

冷暖冬500毫巴環流之初步分析

吳清吉 李汴軍* 陳圭宏* 李玉偵

國立台灣大學大氣科學系

*中央氣象局

摘 要

本文利用中央氣象局台北測站1901至1987年冬季的日均溫分析冬季日均溫的頻率分配，並且以標準差的方法定義冷暖冬。結果顯示暖冬有13年，冷冬有11年；而日均溫不完全符合常態分配。同時使用1958年至1987年北半球500毫巴的高度場和溫度場，按暖冬、冷冬和常冬三類作合成和距平分析。

冷冬時，500毫巴高度場在亞洲東岸槽線較深，其後大陸上的脊線較明顯，噴流的位置比較南移；反之，暖冬時，等高線比較平滑，亞洲東岸槽線較淺，大陸上的脊線不明顯。高度場距平顯示波狀結構，冷冬和暖冬的相位相反。暖冬時在大陸為暖距平；冷冬時，冷距平中心在日本附近。

一、前 言

異常的冬季氣溫，對於防寒設施、農作物生長、漁業養殖、工商業投資、以及人們的日常生活都有很大的影響。國外對於氣溫的長期變遷有許多的研究，例如Angell and Korshover (1978) 利用63個探空站的資料，分析全球地面至100毫巴溫度的變遷；Jones et al. (1982) 分析1881至1980年北半球地面溫度的變化。Loon and Williams (1976) 則研究地區性地面溫度趨勢和環流的關係。

Harnack (1982) 將美國分為15個地區，利用統計模式分區預報冬季平均氣溫，預報值分別為常態值、低於或高於常態值。他所用的預報因子有700毫巴環流、海面溫度、地面氣壓和南方振盪指數。他的結果指出：(1) 海面溫度是一個重要的預報因子；(2) 在美國東部地區預報結果比西部地區好，即模式預報能力具有地區性；(3) 海面氣壓和南方振盪指數，對於冬季平均溫度預報的技術性，並沒有顯著的貢獻。Kawamura (1984) 利用經驗正交函

數(EOF)方法，分析北大西洋冬季大氣環流和主要海面溫度異常關係時，指出在冬季海面溫度異常型式的第一分量可以持續幾個月；但是，Gilchrist (1986) 認為在長期預報中，必須把其他因子也考慮進去，不能只單獨將海面異常作為作用力函數。

Kung and Sharif (1982) 利用海面溫度和高層的環流參數預報印度季風的開始與降小；Kung and Tanaka (1985) 並且利用高層環流和海面溫度，以複迴歸方式，做溫度和降水的長期預報。

在國內，曾等(1988)也利用EOF分析梅雨季北半球500毫巴高度場的變化。徐等人(1974)以平均環流方法研究展期預報；任與蔡(1984)利用Ratcliffe (1974)的方法，對台灣地區冬季異常氣溫做長期預報。他們的結果指出波數3的振幅與冬季氣溫的偏冷和偏暖有極密切的關係。劉(1989)也對台灣地區冷暖冬大氣環流特徵作分析。

但是暖冬或冷冬並沒有很明確的定義。在任與蔡(1984)的研究中，將冬季分成暖冬、常冬和冷冬三類，他們分析23年(1955-1977)台北冬季氣溫

(12, 1, 2 月)，得到冬季平均溫度為 15.9°C ，如某年冬季平均溫度高於（低於） 16.4°C ，則該年被定義為暖（冷）冬。如果介於 15.4 至 16.4 之間，則為常冬。劉(1989)也使用平均溫度方法定義冷暖冬。本文嘗試利用標準差方法定義冷暖冬。利用台北 1901-1987 年的地面溫度資料，求出冬季（12 月 1 日至 2 月 28 日）每天日均溫的氣候值（即同一日子日均溫，87 年的平均溫）和標準差。當日均溫介於日均溫氣候值 0.5 個標準差之內，則該日被視為常日；如果大於 0.5 個標準差則為暖日；反之，如果小於 0.5 個標準差則為冷日。再由一年中，冷、暖或常日的多寡定義該年為冷、暖或常冬。並且分別將冷、暖和常冬，冬季 500 毫巴高度場和溫度場作合成分析，並且求出其距平圖，做為未來長期溫度預報的參考。

二、使用資料與研究方法

本文使用資料包括中央氣象局台北測站 1901 至 1987 年冬季（12 月、1 月、2 月）每日地面日均溫、以及 1958 至 1987 年 NMC 八角網格點 500 毫巴等壓面上的高度場和溫度場。

首先由每年同一日子的日均溫 T_{ij} ，求出冬季每天日均溫的氣候值 \bar{T}_i 和標準差 S_i ，方法如下：

$$\bar{T}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N T_{ij}, \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (1)$$

$$S_i^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (T_{ij} - \bar{T}_i)^2, \quad i = 1, 2, \dots, M \quad (2)$$

式(2)中除以 $N-1$ ，主要是求取變異數的不偏推定量。上面兩式中 i 代表日子， j 代表年份，例如 T_{11} 為 1901 年 12 月 1 日的日均溫， T_{22} 為 1902 年 2 月 2 日的日均溫，餘類推； \bar{T}_1 和 S_1 則分別為 2 月 1 日日均溫的氣候值和標準差。在本文中 $M=90$ （冬季共有 90 天）， $N=87$ （有 87 年資料）。如果某日的日均溫大於該日日均溫氣候值 0.5 標準差以上，則該日為暖日；反之，在該日日均溫氣候值 0.5 標準差之下，則為冷日；如果介於 0.5 標準差之間則為常日。以公式表示如下：

$$T_{ij} \geq \bar{T}_i + 0.5S_i, \quad [\text{暖日}]$$

$$T_{ij} \leq \bar{T}_i - 0.5S_i, \quad [\text{冷日}]$$

$$\bar{T}_i + 0.5S_i > T_{ij} > \bar{T}_i - 0.5S_i, \quad [\text{常日}]$$

如果一年中的 (i) 暖日在 45 天以上，或是 (ii) 常日在

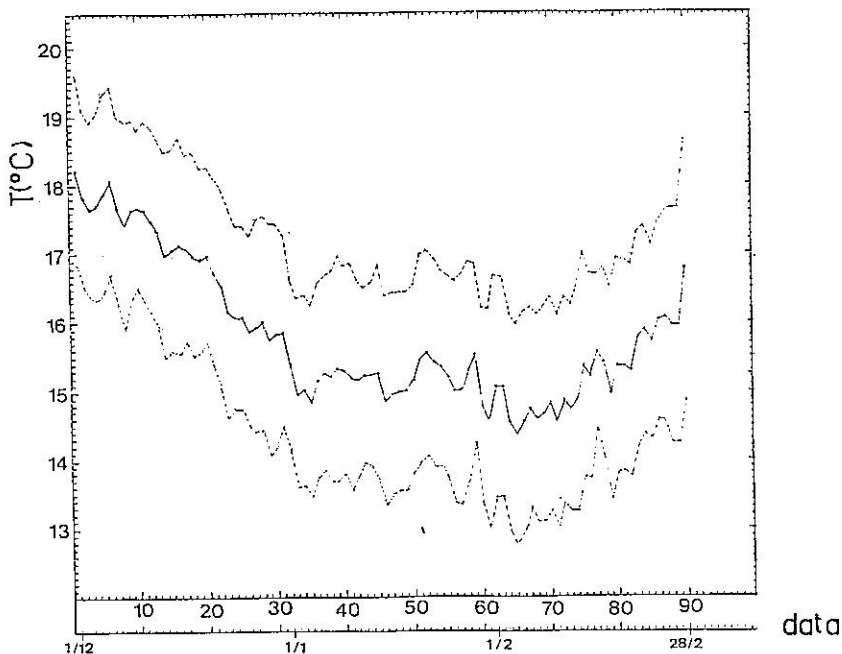


圖 1 台北冬季(1901-1987)日均溫氣候值變化。

30 天至 40 天之間，冷日不大於 16 天，同時，暖日比冷日大於 15 天，則該季被定為暖冬；反之，如果 (i) 冷日在 45 天以上，或是 (ii) 常日在 30 天至 40 天之間，暖日不大於 18 天，同時冷日比暖日大於 15 天，則該季被定為冷冬。其他不屬於冷冬或暖冬的，則稱為常冬。

找出冷冬、暖冬和常冬的年份以後，分別對冷冬、暖冬和常冬 500 毫巴等壓面上的高度場和溫度場作合成分析。首先，由每天的資料合成 10 日的平均，再由 10 日平均合成月平均，由月平均合成季平均。最後分別把暖冬、冷冬和常冬作合成分析。

三、結果與討論

圖 1 為冬季每天日均溫氣候值（實線所示）的變化。虛線表示 0.5 標準差的範圍。如果日均溫落在兩虛線內，則該日為常日，在上虛線之上則為暖日，而在下虛線之下則為冷日。一般而言，在冬季一月的平均日均溫氣候值和二月相近（分別為 15.17°C 和 15.21°C ），由圖中可看出，溫度最低的時候，應為二月上旬。二月日均溫的標準差 3.1°C ，比一月（ 2.9°C ）為大。十二月的平均日均溫和標準差分別為 17.0°C 和 2.9°C 。

冬季各月日均溫頻率分布直方圖分別示於圖 2 中。圖中並將常態分配（• 點所示）的模擬示於圖中。12 月、1 月和 2 月日均溫的最大頻率分別出現在 $17-18^{\circ}\text{C}$ ， $16-17^{\circ}\text{C}$ 和 $15-16^{\circ}\text{C}$ 。十二月偏態 (Skewness) 右偏比較明顯。

表 1 為 1901 年至 1987 年冬季暖日、冷日和常日的分配情況，它們的平均日數分別為 30 天、27 天和 33 天冷日的平均日數比較少。由表中可見，暖日出現 30-34 天的機率最大 (20.7%)，其次為 25-29 天和 35-39 天 (19.5%)；冷日出現 25-29 天的機率最大 (28.7%)，其次為 20-24 天 (20.7%)；常日出現 35-39 天的機率 (31%) 最大，其次為 30-34 天 (28.7%) 和 25-29 天 (21.8%)。合於第二節所述暖冬的年份有 13 年，合於冷冬的年份有 11 年，其餘為常冬。因為用來合成 500 毫巴高度場和溫度場的資料只有 1958-1987，所以將該期間各年份冷、暖日和常日的天數示於

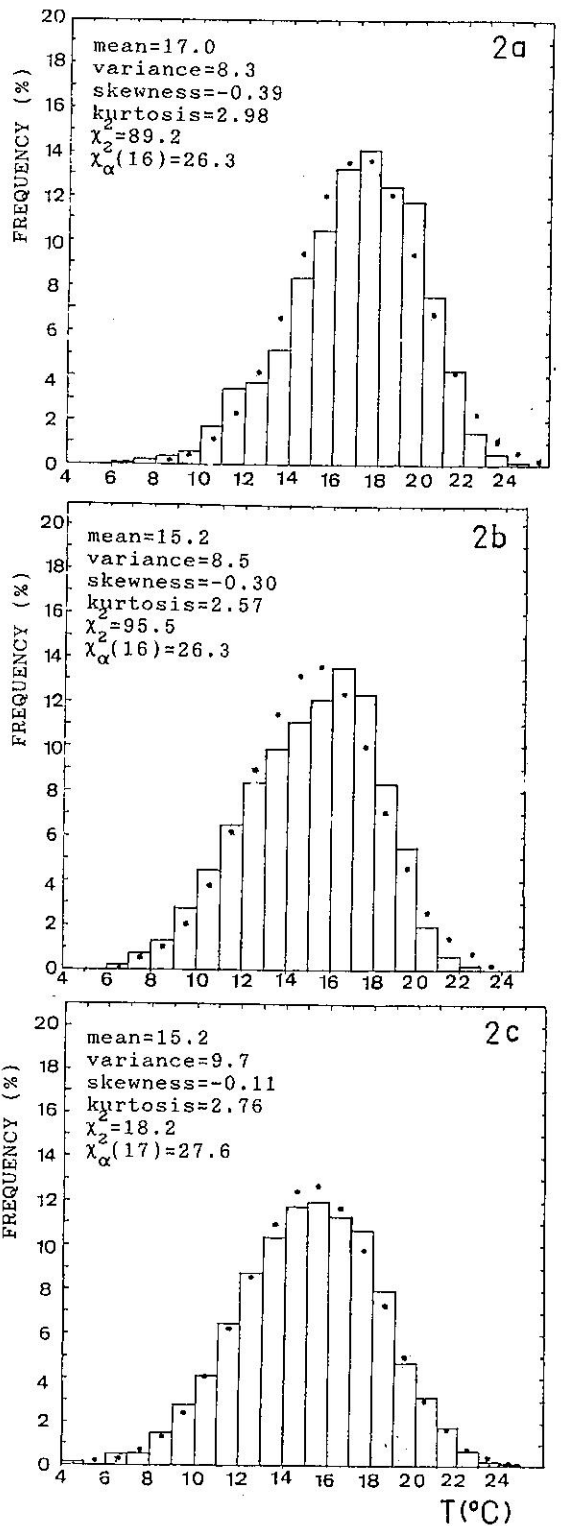


圖 2 台北日均溫頻率分配：(a)12 月，(b)1 月，(c)2 月。

表 1 冬季冷日、暖日和常日的頻率分配

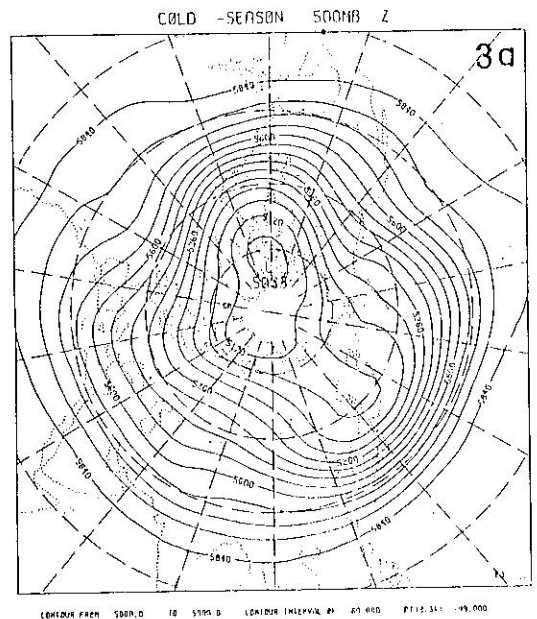
Days	≤ 10	10-14	15-19	20-24	25-29	30-34	35-39	40-44	45-49	≥ 50
warm	2	2	8	11	17	18	17	6	3	3
%	2.3	2.3	9.2	12.6	19.5	20.7	19.5	6.9	3.5	3.4
normal	0	0	2	5	19	25	27	7	2	0
%	0.0	0.0	2.3	5.8	21.8	28.7	31.0	8.1	2.3	0.0
cold	0	4	12	18	25	12	12	0	1	3
%	0.0	4.6	13.8	20.7	28.7	13.8	13.8	0.0	1.2	3.4

表 2 1958-1987 每年冷日、暖日和常日的天數
(C冷冬, W暖冬)

年 份	暖 日	常 日	冷 日	備 註
1958	28	33	29	
1959	32	32	26	
1960	50	22	18	W
1961	23	33	34	
1962	33	23	34	
1963	10	29	51	C
1964	32	25	33	
1965	38	29	23	
1966	44	34	12	W
1967	36	25	29	
1968	7	27	56	C
1969	47	21	22	W
1970	24	37	29	
1971	25	32	33	
1972	37	32	21	
1973	50	30	10	W
1974	20	37	33	
1975	36	37	17	
1976	34	30	26	
1977	30	32	28	
1978	40	28	22	
1979	41	34	15	W
1980	31	35	24	
1981	31	33	26	
1982	26	40	24	
1983	28	33	29	
1984	17	40	33	C
1985	33	38	19	
1986	27	25	38	
1987	40	34	16	W

表 2 中。合於冷冬的年份有 1963, 1968 和 1984, 比劉(1989) 結果, 少了 1974 和 1986 兩年, 該兩年劉的文中分別被認為中度冷冬和輕度冷冬。合於暖冬的年份有 1960、1966、1969、1973、1979 和 1987 年。比劉(1989) 的結果多了 1987 年。

冷冬、暖冬和常冬 500 毫巴的平均高度場分別示於圖 3 中, 其距平值(冷冬減去常冬和暖冬減去常冬)則分別示於圖 4 中。在冷冬時(圖 3a)在亞洲大陸東岸的槽線比較深; 而在其後大陸的脊線也比較明顯, 顯示空氣由較北方來; 而暖冬時(圖 3b), 等高線比較平滑, 亞洲東岸附近的槽線較淺, 其後內陸的脊線也比較不明顯。噴流的平均位置冷冬時比較偏南, 同時等高線比較密集, 顯示噴流強度比較強。



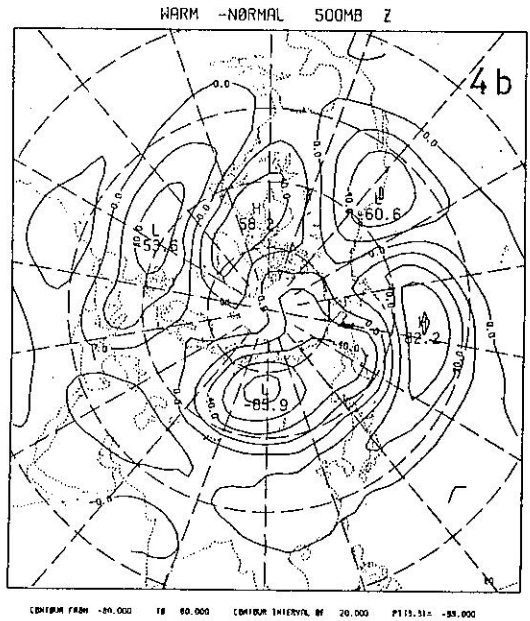
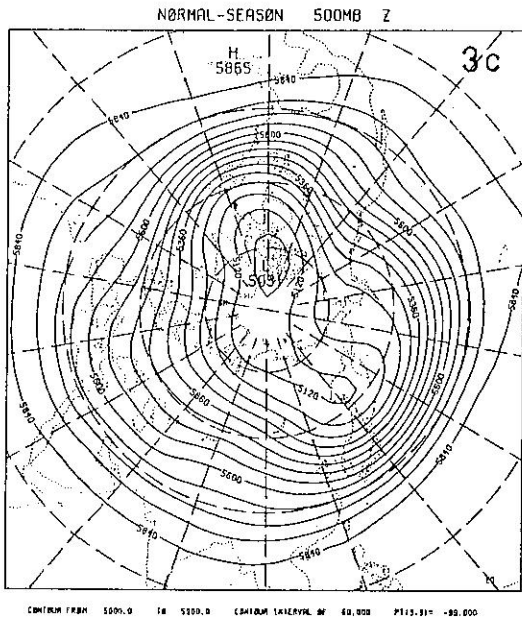
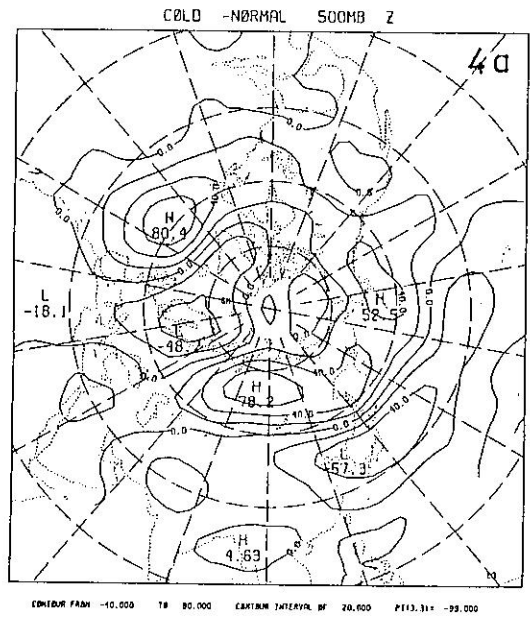
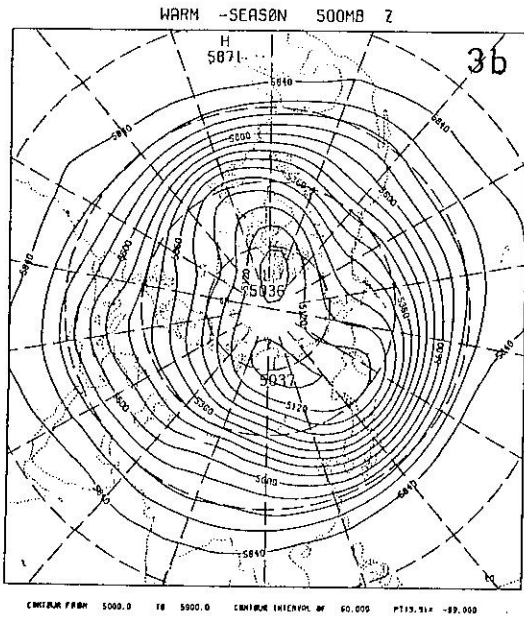


圖3 北半球冬季500毫巴高度場合成圖：(a) 冷冬，(b) 暖冬，(c) 常冬。

圖4 北半球冬季500毫巴高度場距平圖：(a) 冷冬，(b) 暖冬。

由高度距平圖(圖4)可見冷冬時在日本上空為負距平中心，蘇俄上空為正距平中心，北歐斯堪地那維亞半島上空為負距平，在大西洋上空則為正距平，由圖中可看出明波狀結構；暖冬時(圖4b)，波狀結構也十分明顯，但是和冷冬時相位相反。此種波狀結構在北半球冬季的遙相關分析時

常存在(Wallace and Gutzler, 1981)。

圖5表示冷、暖冬和常冬500毫巴上平均的溫度場。冷冬時(圖5a)東北亞的冷槽較深， -20°C 等溫線可達江蘇附近上空；暖冬時此冷槽較淺，等溫線也比較平滑， -20°C 等溫線和冷冬時相比，比較偏北。

冬季溫度距平圖顯示暖季（圖6a）在大陸為溫度正距平區，此正距平區向西可達地中海，向東可達太平洋中部。在此一大片的正區之北為負距平區；相反地，冷季（圖6b）溫度距平，在東亞和日本上空為負距平，而在其北方為溫度正距平。

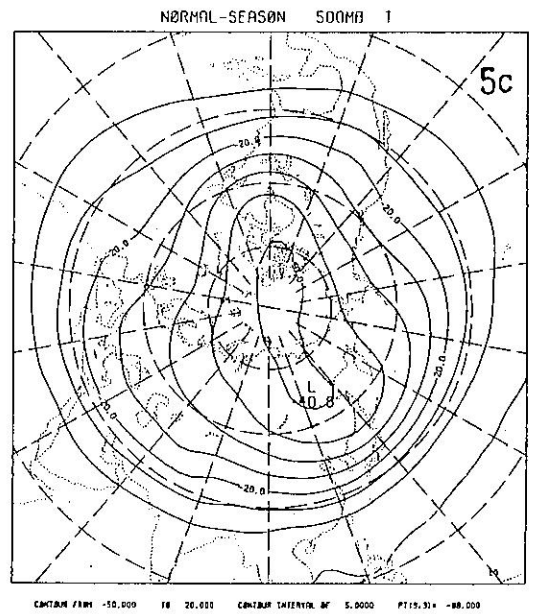
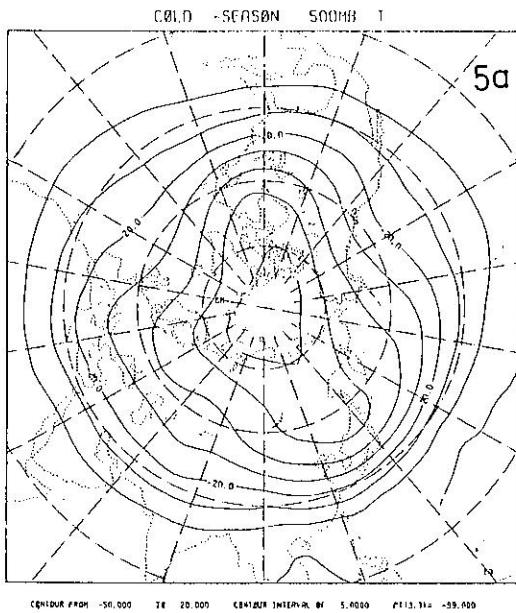
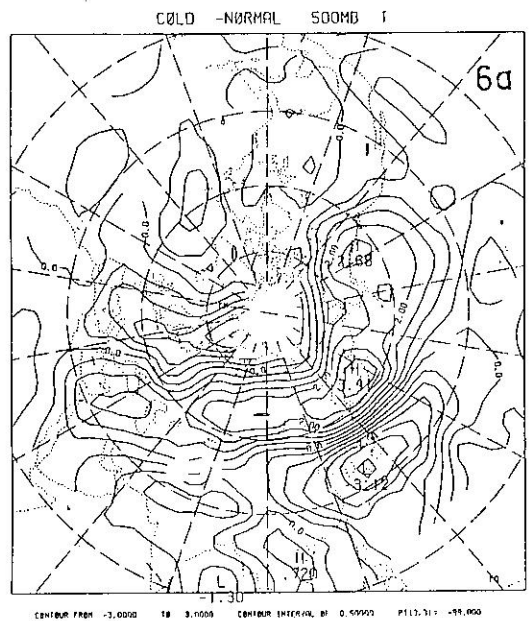
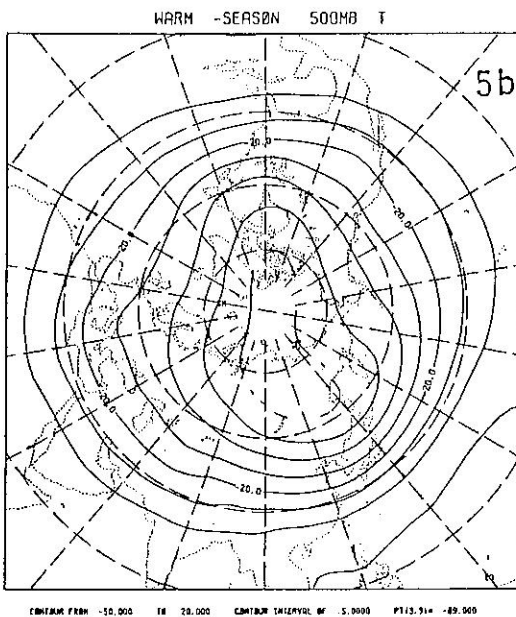


圖5 北半球冬季500毫巴溫度場合成圖：(a) 冷冬，(b) 暖冬，(c) 常冬。



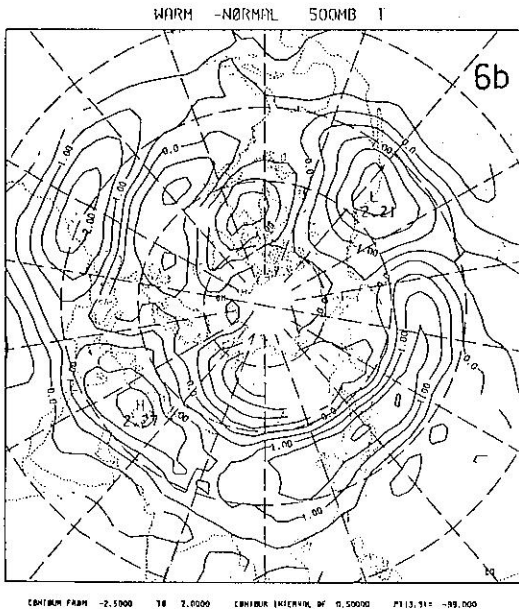


圖6 北半球冬季500毫巴溫度場距平圖：(a)冷冬，(b)暖冬。

四、結 語

本文利用中央氣象局台北測站1901至1987年冬季的日均溫，作頻率分配。同時，以標準差方法定義冷冬、暖冬和常冬。同時分別對冷冬、暖冬和常冬時，500毫巴上的高度場和溫度場作合成平均，並且求出它們的距平值分佈。結果顯示，冬季日均溫不完全符合於常態分配。平均的暖日、冷日和常日分別為27天、30天和33天。

冷冬500毫巴平均高度場，在亞洲東岸之槽線較深，平均溫度場的冷槽也有相同的現象。在大陸上的脊線比較明顯，噴流的平均位置也較暖冬時偏南。相反的，暖冬時，亞洲東岸之槽線較淺，等高線也比較平滑。高度距平值呈現明顯的波狀結構，但是冷冬和暖冬時，其相位相反。暖冬時，在大陸為正距平，其北方為負距平；冷冬時，在大陸和日本為冷距平而在其北方為暖距平。

誌 謝

本文是在中央氣象委託計劃(CWB78-01-05)的支助下完成。過程中和許晃雄教授有許多的討論，程式和部分工作則由龍世俊小姐完成特此致謝。

參考文獻

- 任立渝，蔡清彥，1984：台灣冬季溫度異常之長期預報，異常氣候研討會，論文彙編，219-227。
- 曾振發，呂文智，高溫溫，吳明進，1988：北半球五、六月500毫巴高度場之經驗正交函數分析，天氣分析與預報研討會論文彙編，573-580。
- 徐晉淮，鄭邦傑，楊逢世，1974：平均環流模式與台灣地區冬季展期預報之研究，氣象學報，20(3),19-36。
- 劉復誠，1989：台灣地區冷冬暖冬之大氣環流特徵及具可預測度研究(I)，國科會研究計畫報告，30pp。
- Angell, J.K., and J. Korshover, 1978: Global temperature variation, surface-100 mb: an update into 1977. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 755-770.
- Gilchrist, A., 1986: Long-range forecasting. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 112, 567-592.
- Harnack, P.R., 1982: Objective winter temperature forecasts: an update and extension to the western United States. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 287-295.
- Jones, P.D., T.M.L. Wigley, and P.M. Kelley, 1982: Variations in surface air temperatures: Part I. northern hemisphere, 1881-1980. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 59-70.
- Kawamura, R., 1984: Relation between atmospheric circulation and dominant sea surface temperature anomaly patterns in the north Pacific during the northern winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 910-916.
- Kung, E.C., and T.A. Sharif, 1981: Long-range forecasting of the Indian summer monsoon onset and rainfall with upper air parameters and sea surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 672-681.

Kung, E.C., and H. Tanaka, 1985: Long-range forecasting of temperature and precipitation with upper air parameters and sea surface temperature in a multiple regression approach. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 619-631.

Loon, H.V., and J. Williams, 1976: The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part I. *winter. Mon. Wea. Rev.*, 104, 365-380.

Ratcliffe, R.A.S., 1974: The use of 500 mb anomalies in long-range forecasting. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 100, 234-244.

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.

Preliminary Results on the 500 mb Temperature and Height
Fields in Warm/Cold Winter

Ching-Chi Wu, Beng-Chun Lee*, Guay-Hong Chen*, Yuh-Jen Lee

Department of Atmospheric Science *Central Weather Bureau
National Taiwan University

Abstract

The temperature data in Taipei from 1955 to 1987 are used to produce the temperature frequency distribution in winter. The warm or cold winter is defined by the standard deviation of temperature. There are 13 warm winter and 11 cold winter from 1955 to 1987. The northern hemispheric 500 mb height and temperature fields from 1958 to 1987 are used to composite according to warm, cold, and normal winter.

The trough at east Asia in cold winter is deeper than that in warm winter. Meanwhile the position of the jet moves southward during the cold winter. The anomalous height fields show wave structure; the cold winter and warm winter are out of phase. The warm anomalous center is located in mainland China during the warm winter but the cold anomalous center in Japan during cold winter.