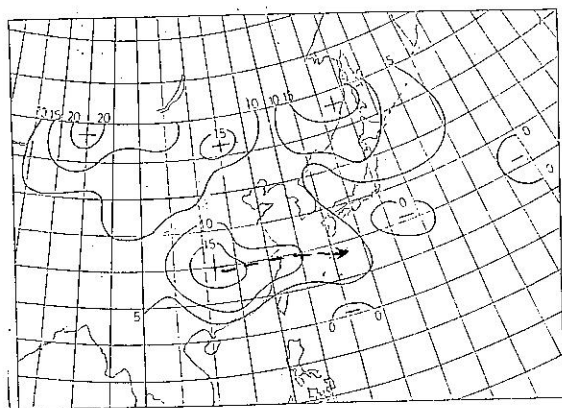


圖 4.12 異暖型地面第一個固有向量分布圖，虛線表示冷空氣移動路徑。

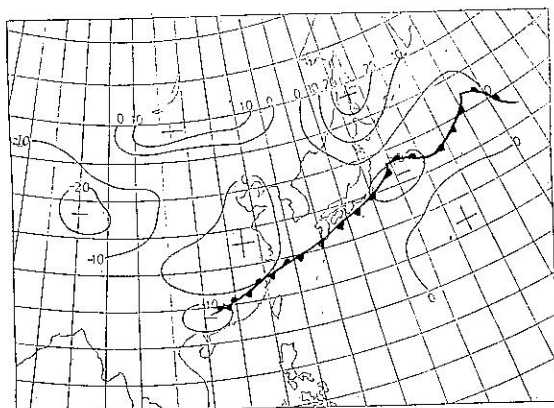


圖 4.13 異暖型地面第二個固有向量分布圖，虛線表示相對之地面鋒面位置。

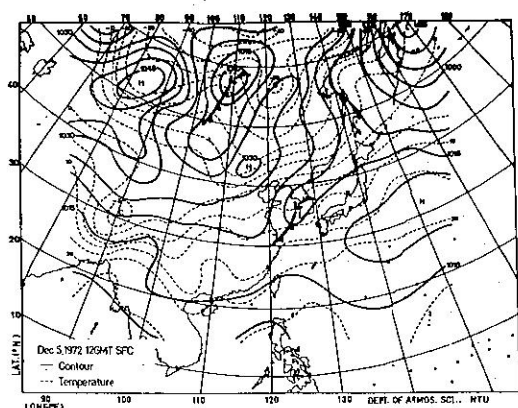


圖 4.12 A 1972 年 12 月 5 日 12 Z 地面天氣圖

伯地區之高壓分裂向東移動，移至華中及華南地區，冷空氣勢力已不強，對台灣地區幾乎沒有影響。

2 第二固有向量

異暖時地面第二固有向量之分布如圖 4.13 所示，正區之分布有所變動，主要正區有三處，一在貝加爾湖南方，一在庫頁島，另一浙江安徽及山東一帶。主要負區在西藏高原一帶，而在日本東方海面及兩廣一帶有兩個負中心。

圖 4.14 為葉等(1984)利用台灣地區冬季異暖天氣所做之合成圖，圖中之鋒面之低壓中心位置與第二固有向量之負區中心位置相吻合，顯示在台灣地區暖冬時，冷空氣之前緣(冷鋒)受阻於華南，無法到達台灣，造成台灣地區之暖冬。

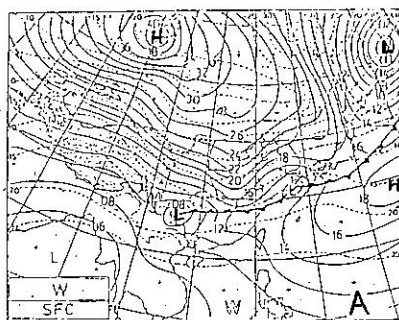


圖 4.14 台灣地區暴暖型地面合成圖。

3 第三固有向量

台灣地區暖冬時之第三固有向量(圖 4.15)，其正負區之分布已較小不規則分布之形式，主要之正區在雲貴及日本北海島地區，主要負區在海洋地區及高緯度地區，但可以在我國大陸北方以南之陸地為正區，我國大陸以北為負區，另太平洋北部為負區。

由正負區之分布顯示在台灣地區暖冬時第三固有向量所表現之物理特性，為緯度高低之效應，海洋與陸地區別之效應，同時在地形較複雜之雲貴一帶為正區極大值處。

(二) 高空部分 (500 MB)

1 第一固有向量

500 MB 高空第一固有向量在台灣區異常暖冬

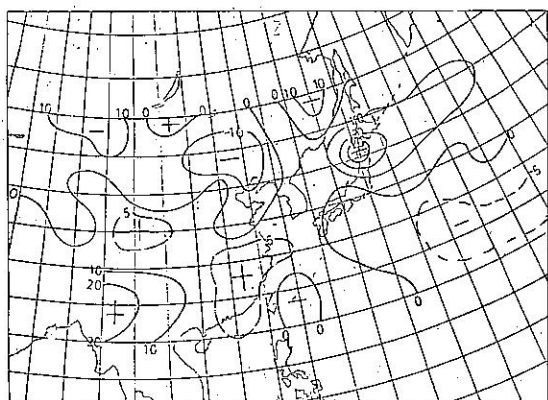


圖 4.15 異暖型地面第三個固有向量分布圖

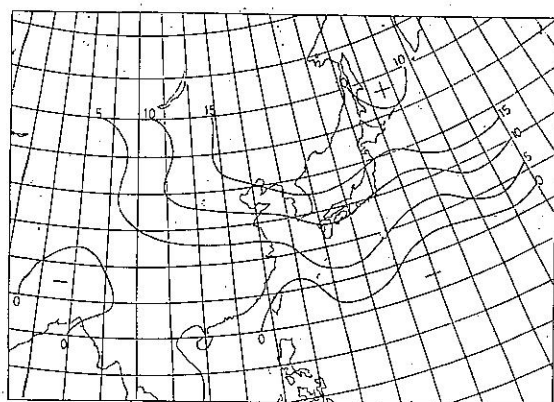


圖 4.16 異暖型高空 500MB 第一個固有向量分布圖

之分布如圖 4.16 所示，幾乎整個為正區之範圍，而負區僅在雲貴及部分太平洋地區。

第一固有向量在 500 MB 可以看出幾乎為東西走向，這顯示暖冬時高空之氣流為緯流狀分布，冷空氣不易南下，因此台灣氣溫偏高，主要受負區太平洋高壓之影響。

2 第二固有向量

500 MB 暖冬之第二固有向量之正區分布較為特殊，由青藏高原向東伸經黃海至韓國，而在日本海地面有最大正值區，其餘部分幾乎均為負區。

圖 4.17 為葉等 (1984) 利用台灣地區為暖冬時所做之 500 MB 合成圖，在海南島及其北方為一槽線區，而 500 MB 第二固有向量相對應處為一負值極大區，與地面之低壓中心向配合，顯示台灣地區之暖冬此低壓及 500 MB 之槽有密切之相關，相對於地面天氣通常為一暖低壓之形式。

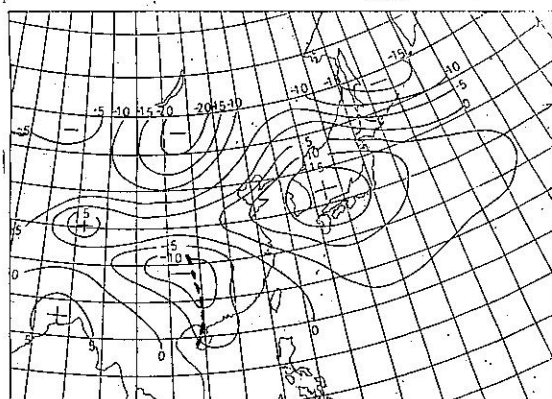
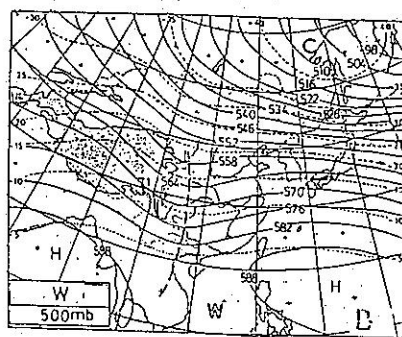


圖 4.17 異暖型高空 500MB 第二個固有向量分布圖



第三固有向量圖中兩條虛線與葉等(1984)所做 500 MB 之風速極大區相吻合在日本東海面相會合,此顯示為噴射氣流之位置與暖多地面第三固有向量在我國大陸正負區之交界處相吻合。

(三) 小結

由台灣區異暖之地面及高空固有向量分析可以瞭解,在台灣地區冬季異暖之天氣主要為緯流之氣流使得台灣地區出現暖冬之現象,而雲貴地區之暖低有阻止冷空氣南下之現象,為另一出現暖冬之原因。

伍、結論與建議

歸納出影響台灣地區溫度的變化,造成溫度異冷的情形,主要有如下的關係:

當西伯利亞或蒙古高壓發展強盛,位於其前方之低壓,移至日本附近或日本東海面加深。遠東地區沿海一帶,在冬季為主槽之平均位置,尤其是主槽位於堪察加爾半島至日本一帶,而另一短槽則位於貝加爾湖附近,當此短槽移入併入主槽後,加深的主槽導引冷空氣的南伸。若無阻塞現象發生,平均五—七天即有一長波槽通過。

500 MB 距平圖上之負距平中心自外蒙移至東北九省時,往往寒潮已爆發至台灣北部。若負距平中心位於韓國或日本南部,則寒潮過境後,高壓位置偏南,台灣及華南地區有乾冷的好天氣。負距平中心所在位置如果高於上述位置,在寒潮停留於巴士海峽之冷面上,有發生波動之可能,台灣北部及華南地區,多為持續性之陰雨天氣。

高壓中心位於貝加爾湖西方附近,且沿貝加爾湖南下,其高壓軸線呈南北向,此種高壓極為寒冷,台灣北部每多惡劣天氣,持續時間較久。如果高壓中心自貝加爾湖向東南伸展,經山東半島出海,且出海後有封閉環流存在,則台灣北部之陰雨天氣可望轉佳,但為時不久。如果貝加爾湖附近之高壓經東北至日本方向移動,則東南沿海及台灣北部有持久性之陰雨天氣

發生。

酷寒而潮濕的冬季,每每是在蘇俄海參崴有高空阻塞現象發生,影響台灣天氣低壓系統之去路,冷面則始終橫貫於巴士海峽與南海,寒潮南下陰雨天氣甚至可達到台灣南部,可連續數日之久。

高壓中心在北緯四十五度以南及東經九十五度以西之寒潮較為乾燥,台灣地區即使受到影響,也無甚天氣發生。一般而言,如果高緯地區,即蘇俄之西北部或外蒙古,高空出現阻塞性環流,當它向東伸展,在東經 120 度以西,有顯著之北來風時,即為寒潮爆發之前兆。當寒潮爆發時,而高空阻塞環流繼續向東移動,等到阻塞高壓移出東經一百二十度以東地區後台灣北部之惡劣天氣始可轉好,阻塞高壓停留時間愈長,台灣北部之惡劣天氣也愈長。

寒潮爆發後,整個中國大陸及蘇聯東北部高緯地區,均為龐大之高壓所控制,而其移動緩慢,此時氣流經過廣大之洋面,當抵達台灣地區兼有地形作用時,台灣地區有持久性之濕寒天氣。

至於台灣地區冬季異暖的情形,明顯的有利因素為: 1. 大陸上極地高壓與分裂高壓間冷空氣之切斷,中緯度上的大陸高壓由冷心轉為暖心。且在華西及我國西北部對流層層中出現暖平流時,有利於形成動力高壓。

2. 東亞的主槽減弱而東移,此時分裂高壓隨之東移出海。(參閱圖 4.12 A)

3. 由西藏高原東麓或印度一帶移來的熱力槽,因其波長甚短不易辨別,溫度脊(暖舌)向東北擴展,有助於高空橫槽之消失,換句話說在雲貴一帶駝峯槽之迅速通過,此時太平洋副熱帶之高壓向西伸展,勢力可達台灣地區。

4. 高指數時,高空 500 MB 上當雲貴一帶二十四小時高度變化呈負變高中心時,此時駝峯槽已自西藏高原東麓移出的二十四小時後,後繼大陸上並無顯著之冷空氣南下時。

從溫度之固有向量分析，我們瞭解在冬季影響台灣地區為冷冬或暖冬之差異及特性。

在冷冬時台灣地區受東亞主槽之影響，冷空氣順著東亞槽後氣流及地形之影響，侵襲台灣地區，造成台灣地區之冷冬。

在暖冬時高空之氣流為緯流狀，因此高緯度地區之冷空氣不易到達台灣地區，形成台灣地區之暖冬，另雲貴之暖低壓也有阻止冷空氣南下之作用，為另一形成台灣地區暖冬之原因。

在確定台灣地區之冷冬及暖冬之特性後，我們將利用這些特性進行台灣地區冷冬及暖冬之預報工作。

陸、誌 謝

本研究係中央氣象局委託研究，使用資料由中央氣象局及空軍氣象聯隊提供。對於審查並提供意見的先進在此謹致誠摯之謝意。在研究過程中，承徐天佑、葉文欽諸先生鼎力相助，使本文順利完成，在此一併致謝。

柒、參考文獻

任立渝、蔡清彥，1981：台灣冬季溫度異常之長期預報，中央氣象局異常氣候研討會論文彙編，P.219-228。

王時鼎、鄭 俠，1981：台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究，中央氣象局研究報告 063 號，PP.72。

陳泰然、吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析，大氣科學，第五卷第二期，P.1-16。

徐晉淮、王博義，1974：台灣地區長期天氣預報之研究，氣象學報，第二十卷第四期，P.45-63。

徐晉淮、辛江霖，1979：台灣地區降霜之分析研究，氣象學報，第二十五卷第一期，P.25-34。

葉文欽、俞川心、黃辛彥，1982：台灣地區冬季異常氣溫天氣型之研究，氣象預報與分析，第九十三期，P.18-31。

曾忠一，1983：客觀分析，民用航空局技術人員訓練所，P.61。

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。

林和，1986：經驗正交函數最原始的物理意義，大氣科學 13，76-76。

葉文欽，陳明煒，呂國財，黃幸彥，1984：隆冬台灣區異暖與酷寒天氣型態與飛行氣象之探討，航空氣象與飛航安全研討會，335-370。

陶詩言，1986：中國氣象新論，明文書局，181 頁。

戚啟勳，陳文恭，1974：中國之寒潮與雪期，氣象預報與分析 58，7-14。

Lyons, S.W., 1982: Empirical Orthogonal Function Analysis of Hawaiian Rainfall. J. APPL. METEOR., 21, 1713-1729.

Paegle, J.N., and R.B. Haslam, 1982: Statistical Prediction of 500MB Height field Using Eigenvectors. J. Appl. Meteor., 21, 127-138.

Weare, B.C., and J.S. Nasstrom, 1982: Examples of Extended Orthogonal Function Analyses. Mon. Wea. Rev., 110, 481-485.

On the Abnormal Weathers During Winter Seasons in Taiwan

Part 1: Temperature and its Attributions

Chi-Kang Lo Koung-Ying Liu
Weather Wing, CAF

Hsia Cheng
Central Weather Bureau

ABSTRACT

In Taiwan many abnormal weathers occurred during winter seasons. Among them temperature anomaly is very outstanding one. In this report a climatological review is presented in the first part then, according to temperature variation, composite charts (sfc and upper levels) for warm periods (warmer than 16.4°C) and cold periods (colder than 15.4°C) are constructed and analyzed. Finally, by using the empirical orthogonal function an objective analysis of such phenomena is carried out. The results show that a surface high (centered over Siberia to Mongolia area) underlines the preceding edge of an upper level ridge is the major feature of a cold period. An upper ridge extending from west or east to the coast region of mainland China is the major feature of a warm period. Other features for both warm and cold periods can be read from the objective charts.