

台灣氣溫及雨量與高空氣流之關係

A Study of temperature and rainfall in Taiwan
and its relationship with the upper-air circulation

魏 元 恒

蕭 長 庚

徐 君 明

Yuan-Heng Wei

Chang-Keng Hsiao

Chun-Ming Hsu

中央氣象局

Central Weather Bureau

一 前 言

本研究計劃在上年度報告中（64年度），曾就台灣雨量及氣溫之週期變化，以及極端值產生之原因，加以分析；發現台灣雨量最多與最少之月份，與對流頂高度變化，有顯着之關係。本期爰就台灣高空資料，分析對流層上部氣溫及風之變化，尋求與雨量變化之關係。氣象長期變化，就每月或每季言，高空所顯示之徵象，較低層大氣為顯著。熱源雖多始自地面及低層大氣，但其所產生現象及結果，表現於高層大氣者，常屬更為明顯。猶如壺中水沸。雖係由底部加熱，而沸騰現象，則見之於水面上方。

本文茲就台北、桃園、東港三探空站之資料，就其與台灣各地雨量，有重大變化者，分析對流層中上部，大氣之溫度及風之變化，藉以瞭解與大氣環流型態及太陽活動之關係。

二 台北極端雨量與對流頂高度

就台北十五年來探空紀錄（1956—1970）中，冬季一月及夏季七月

，極端最多雨量及最少雨量之月份，台灣對流頂高度之變化有如下表一。

表一 台北最多雨量與對流頂高度(1956—1970)

		雨 量 mm	對 流 頂		100mb 高度(M)
			高度(M)	氣 溫 °C	
一 月 份	最多雨 (1964)	239	16,121	- 71.9	16,519
	最少雨 (1968)	23	16,413	- 77.2	16,471
	差 數	+ 216	- 292	+ 5.3	+ 48
七 月 份	最多雨 (1958)	519	17,591	- 73.4	16,713
	最少雨 (1966)	114	16,478	- 73.4	16,737
	差 數	+ 405	+ 1,113	0.0	- 24

就表一所示，可知冬季一月份，最多雨量239mm較最少雨量23mm，超出約十倍有餘；而對流頂高度，則降低292公尺。此可顯示冬季多雨，與對流頂高度降低有關。由於對流頂高度降低，其溫度升高5.3°C；接近對流頂之100mb等壓面高度，亦略有增加。

台北夏季七月份最多雨量為519mm，最少雨量為114mm；最多雨量超出最少約五倍。而對流頂高度，則前者較後者增高1113公尺，氣溫無差別；近對流頂之100mb等壓面高度微降。

台灣位於所謂「熱帶對流頂」(Tropical tropopause)範圍內，一般係冬季對流頂高度(一月為16.7KM)，較夏季為高(七月為16.2KM)

就表一之例視之，在月雨量兩極端變化之狀況下，均與上述相反，即夏季七月對流頂高度，均較冬季一月份為高。對流頂為大氣層最低溫度所在處，亦即最低溫度層為對流頂；在熱帶地區，經常在 -70°C 至 -80°C 之間。由表一可知，對流頂在一月份最少雨，其溫度為 -77.2°C ，已接近低溫之極限。

台灣冬季主要受高空東亞主波槽之影響，對流頂高度之變化，可能係隨槽之強弱及位移而異有關。台灣夏季主要受太平洋副熱高壓脊之影響；對流頂高度，可能受高氣壓脊強弱及位移所左右。台灣夏季雨量，主要為對流性降雨，高空高氣壓脊增強，則高空輻散作用增，有助於對流性降雨。

三、高空氣溫及風速與台灣雨量

太陽活動週期，對台灣多雨與少雨有密切關聯，筆者前曾為文選定太陽「活躍年」(Active-sun year, 1958年)為台灣「多雨年」；太陽「寧靜年」(Quiet-sun year, 1964)為台灣「少雨年」。台灣各地雨量實際出現之多寡，確能顯示與太陽活動之關係。茲就台灣高空探測站，桃園、東港兩地之紀錄，在太陽活動兩極端位相，各選其附近三年之高空氣溫高空風，及等壓面高度等平均值，用以比較其變化。太陽活躍年即「多雨年」，係取1957、1958及1959三年；太陽寧靜年，係取1963、1964及1965三年；分別就上述兩測站之高空風，氣溫及等壓面作分析。等壓面分為五層，以850mb及700mb表示下層大氣，以500mb高度表示中層大氣；以200mb及100mb表示上層大氣及對流頂。茲就台灣各地高空氣溫，高空風，雨量距平之變化，分述如下各節。

(一)台灣高空氣溫及等壓面高度之變化：台灣高空測站，桃園緯度為 25°N

與台北相同；東港緯度為 $22.5^{\circ}N$ 與高雄相近。茲就兩地高空氣溫及等壓面高度之變化，依「多雨年」與「少雨年」所致之差異列如表二。

表二 桃園及東港「多雨年」(1957-59)與「少雨年」

(1963-65)平均高空等壓面高度及氣溫之比較

等壓面 高度 類 別		850mb		700mb		500mb		200mb		100mb	
		高度 (Ft)	氣溫 °C	高度 (Ft)	氣溫 °C	高度 (Ft)	氣溫 °C	高度 (Ft)	氣溫 °C	高度 (Ft)	氣溫 °C
桃 一 月	多雨年	5064	7.3	10258	0.8	18929	-11.7	40046	-53.7	48624	-68.3
	少雨年	5000	5.3	10145	-1.7	18731	-13.5	39978	-53.3	53779	-74.6
	差數	+ 64	+2.0	+ 113	+ 2.5	+ 198	+ 1.8	+ 68	- 0.4	-5155	+ 6.3
園 七 月	多雨年	4891	19.9	10316	11.6	19240	- 4.3	40927	-51.2	49485	-67.9
	少雨年	4570	19.2	10278	11.2	19235	- 4.8	40873	-51.7	51487	-70.9
	差數	+ 21	+0.7	+ 38	+0.4	+ 5	+ 0.5	+ 54	+ 0.5	-2002	+ 3.0
東 一 月	多雨年	5095	12.4	10367	4.7	19171	- 8.2	40604	-52.7	51781	-71.4
	少雨年	5009	9.2	10196	1.3	18917	- 9.1	40277	-53.0	54004	-76.2
	差數	+ 86	+3.2	+ 171	+ 3.4	+ 254	+ 0.9	+ 327	+ 0.3	-2223	+4.8
港 七 月	多雨年	4908	19.9	10340	11.8	19322	- 3.8	41007	-50.8	52054	-70.1
	少雨年	4855	16.9	10238	10.0	19154	- 5.8	40673	-52.8	54414	-74.4
	差數	+ 53	+3.0	+ 102	+ 1.8	+ 168	+ 2.0	+ 334	+ 2.0	- 236	+4.3

表二所示「多雨年」及「少雨年」各等壓面之氣溫(°C)及高度(Ft)均係三年之平均值。由兩者差數可知，桃園冬季(一月)多雨年較少雨年，在高空200mb高度以下各層氣溫均升高，等壓面亦升高；但至100mb高度，亦即對流層頂附近，氣溫升高最多達 $6.3^{\circ}C$ ；而等壓面高度則降低

甚多達 5155 呎。因此亦可知在太陽「活躍年」中低對流層氣溫，及等壓面高度均升高，惟在對流頂附近變化相反，此為一頗堪注意之現象。

桃園夏季七月份，多雨年較少雨年，在 200mb 及其以下各氣層、氣溫及等壓面高度均上升，惟較冬季所增加之數值為小。

東港冬季及夏季，各等壓面氣溫及高度變化之趨勢，均大致與桃園相同；惟多雨年與少雨年之差數，東港均較桃園為大；僅在對流頂附近，即 100mb 高度處，桃園反較東港之差數為大，此可能由於兩地之緯度差異所致。

(二) 高空氣溫年變差與降雨：高空氣溫年變差，在熱帶對流層內，近地氣層變差最大，向上隨高逐漸減小，至對流層頂附近，年變差幾近於零，此為熱帶一般標準狀況。就表三所示，桃園及東港兩地，在低層大氣 850mb 及 700mb 高度，氣溫年變差均為 10°C 附近；向上至中層大氣 500mb 高度，變差減小為 6°C 左近；逮至上層 200mb 及 100mb 高度，變差僅為 1°C 至 2°C 左近，氣溫年變差，在低層大氣內，多雨年較少雨年，變差小

表三 桃園及東港 高空氣溫年變差與降雨

(1957 - 1959、1963 - 1965)

類別	地名	等 壓 面				
		850mb	700mb	500mb	200mb	100mb
多 雨 年	桃 園	12.6 $^{\circ}\text{C}$	10.8 $^{\circ}\text{C}$	7.4 $^{\circ}\text{C}$	2.5 $^{\circ}\text{C}$	0.4 $^{\circ}\text{C}$
	東 港	7.5	7.1	5.4	1.9	1.3
	平 均	10.1	9.0	6.4	2.2	0.9
少 雨 年	桃 園	13.9	12.9	8.7	1.6	3.7
	東 港	7.7	8.7	3.3	0.2	1.8
	平 均	10.8	10.8	6.0	0.9	2.8

約為 1°C 左近；中層大氣氣溫變差頗不規則；但上層大氣 200mb 高度，多雨年之氣溫變差均大於少雨年約 1°C 甚為規率，而對流頂附近 100mb 高度之氣溫變差與前者恰相反，即少雨年之變差大於多雨年 2°C 左近，此種變化乃顯示在高層大氣之氣溫年變差，與雨量多寡之關係顯著。

(三)台灣高空風與雨量之變化：就表四所示，桃園及東港兩地，高空風向及風速，在多雨年與少雨年，均有顯著之差別。就風速言，兩地多雨年之風速，在對流層中上部，均較少雨年之風速為弱，冬及夏季均有此同一現象，惟東港之冬季稍有例外。由表內各高度之風速差數，可明顯看出，在對流層上部，風速差數最大，此可能由於噴射氣流，經常出現在此高度所致。

在表四內，兩地各高度之風向，多雨年與少雨年亦有一顯差別。在中上部對流層，多雨年之風向，其方位角度，均小於少雨年之風向角度（風之方位角以 $0-360$ 度計）。例如桃園在 100mb 高度，多雨年一月份風向為 245° （SW），少雨年為 263° （WSW），差數為 -18° ，即前者較後者偏南；夏季七月份風向，分別為 63° （ESE）及 72° （E），即高空東風在多雨年亦略為偏南。

綜合上列各節所述，可知台灣多雨年，高空大氣層各等壓面高度及氣溫，均較少雨年增高，各層大氣風速則轉弱，風向角度則減小。此種現象之原因，就其與高空天氣圖比照所得，主要由於，在冬季多雨年，東亞主波槽位於台灣以西，亦即台灣位於此主槽前方；而少雨年則台灣位於此主槽之後方。因此上述台灣高層大氣之變化，乃由於在主槽前方，等壓面高度及氣溫均增，高空風速減弱；在槽之後方則相反。夏季可能由於印度低氣壓槽，及副熱帶高氣壓相互作用所致。

表四 桃園、東港「多雨年」(1957-59)與「少雨年」

(1963-65) 高空風向(D)及高空風速(V)之比較

地名	類別	等壓面		850mb		700mb		500mb		200mb		100mb	
		風		D	Vkts	D	Vkts	D	Vkts	D	Vkts	D	Vkts
桃	一	多雨年		166	6.6	253	26.3	258	57.0	251	108.0	245	77.0
		少雨年		130	4.0	265	26.6	272	69.3	255	140.0	263	77.3
	月	差數		+ 36	+2.6	- 12	-0.3	-14	-12.3	- 4	- 32.0	- 18	- 0.3
園	七	多雨年		209	9.0	179	8.7	138	8.0	64	18.0	63	30.0
		少雨年		236	8.7	168	9.7	133	8.0	87	23.7	72	53.0
	月	差數		- 27	+0.3	+ 11	-1.0	+ 5	0.0	- 23	- 5.7	- 9	-23.0
東	一	多雨年		151	7.7	259	26.7	259	74.3	245	138.0	230	94.5
		少雨年		11	3.7	273	24.7	265	65.0	253	105.3	261	59.0
	月	差數		+140	+4.0	- 14	+2.0	- 6	+ 9.3	- 9	+33.3	-31	+35.5
港	七	多雨年		175	5.7	172	8.0	173	7.3	78	21.0	75	42.7
		少雨年		134	7.3	135	9.0	110	9.7	78	23.7	77	47.7
	月	差數		+ 41	-1.6	+ 37	-1.0	+63	- 2.4	0	- 2.7	- 2	- 5.0

註：D=風向(0-360°) Vkts=風速以每小時海里計

(四)台灣各地雨量距平之變化：在「多雨年」及「少雨年」，台灣各地雨量之多寡，與多年雨量平均值作比較，其高於平均值者為「正距平」，低於平均值者為「負距平」均以百分數及正負號表示。茲選取台灣由北至南四個測站，最北為彭佳嶼(25.5°N)，最南為蘭嶼(22°N)，中間本島兩測站為台北(25°N)及高雄(22.5°N)最北與最南兩測站相距為3.5緯

度，約 400 公里，其南北向涵蓋之範圍，似足以顯示大範圍長期天氣變化之趨勢。四個測站東西向之經度，相差甚微，可約略視為在一個經度線上，可便於比較在緯度上所生之差異。四個測站，在「多雨年」與「少雨年」，雨量距平之變化詳如表五。

表五 台灣各地「多雨年」與「少雨年」雨量距平百分數

地名	多雨年 (1957 - 59)			少雨年 (1963 - 65)		
	一月	七月	年	一月	七月	年
彭佳嶼 (25.5°N)	-18%	-23%	+6%	+47%	-65%	-5%
台北 (25°N)	-11	+54	+7	+48	-29	-33
高雄 (22.5°N)	+55	-11	-4	-13	-59	-46
蘭嶼 (22°N)	+20	-2	+8	-42	-38	-10

就表五台灣各地雨量「距平」(Anomaly) 所示，在「多雨年」之年雨量距平，各地幾均為正值，亦即均高出年標準雨量，與所謂多雨年之義相符；其中偶有一地為負值者，其負數甚小，如高雄年距平為-4%，低於標準值不多；但在「少雨年」高雄年距平則為-46%，低於標準值甚多，亦即雖均為負值，實則多雨年之雨量，仍超出「少雨年」甚多也。「多雨年」冬季一月份雨量距平，台灣北部兩測站為負值，南部兩地為甚大之正值；夏季七月份雨量距平，各地多為負值，但負數不大，接近於標準值；而「少雨年」夏季七月份，則負值均甚大。例如高雄在多雨年七月份為-11%，而少雨年七月份則為-59%，則相差數倍。

「少雨年」之年雨量距平，各地均為負值，尤以中部兩測站，負距平值特大，達-40%左近，足以形成季節性之乾旱，與所謂「少雨年」之義相

一致。「少雨年」一月份，台灣北部台北及彭佳嶼兩地，出現雨量特大之正距平達+48%，與少雨年相反之特殊現象，頗堪注意；南部兩地雨量距平均為負值，頗為一致。「少雨年」夏季七月份，台灣四個測站雨量距平均為甚大之負值，彭佳嶼達-65%，高雄達-59%，均為顯著乾旱現象。

太陽活動對天氣變化之影響，吾人所知日漸增多，尤其最近 Wilcox (1976) 指出，太陽磁場伴隨太陽風 (Solar Wind)，可影響地球大氣之渦旋度，亦即地面低氣壓槽之生成；可證太陽活動，對天氣影響更見具體；本文上述分析，庶可有所借助。

四 結 論

台北十五年來，冬季一月及夏季七月，極端最多雨量及最少雨量之月份，台灣對流頂高度之變化顯示：冬季一月份最多雨較最少雨時，對流層頂高度降低；亦即冬季多雨，與對流頂高度降低有關。台北夏季七月最多雨量，最少雨量之月份，對流層頂高度則增高。

依據太陽活動週期，區分「多雨年」及「少雨年」，顯示台灣各地，在多雨年其年雨量超出標準值，更均超過少雨年之年雨量。高空大氣各層等壓面之高度及氣溫，在多雨年均較少雨年增高，但風速減弱；此種變化，在對流層上部最為顯着。

參 考 文 獻

1. J. M. Wilcox, et al 1976: On the reality of a sun-weather effect, J. atm. sci 33-6.
2. K. Labitzke, 1964: On the mutual relation between stratosphere and

troposphere during periods of stratospheric warmings in winter

W. M. O.-162.

3.王時鼎，1968：台灣區域流與長期天氣預報，氣象預報與分析，第三十四期。

4.魏元恒，1969：台灣雨量與高空氣流型關係之研究，氣象學報，15-3。

Abstract

The amount of rainfall is closely related with the upper-air circulation and associated with solar-activity. In this paper the rainfall and upper-air data in Taiwan are used to analysis. and the results are as follows:

1. The height of tropopause. over Taipei in January. changes according to the rain fall of the month. It is lower during the month with heaviest rain than with lowest rain. On the contrary. in July it is higher during the month with the heaviest rain than with the lowest rain.

2. The raing year and dry year in Taiwan are classified according to solar-activity. It is found that during the rainy year the upper-air temperature is higher and wind velocity is weaker than in dry-year in the whole troposphere.