中國之雷雨

吳泗璋

The Thunderstorms of China.

By S. C. Woo

Abstract: The thunderstorms are classified into two classes, the heat thunderstorm and the frontal thunderstorm. Both of these types are discussed with illustrations and in detail. The thermal structure, weather conditions lead to the development of thunderstorms and the geographical and monthly distribution of the thunderstorms are also discussed and tabulated in the paper.

(中大地理系天氣預告班論文)

第一章 雷雨之定義成因及分類

第一節 雷雨之定義

降雨而同時有雷電現象者，謂之雷雨。故有雨，縱甚急暴，但若無閃電及雷聲者，不得謂之雷雨；反之，如沙漠旋風、森林大火、火山爆發等，祇有雷電交作而無雨者，亦不得稱曰雷雨。但雷電現象，並非雷雨之因，實爲雷雨之果，此可由下列事實證明之。

(一)一定高度間之電位差，全球各處幾皆相等，然雷雨之數目與強度，大不相同。

(二)任何一定處所之電位梯度，以冬季爲最大，然雷雨之數目，以夏季特多。

(三)地面層內之電位梯度，通常在上午八時至十時爲最大，下午二時至三時，上午三時至四時爲最小；然雷雨之發生，多在下午二時至四時，及子夜與上午四時之間，故知雷雨實非因雷電造成，乃先有雨，而始有雷電也。

雷雨中電象如何發生，衆說紛紜，但以辛普孫博士 (Dr. G. C. Simpson) 之說，似占優勢，據彼之研究及實驗，謂電之來源由於下降之雨點；被向上強烈之氣流衝散，發生游離作用而成。

第二節 雷雨之成因及分類

雷雨之發生，乃由於大氣中發生對流而致，對流發生之方式不同，雷雨之性質遂亦各異，然其必發生積雨雲，始能有雷電及降水之現象則一，故積雨雲實爲構成雷雨之母體，不能不作一詳細之說明。

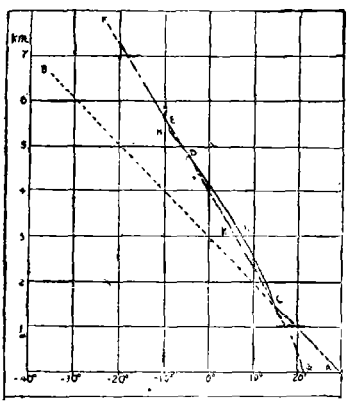
(一)積雨雲之成因：

積雨雲或名雷雨雲，由於地面濕空氣上升所成，往往高聳空際，大如山岳，厚達二三公里或至五六公里，其頂部，因溫度已在冰點以下，常帶有纖維狀之組織，由飛行家及乘氣球者，入雷雨中心之探測，知其中氣流，極端不安靜，其擾動之故，乃因四周大氣之溫度梯度，與雲中已飽和之空氣絕熱溫度梯度不同而致。

如第一圖，乃根據平均情形而作者，高度以公里計，溫度以攝氏表計，A B 爲乾空氣之絕熱溫度梯度，每升高 100 公尺，溫度降低 1 C，GCKDEF 爲實測之氣溫梯度，每升高 100公尺，溫度降低 0,6°C，CLD HE 爲飽和空氣之氣溫梯度。當對流發生時，如近地面處直達開始凝結之 C 平面處，溫度之減低，近於乾絕熱遞減率，其坡度如AC，C點以後，溫度之遞減率突然變更，其遞減率較其四周空氣爲小，爲不穩定狀態，對流加強，至L 點，達對流最盛之階段，雹可於此時形成，L 點以後，溫度遞減率又漸大，至D 點處，上升空氣溫與四周空氣溫相等，D 點以後，上升空氣溫較四周爲低，趨於穩定狀態，空氣當不再上升，但其運動量尚未消滅，乃將中間之空氣柱再行抬而上升至H 處，此處地心吸力使其動力消滅，故不能再上升，雷雨發生之高度即止於此。在上升空氣柱中，其氣溫梯度約如 ACLDHE 曲線所示，至周圍空氣的度度則如 ACKDEF 所示，故在大塊積雲中劇烈上衝與擾動之現象，其原因即在積雲內部之溫度與其四周空氣溫度相差太大而致，其氣溫坡度如圖中所示 CLD 及 CKD 二線。

第 一 圖

CLD及CK D間積雲之溫度梯度



(二)雷雨之種類及成因：

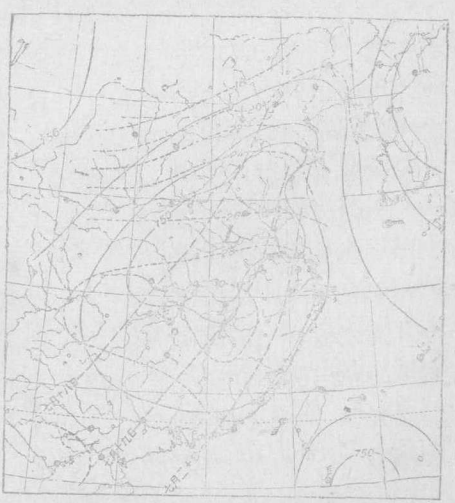
就對流發生之氣象環境而言，雷雨可分二大類，一為熱雷雨，一為氣旋雷雨，茲分述之於下：

1.熱雷雨：由地面溫度過高而成者曰熱雷雨。當炎熱之夏季，天空晴明，日光強烈，沉寂無風，空氣之濕度又不甚低，近地面之空氣受熱過強，而上層之空氣，因距地面太遠未能同速加熱，冷而重之空氣與下面濕熱之空氣，因無風之擾動混和，遂發生猛烈之對流，而成雷雨雲，遂降雷雨，故熱雷雨均發生於一日溫度最高之時，其持續之時間，不過一二小時，所及之範圍不過二三百公里，寬不過七八十公里，熱帶及溫帶中較熱之地，所發生之雷雨，大率屬此，中國夏季多屬此種雷雨。

2.氣旋雷雨：發生於氣旋中之雷雨統稱曰氣旋雷雨，因發生部位之不同，又可分為三小類：

A.冷面雷雨：冷空氣衝入條件性不穩定之暖空氣之下，此暖空氣被迫上升，水氣凝結，潛熱放出，溫度較四周為高，內部乃發生自由對流，成大塊之積雨雲而降雷雨，此種雷雨發生於冷面之後，或沿冷面發生，對流層甚厚，四季日夜均可發生，其猛烈性最大。

B.暖面雷雨：冷氣流後退，不穩定之暖空氣滑行而上，亦能成為雷雨，以滑行之方法造成雷雨者，冷空氣必須具有暖濕不穩定，三條件，因暖面與地面所成之角小，上升力不強故也，然如濕度大，則一上升，即可達飽和點，而成雷雨；如係穩定空氣，雖上升，但仍會回至原處，故必須對流性不穩定方可造成。此種雷雨之強度較冷面雷雨為差。



C.暖區雷雨：由於西方之冷空氣，流至暖空氣之上，於是冷面暖面間之暖區，乃發

生雷雨。

以上二類中，在中國以熱雷雨爲最多，均發生於夏季，氣旋雷雨中之冷面雷雨次之，多發生於春季。

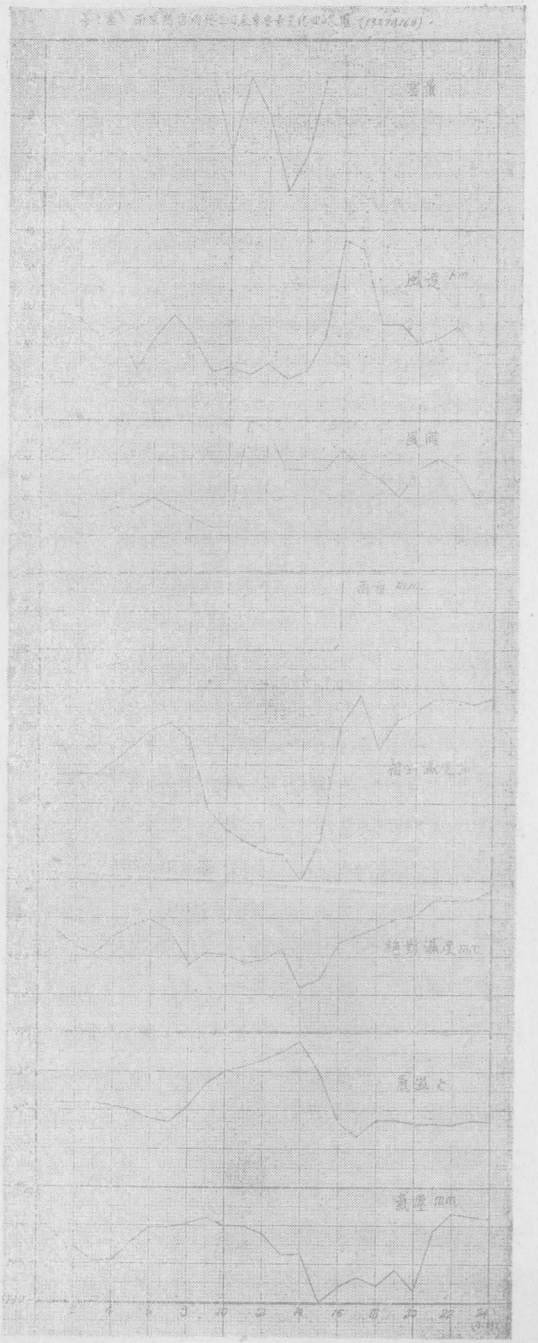
第二章 熱雷雨

第一節

發生過程中之氣象變化

以民國廿三年七月十六日南京之雷雨爲例，如第二，三圖：

（1）氣壓：按此日六時東亞天氣圖（第六圖）南京在淺薄而廣大之低氣壓區域內，氣壓梯度極爲弱小，僅 0.7 mm，本地氣壓之升降見第七圖 A：是日上午九時，氣壓爲 744.2 mm，至下午四時，雷雨發生，氣壓又上升至 742.4 mm，雨後開始下降，後又漸升高。雷雨發生以前，氣壓下降，是因溫度升高之故，至於雷雨將至時氣壓突然升高，其故有四：(一)因地面磨擦力，使平行速率減少，上層空氣，因風壓向前進行，得有相當之



平行速率，及降至地面，因有磨擦作用，減少其速率，遂影響及於氣壓。(二)上層寒冷之空氣下降，氣壓因此升高。(三)水汽凝結爲雨點後，絕對濕度減低，空中水汽減少，空氣密度增加，遂使氣壓增加。(四)雨點下降時，沿途蒸發，吸收熱量，致使氣溫減低，空氣密度較大，而氣壓亦隨而上升矣！

(2)氣溫：見第三圖 B；是日上午七時至十四時，氣溫急直升高，由 28.5°C 升至 39°C，達最高點，此後即下降，至十六時，雷雨發生，則突然降至 28°C，與最高溫度相差 11°C 之多，降水終結，再行上升，雷雨將至時，溫度之下降，則因上層冷空氣下降之故。

(3)濕度：如第三圖 C,D 自上午七時起，因溫度升高，對流激起，故絕對濕溫呈不穩定狀態，上午九時爲 22.2 mm，同時，相對溫度爲50%，降水開始，溫度變冷之時，絕對濕度變小，相對濕度升高至80%，雨過後，溫度上升，蒸發強，則絕對濕度變大，相對濕度變小！

(4)風：如第三圖F,G雷雨前，風力微弱，風向在東及東南之間，此後因對流加強，風向轉變，偏西，至十六時，雷雨開始，風向已轉至 NNW，風力增至 35.4Km/hr.雨過後又漸下降。其故有三：(一)因自地面向上，直達積雲底，爲近於絕熱氣溫之梯度，故整個區域中，溫度濕度相似，乃造成平底形之雲，但當對流上升時，因超過絕熱梯度，速度較快，而下降之氣流分佈較廣，速度較慢，故不明顯，(二)蒸發作用所發生之潛熱，使積雲之對流加速，因此，其速度很快，某種情形下，雲可發展得大而高。(三)急速之對流發生後，高處發生多量之凝結，該處氣溫，極爲寒冷，冰雹常在此處產生，當此種冰雹或雨點下降時，沿途空氣受其影響而致寒，一部固因雨點溫度之低，一部則因雨點沿途蒸發所致，因此，此繼續受寒之空氣柱，一小部固由於雨點下降之引曳，大部則由於寒冷，本身密度增加之故，乃成爲強大的，垂直運行的，集中回轉氣流，同時，因空氣向下衝擊，及地面磨擦力，使風阻滯之故，氣壓乃突然升高。

此種寒冷之氣流下降時，仍保持其平行之速率，故將至地面時，順風暴運行之方向，向前吹去，使臨近之暖空氣抬起，惟此上下交流之二氣流，並非成一完全之循環，因向上之氣流，未必再向下，向下之氣流，未必再向上也。不過是風暴前部地面之空氣，與風暴後部上

層空氣之交換而已，冷空氣之下降，乃使風暴向前進行。

(5)雲：上午多爲高層雲，卷雲，或卷層雲，故日光強烈，至雷雨發生前，因有對流作用，下層熱而濕之空氣上升，至相當高度，產生多量凝結後，則因浮力增加，故中部向上運動，比較激烈，有如煙突內之空氣上升然，其四周因有黏性之故，呈起伏擾攘之狀，是以造成高聳空際之積雨雲。

第二節 發生日高空之情形

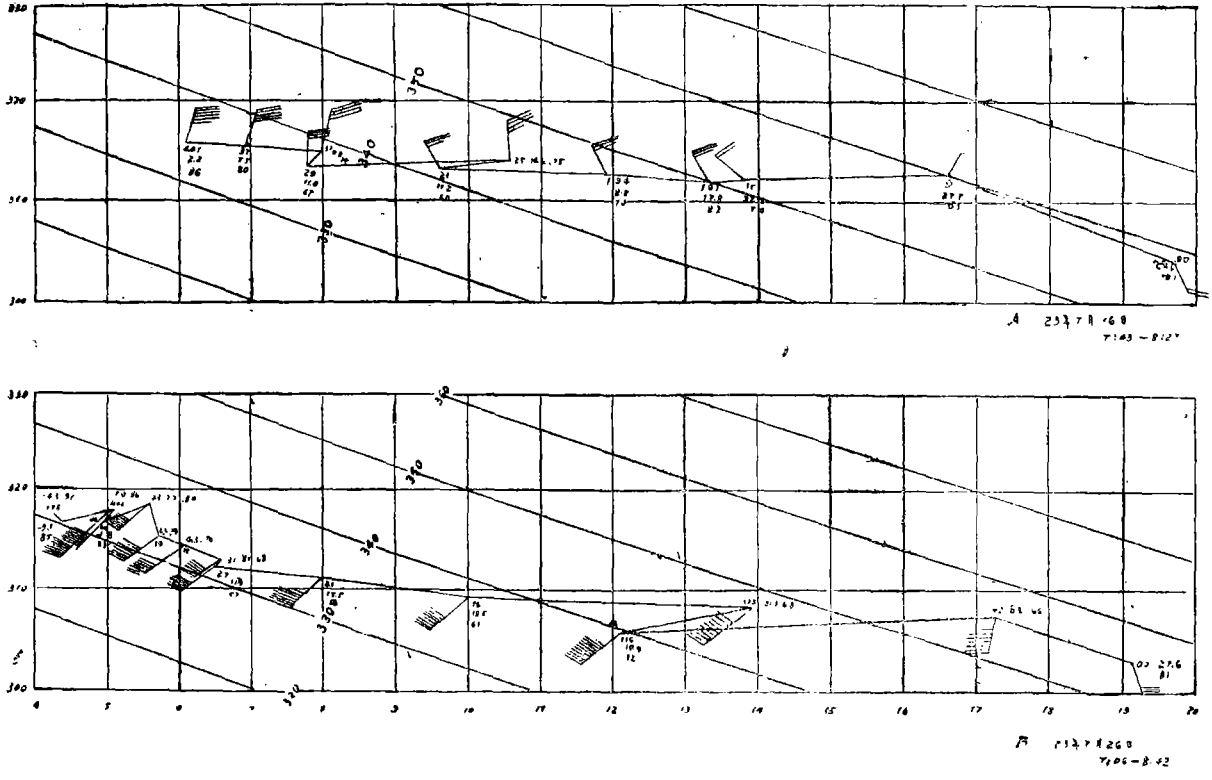
據廿三年七月十六日飛機觀察報告（見第一表），應用 Rossby 之法點成此次氣團之屬性曲線，如第四圖(A)所示，並附以各高層之風向風力，觀乎此曲線之形狀，雷雨之發生即不難斷定，當時地面層之氣流，來自東南(SE)，速率在每秒鐘 4 公尺以上，至900公尺以上均爲西北(NW)或東北(NE)向，風力大至 11.4Km/hr.，除0—0.9公里爲穩定層外，餘均全程不穩定 1.5—1.9 公里，其位置溫(θd)及相當位置溫(θE)，均向上遞減。爲絕對不穩定狀態，故下層空氣一經推動，即能自行上升凝結，而發生雷雨。

南京之高空紀錄(二十三年七月十六日)(第一表)

Z	P	T	$F_{R,H}$	θd	θE	W	W,D	WF		D,P,	T-D,P	cons, L
0.00	998.9	28.3	79.1	30.45	304.10	19.7	SE	4.0	A.st	24.3	4.0	0.5
0.90	900.0	27.7	63	23.42	312.67	16.0	NE	1.0		20.0	7.7	1.46
1.47	843.0	22.2	70	18.75	312.03	14.0	NW	3.8	A.unst	16.5	5.7	2.18
1.91	800.0	17.8	82	16.72	311.94	13.3	NNW	5.0		14.7	3.1	2.56
1.94	797.0	18.5	70	14.92	312.84	11.9	,,	5.0		13.0	5.5	3.25
2.14	780.0	17.2	60	11.78	313.13	9.6	,,	4.8		9.4	7.8	4.23
2.47	745.0	14.8	75	12.63	313.85	10.6	,,	7.1		10.4	4.4	4.78
2.87	720.0	11.0	67	8.80	313.39	7.8	N	8.0	C.unst	5.1	5.9	5.51
3.12	699.0	9.6	74	8.97	314.76	8.0	NNE	8.4		5.4	4.4	6.06
3.65	656.0	5.5	80	7.22	315.40	6.9	,,	10.5		2.3	3.2	6.46
4.01	627.0	2.2	86	6.16	315.76	6.1	,,	11.4		0.1	2.1	6.72

但同月26日之屬性曲線(第四圖B)，良有不穩定層之存在，而並未發生雷雨，其故何在？蓋凝結現象之能否發生，應視上升氣流能否達其凝結高度而定，亦即視乎上升氣流，在其上升運動中，是否比所達高度自由大氣之溫度爲高而定，若上升氣流比其所達高度自由大氣之溫度低，其運動，勢必於未達其凝結層之時，即行停止，水汽之凝結即無從開始，關於此點，即非屬性曲線所能表示，朱師炳海特創露點高度線㊀與同時之溫度高度線比較而定之，第十圖A，點線即表示各層大氣中水汽之凝結高度，即各特性點之露點高度線，實線表示各溫度之高度線，此日地面氣流欲上升而發生凝結，必俟至 500m 而後可，凡絕對不穩定層之氣流，於點線中特作斷線以示區別，由此可見

南京氣團之屬性曲線(第四圖)

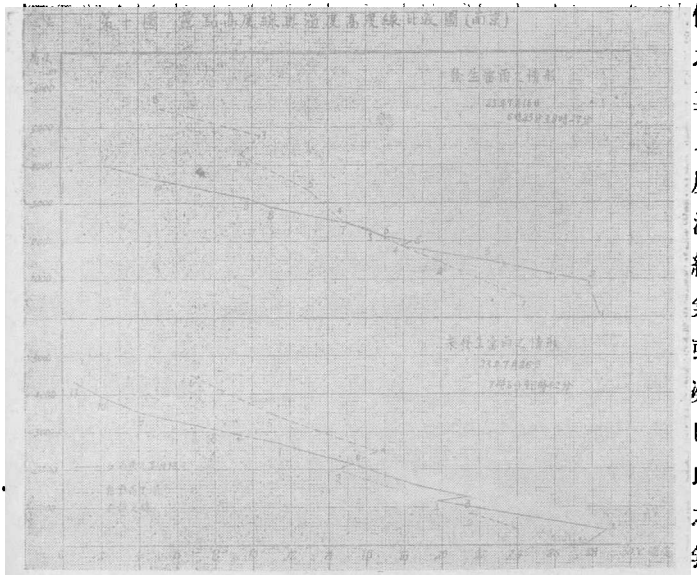


熱雷雨發生日上午氣要素與準平均之比較(第二表)

(十八年至二十五年上午六時至十時之平均數)

	時間	六月 6	7	8	9	10	雷雨日數	七月 6	7	8	9	10	雷雨日數	八月 6	7	8	9	10	雷雨日數
A.氣壓	氣壓m.m.																		
	準平均	48.34	48.68	48.85	48.90	48.97		47.23	47.53	47.82	47.75	47.75		48.34	48.65	48.83	48.98	49.01	
	發生熱雷雨日平均	48.28	48.62	49.06	48.91	48.82	6	46.24	46.57	46.69	47.79	46.83	13	47.98	48.27	48.41	48.66	48.76	13
	相差數	-0.06	-0.06	-0.21	-0.01	-0.15		-0.99	-0.96	-1.13	-0.04	-0.92		-0.36	-0.38	-0.42	-0.32	-0.25	
B.氣溫	時間 氣溫 ℃	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數
	準平均	21.4	22.6	28.8	25.0	25.9		25.5	26.9	28.2	29.2	30.1		24.8	26.1	27.5	28.8	29.8	
	發生熱雷雨日平均	22.5	23.2	23.8	24.6	24.7	6	26.8	27.9	29.4	31.1	32.1	13	25.2	26.4	27.8	29.4	30.1	13
	相差數	1.1	0.6	0.0	-0.4	-1.2		1.3	1.0	0.8	3.9	2.0		0.4	0.3	0.3	0.6	0.3	
C.相對濕度	時間 相對濕度 %	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數
	準平均	88.4	84.1	79.0	74.4	70.9		89.9	84.3	78.8	72.8	70.7		92.2	87.5	81.2	75.3	69.1	
	發生熱雷雨日平均	94.0	90.2	87.8	84.8	81.9	6	87.0	85.0	77.4	72.0	68.0	13	92.1	87.5	81.4	75.3	72.9	13
	相差數	5.6	6.1	8.8	10.4	11.0		-2.9	1.3	-1.4	-0.8	-2.7		-0.1	0	0.2	0	3.8	
D.雲量	時間 雲量 10	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數
	準平均	7.8	7.9	7.8	7.7	7.7		7.1	7.0	7.2	7.2	7.3		7.6	7.0	7.1	7.2	7.2	
	發生熱雷雨日平均	9.3	9.5	10.0	9.6	10.0	6	9.0	8.9	7.9	8.1	8.0	13	6.5	7.1	7.0	7.7	7.6	13
	相差數	1.5	1.6	2.2	1.9	2.3		1.9	1.9	0.7	0.9	0.7		-1.1	0.1	-0.1	0.5	0.4	
E.風速	時間 風速Km/hr.	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數	6	7	8	9	10	雷雨日數
	準平均	15.6	15.7	17.1	16.6	17.2		15.5	15.7	17.7	17.8	18.1		15.5	15.2	15.5	16.6	16.3	
	發生熱雷雨日平均	11.7	12.1	12.1	10.8	11.8	6	11.7	12.3	10.7	11.9	12.6	13	10.4	9.1	12.0	12.2	11.3	13
	相差數	-3.9	-3.6	-5.0	-5.8	-5.4		-3.8	-3.4	-6.0	-5.9	-5.5		-5.1	-6.1	-3.5	-4.4	-5.0	

其斷線部份均在實線之上，是卽表示絕對不穩定氣流之凝結高度之自由氣溫，比上升氣流之露點低，故此絕對不穩定之氣流，可上而達其凝結高度，至廿六日之情形（第五圖 B）則有不然，所有不穩定之部份均在實線之下，是卽其露點溫度比其凝結高度之自由氣溫低，故此絕對不穩定氣流上升運動，未達其凝結高度，卽行停止，此所以水汽之凝結現象無由發生。



待凝結現象開始之後，氣流再行上升，因有潛熱之釋放，溫度遞減率變小，在洛氏圖上屬性點之移動，理應循相當位置溫度之等濕線而上升，此項上升運動，須上升至與自由大氣之屬性曲線相交而始靜止，是卽在此等高度，上升氣流之溫度與自由大氣之溫度適相等也。其所凝結而析出之水量，卽此氣流上升開始與中止時比較濕度之差，但未必卽爲下降之雨量，蓋除溫度之變遷外，尙有其他因子，如凝結核、蒸發、混合、大氣之靜性、空中電場、及飽和等等，作用其間也。

熱雷雨發生日上午氣象要素與準平均之比較

第三節　熱雷雨發生日上午六至十時氣象要素之平均與準平均之比較

茲以民國十八年至廿五年間，熱雷雨發生日，上午六至十時之氣象變化平均，與平均狀態比較之，如第二表所示：

A.氣壓：由表中可見，凡有熱雷雨之日，上午各小時氣壓，均在平均以下，惟六月八、九時，及七月九時，升至平均數之上，各月之

最高平均在十時，但有雷雨之日，氣壓之最高平均，提早至九時，亦卽氣壓之下降提早開始，等壓線之形式，多爲太平洋有一高氣壓，大陸上有一低氣壓，雷雨多發生於等壓線疏散，溫度最高之處，在南京附近之氣壓梯度均甚小，平均爲 0.36 mm,最大不過 0.7 mm.

B.氣溫：凡熱雷雨日之氣溫，均較平均爲高，惟六月九、十兩小時較平均稍低，各月之溫度均以自晨向午升高，雷雨日亦如此。

C.相對濕度：相對濕度在六、八月較平均爲高，或相近，惟七月則較低，是恐因七月之對流發生早，在上午卽有高空之乾氣流下沉致也。

D.雲量：雲量較平均爲高，概以高層之卷雲等爲多。

E.風：發生雷雨日多東南風，風力均較平均爲低，最大者與平均相差 6 Km/hr.。

由以上觀之，凡一日之上午，氣壓低，溫度高，相對濕度大，風向多東南，風力小時，可有熱雷雨之發生，氣象要素自六時迄十時之變化，以八月最激，七月次之，六月最緩，故熱雷雨之發生，以七八月爲最多。

第三章 氣旋雷雨

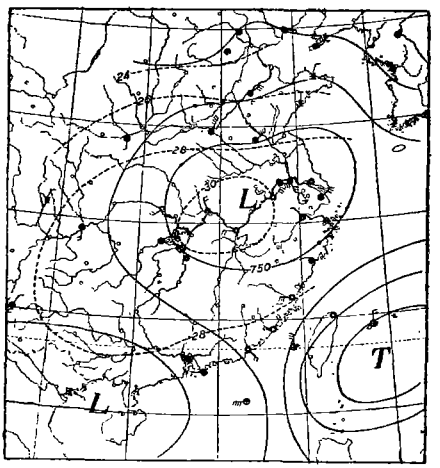
氣旋雷雨分爲三類，已如前所述，其中以冷面雷雨爲常見，茲以民國廿四年七月十八、十九、二十、三日，長江下游之雷雨爲例，論之於下：

第一節 氣壓之分佈及極面之移動

觀乎十八日上午六時之東亞天氣圖，—758 mm, 之高氣壓在日本海，—748 mm, 之低氣壓在黃河下游，又—750 mm, 之低氣壓在外蒙，湖北宜昌及河南一帶，風向西北，河北風向爲北，溫度在 30°C 以下，湖北、漢口及湖南一帶，風向東南，溫度在 30°C 以上，可見自濟南至宜昌爲氣流斷面之所在，因爲極地西伯利亞冷氣團之南下，故其爲冷面而無疑，開封、鄭縣、酒泉、均相繼雷雨，因其發生於冷面之後，故爲冷面雷雨而無疑。

至十九日上午六時之天氣圖(第十一圖)，西北及太平洋之高氣壓稍南移，南方低氣壓中心移至淮河下游，故冷面亦東南移，在淮陰、

南京、吉安一帶，雷雨區亦東南移，沿冷面之上海、南京、東台、鋼山、常熟、均報有雷雨。



至廿日上午六時之天氣圖，高低氣壓更東南移，752 mm. 之低氣壓，在東南沿海，已成衰老現象，冷面在南通、上海、湖州一帶，雨區更東移，上海、吳縣、南平、無錫、南通、東台、均報有雷雨。

冷面之移動，係自西北而東南，各段行動之速率，並不一致，以中段之行速最快四十八小時內約行640公里，平均每小時13.3公里，北段南段移動均較小，其各段行動速率之所以不同，實受制於當時氣壓之分佈及地形之不同，蓋此風暴之北端，其西北方之高氣壓，雖有向東進進之力，但其東方另有一高氣壓滯塞於前，故其可能移動之空間極爲狹小，中部之左右兩方，高氣壓相距最遠，可能移動之範圍特廣，故速率特大；至其南端緯度已低，西北高氣壓壓迫之影響已微，又以此區山嶺綜錯，多南北行者，其於東西之行動，不無妨礙，故其速率亦較小。

第二節 經過南京時氣象要素之變化

此冷雷雨，於十九日十二時開始於南京，二十時過去，降水量1.4 mm.， 1.冷面未來前爲東南及西南風，來後突變爲北風及西北風；風速突增由19.5Km/hr.增至23.0Km/hr.，雷雨過後，風速漸減以至於平靜， 2.氣壓：冷面將到時氣壓已上升，至到後二三小時，升至最高，由十二時迄十四時，氣壓由 43.90 mm.升至 44.10 mm.，此後又下降。 3.氣溫：普通在冷面到後半小時左右，溫度下降，因冷面初到，地面尚暖，非能立刻下降也，待雷雨過後，雲開霧散，地面溫度始盡量放散而變低。 4.濕度：冷面來後，絕對濕度起伏不定，

相對濕度變高，雨過後，絕對濕度減低，相對溫度增高，均詳見第三表。

冷面雷雨經過南京時各氣象要素之變化(二十四年七月十九日)(第三表)

氣象要素 \ 時間	1	2	3	4	5	6	7	8
氣壓 mm.	43.75	43.64	43.50	43.56	43.82	44.18	44.47	44.71
氣溫 °C	28.90	28.40	28.20	27.90	27.90	28.60	31.50	33.60
絕對濕度 mm.	24.67	24.13	23.84	23.87	22.91	23.47	24.46	25.07
相對濕度%	80.00	84.00	84.00	85.30	82.00	81.00	71.00	64.90
雨量 mm.								
日照時數 hr.						0.3	1.0	1.0
風向	SSE	SE	SSE	SSE	SE	SSE	SSE	SSE
風速 Km/hr.	13.0	8.0	7.5	13.5	14.0	13.5	12.5	10.0
雲量 1-10						10	10	10

氣象要素 \ 時間	9	10	11	12	13	14	15	16
氣壓 mm.	44.57	44.33	44.15	43.90	43.90	44.10	43.73	43.10
氣溫 °C	33.90	34.00	36.20	37.00	29.70	27.30	27.80	29.40
絕對濕度 mm.	24.56	24.47	24.84	23.28	27.60	24.68	23.72	25.13
相對濕度 %	62.80	62.70	55.70	50.00	70.00	91.40	85.20	83.00
雨量 mm.				T	1.3	0 1	T	
日照時數 hr.	1.0	1.0	1.0	1.0	0.5			S
風向	SW	WSW	WSW	WSW	NW	N	WSW	W
風速 Km/hr.	15.0	18.0	14.5	14.5	23.0	34.0	13.0	9.0
雲量 1-10	10	10	10	9	10	10	10	

氣象要素 \ 時間	17	18	19	20	21	22	23	24
氣壓 mm.	43.44	43.63	43.73	44.74	45.42	44.75	45.15	44.96
氣溫 °C	30.20	30.20	28.90	28.00	27.00	27.20	26.80	26.50
絕對濕度 °C	24.82	25.89	24.63	23.54	22.87	22.41	22.77	22.57
相對濕度%	77.00	81.00	83.00	84.00	83.00	84.00	87.00	88.00
雨量 mm.				T				
日照時數 hr.	S							
風向	C	C	NNW	N	N	N	N	NNE
風速 Km/hr.	0.0	0.0	14.0	17.0	13.0	17,0	10.5	10.5
雲量 1-10								

各地雷雨之年分佈(第四表)

地名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	年數
南京	0.00	0.75	0.50	2.10	2.30	3.20	4.20	5.00	0.75	0.25	0.11	0.00	19,20	8
南通	0.00	0.12	0.37	1.00	0.60	2.00	4.20	2,70	0.87	0.12	0.12	0.00	12.30	8
徐州	0.00	0.00	0.12	0.50	0.75	2.00	2.50	2.50	0.62	0.00	0.00	0.00	8.00	8
東台	0.00	0.14	0.30	0.50	0.80	2.00	4.20	2.80	1.40	0.14	0.00	0.00	12.50	8
無錫	0.00	0.00	0.40	0.60	1.60	1.00	2.80	4.20	0.80	0.00	0.00	0.00	11.40	5
吳江	0.00	0.30	0.00	0.60	0.60	1.00	1.60	0.60	1.00	0.30	0.30	0.00	10.00	3
蘇州	0.00	0.00	0.60	1.20	0.00	1.40	3.80	2.60	0.20	0.00	0.00	0.00	9.80	6
常熟	0.00	0.85	0.71	2.30	1.40	2.80	3.80	3.10	0.85	0.15	0.55	0.00	16.70	7
上海	0.00	0.00	0.50	0.50	1.50	1.50	3.00	4.50	1.50	0.25	0.00	0.00	13.00	5
安慶	0.00	0.00	0.60	3.30	1.60	1.60	2.30	2.00	0.30	0.00	0.00	0.00	12.00	3
杭州	0.00	0.20	1.40	2.00	0.80	3.00	2.40	4.00	0.80	0.20	0.00	0.00	11.00	4
泰山	0.00	0.00	0.25	0.50	1.20	2.70	4.00	0.75	0.80	0.00	0.00	0.00	10.00	4
濟南	0.00	0.00	0.00	1.60	1.00	2.40	4.80	2.80	1.40	0.00	0.00	0.00	14.00	4
開封	0.00	0.00	0.00	1.00	1.60	1.00	3.00	0.66	0·66	0.00	0.00	0.00	8.00	3
西安	0.00	0.00	0.25	0.75	0.75	1.50	1.00	0.70	0.25	0.00	0.00	0.00	5.20	4
蘭州	0.00	0.00	0.00	0.25	1.00	1.50	2.70	1.00	1.20	0.00	0.00	0.00	7.70	4
太原	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	2.70	3.10	1.50	1.10	0.50	0.00	0.00	10.10	8
成都	0.00	0.00	0.33	1.60	3.30	2.30	7.60	4.60	0.33	0.00	0.00	0.00	20.30	3
衡陽	0.25	1.50	4.20	6.00	4.20	6.70	3.20	4.20	2.00	0.50	0.00	0.00	33.20	4
長沙	0.00	2.70	3.20	6.20	5.80	4.20	2.70	2.40	0.50	0.25	0.00	0.20	28.00	4
常德	0.00	2.00	2.20	6.70	5.70	3.20	3.00	4.50	0.25	0.50	0.00	0.50	28.70	4
廣州	0.00	0.12	1.10	2.10	3.70	4.10	3.00	3.50	1.50	0.12	0.00	0.00	24.60	8
邕甯	0.00	0.00	0.50	1.00	3.00	4.40	7.00	7.50	2.50	1.00	0.00	0.00	27.00	2
昆明	0.25	1.10	0.80	2.20	2.70	4.30	6.00	4:30	2.00	0.90	0.12	0.10	24.60	8
廈門	0.00	0.27	0.46	1.50	1.00	1.80	0.71	1.10	0.42	0.00	0.00	0.00	7.40	7
北平	0.00	0.00	0.00	0.14	2.00	4.50	5.00	3.00	2.00	0.14	0.00	0.00	1.45	7
清苑	0.00	0.00	0.14	0.14	0.25	2.20	2.20	1.60	0.25	0.00	0.00	0.00	6.80	7
公主嶺	0.00	0.00	0.00	0.25	1.50	3.60	4.20	2.40	1.70	1.00	0.00	0.00	14.70	8

第四章　雷雨之分佈

第一節　各月之分佈(見第四表)

由以上所論，可見一年中最熱之季，必爲雷雨最多之時，中國爲大陸性之氣候，夏酷熱而冬嚴寒，且夏季近地面三公里中之氣溫梯度較冬季者爲大，濕度較冬季大，對流較冬季強，故六、七、八數月爲

雷雨最多之時，十二、一、二數月爲雷雨最少之時；夏季三個月中，以七月爲最熱，故雷雨亦以七月爲最多，而一月則完全無雷雨。

內陸各地，如南京、常熟、南通、東台、徐州、太原、西安、開封、蘭州等，最高溫發生於七月，故雷雨以七月爲多，至於沿海各地，如上海、杭州、鼇寧等，因受海洋之調劑，最高溫發生較遲，故最多雷雨次數均在八月，泰山以六月雷雨爲最多，長沙、衡陽、最多之雷雨則發生於四月，是乃因此帶在長江類(B),(C),之氣旋路徑上（沈孝鳳；氣旋路徑之分類），故易發生極面雷雨故也。

無雷雨之月份，愈至西北愈增，卽緯度愈北，雷雨愈集中於夏季，如太原、蘭州、等有六月之久完全無雷雨，北平、清苑、公主嶺等五月無雷雨。是乃因緯度高，溫度低，僅夏季數月，溫度較高，能發生對流也。長江下游，如南京、常熟、南通、東台、等，一年祇兩月無雷雨，蓋此帶除夏季炎熱外，又各地均爲長江類氣旋集中之處也。

第二節 地理之分佈(見第四表)

觀乎雷雨之定義，可知凡空氣潮濕，日光強烈，易生對流之處，或當氣旋路徑上，亦卽極面產生區內，必爲雷雨最多之處，否則反是，觀各地雷雨發生次數之年平均，如第四表所示，可見中國雷雨最多之處在西南一帶，東南沿海次之，而以黃河中下游爲最少，茲分別論之於後：

(一)西南一帶：西江流域，指廣西全部，廣東西部而言，位於緯度20°N—25°N之間，全年溫度均在20°C以上，爲熱帶之氣候，夏季極長，暑熱潮濕，猛烈對流之造成極易，蓋以山嶺崎嶇，峯巒嵯峨，濕空氣易於上升而凝結，故熱雷雨最多，且又在長江類氣旋發源之處，極面雷雨亦不少，故爲全國雷雨最多之處，據民國廿五年之紀錄，鼇寧一年發生之雷雨，共有三十二次，廣州自民國十八年至廿五年平均共有二十·六次。

湖南亦爲雷雨最多之區，其夏季最高溫達30°C以上，且各季均在長江類氣旋(B)及(C)之路徑上，極面雷雨極易發生，據二十二年至二十五年之統計，平均衡陽爲廿八·七次，長沙廿八次，衡陽最多，共有三十三·二次。

雲南昆明年平均有廿四·五次，亦爲雷雨甚多之處也。

四川山岳如屏，成都氣候溫和，冬季霜雪甚稀，夏季較熱，平均每年有雷雨廿·三次。

廈門亦位於熱帶內，惟受黑潮之影響，溫度不及兩廣，且台灣山脈擋住東來之濕氣，故雷雨甚稀，平均年有七·四次。

(二)東南沿海：近海岸因受海洋之調劑，雷雨次數較內陸爲少，如上海十三次，杭州十四·二次，而南京則有十九·二次，此類又常長江類及華北類(B)之氣旋路徑上，故雷雨反較內陸各地如徐州、開封等爲多。

(三)東北一帶：北平及公主嶺，緯度甚高，均在北緯四十度左右，但因在西伯利亞及華北類氣旋之路徑上，故平均雷雨次數很高，北平爲十三·七次，公主嶺爲十四·七次。

(四)黃河中下游：黃河中下游等地，緯度高，氣候寒，除夏季數月稍有雷雨外，其他各月皆不能發生，故平均甚少。

(五)西北各省：西北各省，如蒙古、西藏、新疆、西康等，因無紀錄，故不能知，但大概言之，沙漠內空氣乾燥雷雨不易發生，而高原上或峽谷，局部之雷雨必多，蓋峽谷內空氣不穩定，對流作用強，而高原上日光較平地爲強烈故也。

註(一)朱炳海洛氏屬性雨綫之缺點及其補充，氣象雜第十一卷第七期，或

Memoir of Nat. Res. Int. of Met. No. IX. Jan. 1937.　PP-18-24