

臺灣冬季雨量與極地寒流爆發關係之研究*

魏 元 恒

A Study of the Winter Precipitation in Taiwan and its Relation with Cold Polar Air Out-break

Yuan-heng Wei

Abstract

In the author's previous paper, the amount of rainfall in Taiwan was found to be highly related to sunspot activity, particularly during winter months.

In this paper, the above relationships are checked in detail and based upon this information, a guide the winter rainfall in Taiwan caused by the polar air out-break from Siberia is analysed.

Statistical studies show that:

1. The winter rainfall in Taiwan is always below normal during sunspot minima and is above normal during sunspot maxima. During the winter the relationship of sunspot activity verses winter rainfall holds true throughout the entire minimum and maximum spectrum.

2. The winter rainfall in Taiwan caused by the polar out-break is not so significant as it is caused by the polar front and associated low pressure.

3. When the upper-air mean wind velocity is above normal and cyclonic wind shears approaching the Taiwan area during the winter, rainfall in Taiwan is above normal. The opposite is true when winter rainfall in Taiwan is below normal.

Synoptic analysis shows that:

1. During a quiet-sun year the winter rainfall in Taiwan is extremely below normal. Over 700mb the upper-air in winter mean chart of northern hemisphere, it is found that the Eastern Asiatic Trough is displaced to the east of its normal position and the Bengal Trough is decreased in intensity. Out-breaks of polar trajectories move mostly toward western China, resulting in little rainfall in Taiwan.

2. During an active-sun year, the winter rainfall in Taiwan is considerably above normal. Over the upper-air winter mean chart of northern hemisphere, it is found that the Bengal Trough is intensified and the frequency of low pressure is increased over SE China; both factors are associated with rainy winters in Taiwan.

* 本研究獲得國家委員會之補助始克完成

一、前言

雨量關係人生最為重要，亦為氣象學在研究方面較複雜之問題。臺灣位於副熱帶，處海洋與大陸之衝；其全年雨量，就平地言，多在 2,000mm 左近，頗稱豐沛，但由於季節性雨量分配之差異，乃導致水旱災問題。

臺灣雨量多寡之變化，筆者在「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究⁽¹⁾」一文中，曾發現太陽黑子之週期變化，與臺灣雨量之變化，其間關係甚為顯著，尤以年雨量及冬季雨量為然。在太陽黑子最多時，臺灣雨量增多，高於標準值，更較太陽黑子最少時之雨量為多。

臺灣冬季雨量，在一般情況中，多由於西伯利亞寒流（或稱寒潮）爆發所致。本文為依據臺灣冬季雨量，在太陽黑子最多與最少期，雨量之關係，作進一步深入之分析，並尋求天氣圖上，大氣環流態勢之變化。由寒潮爆發，低氣壓及冷鋒頻率等，在太陽黑子週期變化中，所致臺灣冬季雨量之差別，進而選擇顯著者，作例證之分析。

二、臺灣冬季雨量與太陽黑子週期

（一）太陽活動週期：

太陽黑子之多寡，為太陽活動之指標。在太陽黑子最多期，近年國際上稱為「太陽活躍年」（Active-Sun Year），在太陽黑子最少年，稱為「太陽寧靜年」（Quiet-Sun Year）。太陽活動週期，有11年週期，亦稱單週期，及22年週期，亦稱雙週期。在太陽黑子雙週期中，含有兩個太陽黑子最多年，一為太陽黑子「主最多」（以MM表之），另一為太陽黑子「副最多」（以M表之）；筆者以為前者亦可稱為太陽黑子「主活躍年」，後者稱為「副活躍年」。

按最近之太陽活躍年，係自1968—1970年；就太陽黑子雙週期言，此為太陽黑子「副最多」年，亦即太陽黑子「副活躍年」。過去之太陽「寧靜年」1963—1965為太陽黑子「主最少」年（以mm表之）；過去所稱之地球物理學年1957—1959為太陽黑子「主最多」年。凡在此種太陽活動極端情況時（太陽黑子最多及最少時），世界各種科學機構，均特別加強各種科學之觀測及研究。本文即係選取此種太陽活動極端之年，以研究臺灣冬季雨量。

（二）臺灣冬季雨量與太陽活動：

1. 太陽黑子單週期與臺灣冬季雨量

據過去之研究，太陽黑子多寡，對熱帶地區雨量

之關係，係由於太陽極短之副射波，具有「凝核」（Colloidal）作用，故熱帶之降雨，可能由此種短波輻射，對大氣中水汽凝結及昇華之影響所致。因而太陽黑子對熱帶雨量之關係顯著。

就 Wexler 氏⁽²⁾之研究，太陽黑子11年週期變化，對世界雨量之關係，在東亞地區，冬季（1月）雨量，在太陽黑子最多較最少時，大陸上雨量普遍增多，並極為顯著，臺灣亦在此雨量廣大增多範圍之內。其形成之原因，可能由於在太陽黑子最多時，太陽輻射增強，導致大氣環流加強，使貝加爾湖一帶，地面氣壓較正常增高，冷性反氣旋（高氣壓），出現之頻率及強度增加；同時則入侵中國之寒潮及低氣壓，其頻率及強度亦必增。因而導致中國及臺灣一帶雨量增多。

就本文統計所得，列如表一，可知太陽黑子最多較最少時，臺灣全年雨量增多，與 Wexler 所得結果一致。惟冬季雨量，太陽黑子多時，地面增加之雨量，有較高山增加者為多之趨勢。

表一：太陽黑子最多減最少時臺灣高山與地面雨量之變化

Table 1: Average differences of precipitation in Taiwan, Sunspot maximum minus minimum

地 名	海拔(公尺)	紀錄年代	雨 量 %	
			1 月	全 年
臺 北	8	1901—1957	50	27
阿 里 山	2,406	1934—1957	30	36
玉 山	3,850	1944—1957	41	—

2. 太陽黑子雙週期與臺灣冬季雨量

太陽黑子雙週期，對氣象影響之分析，較單週期更為深入。在太陽黑子「主最多」時，大氣強烈環流型，出現增多之趨勢，極為顯著；冬季時大陸性高氣壓，在高緯度出現頻仍。在太陽黑子「副最多」時，低緯度大氣環流，緯流型之出現增多；溫帶風暴路徑，較正常南移，因而溫帶南部地區多雨。

就 Willet 氏⁽³⁾最近之研究，認為在太陽黑子「主最多」與「副最多」時，大氣環流及熱力型態，均有顯著不同。其原因顯非由於太陽黑子數之多寡，及其增或減之趨勢所致；而係由於太陽黑子本身，其物理性質（或由於磁性轉換之故）所導致者。太陽黑子「主最多」時，西風緯流及副熱帶東風，均形減弱，但極地

表二(A)：臺北與恒春冬季雨量(1897—1966)與太陽黑子雙週期

Table 2 (A) : Variation of winter precipitation (1897—1966) in Taipei and Heng Chung with double sunspot cycle

地 名 位 相	季 節	臺 北				恒 春			
		冬 季			年	冬 季			年
		12月	1月	2月		12月	1月	2月	
MM		103	136	146	2183	43	34	20	2331
mm		73	96	137	1705	14	22	32	1904
M		67	135	141	2531	50	30	16	2333
m		95	87	112	1864	20	10	8	1979
N		74	90	140	2112	21	21	27	2299

附註：1. 表內數字為雨量以公厘為單位。

2. 太陽黑子位相：

MM=主最多 mm=主最少

M=副最多 m=副最少

3. N代表標準雨量(1897—1966)。

表二(B)：臺北與恒春冬季雨量隨太陽黑子雙週期之變化

Table 2 (B) : Average differences of winter precipitation in Taipei and Heng Chung with the phases of double sunspot cycle

地 名 類 別	季 節 比 值 %	臺 北				恒 春			
		冬 季			年	冬 季			年
		12月	1月	2月		12月	1月	2月	
雨 量 位 相 差	MM-mm	40	44	6	23	138	57	-44	19
	N								
	M-m	-38	53	21	32	143	95	30	15
	N								
雨 量 距 平	MM-M	49	1	4	-16	-33	19	15	0.1
	N								
	MM-N	39	5	4	3	-105	62	-26	1
	N								
雨 量 距 平	M-N	-9	50	1	20	138	42	-41	1
	N								
	m-N	28	-3	-20	-12	-5	-52	-70	-14
	N								

附註：(1) N為標準雨量見A表。

(2) MM-mm為表示太陽黑子「主最多」時之雨量與「主最少」時之雨量餘額推。

東風增強，亦即此時大氣環流，趨向於阻塞環流型。

茲就臺灣過去近七十年來(1897—1966)，臺北及恒春兩地冬季雨量，就太陽黑子雙週期中各位相，分析之結果示如表二(A)及(B)。

就統計顯示(參看表二(A)及(B))，太陽黑子對臺灣地區之雨量，影響最為顯著，且具規律性，殊堪注意。就年雨量言，太陽黑子「主最多」，較「主最少」時，年雨量臺北增多23% (與標準雨量之比)，恒春增多19%；在太陽黑子「副最多」，較「副最少」時之年雨量，臺北增多32%，恒春增多15%。可知太陽黑子副週期，影響於臺灣雨量，較主週期為大；臺灣北部則大於南部；就表二(A)、(B)所示，太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量臺北減少16%，恒春減少0.1%；此可顯示，如上述 Willet 氏所說，氣候雙週期之變化，不完全由太陽黑子多寡而致，而與磁極性之轉變有關。惟堪注意者，無論在太陽黑子「主最多」或「副最多」時，年雨量均高於標準值，後者高出較多；但在太陽黑子「主最少」或「副最少」時，年雨量均低於標準值，而前者所低較多，臺北與恒春呈一致之現象。

就冬季雨量觀之，其與上述年雨量變化，極為一致。以仲冬1月份言，該月雨量變化，較年雨量變化尤為顯著，例如太陽黑子「主最多」較「主最少」時，1月份雨量增多44%，較標準雨量增多51%；而恒春增多57%，較標準雨量則增多62%。在太陽黑子「副最多」較「副最少」時，1月份雨量，臺北增多53%；較標準雨量增多50%；恒春則增多95%，較標準平均則增多43%。太陽黑子「主最多」較「主最少」時，1月份雨量，臺北增多11%；恒春則增19%，此與年雨量之變化不同，亦即顯示仲冬時期，為大氣環流最強時，太陽磁性之轉變影響不顯。惟恒春在初冬12月份之雨量，則仍與年雨量變化一致。

綜上所述，可知臺灣冬季雨量，與太陽黑子雙週期之變化，較年雨量尤為顯著，且更具規律性。因此就臺灣雨量與太陽活動關係之密切言，在太陽黑子最多年，即太陽活躍年可稱為「多雨年」；在太陽黑子最少年，亦即太陽寧靜年，可稱為「少雨年」。本文以下將就此與天氣圖作比照，作較深入之研究，使其能對長期天氣預測有所助益，並對臺灣天氣，長期之乾旱，作為重要參考因素。惟應注意者，太陽黑子週期變化，對天氣之影響，在長期統計中固甚顯著，但在短期及個別例證中，則常有甚多困擾難解之處，其詳如下文。

三、臺灣冬季降雨之特性

(一) 臺灣冬季雨量與高空風速及氣溫

就太陽活動週期對臺灣「多雨年」與「少雨年」之密切關連，進而分析臺灣高空風速及氣溫之變化，用以顯示其與臺灣冬季雨量之關係。

臺灣高空探測，桃園測站約有十餘年之紀錄，可供太陽黑子11年週期變化之分析。其間含有太陽黑子「最多」及「最少」兩個位相，前者出現在1958年，為太陽「活躍年」，可稱為臺灣多雨年，後者出現在1964年，即所謂太陽「寧靜年」可稱為「少雨年」。惟就太陽黑子雙週期變化視之，此一太陽活躍年，為太陽黑子「主最多」期；此一太陽寧靜年，則為太陽黑子「主最少」期；凡其對於天氣變化之影響，較純就太陽黑子單週期，當有所差異，在上文，已有所說明。

茲就以上高空探測站之紀錄，在太陽活動兩極端位相，取其附近三年高空風速平均，用以比較其變化。太陽黑子最多即多雨年，係取1957、1958及1959三年；太陽黑子最少即少雨年，係取1963、1964及1965三年；分別就桃園及東港兩地之高風速分析之，其結果如表三。

表三：桃園冬季（1月）雨量正距平（1963—65）與負距平（1957—59）時高空風速（m/s）與氣溫（°C）之變化

Table 3: Anomalies of winter precipitation in relation with upper wind and upper air temperature in Taiwan

類別	高度	地面	500mb	200mb	100mb	60mb
雨量正距平之風速 m/s	1963—65 1月份	3.2	33.6	66.6	37.0	15.7
雨量負距平之風速 m/s	1957—59 1月份	6.6	25.5	48.4	29.8	11.5
風速差 m/s		-3.4	8.1	18.2	7.2	4.2
雨量正距平之氣溫 °C	1963—65 1月份	11.7	-13.2	-5.3	-7.4	-6.6
雨量負距平之氣溫 °C	1957—59 1月份	13	-12	-5.4	-7.5	-6.6
氣溫差 °C		-1.3	*1.2	1	1	0

並將同時期之臺北及恒春之雨量及距平，例如表四，由表四可知，在此一所謂「多雨年」（1957—59），臺北年雨量，及冬季2月份雨量，均較標準雨量增多，其正距平前者為99%，後者為6%，恒春亦與臺北此種現象相近。在「少雨年」，臺北及恒春年平均雨量（三年平均），及冬季2月份平均雨量（三年平

均），均少於標準雨量，其負距平之值，前者為-57%，後者為-25%；恒春與臺北相同，其雨量負距平之值，較臺北尤大，此可示太陽活動，對臺灣南部雨量之影響較大。惟更堪注意者，就此統計中之多雨年與少雨年，其間年雨量之差別更大。

表四：臺灣「多雨年」（1957—59）與「少雨年」（1963—65）臺北及恒春冬季1、2月及年雨量（公厘）

Table 4: The differences of winter precipitation during the wet and dry years in Taiwan

地名	年	臺 北			恒 春		
		1月	2月	年	1月	2月	年
多雨年	1957	29	278	2195	15	53	1882
	58	136	243	2019	18	22	2418
	59	78	317	2593	15	51	2434
	平均	74	297	2249	16	42	2245
距平%		-18	99	6	-24	54	-2
少雨年	1963	26	46	1708	2	18	754
	64	239	104	1475	38	15	1593
	65	144	29	1570	17	2	1208
	平均	140	60	1584	19	12	1184
距平%		56	-57	-25	-10	-56	-48

更最重要之現象，為表四由「多雨年」時，臺北1月份雨量為負距平達-18%，而少雨年時，1月份雨量為正距平達56%；又就1月份平均雨量言，前者雨量為74mm，後者為140mm，約二倍於多雨年，而恒春亦有相同現象。此種特殊相反變化，在同一時期，臺灣北部之桃園（25°N）及南部之東港（22.5°N），所測高空風速及氣溫之變化，茲就表三之統計數字，分析如下。

就表三所示，臺灣北部（以桃園為代表），在雨量增多之1月份，高空風速均較雨量負距平時，風速增強。例如在500mb高度（6KM），風速增多8.1m/s，且隨高度增加，直至對流層頂，增加數值方減小。此乃顯示臺灣雨量增多，高空風速亦加強。就表三內高空氣溫之變化，可知在雨量增多時，地面至500mb高度，氣溫降低；在此高度以上，則氣溫升高。由此可知臺灣雨量增多時，在風速及氣溫之平均狀態，則為緯流西風之加強，對流層中下部氣溫降低，

亦即顯示高空氣壓（亦即氣壓等高值），在對流層下部降低，其上部氣壓升高。此一特例，為說明在多雨年，出現異常雨量負距，在高空風速與氣溫之變化，用以估計長期天氣趨勢之參考。

（二）臺灣冬季雨量與地形

臺灣在我國大陸東南沿海，位於副熱帶：地形為一橄欖狀之島嶼，其北端之緯度約在 25°N ，南端約在緯度 22°N ，縱跨南北約緯度三度餘，即約 400 公里之南北直線距離。回歸線經過島之中部，就氣象變化之觀點言，係屬於恒風帶，純屬於副熱帶氣候型，天氣變化之因素，與溫帶者大異其趣。惟在冬季時，天氣之變化，主要由大陸高氣壓所控制，亦即所謂寒潮爆發所左右，為屬於溫帶天氣變化之系統。故冬季時，臺灣天氣變化之關鍵，須注視其北方高緯度，地面及高空天氣系統之演變。

1. 寒潮爆發所致雨量與臺灣地形：

臺灣為一狹長島嶼，中有高聳數千公尺之中央山脈，南北縱貫之，故其地形對天氣之變化，影響甚大。就冬季言，每次寒潮爆發，在其前緣所造成之冷鋒，對臺灣所致雨量，因受此地形影響，雨量之分佈，多限於臺灣之北部及東部，島之西南部所獲雨量至微。一般就表面觀察，雨量分佈之差異，係由於向風面及背風面所致，但深入分析之，則為導致降雨之天氣系統（冷鋒），受此地形影響，而致此雨量分佈之差異，並非單純由東北季風或恒風，在向風面而致雨也。茲就民國55年（1966）2月22日至24日，寒潮爆發，冷鋒在臺灣經過，所致雨量示如圖1⁽⁴⁾。此次寒潮侵襲臺灣，冷鋒自北向南經過臺灣後，抵巴士海峽，臺灣全島約有48小時之降雨。由圖1可知，雨量均集中在臺灣之北部、東部及高山地區。就平地言，北部之臺北雨量為 43.5mm，南部頂端之恒春雨量為 3mm，南北部雨量之差約14倍有餘，可見臺灣地形，對有降雨性之天氣系統，其影響甚為重大。

（三）臺灣冬季雨量與雨日之比較

由於臺灣雨量，受地形影響甚大，茲就臺北與恒春兩地，六十餘年來冬季雨量及年雨量與雨日作一比較。列如表五。就表內所示，臺北年雨量，小於恒春，僅為其 0.93 倍；但年雨日，則臺北大於恒春約為其 1.12 倍。就年總雨量觀之，臺灣北部之臺北，與南部之恒春，雨量與雨日之差別不大，此乃由於臺灣北部之雨季以冬為主，南部以夏季為主要雨季，冬為乾季，故全年合計，在年雨量與年總雨日，南北兩地相比，相差不太懸殊。

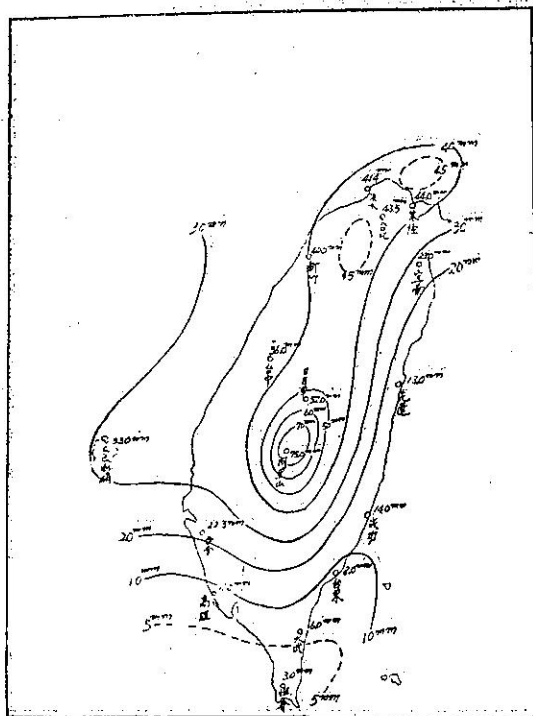


圖 1：民國55年 2 月22至24日寒潮爆發，臺灣各地雨量分佈

Fig. 1: Distribution of rainfall in Taiwan during the polar Air out-break on 22-24, Feb, 1966.

表五：臺北及恒春冬季及全年平均（1897—1960）雨量及雨日

Table 5: The winter and yearly average rainfall and rainy days (1897-1960) in Taipei and Heng Chung

年 別	地 名	冬 季				年 總 量
		12月	1月	2月	冬季總量	
雨 量 mm	臺 北	74	90	140	304	2112
	恒 春	21	21	27	69	2298
比值 臺北/恒春		3.5	4.3	5.2	4.4	0.93
雨 日	臺 北	16	16	16	48	186
	恒 春	8	9	8	25	152
比值 臺北/恒春		2	1.8	2	1.9	12

冬季雨量臺北與恒春兩地之比，臺北雨量，約 5 倍於恒春。雨日則臺北僅 2 倍於恒春。此顯示冬季冷空氣平流，臺灣北部因首當其衝，雨量大於南部甚多，而雨天日數，因雲層覆蓋範圍廣大，地形影響稍減之故。

(四) 冬季經過臺灣北部之冷鋒與雲層

在冬季時，隨寒潮南下之冷鋒與雲層，首見經過在臺北西北方海面，約 200 公里之馬祖島，然後到達臺北。在兩地雲層消失（即轉晴），其間相差之時間，就過去 11 年（1956—66）之統計在冬季 12 月份，相差時間為 21 小時（馬祖雲層先消失），1 月份為 25 小時，2 月份為 20 小時。此種雲層消失，在冬季各月份，有所不同，而尤以在 1 月份，冬季鼎盛期，兩地所差時間為最長，此可顯示，在臺灣北方海面，1 月份空氣最為寒冷，向南衝之力最強。尤其在寒潮爆發時，臺灣北部，東北季風冷空氣之厚度，約達 3,000 至 5,000 公尺，在其經過較暖海面時，迅速吸收水份，由氣流之渦動，造成雲層及降雨，迨到達臺灣附近，更因地形之抬升，則降雨更為豐盛；此種現象，由近數年氣象衛星，在臺灣一帶所拍攝之雲層影片，予以更清晰之證明。

據近年之研究，冷鋒隨寒潮南下，經過臺灣後已遠離時，臺灣北部仍有持續數日降雨之情形。此乃由於冷氣流過強，在我國東南沿海，造成大範圍低空雲層及降雨；在 2,000 公尺高度以上為逆溫層，雲層亦限於此高度以下。此種現象，由臺灣之探空觀測，以及氣象衛星之攝影中，均已予以證實。強烈寒潮在臺灣一帶造成連續降雨，可能由於低層大氣，氣溫梯度及濕度特大所致。又隨寒潮而來之冷鋒，在臺灣以南停留時，在華南上空，常有高空波槽相伴。

四、東亞大氣環流與臺灣冬季降雨

地面天氣圖上，移動性高氣壓及低氣壓系統，為氣旋波（Cyclonic wave），係一種短波，其波槽為暖性，波脊為冷性，其波幅隨高度遞減，進行速度快，在高空天氣圖 700mb 以上，短波多不顯著，而出現一種大氣長波，亦稱行星波（Planetary wave），大氣長波，在低空 700mb 以下不甚顯著；故鑑定長波，以近對流層頂之 300mb 或 200mb 高空圖為佳，且在此高度，長波之波幅最大，易於識別。惟由於此高度，高空報告較少，今日一般多採用 500mb 高空圖，用為研究大氣長波之基本圖。

(一) 東亞冬季之大氣長波

1. 大氣長波與天氣：

據過去之研究，大氣長波之波槽，在對流層上部，移動緩慢，與地面氣溫及雨量之距平，有相互之關係。此種高空長波槽，僅有一部份反應於地面氣壓之

分佈，並且此波槽，可連續數月，在一地區呈半停留狀態，導致氣候上顯著之異常。Riehl (1954)⁽⁵⁾ 氏並曾指出，此種波槽可向上空延伸達 200mb 高度，而低緯度延伸至熱帶，甚至赤道地區。在波槽前部之下方低空中，常產生熱帶擾動，由於高空輻散與低空輻合相重疊，使熱力穩力性減少，導致低空擾動加強，造成大範圍降雨及異常天氣，於熱帶及副熱帶地區。

2. 大氣長波之位置：

大氣中長波之「槽」與「脊」，由於地形影響，常在地球上一定位置，呈停留狀態。但有時長波出現之位置，與正常位置差異甚大，並可持續時間，長至一個月或一季；因而導致西風帶之重大變化，以及與其相伴之天氣變化，可持續一至三個星期。茲就北半球冬季 500mb 高空圖大氣長波經常出現之位置，示如圖 2 及圖 3。

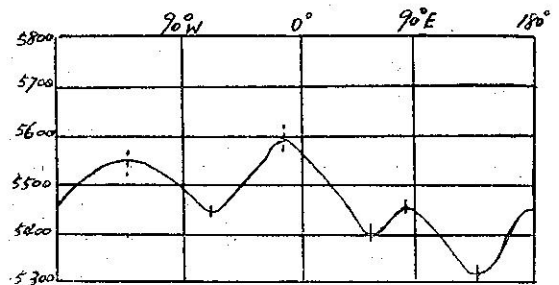


圖 2：冬季北半球 500mb 高空圖沿 40°N 及 50°N 間平均長波槽脊之位置

Fig. 2: The ridge and trough on mean height of 500mb surface in winter for 35°-40°N.

就北半球言，長波平均波槽有五⁽⁶⁾：(1)東亞主槽（110°—150°E），此與出現於阿拉斯加區（140°—170°W）之阻塞高氣壓相關連；(2)孟加拉槽（在 90°E 附近）僅出現於每年 10 至 5 月間（亦即冬半年），在副熱帶地區；(3)帕米爾槽（65°—70°E），僅出現於每年 6 至 9 月，即夏冬時；(4)東歐槽（0°—35°E），夏季時不存在；(5)哈遜灣波槽（80°W），此與歐洲區（10°W—30°E），阻塞高氣壓之出現相關連。以上五個波槽，在東亞冬季，對臺灣大氣影響最大者，為前兩者，茲分析如下。

(1)東亞主槽（Eastern Asiatic Trough），為東亞沿海，半停留性主波槽，其位置冬季時在中部西伯利亞（110°E），夏季時則東移（參看圖 3）。此槽正常位置停留（Anchoring）一段時期後，即迅速向東移，勢力亦減弱；同時亞洲大陸內，產生高空槽，

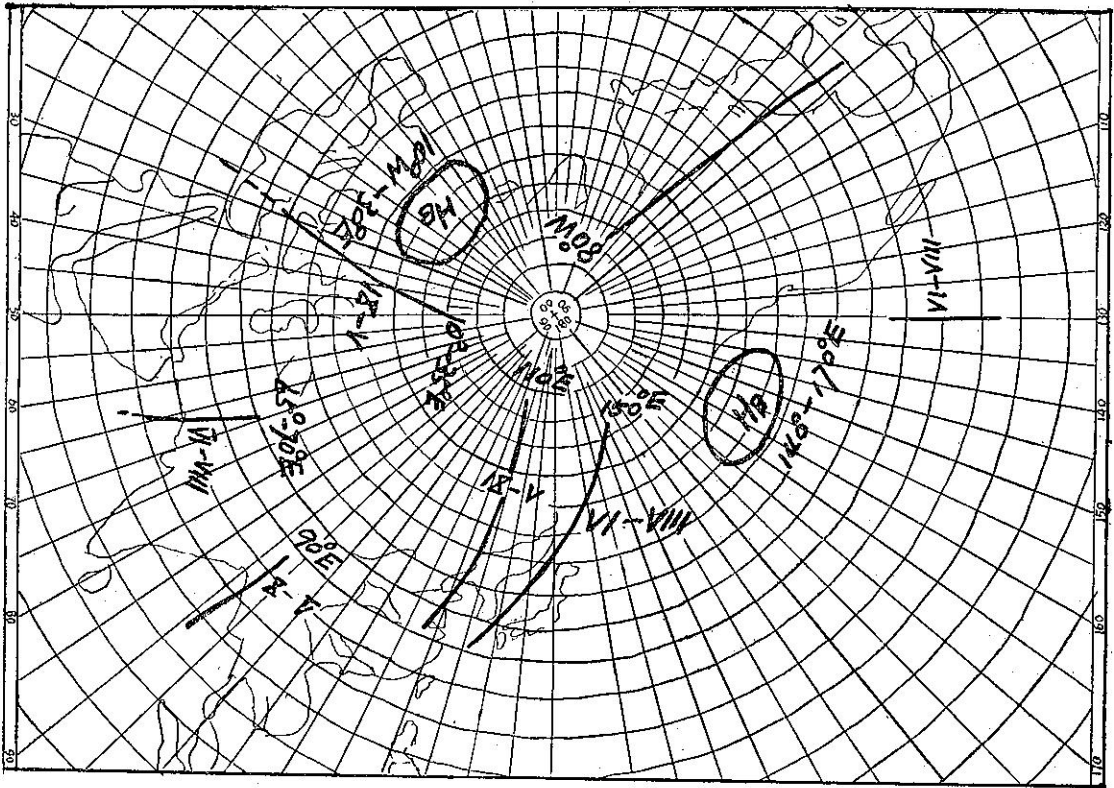


圖 3：北半球西風帶停留槽出現之位置圖

附註： H_B = 阻塞高氣壓經常出現之位置

IX-V 表示月份為 9—5 月，餘類推

Fig. 3: Quasipermanent troughs in the westerlies in winter on northern hemisphere.

發展甚強，東移後至沿海，在正常位置，造成另一新的半停留主槽，東亞地面寒潮爆發，亦因此產生。

長波主槽甚少由亞洲大陸西方，到達東亞沿海，多係由西方移入之副波槽，至東亞沿海發展而成主波槽者，冬季時在中國黃海及東海發生之地面低氣壓，多由此主波槽，到達我國沿海，所誘發而成者。有時由於太平洋副熱帶高壓脊，向西擴展，經此槽及地面低氣壓生成區，移至約在經度 110°E 附近，我國華中及臺灣一帶，天氣惡劣而降雨。在此槽附近及其前方，地面低氣壓，可移至緯度甚低，以致華南及臺灣一帶降雨，但在緯度 20°N 以南，天氣仍良好。

(2) 孟加拉波槽 (Bengal Trough)，多出現於冬半年 10 至 5 月份，在印度東部 (90°E) 上空。此波槽東移，至泰國及東南半島上空多加強，移動變緩或滯留，在波槽以東天氣惡劣，並加強原有地面之停留面；氣旋波沿此停留面移行，在此停留面以北，天氣至為惡劣。當此波槽東進，可導致地面低氣壓之生成，對華南及臺灣一帶之天氣，關係至為密切。

孟加拉高空波槽，為喜馬拉雅山以南，副熱帶西風噴射氣流所導致，在大氣環流低指標時，東亞主波槽在 130°E ，喜馬拉雅山一帶為波脊，印度及孟加拉上空出現西南風，因之此噴射氣流減弱，孟加拉高空槽之形成與東移者，亦減少。在高指標時，喜馬拉雅山以北一帶，多為極地高空槽所在，故山以南之副熱帶噴射氣流加強，波槽生成亦增多。

茲就近三年來 (1963—65)⁽⁷⁾ 冬季，孟加拉高空槽，東移及經過臺灣之次數統計，列如表六：

表六：冬季孟加拉高空波槽平均次數 (1963—65)
Table 6: Frequency of Bengal Trough (1963-65) in winter

類別 \ 月份	12月	1月	2月	冬季
東移次數	6.0	6.5	6.5	19
過臺灣次數	4	5	4	13

就上表所示，可知孟加拉高空波槽，在冬季時，

平均能到達臺灣上空者，僅為東移波槽之70%，而在1月份到達臺灣者，其比率數較高。

二次大戰期間，美國氣象人員，習知雲南天氣變化，與其西方之緬甸天氣，有密切關係。雲南天氣之變化，較緬甸約落後一天半之時間。當時認為係一種高空波槽之影響，名之為(Hump Trough)；在其繼續東移後，即影響華南一帶之天氣。按此槽所指，依筆者之見，即係孟加拉高空槽，東移後到達緬甸雲南者；其他氣象學者，亦有稱之為熱帶槽(Tropical Trough)者，本文係依據 Flohn 氏⁽⁶⁾ (參看引用文獻(6))之作，而擇用現名；惟此槽在冬季對華南及臺灣天氣之變化，殊為重要，故特為詳述之。

(二) 大氣環流與寒潮爆發

當繞地極之西風向南擴張，對流層中部之西風，在低緯度之副熱帶加強，而溫帶西風變弱，較正常風速為小，此為低指標環流型。在低指標環流時，大氣常發阻塞現象及寒潮爆發，並造成各地天氣之異常，及南北氣溫倒置等現象。

阻塞高氣壓經常出現者，計有歐洲及北太平洋北部兩地區。歐洲地區之阻塞高壓，已證明與太陽黑子週期，有密切關係；北太平洋北部之阻塞，似亦有相同現象。關於寒潮爆發，茲分述如下。

1. 北半球之寒潮

地面高低氣壓系統，移動之方向及路徑，係表示主要氣流，南北之輸送；而 700mb 或 500mb 高度之氣流為其導引。並可為大氣環流，其為經流型或緯流型，以及寒潮爆發等現象之一種比照。北半球寒潮爆發，依據 Dzerdzebskii 氏⁽⁹⁾之研究，共分為四種：

a. 北極為一孤立反氣旋，其週圍為環形氣旋路徑所圍繞，北半球大部為緯流型，無寒潮爆發。

b. 北極寒潮(Arctic Intrusion)，向某一個方向衝出，經向平流(Meridional Advection)，在此一地區最顯著，但北半球其他地區，緯流型仍佔優勢。

c. 寒潮從 2 個、3 個或 4 個方向衝出；北半球大部呈經流型。

d. 在北極區，為向北移動之氣旋，其他地區，緯流型仍佔優勢。

以上四類中，在 b 類寒潮自北極，向貝加爾湖衝出；在 c 類有寒潮一自北極向裡海一帶衝出，另一向北美衝出，均有關亞洲寒潮爆發者。

2. 東亞之寒潮

到達東亞之寒潮(冷高氣壓)，其路徑有來自南歐、中歐、東北歐及泰米爾(Taimyr)等四類。前

兩類到達中國，天氣多晴好；後兩種由於來自北極區，天氣多惡劣，尤以來自泰米爾半島(即西伯利亞北部伸入北冰洋之半島)者為最。此後兩類寒潮，多出現在 500mb 高空圖，有切斷低氣壓(Cut-off low)，位於西伯利亞東部時。當此低氣壓，位於較高緯度，北冰洋(即西伯利亞以北之海上)附近時，高氣壓路徑，多係沿長江及日本一帶，向東移動。

當西伯利亞東部，高空切斷低氣壓出現時，使西風帶之風速減弱，在東亞導致寒潮爆發，其演變過程，約有如下數點：

a. 由於繞極之西風帶減弱，繞地極之大範圍渦旋，分裂為甚多之小渦旋，分別向赤道方向移動。當此渦旋到達西伯利亞東部，與北極冷源切斷，此係由於太平洋暖脊，在此低氣壓之北伸入，或由於阻塞高氣壓，由阿拉斯加西進，因而導致為切斷低氣壓。

b. 此高空切斷低氣壓之西南部，產生冷空氣平流，移向東南方及東方至日本，呈現為另一單獨渦旋，與地面移動性高氣壓相伴，並受繞此切斷低氣壓之噴射氣流所導引。

c. 當東亞高空主槽與其以南低緯度波槽相接，北方冷空氣伴隨大陸高氣壓南下，即造成東亞一帶，寒潮之爆發。在地面天氣圖上，冬季深度低氣壓出現於日本海，為大陸寒潮爆發之指示，亦即此原因。

3. 東亞寒潮與環流指標

東亞冬季，在地面天氣圖上，最顯著之氣壓分佈，為貝加爾湖高氣壓增強，阿留申低氣壓之加深，在大氣環流高指標⁽¹⁰⁾時，高氣壓中心較低指標時減弱約在 1030mb，其位置在貝加爾湖以西略偏北較遠處。低指標時，高氣壓中心增強略高於 1036mb，位置則在貝加爾湖稍偏南，亦即前者中心較弱而緯度較高，後者中心緯度較低，而強。

地面於阿留申低氣壓，在高指標環流時，中心氣壓不深(1008mb)，位置在堪察加半島(Kamchatka)以東偏北。在低指標時，低氣壓中心加深(1002mb)，位置在堪察加半島東南，較前者緯度為低。

在高環流指標時，此高氣壓與低氣壓兩者，其中心均減弱(較低指標)，所在位置之緯度較高，兩中心之距離較大。

在 500mb 高空天氣圖，高指標時，東亞高空主槽向西移至貝加爾湖與庫頁島之間，向南延伸至黃海及我國東南沿海，負距平中心在臨近貝加爾湖之東。高壓脊及正距平中心，則在日本以東之海上。低指標時，東亞高空槽向東移，至庫頁島至日本琉球及臺灣

附近，負距平中心在日本海，成一深槽。就負變壓中心言，高指標時在貝加爾湖以東附近，低指標時，則南移至日本海，緯度相差約 15° ，經度相差約 80° 之多。

五、寒潮、冷鋒、低氣壓與 臺灣冬季雨量

東亞冬季時，西伯利亞為一強大地面高氣壓所據，中心在貝加爾湖附近。此高氣壓為一種寒冷之氣層，籠罩亞洲廣大範圍地區，但其厚度不大。此高氣壓強度之變化甚大，在其增強時，冷空氣向南傾瀉，造成寒潮爆發。在其前緣則產生冷鋒，到達華南及沿海一帶，臺灣冬季之降雨，即由此導致。有時並沿此鋒面，產生低氣壓，導致更多雨量；此有賴於高空波槽配合之適當。

茲就臺灣近十餘年（1957—1966）來，冬季雨量與寒潮、冷鋒及低氣壓等，出現之頻率予以檢討，以尋求其彼此間之關連，茲分述如下。

（一）寒潮冬季侵襲臺灣之頻率

就最近八年（1957—65）來之統計（詳如表七），平均冬季為14次，即每月平均為4.7次。東亞寒潮

表七：寒潮侵襲臺灣之頻率（1957—1965）年

Table 7: Frequency of polar air out-breaks invaded Taiwan (1957-65) in winter

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		6	4	3	6	4	6	5	3	4.6
2 月		6	3	4	7	4	6	4	5	4.9
12 月	7	3	3	5	6	4	5	5		4.8
年				43	47	38	34	37		40
冬		19	10	10	18	14	16	14	13	14

附註：1958年冬季寒潮為本年1,2月與前一年之12月相加而得。

爆發次數，就過去一般之統計，冬季約為每月3—4次；本次就寒潮侵襲臺灣次數之統計，雖較以往者略多，可能較為近於實況。就北美寒潮爆發次數言，約每週一次，強烈者每月一次；此種每月一次之強烈寒潮，Elliott⁽¹¹⁾氏認為可能由於太陽輻射所致者。因此可知北美寒潮，每月約為4次以上，東亞為寒潮最發達地區當不少於此數。

表八：低氣壓經過臺灣及中國東南沿海（ 120°E ）之頻率（1957—1967）（ 35°N 以下經過者）

Table 8: Frequency of extra-tropical cyclones (1957-67) passed over SE China coast and Taiwan at the south of 35°N

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	平均
1 月		1	1	3	4	2	0	7	4	3	6	3.1
2 月		2	8	1	5	3	5	6	2	5	5	4.2
12 月	5	4	2	2	1	5	1	1	4	8	3	3.5
年				35	46	58	43	53	56	108	72	58.9
冬		8	13	6	11	6	10	14	7	12	19	11

附註：1958年冬季低氣壓為本年1,2月與前一年之12月相加而得餘類推

就近八年來，冬季寒潮次數逐年之變化觀之，寒潮侵襲臺灣次數最多者，出現在1958年冬季（係指1958年，至2月及前一年之12月），共計19次，約每5日一次寒潮，超出八年平均值（14次）約5次，係與太陽活躍年相伴。寒潮侵襲最少之冬季，出現之年代則較參差。冬季三個月內，寒潮出現之次數，以2月份為最多。

（二）低氣壓

冬季時低氣壓，在緯度 35°N 以下，中國東南沿海（ 120°E ）經過者，就是近11年（1957—1967）之統計，列如表八。就低氣壓平均冬季次數言為11次，約每月有4次低氣壓，經過中國東南沿海，此與上述寒潮爆發次數相近。就平均言，冬季時寒潮每爆發一次，即有一次低氣壓，經過或產生在東南沿海。

低氣壓次數，近11年來，逐年冬季之變化，以1967年低氣壓次數為最多達19次，超出平均值近一倍。低氣壓次數最少，出現在1962年冬季僅6次，尚不及最多次數三分之一，亦僅及平均次數之半有餘而已。此一年為太陽寧靜年，係太陽黑子最少期，殊堪注意。再就冬季三個月，低氣壓每月平均出現次數分析之，則顯見在2月份出現之次數為最多。

在本文上節已述及，冬季中國東南沿海之低氣壓，冬季由大陸移出者甚少，多係在沿海一帶，經高空波槽，誘發後而產生。故由低氣壓次數之多寡，亦間接顯示高空波槽在東南沿海活動之狀況。

（三）冷鋒

冬季之冷鋒，多隨寒潮南下，由北向南推進。故

本文將冷鋒，在中國東南沿海（120°E），在其向南推進時，所經緯度分爲35°N、25°N及20°N三個地域統計之，其結果詳如表九至十一。

表九：鋒面經過35°N（沿120°E）之頻率

Table 9: Frequency of frontal passages at 35°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		9	7	8	6	1	1	2	4	4.8
2 月		4	3	7	4	3	5	3	2	3.9
12 月	7	3	8	4	4	4	6	5		5.2
年			25	59	39	36	42	37		43.7
冬		20	13	23	14	8	10	11	11	13

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年之12月相加，餘類推。

表十：鋒面經過25°N以南（沿120°E）之頻率

Table 10: Frequency of frontal passages at 25°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		8	6	7	5	1	1	6	2	4.5
2 月		7	1	5	5	2	5	4	5	4.3
12 月	4	6	8	4	5	4	5	3		4.9
年			21	63	41	37	26	34	25	35.3
冬		19	13	20	14	8	10	15	10	14

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年12月相加。

表十一：鋒面經過20°N以南（沿120°E）之頻率

Table 11: Frequency of frontal passages at 20°N along 120°E

年 月	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	平均
1 月		3	4	7	4	2	0	6	2	3.5
2 月		9	10	5	6	2	5	4	5	5.7
12 月	9	10	3	4	2	4	4	3		4.9
年			0	53	28	29	18	31	18	28.2
冬		21	24	15	14	6	9	14	10	14

附註：1958年冬季鋒面爲本年1,2月與前一年12月相加，餘類推。

就三個表內，冬季冷鋒，經過三個不同緯度地域，其平均次數（1957—1965），分別爲：在緯度35°N爲13次；在25°N爲14次；在20°N爲14次。因此可知，在東南沿海緯度相差15°範圍內，冷鋒經過之次數，八年來之平均數幾乎相等，此可能由於冬季冷鋒，主要係由來自北方之寒流所支配，其爲勢甚強，雖有15個緯度之差，在長時期平均後，即歸消失矣。惟在短時期及個別例證中，冷鋒與緯度之差別仍甚顯著。

例如1958年冬季多雨（多於平均），冷鋒在臺灣以南（20°N）經過之次數，較在臺灣以北（35°N）者爲多，其次數爲：35°N爲20次；25°N爲19次；20°N爲21次。又如1963年冬季少雨（少於平均值），冷鋒在臺灣以南經過之次數，則較臺灣以北者爲少，其次數爲：35°N爲10次；25°N爲10次；20°N爲9次。在此兩例中，同時顯示在多雨之冬季，冷鋒之次數，較少雨時爲多。

（四）雨 量

臺灣冬季雨量，就臺北及恆春兩地，最近11年（1956—66）之統計，列如表十二。在此11年期間

表十二：臺北及恆春雨量（公厘）

Table 12: Rainfall in Taipei and Heng Chung for winter (1956-66)

地名 年份	臺					北					恒					春				
	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬	1月	2月	12月	年	冬
1956	147	163	147	2594		45	7	25	2665											
1957	29	278	74	2195	454	15	53	5	1882	93										
1958	136	243	153	2119	453	18	22	89	2418	45										
1959	78	317	35	2593	548	15	51	23	2434	155										
1960	113	31	73	2344	179	5	8	2	2000	36										
1961	37	157	115	1925	267	12	13	11	2871	27										
1962	99	86	38	2063	300	13	142	1	1591	38										
1963	26	45	80	1708	109	2	18	9	754	21										
1964	239	104	47	1475	423	38	15	22	1593	62										
1965	144	29	67	1570	220	17	2	1	1208	41										
1966	30	118	36	2327	215	33	5	3	1664	39										
總數	1078	1571	865	22913	3178	213	208	191	21080	557										
平均	98	143	79	2083	317	19	19	17	1916	55.7										

，就太陽黑子週期言，包含有1958太陽黑子最多年（ASY）及1963太陽黑子最少年（QSY）。在此一太陽黑子單獨週期中，兩地冬季雨量，對太陽黑子最多

與最少，仍呈顯著之關連，與筆者過去就70年所得結果一致，頗堪注意。其要點分述如下。

1. 太陽活躍年

(1)在太陽活躍年(1958)，臺北冬季雨量高於平均值(11年之平均)，雨量正距平為43%；但恒春雨量，則略少於平均值，其原因在下節述之。

(2)在太陽活動兩極端年，年雨量之變化亦相反。在活躍年，臺北年雨量正距平為2%，恒春雨量正距平為26%。

(3)在太陽活躍年，冬季各月之雨量，臺北1月及2月份雨量，均超出平均值甚多，尤以2月份幾二倍於平均值；惟前一年之12月份，則略少於平均值。恒春冬季各月之雨量，僅2月份多於平均值，其他各月均為負距平。

2. 太陽寧靜年

(1)在太陽寧靜年(1963)，臺北冬季雨量，小於平均值(11年之平均)，雨量負距平為-65%。

(2)在太陽寧靜年，冬季各月之雨量，臺北1月及2月份雨量，均少於月平均值甚多；1月份約僅及平均值四分之一，2月份約為平均值三分之一；惟12月份(前一年者)幾與平均值等。恒春冬季各月之雨量，除2月份略少於平均值外，其他兩個月之雨量，均小於平均值甚多，尤其1月份所少最甚。

3. 太陽活動中間期

太陽活動兩極端(太陽黑子最多與最少)之中間期，臺灣冬季雨量亦有特殊之處。自1960至1963四個冬季之雨量，均在平均雨量之下，臺北與恒春兩地(參看表十二)，均係如此，此種現象係出現於太陽黑子之巔峯期以後，趨向於最衰弱期之間者。自1964至1966年之冬季，臺北與恒春之雨量，均呈趨於正常之現象，此為太陽黑子自最少期走向逐漸增多之時期。

(五) 臺灣冬季雨量與寒潮等天氣系統之關係

根據以上各節之分析，本文就臺灣雨量，逐年冬季之變化，與冬季寒潮，低氣壓及冷鋒出現之頻率，其間互相之關係，顯示於圖4。此圖係依照表七至十二所繪製。圖內(A)部分，臺北與恒春冬季雨量，係用不同標尺，繪於同一圖內，以便比較其變化。圖(B)為冬季寒潮及低氣壓之頻率，逐年變化。圖(C)為

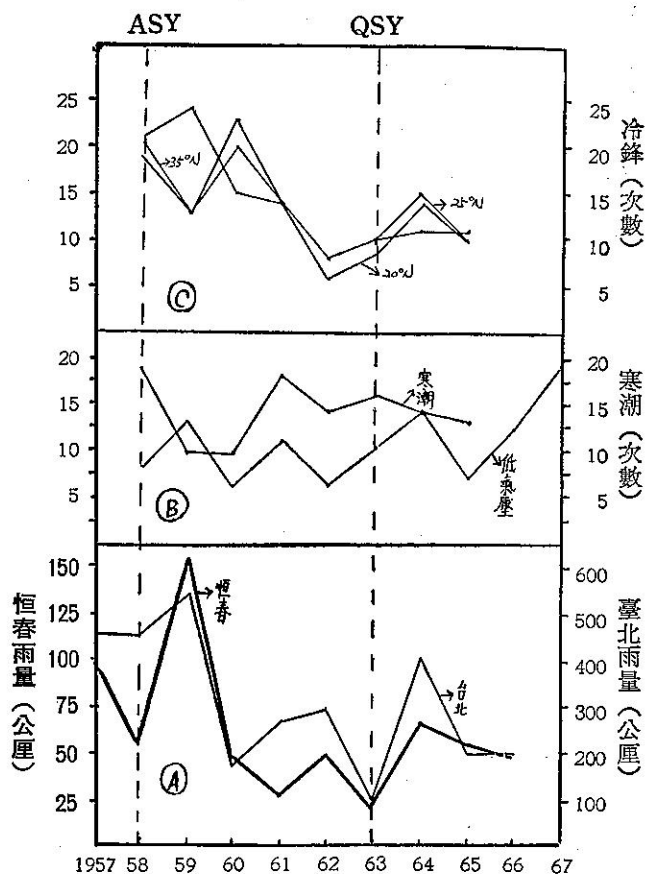


圖 4：臺灣冬季雨量與寒潮低氣壓及冷鋒

附註：ASY=太陽活躍年

QSY=太陽寧靜年

35°N、25°N、20°N=冷鋒在經度120°E經過之緯度

Fig. 4: Winter rainfall in Taiwan and frequency of polar air out-breaks, cyclones, and frontal passages (ASY=Active-Sun Year, QSY=Quiet-Sun Year)

冬季冷鋒，逐年在緯度35°N、25°N及20°N出現之頻率。在圖之縱邊線，向圖中心之橫劃，表示平均值。

由圖4臺灣冬季雨量，與寒潮等逐年變化之狀況視之，可得如下述結果。

1. 臺灣南部冬季雨量增多，超出平均值時，最顯著者為低氣壓次數增多，在緯度20°N之冷鋒次數顯著增多(如圖內1959年之例)，寒潮次數反減，由此可知臺灣全島降雨，主要由於冷鋒及低氣壓。

2. 臺灣北部(臺北)雨量增多，超出平均值，而南部(恒春)近於平均值者(1958年例)，寒潮次數增多(超出平均)，低氣壓次數略少於平均。由此可知寒潮降雨，主要影響於臺灣北部，南部輕微。

3. 臺灣南北部冬季均少雨（低於平均值）時，低氣壓及鋒面頻率，亦均顯著減少，惟寒潮次數，仍近於平均值。寒潮頻率，對臺灣雨量總上所述之關係，並不若低氣壓及冷鋒為顯著。而低氣壓與冷鋒之生成，與高空波槽之關係甚為密切，本文在上述中已有所說明。因此可知臺灣雨量雖屬一地之現象，實係與大氣環流相關連，而一地長期之天氣變化，可與北半球大氣環流相比照，又可為大氣環流之指針。

六、例證一：臺灣冬季異常少雨在天氣圖上之分析

臺灣在民國51至次年(1962—63年)冬季(12、1、2月)雨量特別稀少，造成嚴重之乾旱及寒冷現象負距平之值。

。歐亞及北美，均有破紀錄之嚴寒。此種乾旱區域，非僅限於臺灣一地，華南及港菲一帶，雨量亦均極缺少。此種冬季異常少雨現象，係出現於太陽黑子最少，太陽寧靜年(QSY)時期。茲就地面及高空天氣圖之變化，與臺灣缺雨之原因，分析如下。

(一) 臺灣冬季缺雨之實況

民國51年(1962)12月至次年(1963年)2月，臺灣各地雨量及其距平，示如圖5及圖6。就圖5所示，51年12月，臺灣南部及北部，幾均無降雨，至次年1月份及2月份，臺灣東北部始有少量降雨，但與標準雨量相較(示如圖6)，則相差懸殊，均呈甚大

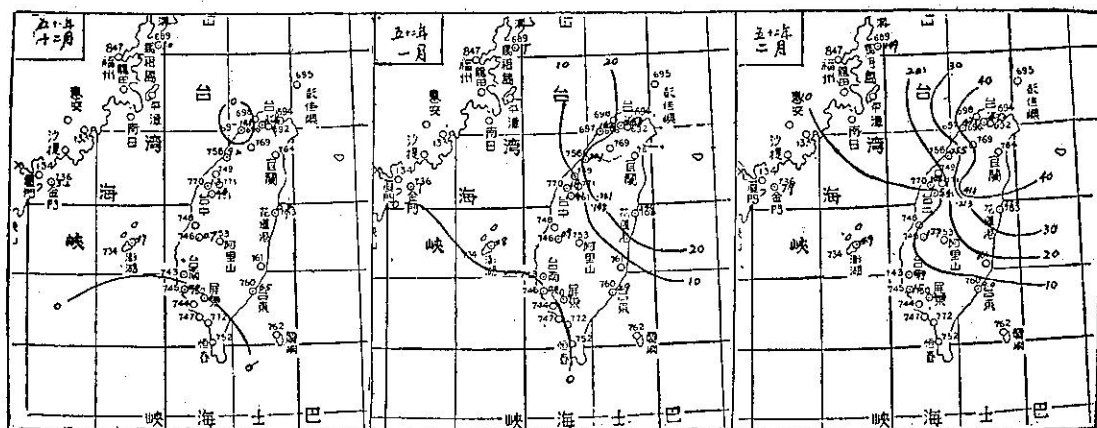


圖 5：臺灣各地月雨量分佈圖（單位公厘）

Fig. 5: Distribution of monthly rainfall in Taiwan during the winter (1962-63)

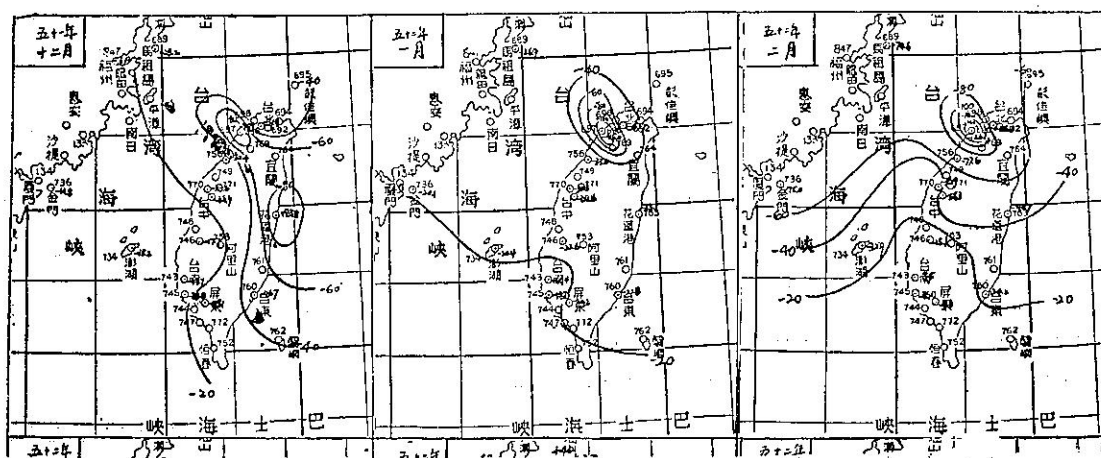


圖 6：臺灣各地月雨量偏差分佈（單位公厘）

Fig. 6: Anomalies of monthly rainfall in Taiwan during the winter (1962-63)

茲就臺北與恒春兩地雨量列如表十三。

表十三：臺北及恒春雨量 (Dec. 1962—Feb. 1963)
Table 13: Rainfall in Taipei and Heng Chung
for winter (Dec, Jan, Feb.) 1962-63

類 份	地 名 別	臺 北			恒 春		
		12月	1月	2月	12月	1月	2月
雨 量		38	26	45	0.4	2	18
標 準 雨 量 (1896-1960)		74	90	140	21	21	27
距 平 %		-50	-71	-68	-98	-91	-32

由表內可知，此冬季雨量距平，臺灣北部（臺北），1月份負距平達-71%為最大；南部之（恒春）以12月份負距平為最大，達-98%。初冬時臺灣北部距平小於南部，冬末時則北部大於南部，有相反之趨勢。惟堪注意者，此缺雨不限於冬季，而係一直延續至整個春季，並且係出現於太陽黑子最少年。亦即太陽黑子最少時，雨量減小，低於標準雨量之一極端例證。此一例證與過去筆者在太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究一文中，太陽黑子少時年雨量少於標準且冬

季尤為規率之結果相符。

(二) 此一冬季雨量特少，在東亞地面及高空天氣圖上所顯示之變化。

1. 就地面天氣圖觀察，在12月份，中國大陸地面氣壓，大部為負距平（參看圖7），東南沿海及臺灣一帶為正距平。在高空700mb圖上，東亞主槽遠位於145°E，大陸中部高空氣壓亦為微弱之負距平，因此來自北方之寒流不強，導致臺灣北部雨量稀少，而南部地區則無雨，當由於地面低層東北季風，受中央山脈之阻隔，南部位於背風面，雨量自更為稀少之故。

在1月份（民52年），大陸地面高氣壓強大，中心氣壓較標準值，高出12mb，正距平範圍，自中國大陸向東南伸延，達北緯15°N，日本至阿留申群島一帶，為一近乎東西向之負距平（-15mb），導致其間氣壓梯度峻急。而臺灣地面風向，在此冬季出現之特殊現象，為地面常見有西北風，此與臺灣冬季經常出現之東北季風，有顯著不同。由於此西北風之出現吾人可想見大陸高氣壓之位置，偏於大陸西部，且所達緯度甚低，此當有助於使臺灣雨量減少。

2. 就東亞700mb高空圖分析之（圖8），負距平

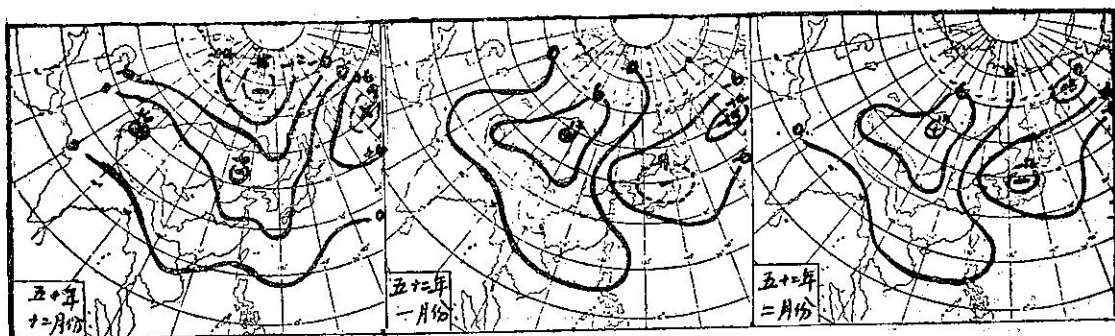


圖 7：地面距平圖

Fig. 7: Pressure anomalies over surface of Asia in winter (1962-63)

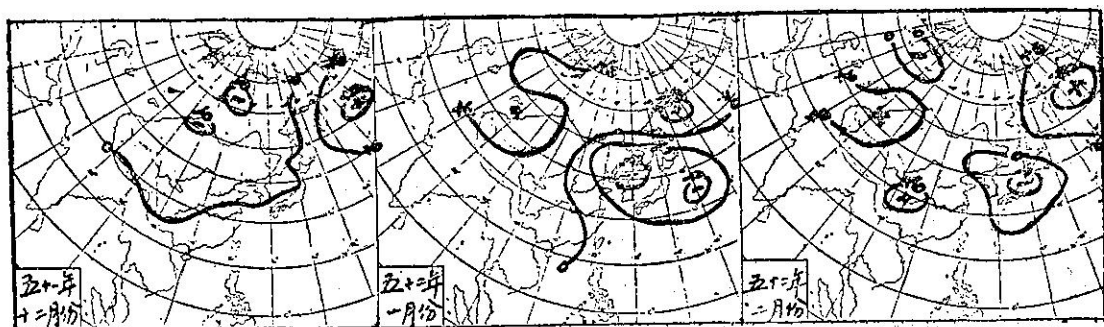


圖 8：700mb 距平圖

Fig. 8: Height anomalies over 700mb surface in winter (1962-63)

區，出現於韓國及日本一帶，高空主槽位於 130°E — 150°E 間，由於負距平，與主槽位置一致，此主槽之強度加深，因而高空形成緯流極低指標型，有利於大量冷空氣之南下。冬季時東亞主槽，一般位於 120°E — 130°E ⁽¹²⁾，臺灣上空為西南風，地面受大陸高氣壓之影響，多為東北季風，由此二種相反氣流，以及臺灣地形之影響，導致臺灣北部冬季之多雨。惟此一冬季中，高空主槽位置，較正常偏東10—20個經度，臺灣上空盛行風，常為西北風，空氣下沉作用強，影響本季中之雨量；此種情況直延續至2月份，無顯著改變。

3. 臺灣高空風速之變化

就臺灣民國52年(1963)1月，桃園與東港高空風速列如下表(表十四)。

就表十四可知，在臺灣冬季雨量，少於平均值(雨量負距平)時，臺灣北部高空風速，大於南部。自500mb(約6KM)高度起，高空風速隨高度增加，

表十四：桃園與東港民52年1月(1963)平均高空風速(m/s)

Table 14: A comparison of upper wind velocity (m/s) of January 1963 between Tao-yuan and Tung-kong

地 名	緯 度	高 度			
		地 面	500mb	200mb	100mb
桃 園	25°N	2.6	40.4	78.3	50.4
東 港	22.5°N	3.8	39.5	44.8	25.8
風 速 差 m/s		-1.2	0.9	33.5	24.6

至對流層頂附近(200mb)所增最多，再向上所增漸少，此乃顯示冬季少雨，對流層緯度較低處，高空風速均大為減弱，並呈顯著之反氣旋風切。

(三) 臺灣冬季缺雨與地面高氣壓路徑及極面之關係

就圖9所示，本次冬季地面高氣壓移動路徑，較

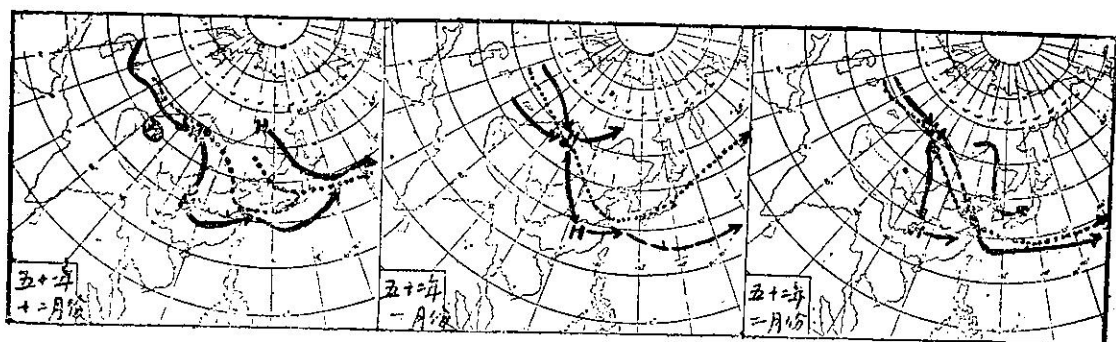


圖9：地面高壓路徑圖(……點線示1957—1961年平均路徑，實線示51年12月份至52年5月份實際路徑)
Fig. 9: Anticyclonic tracks over Asia in winter (Dotted lines with arrows indicate normal tracks in 1957-61, solid lines with arrows indicate tracks in 1962-63)

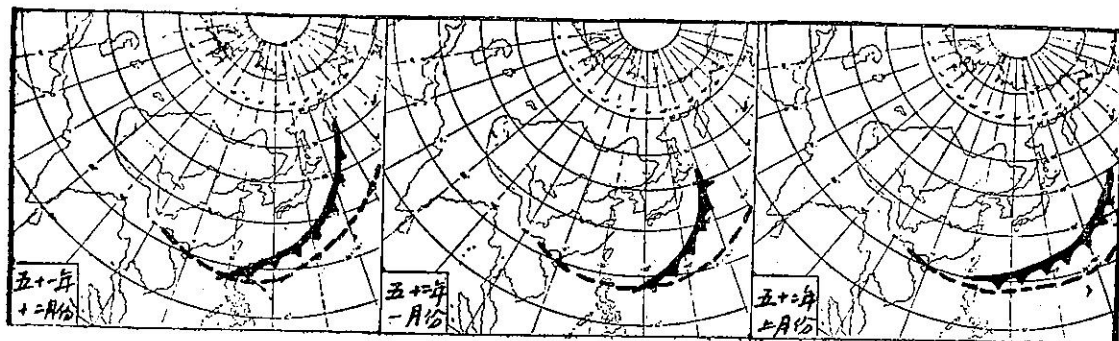


圖10：平均極面位置(---斷線示氣候資料平均位置，實線示實際平均位置)
Fig. 10: Mean locations of fronts in Eastern Asia for winter (Dashed lines indicate normal location, Solid lines indicate location in the year 1962-63)

諸過去五年（1957—1961）平均路徑，有一顯著現象，即大陸高氣壓中心位置，較平均位置偏西。約計高氣壓南下路徑，較平均路徑偏西 5—10 個經度；分裂高氣壓中心，出海緯度，亦較平均情況偏西。因此冷空氣自陝甘南下，至華西之湘黔，然後再東移出海，因氣團秉性乾燥，導致臺灣一帶乾冷少雨之天氣。

（四）臺灣冬季缺雨與寒流及低氣壓過境之關係

直接影響臺灣地區，冬季各種天氣系統，諸如低氣壓、寒流、冷鋒等茲分析如下。

就表八所示，在此冬季之低氣壓次數為 10 次，較平均值 11 次略少。尤以 1 月份（1963 年）為零次，而平均值為 4 次，更顯為減少。因此本冬雨量少，低氣壓過境之次數亦少，顯有連帶關係存在。

就表七寒流侵襲臺灣之頻率，在缺雨之 1963 年（民國 52 年）寒流侵襲之總次數為 34 次，則少於平均值 5 次，亦即顯示，臺灣少雨年，寒流侵襲之次數亦較少。惟就此一冬季言（1962—63），寒流侵襲共計為 16 次，較平均值 15.2 次，尚略多，與此冬季缺雨之現象，似有矛盾之處。惟吾人更就此現象，對寒流侵襲所能致之雨量，可藉以加深瞭解，即大陸高氣壓南下時，其路徑偏於中國西部內陸時，臺灣雖受寒流侵襲，其所造成之雨量不多。

表九至表十一，冷鋒在中國東南沿海（120°E）經過時之頻率，就過去六年來之統計，年平均次數，在緯度 35°N 過境之鋒面為最多（約 44 次），次為在緯度 25°N，亦即在臺北附近過境者，全年為 41 次。在緯度 20°N 過境者最少，全年平均約為 32 次。

由全年在中國東南沿海過境鋒面之頻率分佈，可知臺灣以北過境之冷鋒，遠較在臺灣以南者為多。就此一少雨之冬季觀之，冷鋒在臺灣南北過境者，均較平均值少，而在臺灣以南（20°N）過境者尤少，例如冷鋒在 35°N 過境者，較平均值減少 3 次；在 25°N 則少 4 次；在 20°N 者少 4 次。約較平均值少約四分之一。可知臺灣冬季雨量之少，當由於冷鋒過境次數甚少之故。

（四）北半球本年冬季（1962—63）高空 700mb 及 500mb 大氣環流之變化

（1）就北半球 700mb 高空圖⁽¹³⁾，此一冬季平均型態觀之（參看圖 11），中太平洋出現一最大負距平，較標準值低 400 呎，約為正常偏差之三倍，此負距平區，範圍甚廣，由中太平洋向西延伸，達亞洲東部沿海，此所以東亞高空主槽，較正常位置偏東之故。同時經常出現於阿拉斯加（Alaska）區（140°—170°W）

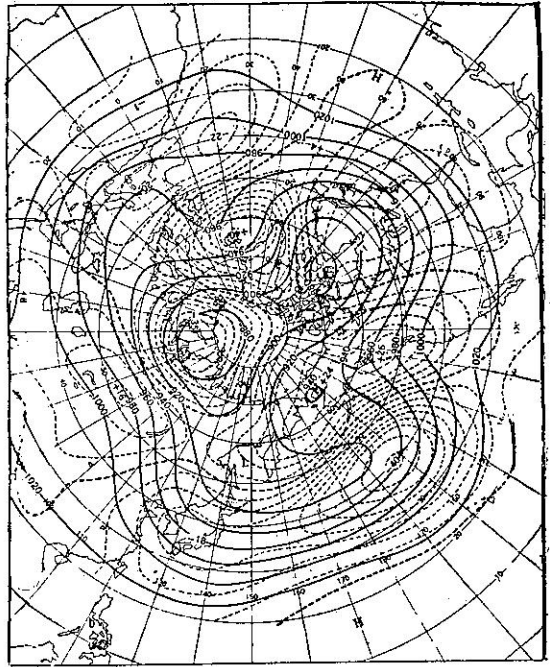


圖 11：北半球 700mb 冬季（1962—63）三個月平均及距平圖（圖內等高線以 10 呎為單位，距平線間隔為 50 呎）

Fig. 11: Mean 700mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of feet) for winter 1962-63

之阻塞高氣壓其位置亦略向北移，與其相連之波脊，則較正常位置東移至北美西岸。

在亞洲大陸，此一冬季在高空 700mb 圖上之特徵，為頗大之氣壓正距平，出現貝加爾湖以西及巴爾喀什湖之間，此乃顯示，大陸地面高氣壓較正常強盛，其進行路徑，偏向於華西一帶；並且此正距平區域頗廣，向西延伸至裡海，整個亞洲大陸中部，幾均為正距平所籠罩，更足以顯示，此冬季大陸高氣壓，其位置較一般偏西之情況。

總之北半球此一冬季，700mb 高空圖顯著特徵，歐亞及北美大陸東部，均出現甚深之波槽；歐洲及阿拉斯加兩阻塞高氣壓區，均異常強盛，導致高氣壓及低氣壓，與正常位置顛倒，由 700mb 圖上正負距平區，可明顯看出。

（2）茲進一步，就此一冬季 500mb 高空圖 1 月份（1963），所出現之特殊態勢（圖略）觀之，阿留申低氣壓中心，在日本海北部，較正常位置向南移，負距平中心（150m），在此低氣壓之南，使東亞高空主槽為之加強。亞洲大陸高空氣壓正距平（+100m），

與高壓脊相配合，出現於巴爾喀什湖一帶，約經度 80°E 附近。由此正負距平中心，出現於亞洲中部及東亞沿海，足以顯示在亞洲一帶，經常為低指標環流，而經流運動，甚為旺盛，此亦可以說明上文所述，此一冬季大陸地面高氣壓之進行路徑偏西，而導致臺灣一帶缺雨之原因。

綜合上述吾人得有重要觀念，在對流層下部及地面，冷氣流對天氣變化，扮演重要角色，如寒潮冷鋒等，而在高空亦即對流層中上部，暖氣流負重要作用，如高空高氣壓脊及阻塞高氣壓等，可引起天氣異常；但兩者又互相影響及作用。

七、例證二：臺灣冬季多雨之天氣圖分析

民國46至47年冬(1957—58)，臺灣雨量超出正常。就表十二所示，該冬季臺北雨量為453公厘(三個月總雨量)，較平均值317公厘，超出137公厘。恒春該冬季雨量(參看表十二)為45公厘，較平均值略少，此乃由於寒潮頻仍，低氣壓次數少(參看表八及表七)之故。茲就此一冬季(三個月)天氣圖之分析結果如下。

(一) 北半球 700mb 冬季(1957—58)平均圖之分析

就圖12⁽¹⁴⁾所示，北半球此一冬季，三個月平均圖，最顯著之型態，與臺灣此一冬季多雨之關係，可能由於東亞主槽，在庫頁島附近較強，並在我國東北一帶，出現顯著之氣壓負距平(即高度負距平)，導致寒流爆發頻仍，在臺灣一帶過境之冷鋒頻率，亦超出平均甚多，此所以造成臺灣冬季之多雨。另一顯著現象，則為在700mb圖上，出現於孟加拉灣以北之氣壓負距平，此亦有助於臺灣雨量之增多。

就北半球700mb冬季平均高空圖，整個型態觀之，在此一太陽黑子最多年(1958)，北太平洋及西北歐兩阻塞高氣壓區，均不甚發達，在此兩區附近距平區出現之位置，變移甚大。太平洋負距平區限於東部，負距平中心為-300呎，較太陽黑子最少年(1963)為弱(參看圖11)。由於東歐主槽，較正常位置向東移，在亞洲大陸中部，出現氣壓正距平中心(+110呎)，在巴爾喀什湖正南方附近，約緯度 40°N ；但在1963年冬季，由於東歐主槽較正常位置向西移甚多，則正距平中心(+160呎)，出現在該湖東北方，約緯度 50°N 附近，兩者緯度相差10度，而經度亦差約10度。此顯示亞洲內陸高氣壓脊，在臺灣多雨之冬季，所達之緯度較低；在少雨之冬季，其所達之緯度較高。

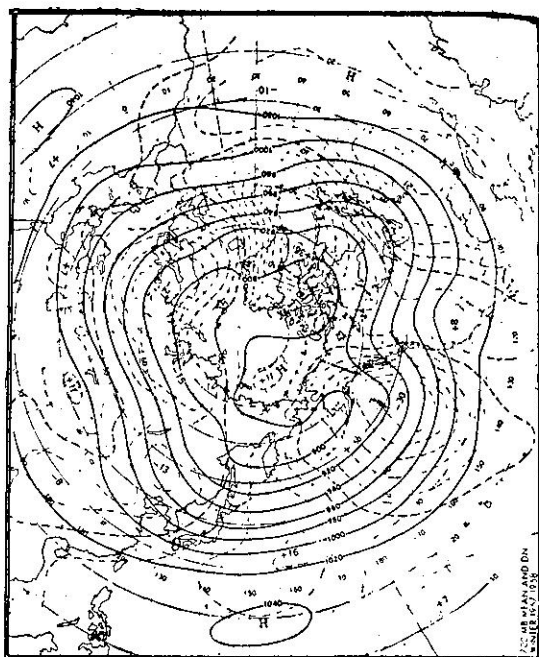


圖12：北半球 700mb 1957—58 年冬季三個月平均及距平圖(圖內等高線以10呎為單位，距平線間隔為50呎)

Fig.12: Mean 700mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of feet) for winter 1957-58

(二) 北半球 700mb 1月份(1958)平均圖(圖略)之分析

在1月份(1958)北半球700mb圖上大氣環流⁽¹⁵⁾，最顯著者為白令海附近，無阻塞高氣壓，而在阿拉斯加西南海面，出現甚大負距。此一太平洋東部深槽，為東亞沿海主波槽東移所致。西太平洋副熱帶高氣壓，較正常增強，在此一冬季平均圖上(參看圖12)，該處之氣壓正距平，可資證明。在此副熱帶高氣壓之正北方，堪察加低氣壓略較正常加深，因此導致日本以南之西風帶，較正常加強，臺灣1月份高空平均風速，亦形加強；例如風速在500mb高度，桃園為30m/s，東港為29m/s，兩地風速均超出正常，並且兩地相距約2.5緯度，而風速相差甚微，此乃顯示西風帶向低緯度擴展甚強，反氣旋風切亦減弱，而近於氣旋型風切。

就以上所述，臺灣冬季多雨，與其相伴出現之現象，為臺灣高空平均風速增強，呈近於氣旋型風切。東亞高空氣壓負距平出現於我國東北及孟加拉灣以北上空，及東歐主槽向東移等，均為相伴出現之重要天氣型態。

八、例證三：民國48年(1959)1及2月份 天氣圖之分析與臺灣雨量

本例證係就在同一冬季中，1月份臺灣雨量為負距平，而2月份雨量為正距平，由天氣圖上，分析其變化之原因。

(一) 民國48年(1959)1月份，臺北及恒春雨量，均為負距平(表十五)；而寒潮爆發在此1月份

表十五：臺北及恒春48年1及2月份雨量與距平
Table 15: Rainfall and anomaly in January and February 1959 in Taipei and Heng Chung

類別	地名 月份	臺北		恒春	
		1月	2月	1月	2月
雨量 mm		78	317	15	51
標準雨量 mm (1937—1966)		90	140	21	27
距平		-12	177	-6	24
比值 %		-13	11.3	-28	89

，會出現最強烈者，貝加爾湖地面高氣壓中心，氣壓高達1060mb，導致寒流爆發時，東亞各地氣溫突降，較正常氣溫均低降甚多。惟就雨量言，臺灣南部，全月(1月)雨量，均較標準雨量為少，就表十五所示，臺北雨量，少於標準值約13%，恒春少於標準值約28%。此為在寒潮強盛，雨量減少之例證，就與標準雨量之比值言，南部較北部，雨量減少為甚。

就1月份(1959)500mb高空平均天氣圖(圖13)，分析之結果顯示⁽¹⁶⁾，東亞主槽位於庫頁島以西附近，負距平中心亦在其附近。此槽向南偏西延伸經日本至琉球及臺灣以東海面。再就本月份，500mb每五日平均圖，連續變化查視之，此東亞沿海主槽之位置，與月平均位置，均甚相近而無大變化，並顯示東亞中緯度為低指標環流型。兩顯著高氣脊，一在太平洋中部之北，白令海峽(Bering str.)附近並產生阻塞，另一較弱之脊在裡海東北，兩者均具氣壓正距平中心在其附近。

低指標時，繞極西風帶向南擴展⁽¹⁷⁾，並使波槽與脊加強，使北方之寒流易於南下。在裡海東北之波脊有助於脊之東方極地寒流，向東方輸送，導致東亞

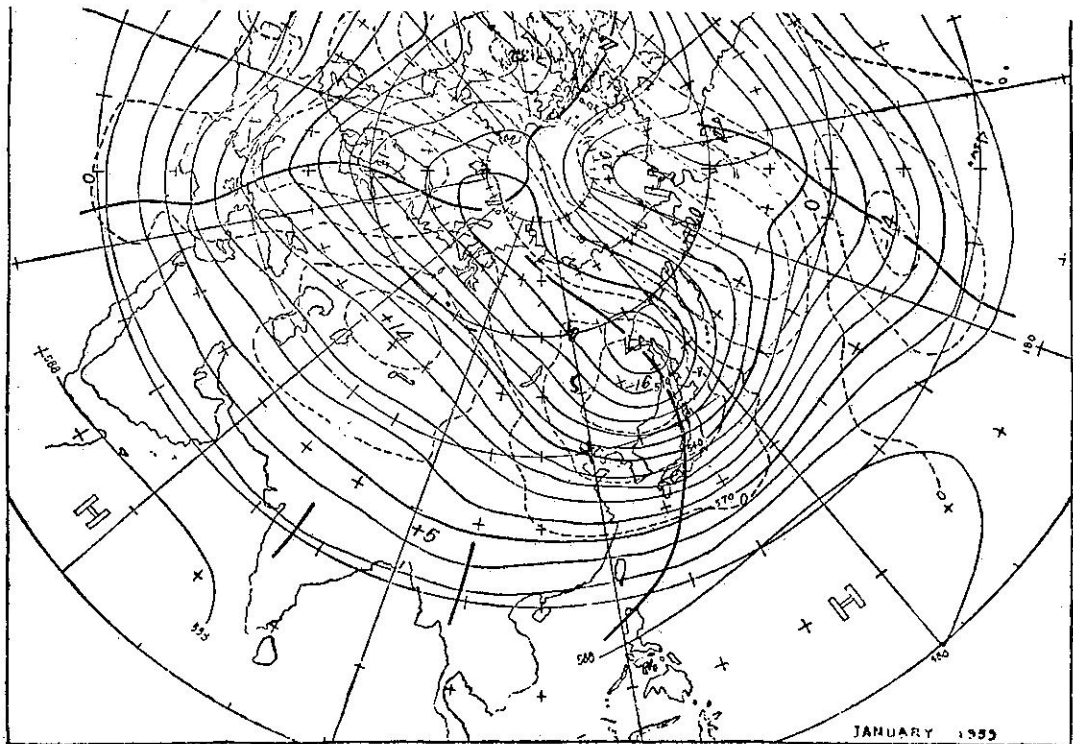


圖13：1959年1月份500mb高空平均圖(實線為等高線，虛線為距平，均以10gpm為單位)
Fig.13: Mean 500mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of g. p. m.) in January 1959.

沿海主槽之加強，亦助長貝加爾湖地面冷性高氣壓之加強，因而導致東亞地區寒潮之爆發；但所致東南沿海低氣壓甚少（參看表十六），故臺灣雨量亦少。

表十六：民國48年（1959）1及2月份經過臺灣附近邊之低氣壓及冷鋒頻率

Table 16: Frequency of cyclones and fronts passed by Taiwan in January and February 1959

	冷 鋒		低氣壓(35°N以南)	
	1 月	2 月	1 月	2 月
35°N	7	3		
25°N	6	11	1	8
20°N	4	10		

（二）就民國48年（1959）2月份，500mb 平均高空圖分析之，則顯見在亞洲地區，與1月份者有顯著不同。1月份在裡海東北之高氣壓脊，在2月份平均高空圖（圖14），出現為一主槽（即東歐主槽），

此由於在西歐出現頻強之高壓脊，促使此槽加深。東亞沿海主槽，自1月份在庫頁島以西之位置，則向東移至堪察加西部附近，且深度減弱，亞洲大陸西風波脊不顯著，整個呈緯流狀，故西伯利亞地面冷性高氣壓不發達，甚少強烈寒潮爆發，但本月份（2月）臺灣雨量特多，臺北雨量，超出標準，雨量達113%，恒春示超出達89%（參看表十五）。其原因可能由於孟加拉灣高空槽特別發展，在此槽附近之負距平達80重力公尺（G. P. M.），此為月距平中所少見者。上文曾述及，此槽對低緯度亞洲地區之天氣，影響甚大，臺灣雨量超出正常，可能由此槽特別發展所致者。由上所述，本月東亞大氣環流為高指標，孟加拉灣高空槽，似有易於發展之趨勢。

就此1月及2月份，經過臺灣之低氣壓及鋒面頻率，由表十六所示，可知在1月份少雨，低氣壓僅出現一次，較平均值少甚多，冷鋒在臺灣以北出現之頻率較高。2月份多雨，與上情形恰相反，低氣壓出現次數為8次，冷鋒出現在臺灣以南者較多，此均足以說明，臺灣2月份所以多雨之原因。

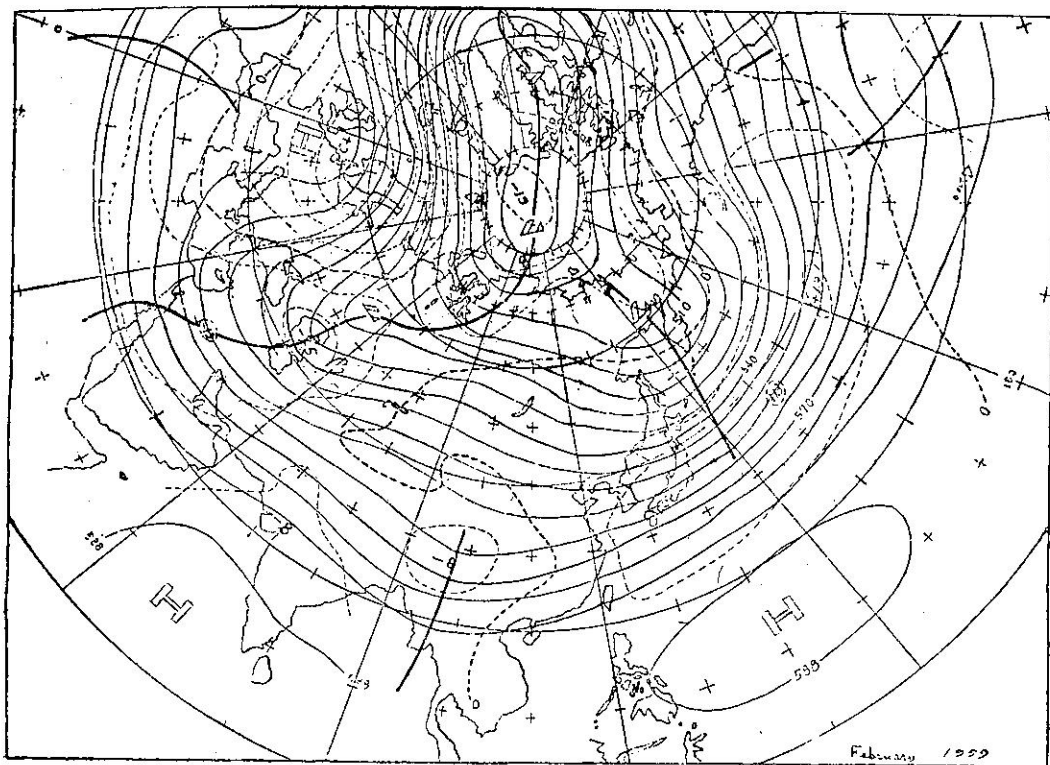


圖14：1959年2月份500mb高空平均圖（實線為等高線，虛線為距平線，均以10gpm 為單位）
Fig.14: Mean 500mb contours (solid) and isopleths of anomaly (broken) (both in tens of g. p. m.) in February 1959

綜合言之，臺灣此一冬季1月份少雨，高空東亞主槽位於庫頁島，東歐主槽西移，中亞高空氣壓正距平，出現在裡海東北，孟加拉低緯度槽不發達。2月份臺灣多雨，東亞主槽向東移至堪察加以西，東歐主槽東移至裡海及烏拉山以東，孟加拉低緯度槽甚發達，此可能關係於臺灣多雨之原因。而1月及2月交互出現之多雨與少雨，是否與太陽黑子30日週期有關，亦頗堪注意，尤其在太陽黑子顯峯期為然。

九、結 論

綜合以上所述，吾人可得以下之結果：

由統計中顯示：

1. 臺灣冬季雨量，不僅在太陽黑子最少時，少於平均值，即在太陽黑子由最多趨向於最少之中間數年中，其冬季雨量，亦少於平均值（11年之平均）。

2. 臺灣冬季雨量，由於寒潮爆發所致者，不若與其相偕之冷鋒及低氣壓，影響臺灣冬季雨量為顯著。臺灣冬季雨量增多，最顯著者為中國東南沿海，低氣壓出現次數增多，冷鋒出現於臺灣以南之頻率亦增。

3. 臺灣冬季多雨，高空平均風速較正常增強，南部與北部風速差值減小，顯示接近於氣旋型風切，但冬季少雨時，則呈顯著反氣旋風切。

由天氣圖分析中顯示：

1. 在太陽寧靜年，臺灣冬季異常少雨，高空平均天氣圖顯示，東亞波槽較正常位置東移，孟加拉波槽極衰弱，雖有寒潮爆發其路徑偏向中國大陸西部，臺灣冬季雨量仍甚稀少。

2. 在太陽活躍年，臺灣冬季雨量豐沛，高空平均天氣圖顯示，孟加拉波槽甚發達，中國東南沿海低氣壓出現次數增多，臺灣冬季雨量超出正常甚多。

引 用 文 獻

- (1) 魏元恒(1968)：「太陽黑子影響臺灣氣象變化之研究」，臺灣省氣象局氣象學報第14卷1期。
- (2) Wexler (1960)："Radiation balance of the earth as a factor in climatic change", Climatic change, Horlow shapley, pp. 73-90.
- (3) H. C. Willet (1965)："Solar-climatic relationships in the light of standardi-

zed climatic data", J. Atm. Sci, 22, 120-136. (1966)

- (4) 徐晉淮：「民國55年2月下旬遠東地區寒潮爆發之分析」，氣象學報12卷4期。
- (5) Riehl (1954)："Tropical Meteorology", New york.
- (6) H. Flohn (1964)："Research aspects of long-range weather forecasting", W. M. O.-No. 162, TP 79.
- (7) 王時鼎(1966)：「亞洲區域南支西風槽活動之初步研究」，氣象預報與分析28期，Aug, 1966.
- (8) 同上文獻(6)。
- (9) B. Dzerdzebskii (1962)：Fluctuations of climate and of general circulation of the atmosphere in extra-tropical latitudes of the Northern Hemisphere and some problems of dynamic climatology, Tellus 14-3, Aug, 1962.
- (10) Ken Suda (1959)："The mean pressure field characteristic to persistent cold waves in the Far East", 75th Anniversary Vol. of JMS of Japan.
- (11) R. D. Elliot (1951)："Extended-range forecasting by weather types", Compendium of Meteorolgy, p. 834-840.
- (12) 魏元恒(1968)：「民國51年冬季及52年春季臺灣氣候異常之分析」，氣象預報與分析第16期。
- (13) Namias (1964)："On the cause and nature of climatic fluctuations lasting from a month to a few years", W. M. O.-No. 162. TP 79, p. 56-57.
- (14) 同上文獻(13)。
- (15) O'connor："The weather circulation of January 1958", M. W. R. Vol. 56-1, p-13.
- (16) 廖學鑑(1960)：「民國48年冬季遠東氣候異常現象與北半球大氣環流特性之研究」，氣象學報6卷3期。
- (17) Stark："The weather circulation of January 1959" M. W. R. Vol. 87-1, Jan. 1959.