

大學用書

中國氣候總論

盧 鋈 編 著

正中書局印行

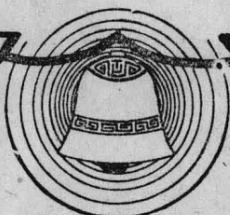


大學用書
中國氣候總論

盧 鋈 編著
中央氣象局技正



正中書局印行



版權所有
翻印必究

中華民國三十六年十二月初版

中國氣候總論

全一冊 定價國幣壹拾元
(精裝本定價另加五元)
(外埠酌加運費匯費)

編	著	者	盧	鎰
發	行	人	吳	秉
印	刷	所	正	中
發	行	所	正	中

書局

(2198)

校整
：：
龍謙

滬·本

3/1

目 次

第一章 中國氣候與地理環境	1
第一節 地理環境之影響	1
第二節 中國氣候之比較觀	7
第二章 大氣之運行	13
第三節 活動中心與中國氣候	13
第四節 風向與氣候之關係	23
第五節 地面氣壓分佈與風之運行	30
第六節 地面氣壓與風之變化	35
第七節 高空氣壓分佈與氣流之運行	46
第三章 季風之性質及鋒之活動	54
第八節 冬季風之性質	54
第九節 夏季風之性質	61
第十節 鋒之種類及其活動	70
第四章 大氣騷動	78

第二十八節	雨量之分佈	222
第二十九節	雨量變率	234
第三十節	雨量強度與雨日	242
 第八章 氣候之變遷與長期預告			 252
第三十一節	氣候之變遷	252
第三十二節	中國氣候與世界氣候及長期預告	262
 第九章 中國氣候區域			 273
第三十三節	寇本氣候之分類	273
第三十四節	竺塗二氏之中國氣候分類	280
第三十五節	中國氣候區域新論	288

本書附圖已由中央氣象局彙印為中國氣候圖集，
於民國二十五年出版，讀者請參閱原圖。

第一章 中國氣候與地理環境

第一節 地理環境之影響

中國爲大陸性季風氣候，複雜多變，舉世殆無其匹，以地域言，漠北邊區，土地終年凍結，海南羣嶼，橘柚互歲不凋，昔人出塞詩云：「馬後桃花馬前雪，叫人怎得不回頭」，雖未免言之過甚，然亦可見南北氣候之懸殊矣，自東徂西，溫度差異雖小，但雨量則顯有高下。內陸盆地，亢旱少雨，流沙盈野，其景物之寥落，惟「天蒼蒼，野茫茫」一什足以盡之，而東南沿海，則風雨縱橫，綠蔭彌望。「千里鶯啼綠映紅，水村山郭酒旗風，南朝四百八十寺，多少樓臺烟雨中」。江南景色，誠非塞外之滿目枯黃可比也。

中國氣候不僅空間差異甚鉅，時間上之變動亦極顯著，一年之中，春秋代序，寒暑更迭，冬寒儼如極地，夏熱未遜赤道，卽一日之間，冷暖亦甚懸殊，塞外有「早穿棉，午穿紗，抱着火爐吃西瓜」之諺。嶺南有「四時皆是夏，一雨便成秋」之詠。至若歷年旱潦之無常，逐日天時之靡定，斯殆又變中之變，影響尤稱深鉅，揆其所以然之原因，蓋有其特殊之地理背景在。

中國面積計壹千壹百壹拾柒萬叁千方公里，約佔亞洲總面積四分之一，較之歐洲全陸猶超出壹百肆拾陸萬叁千方公里，其形勢南北

短而東西廣，北起北緯五十三度，與世界寒極西伯利亞東部為隣，南迄北緯八度，與終年溼熱之南洋羣島相望，南北伸展，計約叁千柒百公里，故熱帶、溫帶與寒帶之氣候無不具備。惟以國土在北緯四十度橫拓最廣，向南漸狹，北迴歸線以南之地，僅滇、桂、粵、閩四省南部及南海諸嶼而已。合計面積不過佔全國總面積2.4%，故自天文氣候之觀點言之，全境什九均位溫帶範圍之內，固不失為「中」也，惟南北緯度之差既達四十五度，則日射之遷異，自極可觀，南北溫度之懸殊，殆為緯度高下必然之結果，溫度向北遞減，空氣水汽含量因亦隨緯度之增高而減少，於是雨量之分佈，遂亦有同一之趨勢，緯度愈高，冬夏日射之差愈大，溫度之年差與雨量之季變，自南而北，仍漸趨顯著，中國全境既大部位於溫帶，當南北暖冷氣流交綏之要衝，鋒面活動顯著，氣旋過境頻仍，天氣多變，與單純之熱帶季風氣候之本質迥然有殊。

第 1 表 緯度與氣候

40°N 緯度	高度	年溫	一月	七月	年差	年雨量	冬半年	夏半年	冬夏雨量之比
安東 40°09'	—	8.7	-9.3	24.0	34.1	1,006	159	847	5.3
青島 36°04'	79	12.0	-1.4	23.6	26.5	646	114	532	4.7
杭州 30°17'	11	16.4	4.0	28.3	24.3	1,481	493	988	2.0
廈門 24°26'	21	21.7	13.9	29.0	15.1	1,179	302	877	2.9
基隆 25°12'	—	21.6	15.8	27.8	12.7	3,313	1,993	1,320	0.7

1. 廈門居背風處，雨量少而季變反大。
2. 安東雨量特多，以地形及盛行風向(SW, NW)關係。

中國國土，東西橫拓，尤勝南北，西極東經七十度，東至東經一三五度，橫跨經度達六十五度，直線距離凡四千八百公里有奇，東隣浩無涯涘之太平洋，西至幅員遼闊之歐亞內陸，居於世界「兩大」之

中，新疆一省，殆已居大陸之腹心區域，是以氣候愈西而大陸性愈顯。論溫度，則經度愈減而寒暑之變愈劇，論雨量，則經度愈減雨量愈少而分配益見集中，然此乃距海遠近之影響，實與經度本身無關也。

第 2 表 經度與氣候

	經度	高度	年溫	一月	七月	年差	年雨量	冬半年	夏半年	冬夏雨量之比
安東	124°23'	—	8.7	-9.3	24.0	34.1	1,006	159	847	5.3
大同	113°12'	—	5.4	-15.5	22.0	37.5	380	37	345	9.3
肅州	98°30'	1,473	8.3	-8.8	23.7	32.5	79	10	69	7.9
疏勒	76°0'	1,335	12.7	-5.6	26.7	32.3	86	18	68	3.8
包頭	110°3'	1,024	2.8	-15.1	21.3	36.4	273	12	261	21.8
北平	116°27'	43	11.8	-4.6	26.1	30.7	630	46	584	12.8

1. 疏勒、肅州年溫較高，較差較小，為山脈屏障作用所致。
2. 二地雨量之勻和由於冬春地中海氣旋之入侵。

以行星風系而論，秦嶺之北屬溫帶西風盛行帶，秦嶺之南，則為副熱帶高氣壓帶與東北信風帶。然中國以西接大陸，東臨大洋，因海洋、大陸稟性之不同，溫度遂有高下，氣壓遂生消長，而季風現象以起。因季風之擾亂，行星風系乃隱而不彰，惟黃淮以北，地屬溫帶，季風更迭，冬多西北，夏多西南，西風之面目仍存，內陸氣候之極端性與乾燥性，遂駸駸然而及於海濱，近海之地，亦不易得海洋之調劑。長江流域及華南一帶，屬副熱帶，季風現象最稱顯著，冬季風多北及東北，發自高緯，經海入陸，陰沉寒溼，夏季風多南及東南，來自低緯潤溼炎熱之海洋，炎風暑雨，雖未能滅殺暑熱於萬一，然潤澤之功，良不可沒，惟因季風之至，遲早不一，強弱時殊，於是水旱交征，寒燠肆虐，季風之加惠中國也深，季風之禍中國也鉅。

僅知國土之遼闊與海陸之分佈，猶不足以窮中國氣候之變也，其氣候之複雜，地形起伏之廣大，實亦有以致之。中國境內有拔海五千公尺之西藏高原，有低於海平面二百公尺之吐魯番盆地。峯巒重疊，平原甚狹，山國之稱，當之無愧。全國地勢，大致言之，西高東低。據翁文灝之估計，地面高度在五百公尺以下者僅佔 14%，五百公尺至一千公尺者佔 18%，一千公尺至二千公尺者佔 35%，二千公尺以上者佔 33%，西藏高原，聳峙西南，平均高度達五千公尺，面積凡壹百捌拾萬方公里，佔全國面積 16%，按氣候學原理，高度愈高，溫度愈低，大略言之，每千公尺減低 6°C ，故西藏高原大部為凍漠氣候，正所謂「高處不勝寒」也。惟地形不同，溫度之直減率亦異，實際情形，並不如前述之單純，高山以形體較小，減低較速，高原以形體較大，低減亦緩，餘如盆地、邱陵，其溫度與高度之關係亦各各不同，每千公尺 6°C 之遞減率，蓋僅能實用於自由大氣及高山耳。中國地形各式咸備，其溫度之複雜自不待言，至於雨量在一定限度之內，通常均隨高度遞增，但以迎風背風之異，復生燥溼之殊，亦不可以一概而論。內陸盆地或高原，因偏處叢山，海風不入，故其乾燥之程度，往往為各種地形之冠。蒙、新、青、藏諸區，即其著例。是諸地帶，其中部年雨量平均多不足 250mm.，均屬內流區域，為沙漠或荒原，佔全國面積 25%，如連其外圍雨量在 250mm. 至 500mm. 間之地域計算，則佔全國面積 60% 左右，乾燥區域面積之廣，殆為世界大國所僅見。

地形之起伏，不僅其本身氣候特殊，且一山橫互，往往足為低層氣流運行之障礙而形成氣候上顯著之分野，蓋亦猶水文上之分水嶺也，中國之山系以走向論，要可分為三類：一、華夏類(Cathaysian)，

其走向爲東北至西南，分內外二帶，外帶包括長白山脈、遼東半島、山東邱陵及浙閩諸山，地勢低落，不成片斷，影響於氣候，尙不甚顯著；內帶起自大興安嶺，經山西之呂梁山與太行山，遙接甘肅隴山，南下而爲邛崃山與大雪山以迄於雲南境內，是乃蒙古與西藏高原之邊緣，崇巍嵯峨，地勢聳拔，爲季風中國或外流區域與非季風中國或內陸流域之分野。迤東氣候溫暖潤溼，以西苦寒乾燥。二曰秦嶺類，其走向多自西徂東，如西北之唐努山、杭愛山、阿爾泰山、天山、崑崙山、內外喜馬拉雅山、東南之陰山、秦嶺及南嶺均是。此類山脈，橫互東西，阻絕南北，常使冬季風之南下與夏季風之北上，爲所屏阻，而形成氣候區域之重要界綫，陰山之分隔華北與蒙古，秦嶺之分隔華北與華中，南嶺之分隔華中與華南，均其著例。山北山南，景物全非，昔人謂庚嶺梅「南枝向暖北枝寒，一種春風有兩般」，豈春風有意偏背哉，實格於山脈之橫互耳。三曰康滇類，印藏之間喜馬拉雅山系巍然雄峙，至東經九十六度突折而南行，形成康滇境內著名之橫斷山脈，諸山駢列，低谷幽深，相對高度之差，往往達一千五百公尺以上，惟因山脈與盛行風向多屬斜交，屏障作用，並不顯著，但在本區北部，以地勢較高，含溼之西南季風與東南季風，至此均成強弩之末矣。

第 3 表 地形與氣候

緯度	高度	年溫	一月	七月	較差	年雨	冬半	夏半	冬夏	年雲	一月	七月	較差
						量	年	年	之比	量			
西安 34°15'	395	14.1	-0.6	27.5	28.1	557	109	448	4.1	5.8	5.0	6.0	1.6
南鄭 33°05'	250	15.0	2.7	25.8	23.1	841	142	699	4.9	6.9	7.0	6.8	1.6

我國東濱太平洋，海岸線之長，凡壹萬壹千零拾貳公里，惟以海

岸平直，且冬季風向來自高緯，概屬外流，即夏季之東南季風，雖由海登陸，然以發自低緯，亦乏調劑溫度之功，故近海之地帶，溫度之變遷，仍甚極端，海洋之影響，僅限沿海之島嶼而已。但全國雨澤凝結水汽之取源，幾均仰給於斯。中國各海，海水溫度，以南海為最高，平均達 20°C 以上，東海次之約 20°C ，黃海又次之在 15°C 左右。渤海最低，僅不過 10°C 而已。渤海四周環陸，大陸之影響甚著，二月低至 0°C 八月高至 26°C ，較差達 26°C 之多，沿岸洋流，以季風之吹襲，冬夏迥然有異，夏季北太平洋赤道洋流經菲列濱而北，在臺灣之東，與自爪哇海經南海而來之季風洋流匯合而成黑潮，再折而之東北，經流日本兩岸，其勢甚旺，水溫約在 28°C 左右，我國海岸長江口以南，略成東北西南走向，尚可蒙其優惠，長江口以北，折而成西北東南走向，緯度愈高，黑潮離岸愈遠，遂為其影響所不及，東中國寒流於是乘隙南下，自渤海外流，沖刷黃海沿岸，此與華北之乾旱，關係甚重，因東南季風吹經寒流之上，下層轉趨穩定，水氣凝結為霧，登陸更與炎熱之地面接觸，溫度增高，相對溼度減低，降水之機緣益見減少也。冬季黑潮去岸較遠，大致仍自菲列濱經臺灣而至日本東南岸，於我國氣候影響甚微，我國沿岸斯時完全在東中國寒流控制之下，東中國寒流以冬季風之助，頗稱旺盛，循中國沿岸以達於安南之東。此一寒流以季風離陸，海水翻騰，且其流向復自北而南，故溫度極形低下。二月浙閩海濱，溫度約 16°C ，黃海約 10°C ，至渤海則僅 0°C 而已。中國冬季沿海之寒燥，東中國寒流之旺盛，實有與焉，沿海島嶼溫度、雨量，冬季往往視大陸尤低。

【參考文獻】

曾世英	中區各省區的面積	申報月刊二十一年八月號
翁文灝	中國地理講義	清華大學鉛印
任美鏗	中國之地形	思想與時代第二十五、六期
蔣丙然	中國海及日本海海水溫度分配圖	青島觀象台出版

第二節 中國氣候之比較觀

中國氣候與美國東南部之氣候，同屬副熱帶及溫帶之東岸氣候，以其緯度相近，位置相當，而地形亦復相若也。中國大陸緯度約自北緯二十度至五十三度，美國東南部約自北緯二十五度至四十五度，二地同位大陸之東岸，一濱太平洋及南海，一臨大西洋與墨西哥灣，中國沿海之洋流：北為東中國寒流，南為黑潮暖流，美國東岸之洋流：北為拉布拉多(Labrador)寒流，南為墨西哥灣流。地形方面大致亦復相當，中國地形，大致言之，西為蒙藏高原，中為松、遼、黃、淮、長江及珠江中下游諸低地，東為錯落之長白山，東及浙、閩諸邱陵、美國西為高原，中為密士失必(Mississippi)河谷，東為阿帕拉契(Appalachian)山脈，北美大陸面積式千零壹萬捌千方公里，雖遠遜歐亞(伍千肆百叁拾玖萬方公里)，然在北半球亦為幅員特廣之陸地。因二者地理環境之相似，故氣候上亦多類同之點：(1)二區與世界同緯其他地方比較，均夏熱而冬寒，試以南京與美國東岸同緯查理士頓(Charleston)之溫度距平兩相比較，即可見之：

第 4 表 中美溫度之距平值

32°N		一月	七月	全年	較差
南 京	1905—35	-9.7	+1.4	-3.0	+10.8
查理士頓	1921—30	-2.0	+0.5	+0.5	+2.2

二地同居北緯三十二度，去海之遠近亦大致相等，一月距平均負，七月距平均正，全年較差大於緯度之平均值，大陸色彩濃厚。(2)冬季中國氣候受西伯利亞高氣壓與阿留欣 (Aleutian) 低氣壓之控制，美國則受加拿大與冰島低氣壓之控制，夏季中國氣候受夏威夷 (Hawaii) 高氣壓與蒙古低氣壓之控制，美國則受亞速爾 (Azores) 高氣壓與西南低氣壓之控制。因活動中心之分佈幾完全相同，是以盛行風之方向，均冬多北風而夏多南風，復以水汽取源，皆為東南之海洋，雨量為夏多而冬少，遂亦互相類似，仍以前二地為例：

第 5 表 中美雨量之變動

		一月	七月	全年
南 京	1905—37	38	183	978mm.
查理士頓	1921—30	69	170	1,047

南京及查理士頓各月雨量同以一月為少，七月為多，南京一月雨量佔全年 4%，七月佔全年 19%，其差為 15%。查理士頓一月雨量佔全年 7%，七月佔全年 16%，其差亦達 9% 左右。(3) 二區緯度位置與氣流之更迭既相類似，故大氣中騷動活動之季節亦復相同，冬春兩季中美天氣多受制於氣旋，夏秋則為颱風活躍之時期，中國颱風與北美之 Hurricane 實同物而異名。

然中美氣候自有其相異之點：(1) 北美大陸面積僅為歐亞大陸五分之一，大陸性之程度自當稍遜，觀夫表四查理士頓溫度距平值之小於南京，已可見其一斑。南京一月溫度 2.5°C ，低於查理士頓 7.7°C ，七月溫度 27.7°C ，則高於後者 0.9°C ，因夏熱不勝冬寒，全年溫度平均 15.4°C ，低於查理士頓 3.5°C ，而較差則高出 8.6°C 之多，

此種情形，蓋因北美與歐亞大陸面積大小有異，而季風之發育程度上大有高下所致。

第 6 表 中美溫度之比較

	一月	七月	全年	較差
南 京	2.3	27.7	15.4	25.4
查理士頓	10.0	26.8	18.9	16.8
相 差	-7.7	+0.9	-3.5	+8.6

歐亞大陸面積特廣，故中國冬夏季風特別顯著，冬季風尤為發達，北美洲面積不足歐亞大陸之半，冬夏季風幾隱而不彰，冬季風發自高緯內陸，寒冷乾燥，夏季來自低緯海洋，潤溼溽暑。季風強烈，則一地之寒暑必因以加劇，中國氣候之極端，季風實與有力焉，北美東南部季風疲弱，氣候顯較溫和。(2)季風之顯著與否，不僅足以影響溫度，且使雨量之分配亦大有歧異，中國冬季風強，苦寒乾燥，非至夏季風蒞止之時，罕見沛雨，故雨量集中夏季。美國冬夏季風均弱，雨量分配即稍勻和，南京一，七兩月雨量所佔全年百分率之差達 15%，查理士頓則僅 9% 而已，以實際雨量而論，南京一月雨量 38mm，約為查理士頓之半，七月則稍過之，亦可見南京夏雨現象遠較查理士頓為顯著。(3)中國境內多東西橫互之山脈，南北溫度雨量之差異特顯。美國境內山脈概係南北行，氣流運行障礙甚少，南北溫度、雨量之差異於焉不彰，中國境內，因東西橫互之山脈重重為阻，海洋氣流調劑之功能甚弱，寒北之氣候遂益趨極端。

中國緯度大致與歐亞非大陸西岸內俄戴俄羅(Rio de oro)至法國南部海濱相當，然氣候則大相逕庭，西岸為地中海氣候，夏無酷

暑，冬無嚴寒，雨量集中於秋冬。東岸為季風氣候，其情形適與西岸相反，溫度季變極端，雨量集中盛夏，冬季之降水，幾微不足道。以同居北緯三十九度之里斯本 (Lisbon) 與天津相比較，即可見之：

第 7 表 中歐溫度雨量之比較

39°N	一月	七月	全年	較差	全年雨量	一月	七月	年	代
里斯本	10.8	21.8	16.2	11.6	543	49	6	1921—30	
天津	-4.0	28.7	13.5	32.7	525	4	180	1891—1931	
相差	+14.8	-6.9	+2.7	-21.1	+18	+45	-174		

里斯本一月溫度高於天津計 14.8°C ，七月低於天津 6.9°C ，較差小 21.1°C 之多。里斯本雨量一月 49mm ，七月僅 6mm ，天津一月 4mm ，七月則達 180mm 之多，此蓋盛行風向與近岸洋流之不同所致也。西岸夏季受離陸東北信風之控制，雨量稀少，又因附近加拉雷斯 (Canaries) 寒流稱盛，頗為涼爽。入冬西風帶南移，氣旋過境頻仍，雨雪豐盛，復以盛行西風，由海邊陸，得此調劑，亦無酷寒之苦，東岸則不然，氣候悉受季風之控制，夏季風經低緯洋面而來，黑潮暖流稱盛，反使溽暑因以增劇，冬季風發自高緯內陸，沿海復為東中國寒流所冲刷，寒威遂益見凜冽，近海之地，以風向離陸，仍不能蒙海洋之優惠，季風不僅足以影響溫度，亦足使雨量集中夏季，中國氣候，雖病極端，然固有其優異之處。溫度季變極端，人民精神因以奮發，自強不息，適應環境之能力特強。又因甘霖沛降之時，適值炎暑之季，故農業極發達。「南風之薰兮，可以解吾民之愠兮，南風之時兮，可以阜吾民之財兮」。季風之惠吾土，先聖已盛道之矣。

中國與印度同屬季風氣候，夏季風至而大雨時作，冬季風發而

寒燥晴朗，惟大同之中，亦有小異，中國位亞洲之東，夏季風起於東南，雨量向西北減少，雨季向西北延緩，印度位亞洲之南，夏季風來自西南，雨量向東北減少，雨季向東北延遲，中國之冬季風多北及西北，印度之冬季風多北及東北，亦復異趣。不僅此也，中國緯度較高，密邇內陸，蒙古高氣壓之勢極強，且因地勢復西北高而東南低，西北閉塞，東南開展，冬季風得地形及信風之助，傾瀉而下，為勢甚猛。其來也猛而急，其退也漸而緩，歷時可半年之久，夏季風以夏威夷高氣壓相去甚遙，內陸低氣壓亦非甚深，微弱無定，獨佔之時期，僅盛夏七八月而已。上述情形與印度適相反，印度夏季以南印度洋高氣壓與印度西北部低氣壓間之梯度甚大，故夏季風蒞止之時，常有爆發現象，不一月已瀰漫全境，六月即至，秋末漸衰退，至十二月始完全絕跡，其冬季風因所位緯度較低，北阻西藏高原，與內陸隔絕，僅起於印度西北部微弱之高氣壓，為一局部現象，勢疲而控制時間亦暫，平均約僅三月而已，此種差異，其後果有二：(1) 使中國溫度變化較印度為極端。(2) 使中國雨量分配較印度為勻和。

第 8 表 中印溫度之比較

22°N	年 代	溫度最低	溫度最高	平 均	
香 港	1834—1940	二月 15.1	七月 27.8	全年 22.2	年差 12.7
加爾各答	1921—1930	一月 19.6	五月 31.0	全年 26.2	年差 11.4
相 差		-4.5	-3.2	-4.0	+1.3

香港緯度與加爾各答相同，但冬季溫度以中國季風過強，視後者約低五度，晚春以寒流時襲，天氣陰沉又不如加爾各答之高。全年溫度約低四度，年差大一度有奇。雨量之分配，華南冬季半年計佔 23%，

夏季半年共佔 77%，視孟加拉省冬季半年之佔 14% 夏季半年之佔 86% 者，其分配之勻和，已可概觀。

中國大部位溫帶，南北氣流激盪頻仍，氣旋活躍，天氣變幻複雜，正可謂「一曝十寒」，印度大部在熱帶中，北阻西藏，寒流不入，除春秋偶有颶風（印度名 Cyclone 與颶風同一性質）入侵，冬季偶有地中海氣旋過境外，天氣之變動頗為單純，中國雨雪泰半得自氣旋，印度降水則多得自地形之抬高作用，氣候本質，顯有不同，

【參考文獻】

Kendrew The Climates of the Continents, 1937, London.

Clayton The World Weather, 1921—30, New York,

竺可楨 東南季風與中國雨量 地理學報創刊號

第二章 大氣之運行

第三節 活動中心與中國氣候

世界任何區域，氣候之變化，蓋悉受制於大氣運行。局部之影響，雖偶或甚顯，然僅限於小範圍內，以全體言，固卑不足道，欲洞察一地一區氣候之真相，先應於該地該區大氣之運行，獲一澈底了解。而一區大氣之運行，則與活動中心之配布及盛衰進退息息相關，所謂活動中心，即半永久性之高低氣壓中心，其配布、盛衰與移動，大致起於高低緯度與海陸間溫度之差異，惟因氣壓分佈可控制氣流與洋流之運行，是以活動中心復可轉而影響於溫度、雨量及其他氣候因子之變動，其間關係頗為微妙。

控制中國氣候之活動中心凡六：曰蒙古高氣壓，曰阿留欣低氣壓，二者盛於冬。曰夏威夷高氣壓，曰蒙古低氣壓，二者盛於夏，此外尚有大陸副熱帶高氣壓與赤道低氣壓帶，則僅見於過渡時季，控制大陸氣候時間短暫，影響亦不若前四者之重要。

中國大陸以緯度論，秦嶺之北屬西風帶，秦嶺南嶺間屬副熱帶高氣壓帶，南嶺以南則為信風帶之領域。惟因中國大陸，幅員遼闊，溫度極端，冬酷寒而夏季炎熱，地面之氣壓遂冬高夏低，適與溫度變化相反，同時，海洋面上氣壓之變化，則迥異大陸。冬日海洋視大陸

溫暖，低氣壓稱盛，夏季海洋比較涼爽，高氣壓發達，因冬夏海陸氣壓之消長，而行星風之系統，幾乃完全破壞，氣壓帶斷裂為獨立之高低氣壓中心，大陸冬季為高氣壓所籠罩，夏季受低氣壓之控制。海洋冬季低氣壓特強，夏季高氣壓稱盛，於是海陸之間，季風以起，冬季由陸而海，夏季由海而陸。再加以地轉偏向作用，大陸東岸，遂冬季多北及西北或東北風，夏季多南及西南或東南風，僅於過渡時季，原始行星風系統始可稍露面目，然亦僅如曇花一現耳。

蒙古高氣壓為東亞大陸冬季氣候唯一之主宰，昔人多稱之曰西伯利亞高氣壓，然自蘇聯平均氣壓風向圖出版以後，吾人始知是一活動中心，冬季實在蒙古高原，乃北極高氣壓帶經大陸低溫強化之結果，與副熱帶高氣壓帶並無直接連繫。冬季三月蒙古高氣壓中心穩定於蒙古高原西北部，其勢鼎盛。東亞全境，均在其控制之下。一月蒙古氣壓高至 777mm.，即邊緣部分如俄屬沿海省、朝鮮、東海及南海北部，亦不下 765mm.，勢力之雄偉，可以概見，入春漸向北引，同時氣壓亦漸降低，至盛夏移止於貝加爾湖之西，中心氣壓降至 755mm. 範圍僅及蒙新邊區，勢極疲弱，於中國本部氣候，幾無影響之可言。夏往秋來，大陸轉寒，氣壓遂又增高，同時中心向東南推進，捲土重來，乃恢復冬季原有之形勢，蒙古高氣壓為冬季風之取源，冬季風之盛衰進退，悉視其強弱移動為依歸。東亞大陸氣候，受制於蒙古高氣壓之時期最長，平均自十月以至三月約達六月之久。然此猶僅就其獨佔之時期而言，實際除盛夏七八兩月而外，中國固無時不見冬季風之蹤跡也。隆冬冬季風可長驅南下，深入赤道之南，春秋亦每往復迴旋於長江流域一帶，蒙古高氣壓與中國冬季半年氣候之關

係，可自下列諸相關係數見其一斑：

第 9 表 一月意庫次克(Irkutsk)氣壓與中國各地氣候之相關係數

	氣壓	年代	溫度	年代	雨量	年代
上海	+0.58	50	-0.65	50	-0.01	50
漢口	+0.52	25	-0.51	21	-0.08	50
香港	+0.27	40	-0.58	46	+0.04	50
貴陽	+0.05	10	-0.51	10	-0.17	10
昆明	+0.04	10	+0.20	10	-0.10	19

意庫次克一月密邇蒙古高氣壓北緣，其氣壓之高下自是表示此一活動中心之盛衰，中國各地當蒙古高氣壓盛時，氣壓亦見高漲，衰時則行低降，地位愈北之處，影響亦愈顯著。此乃自然之結果，無庸深論，是以一月上海等地與意庫次克之氣壓間均為正相關，且數值自北向南遞減。冬季蒙古高氣壓之盛衰，不僅足以影響中國氣壓，復可控制溫度之高下。高氣壓勢盛，則冬季風強，冬季風發自高緯內陸區域，稟性極為寒燥，橫掠全境，溫度自必低下，冬季風前鋒既過，寒燥之氣團又足以形成穩定之副高壓中心，掩覆中國本部，天氣晴朗，長夜漫漫，輻射強烈，亦可使大氣因以冷卻。反之，如高氣壓勢衰，冬季風不振，平流作用既渺，夜間輻射亦弱，各地溫度自特別高漲矣，惟表九內上海、漢口及香港三地一月溫度與意庫次克氣壓之相關係數雖負，且大至零點五以上，但昆明則反為正值，此蓋高度之不同所致。西南高原，高度逾二千公尺，已非冬季風所可及，乃屬西南反信風之範圍。地面氣流自蒙古高氣壓流向低緯，至赤道附近，受熱上升，水氣凝釋，再於高空返歸高緯而為反信風。故冬季風強，反信風亦特盛，同時亦愈暖燥，而孕育於此項暖燥氣流內之西南高原溫度

自亦高漲矣。如冬季風衰，反信風弱，則一切情形適相反。此為大氣運行自然之結果，與低地溫度變幻實相反而相成。中國冬季雨量與蒙古高氣壓之關係，遠不若氣壓或溫度之顯著，其間之相關係數或正或負，多小於零點二，因冬季風強，本身寒燥，雖足以減少全境之雨量，然同時與變性冬季風間之激蕩頻繁，亦可能增進雨雪下降之機緣。長江以北為純粹冬季風之領域，故冬季雨雪，每因大陸氣流之增強而略減，長江以南，時當變性冬季風交綏之衝，反可因此而雨雪稍見增加，蒙古高氣壓之盛衰與上海及漢口一月雨量之相關係數為負，至香港則變為正者以此，昆明雨量相關係數亦為負，且數值較大，蓋與溫度相關係數之正同出一因。反信風稟性熱燥，時有下沉之趨勢，在其控制之下，天氣晴朗，雨澤罕見，反信風之強弱，既視蒙古高氣壓之盛衰為轉移，則昆明冬季雨量豐歉與蒙古高氣壓盛衰為一顯著之負相關，斯又無足怪矣。

阿留欣低氣壓亦為控制冬季中國氣候一顯著之活動中心，與蒙古高氣壓及夏威夷高氣壓同為北太平洋浪動之一員，其氣壓與蒙古高氣壓間，有不甚顯著之正相關存在。阿拉斯加及西伯利亞冬季氣壓相關係數為 $+0.18$ ，夏季氣壓相關係數為 $+0.27$ ，即其明證，阿留欣氣壓既與蒙古氣壓同升同降，阿留欣低氣壓盛時，中心氣壓降低，而蒙古高氣壓中心氣壓亦隨之而降低，反轉趨衰弱。易言之，即此一活動中心與蒙古高氣壓之盛衰適反乎其道。低氣壓之中心九月始見於阿留欣羣島之東，過此以往，漸行西移，氣壓漸減，勢亦漸盛，至正月抵岡札得加半島而臻於鼎盛之域，是後復趨潰亡，徐向東退，迨七月而完全消滅。阿留欣低氣壓，位亞洲之東北，而溫帶大氣運行係自

西徂東，故於中國冬季氣候之影響遠不若蒙古高氣壓之顯著。惟其勢盛，蒙古高氣壓則有趨於衰微之傾向，同時西高東低之氣壓分佈，又有促使冬季風東指之作用，且黑潮洋流以北太平洋大氣運行之加強（阿留欣低氣壓與夏威夷高氣壓之盛衰有極顯著之關係，阿拉斯加及火奴魯魯氣壓冬季之相關係數為 -0.71 ，夏季為 -0.28 ，即示阿留欣氣壓盛，夏威夷高氣壓亦強，因是北太平洋大氣運行加強），亦特見旺盛，故中國冬季溫度每因此而略見升高。然以冬季風減弱，中國本部變性，氣流交綏之機會少，結果雨雪遂反行減少，如阿留欣低氣壓衰，則蒙古高氣壓盛，冬季風南下之勢甚於東進之傾向，黑潮洋流疲弱，於是中國各地溫度低降，雨雪增加。上述種種，可由荷蘭港一月氣壓與上海及香港氣壓、溫度及雨量之相關係數見之：

第 10 表 荷蘭港一月氣壓與中國各地氣候之相關係數

	氣壓	年代	溫度	年代	雨量	年代
上海	-0.07	14	-0.23	14	-0.22	14
香港	-0.04	14	-0.45	14	-0.04	14
貴陽	+0.26	10	-0.33	10	+0.17	10
昆明	+0.03	10	-0.27	10		

夏威夷高氣壓與蒙古低氣壓之控制夏季氣候亦如蒙古高氣壓與阿留欣低氣壓之於冬季氣候，火奴魯魯與西伯利亞中部之氣壓冬季相關係數為 -0.29 ，夏季為 -0.16 ，此即表示夏威夷高氣壓冬季與蒙古高氣壓之盛衰趨勢相反，夏季與蒙古低氣壓盛衰之趨勢適相成。故無論夏威夷高氣壓強或蒙古低氣壓盛，夏季風均特見流行，夏威夷高氣壓為一永久活動中心，終年不消，中心常位北太平洋東部，美國西南海岸附近，北緯三十至三十七度之間，自冬徂夏，自西經一

二八度移至一五三度，邇後復見東旋，以中心去東亞距離較遠，故於中國氣候關係，並不甚顯著。惟夏季六月至八月中，其勢鼎盛之時，楔端東引，掩有東南沿海一帶，與蒙古低氣壓間，造成一斜向西北之氣壓梯度，夏季風乃由低緯洋面，蠶湧登陸，控制中國夏季之氣候。舉凡溫度、氣壓之高下，雨量之豐歉，均與之息息相關。

第 11 表 七月火奴魯魯氣壓與中國各地氣候之相關係數

	氣壓	年代	溫度	年代	雨量	年代
上海	+0.48	33	+0.04	31	-0.19	33
漢口	+0.38	23	-0.27	31	+0.22	46
香港	+0.26	31	-0.05	31	+0.04	33
昆明	-0.51	10	-0.4	10	+0.21	32
天津	+0.53	22	+0.16	21	-0.26	19
重慶	-	-	-	-	+0.26	33
貴陽	+1.8	10	+0.05	10	+0.31	10

夏季風雖為海洋氣流，但來自低緯，故本身於大陸之炎暑並無顯著調劑之功能，如夏威夷高氣壓楔端伸入東南沿海，季風勢盛，濱海之區，常在單純夏季風控制之下，天氣亢旱，雲雨至稀，溫度每見高漲，但內陸各地，則因地形之抬高或異性氣團激盪之結果，雲豐雨盛，溫度反稍低降，苟其楔端不及中國沿海，夏季風衰弱，則濱海之區適當氣流交綫上，多雲多雨，溫度不易增高，而內陸之地，浸潤於大陸氣團中，則亢旱奇燠，與前述情形，適完全相反。惟以關係複雜，相關係數，無論正負，除少數地方而外均甚微末耳，夏威夷高氣壓之盛衰與中國雨量之多寡關係亦甚顯著。大致言之，沿海一帶為負相關，內陸則為正相關，其理已見前述，但僅就夏威夷氣壓之升

降，猶未能見夏季風於雨量影響之鉅。因夏季風之強弱，乃視海陸間氣壓梯度而定，非純視此一活動中心為依歸也。上海七月風速與同月雨量相關係數為 -0.6 ，而與北平及宜昌七月雨量相關係數則為 $+0.6$ 及 $+0.5$ ，是與火奴魯魯及意庫次克二地間七月氣壓梯度與長江上游同月雨量相關係數之達 $+0.6$ 者適不謀而合，此種現象，至堪玩味。上海七月風速大，即夏季風強，反此則弱。夏季風強，長江下游少雨，而華西、華北霏霖不已。夏季風弱，長江下游患潦，而華北、華西反苦旱。華西雨澤之下降，地形作用甚鉅。其雨量與夏季風強弱之關係為正，原因甚為單純；至華中與華北雨量盈歉之趨勢適反者，蓋由於冬夏季風之交綏作用所致。夏季為冬季風萎縮，夏季風北進之時期。中國冬季風強於夏季風，其進也速，其退也緩，夏季風溫高溼重，密度較小，往往凌駕其上而大雨沛降。如夏季風弱，則二者交綏帶停滯華中，長江流域多雨，華北仍為單純冬季風所控制，天氣晴朗，亢旱逾恆。反此，如夏季風強，則二者間之交綏帶迅移華北，其結果乃適相反，華中在單純夏季風下，炎日高懸，僅午後略有雷雨，稍資潤澤，然杯水車薪，無濟於事。華北此時當冬夏季風交綏之衝，陰雨連綿，每洪流溢汜，大水為災，唯當夏季風速正常之年，交綏帶自華中漸移華北，始有「風調雨順」之景象耳。至氣壓方面，除昆明以夏季風強，厚度大，所及高度高，則顯見低降，與夏威夷高氣壓為負相關外，餘均與夏威夷高氣壓為正相關，此蓋因夏威夷高氣壓勢強，其楔端西引，深入東南一帶所致。

蒙古低氣壓與夏季風之強亦有顯著關係，已見前述，此乃一臨時之活動中心，成因純緣熱力作用。夏季內陸高原劇熱，遂造成一顯

著之低氣壓區，其他季節地面寒冷，即為高氣壓區所代替。蒙古高原高度較高，春季溫度稍低於遼東之關東平原，俄屬沿海省近海且為親潮寒流所流經，該季溫度，亦遜東北，故蒙古低氣壓初現之地，為黑龍江下游，而非內陸或沿海。五月以後，漸行西移，中心氣壓亦漸低降，至七、八月掩有蒙、新全境，臻於鼎盛之域，過此以往，又漸東旋，日趨衰微，至十月乃完全消失，其生存期間僅約六月，關於此一活動中心與中國天氣之關係，因紀錄缺乏，未能確知，但其大致則可自夏季風之強弱，得其梗概，蒙古低氣壓盛，夏季風強，溫度沿海增高，內陸減低，雨量長江下游減少，而華北與華西則見增加。

第 12 表 東亞四大活動中心氣壓及所在位置

月份	蒙古高氣壓	阿留欣低氣壓	夏威夷高氣壓	蒙古低氣壓
1	蒙古西部 778	171°E 53°N 747	128°W 35°N 764	
2	蒙古西部 777	176°E 53°N 748	130°W 33°N 764	
3	準噶爾 772	175°E 54°N 752	145°W 30°N 764	
4	吉爾吉思 766	175°W 55°N 754	140°W 33°N 766	黑龍江下游 758
5	歐亞中部 762	177°W 58°N 753	145°W 32°N 766	東九省北部 756
6	歐亞中部 757	175°W 53°N 753	142°W 33°N 766	蒙古東部 753
7	歐亞中部 755		151°W 37°N 768	蒙古華北 750
8	歐亞中部 757		150°W 35°N 766	蒙古華北 752
9	唐努烏梁海 763	165°W 55°N 756	153°W 33°N 764	黑龍江下游 753
10	唐努烏梁海 768	157°W 58°N 757	141°W 34°N 766	
11	蒙古西部 774	163°W 56°N 750	136°W 32°N 766	
12	蒙古西部 776	176°W 57°N 746	140°W 35°N 766	

華中一帶原屬副熱帶高氣壓之領域，冬夏二季以海陸影響過盛，遂完全不顯，但至春秋二季，海陸溫度差異不大，長江流域與黃海一帶乃為高氣壓所佔領，形成南北氣流運行之分水嶺，以南多東北

風，以北多東南風及西南風。前人嘗就春季地面風之運行，謂中國夏季風四月始於渤海濱，漸次分向南北推進，但此一現象見於春，亦見於秋，若謂夏季風終始之點，均在山東半島附近，於理殊嫌未當。且據天氣圖之觀察，黃海與華中春秋之高氣壓類係蒙古高氣壓之副中心，華北春秋沿海雖多南風，然其稟性實與真正之夏季風顯有不同，僅為轉向迴歸之變性冬季風耳。真正之夏季風須俟上述之高氣壓帶消滅始能入侵。五月見於華南，六月抵於華中，七月始進達華北及東九省南部，此區溼度之增高與甘霖之沛降，須至盛夏七月。

第 13 表 華北之溼度與雲雨量

北 平	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	年 代
相對溼度	45	45	45	45	50	64	76	78	71	60	54	48	57	1932—36
雨 量	4	5	9	16	33	83	249	146	58	17	9	2	630	1931—37
雲 量	3	4	4	5	5	6	7	6	5	3	3	3	5	1932—37

春秋之副熱帶高氣壓，其中心位置顯然有異。春季初現於三月，至五月而消隱，四月最盛。中心氣壓 762mm.，位黃海中。秋季見於九月，十月最盛，中心氣壓 768mm.，居大陸上，長江中游盆地中。春秋中心位置之異，顯然由於海陸溫度之不同，春季海洋涼爽，黃海溫度，四月低至 8°C ，內陸均在 15°C 以上，故高氣壓有穩定於此間之傾向。秋季大陸溫度較低，海洋相對言之則較溫暖，是以高氣壓穩定於大陸，而遠避海洋。春秋高氣壓中心位置有異，於華中天氣影響至鉅。春季高氣壓中心在黃海，循高氣壓環流迴歸華東之氣流，均屬海洋變性者，常與南下之冬季風發生衝突，天氣遂起激烈變動，故俗有「春天三變臉」之說，蓋亟言其天氣變化之迅急也。秋季高氣壓中心，

穩定於長江流域，其本身為涼燥之大陸氣團所構成，在高氣壓區域，以高空氣流下沉，天氣至為晴爽，即或有新鮮冬季風南侵，亦以空氣過燥，罕有成雲致雨之可能。惟華西山地，以居高氣壓之西南緣，盛行氣流，乃自南海迴歸登陸，復以坡度向東南傾斜，氣流至此被迫上升，天氣遂不免於陰沉耳。秋季華中高氣壓與中國氣候之關係，可於上海十月氣壓與各地溫度及雨量之相關係數見之：

第 14 表 上海十月氣壓與中國氣候之相關係數

	溫度	年代	雨量	年代
上海	-0.59	50	-0.40	50
香港	-0.54	47	-0.19	50
天津	-0.41	21	-0.13	18
漢口	+0.22	20	-0.46	50
昆明	-0.19	10	-0.03	20
貴陽	-0.17	13	-0.41	10
重慶	--	--	-0.37	40

穩定之高氣壓區，地面氣流輻散，高空下沉以補其隙，故天氣晴朗，以晝暖夜寒為特色。入秋夜漸長而晝漸短，且日高度低減，在高氣壓控制下，夜間輻射旺盛，散熱至多，雖晝間日射亦豐，但終不能補償其損失，熱能入不敷出，平均溫度因乃較低，故上海氣壓高，副熱帶大陸高氣壓強，全國各地顯特見涼爽。反此，如上海氣壓低，即副熱帶大陸高氣壓弱，雲量稍豐，夜間輻射亦即衰減，同時海洋變性氣流易於入侵，秋季海溫高於陸溫，亦足使秋季溫度稍見高漲，此種情形在東部尤稱顯著，以其位高氣壓中心附近或東部邊緣也。至雨量相關係數之為負值，亦出於同一原因。因高氣壓強，則輻散及下沉

作用盛，同時海洋氣流及氣旋難以入侵，均可使天氣晴朗，雨量大大減少。

赤道低氣壓帶與我國東南部之氣候亦有顯著之關係。冬季此一活動中心位赤道之南，冬季風之南下，即由於此一活動中心之攝引，其氣壓低，則冬季風強，全國溫度自必低降，上海與馬尼刺間冬季氣壓坡度與香港同季溫度之相關係數大至 -0.6 ，即其明證。夏秋之交，八九兩月，赤道低氣壓帶隨太陽直射地帶而北移，於華南沿岸，形成一顯著之低氣壓槽，為颱風孕育之所。赤道低氣壓盛，東南沿海多暴風雨，同時秋初颱風後部，時有冬季風追襲，此間溫度變遷特巨。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|--------------|-----------|
| 涂長望 | 中國氣候講義第四章 | |
| 涂長望 | 大氣運行與世界溫度之關係 | 地理學報三卷四期 |
| 涂長望 | 大氣運行與世界雨量之關係 | 地理學報四卷一期 |
| 涂長望 | 中國冬季溫度之長期預告 | 浙大史地叢刊氣象篇 |
| 竺可楨 | 東南季風與中國雨量 | 地理學報創刊號 |

第四節 風向與氣候之關係

東亞活動中心與中國氣候之相關性，已於前節略為闡述，惟活動中心之影響於氣候，實以風之流動即大氣之平流作用為媒介。一地氣候非僅為局部環境之產物，同時亦受四周區域之控制，此在溫帶，尤稱顯著，以其地居南北氣流交綏之要衝，不似熱帶或極地區域穩定而少變也。以溫度言，偏南風來自低緯必甚溫暖，偏北風發於寒

帶，必甚寒冷，盡人皆知，無可疑義，中國冬季風以偏北為頻，夏季風以偏南為常，是以溫度季節變化之大，舉世遂無出其右，據統計者結果，北平各風向之平均溫度以南、東南為最高，達 14.5°C ，北風最低，僅 9.0°C 而已，相差達五度半。冬季南北溫度梯度特鉅，風向之特變影響於溫度，尤稱深刻。一月北平各風向平均溫度之在零度以上者，為南風及東南風，東、東南高至一度左右，而最寒之北風則低至零下九度許，相去不下十度。七月南北溫度梯度不大，溫度與風向之關係，遠不若冬季之顯著，經海而來之偏東風與南下之偏北風溫度多在 25°C 以下，偏西偏南經陸地而來者則在此數值以上，然相差僅不過二、三度而已。冬季東風較暖而西風較寒，夏季相反，此種現象，當係海陸冬夏溫度之不同所致。

第 15 表 北平之風向與溫度

北	平(1932年)		
	一月	七月	全年
N	-8.7	24.5	9.0
NNE	-3.0	24.7	9.7
NE	-0.9	25.0	11.1
ENE	-2.6	24.2	11.0
E	-1.2	24.1	11.2
ESE	0.9	25.4	12.6
SE	-2.3	25.4	13.9
SSE	-0.7	26.3	14.5
S	0.5	26.7	14.2
SSW	0.2	27.9	13.8
SW	-2.4	25.6	12.7
WSW	-5.0	27.4	11.4
W	-5.6	26.8	11.5
WNW	-1.1	28.7	12.5
NW	-1.8	22.2	11.3
NNW	-3.0	24.6	10.5
V	-2.8	25.0	11.9
C	-2.5	24.1	10.1
平均	-1.9	25.6	11.5

青島情形亦大致類似，十月至二月間，偏南風之溫度常高出偏北風五度以上。十二月其差且至七度左右，此種差異，一方面固由於南北溫度之梯度，一方面則為海陸之影響。夏季海洋視大陸溫度低，故南北風溫度之關係，乃有逆轉之勢，五、六月溫度偏北風反高於偏

南風二度許。

第 16 表 青島風向與溫度

青 島	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
各月平均溫度	-1.3	0.1	4.1	10.0	15.4	19.7	23.3	25.0	21.2	15.8	8.3	1.2
偏南風溫度	3.1	2.6	5.7	10.6	14.1	19.6	23.7	25.7	22.3	18.2	13.1	5.8
偏北風溫度	-3.2	-2.2	2.9	10.0	16.1	21.1	23.4	24.5	20.5	12.3	6.9	-1.3
相 差	6.3	4.8	2.7	0.6	-2.0	-1.5	0.3	1.2	1.8	5.9	6.2	7.1

南京全年各風向平均溫度以南、西南爲最高，計約二十度，西北風爲最低，僅十度不足，相去亦達十度以上，與北平相等而大於青島。冬季一月平均最暖風爲東、東南風，溫度高至五度有奇，最寒之風爲北風，平均在零下四度左右。但最低之溫度則見於無風及風向不定，蓋即當高氣壓坐鎮華中，夜間輻射特盛之時也。夏季來自內陸之風溫度特高，凡偏西者溫度均超過三十度，正西風且達 32.8°C。自海洋來之偏東風顯甚涼爽，溫度平均不過廿七度左右。

由上所述可見各地風向與溫度之關係，雖不無歧異之處，然大致仍有一定之規律可尋。即冬風以自高緯內陸來者爲寒，以自低緯或海洋

第 17 表 南京風向與溫度

南 京 (1929—1932)			
	一月	七月	全年
N	-4.1	26.8	10.0
NNE	-2.6	27.5	11.6
NE	-3.1	27.9	14.2
ENE	-1.4	27.1	15.4
E	-1.1	28.2	17.7
ESE	5.1	27.8	18.6
SE	-2.4	27.9	18.0
SSE	3.4	28.6	18.0
S	0.3	29.5	16.9
SSW	2.9	32.0	20.2
SW	1.8	32.7	18.1
WSW	2.2	32.5	15.2
W	-3.0	37.8	13.1
WNW	-1.6	30.2	11.3
NW	-1.4	30.3	9.8
NNW	-2.1	28.5	10.7
V	-4.6	—	16.0
C	-4.0	25.1	12.8
平均	-1.6	28.7	15.4

第18表 南京風向與絕對溼度

南京(1929—32)	
	全年
N	7.0
NNE	7.9
NE	9.3
ENE	10.1
E	11.0
ESE	11.6
SE	10.9
SSE	11.0
S	10.6
SSW	11.6
SW	10.3
WSW	8.8
W	7.4
WNW	7.0
NW	6.4
NNW	7.1
V	0.9
C	8.8
平均	11.7

來者為暖。夏季緯度之控制不顯，海陸影響特著，凡東南風均較涼爽，西及西南風則最炎熱。

絕對溼度與風向之關係較單純，無論南北，均以偏東偏南者為大，偏北偏西者為小，中國東南臨海，西北負陸，此乃自然之結果，無庸

深論，南京四年之平均絕對溼度

以東南風及西南風為最大，幾達12mm.，西北風為最小，僅約上述之半。

相對溼度與風向之關係大致與絕對溼度相反，即以北風及東北風為高，南

風與西南風為低。其原因不外二端：一、北風及東北風溫度較南風及東南風低；二、北風及東北風盛行時，天氣多屬陰雨，西北風發自內陸，所含水氣最少，常為相對溼度最小之風向，此則與絕對溼度之分配相合。

第19表 北平南京長沙之風向與相對溼度

	北平 1932	南京 1929-32	長沙 1929-34
N	63	77	81
NNE	63	78	78
NE	61	77	79
ENE	62	77	80
E	66	73	73
ESE	58	73	80
SE	59	71	74
SSE	55	72	68
S	55	74	71
SSW	51	66	75
SW	58	67	75
WSW	59	68	68
W	62	66	80
WNW	52	71	80
NW	49	71	66
NNW	57	74	73
V	59	73	73
C	74	80	86
平均	57	74	

「南風多霧，北風多霾」此自南京之紀錄可以證之：

大陸霧之成因不外兩種：即輻射霧與熱帶氣團霧是。輻射霧多見於秋冬月白風清之夜，地面輻射轉寒，隣近地面之空氣因而冷卻，發生凝結，是種情形，常見於高氣壓中心附近。南京靜風時成霧之可能性全年平均高達37%，冬季高達51%者以此，南京有風時成霧之可能性無論何季概以南風為最大，其他偏南風次之，南風秋冬有霧之機緣概在40%以上，全年平均亦不下23%，良以南風飽含水氣，夜間與冷地面接觸，易生凝結也。此種熱帶氣團霧在冬季因南北溫度差大，即日間亦可發生。霾與風向之關係與霧相反，每見於西南或西北風暴作之時，西北風來自內陸，每攜沙塵以至，且因其風速特高，稟性乾燥，故即在本埠，亦有造成局部沙陣之可能。南京有霾可能性春季以西北風為最大，其他季節每多見於西風。

第20表 南京霧霾之可能性

1929—34	有霧可 能性	有霾可 能性
N	2	2
NNE	3	1
NE	4	0
ENE	2	0
E	2	0
ESE	4	0
SE	8	2
SSE	13	2
S	23	1
SSW	8	2
SW	4	1
WSW	3	2
W	1	8
WNW	3	7
NW	3	6
NNW	4	2
V	9	0
C	37	2

南京雲量之分配，各風向中均以偏北風為最大，偏南風為最少，無論何季，風向偏北，天氣概屬陰沉，偏南則多係晴朗，此在其他地方，亦復如是。

不僅雲量之分配如是，降水之情形亦莫不皆然，各地降水無論量與時均以北、東北及西北風為大，南、東南及西南風為小。「東北

第21表 南京風向與雲量

1929—32	雲量 (0—10)	晴天 %	陰天 %
N	7.5	17	65
NNE	7.8	14	70
NE	7.5	14	66
ENE	7.7	9	72
E	7.4	11	62
ESE	6.5	16	58
SE	6.1	25	51
SSE	6.0	35	48
S	5.7	26	41
SSW	5.4	33	39
SW	5.7	39	30
WSW	6.0	28	42
W	6.2	27	45
WNW	7.0	16	72
NW	6.6	10	82
NNW	7.3	14	66
V	6.7	0	0
C	6.1	35	58
平均或總計	6.9	19	60

風，雨太公；西南風，燥烘烘。」乃舉國一致之現象。

南京四年間降水量之分配，東北風所佔百分率最大達26%，如加北、東與東南風，則達80%左右。南及西南風之百分率不過5%至10%而已。雨時之分配

第22表 南京風向與降水

南京 1929—33	降水 量%	降水 時%
N	16	22
NE	26	37
E	16	19
SE	20	10
S	8	2
SW	5	2
W	6	3
NW	3	5
V	0	0
C	0	2

尤稱顯著，東北風百分率計37%，如加北及東風，則達80%，其餘偏西、偏南風向所佔百分率約5%以下，南及西南風且不足2%。

以每風向出現之總時數除有雨時

數所得之百分率是日降水可能性，最足以覘風向與降水之關係：

第23表 濟南南京及樂山之各風向降水可能性

	N	NE	E	SE	S	SW	WNW	V	C		
濟南	12	17	11	5	6	6	9	13	4	0	1932—34
南京	16	14	8	5	4	4	6	10	1	8	1929—32
樂山	20	16	5	3	9	13	23	12	1	3	1937—40

各地全年各風向降水之機緣，均以北、東北及西北風為大，南、東

南及西南風爲小，如出一轍。即夏季情形，亦無若何不同之處。

第 24 表 北平南京長沙香港夏季各風向之降水可能性

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	V	C	
北平	24	21	19	15	7	8	18	24	0	18	1930—32
南京	16	16	7	5	5	5	9	11	13	21	1929—33
長沙	33	46	18	35	26	36	61	53	0	0	1929—34
香港	43	24	18	21	15	12	12	24	0	9	1930—32

上表各地雖南北有異，地形有殊，然偏北風之多雨，偏南風之主旱，則均不謀而合。偏南之風來自海洋，飽含溼氣，何以雲雨之凝結反不若偏北內陸風之頻，斯何故歟？此無他，蓋因其本身溫度特高，有以致之耳。溫度高溼度大之氣流如無外力促其上升，雖有水氣，亦無法與雲致雨。必須經密度大之偏北氣流，迫使騰舉至相當高度，方有降水之可能。故每逢降雨，地面雖爲冷燥氣流，而降雨之水氣，固仍得之於上空暖氣流也。在迎風之山地，抬高作用已由地形供給，降水之機緣即以偏南風爲大，濟南與泰山密邇，濟南降水可能性以東北、北及西北風爲大，與其他地方，完全一致。但泰山則以偏南之西南、南及東南風爲大。

第 25 表 濟南與泰山各風向之降水可能性

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	
濟南	19	21	18	11	8	10	9	14	10	1932
泰山	6	6	7	11	18	22	5	5	5	1933

【參考文獻】

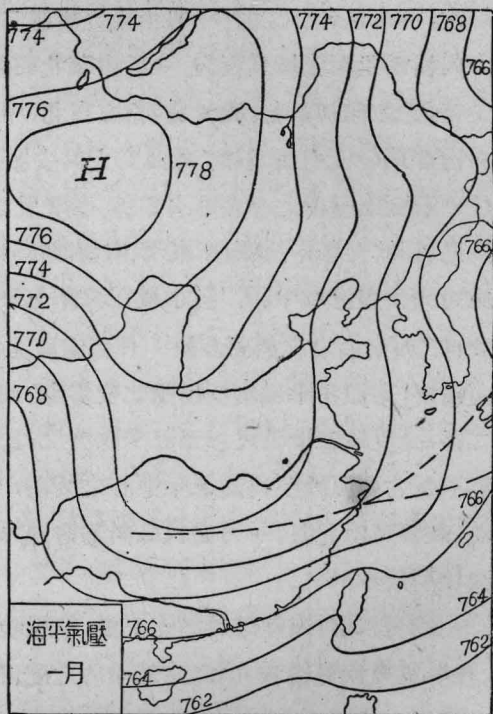
張寶盈	南京風向與天氣之關係	氣象研究所年刊十九年至二十三年
謝義炳	長沙之風向與降水量	未發表
蔣丙然	青島之氣溫	青島氣象台出版
趙恕	北平風向與天氣之關係	清華大學出版

第五節 地面氣壓分佈與風之運行

中國大陸之氣壓夏低冬高，附近海洋面上，則夏高冬低，因氣壓梯度趨向冬夏之異致，遂有季風之現象發生。各月地面氣壓分佈與風之運行，以形勢之異，要可分四期：（一）冬季 十一月至三月蒙古高氣壓坐鎮漠北，楔端南引掩覆中國本部，全東亞均在冬季風控制下，景象單純。是種可以一月為代表，乃冬季內陸酷寒之結果。（二）春季 入春內陸轉暖，蒙古高氣壓斷裂為二：其一殘留貝加爾湖西之冰雪區域；另一延展於長江流域及日本一帶而為中國南北風系之分水嶺。此種形勢，見於四、五兩月，而以四月為典型。（三）夏季 六月至八月，內陸溫度高漲，蒙、新全境均為低氣壓所掩覆，赤道低氣壓帶亦隨太陽直射帶北移，止於華南沿海，夏威夷高氣壓楔端西引，佔有日本及東南沿海大陸各地，夏季風盛行，是種形勢，可以七月為代表。（四）秋季 九、十兩月蒙古高氣壓之勢復振，惟中心仍在貝加爾湖西境，華中一帶，為一副高氣壓中心所盤據，東亞全境，已在冬季風籠罩之下，惟風向風速不似隆冬之有恆，此種形勢，以十月可為代表。

一月為大陸平均氣壓最高之時，東亞全境均在蒙古高氣壓控制之下，高氣壓中心居蒙古高原西北部，海平氣壓達778mm.之多，自此

向外氣壓急減，梯度以東、南、西三面為最峻急，黃海與長江間平原上則較和緩，東部梯度之峻急，蓋因本月海陸溫度差異特大，阿留欣低氣壓亦特發達之故(747 mm.)，華南華西以地形高聳，起伏極大，冬季風壅塞不前，氣壓梯度亦甚可觀，且似有助高氣壓中心氣壓之上漲。黃河與長江間，全屬平原，即有邱陵亦疏散錯落，不足為冬季風南下之障礙，寒流一瀉千里，故氣壓梯度特見平易，高氣壓中心，在中國本部，有向東南



第一圖 (甲)

突出之勢。中國全部及朝鮮均為 766 mm. 等壓線所包圍，斯殆可謂為大陸高氣壓之外緣，本月亞洲東北部為阿留欣低氣壓活躍之區域，而赤道低氣壓則遠居赤道之南(754 mm.) 南海一帶，等壓線東西橫互，多屬直線，梯度由北而南。

因氣壓分配如斯，故一月風向概自蒙古內陸外流，形成東亞冬季風。冬季風之方向不僅受氣壓梯度之支配，地球自轉偏向作用，亦

有與焉，蒙古高氣壓以北，蒙、新邊境一帶，西南風流行，高氣壓以東以南，冬季風顯分二股：一股由東九省經日本直指阿留欣低氣壓，其方向初西北而後折為西南。一股由華北經華中華南輻合於赤道低氣壓帶，其方向初西北，繼轉北，終成東北，平日東九省北部多西北風，而南部則以西南風為頻，此或為大興安嶺聳峙西北之結果，與黑龍江下游低氣壓槽之存在亦有關係。華北及渤海、黃海洋面，北及西北風最盛行，至華中、華南與東海、南海，則漸轉為北及東北。長江口南，風向大致與海岸平行。冬季風在海洋上勢最穩定，以海面摩擦較小故也。西南高原與西藏高原一月西南風流行，與其他區域隆冬之風向適反，東亞冬季風與反信風之交界處，此時拔海約二千公尺。上列二區，高度達二千公尺以至五千餘公尺，其大氣運行，自與低空有異矣。蒙古高原隆冬為高氣壓中心之所在，風勢微弱無定，多東及東北。新疆天山北路，一月盛行風向為南，似以居蒙古高氣壓中心西北邊緣所致。

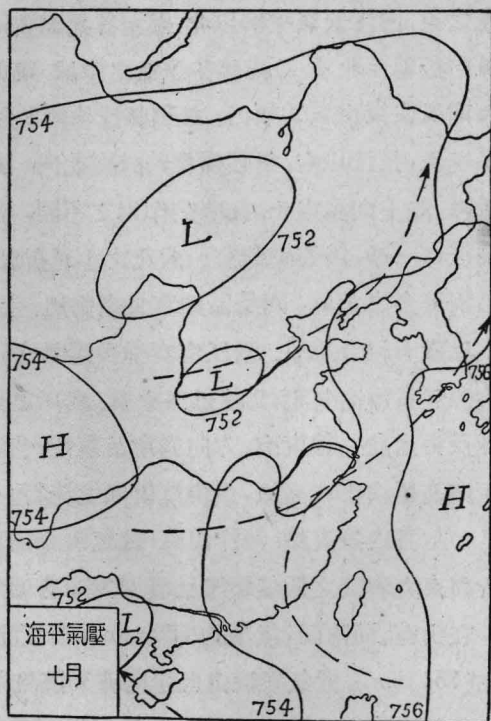
四月入春，內陸溫度迅速上漲，中國境內氣壓介 764 與 758mm. 之間，梯度大見緩和。同時高低中心之配置亦與隆冬有異。由蒙古高氣壓獨霸之局面，易為二高二低割據之形勢。蒙古高氣壓斷裂為二：其一殘留於吉爾吉茲 (Kirghiz) 草原，中心氣壓約 766 mm.；另一綿延於長江流域及日本本部間，中心位黃海上，氣壓約 763mm.。夏威夷高氣壓本月雖已西展，然楔端尚在琉球迤東，於大陸氣候無甚影響。蒙古高氣壓與黃海高氣壓間，內蒙東北一帶為一低氣壓槽，低氣壓中心深約 758mm.，居黑龍江下游，乃大陸低氣壓之先驅。黃海高氣壓帶以南，等壓線均作東西行，以至於赤道附近之低氣壓帶。

因氣壓分佈改變，故地面風之運行，亦不似一月之單純，顯呈零亂之象。內陸低氣壓槽以北，東九省北部黃河上游及蒙、新一帶，盛行風向類屬西北，是乃純粹冬季風之領域。東九省南部與黃、淮下流，以西南風或東南風為類仍，此項氣流均溯源於黃海高氣壓，為變性之冬季風，長江以南，氣壓梯度約成南北向，風多東及東北，海上以東為類，陸上則多東北，此摩擦作用之不同，有以致之也。惟南嶺以至長江口一帶，因等壓線有一向北之小屈折成一淺低氣壓槽，故沿江、沿海雖多東北風，而是區則常見東南風。長江流域東北風與本區東南風顯有幅合現象。為江南春季多雲雨之一主要原因，然斯二氣流均源於黃海高氣壓，為變性冬季風。真正之夏季風，此時猶在日本、琉球及海南島一線東南，方向為東及東南，尚在待機登陸之中也。本月西藏高原與雲南高原，西南反信風之流行，一如冬季。

七月內陸炎熱，海洋涼爽，故氣壓分佈與冬季適反。原在黃河上游與東九省間之低氣壓槽已發展為顯著低氣壓區，中心在大戈壁，一在山西、河南間，氣壓約 752 mm.，西江流域為赤道低氣壓帶之所在(754 mm.)，低氣壓槽由此走向菲列濱羣島北部。蒙古高氣壓萎縮於貝加爾湖之西北，無足輕重，代而起者為東南海上夏威夷高氣壓，其楔端西侵抵於東南沿海及朝鮮境內。此時全國氣壓梯度，除沿海外，均極和緩，大陸各地氣壓之差不過 4 mm. 而已。故一般言之，夏季風常微和而多間歇。

本月中國本部氣壓梯度傾向西北，各地風向以西南至東南為類。此即所謂夏季風是也。夏季風計分兩股：一股自東海循高氣壓楔之環流於蘇、浙沿海登陸成東南向，經華北平原而至東九省南部，漸

折而為南及西南風；一股由南海成西南向北侵，登陸後漸循西江流域低氣壓環流轉為南風及東南風，惟蹤跡所至，不逾江南，前者即通稱之東南季風，後者可稱為西南季風，乃南半球東南信風受赤道低氣壓之攝引跨過赤道轉向而成者，惟源自南海及爪哇海，與印度之西南季風性質相同，然非同流，印度洋西南季風僅能波及西藏東南部與雲南西部邊境。長江流域本月居二低之間，為顯著之氣流輻散地帶，沿江風向極零



第一圖 (乙)

亂，大致有分向南、北二低氣壓輻合之勢。內蒙及黃河上游區域，隣近大陸低氣壓之中心，風向亦甚零亂，是殆為夏季風之止境，正所謂「春風不渡玉門關」。蒙、新及東九省北部，居蒙古低氣壓之北，風向概係北及東北，與冬季之西及西南，適異其趣，雲南高原仍多西南風，惟此項西南風並非反信風，實為攀登高原之印度或南海之夏季風，方向同而稟性異。

十月初秋內陸轉寒，蒙古低氣壓衰減，僅遺一淺低氣壓槽，橫互於蒙古、東九省間，蒙古高氣壓此時仍留駐貝加爾湖西畔，但勢已大振，中心高達 768 mm.，黃河、長江間爲一臨時高氣壓所盤據，氣壓在 768 mm. 左右，夏威夷高氣壓楔端退至日本東南，於大陸影響甚微，原居西江流域之赤道低氣壓帶，亦南旋止於安南、南海及菲列濱羣島北部，成一顯著之低氣壓槽，氣壓低至 756 mm. 以下。本月全國氣壓梯度以華中高氣壓與赤道低氣壓間爲最鉅，外蒙一帶，亦甚峻急，黃河上游至東九省南部，則幾無差異之可言。

因內陸低氣壓之衰減與夏威夷高氣壓楔之東縮，夏季風已退出大陸，僅琉球與日本南部，時猶見其蹤跡。大陸之上，氣壓配布分崩離折，風向甚爲複雜。蒙、新邊境與東九省北部風以西北爲頻，乃純粹冬季風，黃河流域及東九省南部氣壓梯度緩和，故風向靡定。長江以南風向較有規律，大致均爲東北風，有向赤道低氣壓帶輻合之勢，沿海風向約與海岸線平行，南海南部及菲列濱羣島，仍在西南季風控制之下，其與低氣壓槽北變性冬季風間之不連續與颱風之生成，關係甚密，西南高原本月流行之西南風秉性暖燥，與夏季溫溼之西南季風有異，蓋西南反信風層已隨夏季風之退縮而下降至二千公尺左右之高度矣。

【參考文獻】

- A. Lu Th: Monthly Pressure Distribution and the Surface Winds in the Far East, Mem. Nat. Int. of Met. Vol 12. No .

第六節 地面氣壓與風之變化

中國大陸溫度變化極端 夏酷熱而冬嚴寒，於是氣壓之幻變，亦隨之而起，除高地外，均夏低而冬高，適與溫度相反。冬、夏氣壓之差，內陸為最鉅，平均在 20 mm. 以上，至東南沿海則低減至 15 mm. 以下。冬夏氣壓之差異，與世界他處比較，雖為數特鉅，然人民固無所覺，於日常生活，亦鮮有影響。惟在航空方面，則頗有關係，以氣壓高，密度大，飛機飛行，阻力與浮力俱見增加也。中國夏季大氣密度遠遜冬季，此不僅由於氣壓低，高溫重溼亦有以致之。長江三角洲海平大氣密度，冬季為 1.2831 克/米尺³，夏季為 1.1724 克/米尺³，相差約 9%。

中國一千公尺以下之地，氣壓雖均冬高夏低，然以高低點出現月份之異，年變曲線亦可分為四類：

(一)大陸類 是為大陸之標準型式，中國本部平原地帶幾均屬之。最高點在一月，最低點在七月，與溫度季變適反。較差在 15 至 20 mm. 之間，大致南部較小而北部較大。

(二)海濱類 東南沿海島嶼最高點仍在一月，但最低點多見於八月，較差在 10 至 15 mm. 左右。最高點見於八月之原因有三：(1)沿海氣溫八月最高。(2)七月此間為北太平洋高氣壓楔所掩，至八月則已退出。(3)八月颱風常襲，至較差之小，蓋溫度年差不大所致。

(三)東北類 關東一帶最高點仍在一月，但最低點則見於六月。較差與大陸類近似低，點提前之原因有二：(1)六月本區為低壓中心，七月低壓中心西移蒙古境內。(2)七月海洋方面高氣壓西侵朝鮮及俄屬沿海省。

(四)新疆類 最低點見於七月，但最高點則在十二月，年差達 10 mm. 以上，最高點提前之原因，蓋以十二月蒙古高氣壓中心迫近

本區，至一月東移戈壁之故。

綜上所述，可見中國低地氣壓之變遷，主要受制於溫度之變化，次要則因為活動中心之遷徙，後者影響較微。上述二——四等三類高低點之值與一、七月者相差均不大。

中國地面冬、夏氣壓之消長，乃起因於溫度之變動，所及高度，殊甚有限，自南京與北平二地高空之氣壓紀錄，可見冬、夏氣壓差自地面向上均見劇減，二千公尺以上則行逆轉，其差數復隨高度而遞增。

第 26 表 南京與北平高空氣壓之變遷

	南 京				北 平			
	最高	最低	較差	冬夏差	最高	最低	較差	冬夏差
地 面	冬 1,026	夏 1,007	19	+19	秋 1,031	夏 1,003	23	+23
一公里	冬 906	夏 898	8	+8	秋 908	夏 896	12	+11
二公里	秋 801	冬 796	5	-1	秋 801	夏 796	5	-1
三公里	秋 707	冬 699	8	-7				
四公里	夏 625	冬 614	11	-11				

高低點出現之時季，南京高空一千公尺以下，均冬高夏低，二千公尺至三千公尺，秋高冬低，至四千公尺以上則夏高冬低。北平情形亦正類似，五百公尺以下，冬高夏低，一千公尺已秋高而夏低，達二千公尺乃秋高冬低，與南京完全一致。高空氣壓變遷之異於地面，不僅自由大氣為然，即高山高原亦復如是。

中國一千公尺至二千五百公尺之高山高原氣壓秋高夏低，以上至三千公尺秋高冬低，由此推之，至四千公尺左右亦必夏高而冬低；無論高點或低點均有隨高度而提前之勢，與自由大氣之情形亦復相同。地面與高空氣壓變化異趣之原因，蓋由於氣柱因溫度變遷而起

第 27 表 高地氣壓之變遷

	年 代	高 度	最 低	最 高	較 差	一 七 月 差
貴 陽	1936—38	1,065	七月 665	十一月 675	10	+9
泰 山		1,541	六月 631	十月 637	6	+3
昆 明	1929—37	1,922	七月 603	十月 609	6	+3
西 寧	1936—41	2,271	七月 593	十月 585	5	+1
康 定	1939—40	2,558	三月 562	十月 567	5	0
都 關	1941	2,985	一月 531	十月 537	6	-1
峨 嵋 山	1932-3, 38-41	3,093	二月 525	十月 531	6	-3

伸縮所致。冬季地面溫度低，氣柱凝縮，高空氣流來歸，近地再向外分散，重心下沉，故地面氣壓高而高空轉低，夏季地面溫度高，氣柱膨脹，近地空氣上升，高空氣流分散，重心上升，是以地面氣壓降而高空轉見增加也。此自各高度、溫度與氣壓之相關係數，即可證之。

第 28 表 南京及北平溫度與氣壓之相關係數

		地 面	1 公 里	2 公 里	3 公 里	4 公 里
南 京	冬	-0.66	-0.18	+0.33	+0.50	+0.62
	夏	-0.88	-0.43	+0.48	+0.40	+0.76
北 平	冬	-0.69	-0.22	+0.57		
	夏	-0.74	-0.58	-0.04		

中國緯度已出熱帶，氣壓日變化不顯，其較差通常不過年差之什一，如南京及貴陽。

南京及貴陽氣壓日變兩高兩低之起伏大致尚保存無失，惟夜差特小，大陸色彩甚濃。日差冬季較大，夜差冬季減小，頗與一般情形有異，高山情形亦復如是，僅日差與夜差之歧異不如低地之鉅耳。峨

第 29 表 氣 壓 之 日 變 化

		最低時間	最高時間	最低時間	最高時間	日差	夜差
南 京	一月	5	10	15	22	2.11	0.53mm.
	七月	3	10	17	22	1.56	0.65mm.
(1937—40) 貴 陽	一月	5	10	15	1	3.03	0.37
	七月	5	9	17	24	1.91	0.57

崑山日間最高最低在十時及十五時，夜間最高最低在二十四時及四至五時，與貴陽同，惟日差僅 1.32 mm.，夜差則達 0.81 mm.。

季風之更迭以東南半壁為顯。蒙新內陸，雖為冬季風之源地，然以居高壓中心，冬季風勢微弱無定，夏季此區為低壓中心之所在，乃夏季風之終鵠，但因偏向作用關係，愈近中心而風勢愈趨與等壓線平行，兼以高原邊緣山脈駢列，遂使愈向西北海洋季風之影響愈渺，熱河諸山至甘肅隴山一線迤西，迨為季風不及之區，惟東九省北部及外蒙一帶，冬居蒙古高氣壓之北緣多西南風，夏位大陸低氣壓之北緣，多東北風，季節變遷亦鉅，特風向與本部異趣耳。西藏高原與雲南北部，拔海高度已逾二千公尺，終年多西南風，雖冬夏稟性燥溼有殊，然僅以風向而論，已可謂無季節之變化矣。

第 30 表 西南高地風向之變遷

		高 度	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	V	C	代 年
峨 嵋 山	3,119	—	4	6	5	1	11	19	21	4	1	28	1933
		七	4	4	2	4	7	20	23	5	3	31	
昆 明	1,922	—	3	4	5	9	10	29	38	2	—	—	1930-32
		七	5	3	6	14	20	29	10	12	—	—	
西藏南部	4,500-5,800	—	4	1	4	4	5	45	27	10	—	—	1906-8
		七	0	1	11	11	9	55	11	2	—	—	

本部各地季風之更迭，自北而南，自內陸而沿海漸趨顯著，然即

在華南海濱，亦未能如理想之單純，恆定，一成不變，此蓋為氣旋過境所致。冬季可見偏南風，夏季亦可見偏北風，季風現象，實僅可於各月風向頻率之分配中，獲一概念而已。各地季風之交替多在春季四、五、六月及初秋之九月庖代期間，風向最雜。因冬季風強，夏季風弱，故冬季風庖代夏季風之時期甚短，而夏季風庖代冬季風之時期則漸長，以獨佔時期而論，冬季風亦長於夏季風。

華南	}	冬季風	十月至三月	六個月
		交替期	四月，五月，九月	三個月
		夏季風	六月至八月	三個月
華中	}	冬季風	九月至四月	八個月
		交替期	五月至六月	二個月
		夏季風	七月至八月	二個月
華北	}	冬季風	九月至五月	九個月
		交替期	六月	一個月
		夏季風	七月至八月	二個月

濱海岬嶼因地勢暴露，干擾不大，其一、七月風向頻率之分配，

第 31 表 沿海風向之變遷

		N	NE	E	SE	S	SW	WNW	C	季風指數
成山頭	1924—36 一月	38	5	1	3	5	12	9	28	0
	七月	5	6	4	15	40	21	1	7	1
余山	1924—36 一月	28	15	5	7	5	3	2	37	0
	七月	3	8	9	23	42	10	1	3	1
烏邱嶼	1924—36 一月	7	83	1	1	1	2	0	0	2
	七月	4	26	2	2	8	54	2	1	2
石碑山	1924—36 一月	26	33	37	2	1	1	0	0	0
	七月	2	11	19	13	16	28	9	2	1

最足代表季風之消長。

在氣候學上觀察季風更迭，通以季風指數為標準，凡一區指數超過 20 者，謂之季風區域。中國沿海各地季風指數多在 40 以上，季風現象之顯著，不言而喻，山東半島東端之成山頭，一月以北風為最頻，頻率達 38%，如併入東北及西北二向，則偏北風之頻率合計不下 71%，七月南風頻率之大，亦不下冬季之北風，計佔總時數 40%，併入東南及西南二方向，偏南風之頻率則達 76%，季風指數高至 68%。余山居長江口外，一月多西北風，七月多南風，頻率均達 40%，季風指數尤勝前地，計達 71%，一月之偏北風與八月之偏南風合計可 80%。台灣海峽以地勢特殊，海峽走向約略與冬夏季風平行，風向之變化最單純，一月 88% 為東北風，偏北風合計達 95% 之多。七月最多之西南風頻率雖遜一月之東北風，但亦有 54%，偏南風合計約 64%，季風指數高至 114，石碑山在華南沿海，一月東風頻率約 37%，七月西南風頻率達 28%，其季風指數雖僅 45，然一月偏北風偏東風頻率為 96%，七月偏南偏西風之頻率為 66%，季節變化之顯著，可以概見。

綜上所述，可見沿海季風，長江口以北，冬多北及西南風，夏多南及東南風；以南，冬多北及東北風，夏多南及西南風。更迭現象，愈南而愈顯。內陸地方以地形之干擾，季風消長，不若沿海之盛，季風指數多在 40% 以下，亦係自南向北遞減，東九省中部風向，冬多西及西南風，夏多南及西南風，終年以偏西風為頻，季風指數不逾 20，蓋已入西風帶之範圍，如哈爾濱。

惟東九省北部及蒙新邊境，冬居高氣壓之北緣，夏位低氣壓之北緣，

第 32 表 哈爾濱風向之變遷

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C
1922—26	一月	4	3	4	5	22	22	24	9	1
	七月	5	6	15	11	26	17	8	3	1
	全年	8	7	9	9	22	22	20	11	6

季風復顯。冬季風發自內陸多西南，夏季風起於鄂霍次克海及北冰洋，多東及東北，此乃大陸北緣應有之季風。

第 33 表 滿州里風向之變遷

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	季風指數
滿州里 1922—26	一月	1	2	3	0	5	30	18	2	31	36
	七月	4	11	15	6	7	6	7	6	31	

本部平原地帶冬季長江以南，多北及東北風，以北皆西北風。夏季東南沿海，多南及西南風，華中多東及東南風，長江以北，南及西南風常見。季風指數華南在七十以上，華中約僅四十，至華北僅二十耳。

第 34 表 華東風向之變遷

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	指數
北平 1932—33	一月	28	9	3	2	11	10	6	23	9	23
	七月	16	10	9	11	22	16	2	5	9	
南京 1929—33	一月	28	24	11	9	6	7	5	9	2	39
	七月	4	16	26	22	14	13	3	1	4	
長沙 1929—34	一月	20	3	2	5	4	2	3	60	1	79
	七月	8	3	2	14	39	8	6	16	4	
廣州 1929—31	一月	56	27	4	1	2	0	1	1	0	76
	七月	2	9	12	19	21	22	5	4	0	
貴陽 1936—38	一月	30	42	7	3	5	3	1	6	4	51
	七月	10	8	4	11	22	19	5	8	13	

大致言之，風速之分佈，係自沿海向內陸低減，自渤海以至香

港,沿海島嶼,風力平均俱在蒲福氏三級以上,而內陸則未有超過二級者。台灣海峽,風力之巨,尤屬可觀。澎湖全年平均風速達 7 m./s., 冬季則達 10 m./s. 左右, 航行之艱, 可以想見。海峽風速特巨, 蓋由於地勢之約束, 而海面摩擦較小, 亦有以致之。陸上風力, 平原地帶平均在一、二級之間, 邱陵地帶, 谷地多在一級以下, 山岳則有隨高度而遞增之傾向, 惟情形頗為複雜。地形之影響, 關係局部風力至顯, 泰山雄峙平原之上, 全年風速高達 7.5 m./s., 然高度一倍於泰山之峨嵋山, 高原屏蔽於西, 其風速平均纔 2.1 m./s. 耳。一地如在背風方面, 不論高度如何, 風勢概甚微弱, 庫車即其著例。庫車位天山之南, 全年風力不過一級, 而迎風北坡之迪化, 高度約等, 則達二級以上。此外, 山地之風口, 即與盛行風向平行之谷地, 類為風勢特鉅之區。桂林及天山之達坂城均以狂風著名, 即以適當冬季風侵襲之要衝也。歐亞交通孔道新疆西境之老風口及準噶爾門, 每年春、夏之交, 寒風猛烈, 人畜遇輒無全, 旅客嘗稱為中亞最恐怖之地。西藏高原拔海達四千公尺以上, 亦為多風之區。迎風西坡, 風速常至 20 m./s. 左右, 蒸發旺盛, 生機絕滅, 乃世界上最惡劣之荒漠。

東亞氣壓之梯度, 冬季大於夏季, 故冬季風遠視夏季風為強。據一九三二年之統計, 北平一月風速以 WNW 風為最高, 平均達 45 km./hr., 而七月最強之 SSW 風, 平均則僅 14 km./hr. 而已。大風(風速在 62 km./hr. 以上)之次數亦以西北風為最多, 全年共達三十八次, 佔總次數 97% 有奇。南京地近海濱, 夏季沿海氣壓梯度不亞冬季, 夏季風之風速往往亦甚高, 然大風發現之機緣, 仍以偏北風為頻。一九二九至一九三二年之紀錄中, 大風自北來者(包括東北至

西北象限), 頻率大至 80% 有奇. 惟以各月平均風速而論, 則未必隆冬特大, 夏季特小. 中國本部及東北九省除沿海外, 風速平均均以春季為高, 夏季為低. 例如濱江四月風速計 6.8 m./s., 八月僅 4.2; 北平四月 4.2, 八月 2.4; 南京三月 5.8, 九月 4.4; 香港三月 4.9, 八月 3.1. 此蓋因春季氣壓梯度雖遜冬季, 但氣旋最多, 溫度直減率亦為四季之首, 大氣層序極不安定, 上下層空氣之交流頻繁也. 夏季大陸氣壓梯度最小, 溫度垂直分佈亦較勻, 秋季氣壓梯度稍大, 然氣層最稱穩定, 故風速之小, 往往為全年之冠, 即偶或因雷雨過境, 挾狂風以至, 惟持續時間, 每甚暫. 春季風強, 夏季風弱之結論在沿海地帶, 並不適合. 長江口以北之東台至以南之溫州, 盛夏七月之風速, 往往足與春季相抗衡, 而平均風速最小則在初秋. 例如上海四月風速 4.2, 七月 4.0, 十月 2.9. 此外南京 (一九二九至三二年) 各風向之平均風速最高為東東南, 計達 21 km./hr. 偏北風之風速均不過 19 km./hr. 而已, 亦可證明此區之夏季風每強於冬季風, 但僅限沿海一狹帶而已. 南京以西, 即無此現象, 東海濱夏季風之特盛, 蓋由於北太平洋高氣壓楔端盛夏西引止於此間, 而內陸炎熱, 氣壓低降, 因而形成局部峻急之氣壓梯度所致. 台灣海峽風速之變化與東海濱又復異趣, 各地均秋末大而盛夏小. 秋季強風多由於颱風之進襲, 冬春二季, 風速亦復不小, 故最小乃見於盛夏蒙新內陸地帶, 冬季迫近高氣壓之中心, 風速甚小, 初夏高氣壓退至漠北, 本區位其東南邊緣, 同時地面劇熱, 對流旺盛, 風速乃大增加. 其風速之變化與東南半壁迥然異趣. 酒泉一月風速最小, 僅 0.8 m./s., 五月則達 3.0 m./s. 即其例也. 大風日數, 五月多至七日, 十二月至二月無之.

沿海絕對最高風速，多發生於夏、秋颶風過境之時，香港一九三一年八月一日曾有 60.8 m./s. 之全國最高紀錄。上海一九一五年七月二十八日亦嘗達 31.1 m./s. 內陸狂風則多隨線颶或雷陣以至，北平一九三二年正月六日之 32.9 m./s. 南京一九三四年七月一日之 39.9 m./s. 均屬可觀。

一日之間風向之幻變，以沿海之海陸風為最顯著，然僅限夏季，冬季海陸溫度差異不若夏季之顯，且大氣運行迅急，海陸風遂隱而不彰。青島南臨海而北負陸，每日風向變化上午四時至九時風向多北風，其餘各時則以南風為主，下午三時，南風所佔頻率達 31%。此外浙江紹興沿海有所謂鄭公風，旦南而暮北，浙江通志故神其說，謂「鄭弘常採薪於白鶴山，得遺箭，頃有人來覓，弘還之，問所欲，弘知其神人也，乃曰患若耶溪載薪為艱，願旦南風暮北風，後果然。今若耶溪風，人呼之曰鄭公風」，實亦該地應有之海陸風耳。臺灣志亦有海陸風之記載：「臺灣風與內地異，清晨必東風，午後必有西風名曰發海，西去東來諸舟乘之以出入，乃天造地設之奇，或反是則颶將作」。海風登陸，對盛夏溫度，頗有調劑作用，午後溽暑，因以稍舒，但範圍甚狹，厚度亦薄，以大氣運行而論，僅一局部現象而已。華西山地山谷風，亦以一日為週期，晝間攀坡上升，夜間沿坡下降，惟影響範圍亦不廣。

風速之日變化，全國各地均以午後為大，清晨最小，如南京一九三四年上午六時風速僅 14.9 km./hr. 午後三時平均則達 20.4。內陸沙漠午後地面劇熱，對流旺盛，每有狂風挾沙塵以俱至，撲面如火，頗礙行旅。

【參考文獻】

竺可楨 中國氣流之運行

氣象研究所集刊第四號

第七節 高空氣壓分佈與氣流之運行

高空氣壓之分佈，以紀錄缺乏，未能確知，但自北平與南京間之氣壓差，亦可窺見其崖畧：

第 35 表 北平與南京高空氣壓之變遷

高度 (公里)	春			夏			秋			冬		
	北平	南京	相差	北平	南京	相差	北平	南京	相差	北平	南京	相差
0	1017	1014	+3	1008	1007	+1	1023	1019	+4	1031	1026	+5
0.5	957	956	+1	949	952	-3	964	961	+3	967	965	+2
1.0	902	901	+1	896	898	-2	908	907	+3	907	906	+1
1.5	847	845	+2	845	845	0	853	850	+3	850	848	+2
2.0	798	799	-1	797	797	0	801	801	0	796	796	0
2.5	747	748	-1	750	750	0	752	753	-1	746	747	-1

一年中春、秋、冬三季二千公尺以下各層氣壓均北平高於南京，以冬季為最顯著，二千公尺以上，氣壓梯度即有逆轉之勢，由南而北與下層適反，可見蒙古高氣壓所及高度必甚有限。夏季地面氣溫北高於南，氣壓則南高於北，雖差數不大，然直至二·五公里之處，猶無顯著逆轉之傾向，此點可以說明何以夏季風力微和，但厚度則遠勝冬季風。

高空氣壓分佈既與地面異趣，氣流運行方向亦自不同，研究高空大氣之運行，最善之道，莫如作各層氣流流線圖，因高層氣流約與等壓線同一走向，背風而立，在北半球，氣壓左低右高，流線圖既得，

則高空各層氣壓之分佈，即瞭如指掌矣，惟中國高空紀錄爲數無多，今茲所述，僅能就測風之結果，參證測雲紀錄，略爲申述，以見大氣運行之梗概耳。

蒙、新內陸昔年斯文赫定 (Sven Hedin) 領導之西北考察團曾作測風氣球觀測，惟紀錄尚未公佈，真相莫明，僅赫德 (W. Haude) 曾將鄂爾多斯十六年六、七月之情形撮要發表，一鱗片爪，糜足珍貴。據該氏之結論，該處拔海約一千五百公尺，夏季風層甚薄，南風所達高度六月最大不過一千二百公尺至一千五百公尺，七月最大亦僅二千六百公尺。此與北平情形正相類似，北平無論冬、夏季風罕能超過二千公尺，自地面以至八千公尺全年均以西北風最爲流行，景象極爲單純。西安冬季風自地面至一千公尺多北風及東北風，以上均爲西北風，夏季風之高度略勝冬季風，二千公尺以下，風多南及西南，以上則爲西及西北風，偏南風僅偶一出現，青島高空情形，酷似北平，西北風至盛行，惟夏季東南風與西南風則可及三千公尺以上。四千公尺至五千公尺仍以北及西北風爲類。

南京冬季風之高度，平均約僅一千公尺，二千公尺以上轉爲西及西北風。夏季自地面以至一千公尺由東南風，漸轉爲西南風，以上達八千公尺均爲西南風，與南京各層雲向之觀測，亦正相符。由此可見夏季風之高度，當遠勝冬季風也。

積雲可代表低雲層氣流之運行，其雲底平均高度，約在一千公尺左右。冬季雲向偏北，夏季偏南，季節之變化尙顯。中雲層以上，全年西風盛行，惟夏季稍見散亂。所可異者，即夏季卷雲及卷層雲（九千公尺以上）時有自北或東北來者。七、八兩月，卷雲偏東偏北之頻

第36表 南京各層雲向

1929—36	卷雲		高積雲		積雲	
	冬	夏	冬	夏	冬	夏
N		4.1	0.5	1.4	11.5	2.4
NNE		4.1		9.9	5.3	3.6
NE		5.4	0.2	1.4	10.6	6.9
NNE	0.2	5.8	0.2	1.0	7.4	7.0
E		4.0	0.4	0.6	12.9	13.0
ESE		1.6	0.2	1.7	7.9	17.2
SE		0.8	0.2	1.4	4.9	9.0
SSE		0.3	0.6	0.9	2.1	3.5
S		0.8	0.4	1.5	1.4	3.0
SSW	0.2	0.9	0.4	4.3	0.5	5.2
SW	1.0	2.5	4.8	11.0	1.6	10.2
WSW	16.5	14.0	20.0	24.9	0.9	6.7
W	64.9	26.2	57.9	32.8	6.2	4.0
WNW	15.1	16.7	11.1	9.6	6.7	2.2
NW	1.7	8.9	1.8	4.1	11.1	3.4
NNW	0.4	3.9	1.3	2.5	9.0	2.7

率增至40%左右，惟降高積雲層（五千公尺左右），則無此現象，殊堪注意，漢口觀測冬季一千公尺以下為北及東北風，以上西風盛行，夏季自地面以至四千公尺，風向由東南順轉為南，夏季風層之厚可以想見。重慶冬季地面至二千公尺風向多南東南，與他區有異，此或由於本區冬季居蒙古高氣壓西南緣之故，至二千公尺以上，風向自西南順轉為西及西北，與他區則完全一致。夏季各高度均以偏南風為頻。惟七千公尺以上，偏東風已領袖羣倫，西藏及雲南高原，終年西南風流行，昆明高空自地面（約二千公尺）至去地三千公尺冬季多西及西南風，夏季一千公尺以下，雖仍多西南風，但稍見偏南，以上則盛行風即不復為西南而轉為東北，愈高而頻率愈增，此與南京夏季卷雲之多東北，重慶夏季七千公尺以上之多東及東南風者，頗堪相互參證。

華南一帶，冬季風之高度亦不過一千公尺，香港冬季一千公尺以下多東風，以上至六千公尺均屬西風，夏季二千公尺以下，以南及東南為頻，以上均轉東風，斯與雲向及其他各處之觀測，均相吻合。

第 37 表 昆明各層風向

	冬 季					夏 季 半 年						
	0	1	2	3	4	5	0	1	2	3	4	5
N			1.5					0.9	4.7		11.8	11.1
NNE	0.7							2.7	16.3	14.3	11.8	
NE	1.4						2.2	4.5	7.0	19.0	11.8	11.1
ENE	4.9	0.8					2.2	10.0	4.7	19.0	23.5	22.2
E	3.5	1.7	1.5				3.6	3.6		4.8	5.9	
ESE	2.1	1.7					4.3	1.8	4.7		11.8	44.4
SE	2.1						5.8	2.7				
SSE	3.5	1.7	3.0				2.2	4.5			11.8	11.1
S	13.4	1.7	1.5				18.7	4.5	2.3	4.8		
SSW	4.9	3.3		4.2			12.1	8.1	4.7	4.8		
SW	15.5	10.2	1.5	4.2	10.0		5.8	10.8	9.3	4.8	5.9	
WSW	7.1	27.1	7.6	20.6	10.0	50.0	2.2	23.4	18.6	4.8	5.9	
W	6.4	34.7	50.0	41.7	30.0	50.0	2.9	15.3	16.8	4.8		
WNW		12.7	25.8	16.6	40.0			5.4	2.3	4.8		
NW		2.5	6.1	8.3				1.8	4.7	4.8		
NNW	0.7	1.7	1.5	2.4	10.0				4.7	4.8		
C	33.8	0	0	0	0	0	35.3	0	0	0	0	0

由上所述可見 (1) 冬季風之高度平均多在一、二千公尺左右，而夏季風則遠勝此數，華北與西北東南邊境，夏季之高度約僅二千公尺，黃河下游，約三千公尺，至長江流域則三千公尺以上，亦可見其蹤跡。惟至華南一帶，夏季風之厚度，似又低減，香港與昆明三千公尺以上流行之東風，似即為正常之信風層。(2) 冬季二千公尺層，長江以北多西北風，以南多西及西南，顯然表示該層之氣壓分佈有異地面，東北方面有一低氣壓向南漸行增高，蓋為高空極地低氣壓

帶與赤道高氣壓帶之過渡區域，大陸中心蒙古高氣壓已不存在。等壓線在長江以北約為西北至東南走向，以南在西南高原約成西南至東北走向，至華南改為正東走向。等壓線大致均為直線，有愈東而愈近平行之趨勢。華西等壓線走向之特異，於西藏高原以北為西北，以南為西南，諒為地形之影響所致。四千公尺及以上各層氣壓分佈與氣流運行亦大致有類上述，但黃河以南均西風盛行，至北平始轉為西北，可見等壓線之走向似更正常，梯度約略向北東北傾斜，本層極地低氣壓偏北之成份略勝於偏東，冬季二千公尺以上流行之偏西風，當即為北半球高空應有之反信風，可無疑義。(3) 夏季二千公尺層黃河以南東南諸省，仍為北太平洋高氣壓之楔端所掩覆，故東南沿海風多東南，而西南高原長江流域及黃河迤南地帶則以南及西南風為頻見。但北平風向多西北，可見其東北方面，必仍為低氣壓所掩覆，與冬季情形近似，四千公尺層長江以北多北及西北風，以南多西南風，華南仍為東風。氣壓分佈形勢大致仍類二千公尺層，惟東北方之低氣壓區稍南移，北太平洋高氣壓之楔端，稍東退，掩覆區域，僅限東南沿海耳。六千公尺層主要情形，仍同前述，僅北太平洋高氣壓之楔端似又西引，遠及西藏高原邊境，佔有北緯三十度以南之地區。故香港與昆明，東及東北風流行，南藏東及東南風頻率亦見增加。此時長江、黃河兩流域高空風向仍多西及西南，顯居楔端之西北，北平仍以西北風為頻見，極地低氣壓之位置一如四千公尺層。(4) 六千公尺以上氣流之運行，測風氣球紀錄至少，難資窺測，但卷雲之行動，則可昭示一般情況。東亞卷雲高度，平均在一萬公尺左右，此高度之氣流，一月黃河以南及日本均多西向，黃河以北則為西北，至西

伯利亞東部偏北之傾向更顯，東亞卷雲層氣流有自北西兩象限向極地低氣壓輻合之勢，是與二、四千公尺層之情形，初無二致。夏季卷雲層氣流運行，頗為複雜，亞洲東北部及日本七月情形略同一月，氣流仍向極地低氣壓輻合，但其他部分則與冬季迥異。西伯利亞中部氣流多自西來，東部及華北為北西北，長江下游為東北，中游為東南，此足顯示大陸中心斯時為一高氣壓所控制，四圍氣流當即本季蒙古低氣壓上空之輻散氣流，長江下游當仲夏地面東南季風特盛之時，高空偏東之風，往往亦愈強而愈穩定，常為天氣亢旱之徵。朱崗崑嘗援引赫德白蘭得森(Hilderbrandsson)之說，解釋南京卷雲層七、八月之多東北氣流，以為為正常之信風，與冬季之西南反信風交互更迭，而成高空季風，但南京之中層雲盛夏仍多西來，且緯度

第 38 表 中國高空之合成風向
(測風氣球紀錄)36 方向

	正 月								
	地面	1	2	3	4	5	6	7	8
北平	36	31	31	30	31	31	32	30	30
西安	32	1	30	29	27	29			
青島	29	34	33						
南京	6	34	31	29	29	29	28	28	28
漢口	7	35	29	26					
*重慶	16	16	18	25	27	29	26	27	
*昆明	26	26	27	25					
廈門	4	6	7						
香港	8	7	27	27	26	26	26		
	七 月								
地面	1	2	3	4	5	6	7	8	
北平	35	30	31	30	30	29	30	29	30
西安	9	20	23	31	31	23	25	27	26
青島	16	24	27	23	3	35			
南京	15	23	24	24	23	23	23	21	17
漢口	14	20	20	19					
*重慶	16	16	18	20	18	18	20	11	9
*昆明	18	24	2	2	36				
廈門	16	12	15	13					
香港	18	19	12	8	8	9	9		

*冬夏之盛行風向

較高，似與信風氣流無關。華南一帶，二千公尺以上之高空，冬多西風（即反信風），夏多東風（即信風），確與高空季風之說符合。

各地高空風速，均隨高度而遞增，以季節論，無論何處，高空風速，各高度均以冬季為最大，夏季為最小。夏季自下而上，風速往往無甚增減，華南一帶，風速幾有一成不變之勢。

第39表 中國高空之平均風速
(測風氣球紀錄) m/s

以各高度各地之風速互相比較，冬季四千公尺以下，內蒙南緣，長江三角洲及西南高原風速最大，後者尤巨，華北、長江中流及華南均較小，但自此以上，則以華中為最巨，華南一帶，亦勝華北，四川盆地以地形閉塞，六千公尺以下之風速，皆遜同緯之地，夏季高空風速各地之差，遠不如冬季之著，分佈較為單純。各層風速在六千公尺以下，均以長江流域為巨，以上則自北向南，漸行低減，凡此種種，大致均與高空氣

	正 月								
	地面	1	2	3	4	5	6	7	8
北平	4	9	11	12	16	19	16	17	21
西安	2	4	4	6	11	11			
青島	5	5	7	8	8				
南京	4	6	8	11	16	19	23	24	26
漢口	2	6	7	8					
*重慶	3	3	4	8	9	9	16	22	
昆明	2	12	15	21					
廈門	3	7	6						
香港	5	5	6	8	11	14	20		
	七 月								
	地面	1	2	3	4	5	6	7	8
北平	1	6	7	7	7	8	8	11	14
西安	3	4	4	5	6	6	8	9	11
青島	5	6	7	7	6	7			
南京	4	8	7	7	8	9	8	6	7
漢口	3	9	8	8					
*重慶	4	6	5	5	5	6	7	6	
昆明	2	6	4	6	5				
廈門	3	8	10	8					
香港	5	6	6	6	5	5	5		

*冬夏季平均風速

壓梯度有關，詳細情形，以紀錄不足，無從討論，茲列各地各高度之風速正月及七月之平均值如第 39 表，以資參證。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|-------------|------------|
| 竺可楨 | 中國氣流之運行 | 氣象研究所集刊第四號 |
| 涂長望 | 中國高空氣候之初步探討 | 地理學報第七卷 |
| 楊鑑初 | 川南之上層氣流 | 氣象學報第十六卷 |
| 宋勵吾 | 昆明高空氣流論 | 氣象叢刊第一卷第三號 |
| 朱崗岷 | 南京測雲報告 | 氣象學報第十七卷 |

第三章 季風之性質及鋒之活動

第八節 冬季風之性質

昔人論季風多僅以風向之更迭爲依據，而不深究其稟性流風所被，遂至以爲凡偏北風盡冬季風，凡偏南風皆夏季風。實則一地瞬間之風向，僅因當時氣壓之分佈而定。偏北之風，未必來自漠北，偏南之風，亦未必悉發於南洋，必須追溯其源地、歷史與夫性質之異同，然後始可確知冬、夏季風真正歧異之所在，進而言其於氣候之影響爲奚似，否則籠而統之，執一以概全，固難免捕風捉影之譏矣。討論季風之性質及其於氣候之影響，僅恃地面之觀測，猶未爲足也，何則？地面氣候因子；其所受局部之影響至深，雖不失爲參考之資，但若恃以判定季風之性質，時仍不免有歧途之失，此其一也。地面氣候之遷異，非僅爲地面薄層大氣所左右，實與整個之氣層有關，如徒言地面之情形，則難免有忤格不通之處，此其二也。是以今日氣候學之研究，亦推廣而及高空，與天氣學殊途而同歸，易言之，卽以氣團分析之學，應用於氣候之研討。

冬夏季風，源地不同，性質迥殊，冬季風發自高緯內陸，寒冷乾燥，是爲極地大陸氣團；夏季風起於低緯海洋，溫暖潤溼，是爲熱帶或赤道海洋氣團，惟同爲冬季風或夏季風。以行徑之殊，歷史之異，

其性質亦可互異。

冬季風之源地，爲西北內陸沙漠，此區冬季嚴寒，地面溫度一月平均達 -15°C 至 -20°C ，因溫度低下，相對溼度雖達 60% 至 80%，然空中水份，實際已極稀少，比較溼度常在 1g./kg. 以下，以苦寒乾燥故，氣壓甚高，遂爲蒙古高氣壓中心之所在。高氣壓中心風勢微弱，氣流下沉，天氣晴朗，地面長夜輻射旺盛，故本區大氣底層，必有顯著之輻射逆溫存在，而呈絕對穩定狀態，惟當其循高氣壓環流南侵中國本部之際，因冬季南北溫度差異顯著，漸與溫暖之地面接觸，而下層溫溼日增，原有之特性亦漸行破壞。冬季風至華北，多成西北向，經東九省或內蒙南部，越高原邊緣之山岳地帶下注，以地面干擾強烈，下層原有之逆溫因蕩然無存，入於中性穩定，同時一千五百公尺以下，溫度亦大見增高，但所經地區，乾燥無殊內陸，地面冰結，蒸發至弱，水氣之增加，殊甚微末，是以相對溼度，往往反視源地爲低。此自北平之紀錄，即可見之：

第 40 表 北平冬季風(PS)之屬性 冬季(十二、一、二月)

	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫
地面	0.1	27	1.1	274.5
500	-3.4	29	1.0	274.9
1,000	-7.4	31	0.8	275.4
2,000	-14.5	37	0.7	278.0

北平冬季西北季風，地面溫度平均在零度左右，向上劇減，直減率達每千公尺七度許，相對溼度全氣柱均不及 40%，地面且不足 30%，向上遞增，比較溼度隨高度幾無變化之可言，均在 1g./kg. 左右，顯曾經劇烈之干擾作用。相當位置溫度在一千公尺以下，各層約

略相等，至二千公尺，則大行增加，入於絕對穩定狀態。華北之冬季風下層屬中性穩定，水氣過少，凝結現象罕見。

第 41 表 南京冬季風 (NPs) 之屬性 冬季(十二、一、二月)

	陸上變性 (LNPs)				海上變性 (SNPs)			
	溫度	相對溼度	比溼	相當位溼	溫度	相對溼度	比速	相當位溫
地面	7.1	54	3.3	287.3	9.0	59	4.5	293.8
500	1.7	54	2.5	284.7	5.9	58	3.6	292.5
1000	-1.9	52	2.0	284.8	3.2	55	3.0	293.5
2000	-5.0	42	1.4	290.0	-0.8	41	2.1	296.9
3000	-7.5	37	1.2	298.3	-4.3	35	1.5	302.7
4000	-12.4	24	0.6	301.6	-10.2	35	0.9	305.4

華中之冬季風性質較華北者為複雜，常因旅經地面性質之不同，而變性之程度大有高下，當高氣壓在蒙古或華北時，冬季風自北或西北，循陸道進抵華中，變性較淺。如高氣壓東移，止於東九省或日本附近，冬季風多成東或東南向遵海而來，則變性頗深，顯與華北之冬季風異趣。南京陸上變性之冬季風，各層溫度較北平約高出五度至十度，比較溼度大二倍至三倍，相對溼度地面 50%，向上遞減，至四千公尺僅約 20%，亦大於北平。然以本區而論，仍為最寒燥之氣團。熱力層序一千公尺以下，在對流性不穩定中，以上入於絕對穩定，二千公尺左右，直減率小至每千公尺二度至三度，此乃為高空之下沉作用所致。因陸上冬季風南下，以本身溫度低而溼度小，常於此間形成顯著之副高氣壓中心也。海上變性冬季風下層溫溼之高，更勝前者，顯為海面增暖與蒸發之結果。冬季海洋溫度高於大陸，水氣豐沛，旅經其上之大陸氣團，溫度與溼度自應高於陸道來者。南京海

上變性之冬季風，各層溫度視陸上變性者高出二度至五度，比較溼度二千公尺以下高出 1g./kg. 至 2g./kg.，以上則相去不遠，相對溼度約增加10%左右。一千公尺以下，亦屬對流性不穩定，以上雖為絕對穩定，但程度上則遠遜，下沉逆溫罕見。此項氣團下層凝結高度約一千公尺，苟經抬高，可致微量雨雪，惟水氣無多，降水量殊甚有限。華東「東北風，雨太公」之諺，實因有其他溫溼氣團上駛所致，自海洋變性冬季風之稟性言，在平原地帶，海洋變性冬季風固不應多雨也。

第42表 香港 冬季風(NPs)之屬性 冬季

高度	陸上變性(LNPS)				冷海變性(SNPS)				暖海變性(RPS)			
	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫
地面	13.8	54	5.2	299	15.1	73	8.3	300	21.3	73	11.5	323
500	11.4	59	5.2	301	13.0	87	8.5	311	17.6	84	11.1	323
1000	9.8	57	4.8	304	10.3	85	7.7	313	15.3	85	10.3	324
2000	5.8	37	2.7	305	7.7	72	5.9	315*	12.8	78	8.6	323

*1500M

華南冬季風之性質，尤為分歧，大致可分三類：即陸上變性、冷海變性與暖海變性極地氣團是也。當冬季風南侵最急之時，常遵陸成正北方向入侵斯土，為華南冬季最寒燥之氣團，惟因去源地已遠，長途跋涉，變性益深。香港此一氣團各層溫度約視南京增加十度，比溼增加 1g./kg. 至 2g./kg.，相對溼度無甚增減。全氣柱大致尚稱穩定。冷海變性之冬季風其變性區域，即為沿海東中國寒流洋面通成東北而來歸，華南最稱常見，各層溫度及溼度，均高於前者，溫度約高一度至三度，比較溼度幾增加一倍。相對溼度高達 70% 至 80%，

下層在對流性不穩定中，大致性質與南京海洋變性氣團近似，惟溫溼之程度益勝耳。暖海變性冬季風，為冬季全國最暖溼之氣團，經黑潮洋面來，方向多屬東南，常浮於上空，及地之機緣甚罕。此氣團溫度及溼度均甚高，與同季之熱帶海洋氣團幾無分軒輊。據香港觀測，地面溫度達 21°C ，至一千五百公尺猶不下 13°C ，高於冷海變性者 5°C 有奇，比較溼度地面 12 g./kg. ，至一千五百公尺減為 9 g./kg. ，高於冷海變性者亦達 3 g./kg. ，而相對溼度則大致彷彿。全氣柱均在對流性不穩定中，斯項氣團冬季之登陸，為長江以南多雨雪之主因，但亦須抬高，水份始可望凝釋。

冬季風控制下之天氣隨稟性而異，陸上變性者苦寒乾燥，密度甚大，故控制之區，氣壓特高，當其他氣團為所驅除之時，數小時內，氣壓可上升 20 mm. ，十分鐘內，急升 $3-4\text{ mm.}$ ，亦非罕見。如後援不繼，常於華中一帶形成一穩定之副高氣壓中心。因冬季風本身溫度極低，過境之際，各地每倏轉寒冷，同時長夜漫漫，空氣乾燥澄朗，地面輻射強盛，乃使寒威益見凜冽。長江流域及以北地區，地面嚴霜頻見，即緯度之低如華南，偶亦不免於霜害。但日中以天氣澄朗，氣溫亦可較高，甚且有溫暖之感，溫度日差之大，亦此氣團控制下天氣之一特徵。陸上變性冬季風因所含水氣極少，且除低層外，均在絕對穩定狀態，故雲雨罕見，即午後對流旺盛之時，亦僅有四散之淡積雲，飄浮天際而已，此項氣流入侵東北或華北，風速往往甚強，常挾黃沙俱至，能見度多甚惡劣，但在長江以南，捨晨間局部之輻射霧、霾而外，一般言之，尚稱優良，極利飛航。冷海變性冬季風控制下之天氣，與前述略有不同，因稟性較溫溼，故冬季入侵大陸，各地氣壓顯見低

降，和煦宜人，霜至罕見。一般言之，在平原地帶，其天氣亦殊晴朗可喜，因其對流性不穩定層甚薄故也。但在沿海邱陵，以經地形之抬高，每有低雲及少量雨雪，山東北部、閩、浙及臺灣東北部冬季雨雪之豐以此。冷海變性冬季風能見度甚佳，既無塵沙蔽天之象，亦少濃霧可見。以其下層溫度並非甚高，且夜間輻射亦不旺盛也。暖海變性冬季風溫溼之高，尤勝冷海變性者，故天氣愈見溫和，在華南登陸時，晝間甚或有溽暑之感，以登陸與冷地面接觸，清晨常見廣佈之海性霧，及至日中，每升高為層積雲，午後對流旺盛，往往有濃積雲穿越此層而上，但以氣團為層甚薄。其上多為暖燥之反信風，罕能發展為雷雨耳。在邱陵地帶以地形抬高，天氣常甚惡劣，雲低雨濃，冷溼侵骨。

中國各區冬季天氣，東九省及華北，以常在大陸冬季風單獨控制下，故以寒燥晴朗為特色。華中陸上變性與海上變性之冬季風時相交侵，天氣變動稍見複雜。惟陸上變性冬季風控制時間較久，陰沉之天氣並不多見，但與華北及東北比較，雨雪遠為豐富，氣候亦較溫和。華南及西南一帶，變性冬季風種類益繁，此進彼退，交互激盪，獨佔之時間甚暫。復以地形崎嶇，故天氣特見陰沉，往往微雨霏霏，亘月不開，春秋二季，中國天氣仍多在變性冬季風控制下，惟此時變性之冬季風溫溼較高，常互相交綏，且偶與夏季風激蕩而生激烈變動，此在春季，尤為顯著。春季以蒙古高氣壓之副中心，停滯黃海洋面，海洋變性冬季風為中國本部最活躍之氣團，秋季則如冬季，以陸上變性者為活躍，除華南與西南而外，均在其控制之下，是乃春秋氣候異趣之主因。

夏季蒙古高氣壓萎縮於貝加爾湖西，冬季風縱跡不逾漠南，僅初夏時猶可於東九省及華北與長江流域北部偶一發現耳。此時冬季風之源地為西伯利亞中部，該區冰雪融解，地面溫度約可 15°C ，比溼在 10 g./kg. 左右，故稟性視隆冬遠為溫溼，自不待言。夏季南北氣壓坡度小，南下多緩緩傾注，罕見大風，其經蒙古內陸時，下層溫度可因與熱地面接觸而升高，但水氣則僅有消耗。入侵本土，與同季其他氣團比較，仍為最寒燥之氣團。北平本季冬季風地面溫度平均約 23°C ，至二千公尺低減至 5°C ，比溼地面約 8 g./kg. ，至二千公尺低減為 5 g./kg. ，全氣柱均在對流性不穩定中，但相對溼度平均僅 50% ，凝結之機緣仍極罕。南京各層溫度均視北平高出 5°C 上下，且因入侵常循海道，故比溼亦顯見增加，地面約 12 g./kg. ，至四千公尺則低減為 2 g./kg. ，熱力層序雖在對流性不穩定中，然相對溼度仍與北平者近似，亦非易於凝結之氣團。惟夏季低緯氣團勢盛，冬季風南侵，時可引起激烈衝突，華東地面東北風降雨可能性特大，即以此也。

第43表 中國冬季風(NPS)之屬性 夏季(六月——八月)

	北 平				南 京			
	溫度	溼度	比溼	相當位溫	溫度	溼度	比溼	相當位溫
地面	23.2	44	7.6	318.0	26.4	61	12.4	333.9
500	17.8	47	5.6	311.9	22.2	67	11.1	331.3
1,000	13.2	52	5.5	311.3	19.4	65	9.9	330.3
2,000	4.8	70	4.8	310.9	13.3	55	6.7	325.9
3,000					7.9	46	4.5	325.0
4,000					3.4	28	2.4	325.1

夏季此項氣團入侵之機緣少而暫，於氣候之影響甚微，但其控制下之天氣，殊特具風格。本季冬季風之性質雖視他季為溫溼，然與其他氣團比較，仍極寒燥，密度特大，故入侵之際，氣壓每急行增高。惟以日射強烈，下層溫度易於增高，即或於華北形成一獨立高氣壓中心，不久即歸潰滅，不似冬季之數日不消也。因其稟性涼燥，天氣多涼爽宜人，溫度日變化極顯，相對溼度平均約僅 50%，凝結高度不下一千五百公尺，雖午後對流旺盛，亦僅有晴天積雲出現，入晚即消，夜間空氣澄朗，地面輻射強烈，多露及輕霧。夏季南北氣壓梯度小，冬季風入侵，風沙罕見，能見度尚稱優良。

【參考文獻】

C. W. Tu, The Airmasses of China, Mem. Nat. Res. Inst. of Met.

Vol. 12 No. 2 1938.

H. C. Huang, Airmasses of North China, Mem. of Nat. Res. Inst. of

Met. Vol. 13 No. 3 1940.

G. S. P. Heywood. Upper Temperatures and the Properties of Airmasses

Over Hongkong, Royal Observatory, Hongkong, 1941.

第九節 夏季風之性質

夏季風控制中國氣候之時間，遠視冬季風為短，華南四月初見，九月衰退，華中五月蒞止，八月即行南旋，至華北與東北，則僅盛夏七、八月始見流行耳。大興安嶺、陰山、隴山、及大雪山迤西之內陸高原幾不見其蹤跡，惟夏季風控制大陸之時間雖短，控制之範圍亦狹，但以人生之觀點而言，實較冬季風尤為重要，以中國夏季雨澤凝結

之水氣，悉取給於斯也，惟夏季風雖飽含水氣，本身並不能致雨，水氣之凝結，必須有外力促使上升，或緣地形，或緣對流，或緣冬夏季風之激盪，而尤以後者為主，欲明其所以然之原因，首須於夏季風之稟性，獲一澈底了解，

冬季風之性質，雖可因變性程度之不同而異致，但來源則一，正所謂「一道同風」也。各區盛行之夏季風不僅性質有別，來源亦殊。或發於極地，或起自熱帶，或來自赤道，唯一共同點，即同源於北太平洋上耳。滿、蒙北境，夏季盛行東北季風，源於鄂霍次克海，為極地海洋氣團夏季風之主流。作於熱帶太平洋者，乃轉向之東北信風。東北信風以內陸低氣壓之攝引，於閩浙沿海登陸，向西北推進，抵華北及東北漸改向為南及西南，是乃熱帶海洋氣團，即通稱之東南季風。華南一帶，夏季除常受東南季風之控制外，南半球之東南信風與赤道空氣隨赤道低氣壓帶之北移，經南海成西南向北侵之赤道海洋氣團，亦甚重要，達普曼（C. E. Deppermann）常稱之曰西南季風，與印度夏季風性質相似，而源地不同。上述三者之領域，大致可以北緯四十五度及三十度為分野，北緯四十五度以北為東北季風，三十度以南為西南季風，其間則為東南季風控制之區域，惟氣流之消長進退，無時或已，上述種種，僅其大致之界綫，固未足為定限也。

東北季風入侵東九省北部，始於六月，初夏北冰洋冰雪融解，親潮寒流旺盛，鄂霍次克海遂成為一臨時之高氣壓區域。同時內陸增暖，東九省中部及蒙古大戈壁則為低氣壓所掩覆。亞洲東北部經常之氣壓坡度遂由東北而西南，海洋氣流大舉入侵，歷盛夏而不衰，迨九月以後，內陸轉寒，氣壓高漲，梯度改變而後已。東北季風之性質，

以紀錄缺乏，僅能就日本館野同一氣流內之觀測窺見一斑。館野此氣團厚度罕逾二千公尺，常有熱帶海洋氣團流駛其上，各層溫度與溼度與華北同季冬季風比較，均見高出，上層尤甚，全氣柱帶極濃厚之海洋色彩。但與東南季風或西南季風比較，殊顯遜色。館野本氣團溫度地面約 22°C ，一千公尺 15°C ，二千公尺 13°C ，向上低減殊緩，比溼之分佈尤勻和，地面 13 g./kg. ，一千公尺 11 g./kg. ，二千公尺仍不下 8 g./kg. ，相對溼度全體均在 80% 左右。潤溼蓋可想見。對流性不穩定層僅及一千公尺，以上為絕對穩定。

第 44 表 館野極地海洋氣團 夏季

	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫
地面	21.9	77	12.6	329.3
500	17.8	84	11.4	326.6
1,000	15.2	89	10.7	327.3
2,000	12.7	73	8.4	329.5

東北季風入侵大陸，下層溫度必稍增加，而比較溼度及相對溼度則行低減，同時不穩定之程度亦稍深。在此項氣團控制下，天氣情形，頗類冷海變性冬季風，入侵之初，氣壓稍增，溫度緩降，因其對流性不穩定層甚薄，雖溼度甚高，仍乏大規模之凝結。午後四散之淡積雲，迨為本氣團之標準雲狀，夏季陸地溫度高於海洋，海性霧至罕見，一般言之，能見度尚佳，惟在興安與長白邱陵之迎風坡，以地形之抬高，亦可有低雲及地形雨出現，然以為層甚淺，終難致豐沛之雨水耳。

東南季風即轉向之東北信風，其源地性質可自火奴魯魯紀錄見

之，該區全年溫度均在二十度左右，海洋面上，蒸發甚盛，溼度之高，可以想見。惟以副熱帶高氣壓中心，下沉作用顯著，故全氣柱尚稱穩定，地面溫度約二十度，向上每千公尺約低減五度，一千五百公尺至二千公尺間，常有下沉逆溫發現，比溼地面 12 g./kg.，向上劇減，每千公尺約減低 2 g./kg. 有奇。故上層頗見乾燥，相對溼度二千公尺以下約 80%，以上在 50% 左右。

第 45 表 火奴魯魯熱帶海洋氣團之稟性 冬季

	溫度	相對溼度	比溼	相當位溫
地面	20	86	11.9	324
1,000	15	81	9.8	325
2,000	10	70	6.8	322
3,000	6	51	4.0	320
4,000	1	33	2.1	320
5,000	-5	33	1.5	322

此一氣流，入侵中國本都之時，須經廣大之暖洋面，夏季中國沿海之溫度，北起黃海，南至菲列濱，均約 26°C。是以愈向西進行，其變性之程度亦愈深，下層溫度漸行增高，溼度漸行增大，同時以對流擾動旺盛關係，水氣與熱能向上輸送，終使全氣柱均轉溫溼，高空下沉逆溫漸破壞，而陷於對流性不穩定中。登陸之後，因大陸地溫度更高，同時水田密佈，蒸發旺盛，其溫溼及不穩定之程度乃益行加深，惟為中國沿海有颱風或低氣壓經過，東南季風環其西北部折而為北及東北風，迴歸至低緯，稟性即較熱燥，與登陸向西北推進之東南季風有異。此蓋以沿途水氣凝釋，潛熱放散所致。

第46表 中國東南季風之稟性 (TP) 夏季(六月至七月)

高度	香 港				南 京				北 平			
	溫度	溼度	比溼	相當 位溫	溫度	溼度	比溼	相當 位溫	溫度	溼度	比溼	相當 位溫
地面	27.1	81	18.5	349	29.2	76	19.3	357.0	31.1	40	11.1	331.0
500	23.5	88	17.1	346	25.9	78	17.3	353.3	25.4	42	8.8	328.0
1000	21.0	81	14.3	342	22.6	77	14.8	347.9	20.4	47	7.8	325.6
2000	15.9	81	11.6	341	15.2	75	10.0	337.4	11.1	65	6.6	322.6
3000	12.2	72	9.1	342	8.9	70	7.7	331.5				
4000	7.3	72	7.3	343	1.2	70	4.7	329.2				

香港之東南季風各層溫度均視源地高出五度有奇，地面溫度與中國沿海洋面者彷彿，比溼地面約 19 g./kg. 至四千公尺高處猶達 7 g./kg. 有奇，亦遠高於源地，相對溼度全氣柱皆達 80%，凝結高度僅五百公尺而已，對流性不穩定層僅限二千公尺以下，以上轉趨穩定。僅恃熱力對流，仍難致豐沛之降水，南京同一氣團下層溫度視香港高出一、二度，惟至一千公尺以上反較香港為低，愈上愈甚，一、二千公尺約低一、二度，三千公尺相差三度，四千公尺則達六度之多。下層溫度之增加，乃由於中國本部夏季南北溫度差小，大陸溫度高於海洋，登陸愈久，而變質愈深所致。至高層溫度之低減，或為高空輻射之結果，是以夏季東南季風愈北進而不穩定性愈深，比溼之分佈亦有同樣情形。一千公尺以下，南京稍高於香港，以上則遠見低減，相差達 2 g./kg. 之多，相對溼度稍小，惟差異不顯。自地面上至四千公尺均在對流性不穩定中，凝結高度仍在五百公尺左右，東南季風至華北後，下層溫度更高，而下層愈低。北平地面溫度高於南京二度，但一千公尺反低二度，二千公尺相差達四度之多，惟不穩定性雖

增，然水氣顯見減少，北平地面比溼僅 11 g./kg. 向上遞減至二千公尺僅約 7 g./kg. 平均視南京約減少一倍。因黃河流域水田稀見，土壤蒸發有限，難以彌補其沿途之損失故也。相對溼度平均不過 50%，凝結高度大至一千公尺。

東南季風控制下之天氣，以地域而有異，在華南一帶，因其對流性不穩定層甚淺，平原地帶天氣多溫暖而晴朗，午後陣雨少見，晴天積雲與蔚藍之太空掩映，酷似標準之「信風天空」，晴天積雲雖偶可發展為濃積雲，但範圍甚小，為勢亦弱，其在華中所致之天氣，遠視華南為溽暑，因下層溫溼俱見增高也。同時全氣柱均在對流性不穩定中，午後常有濃積雲聳峙天表，陰森可畏，時且發展為積雨雲，形成局部之雷雨。至華北以其水氣損耗甚多，單獨控制之天氣殊晴朗可喜，與同期冬季風之天氣相比較稍見溽暑，而溫度日差亦小。東南季風本身溫度與陸地比較，不論南北均稍低下，故能見度頗稱優良。夏季夜間輻射不強，清晨亦罕見霧，但在沿海旅經東中國寒流之上，則可產生濃霧。中國沿海北至山東，南至閩浙，霧季均在盛夏六、七兩月。霧季之中，霧日常佔全月日數之泰半。

東南季風為中國雨澤凝結水分之主要來源，但以稟對流性不穩定性，非經抬高，難期凝結，午後熱雷雨，雖可使水氣部分下降，然範圍狹小，為時復暫，杯水車薪，無濟於事，此所以平原地帶，東南季風盛反見亢旱。證諸北平、南京及香港各風向降水可能性，均以東南至西南之風為最少，足見「舶艚風雲起，旱魃深歡喜」之諺，確有相當真理在。東坡舶艚風詩謂「三時已斷黃梅雨，萬里初來舶艚風」。其詩引云：「吳中梅雨既過，颯然清風彌旬，歲歲如此，湖人謂之舶艚風，是

時海舶初回，此風自海上與舶俱至云爾」。東南季風主旱，古人已先吾人知之，惟知其然而不知其所以然耳。北平夏季降雨可能性最小之風向為南風，僅 7%，西南風次之僅 8%，偏北風均在 20% 以上。南京夏季東南風、南風及西南風降雨可能性均不過 5%，而北風及東北風則達 15% 以上。香港五月至八月亦以西南風為最小僅 12%，但偏北風則在 20% 以上，北風且達 43%，但在山岳地帶之迎風坡上，以地形之強迫抬高，降雨則極豐沛，東南季風盛行之季，往往華西大雨傾盆，而華東炎日高懸，其原因即在於斯。濟南夏季各風向降雨可能性之分佈，略同上述，南風及西南風不及 8—10%，東北風則達 20% 以上。但附近之泰山降雨可能性乃適相反，南風 18%，西南風 22%，偏北風約僅 5% 而已。惟地形之影響，僅限局部，東南季風水氣之凝結，實有恃乎冬夏季風之激蕩，即極鋒之活動，此所以平原地帶偏北風降雨可能性特大也。

第 47 表 西南季風之稟性 (EP) 夏季(六月至八月)

	吧塔維亞			南 京				香 港			
	溫度	相對 溼度	比溼	溫度	溼度	比溼	相當 位溫	溫度	溼度	比溼	相當 位溫
地面	26.4	86	18.7	29.4	79	21.4	363.3	28.4	83	20.6	357
500	—	—	—	26.2	85	18.2	359.3	24.9	91	19.3	355
1,000	23.6	77	15.9	24.1	82	17.4	357.5	21.9	91	17.0	351
2,000	20.6	74	14.2	17.5	84	13.4	350.2	16.8	85	12.9	346
3,000	15.0	66	10.2	12.0	80	10.2	345.3	12.0	81	10.1	344
4,000	9.5	64	7.8	6.1	80	7.2	344.1	6.9	83	8.3	345
5,000	4.1	60	5.6								

西南季風來自赤道海洋，稟性溫溼，視東南季風有過之無不及，

香港及南京西南季風，各層溫度均視東南季風高出一度以上，愈入高空而愈顯著，比溼平均約超出 2 g./kg. 之多，同時熱能及水氣分佈益見勻和，斯蓋因赤道海洋溫度稍高，對流旺盛之故。西南季風源地之性質可自爪哇吧塔維亞紀錄見之，吧塔維亞溫度地面約 26°C ，向上遞減之率近溼斷熱，比溼地面 19 g./kg. ，向上低減至緩，至四千公尺猶達 8 g./kg. ，相對溼度約在 80% 左右，西南季風北上，旅經南海，因夏季南海洋面溫度與赤道近似，故至華南變性不深，僅愈近大陸而與較暖洋面接觸，各層溫溼稍見增高耳。西南季風為香港全年最溫溼之氣團，地面溫度平均 28°C ，高出源地二度，向上遞減之率略大於溼斷熱，地面比溼 21 g./kg. ，亦大於源地 2 g./kg. ，向上每千公尺約低減 3 g./kg. ，至四千公尺猶在 8 g./kg. 左右，相對溼度各層俱在 80% 以上，甚且達 90% ，其對流性不穩定之程度，益尤勝東南季風，南京同一氣流之紀錄，三千公尺以下，溫度均高於香港一、二度，以上則稍低，愈北而愈趨不穩定。其原因與前述東南季風之情形同，惟比溼之差異，則不甚顯著。各高度之數值多相似，西南季風向北進行，愈北而下層溫度愈高，愈趨不穩定，地面水田蒸發之水氣，因對流而輸送至高層，足以彌補沿途凝結之消耗也。南京西南季風相對溼度各層均在 80% 以上，凝結高度纔不過三、四百公尺耳。

西南季風控制下之天氣，以稟性極端溫溼，且對流性不穩定性極深，故益溽暑而騷動，溫度日差甚小，晝間以多雲故不易增高，但夜間亦難降低，雲狀晨間多層積雲或小块積雲，此乃夜間高空輻射之結果，日高三竿，遂漸形蒸發而消散，但不久以對流興起，濃積雲

復滿佈天空，午後漸演變為積雨雲，終至雷電交作，大雨暴瀉，為勢尤勝東南季風中之熱雷雨，入晚雷雨雖漸休止，但天空仍有各層雲密佈，罕見雨過天青之景色。西南季風中能見度遠不若東南季風之佳，在沿海亦可有海霧發生，兩廣夏季常在其控制之下，上述天氣，殆為華南之標準情形，長江流域僅偶一遇而已。西南季風凝結高度甚低，如遇地形抬高或鋒之活動，降水為量極豐。

西南高原終年西南風盛行，此項西南風，除夏季多為海洋季風外，餘均係高空之反信風，亦即所謂之熱帶高空氣團，稟性暖燥，且極穩定。稟性暖燥之原因，蓋由於東北信風或冬季風南趨赤道，輻合上升，水氣凝結，潛熱放散，始行迴歸所致，至高空直減率之小，顯係為下沉之結果，反信風愈向北流，緯圈愈短，壅積不前，且以輻射冷卻，轉趨凝重，乃漸行下降，下沉則益使氣團暖燥而穩定。據昆明之觀測，本氣團相對溼度極低，地面至二千公尺平均僅約 20—30%，最小可至 10% 左右，比較溼度地面僅 3—4 g./kg.，向上緩減，與同季之冬季風比較，其乾燥迨猶過之，然溫度則遠見超出地面約 20°C，向上至一千公尺直減率近乾絕熱，過此以往，則僅一千公尺四度而已。在此氣團控制之下，以其稟性乾燥溫暖穩定，天氣極形晴朗，晝暖夜寒，日差甚大，夜間以輻射盛，低窪之地，時見逆溫低霧，迨旭日東升，即趨消散，碧空如洗，晴天積雲，亦屬罕見。西南高原冬季半年之天氣為標準反信風天氣，夏季半年海洋氣團流行，天氣陰沉多雨，與冬季之晴朗適成一鮮明之對照。西南反信風冬季半年華東亦有發現，惟僅浮於高空，香港高空一千公尺以上即入此層，性質略同昆明，然溫度稍低，溼度略高，直減率較大，斯為異耳。惟大致仍在絕對

穩定狀態，此可見西南反信風行向高緯，有愈北而愈趨熱燥穩定之傾向。

第 48 表 西南反信風 (Ts) 之稟性 冬季

	昆 明				香 港				
	溫度	溼度	比溼	相當位溫	溫度	溼度	比溼	相當位溫	
地面	18.7	26	4.3	323.8	2,000	11.1	64	6.6	321
500	13.3	23	2.9	319.1	3,000	7.1	46	4.1	321
1,000	9.2	21	2.1	317.6	4,000	3.2	45	3.4	326
2,000	5.6	18	1.5	322.5					

第十節 鋒之種類及其活動

中國地居溫帶及副熱帶中，秋冬雖恆在單純冬季風控制之下，然以冬季風變性程度，互相高下，彼此常生激蕩，天氣遂多變幻，夏季氣流疲弱，平流不顯，局都對流特著。惟該季冬季風雖退居漠北，時猶南侵，而與夏季風相交綏，同時夏季風因來源複雜，稟性不一，彼此之間，亦復有消長進退之跡，故天氣仍不似低緯之單純。全年各季之中，各種異性之氣流衝突，以春季及初夏為最盛，良以此時冬季風漸衰而夏季風日盛，二者勢均力敵，各不相讓，且大陸下層增暖甚劇，氣柱之不穩定性亦復最稱深著也。

凡二異性氣團相遇之時，其間必有不連續帶存在，以為二者之分野，以其常因兩側氣團之消長而生進退，故名曰鋒。鋒自地面視之，為一迤邐之不連續線，然在空間，則為一傾斜之面，冷空氣居下，而暖空氣流駛於上。鋒面坡度之大小，約與二氣團之溫度差成反比，與流速差成正比。如一鋒在平衡狀態，靜止不動，天氣亦少變化。惟

事實上因流速時變，坡度每失之過大或過小，調整平衡，發生垂直運動，於是天氣因起變幻。在鋒附近，冷暖氣團常彼此激蕩，其天氣變動之複雜，決非一單純氣團內者所可比擬，舉凡溫度之升降，雲雨之凝結，均繫乎斯。言溫帶之氣候，而不識鋒之爲物，捨本逐末，其不蔽也亦僅矣。

活動於中國境內之冬夏季風，其稟性之複雜，已詳前述。按二異性氣團相遇，其間必有一鋒之列，則鋒之種類自亦形形色色，繁雜異常矣。惟依交綫之氣團，舉其要而言之，實僅約三類：一、冰洋鋒：新鮮之極地大陸氣團，其性質與冰洋氣團初無二致，因西伯利亞與蒙、新內陸沙漠之氣候，其寒冷乾燥，固尙有勝於北冰洋也。是以新鮮極地大陸氣團與變性極地氣團間之鋒，乃有冰洋鋒之目，而海陸變性極地氣團間之鋒，則可名之爲副冰洋鋒，是二者爲冬季半年天氣變動之主宰。二、極鋒：變性極地氣團或極地海洋氣團與熱帶海洋氣團間之鋒，即挪威諸子所謂之極鋒，爲我國雨澤凝結之主動力，春末以迄初秋，影響中土天氣最稱深鉅。三、赤道鋒：變性極地氣團或熱帶海洋氣團與赤道海洋氣團間亦有鋒存在，是爲赤道鋒或熱帶內鋒。因赤道氣團來勢不盛，即在夏秋之交，赤道鋒之蹤跡，亦僅限長江之南。又因低緯地帶，氣團地面稟性之差異不顯，故赤道鋒通常均弱而顯，遠非冰洋鋒或極鋒之匹。

冬季半年以極地大陸氣團之勢過盛，低緯海洋氣團遠避重洋，大陸罕見其蹤跡，斯時極鋒約自日本東南起，走向西南，止於菲列濱羣島之東，此卽貝裘鏗 (J. Bjerknes) 所謂之北太平洋極鋒是也。其所在位置，雖亦可因冬季風之盛衰而略有移動，惟終鮮登陸之機會，

至赤道鋒則迤邐於赤道以南，約成東西走向，於中國天氣亦無影響之可言。冬季中國天氣之變動，悉受制於冰洋鋒之活動，當其自漠北南侵本部之際，常橫馳南下，排除原地變性極地氣團，迫而上之，具顯著之冷鋒性質，經過之地，數小時內，溫度可下降十餘度，氣壓倏升 10—20 mm 之多，狂飈突起，晝夜不息，形成顯著之寒潮，其在華北或華東之平原地帶，行進常甚迅急，速率可達 50 km./hr.，甚或至 100 km./hr. 以上，但在華西及長江以南之邱陵地帶，每因地形之阻滯而歸於半靜止狀態，其行進速率最大不過 10 km./hr. 而已，有時甚且有北退傾向，僅偶因冬季風過盛，始可長驅入海而與極鋒及赤道鋒合併。因各段速率之不同，在黃河流域幾成一直線，自東或東北走向西或西南之冰洋鋒；至長江流域常屈折而成 L 字形。自秦嶺南折，沿雲貴高原及南嶺之北而成一大彎曲。冰洋鋒過華北時與極地大陸氣團交綏者多屬大陸變性冬季風，稟性過燥，雖經強烈之抬高作用，仍罕見雨雪，僅有沙陣蔽天之象而已。偶見碎積雲飛越天空，不久亦趨消散。迨至華中及以南地帶，極地大陸氣團與海洋變性極地氣團相遇，每風雪交作，降水尚稱豐沛。如所抬高之氣團為暖海變性冬季風時，或可由雷陣發生，以其暖溼較高，同時對流性不穩定層亦深厚也。在華西與華南，或以地形崎嶇，或因緯度較低，極地大陸氣團速率衰減，海洋變性氣團滑行其上，陰雨連綿，常亘月不開，具典型之暖鋒天氣。冰洋鋒為冷燥氣團排除暖溼氣團之現象，過境之後，比較溼度往往低至 1 g./kg. 以下，相對溼度降達 20 %，天氣概屬晴燥。據 1931—35 年統計，冬季半年十月至四月冰洋鋒過境之次數約二十四次，平均每月計三次半，十一月與十二月最頻，各達四次有奇，即約

每週一次，餘均約十日一次。惟實際時間間隔，每長短不一，並不若平均數值所示之單純。但冬季冰洋鋒雖甚活躍，惟以空中水氣有限，雨雪之量，佔全年總量之百分率殊甚微末。然長江以南，南嶺以北之地區，冬雨之較豐，春雨之特顯，即由於冰洋鋒之常行停滯。

在海陸變性冬季風間，時亦有顯著之鋒存在，冬春二季，常見於東南諸省境內成東北至西南走向，由長江三角洲縱貫贛省東部而止於兩廣北境，是可稱之曰華東副冰鋒。因我國東部海岸大致成東北至西南走向，而此區冬季風常屬東北，停留長江以南之陸上變性冬季風乏入海之機會，自黃海日本海來之海洋變性冬季風亦乏登陸之機會，結果二者之間，溫溼之差異漸行顯著，一旦輻合，立形成顯著之鋒。此鋒於華東天氣影響甚著，常雨雪紛紛歷數日而不休，須俟華北方面，新鮮之冬季風急行南下，始可望轉霽。

入春以後，極地大陸氣團日趨衰弱，熱帶海洋氣團之勢漸張，原止於北太平洋西部之極鋒，遂開始向西北推進，入侵大陸，控制中國夏季半年之天氣，因熱帶海洋氣團飽含水氣，一經抬高，立致豐沛之雨水，故極鋒蒞止之區，雨量均大行增加，卓然為全年之冠。中國本部與東九省夏季雨量，要即視極鋒之活動為依歸，極鋒停滯之區，則雨水豐沛。反此，孕育於單純極地或熱帶氣團之地帶，則雨水稀少，即時有熱雷雨發生，亦無濟於事也。惟此種情形僅以平原地帶為限，至山岳之迎風坡上，則以地形之抬高，亦足使夏季風所含之水氣凝釋下降，雖在單純之低緯氣團中，亦少見亢旱之機緣。

極鋒登陸始於四月，惟僅及東南沿海，且即在此區，亦每因冬季風之增強被驅入海，五月以後，極地氣團之勢益衰，熱帶氣團更盛，

極鋒遂常穩定於長江之南，其平均位置大致自日本太平洋岸以至南嶺之北，六月北移，約與長江平行，盛夏七、八兩月，夏季風更見增強，極鋒乃移止於東九省南部及內蒙南緣。入秋，極地氣團捲土重來，極鋒又行入海，因極地氣團春季北退緩，秋季南進速，故極鋒北上緩而南旋甚急，九月陸上已罕見其蹤跡，惟華西之川南黔東等區，地形高聳起伏甚大，極鋒進行甚緩，是以八、九月間，常秋雨連綿，不似華東之秋高氣爽。中國夏季多雨帶之移動，大致與極鋒行徑相合，五月在南嶺，六月在長江沿岸，七、八月移至華北、東九省南部及華西一帶，初秋東部除沿海外，已在冬季風控制之下，雨澤稀少，但四川西部及南部與貴州東部仍為多雨之區。各地雨量之分佈除盛夏高點外，初秋亦為一顯著之高點，有時為量尚勝初夏，即極鋒南旋時所造成。華東一帶，地勢平坦，極鋒南旋甚急，並無此種現象。以上所述，僅就正常情形而言，如遇東南季風過弱之年，夏季極鋒每停滯華中，不及華北，華中淫雨為災，而華北反見亢旱，若某年夏季風特強，則極鋒迅移華北，華北洪流氾濫，而華中則燠旱逾恆。「風調雨順，國泰民安」之諺，實為我國人民生計之所繫。華西以地形關係迎風地區，不論季風強弱，降水均較勻和，致旱之機緣甚少，逐年雨量變遷，遂遠遜其他區域。

春末四、五月間，冬季風尚不過衰，其勢時勝熱帶海洋氣團，極鋒稟性每與冰洋鋒類，具顯著之冷型，行動迅急，過境之時，常溫度暴落，氣壓急升。且因低緯海洋氣團暖溼及不穩定性均高於變性極地氣團，天氣變動亦較劇烈，雷陣狂風，蓋因司空見慣，在平原地帶，寒流進行特速，暖流上升運動過旺，或者有冰雹隨至。迨時漸入夏，

冬季風日漸衰頹，熱帶海洋氣團向北緩進，極鋒遂常帶半靜止性，長江流域六月中旬至七月中旬之「梅雨」，即此半靜止性極鋒迴旋此間時所形成。因梅子熟時，雨意正濃，故有「梅雨」之稱。同時天氣陰溼，百物霉爛，亦或以「霉季」目之。此期雨量可佔本區全年四分之一，關係水稻成長甚重。梅雨失期，非早即潦，收穫之豐歉係焉。平均而論，六月中旬，極鋒進迫此區，陰雨開始，是曰「入梅」。七月下旬，極鋒北去，陰雨告終，驕陽如火，是曰「出梅」。梅雨期中，天氣陰沉，雨水連綿潤溼，縱偶呈霽象，亦難持久，此自南京逐候之平均紀錄，即可見之。南京梅雨開始之時，溫度視前降低約一度，雨量增加 6 mm.，相對溼度增加 7%，雲量增加約十分之一，終止之時，一切則適相反，溫度增高三度，雨量減少 33 mm.，相對溼度減少 7%，雲量減少亦十分之一，梅雨期間，氣候因子，極少變動。杜工部客成都梅雨之作「南京犀浦道，四月熟黃梅，默默長江去，冥冥細雨來，茅茨疏易溼，雲霧密難開，竟日蛟龍喜，盤渦與岸迴」，蓋頗能道其實也。

第 49 表 南 京

	六月 梅雨前		梅 雨					七月 梅雨後	
	5-9日	10-14	15-19	20-24	25-29	30-4	5-9	10-14	15-19日
溫度	24.8	24.7	23.8	24.1	25.8	26.3	26.8	29.6	29.3
雨量	5.6	22.0	28.3	30.6	21.6	22.7	47.8	14.5	10.0
溼度	66	73	82	82	80	80	82	75	74
雲量	7.1	7.8	7.9	8.1	7.5	7.8	7.9	7.1	6.9
雨日	0.8	1.4	2.5	2.2	2.0	1.5	2.1	1.3	1.1

七、八月間，極鋒蒞止華北及東九省南部，雖亦稟半靜止鋒之特色，然因此時平流作用疲弱，鋒之活動，不甚顯著，對流興盛，雷雨盛

行，陰沉如華中之梅雨天氣，至此乃渺不可觀。秋季冬季風之勢復振，極鋒南旋，其性質略同晚春，但因秋季地面漸行轉寒，暖氣團之熱力層序稍見穩定，天氣變動遂亦較緩和。川黔一帶，以地形特殊，極鋒移動殊緩，故秋半積陰，氣冷蒸溼，與吳中梅雨，時相類耳（錄放翁老學庵筆記語）。

低緯地帶各種氣團稟性地面之差異不彰，是以赤道鋒亦遠不如冰洋鋒或極鋒顯著，此在盛夏為尤然，故時賢於其存在猶致懷疑，惟熱帶與赤道海洋氣團其溫溼之差異，在地面雖極有限，但至高空實判然有殊。香港與南京此二種氣團各高度之比溼、溫度與相當位置溫度，均以赤道來者為高。

第 50 表 赤道氣團與熱帶氣團性質之差異

		0	1	2	3	4
	溫 度	1.3	0.9	0.9	-0.2	-0.4
香港	比 溼	2.1	2.7	1.3	1.0	1.0
	相當位溫	8.0	9.0	5.0	2.0	2.0
	溫 度	1.2	1.5	2.3	3.1	4.9
南京	比 溼	2.1	2.6	3.4	2.5	2.5
	相當位溫	6.3	9.6	12.8	13.8	13.9

熱帶海洋氣團不僅高空溫度、比溼與相當位溫均遠低於赤道海洋氣團，且來向亦異，前者多東及東南，後屬南及東南，相遇時，赤道海洋氣團必上駛於熱帶海洋氣團而形成鋒面，惟因此二氣團均極溫溼，凝結高度約僅三、四百公尺，同居對流性不穩定狀態一旦輻合，必偕同上升，而有豐沛之陣雨，降水區域，未必僅限鋒北。

赤道鋒之登陸，大致始於盛夏七、八月，罕逾長江之北，如東南

季風較衰，常成西北至東南走向，自長江中流斜向菲列濱羣島之東，如東南季風較盛，則約成西東走向迤邐於華南境內。九月以後，赤道鋒漸南旋，十月在南海中，十一月復逾赤道而南，於大陸天氣，無甚顯著之影響。赤道鋒於東南沿海秋季氣候，關係甚深，此間秋季之雨量高點及多狂風，即赤道鋒上產生之颱風過境所致。

熱帶高空氣團無論冬夏，恆浮於高空，冬季約拔海二千公尺，夏季猶遠逾此層。對於地面天氣除西南高原外，僅有間接之影響。此一氣團，暖燥穩定，僅能於高空形成逆溫，無鋒之活動可言。然於天氣則頗有穩定之功，以其可限制對流或其他干擾作用之上達也。冬季川黔二省，層狀雲之頻見，即與是項逆溫有關，夏季若低緯海洋氣團厚度不逾四千公尺，其上有熱帶高空氣團存在，積雲發展至此，每即平行消散，罕有雷雨發生之可能。

【參考文獻】

A. Lu The Cold Waves of China, Mem. of Nat. Res. Inst. of Met.

No. 10.

盧 鋈 中國冬季氣團界面與氣旋，氣象雜誌十七卷。

L. E. Deppermann; Outlines of Philippine Frontology, Manila, 1939.

L. S. Yao; The Stationary Cold Fronts of C. China and the Wave-Disturbances Developed Over the Lake-Basin, Mem. Vol. 13

No. 1.

盧 鋈 貴州氣候之三大特色，真理雜誌第三期。

第四章 大氣騷動

第十一節 氣旋

中國地跨溫帶及副熱帶，居亞洲東岸，位北太平洋西緣，冬春天氣，時為溫帶氣旋所控制，夏秋二季，則有颱風之侵襲，而盛夏雷雨之流行，亦每使局部天氣發生變異。是諸者均大氣平流運動，或對流作用所起之騷動，於氣候之關係甚重，尤以氣旋為甚，因其常橫貫大陸，範圍廣大，活動之時季雖有盛衰之殊，但全年各月均可出現也。至若颱風為勢雖盛，然活動範圍僅限沿海，除夏秋之交而外，罕見入侵，故於氣候之影響亦遠遜；雷雨以範圍更狹，為時更促，尤不足與前者相提並論。

中國之氣旋除自西伯利亞經蒙古或東九省而來者外，均發源於本土，類屬初生，雖或謂冬日北印氣旋及春秋孟加拉灣之颱風亦有入侵中土之可能，然西南邊境，關山重阻，即或東移，亦必因地形之擾亂而潰散，僅厚度特大者偶或可一露面目耳。據么枕生之統計，一九二九至一九三八十年之間，冬季北印氣旋經緬甸至華中者不過九次，春秋轉向之颱風經緬甸入境不過一次，合計僅佔中國每年氣旋總數 1—2% 而已。即西伯利亞來之氣旋，所佔百分率亦僅 27%，中國氣旋十分之七，蓋即生於本國境內。

初生之氣旋，類屬平淺虛瘦，易言之，即厚度甚薄而範圍亦狹也。中國氣旋既多屬初生，則其閉合低氣壓區之小，自不待言。據沈孝鳳之測定，華北、長江流域及東海上產生之氣旋多成橢圓形，平均長徑一千三百公里，短徑僅七百公里左右，視大西洋或阿留欣羣島全盛時期之氣旋（直徑三千公里）固瞠乎其後，即視世界氣旋平均之直徑（二千五百公里）亦僅得其半。中國氣旋不僅水平方面範圍狹小，所及高度通常亦甚淺薄，氣旋環流，罕逾五公里，此與西歐氣旋擴及全對流層，甚至超越對流上限者，殊不可同日而語。

中國初生氣旋孕育之區有二：一為華北黃河中流河套地帶，一為長江以南，南嶺以北之區域。其生成之原因，不外下述二端：

（一）冬季半年當冰洋鋒南下及於南嶺以北之地區，以地形及緯度之影響常漸趨停滯，帶半靜止性，鋒面坡度以邛陵之阻隔而增大，於是頓轉活躍，鋒際切力不穩定增加，氣旋波遂不絕滋生，三五成羣，銜尾東進，勢如串珠，此外當東亞副冰洋鋒穩定於此間時，海洋氣流長驅北進，滑行於陸地變性極地氣團之上，亦可有類似之情形發生，入春徂夏，熱帶海洋氣團勢力漸增，極地大陸氣團日就衰微，極鋒自東南沿海登陸，向西北推進，因氣流消長之關係，亦常在半靜止狀態，而有成羣之氣旋波孕育於其上，華中華北夏季甘霖之沛降，即此諸氣旋羣過境所致。

（二）我國位歐亞大陸東岸，冬季半年，寒流之盛，為世界最，當冬季風猛烈南襲，強使冰洋鋒或極鋒急行東南移進之際，華北一帶當其入侵之衝，極地氣團前鋒之東南角上，亦每有瘦弱之氣旋發生，初以寒流之驅使，向東南進行，繼在山東長江口間入海，乃漸行發

展。是類氣旋之出現，爲數僅一，中心溫暖而平淺，顯與半靜止鋒上之波動氣旋異趣。其生成之形勢，華中爲一反氣旋，華北西南風勢頗盛，而西伯利亞亦有一強盛之反氣旋，迨寒流自西北南下，侵入西南風中，氣旋即行產生。

上述二種情形，皆出於大氣低層之平流作用，其說詳見貝克鑿之波動學說與艾森勒之障礙學說，茲不贅述。除此而外，日本氣象學者岡田武松，前嘗引用熱力對流學說解釋東亞梅雨氣旋之生成，略謂四川盆地坡地南斜，春夏之交，日射旺盛，地面受熱過劇，乃有平淺氣旋發生。惟按諸實際，此一區域，地面複雜，受熱決難均勻，故即有對流作用發生，範圍亦必不廣，僅能產生小範圍之雷雨而已，烏足以形成廣大之氣旋耶？據近年觀測所得，四川盆地春夏之交，雷雨雖繁，然氣旋之蹤跡，殊極罕見，此可見岡田之說，悉出臆設，不可信也。熱力對流之說，施之於夏季內陸低氣壓之形成，未始無相當真理在，但此類低氣壓，生成於乾燥區域，氣流上升，凝結缺乏，即有鋒系攝入，亦時趨消散，位置固定而少變，與普通行動性之氣旋，其本質實迥然有異。

中國初生之氣旋，構造至爲簡單，大致前部爲一暖鋒，後部爲一冷鋒，二者相交於氣旋中心，其間爲一平淺之隱區，隨暖流而東進。鋒北氣團多爲極地大陸氣團，鋒南則爲迴歸之變性極地氣團，或熱帶海洋氣團。前人嘗以爲中國氣旋僅有冷鋒而無暖鋒，惟暖鋒之不顯，非僅中國爲然，以地面摩擦關係，坡度平衍，故往往爲一隱晦之鋒帶，世界各地莫不如此，體察不精，固難免於疏漏之失也。我國梅雨季中之氣旋，暖冷鋒均極顯著，暖鋒雨量爲冷鋒之四倍，其活躍蓋

可知矣。徒以過境之時，雨勢連綿，雨時特長，氣象因子變動和緩，反不如冷鋒之引人注目耳。冬季半年寒流特強，冷鋒之發展盛而暖鋒益晦，然如依自記記錄詳加分析，固仍不難發現其存在。在華西山地與南嶺邱陵區域，氣旋之鋒系較特殊，暖鋒極晦，冷鋒雖顯，然多帶半靜止性，頗具暖鋒色彩，雨日延展甚遠，雨時亦長，凡此種種，均地形之摩擦作用所致。

初生氣旋入海至日本附近，常迅速發展，入於錮囚狀態。氣旋中心悉為冷氣團，而暖氣流僅殘存其南部，錮囚鋒前，多為衰老之冷氣流，鋒後則為新鮮之冷氣流，故錮囚鋒常具冷鋒型，冬季南北海陸溫度差異極顯，冷氣流流速又高，氣旋後部，常有副冷鋒發現，每數鋒駢列，約略與主冷鋒相平行，相去各數百公里，隨整個環流而東進，每使氣旋復見發展。

自西伯利亞經蒙古或東九省來之氣旋，多源自西歐，至此已入錮囚狀態，其構造與中國境內新生之氣旋迥然有別，多僅有一錮囚鋒，又以所經地區過份乾燥，雲雨至為罕見。然當其向東南進行之際，因海洋變性氣團之內流，與極地大陸氣團之迫襲，復可頓見甦生，具顯著之暖冷鋒系統。此後經日本至阿留欣羣島，其歷程概與前述無大差異。

中國氣旋發展區域，概在日本附近至阿留欣羣島一帶，過此至北美西北沿海即入於衰亡時期。日本附近其所以能成為氣旋之發展區域者，其原因不外四端：(1) 緯度高，地轉偏向作用增強。(2) 海面光滑，摩擦小，氣旋環流急。(3) 黑潮與親潮交匯於此，溫度差異特著。(4) 氣旋進抵此間，後部常有新鮮極地氣團迫襲，南部則有熱帶

氣團內侵，輻合作用甚顯，綜言之，即發散之能力多，消耗之能力少，低氣壓乃大行潛深也。

氣旋之行徑，多視高空大氣運行為依歸，故在華北多成西北東南走向，至長江以南則成西東或西南東北走向。中國氣旋之行徑，據沈孝鳳之研究，可分為八類，每類來源及行徑各別，而影響於天氣亦復不同。

1. 西伯利亞類 溯源於西北歐英國及挪威等處，常與高氣壓相間而來，東進至貝加爾湖附近，先向東南行，繼再折向東北，其轉向位置，最北在外蒙，最南可至長江口南；大致言之，入海多在遼東半島以北，經日本海及北海道而抵於阿留欣羣島。其經過蒙古及華北，多風沙而少雨雪，惟至沿海地帶，以潤溼氣流內襲，降水稍稱豐沛。長江流域以南，南及西南盛行，天氣溫暖晴朗，但不久即因後部寒流之追襲而轉劣。此類氣旋，冬季以蒙古高氣壓之穩定於內陸，殊屬罕見。夏季大氣運行弱，亦不多覩，春秋二季最稱頻仍。

2. 東北類 溯源於北冰洋，經東部西伯利亞南行入滿洲至北緯四、五十度間，折向東經日本海越北海道而至阿留欣羣島，其影響範圍僅東九省及俄屬沿海省，常有雨雪，季節之分佈略同前者，即以春秋為多，夏冬為少。

3. 華北類(A) 最初發現之地為中國西北部，散佈於北緯三十五度至五十度之間，向東進行，於山東之北入海，經日本北海道而至阿留欣羣島。夏季過境之時，華北有雨，長江以南多南風，晴熱，其他季節，華北晴曇有風沙，長江以南天氣晴和，全年以晚冬及初夏為頻，前者多見於寒潮南下之際，後者則成於北進之極鋒上。

4. 華北類(B) 源地與(A)類同,北緯四十五度及二十五度間均可見其蹤跡,於長江南北岸入海,沿外日本而抵阿留欣羣島。此類氣旋,多於初春隨寒潮而南下,後部每有大風雨隨至,雷電冰雹交作之象,亦非稀見,其冷鋒極稱顯著。

5. 長江類(A) 初現於長江上游北岸,於長江之北入海,折東北過日本海、北海道而至阿留欣羣島,以冬季半年為常見,黃河流域多雨雪,華中晴熱,夏季或有雷陣。

6. 長江類(B) 初見於長江上游南岸,經長江南北,於長江口及山東間入黃海,經朝鮮南經日本北海道,以至阿留欣羣島,初夏頻現,多為極鋒之波動所成,黃河流域陰雨,長江流域晴曇多雷陣。

7. 長江類(C) 源地與(B)類相同,散見江南,於福州北入東海,經日本南折向北至阿留欣羣島。本類全年常見,晚春初夏尤頻,梅雨季中最稱發展,為極鋒及冰洋鋒之波動所成,乃長江流域雨雪之主因。冬季雨雪集中後部,春夏以前部降水為豐。

8. 東海類 本類雖源於長江之南,然發展為一完全之氣旋系統,則在東海中分佈於北緯三十度至二十五度間,東北行以至阿留欣羣島。此類冬季常見,為冰洋鋒或副冰洋鋒上之波動,除長江口及東南沿海外,大陸罕受其影響。

上述各類氣旋,以華北類(A)最頻見,長江類(C)次之,西伯利亞類又次之,合計佔總數百分之七十左右(第51表)。

上述八類氣旋行徑,乃依全年平均而言,因活動中心配置之變動,各季氣旋行徑亦有相當歧異。(一)春季:蒙古高氣壓雖衰,尚時行南下,黃海高氣壓逐漸擴張,但並非固定不移,是以氣旋行徑,大

第 51 表 1921—30年中國各類氣旋總數

	西伯利	東北類	華北類		長江類			東海類	總計
	亞類		(A)	(B)	(A)	(B)	(C)		
總數	181	47	213	52	26	59	192	71	841
百分率	22	6	25	6	3	7	23	8	100

致無甚變動，僅華北類 (A) 行徑稍南，華北類 (B) 長江類 (C) 及東海類稍見曲折耳。(二) 夏季：海洋高氣壓盛，內陸為低氣壓，氣旋東進受阻，故各類氣旋轉向點西移，轉向後北進之傾向大於東進，西伯利亞類、華北類 (A) 及長江類 (A) 本季均經東九省至東部西伯利亞，與他季越日本海、北海道至阿留欣羣島者迥別。此外華北類 (B) 行徑特曲折，幾成一橫 S 形。(三) 秋季：蒙古高氣壓轉強，華中高氣壓之勢雖盛，然非固定不移，氣旋行徑無大變動，僅西伯利亞類轉向位置較西，東北類微偏東，長江類 (B) 穿越長江之位置較西耳。(四) 冬季：氣壓分佈西高東低，氣旋行進毫無阻礙，與全年情形最接近，

第 52 表 中國氣旋之範圍

	直徑(公里)			橫徑(公里)		
	最大	最小	平均	最大	最小	平均
西伯利亞類	1,899	1,623	1,729	1,293	865	998
東北類	2,040	1,070	1,609	1,105	540	883
華北類 A	1,904	1,389	1,634	1,093	674	916
B	1,655	981	1,389	1,005	525	786
長江類 A	1,537	935	1,225	1,068	495	748
B	1,857	917	1,414	998	517	801
C	1,544	992	1,128	804	467	615
東海類	1,360	831	1,126	825	431	634
平均	—	—	1,460			823

但東北類南下微偏東，華北類略南移，此均蒙古高氣壓過盛有以致之。

各類氣旋閉合低氣壓區，多成橢圓，東西長而南北短，長徑平均壹千五百公里，短徑平均八百公里，約為二與一之比，範圍最大者為自西伯利亞南下者，西伯利亞類、東北類及華北類，(A)長徑壹千六百至壹千七百公里，短徑九百至壹千公里，南方各類均甚小，平均長徑在壹千二百公里左右，短徑多不足八百公里，自北而南，逐漸減小，以各月論，冬季大氣運行急，旋轉作用強，氣旋範圍多甚小，夏季大氣運行緩，旋轉作用不顯，氣旋之範圍則較大。

氣旋之行速，概受制於大氣運行，冬夏大氣運行緩急異致，氣旋行速遂亦有高下之殊；此外夏季氣壓東高西低，亦足以阻滯氣旋之行進。平均言之，以一月行速為最大，達 48 km./hr.，八月為最小，纔 29 km./hr. 耳。全年平均在 39 km./hr. 左右，惟此僅能代表一般情形，實際以高低氣壓配置，時有遷異，氣旋行速往往出入甚大，氣旋前方如有穩定之高氣壓，速度每行銳減，甚或有倒退之現象。如氣旋後方有行動性之高氣壓，迫使前進，速度時可高達 100km./hr. 以上，此種情形在冬季中，殊為常見。

第 53 表 氣旋平均行速

一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	全年
48	42	42	38	31	33	37	29	35	43	39	47	39

全年氣旋過境之次數，勞積勳 (L. Froc) 及沈孝鳳氏之統計出入頗鉅，相去幾達一倍，後者之統計年代較新，天氣圖上測站較密，故應較可信。惟氣旋過境次數兩者雖相去懸殊，但各月分佈則大致

類似，即以初春四月為最多，而夏季八月為最少也。晚秋尚有一次高點存在。氣旋為大氣運行之副產物，因南北氣流交綏作用而起，冬季半年大氣運行遠視夏季半年為急，氣旋當亦較繁，至集中於春季之原因，不外二端：（一）冬季極地氣團控制全陸，景象單純，僅當變性氣團迴歸登陸之際，始可與極地氣團衝突而有氣旋產生，春季蒙古高氣壓漸衰，海洋高氣壓漸盛，海陸氣團互爭雄長，激盪繁劇，氣旋滋生較易。（二）春季地面增暖，大氣垂直層序最不穩定，同時空中水氣亦見增加，均有助於氣旋之發育。秋季雖亦為一過渡季節，然因地面轉寒，且冬季風控制大陸之能力，遠勝於春季，故僅為一次多之時期。

第 54 表 各月氣旋頻率

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	全年	年	代
L. Froc	3.9	4.4	6.0	6.4	6.1	4.7	2.3	1.4	1.9	3.4	3.7	4.4	48.6	1893-1918	
沈孝鳳	7.3	8.1	9.3	10.5	9.9	7.8	5.1	2.5	3.4	6.2	7.4	6.6	84.1	1921-1930	

春秋代序，冬夏季風交互消長，鋒帶南北遷移之跡甚顯，自冬徂夏，鋒帶北上，由夏而冬，鋒帶南旋，是以各區氣旋過境之頻率，亦隨季節之推移而大有高下。春冬二季，長江南嶺之間，為冰洋鋒與極鋒迴歸之區，氣旋為數特繁，內蒙當西歐氣旋入侵之要衝，過境亦稱頻仍。至夏秋二季，極鋒北移，華北氣旋之數遂遠勝華中，華南緯度較低，已入熱帶範圍，鋒面至此多見平行，氣旋之蹤跡全年均甚稀少。南嶺以北，長江以南之地帶，緯度較高，同時低卑之南嶺復有阻滯鋒面，增加其坡度之作用，故為全國氣旋最多之區域。華北及蒙古境內，常在固定之大陸高氣壓控制下，以全年論，氣旋亦不若江南之

多，但終勝華南耳。

第 55 表 1921—30 年各緯度之氣旋數

	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
20°—25°N	2	0	1	0	4	6	1	0	0	1	0	1
25°—30°	40	42	51	59	63	36	14	5	5	10	22	34
30°—35°	21	17	15	26	19	22	6	6	9	19	18	15
35°—40°	3	8	30	17	17	24	27	9	5	2	13	9
40°—45°	23	28	33	49	49	41	29	9	18	28	18	14

氣旋於氣候影響最顯著者，厥為溫度與雨量。氣旋本身乃冷暖氣團交綫之產物，同時氣旋過境，又可攝引冷暖氣團內流，故氣旋頻見之區域與季節、溫度變動最稱複雜。當暖冷鋒過境之時，每可倏升或暴落數度以至十數度之多。南京逐日溫度平均變率全年計 1.6°C，一月與四月高達 2.2°C 及 2.1°C，七月則僅 0.9°C，十月亦不過 1.3°C。冬、春二季溫度變動特大，即由於氣旋過境之頻仍，夏季氣旋罕見，且南北溫度差異不著，逐日溫度遂無甚變化。

中國各地雨澤之下降，其水氣雖取給於東南海洋，但下降之動力，則以氣旋為主，除夏、秋之交，熱雷雨及颱風雨稍見重要外，氣旋殆為降水唯一之主宰，其出現之多寡與行徑關係華中與華北之旱。據 1931—35 年之統計，廣州氣旋雨佔全年總量 43%，南京佔 63.5%，北平佔 62.1%，其重要蓋可知矣。冬季半年全國雨雪之下降，悉仰給於氣旋之活動，即夏季氣旋雨之百分率除東南沿海外，亦不下 50%。冬季半年氣旋特繁，然因空中水汽缺乏，以雨量而論，則為乾季，夏季氣旋為數雖稀，但大氣飽含水汽，故雨量反特形豐沛。氣旋過境之時，降水幾悉集中於冷區，即在路徑之北三百公里以內

之地帶，以性質論，氣旋雨可分暖鋒雨與冷鋒雨二種，前者雨勢連綿而豐沛，後者雨勢暴烈而急促。自南京梅季紀錄分析觀之，二者降雨時間約為三與一之比，而雨量則為四與一之比，可見暖鋒雨確甚顯著。惟冬季寒流盛而暖流衰，二者之比率或有相當變動耳。據呂炯之研究，冬季氣旋過境，降雨時氣壓漸次增加，東北風勢甚猛，且雨區多集中於氣旋之西北部，可見冬季氣旋雨或以冷鋒作用為主。初夏之際，我國氣旋帶自長江流域緩移至華北，本部及東北各地，均可沾「及時雨」之惠。如某區過境之氣旋過多或過少，則常足致嚴重之荒災。長江下流民國二十年七月大水，即以氣旋過境特繁，本區七月氣旋過境平均僅一點四次，但該年則有七次之多，各地七月雨量凡 600 mm. 有奇，視平均數超出三倍以上。此外氣旋行徑異常，亦可招致嚴重之後果，民國二十四年七月，長江中游，洪流氾濫，沿江膏腴之地，悉成澤國，該月四日至十二日間，一氣旋自上游向南緩移，至西江上游，再折之東北，至下游復轉而北，經華北以達東九省，長江中游因始終均在路徑左方，四日至十日間，降水達一千餘 mm.，與年總量幾埒，其為災之鉅，尚有勝於民國二十年下流之洪水，據鄭子政之統計 1911—32 年間，長江流域，水災凡五十六次，其由於氣旋而起者計四十二次，佔總數 75%。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|----------------|------------|
| 么枕生 | 江湖盆地氣旋之分析 | 氣象雜誌第十四卷 |
| 呂 炯 | 極面學說與長江下游之風暴 | 氣象研究所集刊第二號 |
| 沈孝鳳 | 亞東溫帶低氣壓之分類及其性質 | 集刊第三號 |
| 盧 鑒 | 中國冬季氣團界面與氣旋 | 氣象學報第十七卷 |

- 盧 蒞 民國二十四年六月二十三日長江流域之風暴 氣象雜誌第十一卷
- 盧 蒞 Exner 之風暴成因學說與中國寒潮南侵時之風暴 氣象雜誌第十二卷
- 盧 蒞 中國夏季風暴之路徑與其雨量之分佈 氣象雜誌第十二卷
- 謝義炳 民國三十年十月二十一日至二十五日貴州北部淺低氣壓之研究
浙大氣象叢刊
- 朱炳海 中國冬季長江類氣旋的幾點特色 氣象學報十八卷
- C. S. Yao On the Origin of the Depression in S. China, the Bul, of
American Met. Soc., Vol. 21, No. 9, 1940.
- C. S. Yao The Stationary Cold Fronts of C. China and the Wave-
disturbances Developed Over the Lake-Basin, Mem. of Nat.
Res. Inst. of Met. Vol. 13, No. 1.
- C. S. Yao Regeneration einer Bengalenzyklone Über China, Met.
Zeitschrift Nov. 1939.

第十二節 颱風

颱風為東亞熱帶海洋猛烈風暴之專稱，其義蓋源於粵語，即所謂「大風」是也。因其夏秋之交，常經臺灣而登陸，故亦或謂得名於「臺灣之風」。菲列濱羣島土人則稱之曰巴加峨斯 (Baguios)，實同物而異稱耳。颱風為一低氣壓區，氣流向內，旋轉不已，中心附近多雲雨，外形實與氣旋無異，然等壓線稟形較規則，氣壓梯度特急，直徑甚小，乏顯著之不連續現象，風力極強，自東徂西，移進滯緩，則顯與氣旋有別。此種猛烈之熱帶低氣壓，除南大西洋外，在世界熱帶大洋西部，均有發現，惟出現之頻率，實以東亞為最大。東亞每年颱風凡

二十次有奇，而西印度羣島附近平均僅約六次，孟加拉灣十次，阿拉伯海二次，南印度洋六次，南太平洋五次，均不逮遠甚。東亞颱風全年雖均可發現，然以夏秋之交爲最繁，東南沿海備受荼毒。一九〇四至三四年間，東南沿海登陸之颱風總計一三八次，平均年達四點四次，咸見於六月至十月間。方其至也，每狂風暴雨，江河四溢，海嘯並作，田廬飄沒，人畜死難何可勝計。一九二二年八月二日之汕頭颱風，死人七萬餘，財產損失不下七千萬元，可謂空前浩劫。其在海上之破壞力尤屬可驚，白浪如烟，巨濤山積，漁夫見之而興愁，舟子逢之而膽落，縱萬噸巨舶，不幸攔入中心，亦直類輕舟一葉耳。浙、閩、兩粵，颶之爲患，史不絕書，其影響於人生，誠非淺鮮。然以爲一氣候因子而論，則不若氣旋之重要，因其出現機緣少，且影響之範圍亦狹也。自秦皇島過宜昌而至勞開，一線迤西，幾不見踪跡。

東亞颱風多產生於菲列濱羣島之東，加羅林 (Carolinas) 與馬里安納 (Marianas) 羣島附近以及南海之中部與北部，大致在北緯五度與十五度之間，夏秋之交最盛，由其生成之地域與時季，可知其生成之條件不外三端：(一) 高溫重溼：熱帶太平洋西部爲黑潮暖流經過之洋面，大氣溫度特高，溼度特重，夏秋之交，熱赤道北移，溫溼益見增加。(二) 相反氣流：赤道無風帶爲颱風孕育之所，夏秋之交，赤道無風帶自南海北部，過菲列濱之東抵於赤道附近，此乃南北半球信風匯歸之地帶；南半球之東南信風過赤道轉爲西南季風與北半球之東北信風交綏於此。(三) 地轉偏向作用：南北緯五度範圍之內，終年高溫重溼，春秋且爲赤道無風帶移止之區域，但以地轉偏向力幾近於零，卽有低氣壓形成，亦每以氣流之逕趨中心而告充塞，罕有

形成颶風之機緣，是以颶風孕育之區域，不在赤道附近，而在北緯五度至十五度之熱帶洋面。

綜夫上述，可見颶風之生成，必與對流或異向氣流有關。但以側重之點不同，倡颶風生成之說者，遂有三派之異：

(一)動力說 此說以颶風乃東北信風與西南季風間因摩擦而生之渦漩。惟在低緯地帶，此二相反氣流，交角不大，若僅以動力為說，實難生成強大之颶風。且颶風區內，風力之強尚遠勝其寄跡之主要氣流，是亦動力說所難於自圓其說者。日本氣象學家所倡之渦漩合併學說，謂颶風之生成，乃由於渦漩之合併，小渦漩逐漸吞併而產生大渦漩。蓋自赤道以至北緯二十五度，東經一二〇與一五〇度之間，東西風皆甚流行，互成一小角度。此區溫溼俱高，大氣常在對流性不穩定中，二種氣流一旦輻合，必因上升運動而生無數之小渦漩，彼此合併，於是形成強大之風暴。是種論調，視前述雖略有改進，但理論方面，待決之問題尚多，未可輕信。

(二)對流說 對流說對氣旋之生成，不能予以圓滿之解釋，然以之施於颶風，則似甚合理。溫帶大陸之所以不能有大規模之對流發生者，蓋以地形複雜，氣流迅急，溫溼不高之故。但在熱帶海洋西部則適得其反，上述條件均可滿足，故颶風起源於對流之說，迄今猶深入人心，固不可撼。廣大暖洋面上，熱能豐而分佈勻，風力微弱，亦不足削減對流之進行，上升運動必廣而旺，且水氣甚富，潛熱發散甚多，上升運動愈演愈烈，終成廣大深厚之低氣壓區域。低氣壓區域形成之後，地轉偏向力使輻合氣流形成旋流，而不致逕趨中心迅予填塞，此所以颶風恆起源於較高之緯度也。

(三)赤道鋒波動說 對流說於颱風之生成，雖能自圓其說，然與實際觀測，仍多所扞格。颱風生成之先，赤道無風帶概位赤道以北，每有相反氣流存在，颱風即生成於二者交界之鋒上，二三成羣，魚貫而進，其產生於單純氣流中者殊屬罕見。且初生之颱風，形多橢圓，長軸適與鋒相吻合，此亦非對流學說所可解釋。因僅就對流作用而言，所成之氣旋，應為正圓形之渦漩也。此區活動之氣團為赤道與熱帶海洋氣團，或變性極地氣團，二者間之鋒即赤道鋒，在低層赤道鋒附近溫溼之不連續雖不顯著，但至高空，則赤道氣團顯較溫溼，同時鋒之兩側風向風速亦顯有差異。赤道氣團為微和之西南風，熱帶氣團或變性極地氣團則多東北。西南季風北上，每與東北信風或季風相交，以所含溫溼特高，遂形成廣大之上升氣流，於是低層氣壓低降而輻合運動益盛。準此以觀，颱風之生成，蓋與氣旋之生成於鋒際波動，並無若何差異。

颱風為猛烈之風暴，中心氣壓極低，旋轉運動極強，生存之時日常可達數星期之久，每自低緯向西北進行，再轉東北而入於溫帶，橫跨遼闊之大洋，行程不下數千公里。其能力之供給，殊堪注意，據各家之研究，水氣凝結實為能力供給之主要來源，同時原有之氣流能亦有相當關係。若鋒際波動之說果確，則一部分之能力必為氣團配置之位能矣。颱風區內氣流多不穩定，輻合上升，暴雨大降，潛熱放散，中心溫度增高而氣壓低降，蓋以地轉偏向作用，遂形成猛烈持久之旋流，如一旦移入溫帶，各方氣流來會，其能力之維持，即同氣旋。此外颱風中部濃密之雲層，吸收大量光熱，亦足為維持颱風之一助。

颱風等壓線多作閉合之橢圓形，中心氣壓極低，長短徑之比約

爲三比二，間亦有成正圓者，此在中心附近，尤屬常見。颱風直徑變化甚大，或小至一百公里，或大至一、二千公里，大體言之，在低緯地帶，平均約僅五百公里，及進至中緯，範圍日廣，則與氣旋齊觀。颱風範圍之所以特小者，實緣地轉力弱之故。按低氣壓之梯度風公式，應爲：

$$\frac{G}{\rho} = 2wv \sin \phi + \frac{V^2}{R}$$

在低緯 $2wv \sin \phi$ 幾近於零， $\frac{G}{\rho} \doteq \frac{V^2}{R}$ 。故氣壓梯度與風速若與氣旋相等， R 必減小，結果遂使旋流特強。颱風之大小與時季亦有關係，夏、秋大而冬季小。颱風所及高度，昔人多以爲極平淺，究其所據，不外以颱風一經登陸，強度劇減，過山之時，或分裂爲二，或即歸消散。然颱風過山之後，時有甦生之象，此於颱風經南海過印度支那半島而於孟加拉灣復發展爲新風暴一事，可以證之。由此可見山脈雖足使低層氣流阻斷，然渦漩之上部仍繼續存在，一入平原或海洋，每立復舊觀，其所及高度必不限大氣之低層也。至登陸之所以立趨衰弱者，蓋由於 (1) 溫溼空氣供給減少，凝結量減少，熱能匱乏及 (2) 氣流受地面摩擦之影響而速率低降所致，固無關其本身所及之高度。據近年觀測，颱風區域高雲多成氣旋運行，向中心輻合，香港測風紀錄，亦示十公里左右之高度氣流向屬氣旋運行。且就理論言之，苟颱風內外區氣壓差至三公里即行消除，則中心溫度必須極高，此與觀測結果完全不符。據郝維茲 (B. Haurwitz) 之推算，颱風內外區氣壓差，就觀測所得之溫度紀錄而論，必須至十公里左右之高度，始能消除。

颱風構造如何，此一問題，爭論最烈，龍相齊及嶮口由己諸氏咸以爲颱風區內，無溫度不連續存在。其他因子如氣壓、風信、雨量等之分佈，亦均環中心而成對稱之形勢，故其實爲一單純熱帶氣團中之渦漩，至稟形之非正圓而爲橢圓者，則移進作用有以致之。此種論調，與成熟後之颱風雖大致符合，但與初生颱風則顯有出入，熱帶區域活動之氣團如 NP_s , T_p , E_p 等，低層稟性之差異雖小，然在高空實大相逕庭。 E_p 溫溼最高，一旦凝結發生必爲一顯著之暖氣團達普曼 (L. E. Deppermann) 謂颱風在低緯地帶南部多具 E_p 區，形如倒 V，尖端北指，其間角常在九十度左右，與氣旋之暖區性質近似，迨颱風移行緯度漸高，一經轉向，每卽錮囚而消失，其錮囚之遲早，視 NP_s 之強弱而定。易言之，卽與時季有關，愈近冬季，錮囚愈早，而地位愈南，在錮囚線南， E_p 區仍存，時可發展爲一新颱風。惟颱風若赤道鋒西行而不轉向者，是區常可保持甚久，迨近陸而消失。颱風區內雨量之分佈，在熱帶時以前左部爲多，後部甚稀，固非環中心作對稱之分佈也。此外低緯區域，風向之不連續有時亦可甚顯。龍相齊等研究之颱風多以錮囚後者爲對象，是以與真實情形，自不免相左矣。

颱風在熱帶時，因生成之環境與歷史有異，構造亦稍有出入。大致可分四類：(一) $NP/T_p/E_p$ 類，亦名三合點類，最常見爲三種氣團所構成， E_p 與 T_p 或 NP 之鋒甚顯，而 NP 與 T_p 者則頗混淆， E_p 區颱風轉向卽行錮囚，如逕向西行，則可保持甚久，此種構造與印度者相似。(二) T_p/E_p 類，北部 T_p ，南部爲 E_p 區，作倒 V 形，此類或逕向西北進，或轉向北及東北，當轉向時， E_p 爲 NP 所排除，而成 NP/T_p 型之氣旋。(三) NP/T_p 類，僅冬季有之，出現甚稀，多生成於

加羅林羣島附近，向西北進行，西部為 T_p 區。(四) N_p/E_p 類多起源於南海， E_p 區如倒 V ，見於南部。

上述種種，僅以颱風外區為限，至中心以旋轉作用甚急，已無復鋒之現象。颱風中心附近，旋轉運動強，離心作用盛，外區氣流不易侵入，幾成一孤立之管壁，高空有和緩之氣流漸行下沉。故中心一至，每雲消雨散，天空滿佈薄霧，風速突衰，時且全歸平靜，氣壓亦降至最低點。如下沉氣流及地，溫度每突升，溼度大減，一八八二年十月二十日著名之馬尼刺颱風即其例也。當此颱風過境時，馬尼刺溫度自 24°C 升至 31°C 相對溼度自 100% 降至 53%，惟下沉氣流若不及地，則溫溼殊少變化，因雨水蒸發之影響，或且有溫度下降溼度上升之可能，但甚罕見。颱風中心以現象特殊，故有風暴眼之稱。風暴眼直徑普通約十五至三十公里，平均在二十公里左右。其垂直方面，約成一漏斗形與外區界面隨高度而向外傾斜，內部悉為熟燥之氣團，經過一地，平均約歷半小時，惟因眼之大小與行速之高下，亦常有出入。

颱風行徑大致可分二類：(一)自菲列濱羣島東向西或西北進行過南海消滅於華南或印度支那半島。(二)行徑成拋物線型，頂端在西。先亦向西北進行，惟抵北緯二十度至二十五度左右，漸改向北而終成東北，進行速率初小而行向無定，及漸發展，始行增加，平均約每小時十海哩，迨緯度漸高，復趨停滯，至轉向後再大行增加，平均約為改向前速率之倍。據勞積勳之統計，遠東各區颱風之行速，有如下表：

第 56 表 颶風之行速

	海南島南	南海北部	台	灣	東海黃海	日本以南	父島附近					
行向	NW	NE	NW	NE	NW	NE	NW	NE	NW	NE		
行速	10	—	10	19	12	20	12	20	12	20	11	19

颶風之移動，乃受制於大氣運行，易言之，即為一般氣流所控制而有沿鋒前進之傾向。初生時，多先沿赤道鋒向西或西北進行，至較高緯度再轉北及東北，沿極鋒向高緯進行。有時熱帶海洋氣團之勢過強，掩有華南一帶。颶風北進之途受阻，乃逕向西北，而不轉向。如冬季極地氣團過盛，每迫颶風使之改向西南或竟趨消滅。

颶風轉向之緯度隨時季而異，冬季低而夏季高，此蓋因赤道鋒與極鋒之交匯點亦隨時季而變位也。冬季極地氣團盛，二者交匯點多在北緯二十度以南，故轉向點亦多限此線以南。夏季赤道氣團盛，交匯點常在北緯二十度以北，是以轉向點亦多在此線以北，盛夏有時且達三十度左右。據李憲之之統計，一九二六至三〇年間，七十次颶風，其各季轉向點緯度之分佈，有如下表：

第 57 表 颶風之轉向點

	冬	春	夏	秋	年
10—20	6	4	3	9	22
20—25	0	2	13	16	31
25—30	0	0	4	7	11
30—35	0	0	6	0	6

氣流運行為颶風行動之主宰，而本身又受制於活動中心。冬季大陸酷寒，氣壓極高，極地氣團籠罩全陸，附近海洋亦在其控制之下，是以冬季半年颶風之活動僅限重洋，大陸沿岸幾近絕跡。至夏季

情形適相反背，大陸酷熱，海洋涼爽，大陸之上為廣大之低氣壓所控制，北太平洋高氣壓之楔端西引，掩有東南沿海一帶，低緯氣團流行，故我國東南部以至印度支那半島頻受侵襲，洎夏、秋之交，而臻於極盛之城焉。據竺可楨之統計，登陸颱風自一九〇四至三四年間，共計一三八次，佔總數18%，其在溫州以北登陸者，計二一次(3%)，以八月為最多，凡十二次，溫州以南登陸者，合共一一七次(15%)，七月至九月最稱頻仍，凡一〇五次之多。

第 58 表 颱風登陸之次數

1904—34	六	七	八	九	十	十一	總計
溫州南	6	40	35	30	5	1	117
溫州北		4	12	5			21
總計	6	44	47	35	5	1	138

東亞颱風幾無月無之，惟以七月至十月為最多，通謂之颱風季。其逐月次數，各家統計均小有出入，然分配情形，多大致吻合，皆以二、三月為最少，七月至十月為最多。據作者統計，七月至十月計佔全年總數70%，八月一月即佔19%，一至四月僅佔6%而已。

第 59 表 颱風之頻率

1907—36	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二
	1.9	0.9	0.8	2.0	3.5	5.5	16.2	19.2	18.6	15.6	10.3	5.5%

颱風既發生於赤道鋒上，則其各月頻率自與鋒之位置有關。冬季極地氣團流行，赤道鋒南移赤道附近，緯度既低，地轉力弱，氣流易使低氣壓充塞，故颱風之蹤跡至稀，僅偶當極地氣團暫衰，赤道氣團稍盛時，於北緯五度附近，始或有小颱風形成，但為勢疲弱，生存

時期短促，殊不足與夏秋之交者相提並論，迨時漸入夏，低緯氣團盛，極地氣團萎縮不前，赤道鋒向北推進，至八月而抵於極北之限，約自朝鮮南經沖繩而至於雅浦 (Yap) 之北，過此後漸南移，迨十一月而歸於原位。颱風極盛時期，即赤道鋒北移南返之際，蓋是時赤道氣團勢強，入侵頻仍，且鋒之緯度較高，氣旋環流之形成亦易也。此外海洋面上溫度之年變化與颱風頻率亦有關係，高溫重溼為颱風生成重要條件之一，海洋溫度之變動較保守，高低點往往落後而至初秋及晚冬，故颱風遂以初秋為盛，晚冬為衰。

颱風平均年約 21.2 次，但各年變動甚大，據一九〇七至一九三六年統計，最多達三十次，最少僅十三次，相差達一倍以上，變動頗為紛亂，茫無規律可尋，惟與太陽黑子似有密切關係，相關係數全年達 -0.47 ± 0.112 ，七月至十月亦達 -0.27 ± 0.120 。

颱風於氣候之影響，以暴風雨為最顯著，區內氣壓梯度極大，外圍氣壓每視平均稍高，中心氣壓則可低至 700 mm. 以下，區內外氣壓差，常不下 60—70 mm. 颱風直徑既小，氣壓差復若是之巨，梯度之峻急，不言而喻。因此當颱風過境之時，氣壓自記曲線恆如一漏斗形，氣壓梯度既大，風之強烈，自不待言。強風範圍通限中心附近一百公里以內，香港一九三七年九月二日之 61.7 m./s.，上海一九一五年七月二十八日之 31.0 m./s.，廣州一九三六年八月三日之 38 m./s.，均為颱風過境時所造成。惟此種強風，並非一成不變，陣度甚強，風暴眼附近變幻尤劇。颱風行進右方，因氣旋風與盛行風相合，風速特高，且船舶如在此區，有被驅橫過行徑攔入中心之可能，故稱危險半圈，海上行舟必須避免。

颶風外區多卷雲，帶輻輳狀，漸近中心，乃變為卷層雲，晨昏天際常有鮮艷之紅霞，閩海舟子，呼曰颶母，卷層雲再變為高層雲，即可有微雨下降，至中心附近，低雲密佈，碎塊雲隨風急駛，大雨傾盆。入風暴眼，常雲收雨散，暫轉晴朗，及入後部，天氣又復轉劣矣。東海中之颶風，距中心二百公里內，多雨雲或層積雲，此外，以中雲及高雲為常見，五百公里以內雲量為十，向外漸減。惟颶風之構造與範圍，隨時地而異，此固不足以概全也。

颶風中心附近，每多暴雨，為量之鉅，令人咋舌。東南沿海，颶風登陸之際，一日降雨常至二、三百 mm。惟入陸則影響漸渺，颶風雨佔全年雨量之百分率以東京灣為最大，瓊州 35% 雨量屬颶風雨，南海濱颶風雨約佔 20—30%，東海濱及黃海濱，則僅佔 10—20% 左右耳。沿海雨量曲線八、九月之高點即颶風所造成，稍入內陸，颶風雨即無足輕重。衡陽、南京、漢口、北平、宜昌等地其百分率均不足 5%。沿海夏季雷雨稀少，氣旋雨亦不重要，颶風雨可佔月總量一半以上，東京灣甚且達 60—70%。

颶風登陸，溫度每行下降，惟其影響多限最高溫度，最低極少變動，此乃因雲層之阻斷日光熱，蒸發及暴風雨之冷卻作用所致。盛夏颶風過境之後，每携強烈之南方氣流以至，天氣酷暑，但在秋季，極地氣團有時因颶風之過境被攝南下，溫度頓見低落，不時涼風習習，霪雨霏霏，炎夏可立轉為深秋。

颶風之災害以風雨為最烈，強風之起，固由於氣壓梯度之峻急，而氣壓本身亦有若干影響，內外區氣壓差如達 70 mm，即可使水面提高一公尺，登陸之時，乃有海嘯隨至。風之為災，由風速之高與陣度

第 60 表 颱風雨之百分率

1931-5	五	六	七	八	九	十	十一	十二	全年
瓊州	4.7	6.2	24.0	54.8	70.6	47.2	15.7	14.8	35.2%
龍州		6.6	54.3	26.9	60.1	63.0		4.2	26.0
廣州	0.1	5.5	49.3	57.6	34.4	33.1	0.7		20.8
福州		8.2	56.7	72.6	12.2	0.5	15.9		17.2
衡陽			40.7	32.9	0.6				4.4
吳淞		0.9	5.9	30.4	34.5	23.3			11.1
南京			1.7	11.8	14.5	0.4	25.6		4.0
漢口			3.4	17.2	9.3		4.0		2.7
宜昌			1.5	13.2					2.2
瑛那島			2.4	45.9	4.2				11.3
北平			0.6	14.0					3.3

之大均有以致之。風在海上可致巨浪，襲陸則拔樹摧屋，復驅海水以登陸，所過之處，村里為墟，其冲刷破壞之能力，殊可驚人。加以暴雨狂瀉，江河猛漲，陸沉之禍，在所難免。

遠東颱風為禍特亟，此固天災，無法避免，然人事未盡，益增其酷。東南沿海人口繁庶，沿海低地，村落叢集，建築簡陋，自難與暴風巨浪相抗，苟能徙居高地，注意房屋之堅實，墾殖擇避風之區，植韌莖之作物，近海都市，築海塘以禦怒濤，漁撈則改良捕捉之術，則颱風即或登陸，亦不致釀成巨災。海上行舟，亟宜避免攔入颱風區內，危險半圈尤應遠離，不幸攔入，須以右舷迎風而駛，則自可化險為夷矣。

【參考文獻】

盧 鎰 東亞之颶風

氣象雜誌第十四卷

C. E. Deppermann Outlines of Philippine Frontology, Manila, 1936.

T. Okada The Present Status of Typhoon Investigations in Japan 第五次
太平洋科學會議論文集卷三,面一九八一至八三,一九三三年。

Y. Horiguti On the Typhoon of the Far East, 神戶氣象台歐文報告,第二
卷,三卷,五卷。

Fr. Ghezzi Note on the Structure of Tropical Cycloones, Q.J.R.M.S.
Vol. 58, P. 303.

C. E. Deppermann Wind and Rainfall Distribution in Selected Philippine
Typhoons, Manila, 1937.

C. E. Deppermann Temperature Conditions in the Eye of Some
Typhoons, Manila, 1937.

B. Haurwitz The Height of Tropical Cycloones and the Eye of the
Storm, M.W.R, Feb., 1935.

T. F. Claxton Isotyphs, Hongkong, 1932.

第十三節 雷雨

雷雨之成,實緣猛烈對流,暴風雨與雷電現象,則無一非猛烈對流之果也。猛烈對流作用其產生條件有三:(一)空中水汽豐沛,上升時凝結量豐,釋放潛熱能多,使對流作用愈演愈烈,乃產生濃厚之積雨雲與雷電現象。(二)大氣在絕對不穩定狀態中,大氣絕對不穩定,上升氣流始可加速,演成旺盛對流,此不穩定層須厚至四公里以上,否則上升氣流在高空受穩定層或逆溫層之限制,無以上達,積雲常

平衡而消散，不能發展為積雨雲。惟在自然界中，大氣絕對不穩定之機緣極少，多屬對流性不穩定，故必須有(三)適當之引發作用，抬高使之飽和，始有雷雨可期。引發作用以其性質與方式之不同，約有六種：

(1)由於局部之過度受熱而起 炎夏之季，如天空澄朗，日射強烈，沉寂無風，裸地或向陽坡谷，時或受熱特劇，溫度甚高，近地面層之空氣，因亦大為增暖，但去地較遠之處，影響則不顯著，遂形成峻急之直減率，陷入絕對不穩定狀態，而有猛烈之對流。斯時空中水汽若甚豐沛，即可造成雷雨，是謂之熱雷雨。全國各地於夏日午後，均甚常見，多發生於低緯海洋氣團中。持續時間通僅數小時，所及範圍多不過數十公里，故又有地方雷雨之稱。

(2)由於高層輻射而起 地面劇熱，每造成峻急之直減率，上層冷却，亦可招致同樣結果。此種情形，沿海常見。海洋水溫終日變幻甚微，但其上氣溫變幻則較鉅，日中下層與海面接觸，甚為涼爽，高空則因水氣豐盛，吸收日射，溫度高漲，於是上暖下涼，大氣層序極形穩定，自無雷雨可見。入夜下層空氣以海面之輻射與傳導，溫度下降甚緩，但高層則以輻射散熱轉冷，溫度直減率漸形增大，終至陷入極度不穩定，而有雷雨發生。即在陸上，如大氣溫溼逾恆，夜間多雲，雲下氣溫少變，雲上放散過甚，亦足使高空冷却，而造成類似之現象，但不如海上之常見耳。輻射雷雨，多見於黎明，與熱雷雨出現於午後者適反。

(3)由於冷氣團之變性而起 大陸冷氣團流經暖海面，下層溫溼增加，亦可陷入極度不穩定而形成雷雨。此種情形，冬季半年常見。

因此時南北海陸溫度梯度大，冷氣團秉性冷燥，入海之變性亦深也。中國東海及南海冬季雷雨之流行以此。變性冷氣團在高氣壓中心，以下沉逆溫之限制，無由形成雷雨，故雷雨多見於其邊區。此外，鋒面逆溫亦足限制對流之進行，變性雷雨恆見於去鋒稍遠之處。

上述三者，概見於同一氣團中，故總稱曰氣團雷雨，其由於冷暖氣團之激蕩而成者，則曰鋒面雷雨。鋒面雷雨可分冷鋒與暖鋒二種，至因地形之強迫上升而致者，則曰地形雷雨。

(4)冷鋒雷雨 冷鋒為冷氣團衝入暖氣團下，迫使上升之現象。苟暖氣團原甚暖溼，在對流性不穩定狀態，一經抬高，發生凝結，即可造成自由對流而有雷雨發現。冷鋒雷雨可見於鋒前或鋒際，前者多為颶首前伸於暖氣團上之結果，後者則為暖氣團被迫上升所致。冷鋒雷雨恆極猛烈，每沿鋒駢列成線，隨鋒前進，故又稱線颶雷雨，其出現不論季節，但情形適宜，均可發生。惟春夏之交，大氣平流尚盛，氣團不穩定性較深，水氣豐富，出現之頻率最大，其他季節縱或出現，強度亦每甚弱。冷鋒雷雨，其誘因為冷氣團之抬高作用，一日之間，無論何時均可出現。然以午後為最頻，因此時大氣熱力層序最不穩定也。

(5)暖鋒雷雨 暖鋒為冷氣團停滯，暖氣團進襲而上駛之現象。因暖鋒坡度不大，上升運動不強，故雷雨甚罕見，然暖氣團如極溫溼，且對流不穩定性甚深，稍經抬高，即生凝結，亦未始無雷雨發生之可能，但性質終較溫和。暖鋒雷雨亦多排列成帶，在鋒前相當距離之處，亦以春夏之交為常見，長江流域梅雨季中尤多。以一日論，夜間視日中為頻，因日中暖鋒雲系之上受熱而趨於穩定，夜間則冷却

而轉見不穩定也。此外夜間相對溼度特大，水氣凝結較易，亦爲其誘因之一。

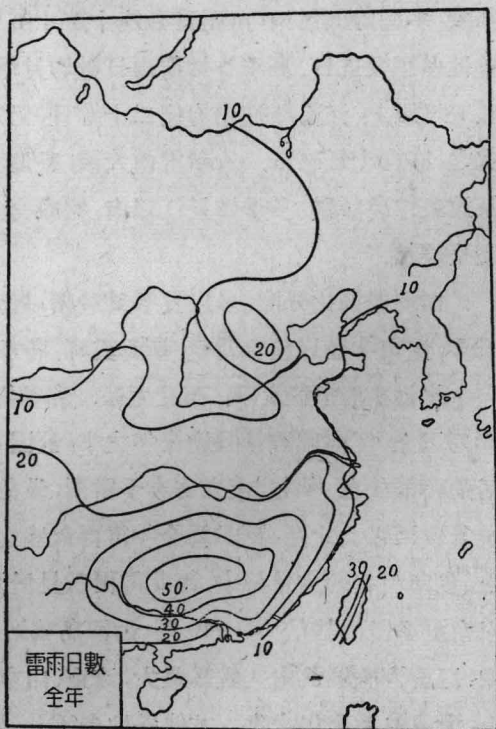
(6)地形雷雨 暖溼不穩定氣團遇山受阻，被迫上升，亦可形成雷雨，其產生之形勢，要與暖鋒無甚殊異，但定而不動耳。地形雷雨常靜止於向風方，氣流過山下沉，雲雨至背風處，即行消散，故氣流雖不絕自向風方流至背風方，然雷雨始終均停滯於向風方也。春秋二季長江以南邱陵區域地形雷雨甚頻，多現於夜間。

雷雨發生之初，雲多積雲，其構造甚單純，積雲之下氣流輻合上升，至高空向外分散而後下降，雲底約與凝結高度相當，雲頂則爲上升氣流所及之上限，雲中氣流以潛熱發散之故，上升特猛，積雲遂不絕向上伸展，巍如高塔，及溫度下降過甚，頂部乃凍結而呈卷雲結構，蛻變爲積雨雲。積雨雲上部爲冰晶，中部爲雪花，下部爲微水滴所構成。冰晶雪花下降，沿途水氣附集凝結，於是形成大水滴，大水滴以氣流間歇上升，反覆升騰，碎裂合併，而雷電現象以起，迨大水滴非上升氣流所可負荷，乃突下降爲暴雨，沿途空氣因雨點之蒸發與傳導而冷卻，密度增大，遂相偕下墜及地，向前急駛，形成颶風，此時雷雨中部爲下沉氣流，外區爲上升氣流，更外復爲下降氣流。前部雲底爲上升下沉氣流交錯之所，常見旋流發生，構造甚爲複雜。雷雨中部以氣流下沉，遂漸衰滅，但外圍復因以增盛，範圍漸行擴張，惟以水氣凝釋過多，終歸於衰亡之境耳。

鋒面雷雨爲鋒面活動之附產物，其向恆與鋒面息息相關，無庸贅述。至熱雷雨初起時往往甚小，長闊僅數公里，及行經若干距離，則漸擴張，長可二百餘公里，闊亦達五、六十公里，蹤跡頗似胡瓜，熱

雷雨向速無定，大致視寄身之氣流爲斷。在華北多自西北而東南，華中則以西或西南爲常見。華南高空夏多東風，雷雨時亦有自東來者，移行速率平均約可 50—100km./hr.，以海上及夜間爲大。夏季午後之雷雨，其前如有長江大河爲阻，雷雨往往棲滯江邊或逗留不前，或沿江前進，卽或渡江，亦漸就漸滅。

中國雷雨日數之分佈，歸納言之，有三原則，卽南多於北，山地多於平原，內陸多於沿海。南多於北，其理甚簡，華南終年溫溼，故雷雨特盛，向北溫溼漸減，而雷雨亦漸減少。山地以地形抬高，受熱不均種種關係，雷雨之數自勝平原。南嶺雷雨特多，固由於緯度之南，而地形亦有以致之。沿海夏無酷暑，雷雨爲數頗稀，雷雨日數有自沿海向內陸遞增之勢，惟至內陸中心空氣過燥，對流雖烈，雷雨仍少。華北雷雨日數自沿海而西，初漸增而後復行



第 二 圖

劇減，職是故也。

各地全年雷雨日數以南嶺山地爲最多，平均達五十天以上，約佔全年日數之14%，長江上游川、黔、滇約二十五日，頻率凡7%，中下游約二十天，頻率計6%，黃河流域不過十天，頻率約3%，西北全年不及五日，頻率僅1%左右耳。沿海地帶，雷雨日數亦甚稀少，浙省沿海諸嶼全年不過三、四日。以各季言，春季雷雨集中於長江以南邛陵，多屬鋒面雷雨，雷雨日數達十至十五日，西北高原無之，其餘各地多不及五日。夏季各地雷雨日數均見增加，捨西北及沿海外，均在五日以上，江南邛陵平均達二十餘日，仍爲全國之冠，華北及東北次之，亦達十日有奇。入秋雷雨大減，各地多不足五日，僅江南邛陵及遼東半島稍盛。冬季僅長江以南，偶或有之，平均不足五日，他區完全絕跡。

雷雨季節之分配，多以夏季爲最頻，惟湖南及浙、閩沿海以春季爲多，遼東半島以秋季爲盛，斯爲異耳。各季頻率，華南、華中分配較勻，華北多集中於夏季，西北尤甚。春季雷雨，黃河以南約佔全年25%以上，江南邛陵甚且達全年之半，蓋因春季鋒面常行停滯，氣旋活動頻繁故也。華北、東九省春季雷雨，僅佔全年10—20%，長江上游及黃河以北之區，夏季爲全年雷雨最盛之時，佔全年總數60%以上，愈向西北則愈見集中，西北雷雨悉見於夏，他季未之有也。長江以南夏季雷雨約佔35—40%，沿海島嶼則僅10%，秋季雷雨百分率，以黃河流域及東九省爲最大，遼東、山東二大半島佔全年20%以上，大連且及全年之半。其他各地多不及10%，僅西南高原稍勝而已。冬季爲全年雷雨最稀之時，秦嶺以北，終季無雷，惟江南邛陵其

所佔百分率猶達 10%。

雷雨最盛之月，江南多在六月，華中與華北皆在七月，其出現之先後，似與太陽直射帶及主要鋒帶之遷徙有關。江南邱陵，四月尙有一高點，時且有勝初夏，斯乃鋒面之活動所致，與一般雷雨之性質稍異。此外東三省九月亦多雷雨，遼東最顯。雷雨開始之時，以華南之二月爲早，長江流域除少數地方外，起自三月，華北及東三省多始於四月，西北且遲至五月，終止之時多在十月前後。但長江以南，仲冬亦可聞雷。

關於雷雨一日間頻率之分佈，以紀錄所限，不能詳加分析，大致言之，大陸各地當以午後爲頻，以熱雷雨及冷鋒雷雨多出現於此時也。清晨另有一副高點，乃放射雷雨及暖鋒雷雨所致，惟不甚顯著耳。西南一帶，以地形雷雨及焱鋒雷雨之特多，雷雨常見於夜間，午後之頻率反見稍遜。

第 61 表 南京一日間雷雨之分配(1928—37平均)

2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12	總計
1.5	1.3	1.0	1.1	1.4	1.0	3.1	2.7	3.2	2.1	1.7	1.0	21.1

雷雨過境，氣象因子均有顯著變動，尤以風雨爲烈。雷雨將興，風多偏南，微和無定，向雷雨中心吹入，及雷雨將至，風向每突轉北，自雷雨中心吹出，同時速率亦大增加。此種急颶，僅限雷雨前部，往往不久即告平息，而風向亦恢復原狀，其持續時間，多僅一、二小時耳。雷雨前部颶風之成，蓋由於暴雨下降，沿途空氣經傳導與蒸發冷卻，相偕下降觸地急馳之結果，其方向約與高空風向相同。氣壓在雷

雨未至之先，每視平時為低。迨風雨既作，乃突然升高，十數分鐘之內，常可達一、二甚至四、五公厘之多，是曰雷雨鼻，其致因不外三端：(a) 高空氣流下降，因摩擦作用而速率低減，壅塞不前。(b) 下降空氣溫度較低，密度較大。(c) 水氣凝結，溼度減小。雷雨既過，氣壓多稍下降，惟終難復原狀矣。

溫度在雷雨未至前，多甚高，及其將至，因陰雲密佈，始稍下降，迨風雨交作，則一瀉而下，為數常達五度以上。其低降之原因，蓋由於雨滴之傳導與蒸發。夏季雷雨過境，每使溽暑稍舒，天氣暫轉清涼，故甚受人民之歡迎。

雷雨中之降水以猛烈狂暴為其特色，前部尤甚，其持續時間雖不過數小時，然為量殊可驚人，常達數十甚或百數十公厘。因其範圍不大，成災之機緣甚僅，但於山地，常致山洪暴發，沖刷土壤，損毀田禾，影響亦頗堪重視。在西北乾燥區域，以蒸發迅速，每使鹼質集中地表，化沃壤為廢土。各地雷雨經過，其雨量之多寡，頗有高下，大體言之，南多於北；西北一帶，間有雷雨過境，為量亦少。

第 62 表 中國各地每次雷雨之平均雨量(公厘)

地名	平均	最大	年 代	地名	平均	最大	年 代
廣州	30.1	124.8	1932—36	西安	4.5	30.3	1933—36
廈門	25.4	147.9	1934—36	濟南	15.2	127.0	1932—36
昆明	14.0	99.2	1932—36	北平	12.4	166.2	1932—36
長沙	20.9	129.0	1933—36	肅州	2.9	15.9	1935—36
南京	13.5	89.1	1932—36	庫車	4.9	27.4	1930—31
成都	23.8	152.5	1934—36				

雷雨為我國雨澤下降主因之一，其佔各地全年雨量之百分率多

達 30—35%左右，西北甚且至 50%以上，惟其中一部為鋒面雷雨，應行歸入氣旋雨中計算。若僅以熱雷雨為限，估計不過佔全年雨量 10—15%，但在盛夏，亦殊不可忽視，往往佔全月雨量之半數。

第 63 表 中國各地雨量中雷雨之百分率

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
廣州		11.8	10.2	46.6	44.4	56.7	30.3	45.6	33.1				36.6
廈門		39.8	8.9	44.6	47.2	38.2	22.0	9.9	7.7				26.9
昆明	32.9	28.1		62.0	32.5	39.1	38.2	36.3	12.4	14.4	9.4		32.2
長沙		31.6	38.0	60.7	33.7	41.3	70.3	33.5	21.8		0.3	28.9	35.5
南京			27.0	33.0	47.6	53.6	63.9	50.7	15.8				32.5
成都			3.3	28.3	42.3	40.0	47.8	49.1	8.8				35.8
西安			11.0	1.6	11.9	18.8	3.2	0.6	11.4				4.3
濟南				4.3	27.4	16.4	51.5	27.0	43.3	22.9			31.8
北平				0.2	39.6	36.0	53.0	29.1	10.9				34.6
肅州						9.1	45.6						15.9
庫車					19.2	78.6	72.5	10.6					48.4

雷雨之時，對流至猛，故雹常有發見，在內蒙、陝、甘等區，尤稱頻仍，本部偶亦有之。據統計結果，甘肅一九三二至三五年間，全省各縣，降雹數達二二一次。其各月分配，計四月 1%，五月 25%，六月 28%，七月 19%，八月 17%，九月 10%。要以初夏為多，冬季完全絕跡，其分佈多集中於甘東，此乃隴山之影響，可無疑義。雹之大小不一，或如豆，或如卵，或如拳，每與狂風偕至，摧毀田禾，傷人斃畜，為害甚烈。

【參考文獻】

- 盧 鋈 中國雷雨之分佈 氣象雜誌第十四卷
- 盧 鋈 記四月二十夜間四川盆地之雷陣 氣象雜誌第十四卷
- 秦化行 近四年來甘肅之雹 氣象雜誌第十二卷

第五章 溫度

第十四節 溫度之偏差

中國氣候屬大陸性季氣型，溫度以夏熱冬寒為特色。各地海平溫度，與同緯平均值比較，多顯見極端。易言之，即冬溫低而偏差數為負，夏溫高而偏差數為正也。冬季之酷寒，半由於大陸散熱特速，半由於離陸冬季風之流行；大陸於熱能之放散原甚劇烈，然如無冬季風之影響，寒威決不至若是之酷，冬季風之影響約有三端：(1) 冬季風向多屬離陸，故近海之地，亦不能蒙海洋之調劑，此在長江以北之區，尤稱顯著，以其盛行風概屬西及西北故也。長江以南冬季風以東北為頻，旅海登陸，華南冬寒遂因以稍殺；(2) 冬季風發自高緯，挾其原有之低溫以俱至，故所經之地，溫度常可條降十數度之多，惟當其南行之際，本身溫度，亦可因與較暖之地面接觸而升高，是以冬季風之影響愈南而愈渺；(3) 冬季風不僅寒冷，而且乾燥，單獨控制下之天氣，常甚晴朗，冬夜漫漫，輻射甚盛，溫度遂益見低降矣，長江以南，冬季時為變性冬季風逐鹿之所，天氣陰沉，雲量豐富，故氣候遠視華北為溫和，然以溼度過高，人體感覺溫度之低，視北國殆尤有過之。

綜上所述，可見中國冬季溫度之負偏差，必隨緯度而遞增，以緯

度愈高，冬季風離陸之傾向愈顯，同時愈近源地，其稟性之寒燥亦愈著也。中國各地正月溫度之負偏差以東九省爲最大，平均在 -15°C 以上，是爲中國冬季負偏差最大之區域，華北與長江流域次之，約在 -10°C 左右，至華南則僅約 -5°C 上下，東沙島孤懸海中，正月負偏差爲 -0.6°C 。大陸冬季風之影響，至此已渺不可觀。

第 64 表 中國東部各地正月溫度偏差

瓊 瑋	北 平	漢 口	瓊 州
50°N 136M.	40°N 43M.	30°N 28M.	20°N 3M.
-16.8	-9.9	-10.9	-4.0

以常理度之，內陸冬季溫度負偏差必大於沿海，易言之，即溫度負偏差有自沿海向內陸遞增之趨勢，惟實際則適得其反，愈向內陸，冬季海平溫度反漸增高，而負偏差因亦隨之而減小，甚且變號爲正，此自沿北緯四十度及三十度各站之紀錄，均可見之：

第 65 表 北緯四十度及三十度沿線各地正月溫度偏差

北緯四十度	安 東	M.	酒 泉	1,490M.	疏 勒	1,335M.
	-14.8		-5.7		-3.2	
北緯三十度	鎮 海	4M.	雅 安	650M.	拉 薩	3,732M.
	-10.4		-2.2		+7.4	

中國西部冬季海平溫度之高，洵足驚人，推究其因，蓋有四端：(1)中國東部之冬季風，遠溯西伯利亞東部，經蒙古傾注華北平原，分二支，一支沿海南下，一支越淮漢間之低邱過湖南而至廣西境內，亞洲東北爲世界寒極之所在，故其沿途所經，溫度特見低下。(2)內陸冬季爲蒙古高氣壓之領域，其夜間輻射雖甚強烈，然以高氣壓有

阻止高緯寒流內侵之功能，溫度低降僅限輻射作用，平流之影響不彰，同時高氣壓區氣流緩緩下沉，亦足使溫度之低降因以稍殺。(3) 中國西部多東西橫亘之山脈，如塔里木盆地北之天山，四川盆地北之秦嶺，其著例也。山脈東西橫亘，不僅冬季風難以入侵，且過山下沉焚風作用亦可使溫度大見溫和。西藏高原北有天山、阿爾金山、唐古刺山重重障阻，屏蔽最稱完全，拉薩冬季海平溫度之高，此當為主因之一。(4) 中國地勢西高東低，冬季在晴朗乾燥之天氣下，西部高原以空氣稀薄純淨，日射特強，是以海平溫度因而特高，拉薩正月溫度偏差之值大致 $+7^{\circ}\text{C}$ 有奇，高度之影響，實有重大關係。

中國夏季之炎熱，在程度上遠不似冬寒之甚，海洋季風雖發自低緯，然本身溫度，尙稱遜陸地。同時所攜水氣，凝為雲雨，阻隔日射之下達，亦足以減殺溫度之上漲，故於夏季溫度實略具調劑之功能，惟在長江以南，以所含溼氣過重，徒增溽暑而已。東部各地七月之偏差均屬正值，但其數不大，自南而北，由 5°C 遞減為 1°C 不足。

第 66 表 中國東部各地七月溫度偏差

瓊 州	北 平	漢 口	瓊 州
+5.2	+2.3	+16	+0.9

七月溫度正偏差之自南向北遞增，乃出於兩因：(1) 夏季風向長江以南多東及東南，至黃河以北，則轉為南及西南。低緯地帶，正當海洋季風入侵之衝，調劑之功能較顯，緯度愈高。海洋季風以在大陸長途跋涉，愈北而本身溫度愈高，調劑之影響遂隱而不彰。(2) 海洋季風初登陸時，水分豐沛，雲雨至盛，故華南溫度不易增高，至北方因沿途凝釋，其量大減，雲量既稀，降水又多對流陣雨，是以偏差乃

隨緯度而增加。

七月溫度之正偏差，不僅自南向北遞增，且亦自南向西遞增。如沿北緯四十度及三十度向西進行即可見之：

第 67 表

北緯四十度	安東	酒泉	疏勒
	0.0	+8.7	+10.5
北緯三十度	鎮海	雅安	拉薩
	+0.8	+3.1	+11.6

安東及鎮海地位沿海，偏差值均極微末，至河西或四川盆地，正偏差值已極可觀，疏勒及拉薩正偏差值達 10°C 以上，其大陸性程度之深，蓋可想見。夏季大陸正偏差值向西遞增之現象，其致因有三：(1) 夏季風自低緯海洋登陸，向蒙古低氣壓輻合，然以地轉偏向作用關係，其盛行方向在沿海為東南，深入內陸漸改向西南，以至華西一帶不能蒙海洋氣流調劑之優惠。(2) 中國西部，東有大興安嶺、陰山、太行山、六盤山及大雪山為其屏障，是乃季風中國與非季風中國之分野，海洋氣流縱或內指，過山下沉，亦必成為炎燥之焚風。(3) 中國西部地勢高聳，或為高原，或為盆地，以空氣稀薄純淨，地面乾燥不毛，及凹面地形關係，日射強烈，受熱特劇，於是海平溫度益扶搖直上，超過緯度平均甚多。

自海平溫度而論，中國東西兩部各有顯著之特色，東部冬寒，西部夏熱，惟言實際溫度，固未必然也。中國冬、夏溫度雖病極端，然東部低地春、秋二季之海平溫度，則與緯度平均數值相去有限，大致言之，除沿海一狹帶外，春稍暖而秋稍寒，偏差均不出 5°C ，此亦大陸季

風氣候應有之特色。惟東九省北部，冬季積雪地凍，入春未消，溫度之上漲減緩，偏差為負而非正。此外長江中下流一帶，春季偏差亦係負值，此或因天氣陰沉，日射衰弱所致。

第 68 表 中國東部四月及十月溫度之偏差

	瓊瑋	北平	漢口	瓊州
四月	-2.4	+0.8	-3.5	0.0
十月	-3.1	-2.7	-2.9	-1.3

沿海狹帶，北起遼東，南至廣東沿海，其溫度偏差無論春、秋，概屬負值，雖為數多在 5°C 以下，然現象則甚一致，殊堪注目。春季沿海以海洋之影響，溫度上升滯緩，溫度低於緯度平均，乃意料中事。入秋海洋延緩溫度之低降，按理偏差應屬正值，然事實上竟亦為負值者，蓋以中國冬季風盛，十月已籠罩全陸，遂使海洋影響渺不可觀。同時東中國寒流之轉強，亦與沿海秋季溫度之低降有關。

第 69 表 沿海四月及十月溫度之偏差

	安東 40°N	鎮海 30°N	香港 22°N
四月	-4.2	-5.9	-3.9
十月	-4.6	-2.8	-1.8

內陸區域春季海平溫度均高於緯度平均 5°C — 10°C ，此乃大陸性氣候應有之現象，了無足異。大陸性愈顯之地，其正偏差值亦愈鉅，故自沿海向內陸，春季正偏差值均係遞增，惟秋季偏差亦屬正值，蒙、新均在 5°C 左右，西藏高原則達 10°C ，適與常理相背，此種反常現象，似由于高度及冬季風之影響：(1). 中國西部多高原及盆地，高

度既高，日射特強，是以海平溫度與同緯低地比較，乃大見超出，拉薩正偏差值之特大者以此；(2). 華西秋季位高氣壓中心，且北方山脈東西橫亘，冬季風難以入侵，故溫度之低降不似東部低地之速。

第70表 內陸四月及十月溫度之偏差

		四月		十月				四月		十月	
40°N	酒泉	+5.5	+3.3	30°N	雅安	+1.9	+1.5	拉薩	+10.6	+10.0	
	疏勒	+11.0	+5.4								

中國全年平均溫度之偏差，東南一帶因冬寒特劇，夏熱不足以勝之，故概屬負值，平均在 -5°C 左右，惟至華南沿海，冬季風之影響漸渺，偏差值乃隨緯度而遞減，至海南島北部，僅約 -1°C 而已。

第71表 中國東部全年溫度之偏差

瑗理	北平	漢口	瓊州
-4.6	-6.5	-3.4	-0.9

內陸區域冬寒程度未勝東南，夏季之炎熱則猶有過之，是以大興安嶺至大雪山脈一線迤西，全年溫度偏差概係正而非負，愈西愈顯，疏勒正偏差達 5°C 以上，拉薩且超過 10°C 。

第72表

40°N	安東	酒泉	疏勒
	-5.4	-3.0	+6.5
30°N	鎮海	雅安	拉薩
	-4.1	+1.3	+10.7

【參考文獻】

Hann und Siiring Lehtbuch der Meteorologic, 1926, P.143.

第 73 表 世界北緯 20° 至 50° 之平均溫度(海平)

	一月	四月	七月	十月	全年	較差
50°N	7.2	5.2	17.9	6.9	5.8	25.1
40°N	5.5	13.1	24.0	15.7	14.1	18.5
30°N	14.7	20.1	27.3	21.5	20.4	12.6
20°N	21.9	25.2	28.0	26.4	25.3	6.1

第十五節 氣溫之日變化

中國溫度之變化，無論年日，均甚極端，此固大陸性氣候之本色也。然日變化之型式，殊甚單純。以平均言，在一日間，最高概出現於午後二、三時，最低則隨時季而稍異。冬季較遲，夏季稍早，南京一月以六、七時為最低，七月乃在五時，北平一月以八時為最低，七月則在六時。至華南以地居熱帶，終年晝夜長短，變化有限，其最低溫度時間之變動即較小。凡此種種，均與日出時間之先後有關，無庸深論。

各地氣溫日變化高低點出現之時間雖大致雷同，但變化之振幅或較差則因時地而迥別。溫度日較差按理應南大於北，惟在我國以東南臨海，潤溼多雲，草木茂盛，西北地居內陸，乾燥晴朗，荒瘠不毛，是以緯度之影響遂完全不彰，氣溫之日較差反隨緯度自東南向西北遞增。東南沿海日較差約在 5°C 左右，黃渤沿岸亦在 10°C 以下，山東半島突出海中，海洋之調劑特顯，其平均不過 8°C 而已。然此僅限沿海一狹帶，稍入內陸，雖距離不過一、二百公里，日差幾已增加一倍。秦嶺至淮河一線，為中國南北氣候之分野，日差分佈之變

遷，頗為急促。迤南如長江中下游及華南均在 8°C 以下，以北則增至 10°C 以上，四川盆地屬凹面地形，日差本應特巨，但以雲霧豐盛，平均值猶遜長江中下游，僅約 6°C ，其變動之小，與沿海差相彷彿。黃河平原及東九省境內，東部日差平均約 10°C ，向西遞增至 12°C 左右。為數雖似不鉅，然已有「早穿棉，午穿紗，抱着火爐吃西瓜」之諺矣。蒙、新乾燥區域，日差之大為全國冠，一日之間，四時咸備，盛夏夜可遇霜，隆冬晝可露體，番民終歲羊裘一襲，即為適應環境而設，各地日差平均可達 15°C 以上，其超出 25°C ，以上者，亦非罕見。榆林居鄂爾多斯沙漠之南，絕對最大日差曾達 28.8°C ，全年日差大於 20°C 以上者凡四十五日，至沙漠中心如戈壁，塔克拉馬罕等區，則日差大至 30°C 之機會，亦可有之，良以氣候乾燥，空氣純淨，日射與地面輻射出入均無甚阻礙也。日差過大，植物難以生長，人民生活維艱，沙漠人烟之稀少，其致因固不僅雨量稀少而已。氣溫之日變化，其主要致因為地面於輻射能之吸散，高度愈高，去地愈遠，影響愈渺，故日差有隨高度而遞減之勢。高山大氣與地面接觸面小，且多流動，故日差之小，足與沿海比倫。

第 74 表 高山之日較差

	一月	四月	七月	十月	全年	年代
泰山	5.9	6.5	5.8	6.5	6.2	1933
濟南	9.0	10.8	10.4	9.9	10.0	1933
相差	-3.1	-4.3	-4.6	-3.4	-3.8	
華山	6.8	8.8	8.4	7.6	7.9	1941
西安	10.5	12.8	11.3	11.3	11.6	1941
相差	-3.7	-4.0	-2.9	-3.7	-3.7	

泰山及華山與濟南及西安比較，日差均約小 4°C ，足爲上述之佐證。惟在高原，近地氣溫日差與高度之關係適相反，高原高度愈大，日差亦愈鉅，此乃以高原地面影響顯著，高度愈高，空氣愈稀薄，愈純淨，且雲雨亦甚稀少，日射輻射出入無阻之故。山西高原，日差平均達 13°C ，大於華北平原 2°C 有奇。雲貴高原，日差平均約 11°C ，大於長江以南邱陵地帶亦不下 3°C 。西藏高原，高度達五千公尺，平均日差約達 15°C ，視東部低地高出 5°C 有奇。高原日差特大，夜溫低下，對於作物發育，頗有妨礙。

氣溫日差不僅隨區域而異，且因季節而生變動。夏季晝間所獲日射豐富，夜間發散亦多，故日差大。冬季晝間所獲日射較少，夜間發散亦有限，故日差小。然此僅爲一般之原則，實際以雲量之影響，變動極爲複雜。最大未必見於夏，最小亦未必見於冬，甚且有相反之情形出現。中國各地日較差之季節變化，大致言之，可分六類：

(1) 沿海類 中國沿海爲東中國寒流沖刷之海岸，春、夏二季海洋季風發自低緯，履經其上，下層以傳導輻射冷卻之影響，往往凝爲濃霧。沿海霧季，南海濱多在春，東海濱在春夏之交，黃海濱則在盛夏，適與東中國洋流之北退及海洋季風之北進相吻合。沿海春夏霧季雲量豐富，日射甚弱，故日差華南以春季爲最小，華東以夏季爲最

第 75 表 沿海類日差之季變

	最 大	最 小	年 平 均
香 港	九月 5.0	四月 4.2	4.5
溫 州	十月 8.4	六月 5.8	7.4
青 島	十月 8.1	七月 5.3	7.0

小。沿海日差最大之季爲秋，以是時海洋季風引退，大陸季風外流，履經暖海，雲霧稀少，天氣晴朗故也。此類僅見於沿海島嶼及濱海之地，範圍至狹，第75表所列三地，可爲沿海類之典型。

(2) 華中類 長江中下游全年雲量變動不大，影響不著，是以溫度日差，即以盛夏爲顯，冬季爲小，與一般情形相合，如：

第76表 華中類日差之季變

	最大	最小	年平均
南京	七月 11.2	十二月 7.5	9.7
長沙	八月 10.2	一月 5.1	7.5
漢口	七月 9.4	十二月 5.1	6.6

(3) 華北類 東九省黃河平原，黃土高原溫度日較差均以春季爲大，夏季爲小。夏季之小，蓋因極鋒蒞止，雲雨豐盛所致。春季此諸區域，尚在冬季風控制之下，以溫度上升甚速，特稱乾燥，雲雨之稀，日射之強，猶有過於秋季，故日差爲全年之首，如：

第77表 華北類日差之季變

	最大	最小	年平均
北平	五月 13.3	八月 9.3	11.7
榆林	五月 16.7	七月 11.9	14.3
公主嶺	五月 13.2	七月 9.4	11.4

(4) 內陸類 蒙新區域晚春初夏日差最大，其理同前，惟盛夏因雲雨至稀，亦匪甚小，最小則在冬季，如迪化等地均其著，例：

第78表 內陸類日差之季變

	最大	最小
迪化	五月 13.9	十一月 9.1

庫 車	六月	17.9	十二月	13.4
24頃地	五月	16.2	一月	7.2

(5) 貴州類 貴州高原冬季雲量最豐，日變較小，春、夏雲雨亦盛，僅秋季稍見開朗，故溫度日變化即以秋季為最顯，如貴陽：

第 79 表 貴州類日差之季變

	最 大	最 小	年 平 均
貴 陽	十月 10.6	一月 7.8	8.2

(6) 高原類 西藏高原與雲南高原年分兩季，即雨季與霜季，夏季在海洋季風控制下，多雲雨，日差小；冬季為高空反信風之領域，乾燥晴朗，輻射與日射出入均鉅，日差卓然為全年之首者，昆明與拉薩足資代表：

第 80 表 高原類日差之季變

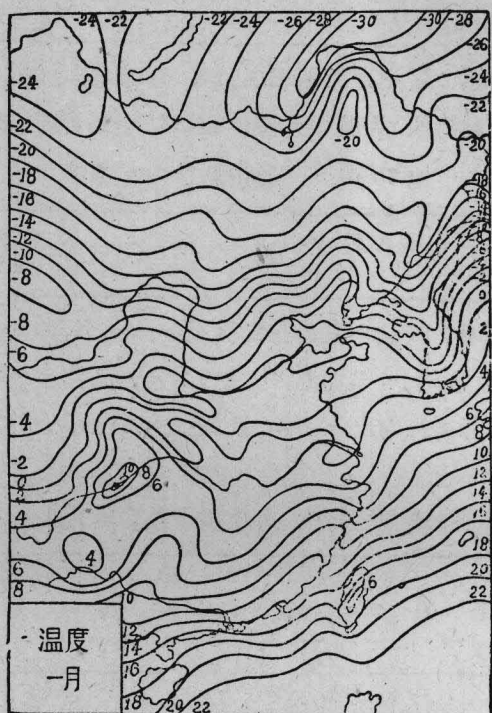
	最 大	最 小	年 平 均
昆 明	一月 10.6	七月 5.7	8.3
拉 薩	十一月 17.2	八月 11.2	14.0

第十六節 氣溫之年變化

中國各地氣溫均夏高而冬低，變化單純，然大同之中，固有小異，觀其高低出現月分及振幅之大小，氣溫年變曲線，約可釐彙為五：

(一) 大陸式 此類分佈最廣，舉凡秦嶺以北之地均屬之，惟山東南部沿海帶顯著海洋色彩，則不在此例。最熱月為七月，最冷月為

一月，急升急降，變動甚促，以較差之大小，又可分為二副型：



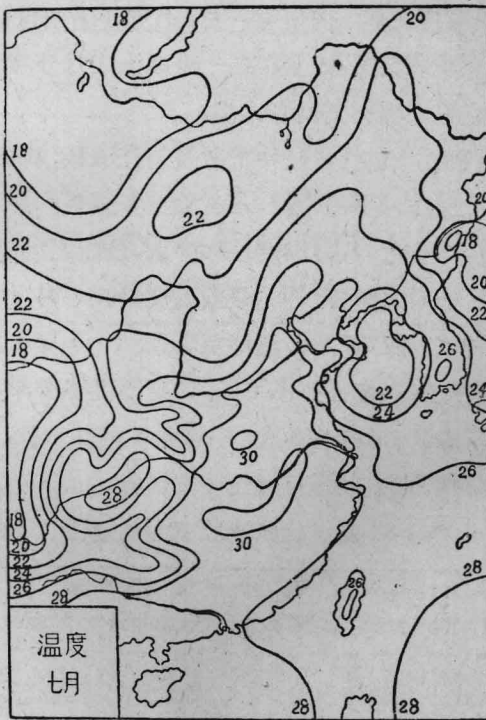
第三圖 (甲)

1. 亞極地式 長城以北之區屬之，以黑龍江北部為最典型，其特徵有三：(a) 冬季酷寒，冰雪滿地，宛如極地。(b) 四季分配不勻，冬長六月以上，夏季至為短促。(c) 年較差達四十度至五十度，如海拉爾。海拉爾十月至三月溫度均在零下，地面積雪可達半年之久，土壤永久凍結。夏季消融，僅限表層，地下冰層可厚至一公尺許，一月平均溫度僅 -28°C ，於晨間水銀亦可凍結，夏季僅七月溫度超過

第 81 表 海拉爾溫度之年變化

1909-28	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
海拉爾	-28.3	-24.3	-15.2	0.6	10.4	17.1	21.0	18.1	9.8	0.0	-14.2	-25.6	-2.6	49.3

20°C, 在十度以上之月分纔四個月(五月至八月)而已。春、秋二季亦殊短促, 全年較差大至五十度左右。



第 三 圖 (乙)

2 溫帶式 長城以南, 秦嶺以北, 溫度變化屬溫帶型。以四季

分明，長短相若，冬季溫和，較差不大為其特色。此式可以濟南為代表：

第 82 表 濟南溫度之年變化

1919-36	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
濟南	-1.7	1.6	8.3	15.8	22.6	27.0	28.2	26.4	22.2	16.2	7.6	1.0	14.6	29.9

濟南冬季溫度在零下者僅有一月，且亦不若海拉爾之嚴酷，冰雪之期不長，夏季頗炎熱，溫度在二十度以上之月分為五月至九月，計五個月之久，較差僅約為前者之半。

(二)副熱帶式 包括長江中下游及西江流域，其特徵有四：(a)夏季多雲雨，溫度曲線頂甚平緩，最高溫度多見於八月，然與七月相差每不足一度，亦有七、八月溫度幾相等者，最高之溫度不在七月而在八月，蓋由於梅雨之影響。(b)最低溫度仍在一月，惟冬季短而溫和，適與亞極地式相反，平均月溫罕及零度。(c)夏季長而悶熱，南部可長至六月以上，北部亦每不下五月，夏溼溫度雖非過高，但因溼度特巨，至為溽暑。(d)較差不大，平均北部約二十度，南部僅十五度，溫度曲線起伏不大，此式可以長沙為代表：

第 83 表 長沙溫度之年變化

1924-37	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
長沙	4.4	6.2	11.3	17.2	23.0	26.3	30.0	29.9	25.3	19.3	13.4	7.3	17.8	25.5

(三)海濱式 我國東濱海洋，惟因季風關係，影響不著，但在沿海狹帶，海洋調劑之影響，亦灼然可見。海濱溫度年變最低及最高，多視內陸落後一月，年差不大，本類可分三區：

1. 黃海濱式 渤海爲一內陸海，沿海溫度變遷略同大陸，但長江口北與山東半島以南，黃海沿岸，海洋影響則頗顯著。夏季溫度最高見於八月，惟冬季以是區在蒙古高氣壓中心之東北緣，季風多屬離陸，爲勢亦盛，沿海反受顯著之大陸影響，故最低溫度仍在一月，因夏季涼爽，年差約僅二十五度左右。

第 84 表 青島溫度之年變化

1900-36	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
青島	-1.4	0.0	4.2	10.1	15.5	19.8	23.6	25.1	21.3	15.8	8.4	1.3	12.0	26.5

2. 東海濱式 浙、閩沿海島嶼，溫度最高在八月，最低在二月，海洋色彩甚濃，惟此僅限沿海一狹帶。入陸最低點即見於一月，與黃海濱式無大殊異。但以緯度較低，較差視前者益小，平均不過二十度。

第 85 表 北魚山溫度之年變化

1924-37	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
北魚山	6.3	6.2	9.0	13.3	18.3	22.4	26.6	27.2	24.3	20.0	15.4	10.1	16.6	20.9

3. 南海濱式 最低亦在二月，最高則見於七月，惟一、二月或七、八月溫度之差均甚微末，最高點之見於七月，當係由於八月此間在赤道鋒控制之下，多颱風雨之故，較差概在十五度以下。

第 86 表 香港溫度之年變化

1834-1940	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
香港	15.4	15.1	17.3	21.3	25.0	27.3	27.8	27.6	27.0	24.6	20.9	17.2	22.2	12.7

(四)高原式 青海、西康及雲南高原溫度年變曲線與長江流域頗近似，最高見於八月或七月，最低見於一月，起伏不大，惟絕對值

較低耳。其全年較差視沿海尤遜，雲南高原緯度低而高度亦非過高，氣候有四時如春之妙。一月罕及冰點，八月亦不逾二十度，惟青海西康以緯度及高度均見增加，則頗苦寒，俗謂「六月暑天猶著棉，終年多半是寒天」，良非過言。然與迤東同緯之地相較，實仍有「冬暖夏涼」之優惠。此諸區域八月溫度較高，夏季變動甚小，蓋均為雨季之影響，至較差之小，則以盛夏多雨，足以阻滯溫度之上漲，而隆冬山脈又有屏障寒風之功也。此外反信風之流行，亦與冬季之溫暖有關。

第 87 表 高原溫度之年變化

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
西寧 1937-40	-7.1	-2.6	2.1	6.5	13.4	15.3	18.1	18.1	12.7	7.8	0.8	-5.1	6.5	25.2
康定 1940-42	0.5	1.1	4.7	8.0	11.7	13.2	16.9	16.5	12.5	9.7	4.5	1.1	8.4	16.4
昆明 1921-39	9.5	10.6	13.8	17.3	19.8	20.4	20.9	20.7	18.9	15.7	12.8	9.9	15.9	11.4

5. 熱帶式 熱帶氣溫最高點每見於雨季之前，此種情形以恆河流域及北非蘇丹為最典型，故又名恆河式或蘇丹式。我國東京灣沿岸南海諸島及西藏高原東南部溫度年變化亦具顯著之熱帶型，最低一月，最高則在六月，大致發生於夏至之前，視長江流域提早一月，沿海提早二月，其原因蓋由於七、八月多雲雨，溫度難以上升所致。迴歸線內六月至八月地面所受日射幾等，如七、八月雲雨較豐，則最高

第 88 表 臨高與拉薩溫度之年變化

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年較差	
臨高 1924-37	17.6	17.7	19.6	23.5	27.4	28.8	28.7	23.4	27.4	25.2	22.7	19.8	23.1	11.2
拉薩 1935-38	-0.1	2.8	6.1	8.6	14.0	17.3	16.7	14.6	14.6	9.3	3.9	-0.1	8.9	17.4

溫度自必前移矣、惟雨季之中，溫度變化實微不足道，七、八月溫度視六月往往僅低一度不足。

以上所述僅就月平均而論，雖亦可見全年溫度變化之一般，然於細微之變化則未能洞見。一年之間，春、秋代序，溫度並非一直上升或降低，降低之時，每間以短期之升高，升高之際，時亦有短期之降低，抑揚頓挫，反復無已，此為溫帶氣候之特徵，因氣團與鋒之消長進退而起，顧末容忽視也。宜更進以逐候之平均溫度為據，詳加檢討，以見溫度年變化之真相。惟紀錄有限，申論範圍，僅能以東九省及中國本部為限。

中國各地候溫度曲線上其年平均溫度出現之時期，春季大致在四月中旬至五月初旬，秋季約自十月下旬至十一月初旬，春季年平均溫度出現最早者為四川盆地及東九省南部，均在四月初旬，最晚者為浙、閩沿海諸嶼，延至五月初旬，秋季年平均溫度出現最早者，仍為前述二區，約在十月中旬。最晚者亦仍為後述區域，多見於十一月初旬，此皆海陸性質異趣有以致之。最高溫度出現之時期，各地多在七月底八月初，最早者為北海（七月五日至九日），最晚者為臺灣海峽諸嶼（八月二十四至二十八日），最低溫度出現之時期，大致均在一月底二月初，惟瀋陽則早至一月下旬，東海濱遲至二月十日至十四日，凡此種種，多與大陸性程度之高下有關。但北海最高溫度之特早，則為雨季之影響，與海陸關係無關。就最高最低溫度出現之日期而論，最高溫度比較複雜，先後參差不齊，最低則頗單純一致。蓋以冬季平流作用盛，天氣變幻比較普遍，夏季平流作用衰，溫度之升降，時僅限一隅之地也。

全國候溫曲線型式自南而北，由寬廣之圓丘，漸變為狹長之錐形，與月溫曲線情形相同，乃緯度高下之影響，無庸深論。各地候溫之升降，不似月溫曲線之規則，起伏無常，極形複雜，春季尤然。中國冬季風強於夏季風，由冬入夏，冬季風之退也緩，夏季風之勢也弱，二者此進彼退，互為激盪，溫度變化特大，溫度之上升，並非循序漸進，常有倒退之象。入秋冬季風捲土重來，進行特速，不一月即瀰漫全境，夏季風迫近絕跡，故溫度之下降，較為單純，僅偶當高氣壓入海，驅使海洋變性氣流登陸之際，始時或有暫行上漲之可能。候溫之升降，最可注意之點，即在冬季，雖細微之變化，各地亦每相吻合，一月初旬以至二月初旬之四十餘日間，全國溫度有三顯著之寒期，且有逐次加強之傾向：

第一寒期 一月一日至五日，溫度視前候平均降低 0.7°C ，平原及島嶼則達 1.0°C 以上。

第二寒期 一月十六日至二十日，溫度視前候平均降低 1.0°C ，地勢開展之區，可至 1.5°C 左右。

第三寒期 一月三十一日至二月四日，溫度視前候平均降低 0.8°C ，最大為 1.7°C ，較前二候平均降低 1.3°C ，最大甚且達 2.9°C 之多。

此諸寒期乃冬季風爆發之結果，是謂寒潮，寒潮南下前後，全國多在高氣壓控制之下，因氣流下沉，日射旺盛，溫度日增，及其東移入海，復驅使海洋氣流登陸，地面溫度往往益見高漲，是種情形謂之暖潮，與寒潮相間而作，有欲揚先抑之概，暖潮在此時期，亦有三次：

第一次暖潮 十二月二十七日至三十一日，溫度升高 0.2°C 。

第二次暖潮 一月六日至十日，溫度升高 0.4°C 。

第三次暖潮 一月二十一日至二十五日，溫度升高 0.6°C 。

二月初旬以後，蒙古高氣壓漸衰，日射增強，溫度多行急升，縱有寒潮，其勢亦弱，影響所及，往往僅限沿海，不復能波及全國。十二月底至二月初，三次溫度之升降，非唯中國有之，歐洲亦有類似之現象。冬季寒潮南下，速率甚高，三、四日內，即可波及全國，故溫度之低降，各地均見於同一候中，二月底以後，寒潮之勢日衰，在大陸上，因阻力大，前進緩，變性甚深，降低之值既微，出現時日亦異，在平均候溫中，已不易察知，但沿海因海面平滑，寒潮行動較速，且南北溫度梯度不大，變性亦淺，其影響或尚可見。

二月以後寒潮計凡八次：

- | | |
|----------------|---------------------------------|
| 1. 二月二十日至二十四日 | 華南 -0.2°C |
| 2. 三月二日至六日 | 東海濱 -0.2°C |
| 3. 三月十二日至十六日 | 全國 -0.3°C |
| 4. 四月二十五日至三十日 | 東海濱及長江流域 -0.3°C |
| 5. 五月二十一日至二十五日 | 華南沿海 -0.2°C |
| 6. 六月五日至九日 | 全國 -0.2°C |
| 7. 六月三十日至七月四日 | 華南 -0.2°C |
| 8. 八月四日至八日 | 長江流域 -0.6°C |

長江流域八月初者緊接最高溫度一候之後，其他各地，最高溫度一候之後，亦有溫度倏降之現象，但日期則頗不一律。過此已往，溫度漸降，入於秋冬之季。

研究氣溫年變化，每日平均視逐候者尤有意義，逐日平均曲線

變化之複雜，蓋尤勝後者。惟此非觀測年代特長之紀錄，難以利用。全國各地僅上海與香港二處，觀測年代達五十年以上，可資依據而已。此二地冬季升降大致吻合，夏季殊甚參差。七月以後溫度之下降，亦並不規則，時有上升之象。其中尤以十二月二十六、七日之暖潮(上升 1.1°C)與二十八日之寒潮(下降 1.6°C)為最顯著。上海冬季溫度之低降，每視香港略早，蓋寒潮南下，計日而行，北地先臨，南國後及，理所當然。上海三月一日及十三日溫度顯見低降，與蘇杭俚諺所謂「二月初八，張大帝吃凍狗肉」及「二月十八，老和尚過江」之說，適堪印證。此外日本立春之後有所謂「八十八夜別離霜」者，上海亦復有之。上海四月底五月初，溫度均略低降，陽春驟寒，遍及東亞，殊堪注意，初夏六月十六日上海溫度倏降 0.9°C ，香港無此現象，似為梅雨開始，日射衰減之結果。

【參考文獻】

呂炯 中國各地溫度逐候平均之年變化 地理學報第五卷

第十七節 四季之分配

春夏秋冬謂之四季，四季遞嬗，僅溫帶地方有之，兩極終年冰雪滿地，赤道恆歲草木不凋，固無所謂春秋代序也。中國地居溫帶，以農立國，四時之變，知之極早，測之極精，堯典已載曆象之則，以為耕稼之本，所謂日中、日永、宵中、日短，即後之春分、夏至、秋分、冬至也，及秦呂不韋著十二紀，始有候應之說，迨淮南子時則訓，大戴禮夏小正及禮記月令出，而逐月節候乃行完備，特次序名稱，與今仍有出入耳。易緯通卦驗始設二十四氣，與現行者完全雷同，至逸周書時

訓解分月爲一節一氣，節氣各爲三候，每候五日，每年二十四氣，七十二候，節候之學，燦然大備，大抵本上述諸書加以整理，集其大成，爲現行曆書之本。季節之分割，固莫善於此者，顧當時觀測，僅限黃河中流，時至今日，自難施於全國。霜降、大雪既不適用於嶺南，三月桃花豈可言之於關外，亟宜據逐候溫度之遷異，旁參草木榮枯，候鳥遷徙之跡，重新厘定，庶可免「明日黃花」之譏也。

二十四氣 立春、雨水、驚蟄、春分、清明、穀雨、立夏、小滿、芒種、夏至、小暑、大暑、立秋、處暑、白露、秋分、寒露、霜降、立冬、小雪、大雪、冬至、小寒、大寒。

分季之法，中國官書向以立春爲歲首，二至二分爲季中，自天文觀點論之，固甚完善，春始於立春（二月四日）計九十一日，夏始於立夏（五月六日）計九十四日，秋始於立秋（八月八日）計九十二日，冬始於立冬（十一月八日）計八十八日。但民間習俗，則以夏曆一月至三月爲春，依次類推，平年季三月，凡八十八、九日，逢閏季四月，凡一百十七、八日，逐年同季氣候，每大有出入，於理殊多不合。歐西昔亦有以一月爲春之始者，近則多按天文分法，以春分（三月二十一日）至夏至（六月二十一日）爲春，夏至至秋分（九月二十三日）爲夏，秋分至冬至（十二月二十一日）爲秋，冬至至春分爲冬。此外英國習俗春始於二月，美國春始於三月。上述種種，事固簡明，便於記憶。但僅就月日分段，不以實際溫度爲準，與氣候鮮有關係，實無若何意義也。

四季之名，含有萌長收藏之意，世界各地以緯度海陸及地形之異，一年之中，未必有四季，卽有四季，長短亦難盡同，宋沈存中謂

「土氣有早晚，天時有愆伏，嶺嶠微草，凌冬不凋，并汾喬木，望秋先隕，諸越則桃李冬實，朔漠則桃李夏榮」，此緯度高下，去海遠近之殊也。唐白居易詩「人間四月芽菲盡，山寺桃花今盛開」，此地形起伏之別也。張寶瑩乃創候溫十度及二十二度以定春秋終始，分割四季之法，視天文之分割，完善多多，春秋之徵在於「和」，冬盡春來「和」之始，冬至秋末「和」之終，亦即寒期之起訖也。「和」之低限既定，則冬季之分割亦可迎刃而解。常人所謂「和」之溫度，約為 15°C 至 17°C ，德儒洪保德 (Humbolt) 劃分「冷」「和」「暖」「熱」之標準為 10°C ， 15°C ， 20°C ，蘇本 (Supan) 分「熱帶」「溫帶」及「寒帶」之準繩為年溫 20°C 及最熱月溫 10°C ，寇奔 (Koppen) 分極地氣候與寒溫帶氣候之標準為最熱月溫 10°C ，故以十度為「寒冷」與「溫和」之分野，可無疑義。此一標準，不僅與氣候之地理分佈相符，且與物候現象亦完全吻合。例如南京候溫達十度始候為三月十七日至二十一日，而櫻始花為三月十四日，桃始花為三月二十六日。北平十度之始候為四月一日至五日，亦正值春花怒放，百卉爭豔之時，又南京候溫為十度之終候為十一月二十二日至二十六日，時正梧桐葉落（十一月十五日），柳色飛黃（十一月十八日），秋意已深，嚴冬將至，故用十度之候溫以定春始秋終，最稱恰當。

第 89 表 春秋分季表(以二十度為準)

	春	終	秋	始	春	季	秋	季
北平	五月	五日	九月	十三日	三十五	日	四十	日
南京	五月	十五日	九月	廿八日	六十	日	六十	日
上海	五月	廿五日	十月	三日	六十	日	五十	日

夏季以「熱」爲特色，春末爲「和」之終「熱」之始，秋初爲「熱」之終「和」之始，「熱」與「和」之分野，西儒多定爲二十度，如依此一標準，則北平、南京、上海三地春終秋始之期應如第 89 表所示，揆諸農事物候，諸多未合，若依二十二度爲標準，則上述三地春終秋始之日爲：

第 90 表 春秋分季表(以二十二度爲準)

	春	終	秋	始	春	季	秋	季
北平	五月廿五日		九月八日		五十五日		四十五日	
南京	五月二十日		九月廿三日		六十五日		六十五日	
上海	六月九日		九月廿三日		七十五日		六十日	

如是則與候鳥之遷徙，草木之榮枯，均屬相符，且寇奔亦嘗以最熱月在二十二度以上爲分割溫帶炎熱區域之標準，故以夏季爲候溫超出二十二度之時期，視二十度更爲妥善。

綜上所述，可見春秋應爲候溫十度至二十二度之時期。冬季候溫在十度以下，夏季候溫在二十二度以上，準此則中國春季向北進行之率，每緯度遲二天半，向上進行之率，每百公尺遲二天半，均視歐美每緯度或每百公尺差四天者爲速。此外海陸之影響，亦甚顯著。例如濟南與瑛瑯島同位北緯三十七度，前者春始於四月一日，後者則在四月二十五日，相差達二十四日之多。華南無冬，春、秋不分，始於十一月初，終於四月中旬。長江流域四季更迭，最爲顯著，上游春來最早，約在三月上旬，中游延至中旬，下游則在下旬，東西之差凡一月之久，此秦嶺之屏障及海陸與地形之影響有以致之也。黃河中下游春始於四月上中旬，山東半島延至下旬，視長江流域約晚一月。內

蒙草原，四月下旬春光始啓，東九省北部更遲至五月上中旬。蒙、新區域，紀錄過少，不易確定，大致在四月下旬以後，惟塔里木盆地，則在三月下旬。

夏季炎風暑雨，酷熱蒸人，但爲穀物生長最盛之期，南嶺以南，夏來極早，暑去最遲。大體言之，四月中旬，已呈暑熱之象，十一月初，始有秋爽涼生之候，終年霜雪罕見。「草經冬而不枯，花非春而亦放」，自南而北，夏季開始之期漸落後，長江上中游及華北等區，均起自五月中下旬，惟沿海則遲至六月，山東半島且延至七月中旬。內蒙草原及東九省南部約在六月中旬，與新疆同時入夏，東九省北部在七月上旬，沿海夏始線大致與海岸平行，去海愈遠則愈早。如長江口外之佘山夏始於六月下旬，大戢山則在中旬，入陸長江三角洲上多始於五月下旬，中游更早至中旬。海洋之影響，斯時最著。

放翁詩云：「四時俱可喜，最好新秋時」，惟金風送爽，佳景不常，轉瞬之間，寒威凜冽，爲期之短，爲四季最，此所以詞人騷客，時興悲秋之恨也。嶺南秋始於十一月初，長江流域多發軔於九月下旬，黃河流域更早至九月上中旬，東九省北部與內蒙草原，八月中旬已有暑退涼生之感，而新疆天山北路則八月初旬，業已百草衰黃，景象蕭瑟矣。

冬季開始日期與緯度關係最顯，嶺南無冬，長江流域始於十一月與十二月間，華北在十一月初，黃土高原及東九省南部更早至十月中旬，東九省及蒙、新一帶，九月中旬已秋盡冬來，更替最稱急促，正所謂「撤了涼棚砌火爐」也。

華南春秋連續不分，長達四月至五月半，閩甌沿海，春秋最長，

約六、七月，華中春秋長短，略同華南，惟冬季顯著，不似華南之連續不分耳。以本流域論，長江上游春秋最長，下游次之，中游最短。華北春秋長約三月至五月，東北更短，兩季合計僅三月半至四月，春秋佳日，稍縱即逝。大致言之，除雲南外，全國各地春秋均不若冬夏之長，其故有二：(a.) 大陸性氣候本以暴寒倏暑為其特色，故春秋甚短而冬夏特長。(b.) 中國屬季風氣候，四季長短多受制於季風之更迭。春秋為二者交替之時季，入秋北風緊峭，涼秋每驟轉為寒冬，暮春薰風早臨，和春時即變為暑夏。若冬季風歲首之勢未衰，春光亦每因之而滯延。是以春秋二季，常極短促，惟雲南以高度及地形屏蔽關係，春秋長至十月以上，四時如春，信非過譽。

若以春秋分別言之，長江以南，二季大致相等。至黃河以北，則春長而秋短，此乃秋季冬季風之勢特盛所致。

第 91 表 各區春秋長短之比較

	春	秋		春	秋
閩甌區	95日	95日	華北	65日	55日
長江上游	80	80	內蒙	70	55
長江中游	65	60	東三省	70	55
長江下游	70	65	新疆	65	60

夏季自南向北漸行減短，華南夏長六月至八月，閩甌區四月半至六月，長江流域三月半至四月半，迤北至黃河流域僅二月至三月半，東九省北部不足一月，南部亦不足三月，此緯度之影響也。此外海陸及地形之影響，亦甚顯著。山東半島沿岸夏長不過二月，春秋凡五月，視內陸夏長三月有半，春秋僅四月者，其氣候實遠為優勝，故

爲盛夏避暑勝地。牯嶺高於九江約一千公尺，前者夏長一月，春秋達六月之久，後者夏長四月有奇，春秋則僅四月而已。

嶺南之地無冬，閩海濱冬亦短促，至浙江沿海始有二月以上之冬令，長江下游冬長四月，中游三月有半，上游三月不足，愈西而秦嶺屏障冬季風之功能愈顯，故愈西而冬季亦愈短，地愈北而冬愈長，華北五月，東北六月至八月，蒙新除塔里木盆地外，亦約略相同。

綜上所述，可見中國四季分配顯著之區域，僅限南嶺以北，長江以南。溫州以南無冬，夏長八月，濱江以北無夏，冬長八月，雲南高原春秋居全年之大半，夏季缺如，冬令亦短。長江流域，四季分明，長短

第 92 表 四季之分配

	春	夏	秋	冬	春秋
華南	—	6—8	—	—	4—6
雲南	—	—	—	2—3	9—10
閩南	—	5—6	—	—	6—7
北	3	4.5	2.5	2	
島嶼	3—3.5	4.5	3.5	1	
華中					
長江上游	2.5—3	3.5—5	2.5—3	2.5—3	
長江中游	2—2.5	4—4.5	2—2.5	3.5	
長江下游	2—2.5	3.5—4	2	3.5—4.5	
島嶼	2.5—3	3—4	2—2.5	3—4	
華北					
大陸	1.5—2	3—4.5	1.5—2	4.5—5.5	
沿海	2—3	2—3	2	5—6	
內蒙	2—3	1—3	1.5—2.5	5.5—6.5	
東九省					
南部	2—2.5	1—2.5	2	6—7	
沿海	2—3	1.5—2.5	2	5.5—6	
北部	—	—	—	8	4
新疆	2—3	2	2	5—6	

相若，蓋為典型之溫帶氣候。

如以每候溫度在零度以下之時期為嚴寒期，三十度以上之時期為酷熱期，則中國長江以南，冬無嚴寒，為真正副熱帶氣候。黃河流域嚴寒期計一月至三月，東九省則達五月左右，為嚴寒期最長之區域，除海濱外，本部嚴寒多始於十二月底，一月初，塞外則在十二月初，東九省北部甚至早至十月底，十一月初。夏季炎熱期，以吐魯番為最長，凡三月餘。長江中游諸盆地次之，多不足一月。黃河以北炎熱期極短，華南緯度雖低，然以近海，兼多雲雨，反無炎熱期之可言。除吐魯番外，炎熱期之終始多在七、八月之交，此諸盆地，夏季特熱，

第 93 表 嚴寒期與炎熱期

嚴 寒 期		炎 熱 期	
徐州	35日 1/6—2/9	南 寧	10日 7/15—8/3
西安	20 1/16—2/4	長 沙	20 7/20—8/8
開封	30 1/11—2/9	重 慶	5 7/25—7/29
青島	55 12/22—2/14	九 江	35 7/15—8/18
濟南	25 1/6—1/30	漢 口	15 7/20—8/3
太原	95 11/27—3/1	西 安	5 8/4—8/8
保定	75 12/7—2/19	開 封	10 7/10—7/19
張掖	100 11/22—3/1	大 名	5 7/15—7/19
大連	85 12/7—3/1	濟 南	5 7/15—7/19
天津	85 12/2—2/24	吐魯番	100 5/31—9/7
北平	80 12/12—3/1		
瀋陽	130 11/7—3/16		
濱江	155 10/28—3/31		
瓊瑯	165 10/23—4/5		
庫車	95 11/22—2/24		
迪化	140 10/28—3/16		

蓋以地形下凹，受熱面大之故，而焚風作用，亦有以致之。吐魯番為內陸一小盆地，地且低於海平，故酷暑為全國之冠，六月以至八月，日光如火，風似炮烙，必須棲伏地穴，日落方出，俾夜作晝，以勤操作。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|-----------|------------|
| 張寶玆 | 中國季候之分配 | 地理學報第一卷一期 |
| 竺可楨 | 論新月令 | 氣象學會會刊第六期 |
| 宛敏渭 | 二十四氣七十二候考 | 氣象雜誌第十一卷一期 |

第十八節 氣溫年差大陸度及秋春溫差

中國溫度，冬寒夏熱，年差極大，以各地年差與緯度平均兩相比較，即可見其特形極端：

第 94 表 中國各地年差與緯度平均之比較

	20°N	30°N	40°N	50°N
緯度平均	6.1	12.6	18.5	25.1
沿海	11.2(瓊州)	23.8(鎮海)	30.6(秦皇島)	
內陸		24.9(漢口)	37.5(大同)	47.0(滿州里)

沿海自北而南，年差大於緯度；平均五度至十度，內陸則超出十度至二十度以上，以緯度論，蓋世界寒暑變遷最烈之處，非其他大陸可比。

各地溫度年差值，大致言之，隨緯度而遞增，高度而遞減，距海愈遠則愈大，然此僅就一般情形而論，實際並無若是之單純。華南一帶，氣溫年差約十五度，雲南高原不過十度上下，至長江流域已增至

二十五度，東西小而中部較大，四川盆地僅約二十度，三角洲亦不過二十五度，中游諸盆地則達二十六度以上，華北平均計三十度，惟山東半島突入海中，乃與長江流域差相彷彿。東北及西北大多數地方均超出四十度，呼倫貝爾高原且達五十度左右。「北風一起，八月飛雪，春風一夜，千樹梨花」，年變之劇，誠屬可驚。西藏高原，夏季多雨，冬季日射豐盛，故年差僅約二十度耳。

溫度年差隨緯度遞增之率，內陸顯大於沿海，觀夫下表，灼然可見：

第 95 表 沿海與內陸之溫度年差

		沿 海			內 陸			
		最高 月溫	最低 月溫	年差		最高 月溫	最低 月溫	年差
汕 頭	28.3	13.7	14.6	梧 州	28.7	12.4	16.3	
南 通	26.9	1.6	25.3	開 封	27.7	-1.2	28.9	
秦 皇 島	24.5	-6.1	30.6	濱 江	23.2	-20.4	43.6	
每緯度差	-0.5	-1.2	+1.0	每緯度差	-0.2	-1.5	+1.2	

上列二組地方，一位沿海，一居內陸，各地最高月溫之差不大，然最低月溫則顯有高下。溫度自南向北遞減甚速，結果年差乃隨緯度而急增，以沿海與內陸兩相比較，夏季溫度沿海向北低減較速，冬季反之，是以沿海年差隨緯度之增加，乃不若內陸之甚。若論地形，苟同為高山、高原或盆地，年差恆隨高度而減小，以高度愈高，空氣愈稀且愈純淨也。此可於近年之高山紀錄，見其一斑。

下表四大名山，高度愈高者，年差亦愈小，惟遞減之率，並不規則。因除高度而外，餘如緯度之高下，山體之大小與位置之顯蔽，亦足

第96表 高山溫度之年差

	高度	一月	七月	年差
磅山	600 公尺	-7.0	24.8	31.8
泰山	1,541	-10.5	18.2	28.7
華山	2,200	-4.7	18.0	22.7
峨嵋山	3,119	-4.0	12.6	16.6

以左右年差故也。高原情形，亦復如是。騰衝拔海 1,634 m.，一月平均溫度 8.5°C，八月 20.4°C，年差 11.9°C。昆明拔海 1,922 m.，一月平均溫度 9.5，七月 20.9，年差才 11.4°C 耳。吐魯番盆地低於海面，年差特巨。魯克沁拔海 -149m.，一月平均溫度 -10.6，七月 32.8，年差 43.4°C，和闐居塔里木盆地之南，其乾燥不亞吐魯番，然以拔海達 1,406 m.，一月平均溫度 -5.5，七月 25.1，年差僅 30.6°C，亦高處小於低處，按氣候學原則，各種情形，年差應盆地最大，高原次之，高山最小，證諸上述殊有未合。西南之雲南高原，其年差視同高度之山峯尤小，斯蓋受北部高原與山脈之屏蔽，冬季風不易入侵所致。地形之影響於溫度年差，固不僅高度一端而已。中國境內東西行之山脈如天山、秦嶺及南嶺，於冬季寒風屏障之作用均甚顯。山北酷寒，年差大，山南溫和，年差小。秦嶺山脈橫亘本部，分中國為南北二半，山北冬寒夏熱，山南冬暖夏和，為氣候之重要分野，至若南嶺山脈，高度甚低，影響即無若是之鉅。秦嶺山脈愈西而愈高，故屏蔽作用亦愈西而愈著，重慶位內陸盆地，拔海 219 m.，一月溫度 7.8°C，較同緯沿海之鎮海（拔海 5 m.）反高出 3.5°C，八月重慶 29.2°C 高於鎮海計 1.2°C，故結果重慶年差僅 21.4°C，小於鎮海二度以上。以昆明（拔海 1,922 m.）與同緯之牛山島（拔海 65 m.）比較，亦復如

是，二地高差可二千公尺。昆明一月溫度 9.5°C ，七月 20.9°C ，年差 11.4°C ，牛山島二月溫度 9.7°C ，八月 27.2°C ，年差 17.5°C ，超出昆明六度有奇。位內陸者，溫度年差反小於沿海，斯亦可見地形影響之鉅矣。然除西南而外，各地年差均內陸大於沿海，如小龜山與懷寧同位北緯三十一度左近，前者年差 21.5°C ，後者則達 27.0°C ，又如大連與保定同居北緯三十九度，大連年差 29.4°C ，保定則達 32.6°C 。內陸之地，夏熱冬寒，沿海區域，夏涼冬暖，惟以冬季風向離陸，海洋調劑影響不著，沿海冬季溫度雖略高於內陸，然比諸世界同緯各地，仍極低下，故年差之距平仍巨。沿海溫度年差之小，其主要致因，為夏季溫度較低，冬季則與內陸相去有限。

第 97 表 沿海與內陸之溫度年差

		最高 月溫	最低 月溫	年差		最高 月溫	最低 月溫	年差
沿海	小龜山	27.3	5.8	21.5	大連	24.0	-5.4	29.4
內陸	懷寧	30.4	4.3	27.0	保定	27.0	-5.6	32.6

溫度年差雖可見氣候之極端，但以同時尚受緯度之影響，故欲覘一地氣候與海陸之關係，或大陸性程度之高低，必須除以緯度正弦，得其商數，始足見其所受海陸之影響。是項數值，通稱曰大陸度。凡一地大陸度在五十以上者，謂大陸性氣候，在五十以下者謂海洋性氣候，中國沿海浙江以北大陸度約四十五，以南約四十不足，內陸概在五十以上。本部各地以長江中游諸盆地為最大，平均達五十五，向四周遞減，西南一帶氣候變遷不劇，大陸度僅約二十至三十，東北諸省與華中彷彿，約五十五，華北大平原亦多超出五十，西北氣候乾燥，寒暑更替最烈，大陸度多達六十以上。中國境內年差最小之地為

東沙島，一月平均溫度 20.6，六月 28.6 年差 8.0C，大陸度僅十九。最大之地爲吐魯番盆地之魯克沁，一月平均溫度 -10.6，七月 32.8，年差 43.4°C，大陸度高達八十三，洵屬可驚。

總夫上述，可見：(1) 中國氣候多爲標準大陸性氣候，僅沿海略受海洋調劑，然大陸度仍在四十左近，尙不足以語溫和也。西北內陸地帶，大陸度多在六十以上，甚且達八十有奇，蓋爲世界最極端之大陸性氣候，視非澳及其他大陸中心之沙漠區域，有過之無不及，此當係歐亞大陸面積特廣所致。(2) 大陸度之大小，非僅視距海遠近爲準，與盛行風向亦有重大關係。華西高山屏峙於北，冬令寒風不入，且當大陸高氣壓穩定於華中或入海東進之際，此間適位高氣壓之西緣，時浸潤於入海迴歸之變性冬季風中，故大陸度不僅不於華中，且視華東沿海亦遠遜。大興安嶺、太行山及隴山以西，西藏高原以北，終年海風不入，大陸度冠於全國。沿海以全年大陸季風控制時間長於海洋季風，大陸度亦不下四十，臨海而不能受海洋之優惠。長江口以北，冬季風控制之時間較長，且方向類係西北，常屬離陸，大陸度視東南沿海猶勝。(3) 高度於大陸度亦有顯著影響，如地形相同，大陸度概隨高度而遞減，如重慶大陸度爲四十三，康定四十二，拉薩則僅三十四耳。如高度相同，去海遠近亦等，大陸度乃視地形而定，盆地最大，高山最小，高原居乎二者之間，吐魯番侷處內陸盆地中，高度且低於海平面，無怪其大陸度高至八十以上矣。

中國溫度不僅較差特大，季節更替，亦甚急促，春秋佳日，稍縱即逝，斯亦大陸性氣候之一顯徵也。除東南半壁而外，各地春溫多高於秋溫，即春暖易而秋涼亦速，秋春溫度之差，愈至內陸，其值愈大，

以十月與四月平均值相比較，山東半島東端，成山頭十月溫度高出四月 7.8，海洋性色彩濃厚，至山西太原情勢逆轉，四月已高於十月 1.4。新疆天山南路之和闐，四月溫度則超出十月達 6.0 之多，大陸性極端顯著。西南諸省，冬季溫暖，年差不大，大陸度小於五十，然春溫仍高於秋溫，可見其氣候原屬大陸性，僅因地形影響而稍形變質耳。年差或大陸度以冬季溫度受秦嶺屏障之影響，為值特小，春秋冬季風衰，此項作用不顯，海陸之關係始行彰著。由此可見春秋溫差有時較大陸度更可顯示一地氣候之特色。如昆明大陸度僅二十五，然春秋溫差則為 -1.6 ，貴陽大陸度計四十六，然春秋溫差則為 -0.4 ，福州雖大陸度亦高達三十九，低於貴陽，稍勝昆明，惟春秋溫差則為 $+4.2$ ，顯係典型之海洋性氣候，而前二者則為變質之大陸性氣候。惟春秋溫差亦自有缺點，北地天寒地凍，積雪至深，入春消融，耗熱甚多，溫度之升高因以延緩，於是春秋溫差之值，雖在大陸性極深之區域，亦往往有正值出現，即或係負值，亦甚微末，東九省北部，即其例也。東九省北部大陸度大至六十至七十，不亞西北，然春秋溫差通僅在 ± 1.0 左右，遠非西北之比。此外西藏高原上亦有微小之正值出現，或出於同一原因。

高山紀錄，秋春溫差多正，高度愈高則愈大，如嶗山為 $+0.4$ ，泰山為 $+2.4$ ，華山為 $+0.7$ ，峨嵋山為 $+2.3$ ，其原因有二：(1) 高山高度愈大，積雪愈久，其延緩春季溫度之升高亦愈著。峨嵋山積雪日數，年凡一六八日，十一月至四月冰雪封山，無日不凍，即五月或十月，亦偶有積雪之可能。華山積雪期雖亦可半載，但全年積雪日數，則僅七二日，其積雪且不如峨嵋山之深厚。他如泰山、嶗山，積雪之

期更短，而厚度亦更淺。(2) 高山空氣接觸之陸面甚小，高度愈高，空氣愈稀薄愈純淨，其溫度之變動遂愈形滯緩。惟如二山山體大小有異，結果亦可有異。例如泰山高度低於華山約七百公尺，僅及峨嵋山之半，積雪日數亦短於華山一月有餘，更不能與峨嵋山相提並論，但其秋春溫差之正值反特巨，與峨嵋山約略相等，大於華山三倍餘，即以華山爲秦嶺一峯，峨嵋山屬西藏高原之邊界山脈，山體較大，空氣接觸面廣，所受陸地影響較鉅，不似泰山孤峙平原，山體小，接觸之陸面亦狹也。

全國秋春溫差之分佈，極有意義。零值線約略沿興安嶺、燕山、太行山、秦嶺及西藏之北緣西走，分中國爲二部，西北部爲典型大陸性氣候，東南部則在海洋影響之下，蒙新內陸秋春溫差大至 -2 至 -5 。華北沿海及長江以南地區均超出 $+2^{\circ}\text{C}$ ，華中大陸度雖高於五十，但以地面潤溼，春季多雲，秋季晴燥，春溫仍略低於秋溫。遼東山東及東南沿海，此項數值多達 $+4$ 以上，島嶼甚且超出 $+7^{\circ}\text{C}$ ，海洋調劑之影響，灼然可見，惟僅限一狹帶內耳。

【參考文獻】

- 顧震潮 論大陸度之規律 氣象雜誌十七卷
程純樞 中國各地氣溫年變化之比較及陸性率，地學集刊第六號，清華地學會叢書

第十九節 絕對極端溫度 附霜及生季

平均年、月、候、日溫度之研究，雖可見溫度變遷一般情態，然在大陸性特著之中國，猶不足見其極端之真相，夏季絕對最高溫度無

論南北，均可超出三十五度。大部分地方且達四十度以上，新疆吐魯番民國三十年七月四日曾有 47.8°C 之高溫紀錄，視世界以炎熱著稱之撒哈拉、印度北部及美洲之死谷諸熱帶沙漠，亦未遑多讓。餘如重慶之 44°C ，懷寧之 44.7°C ，西安之 45.2°C ，通遠坊之 46.0°C ，安陽之 47.0°C ，吉安之 47.2°C 均大有可觀。近海之地如上海，高度之高如太原（八百公尺），緯度之高如吉林（ 44°N ）亦尚有四十度以上之紀錄。僅沿海地帶、蒙古北部及西藏高原，或以海洋之調劑，或以緯度較北，或以高度特高，始罕有超過 35°C 之機會。華南緯度雖低，但濱海兼多雲雨，絕對最高不過在 35°C 至 40°C 之間，尙遜長江以北之區。中國夏季午後常見四十度以上之高溫區域，爲數計六，多在北緯三十度附近或迤北之地帶：

（一）四川盆地東南部之長江河谷，爲華西最熱之區。重慶最高紀錄，嘗至 44°C ，其所以炎熱之原因不外三端：此區適居貴州高原之北，相對高度之差不下一千公尺，夏季東南季風越大婁山而下沉，致起焚風作用，天氣因極晴熱。川東達縣農民俗稱「南風」曰「火風」，卽其明證，此其一。四川盆地坡地南斜，而此間一帶又復偏處叢山，地形低凹，夏季天氣晴朗，日射特強，受熱面特廣，故午後之溫度，因以高漲，此其二。地形複雜，風速甚弱，空氣停滯，亦爲炎熱主因之一，此其三。

（二）長江中游諸盆地，宜昌至蕪湖間諸盆地中，夏季絕對最高溫度，往往隣近四十五度，如宜昌之 43.9°C ，安慶之 44.7°C ，南京之 43°C ，均國內有數之高溫紀錄，而吉安之 47.2°C ，幾足與吐魯番盆地相抗衡，此區之熱，亦由於地形特殊所致，盛夏極鋒北移，此間

一帶浸潤於東南季風中，天氣晴朗，盆地受熱特廣，故氣溫因以高漲，上述諸地，紀錄之所以特高，蓋適位山脈之背風面故也。宜昌居鄂西山地之陰，安慶及南京則當黃山之背，吉安三面環山，獨缺北面，夏季風之下沉作用亦甚顯著。

(三)黃淮平原 此區雖非盆地，其東南方面亦無高山屏阻，然夏季亦為一炎熱之中心，各地絕對最高多超出四十度以上，安陽且達 47°C ，即近海之地如天津，亦尚有 45°C 之紀錄，視長江流域諸盆地未稍遜色，惟因空中溼度稍低，地勢開展，風速較強，不似前二者之溽暑難當耳。其炎熱原因有三：(1)黃淮平原，雲量小而日射強烈。(2)土壤燥鬆，表面受熱特劇。(3)高度低下，幾近海平。

(四)渭河平原 關中為四塞之國，南有秦嶺，西有隴山，北為黃土高原，東為山西高原。地勢低窪，其形勢與四川東南長江河谷初無二致，其夏季炎熱之主因，即為越秦嶺下注之焚風，且因土壤鬆燥，故最高紀錄，尤勝川中。西安之 45.2°C 與通遠坊之 46°C ，均為全國有數之高溫。

(五)塔里木盆地為中國夏季熱燥區域之首，而其西北之吐魯番盆地則又為塔里木盆地之冠。是區地居內陸中心，天山、帕米爾、阿爾金山四周圍合，海風不入，故氣候以暴寒酷暑為特色。吐魯番因地勢低於海平，情形最稱特殊，塔里木盆地各地絕對最高多在 45°C 以上，吐魯番之 47.8°C ，則居全國第一位，「火州」之名，信不誣也。

(六)準噶爾盆地 形勢略同塔里木，各地夏季最高，亦不下 45°C ，迪化高度近一千公尺，絕對最高猶達 44.6°C ，其他可知矣。

夏季涼爽之區，其絕對最高溫度尚在三十五度以下者僅有三

處：(1) 外蒙北部，地勢較高，緯度又北，故夏季最稱涼爽。烏里雅蘇台絕對最高溫度僅 35°C ，庫倫則不過 33°C 。(2) 沿海地帶，北起山東南部，南迄臺灣海峽，絕對最高溫度亦多在三十五度以下，惟僅限島嶼及突入海中之岬角耳。渤海為一內陸海，沿岸海洋影響不著，但絕對最高亦罕見超出四十度。兼以隣近故都，遂為避暑勝地，北戴河一地，尤為中西人士所艷稱，其附近之秦皇島，歷年絕對最高，約僅 37.2°C ，誠視內陸之平原為優勝也。此外威海衛一港，夏季午後最熱不過 38°C ，亦為暑中外艦匯集之所。惟以溫度而論，實遠不如浙、閩沿海島嶼之涼爽也。臺灣一島，絕對最高溫度之分佈，最堪注意，東南海岸當東南季風登陸之衝，夏季雲雨豐盛，最高罕過三十五度，其西北岸，居阿里山之背風方面，絕對最高各地多達三十九度左右，焚風之影響至顯。(3) 西部高原以高度關係，最高溫度亦多在三十五度以下。西藏高原高度達四千公尺左右，最熱亦不過 28°C ，為中國夏季最涼爽區域。雲南北部最高亦僅在 30°C 左右。至貴州以高度不過一千公尺，則時或可達 35°C 以上，然在江南各區之中，猶為清涼勝境也。本部諸大名山，其高度雖非甚大，但夏季已遠較平原為涼爽，此時高度於溫度蓋最顯著。

第 98 表 山地之夏季絕對最高溫度

山名	高度m.	夏季絕對最高溫度 $^{\circ}\text{C}$
牯嶺	1,120	34.0
衡山	3,276	29.7
泰山	1,541	27.3
華山	2,200	30.4
峨嵋山	3,119	24.0

中國溫度冬季絕對最低之低，與夏季絕對最高之高，適成一強烈之對照。其分佈與緯度關係最密，海陸及地形之影響，遠不如最高溫度之顯著。全國絕對最低在零度以上者僅兩廣南部，但亦不出五度，僅南海中之東沙島始有 11.2°C 之紀錄，斯迨為中國冬季溫度最高之地。此外臺灣東南，亦多超過 5°C ，其冬季之溫暖，蓋僅次於東沙島，此諸地帶，絕對最低之特高，蓋由於緯度低而隣接海洋，且北方復有山脈屏障冬季風所致。此外雲雨之豐，亦為冬季溫暖之一主要原因。然視世界同緯其他地方，猶為特別寒冷之區域。最低溫度零度等溫線約與南嶺相合，即在北緯二十四度左近，此線以南，霜雪罕見，以北則司空見慣，無歲無之。長江流域絕對最低溫度不僅自南向北遞減，且亦自西向東遞減，雲南高原拔海雖達二千公尺，然以在燥熱之高空反信風控制下，最低不過在 -5°C 上下。四川盆地地勢低窪，北有秦嶺之屏障，且冬季雲霧特甚，極端數值亦僅在 -3°C 左右，其東南部之長江河谷，且不及 -2°C ，隆冬滿目青翠，豆花似蝶，天府之國，信非過譽。宜昌以下，秦嶺山勢漸低，寒風長驅直入，了無屏阻，故最低溫度遂遠視西南為低，長江中游平均約 -10°C ，下游則低至 -12°C ，近海之南京，猶有 -13.8°C 之最低紀錄。華北平原最低多在 -20°C 至 -25°C 之間，惟山東半島之東端突出海中，不過在 -15°C 左右。黃土高原，地勢高聳，最低約在 -25°C 至 -30°C 左右。西北與東九省南部則低至 -35°C 。西北冬季最低溫度，以塔里木盆地為最高，平均約可 -25°C ，此顯係天山屏障之影響所致，然旅人猶有「呵氣成凍，寒風刺骨，圍爐近火焦灼，背火仍能冰凍」之記載，塞外苦寒，由此可見一般矣。東九省北部為全國最寒之區域，絕對最

低可至 -40°C 以下，免渡河且有 -50.1°C 之極端紀錄，此間房屋低矮，牆多三重，室必有坑，以禦寒氣。隆冬出外，呼吸成霜，鬚眉皆白，重裘、皮領、毡鞋、皮襪、皮帽、皮手套及皮耳包，均在所必備，然手足猶不免龜裂之苦。傾水成柱，咳唾成冰，固非過甚之辭。自外入內，不可條行近火，黑龍江學校寒假長至三月，暑假則付缺如，與內地情形適相反。野外景象蕭瑟，然土地凍結，江河冰封，乘使犬橇，無往不利，宛然極地風光也。西藏高度雖高，最低溫度多不及 -20°C ，拉薩與昌都，絕對極端數值亦僅達 -14.3°C 與 -17.6°C ，與淮河流域相彷彿。惟北部都蘭等地，則偶或可見 -20°C 以下之低溫。

霜之凝結雖為一水氣現象，然其致因，實係乎近地面空氣層之最低溫度，與農事關係綦重。中國俗稱初霜曰霜降（十月二十四日），終霜曰穀雨（四月二十一日），各處通用，全國一致。但實際因時地而異，不可執一以概全也。南嶺以南，最低罕及零度，霜雪幾近絕跡，終歲綠蔭盈野，此區以北，無歲無霜，緯度愈高，則初霜愈早，終霜愈遲。江南邱陵地帶，初霜見於十二月，至二月已不復現。長江流域四川盆地冬季寒風北阻秦嶺，兼多雲霧，霜雪之稀，亦如華南。重慶十五年間，霜之出現僅一次耳。成都四年紀錄之中，尙未見霜之蹤跡，以作物之生季言，誠為天賦獨厚之區域。長江中下游，霜十一月下旬始見，洎三月初旬而告終，為期長約四月。華北平原，霜期長達五月，起自十一月初，終於三月底，至東九省北部及蒙、新區域，初霜更早，九月初旬已現，終霜益遲，五月始行絕見，無霜期僅夏季三月而已。此於農事之發展，極有妨礙，西北墾殖問題，固不僅雨量缺乏一端而已也。除緯度外，海陸於霜之早遲，亦有顯著之影響。例如：山東半

島，初霜在十一月中旬，內陸之黃淮平原，則早至十一月初，其差約可半月。終霜之情形與此適反，愈入內陸則愈遲，如遼東半島，終霜在四月初旬，河北省北部則延至中旬，相差亦約半月之久，惟長江流域，愈東霜期愈長。如中游初霜為十二月上旬，下游為十一月上旬，終霜中游三月初旬，下游則在三月中旬，去海愈遠，霜期反行減短，此一反常現象，乃秦嶺屏障作用所致，毋足怪也。以高度言，高度愈高，霜期亦愈長。黃土高原，十月初見霜，四月初絕見，較之遼東平原，霜期長一月有奇。西藏高原雖位副熱帶中，因高度過高，空氣澄淨稀薄，霜期長達七月以上。初霜與西北同時，終霜則稍提早，四月初即已斷霜矣。但在小範圍內如相對高度之差鉅，以逆溫關係，山頂霜期往往可視山足為短，如南京民國十七年北極閣之紀錄，即其著例：

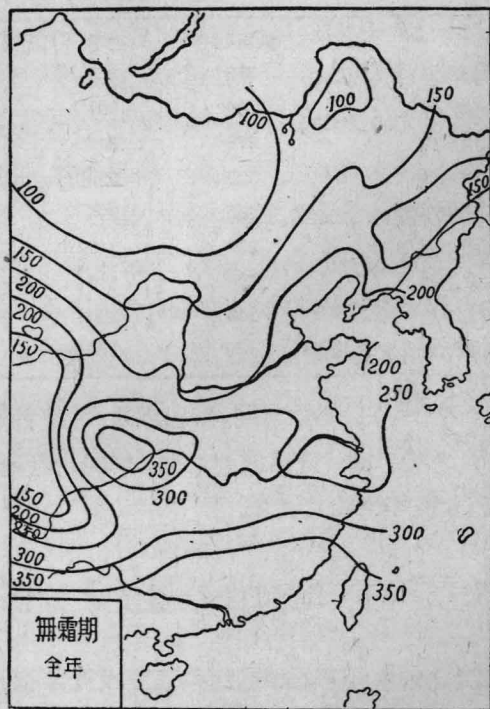
第 99 表 南京北極閣之霜期

	初霜	終霜	霜日	霜期
山頂(氣象研究所)	11/22	2/22	29	91
山足(中央大學)	11/16	3/15	48	119

終霜之後，初霜之前，是一期間，曰無霜期。大致可為生季長短之標準，南嶺以南及四川盆地無霜期幾近全年，長江中下游減至250至275日，愈東而愈短。華北平原，無霜期平均約225日，黃土高原僅不過150至200日，東九省南部與黃土高原相同，北部減至150日以下，呼倫貝爾且不足100日，與蒙古高原同為中國生季最短之地，此外西藏高原平均亦不足150日。

無霜期之長短，雖可為生季之標準，惟春初秋末之輕霜，並不足為作物之大害，故實際生長期猶稍長於無霜期。生季一詞，在農業氣

候學上，通以每日平均溫度在 6°C 以上之時期為限，每較無霜期長



第 四 圖

出一、二十日不等，茲列各區無霜期與生季之平均日數如第 100 表，以資參考。

中國春麥冬麥之分界，約與一百五十日等無霜日線或二百日等生季線相當，此線以北，塞外關東之地，冬寒而長，完全休閒，耕稼僅限夏季，長城以南，南嶺以北，無霜期約二百至三百日，生季二百五十日至三百日，冬麥夏稻，年有二次收穫，華南生季長至全年，稻米

第100表 無霜期與生季

	無霜期	生季
華南區	363	365
東南邱陵區	304	304
西南高原	278	342
四川盆地	320	329(包括川北)
長江中下游	285	295
華北平原	222	240
內蒙草原	140	189
關東平原	148	200
蒙新及東九省北部	130	180

二季，自三月以至十一月，其餘時間，概屬休閒，種麥者鮮。此非氣候不宜，實因地力之不足也。此區霜害罕聞，與四川盆地同為盛產柑橘、龍眼、荔枝、甘蔗等果物之區域。

第二十節 地面實際溫度之分佈

論地面溫度之分佈，不外根據海平溫度或實際溫度之等溫線圖，海平等溫線圖簡明且易於表示緯度及海陸之影響。然在地形特別複雜之中國，轉不如實際等溫線圖之切於實用，因溫度之海平訂正標準難於決擇，適於此未必能合於彼，漢氏（J. Hann）嘗謂溫度直減率之大小，隨地形而有異，山地每一百八十公尺一度，邱陵每二百公尺一度，高原則須上升二百五十公尺，始低減一度。此雖僅就歐洲阿爾卑斯山之情形而言，未必能適用於中國，要亦可見溫度海平訂正問題之複雜矣。且有若干區域，高度過大，海平溫度與實際溫度

相去過遠，復亦招致錯誤之印象。例如：拉薩實際溫度一月平均 -0.1°C ，七月平均 16.7°C ，若以每百公尺 0.6°C 之直減率計算，則一月海平溫度 22.1°C ，七月 38.9°C ，常人不察，或不免以西藏如此之溫暖為怪，是以本節所述，悉本實際溫度。

冬季溫度之分佈可以一月為其代表。一月溫度分佈有下列六項，足資注意：(1)等溫線大致與緯度相平行，愈北而愈寒，日射分佈之控制極顯，零度等溫線為中國南北之重要分野，約緣山東沿岸，黃河下流，秦嶺南麓以至西藏南部。在中國本部所居緯度約在北緯三十五度左近，其緯度之低，為世界最。在歐洲該線大致自北緯七十度沿挪威海岸向南經東德循多惱河之南，止於高加索境內，平均緯度達北緯五十五度餘，緯度高於中國達二十度有奇。中國其他等溫線所及緯度之低，亦如零度等溫線。零度等溫線以北，每年地面積雪及江河冰封至少長達二月，以南雖偶有積雪，但江河冰封之現象，則不經見。本月各地平均溫度南海諸島均在二十度以上，華南十度至十五度，江南邛陵在五度至十度之間，江淮之間約零度至五度，華北零度至負五度，內蒙負五度至負十度，蒙、新及東九省則多在負十五度以下。北緯四十五度以北，且不及負二十度。(2)一月等溫線至密集，此亦冬季溫度分佈之一重要特色。大陸上南北緯度差約三十度，溫度差達四十六度，平均向北每緯度之遞減率達 15°C ，在南嶺、秦嶺及蒙古南緣與天山南北，溫度變遷尤急。例如：南嶺北之衡陽，居北緯二十七度，溫度 4.3°C ，嶺南居北緯二十二度之香港，已增至 15.4°C ，五度緯度之內，溫度之差不下 11.0°C ，每緯度之差約可 2.2°C ，此蓋由於山脈屏障冬季風之影響。華北至長江中下游之平

原地帶，寒流暢行少阻，等溫線最疏散，北平位北緯四十度，溫度 -4.6°C ，衡陽緯度在北緯二十七度左近，溫度 4.3°C ，緯度差十三度，溫度差僅 8.9°C ，平均每緯度之遞減率僅 0.7°C 不足。(3)等溫線在華西山地成西北至東南走向，入海以後則改趨東北，於東部平原地帶相連而成一半圓之環形，向南突出，由此可見此一區域冬季較西部山地高原及東部沿海邱陵均顯見寒冷。試沿北緯二十五度及三十度西行，即可見一斑：華西山地高原區域冬季不易受寒潮侵襲，

第101表 北緯二十五度及三十度沿緯線溫度之變遷

北緯25°	臺	北15.3°	牛山島	10.5°	桂林	7.8°	昆明	9.5° (拔海1,922公尺)
北緯30°	花鳥山	5.5°	漢口	3.9°	宜昌	4.6°	成都	5.5°

故氣候遠視本部低地爲暖，且高度既高，日射強烈亦爲溫度特高之主因。按理溫度在垂直方主面，應隨高度而遞減，惟冬季以氣層穩定，上下交流之機會甚少，是以氣壓低減之影響遂不甚顯著。東南沿海邱陵冬季溫度之高，山脈之屏障與海洋之調劑，均有與焉。(4)冬季海洋一般言之，較內陸爲暖，故等溫線入海，遂有改趨東北之勢，然在臺灣海峽，則有一反常現象，等溫線南突如舌，海峽溫度視兩岸陸地爲低，如北緯二十四度附近，花蓮港 17.6°C ，臺中 15.7°C ，至東椗島則僅 12.1°C ，入陸廈門又增至 13.9°C ，此種反常現象其致因不外四端：a. 臺灣海峽爲寒潮南下主要路徑之一。b. 海峽爲一風口，冬季風因海峽之約束，風速特高，故海面蒸發迅速，氣溫低下。c. 冬季風驅使東中國寒流沿岸南下。d. 海面風強，表流特急，海底冷水因以翻騰，亦足使低層氣溫低降。(5)凡內陸盆地其西北方面有高山屏

峙者，均為顯著之高溫中心，塔里木與四川盆地均其著例。塔里木盆地北有天山聳峙，一月溫度多在負五度至負十度左右，視同緯之內蒙草原，高出五度有奇。自疏勒東行，雖高度漸減，但猶愈東而溫度愈低。以四川盆地與同緯地方比較，亦有類似情形，該區一月為五度

第102表 沿北緯四十度溫度之變遷

40°N	高度(公尺)	一月溫度(°C)
疏勒	1,418	-5.6
安西	1,192	-7.1
肅州	1,478	-8.8
包頭	1,024	-15.1

等溫線所包圍，重慶高度 230 m.，溫度 7.8°C，常德拔海 45 m.，則僅約 3°C，鎮海高度不過四公尺，且濱東海，然溫度亦僅 4.3°C，視重慶尚低三度有奇。(6) 中國冬季最寒之區，首推呼倫貝爾高原，海拉爾拔海 618 m.，居北緯三十九度，一月溫度平均低至 -28.3°C，視大興安嶺以南低五度有奇。此區寒冷之原因有三：a. 本區逼近世界寒極西伯利亞東部，入侵之冬季風溫度特低。b. 西北方面，地勢開展，了無屏蔽。c. 冬季晴朗，高緯長夜漫漫，散熱甚劇。

春季溫度分佈，其代表月分為四月，以與冬季比較，顯有歧異之處，其可稱述者有三：(1) 沿海等溫線多與海岸線平行，華西山地，則有隨等高線曲折之勢，此與冬季之平行於緯度者大異其趣。海洋溫度變化保守，有延緩春暖之作用，陸地溫度變化劇烈，有促進春暖之功能，故海陸間溫度差異顯著，而等溫線入海遂有沿岸南趨之勢矣。四月沿海溫度以黃海為最低，約僅 8°C 至 12°C，東海平均在 12°C

至 20°C 間，南海則達 25°C 以上，內陸平均約較沿海高出五度餘。春季不僅海陸溫度差異顯著，因大氣垂直運動旺盛，高低之差亦大，溫度分佈與氣壓關係頗密，等溫線乃有隨等高線曲折之傾向，此在西藏及蒙古高原邊緣均甚顯著。例如：雅安（拔海 650 m.）與康定（2,558 m.）間一月溫度差為 8.2°C ，至四月則增至 10°C 。（2）等溫線之分佈視冬季為疏散，南北溫度梯度大減，因春季日射分佈遠視冬季者為勻和故也。四月南北溫度差在緯度三十度以內，不過二十五度，平均每緯度之向北遞減率僅 0.8°C ，較冬季約小一倍。惟東西之差異已相當顯著，此自疏勒與秦皇島之平均溫度，灼然可見：疏

第103表 疏勒與秦皇島溫度之比較

	疏勒	秦皇島	相差
一月	-5.7	-6.1	+0.4
四月	16.1	9.3	+6.8

勒地居內陸，高度在 1,000 m. 以上，然因天山之屏障，一月溫度尚稍高於位沿海低地之秦皇島，惟其間差異，不足半度，然至四月，內陸增暖甚速，沿海則頗滯緩，四月二地間之溫度差至 6.8°C 之多，疏勒溫度遠視秦皇島為高，海陸溫度之變遷，性質顯然有異。（3）中國東部平原地帶，冬季為同緯溫度特低之區域。其主要原因，蓋由於寒潮之南襲。春季寒潮勢衰，且大陸溫度易於上漲，結果溫度反特高漲，東部海洋及華西山地，或以海洋之影響，或以高度之關係，溫度遂相形而見絀。故此區春季等溫線不似冬季之向南曲折，易為向北突出。十四度之等溫線自杭州灣口北趨平津，南折沿太行山、秦嶺、大巴山及西藏高原東南而至於雲南之北，所跨緯度達十度許。自平津

南抵武漢溫度幾無差異，以東以西，顯較低下，試沿北緯三十度西行，花鳥山溫度為 12.6°C ，抵漢口已增至 16.4°C ，宜昌及成都更高達 17.4°C 及 17.1°C ，迨登西藏高原，則又降至 10°C 以下。除上述三點外，臺灣海峽之特寒，內陸盆地之特暖，及呼倫貝爾之爲「中國寒極」，仍與冬季類同，惟致因不無相當歧異耳。春季寒潮衰弱，在大陸上因摩擦力強，行進滯緩，於溫度已鮮顯著影響，然在沿海因海面平滑，仍具有相當之控制力。且此時期內，高山融雪，江河並漲，朝東入海，遂使東中國寒流特旺，黃海與東海沿岸，等溫線均向南突出者以此。內陸盆地之暖，冬季悉緣山脈之屏障，是時則以盆地地形易於增暖爲因，塔里木盆地溫度高至 12°C 以上，四川南部且達 19°C ，均視四周高出三、四度不等，呼倫貝爾四月溫度約在零度左右，仍爲全國最寒之區。是或以冬季地凍，入春消融，春溫上升延緩所致。

夏季溫度分佈與春季情形不無近似之處，惟視冬季則迥然有異。其特色可得而言者有四：(1) 沿海地帶等溫線全與海岸線平行，至西部則悉與等高線相合，緯度之影響，渺不可觀。 28°C 等溫線自珠江口起，沿海岸至平津，南折沿山西及貴州高原之東而至安南北部，此外 26°C 及 24°C 等溫線亦有類似之情形。華西等溫線大致環西藏高原成橢圓形之分佈，向高原中心遞減，由 24°C 降至 16°C 不足，西北內陸區域，等溫線與緯度之關係稍顯，但亦甚曲折。(2) 大陸等溫線極形疏散，南北幾無梯度之可言。自天津以至廣州，此一廣大區域，緯度差十六度，而溫度差猶不足半度，此蓋因夏季日射分佈勻和所致。惟南北溫度之差雖小，沿海東西溫度之差殊屬可觀，長江口北，沿海等溫線尤稱密集，其原因約有三端：a. 海岸涼爽，大陸炎

熱，因海陸稟性之異，乃造成等溫線特密之現象。b.長江口北，夏季沿海大霧瀰漫，日射至弱，溫度不易上升，故與內陸溫度之差特鉅。長江口南，沿海霧季在春，此時已轉晴朗，故海陸之差不似黃海濱之顯著。c.華北本月大雨時行，江河入海水量特豐，東中國寒流之勢猶存。但此一寒流至長江口南，因與季風方向相反，已為黑潮暖流所替代，上述種種，可自沿海七月溫度證之：山東半島東端之成山頭，

第104表 沿海南北溫度經度之差異

	25°N		30°N		35°N
牛山島	27.2	花鳥山	25.9	青島	23.6
長汀	27.3	杭州	28.3	濟南	28.2
相差	-0.1	相差	-2.4	相差	4.6
每經度差	-0.03	每經度差	-0.8	每經度差	1.5

七月溫度 21.1°C ，內陸平均則為 29.4°C ，二地相去不過三百公里，溫度之差達 8.3°C 之多。每經度差至 3.3°C ，視冬季之南北溫度梯度有過之無不及。(3)夏季高溫中心，即各月溫度平均在二十五度以上之區域有二：一、在吐魯番盆地達三十度以上，其位置少有變動；一在中國本部，溫度稍低，惟位置時有移動。攷其原因，蓋與鋒帶即雲雨帶之遷徙有關。六月長江以南，極鋒蒞止，梅雨開始，雲雨豐盛，氣溫反視華北低下，高溫中心位黃、淮間，七月鋒帶北移，華中在單純夏季風控制之下，梅雨告終，天氣轉晴，溫度急升，卓然為本部之首。華北是時已入雨季，溫度遂稍遜華中，華南因濱海故，盛夏溫度亦不似長江流域之高，高溫中心移止湖南江西兩盆地，平均溫度達 30°C 左右，八月氣溫之分佈仍以華中為高，惟高溫中心則在四川盆地東

南部。八月東南季風之勢有勝七月，越貴州高原下沉，入注四川盆地，演為「火風」，炎日高燒，亘月無間，且以地形特殊，坡地南斜，受熱特劇，其溫度遂扶搖而直上矣。八月重慶平均達 29.2°C ，視湘贛諸地尤有過無不及。(4)七月低溫中心有四，或由緯度過高，或由鄰近海洋，或由高度特巨，其溫度概在二十度左右。a. 黃海沿岸，此區溫度之低乃緣近海而多霧，復在東中國寒流控制之下所致。山東半島沿海溫度多不及 24°C ，東端且僅 21°C 。b. 西藏高原，西藏高原冬季在反信風控制下，日射豐盛，頗稱溫暖，惟夏季以熱力擾動強烈，則相當涼爽。拉薩七月平均僅 16.7°C ，其他各地亦多在 18°C 上下，故有「六月暑天猶著棉，終年多半是寒天」之諺。c. 外蒙西北部溫度亦低，庫倫七月平均 17.1°C ，烏里雅蘇台僅 15.1°C ，為全國最低之記錄。d. 東九省西北部亦為低溫中心，大興安嶺溫度七月平均僅 19°C ，此亦緯度與高度之影響有以致之也。

秋季全國氣溫之分佈與冬季近似，僅溫度稍高，等溫線稍形疏散耳。十月等溫線大致與緯度平行，惟入海有趨向東北之傾向，可見是時海洋，已較大陸為暖，與春季情形有異，沿海等溫線雖亦稍有南曲之勢，然遠不如春夏之顯，良以冬季風本季尚不過盛，且江河入海水量甚微，東中國寒流因以衰減也。華西等溫線猶約略與等高線平行，在西藏高原仍成閉合之環形，向中部漸減，稍存夏季景象。平均氣溫華南最高，約 24°C 至 25°C ，最低區域在東九省北部與外蒙之間，已達零度以下，南北溫度梯度，約每緯度 0.9°C ，與春季大致相等。四川盆地斯月為一高溫中心，與西藏高原之低溫中心密接，相映成趣，四川盆地溫度在 18°C 至 20°C 左右，視後者高出十度有奇。

秋季溫度分佈唯一之特色，即自山西高原，以至兩湖盆地等溫線有向南突出之勢。是區秋季溫度視以西以東均稍低，此蓋以秋季蒙古高氣壓位置偏西，本區適當寒潮入侵要衝故也。如沿北緯三十二度各站，十月平均溫度，鎮江 17.6°C，信陽 16.6°C，老河口 14.9°C，南鄭 15.9°C，即其顯例。

第二十一節 垂直溫度之分佈

高空溫度之變遷，可自北平、南京及香港之高空記錄見其梗概：

第105表 華東各地高空之溫度

		*0	1	2	3	4
北	春	12.9	8.4	-1.6		
	夏	25.1	19.0	8.9		
	秋	12.2	3.7	-4.9		
	冬	-2.9	-8.6	-14.6		
平	較差	28.0	27.6	23.5		
	春秋差	-0.7	-4.7	-3.3		
南	春	14.4	13.0	7.7	1.9	-4.1
	夏	26.5	22.6	15.9	9.8	3.8
	秋	16.9	12.1	7.9	3.3	-2.6
	冬	3.5	-1.0	-4.8	-7.2	-11.9
京	較差	23.0	23.6	20.7	17.0	15.7
	春秋差	+2.5	-0.9	+0.2	+1.4	+1.5
香	春	21.2	17.0	13.0	9.0	4.0
	夏	27.6	22.0	17.0	12.0	8.0
	秋	24.2	18.0	14.0	10.0	5.0
	冬	15.9	12.0	8.0	5.0	2.0
港	較差	11.7	10.0	9.0	7.0	6.0
	春秋差	+3.0	+1.0	+1.0	+1.0	+1.0

*地面平均值，採自百葉箱之觀測。

上表有二點足資注意：(一) 四千公尺以下，各高度仍以冬季溫

度爲低，夏季爲高，但冬夏之差，則隨高度而遞減。遞減之率南大於北。南京四千公尺年差視地面減小約三分之一，香港則幾及一倍，年差之隨高度而遞減，其致因有二：a. 去地愈遠，地面影響愈小。b. 冬季大氣寧靜，時有下沉現象，高空溫暖；夏季大氣騷動，上升運動旺盛，高空寒冷。然此僅就相對數值立論，非指絕對值之高下而言也。

(2) 南北溫度差，任何高度均冬大夏小，春秋居乎二者之間，與地面情形正同，惟水平溫度梯度之隨高度而遞增現象則頗特殊。

策106表 香港南京及南京北平間高空溫度之比較

	香港—南京					南京—北平				
	春	夏	秋	冬	全年	春	夏	秋	冬	全年
0	6.8	1.1	7.3	12.4	5.1	1.5	1.4	4.7	6.4	3.4
1	1.0	0.6	5.9	13.0	5.1	4.6	3.6	8.4	7.6	6.1
2	5.3	1.1	6.1	12.8	6.3	9.3	7.0	12.0	9.8	9.5
3	7.1	2.2	6.7	12.2	7.1					
4	8.1	4.2	7.6	13.9	8.5					

香港南京間全年地面溫度差僅 5.1°C ，二千公尺增至 6.3°C ，四千公尺計達 8.5°C ，南京北平間全年地面溫度差僅 3.4°C ，二千公尺則達 9.5°C ，其增加尤速，其他各季亦復如之，此種現象，驟視似頗費解，實則爲南北燥溼有殊，及高空氣流不同有以致之。北方大氣較乾燥，溫度向上遞減較速。南方終年潤溼，溫度向上遞減較緩，故在同一平面上，高度愈高，緯度之差異亦愈顯，此其一。華北高空全年以西北風爲頻，長江以南則多西及西南，西風頻率隨高度而增加，南北皆然，前者發源緯度較後者爲高，是以南北之溫度差自亦隨高度而增加矣，此其二。

溫度之垂直分佈即直減率關係大氣之穩定性，影響氣候至鉅，下表為北平、南京及香港之平均值，以每千公尺為單位：

第107表 華東各地之溫度直減率

	北 平					南 京					香 港				
	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬	年
0-1	9.2	9.8	8.8	8.7	9.1	6.8	5.9	7.0	7.4	6.8	4.0	6.0	7.0	4.0	5.3
1-2	10.0	10.1	8.6	6.0	8.7	5.3	6.7	4.5	3.8	5.1	4.0	5.0	4.0	4.0	4.3
2-3						5.8	6.1	4.3	2.4	4.7	4.0	5.0	4.0	3.0	4.0
3-4						6.0	6.0	5.9	4.7	5.7	5.0	4.0	5.0	3.0	4.3

細察上表，可注意之點有三：(1)香港與南京全年各高度之平均值僅 4.5 及 5.7，與溼絕熱相近，而北平則大至 8.9，與乾絕熱相近，此當係南北氣候燥溼有殊所致。惟北平記錄得自風箏探測，香港和南京得自飛機探測，飛機騰空，天氣多甚平靜，風箏上升，非風速強大不為功，風速強則擾動盛，擾動旺盛，直減率自應較大。是或亦為北平直減率特大之一原因。(2)各地直減率多以近地為大，向上漸行減小，惟過三千公尺又復增加。穩定層在二、三千公尺之間，此在秋冬尤為顯著。其致因有四：地面熱力擾動及動力擾動均強，向上漸行消失，故地面層溫度直減率最大，至二、三千公尺已逾擾動層而上，直減率乃急促減小，此其一；中國大陸除盛夏外，常在高氣壓控制之下，高氣壓區氣流於地面輻散，高空氣流緩緩下沉，於中層二、三千公尺處時可形成顯著之逆溫現象，此其二；各地記錄多得自日間，日間地面受熱，直減率於焉增大，高空所受影響不顯，是以直減率遂小於低層，此其三；三千公尺以上，空中水氣稀少，直減率有趨近乾絕熱之傾向，因此視以下之層又見增大，此其四。(3)以季節論，上列三

地秋冬直減率均視春夏者爲小，最大在夏，最小在冬，此可見大氣熱力層序，寒季視熱季爲穩定，秋冬雷雨之稀，此其要因，秋冬地面轉寒，高空相對言之，則較溫暖，故直減率小。春夏地面轉暖，高空遂較寒冷，直減率自增大，此其一；秋冬氣層穩定，擾動不盛，春夏大氣時在不穩定狀態，上下交換較劇，故各高度之直減率均因以增大，此其二；中國秋冬在高氣壓控制之下，氣流下沉及輻散現象極顯，氣流之下沉及輻散均有使大氣直減率減小之功能，春夏二季，大陸爲低氣壓，低氣壓區氣流輻合上升，故直減率因以增大，此其三。總上三端，春夏直減率之大於秋冬，固無足怪矣。

關於對流上限之高度，僅南京有十次紀錄，足資憑藉，大致言之，華東上空，平流層底平均高度約在十五公里左右，冬季最低僅十一公里，夏季最高，可至十八公里。對流上限度平均在 -65°C 左右，冬季約 -55°C ，夏季則低至 -76°C 。凡此種種，均冬夏對流作用之盛衰有以致之也。平流層中，溫度多隨高度而遞增，二十二公里處，平均溫度計達 -55°C ，視對流上限增高十度之多，每公里之遞增率約爲 1.4°C 有奇，是與美國同緯情形大致相合。

高山溫度之變遷，與自由大氣者頗近似，惟以山體大小有異，氣候燥溼不同，迎風蔽風之殊，峯麓之直減率難免有所參差耳。

東部諸山平均直減率約 4.7°C ，視自由大氣稍小，此當係高山大氣日間與地面接觸增暖，而夜間時，或有逆溫現象所致。直減率之季節變遷，夏季最大，冬季最小，春季又大於秋季，仍與高山紀錄不謀而合，諸山之中，峯麓溫差最大者首推泰山，因其孤峙於平原之上，風速特強，擾動旺盛故也。此在冬季風控制之時期，尤稱顯著，峨嵋

第108表 高山溫度直減率

山區	測站	一	四	七	十	全年
長白山	太平嶺—一面坡	+0.9	-6.9	-7.2	-3.6	-2.9°C/公里
泰山	泰山—濟南	-6.3	-7.5	-6.7	-6.1	-6.7
華山	華山—西安	-2.3	-4.1	-5.3	-3.6	-3.8
峨嵋山	峨嵋山—樂山	-4.0	-6.3	-5.0	-5.3	-5.2
廬山	牯嶺—九江	-2.4	-4.4	-6.4	-5.9	-4.8
衡山	南岳—衡陽	-3.0	-4.7	-7.1	-4.8	-4.9
	平均	-2.9	-5.7	-6.3	-4.9	-4.7

山高度在三千公尺以上，已超出一般之逆溫層，秋冬之直減率因亦稍巨。其他各山秋冬直減率均甚小，緯度愈高愈甚，長白山且有逆溫現象。其致因有三：諸山高度均在一、二千公尺間，適在冬季半年頻見之高氣壓下沉逆溫附近，此其一；秋冬高緯日射弱，空氣寧靜，低緯日射強，擾動顯著，此其二；緯度愈高夜愈長，而水汽以溫度關係亦稀，地面輻射作用因愈盛，冷空氣下沉入谷，時可有逆溫之現象，此其三。長白山中逆溫特顯，一月平均數值，亦灼然可見，是乃以相對高度不大，輻射逆溫顯著所致，春夏二季各山直減率相差不多，平均在 -5°C 至 -6°C 之間，山體較大者，直減率亦較小。

高原溫度與高度之關係極複雜，平均言之，西藏高原之邊區地

第109表 西藏高原邊區之溫度直減率

	一	四	七	十	全年
廣元—松潘	-3.6	-4.0	-5.1	-4.3	-4.3°C/公里
康定—雅安	-4.3	-5.3	-5.2	-5.0	-5.0
蘭州—西寧	-0.4	-7.1	-6.6	-3.0	-4.3
平均	-2.4	-5.5	-5.6	-4.1	-4.4

帶，仍春夏大而秋冬小，高山情形相似，僅遞減稍緩耳。

西藏東境，溫度直減率全年少有變動，但北緣則秋冬甚微，而春夏則超過溼絕熱，此蓋因氣候燥溼有殊所致。北地氣候乾燥，秋冬輻射盛，多逆溫，春夏日射強，對流擾動旺，故其變動乃遠勝藏東與四川盆地之間。

高原之上，溫度幾與高度無顯著之關係。各地溫度之高下，悉視地形之凸凹與坡地之陰陽而定，騰衝低於大理達四百公尺，然溫度大理反稍高於騰衝，康定低於拉薩一千二百公尺，但兩地之直減率僅 -0.3°C 而已。西寧都蘭間溫度之遞減稍顯，惟直減率亦不過 -2.7°C ，西藏高原平均每九百一十公尺溫度始低降一度，小於高山四倍有奇，良以高原陸面廣大，高度愈高，日射愈強，適足以抵消氣壓低減之影響也。

第六章 溼度霧霾及雲量與日照

第二十二節 溼度

空中水分爲雨雪之源，欲知降水之變遷，首應洞悉溼度之變遷，且人體熱量之平衡，地面蒸發之緩急與草木之榮枯，亦在在關乎溼度，是不可以無論也。

溼度爲衡量大氣燥溼之標準，以定義言，約有四種：即絕對溼度、水汽張力、相對溼度與比較溼度是也。絕對溼度與水汽張力相同之環境下，雖非相等，然彼此相當，故通常即以水汽張力代之。

中國平原地帶水汽張力日變化頗有規律，一日之間二高二低，起伏略同氣壓，爲大陸性氣候之典型，是可以南京爲代表：南京水汽張力上午五時最低 11.01mm.，九時最高 11.40mm.，下午五時次低，九時次高爲 11.08 及 11.17mm.，大陸溫度日變顯著，清晨氣溫特低，蒸發弱而凝結盛，故水汽張力最低，日出之時，溫度上升，蒸發漸增，水汽張力亦漸高漲，迨對流興起而後已。此後上下空氣交流，高空乾燥空氣下及地面，因陸地水分匱乏，供應不足，水汽張力遂復轉下降，至午後對流最盛時而抵於次低點，黃昏以後，對流停止，水汽集中大氣下層，水汽張力又稍增加，惟溫度既一成下降，水汽張力之上漲，亦難以久持。山地水汽張力之日變化與平原迥異，最高多見於

溫度最高時，最低多見於溫度最低時，二者變化之趨勢幾完全相同。

第110表 高山溼度之日變化

1931—2	泰 山		峨 嵎 山	
	最 低	最 高	最 低	最 高
	上午 六時	下午 二時	上午 六時	下午 二時
	-0.37	+0.54	-0.40	+0.60

高山水汽取給低處，本身供給之量甚微，午後對流盛，上輸之水汽豐富，清晨對流停止，下層水汽無由上升，同時空中水分，復因凝結而損失，故乃形成一高一低之現象，與平原變化雖異，然適有相反而相成之因果關係存在。水汽張力日變化之振幅皆甚小，較差多不及一公厘，平地尤然。以南京論，僅達 0.39 mm.，泰山與峨嵎山約為南京之倍。振幅之大小與地域及季節亦有關係，沙漠地面乾燥，蒸發無多，變動甚微。潤溼地帶則稍顯著，以季節言，則夏季大而冬季小，南京一月日差 0.27，七月日差 0.61，相去達一倍有奇，此蓋因溫度日較差不同所致。

相對溼度日變化各地均與溫度變化相反，最高見於清晨，最低現於午後，清晨空中水汽雖稍稀，然溫度低下，飽和張力至小，故相對溼度反高。午後空中水汽稍增，但溫度過高，飽和張力特大，相對溼度遂反形低降。

第111表 華東相對溼度之日變化

1934—6	南 京		北 平	
	最 高	最 低	最 高	最 低
一月	上午六時 86	下午二時 55	上午七時 57	下午三時 27
七月	上午六時 89	下午三時 62	上午六時 89	下午三時 56

上表所列南京與北平二地相對溼度之日變化幾完全吻合，貴陽亦有類似情形，其全年平均上午五時最大計 91；下午三時最小，僅 68，日較差亦在 20 以上。相對溼度之日差通例多以晴季為顯，陰雨季為最小，此蓋係乎溫度日差之變動也。貴陽一月天氣陰沉，日差僅 19.6，七月稍見開朗，則達 26.2 之多。西北乾燥地帶全日水汽張力變化有限，然溫度起伏過大，故相對溼度之日差，反遠勝東南，午後相對溼度往往低至 20% 以下，唇膚折裂，至感不適。

水汽張力之年變化，全國均甚單純，由南而北，平地至高山，均夏高而冬低，一月除華南外均不及五公厘，七月則可達一、二十公厘，相去可數倍以至十數倍，與溫度之升降及夏季風之進退完全吻合。其原因約有三端：(1) 夏季溫度高，地面蒸發盛，空氣含水汽之能力亦高，冬季溫度低，地面蒸發銳減，而空氣含水汽之能力亦低，故水汽壓力遂有夏高冬低之現象。(2) 夏季草木茂盛，足以增加蒸發，亦有助於水汽壓力之增高，冬令草木零落，蒸發減少，水汽張力自遠遜他季。(3) 上述二端，猶非主因，其重要致因，則為季風之更迭，夏季風來自低緯海洋，攜大量水汽以至，冬季風發於高緯內陸，水汽極端缺乏，因夏季風之進退與溫度之升降變動相合，故中國水汽張力之變動，遂為世界冠。水汽張力之年差，本部各區多在十五至二十公厘間，華南終年溫度變動不大，常在海洋氣流控制之下，故水汽張力變動稍小。西北乾燥區域，海風不入，較差亦多在十公厘以下。

相對溼度之年變化，世界其他各處，以終年空中水汽變化甚微，多係乎溫度之升降，皆以初夏小而初冬大。然在我國，因季風之更迭，水汽含量變化亦巨，相對溼度乃視水汽張力與溫度二者之消長

第112表 各地水汽壓力之年變化

	一月	七月	較差		一月	七月	較差
庫倫	0.5	9.4	8.9	北平	1.2	19.0	17.8
蘭州	1.8	12.5	10.7	泰山	0.9	14.5	13.6
瀋陽	1.2	16.9	15.7	南京	4.1	21.6	17.5
長沙	4.1	23.1	19.0	香港	10.0	22.9	17.9
嵯山	7.0	25.3	18.0	昆明	6.6	13.6	7.0

為依歸，其變化頗不單純，要可分為七型：

(一)西北乾燥區域，冬季酷寒，一、二月相對溼度高達60-80%，居全年之首，惟因空氣溫度過低，實際水汽減少，相對溼度已無意義。最低多在暮春，以此時溫度上升甚急，同時狂風時起，地面乾燥不毛，水分之供應缺乏故也。四、五月相對溼度平均不過30—40%左右，午後常低至10—20%，甚可達10%以下，其乾燥蓋可想見。甘肅酒泉民國二十四年四月二十五日，相對溼度曾降至五百分之一。燥風所至，草木枯萎，全區作物，悉遭摧毀。此區以溫度變遷甚鉅，相對溼度年差可達三十以上，燉煌即其著例：

第113表 燉煌相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
71	72	57	48	39	43	42	51	46	44	66	66	54	33

(二)華北及東九省春季在冬季風控制之下，多風少雨，天氣晴朗，日照豐富，溫度急升，其乾燥亦不亞于西北，對於作物下種，頗有妨礙。各地四月平均多在50左右，惟入夏海洋季風到達，水汽豐盛，甘霖沛然，相對溼度七月至九月均在70以上，八月且高達80，雖溫

度之增漲，亦不能抑制相對溼度之上升也。如北平：

第114表 北平相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
62	56	52	48	51	59	76	78	71	66	60	62	62	30

(三)山東半島及長江下游，本區溫度變化較小，且冬季風至此亦變性甚深，相對溼度之變化，遂亦不如前二區之顯著，年差約在十五上下，沿海且不及十，全年相對溼度，初夏最高約80，秋季最低，亦不下70，與一般原則適反。初夏東南季風到達，雨季開始，溫度不高而空中水汽頗豐，故相對溼度特大，入秋以時在冬季風控制之下，且逼近華中高氣壓之中心，天氣亢燥，故相對溼度特低，秋高氣爽，信非虛語，蓋全年最佳之季節也。漢口足為本區之代表：

第115表 漢口相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
75	77	77	77	76	79	78	75	74	74	75	74	76	5

(四)湖南盆地相對溼度之年變頗特殊，各地以四月為最高，在85至90間，最低為盛夏七、八月，約在70左右。初春之高，蓋以冰洋鋒因南嶺之阻，常行停滯，氣旋頻仍，雲雨豐盛所致，至盛夏極鋒北移，孕育於東南季風中，雖空中水汽豐富，然以天氣晴朗，溫度過高，相對溼度反見低減。秋冬溫度與水汽張力同時低降，不過高亦不

第116表 長沙相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
81	84	78	85	78	82	72	69	73	79	82	83	79	12

過低，此可以長沙為例，如第 116 表。

(五)四川盆地及甘肅東部相對溼度之變化，有二高二低，重慶即其顯例。重慶最高在秋季十月，平均達 86。其原因有二：(1)秋季極鋒南旋以地形之阻滯，此區多雲雨。(2)秋季溫度低降較速，此外六月間尚有一次高，平均 82，蓋與長江下游初夏之高同出一因，最低在春季，三月至五月，平均均在 79 左右，次低在盛夏，八月平均 80。此二期間，或在冬季風或在夏季風控制之下，以天氣稍開朗，故溼度稍低，春季以溫度上升較速，低減之勢尤稱顯著。但因全年雲霧豐盛，溫度年差不大，是以溼度之起伏亦微。

第117表 重慶相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
82	81	79	79	79	82	81	80	83	86	84	84	82	7

(六)西藏高原其北部受內陸之影響，相對溼度之變動，略同西北沙漠，據俄人柯斯羅夫 (Kosloff) 旅居柴達木之觀測，該地相對溼度春季 36，夏季 45，秋季 39，冬季 56，年平均 44，即可見一斑，惟東南部之雅魯藏布江河，谷如拉薩等地，夏季西南季風到達，雨季中相對溼度可至 60 以上，冬季則因受高空反信風之控制，溫度不低而水汽至稀，相對溼度減至 20 左右，年較差達 40。

第118表 拉薩相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
22	35	27	25	38	48	57	61	54	37	34	30	39	39

(七)東南沿海初夏為極鋒滯止之區，水氣豐富，溫度上升不劇，

其悶溼亦不亞長江下游，相對溼度，此時最高，其最低多現於初冬，十二月間，冬季風已見盛行，然華南以地居低緯，溫度並不過低，故相對溼度乃達最低點。如福州：

第119表 福州相對溼度之年變化

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	較差
78	81	82	82	83	85	84	82	82	79	80	77	81	8

福州相對溼度六月最高，十二月最低，惟較差不及 10，良以濱海之區，溫度變化小而水汽供應亦無虞匱乏也。

水汽張力之分佈，大致自東南向西北遞減，與距海之遠近及緯度之高下，均有密切關係。華南近海而緯度亦低，全年平均概在 15 mm. 以上，長江流域約在 10 與 15 mm. 之間，東西之差異尚不甚顯著。黃河流域與東九省，平均在 10 mm. 以下，且自東向西劇減，山東沿海之青島平均尚在 9 mm. 以上，至西安已不過 8 mm.，蘭州則僅 7 mm. 矣。西北內陸區域空中水汽更稀，各地均不及 5 mm. 冬季全國在寒燥冬季風控制之下，各地水汽張力均甚低下，除華南外，多不及 5 mm. 長江流域亦不過 4 mm. 左右。華北及東九省南部在 1 至 2 mm. 間，西北且低至 1 mm 以下，空中幾無水汽之可言。夏季之潤溼與冬季之乾燥適成一鮮明之對照，長江以南，在 22 mm. 以上，迤北黃河流域及東九省南部亦不下 15 至 20 mm.，即西北亦尚在 10 mm. 上下，與冬季之南海濱差足比擬，徒以近地面層溫度過高，相對溼度過小，縱或因對流而生凝結，雨未及地，往往即蒸發一空耳。夏季各地水汽張力雖均遠勝冬季，但南北之差則較大。因冬季風之勢強盛，遍及東

亞，全國「一道同風」，而夏季風為勢疲弱，西北內陸每為其鞭長莫及之區也。除海陸及緯度之控制外，高度於水汽張力之分佈亦有重大之影響。高度愈高，水汽愈稀，水汽張力因亦愈低，例如濟南與泰山，二地高度之差計約一千五百公尺，全年水汽張力差則達 2.9 mm，泰山僅當濟南三分之二而已。此種差異，夏季尤鉅，冬季則不甚顯著。

第120表 濟南與泰山水汽張力之比較

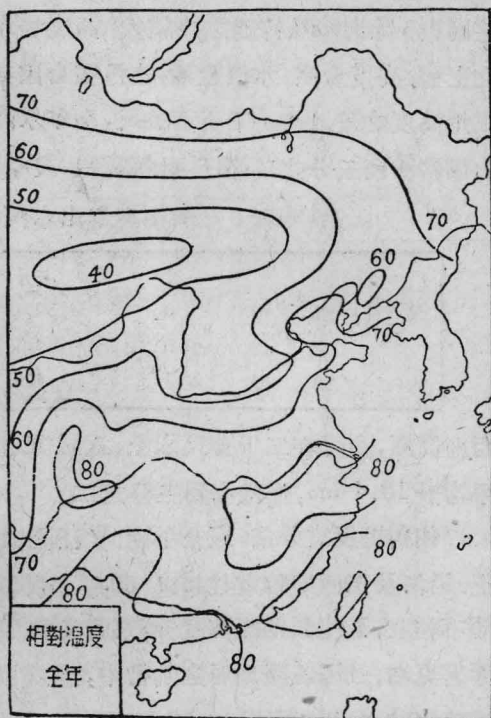
	一月	七月	全年
濟南	2.0	19.4	8.6
泰山	0.9	14.5	5.7
相差	1.1	4.9	2.9

西南高原，高度在二千公尺以上，為同緯水汽張力最小之區，昆明年平均計 10.4 mm，僅當衡陽三分之二。

相對溼度之分佈，以全年論，長江流域及遼南地帶均在 70% 以上。沿海及川西與黔東且超過 80%，其潤溼為全國冠，於衛生方面頗不相宜，溫度低則凜冽侵骨，寒威益酷，溫度高，體溫難以發散，而溽暑更增，且因此區地居副熱帶中，冬日溫度罕及零點，溼度過高，病菌繁殖，加以雲霧豐盛，陽光缺乏，疾病遂更易於傳佈，中國疾病之分佈，無論消化、呼吸器官或寄生蟲病，莫不集中於此間，逾淮而北，即漸減少，溼度之影響於人生，蓋可想見。華北及東九省二區，溼度最稱優勝，平均多在 60% 左右，至西北及西藏高原，全年恆在 50% 以下，內陸甚且低至 40%，斯又有不及之弊矣。溼度過低，地面蒸發強盛，土壤鹽鹼極重，地則荒瘠不毛，人行其間，時不免有燥裂之苦，夏季汗出即乾，皮膚易為烈日所傷，惟傳染病症，因亦稀見，可謂

利害參半。英人郝斯本 (Young Husband) 謂「此區以乾燥故，入夜星光燦爛，行旅兼程，藉以引導，百物焦燥，易於着電，掀動裘袍，每聞電花卜卜有聲」，斯亦乾燥區域之奇象也。

正月相對溼度之分佈，為冬季之代表，大致仍與全年近似，惟西北地帶數值稍高耳。秦嶺以南均在 70% 以上，沿海及西南高原之東南緣，仍多超過 80%，華北約在 60% 左右，過此又見增加，東九省北部與外蒙一



第五圖

帶，平均亦不下 80%，但空中水汽實甚稀少，其相對溼度之高，乃溫度特低所致耳。西藏高原冬季為全國相對溼度最低之區，平均多在 50% 以下，七月相對溼度最顯著之遷異，即華北沿海之增加與內陸沙漠之低減，二者相映成趣。80% 等溼度線自遼東緣海岸南下，以至兩廣境內，山東東部，斯時大霧瀰漫，全月平均達 90% 有奇。此外川西、黔東，亦均在 80% 以上，黃河流域約 60% 至 70%，至蒙、新內陸，

則減至 40% 以下。

侈論高空溼度之分佈，水汽張力以氣壓變遷過大，不堪比較，故須代以比較溼度，因比較溼度乃大氣與所含水汽質量之比，不因氣壓高下而有變動也。下表為昆明、南京及北平高空觀測之結果：

第121表 高空比較溼度之變動

	昆 明		南 京				北 平			
	春	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
0			8.8	17.6	9.1	3.6	4.1	12.1	4.0	1.1
1			6.2	14.1	6.0	2.5	2.8	8.5	2.8	0.7
2	7.8	6.5	4.1	10.0	3.8	1.7	1.9	6.0	1.8	0.6
3	5.7	4.1	2.8	6.9	2.7	1.3				
4	3.9	2.6	1.5	4.7	1.6	0.8				

由上表可知：(1) 全年無論何季，比較溼度之平均值，在同一高度均昆明最大，南京次之，北平最小。易言之，即自南向北低減，此為雨量自南向北遞減之主因，遞減之率，以夏季為大，冬季為小。華北冬季空中幾無水汽之可言，故至冬少見雨雪，不似長江以南之陰雨霏霏也。冬季華北離陸風盛行，寒燥氣流遠及海濱，華中及華南雖亦在冬季風控制下，然時仍有自海上迴歸之氣流，水汽自較豐盛，此外溫度之差異，亦為水汽高下之一要因。夏季本部溫度之差甚小，且全屬夏季風之領域，惟夏季風自南而北，沿途水汽損耗甚多，故比較溼度仍有自南向北劇減之勢。(2) 任何地區，任何高度，比較溼度均夏大而冬小，春秋居乎二者之間，而約略相等，此當係溫度高下與季風更迭之影響所致，無庸深論。冬夏之差，各地均隨高度而遞減，愈高而季節之變化愈渺，中國各地雨量之致因，均以氣旋為主，然氣旋

之頻率實以春冬爲大，夏季最小，而雨量則夏季遠勝春冬，其相反之原因，即由於夏季空中水汽豐富，冬季則極稀少，每次氣旋經過所降之雨量大，有高下所致。(3)比較溼度各地均隨高度而遞減，遞減率夏季最大，冬季最小，任何季節其遞減均以低層爲速，愈高而愈緩，斯均爲水汽源自地面必然之結果。

相對溼度之垂直分佈，較爲複雜，不似比較溼度之單純，其詳情可自香港，南京及北平之高空紀錄見其一斑：

第122表 高空相對溼度之變動

	香 港				南 京				北 平			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
0	80	83	74	75	58	84	64	57	31	50	40	28
1	88	88	83	82	53	73	56	55	33	56	44	31
2	81	82	84	76	45	68	44	44	35	66	50	37
3	72	72	78	51	41	63	40	38				
4	75	72	66	49	30	56	38	30				

各季相對溼度任何高度均自南向北遞減，以同一高度言，任何區域類以夏季爲最大，冬季爲最小，是均與比較溼度之變遷有關，長江以北各高度多秋高於春，以南則未必盡然，此蓋以溫度變化緩急有殊也。相對溼度之年差因高空溫度及比較溼度變動不大，與高度無甚關係，惟南北則頗見懸殊耳。自南而北各高度年差均見劇減，相對溼度垂直之變動，二千公尺以上之層均一致遞減，以下則不甚規則，每且有隨高度而遞增之現象，其原因有二：(1)一、二千公尺層爲低雲頻見之凝結高度，往往爲相對溼度最大之處。(2)地面擾動強烈，低層溫度向上低減較劇，故相對溼度反向上遞增。

【參考文獻】

徐長望

中國高空氣候之初步檢討

地理學報第七卷

第二十三節 霧與霾

霧霾爲大氣中雜有虛懸微粒因起晦暗不明之現象。霧由微水滴構成，色灰白，出現之時，相對溼度概達100%；霾係微塵浮游低空所致，色黃或灰黑，相對溼度每甚低，此二者分辨之大較也。霧霾之標準，均依能見度而定，凡能見度在三級以下即不足一公里時，且無雨雪現象，始得謂之霧或霾。能見度一因素，自航空、航海事業發達以來，日就重要，其變動除陽光強弱及目的物之方位顏色等等而外，主要控制因素，即相對溼度之高下與微塵之多寡，大致言之，能見度約與相對溼度及每立方公分內微塵數之乘積成反比，而斯二者則又視溫度爲轉移，溫度高則相對溼度小，且對流興起，水汽塵埃，因以攜而上之，地面能見度遂大見改善，高空反行轉劣，地面溫度低，則一切適相反，由此可見地面能見度，大致與溫度成正比，在一地，夏季或午後必勝於冬季或清晨，與溫度變動若合符節。

第123表 南京與北平能見度之日變化

		6	9	12	15	18	平均	日差	年代
南京	一月	5.6	6.4	7.3	7.5	7.3	7.1	1.9	1934—6
	七月	7.4	7.9	8.0	8.4	8.2	8.0	1.0	
北平	一月	7.6	7.7	7.4	7.3	7.4	7.5	0.3	1934—6
	七月	7.3	7.5	7.7	7.8	7.7	7.6	0.5	

上表中南京一、七月與北平七月之能見度，均以晨間六時爲低，午後三時爲高，其原因具見前述，毋庸復贅，惟北平一月之情形則正

相反，午後三時反爲全日能見度最劣之時期；最佳之能見度見於上午九時，此蓋因其地冬燥，清晨水汽稀少，難以成霧，午後多風適堪以揚塵也。南京水汽豐盛，故能見度日差遠大於北平，北平變動極小，幾不可視，而南京則頗顯著，南京日差一月大而七月小，似與雲量、溼度及大氣之穩定性有關。一月氣候乾燥，雲量至小，夜間地面輻射盛，大氣低層，清晨常見逆溫，烟塵廣集其下，偶尙有低霧出現，能見度概甚惡劣。午後天氣晴朗，日射強烈，地面受熱，大氣低層乃轉趨不穩定，於是對流興起，能見度因以改善，七月在東南季風控制之下，溼度較大，天氣多雲，夜間之輻射與晝間之日射均較疲弱，同時此項氣流，復稟對流性不穩定，晨間無霧可見，日差轉遜一月。

以季節論全國各地除沿海一狹帶外，能見度均以夏季爲最佳，其原因有四：(1)夏季風來自海洋，雖水汽稍豐，然塵埃絕少。(2)大陸溫度較高，夏季風登陸後，愈趨於不穩定。對流作用旺盛，有礙視線之雜質，均向上分散，不能停集低空。(3)夜間輻射作用不強，即在晨間，亦少見霧。(4)夏季風中，高空罕見逆溫，無礙於對流作用之進行。能見度最劣之時，大陸上華南、華中二區均在冬令，因冬季：(1)盛行風來自內陸，塵埃較多。(2)取暖爐火，煙之發散，亦足影響能見度，此在都市，尤稱顯著。(3)陸地漸寒，對流疲弱，水汽塵埃廣集低空，又因夜間地面輻射旺盛，清晨時見低霧。(4)冬季在高氣壓控制之下，二、三千公尺以下，常見逆溫現象，氣層穩定。惟黃河中上游一帶，能見度最劣之時爲春，冬季次之，此蓋因春季多風，是區迫近蒙古沙漠，沙陣特多所致，上述種種，僅適用大陸。沿海地帶，春夏能見度，多遠遜秋冬，其主要原因有二：(1)大陸溫度秋、冬低於海洋，春

夏高於海洋，故大陸氣流入海，秋冬愈趨不穩定，春夏愈趨穩定，常有平流霧之凝結。(2)中國沿海為東中國寒流所冲刷，其東則為黑潮暖流，春夏東南季風過黑潮洋面，流至東中國寒流之上，故多海霧，秋冬西北季風寒燥，入海之後，下層暖溼漸增，反趨於不穩定。

第124表 中國各區之能見度

下午二時平均	珠江流域	長江上游	中游	下游	黃河下游	中游	上游
春	6.3	7.4	6.5	7.1	6.5	5.6	6.9
夏	7.0	7.8	7.5	7.4	6.7	6.4	8.1
秋	6.3	7.5	7.0	6.2	6.5	6.2	8.0
冬	6.0	7.0	6.0	6.2	6.4	5.7	7.3
全年	6.4	7.4	6.8	6.7	6.5	6.0	7.6

全年能見度之分佈，大致自低緯向高緯，自沿海向內陸，均漸有增進，因低緯或沿海水汽豐盛，雲霧之凝結特多也，惟西北及黃河流域以風沙獨多，常「黃塵萬丈，八表同昏」，能見度亦非甚佳，春季尤劣。此外地形之高下與迎背風於能見度亦有影響，本部諸大名山，其高度適當凝結帶附近，雲深霧重，能見度均不佳，低窪谷地秋冬輒為冷空氣匯集之所，常有煙霧，且因風速微弱，成霧亦難消散，故能見度均劣，四川東南部之長江河谷，即其著例。西藏及貴州高原之東緣，地坡斜向東南，海洋氣流經此，每有絕熱霧發生，能見度亦以惡劣著稱。故以地形及高度而論，長江中下游迨為最適飛航之區域，惟都市附近，工廠林立，人煙稠密，飛機場之建築，宜稍遠離耳。

霧為海濱之現象，西北內陸地帶，終年霧靄罕見，沙霾頻仍，但東南半壁，沙霾雖稀，而霧靄則甚多，以一日論，霧多見於清晨。即在

沿海，時有終朝不散之機緣，惟午後亦常較薄，其原因不外清晨溫度低，相對溼度高，氣層穩定，風力微弱，利於凝結而絀於蒸發也。及至日高三竿，一切情形均見逆轉，霧乃漸趨消散，最低限度，亦漸就稀薄，重慶始霧之頻率，上午六時佔 86%，九時佔 11%，午後則百不一見，此雖不足以概其餘，然亦可見一般矣。凡一日中見霧一次，不論時間長短，概曰霧日。一年中霧日之分配，沿海島嶼春夏為頻，秋季最少，內陸秋冬常見，夏季最少。此蓋以成因不同所致。秋冬海洋冷卻甚緩，兼以大陸空氣外流，入海增暖，故霧極少見。秋季沿海溫度尚未顯然下降，成霧之機緣尤罕。春夏二季沿海溫度低於大陸，無論低緯之海洋氣團，或大陸之變性氣團，履經其上，下層冷卻，成霧均易。中國沿海島嶼自南而北，多霧之月，自二月延至七月，與夏季風之北進；若合符節，此類霧概屬平流霧，即以暖氣流經東中國寒流海面凝結而成者也。大陸春夏溫度較海洋為高，氣流登陸，漸行增暖，對流旺盛，鋒面活動亦顯，多雲而少霧，入秋夜漸增長，地面輻射強烈，以是時常在高氣壓控制之下，天氣晴朗，風力微和，逆溫易於形成，結果冷卻作用遂可形成低而薄之輻射霧，惟因斯時空中水氣有限，除山區低地外，成霧之機緣終不甚多。秋冬大陸濃霧之出現，多與變性氣流自海上之迴歸有關，此種霧之形成，蓋平流與輻射二者均兼而有之。近海之地，海陸之作用，同時并進，全年霧日分配較勻，且有二高二低之現象，即春冬多而夏秋較罕也。愈入內地，大陸性愈顯，全年霧日減而秋冬之頻率則逐漸增加。

沿海島嶼霧多見於春夏，已如上述，惟因緯度高下有異，其最高點出現月分亦有不同，愈北則最高點愈落後，東京灣沿岸二月霧日

最多，佔全月日數三分之一，五月至十一月則絕無僅有，海南島五月至十二月雖亦有霧，但甚稀見。此後漸行增加，至三月而達頂點，迨四月即突轉晴朗。南海濱霧日分配之特色，為四月之高點，全月霧日不下十日，以後漸減，十一月後復見增加，東海濱霧日五月最多，過此突減，五月霧日計佔全月之半。杭州灣及長江口附近，最高點見於六月，惟四、五兩月亦復不少，曲線不似東海濱之急促，七、八月始頓減少，黃海濱霧日分配最集中，其年變曲線恍如孤峙之奇峯，秋冬無霧，入春漸增，七月最多，可佔全月日數五分之四以上，過此即行劇降，九、十月而達於最低點，渤海為一內陸海，四周秋冬霧多於春夏，蓋已屬大陸型式矣。

大陸之上，霧日雖以秋冬為最多，但每月亦僅二、三日，惟西南一帶，地形起伏甚大，山谷低地，因夜間冷氣流匯集江河湖泊之上，時有煙霧發生，此項煙霧之形成完全由於水溫特高，氣溫過低，蒸發過盛所致。在此情形之下，大氣低層因接觸而增暖，層序原極不穩，本飛騰上升，立行消散，然以此時谷地冷氣團至深厚，其上有顯著之逆溫存在，往往疑為濃霧，迨至逆溫破壞而後已。城市附近，人煙稠密，工廠林立，凝結核極富，秋冬霧尤屬常見。重慶、貴陽及昆明三大都市，最多之冬月霧日每達十日以上，夏季則僅一、二日而已。昆明秋冬反信風流行，其霧多屬輻射低霧，日出即散，但貴陽及重慶，因高度稍低，居反信風與冬季風之逆溫層下，日中地面霧雖因溫度上升關係，漸行上升，趨於消散，惟以風速微弱，霾點水汽集中高逆溫層之下，日積月累，再經夜間霾層上之輻射冷却作用，每演為廣佈持久之高霧，低空景物，迷離莫辨，不利飛航。民國二十八、九兩年，重慶

空襲頻仍，但秋冬則大行減少，是以人口之增減，悉視霧之頻率為依歸，秋冬入城，春夏回鄉，宛如候鳥。「無可奈何花落去，似曾相識燕歸來」，適堪為陪都市民詠。

全年霧日之分佈顯見集中沿海島嶼，入陸則減少甚急，沿海霧日多達三十日以上，自臺灣海峽北迄山東北部，全年霧日均超出五十日，浙海濱與黃海濱為全國最多霧之地，且達八十餘日，少數地方甚至不下一百日，佔全年日數四分之一以至三分之一。六、七兩月往往全月大霧瀰漫，航行為阻，沿海霧之生成，與東中國寒流關係甚密。由冬入夏，東中國寒流漸北退，東南季風漸北進，沿海霧季乃漸行延遲。春夏東中國寒流出自渤海，沿山東半島南下，蘇、浙海濱，猶可見其蹤跡，更南則為北上之黑潮所代替，故沿岸霧日遂愈北而愈多矣。內陸霧日除西南諸地達六十日至八十日外，餘多不足二十日，黃河流域不過十日左右，東九省東部與長江流域相彷彿，西部則減至十日以下，西北內陸全年罕見霧日，秋冬雖夜間輻射強烈，然已無甚水汽可供凝結。

長江以北，霧日雖少，沙霾則甚流行，地面乾燥，土壤疏鬆，每大風一起，塵土飛揚，白日晦冥，咫尺莫辨，室內秉燭，亦苦黝暗不明，清季某學台之「七筆鈞」，極道蘭州風物之惡，雖不免有過實之處，然其「萬壙遨遊，百二秦關天盡頭，山高窮且陡，水惡聲似吼。四月柳條抽，花無錦繡，一陣狂風不辨昏和晝，因此上把萬紫千紅一筆鈞」一什，則頗能道出北地風塵期中之景象。華北春季風沙，有時波及黃渤二海，船舶因以停航，沙漠中沙陣之為害尤巨，蒙人名之曰黑風（Karaburan），時飛沙走石，天地昏黑，撲面如雨如雹，行旅遇則無

全，惟有遙為趨避耳。蒙人宿營，帳幕多擇背風之處，繩索繫之大石，用策安全。夏季日中風熱而燥，為害最烈，故行旅趨程，多擇夜間，水草田中，黑風過處，常淹沒田廬，其禍殊不亞沿海之颱風。

沙塵蔽天之現象，泰半因風而起，而狂風則每與氣旋有關，故西北與華北之霾時隨氣旋以至，其見於氣旋東南部者，風來自南，溫度多升，見於氣旋西北部者，風常轉北而溫度急降，前者為暖氣流霾，後者由於冷鋒線颶之過境，可謂之冷鋒霾，冷鋒霾之勢最強，往往隨冷鋒波及於長江沿岸地帶，除上述二種而外，在高氣壓中心，清晨亦往往有霾形成於近地面之空氣層，靜而不動，且不如前者之濃，斯蓋為空中微塵集中低空輻射逆溫下而起，是曰輻射低霾。夏季午後，地面劇熱，對流旺盛，在東南多有雷雨，在西北乾燥區域，多僅有沙風，惟範圍不廣耳。

與氣旋俱至之霾，一日之間任何時刻均可發生，但午後風速較大，霾亦最盛，至輻射霾則僅限清晨，對流霾每見於午後，故霾在一日中，大致即以清晨與午後為最多。

第125表 酒泉霾之日變化

1935—9		5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
酒泉	初霾	40	39	51	31	13	14	17	26	21	21	27	27	19	7	6	3
	盛霾	11	3	5	6	6	8	12	19	7	15	20	20	15	6	6	2

酒泉初霾次數以晨間七時為最盛，此外午後三、四時亦相當頻仍，前者多為輻射霾，而後者則為對流霾，由此可見在沙漠地帶輻射霾出現之機緣遠大於對流霾，惟以盛霾而論，則有集中午後之趨勢，易言之，清晨之霾多輕，午後者則特濃也。

一年間霾之出現，華北及東北多見於春冬，春季尤頻，長江流域，僅春季偶或有之，以此時大氣運行急，熱力層序不穩定，風速較大，且地面亦甚乾燥故也。入夏雨季開始，地面潤溼，霾即罕有發生之可能，惟西北終年少雨，霾四季頻見，盛夏亦復不少，僅秋季以氣層安定，霾之頻率始稍小耳。

第126表 霾日之分佈

	最 多		最 少		全 年	年 代
上 海	三月	1.7	七一八月	0.0	6.6	1905-34
徐 州	三月	4.2	八一九月	0.2	16.2	1932-36
西 安	三月	6.0	九月	0.0	27.6	1933-36
蘭 州	三月	7.5	十月	0.0	29.9	1933-36
濟 南	三月	8.6	九月	0.0	38.2	1932-36
太 原	三月	2.2	七一九月	0.0	7.6	1932-36
肅 州	四月	12.6	十月	2.8	73.4	1935-39
北 平	四月	5.2	七一九月	0.0	24.0	1931-36
公主嶺	四月	3.4	七月	0.0	17.4	1932-36
成山頭	三月	2.2	九月	0.2	11.6	1932-36
榆 林	四月	8.3	八月	1.0	58.7	1939-41
南 鄭	三一四月	2.3	五一二月	0.0	4.9	1939-41

霾日西北多於東南，其分佈與霧日適反，盛霾之區大致與黃土分佈相合，江南地面潤溼，去內陸沙漠已遠，每年罕見一次，長江以北，則見劇增。黃河流域各地全年霾日多不下三十日，東北亦達十五日左右，全國霾日最多之地，首推塔里木盆地，庫車年約一百八十二日，和闐二百六十六日，吐魯番且至三百〇八日，（均民國二十一年之紀錄）三月至五月，幾可謂無日無之，即河西全年亦達七十日以上。誠如山海經所云「類霧起而雲浮，寡見星日」。本部霾日最多之地，

厥惟鄂爾多斯之南緣，榆林全年達六十日，戈壁地雖荒漠，然多礫石而少流沙，故其南緣霾日反較少，歸綏包頭等地，年平均不過三十日而已。全年等霾日線秦嶺附近最密，陝境尤甚，例如：嶺北、西安霾日，年平均達二十八日，南鄭則僅五日，更南至成都猶不足三日，華北與西北，凡背西北風之地，其霾日均較少。寧夏居賀蘭山之東南，年平均僅十八日不足，遠遜四周地帶。山東半島南部瑛瑯島年平均計五日，成山頭約十二日，芝罘則達三十二日有奇，屏障之影響，亦甚顯著。此外低窪谷地，風勢微和，霾日亦罕，太原年僅七日，天水亦不過十七日，即其例也。霾日之多寡與高度亦有關係，濟南年凡三十八日，泰山僅三十一日，西安二十八日，華山僅十二日，均隨高度而遞減。都市工廠林立之區，霾日每多，長江三角洲霾日最多之地非偏西之南京（全年四日），而為濱海之上海（全年七日），鬧市「紅塵」，信非虛語。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|------------|-----------|
| 朱崗峴 | 中國之能見度 | 氣象雜誌十四卷二期 |
| 盧 鎰 | 中國沿海霧之初步研究 | 氣象雜誌十三卷九期 |
| 鄭子政 | 華北之霾與沙陣 | 氣象雜誌十八卷 |

第二十四節 雲及日照

大陸雲量之日變，各地頗為一律，即以午後為最高，黃昏為最低也。午後之高，當由於對流旺盛，午前溫度較低，溼度較高，時有輻射或層雲出現，故雲量亦不過低，最低之時間，乃在黃昏，以斯時對

流雖衰，溫度尚高，大氣溼度已去飽和甚遠也。

第127表 南京雲量之日變化 (1929-36)

	6	8	10	12	14	16	18	20	平均	較差
一月	5.3	6.3	6.4	6.5	6.6	6.3	6.4	6.6	6.3	1.3
四月	7.2	7.2	7.3	7.4	7.5	7.6	7.8	6.2	7.3	1.6
七月	7.1	7.2	7.3	7.5	7.6	7.4	7.4	6.4	7.3	1.0
十月	5.9	5.8	6.0	6.3	6.4	6.4	6.0	4.5	6.0	1.9
全年	6.4	6.6	6.8	6.9	7.0	6.9	6.9	5.9	6.7	1.1

南京全年平均一日間雲量以下午二時為最大，下午八時為最小，日差達 1.1，其他各季亦大致如之。全日各種雲狀出現頻率，高、中雲均無顯著之日變化，故雲量之變遷，幾悉依低雲及直展雲為依歸。蓋前者多因鋒之活動而起，任何時間均可出現，後者為對流作用及輻射冷卻所致，僅午後或清晨始屬頻見也。

第128表 南京雲狀之日變化(出現頻率%)

小時	C, CS, CC	AC, AS	K, KN	S, N, SC
6	4.1	5.5	1.6	6.1
9	4.9	5.6	3.2	5.5
12	5.6	5.1	6.2	4.4
14	5.5	5.1	6.6	4.3
18	5.5	5.8	4.4	5.1
日差	1.5	0.7	4.6	1.7

泰山及峨嵋山雲量之日變化大致與南京相似，惟高低點出現之時間稍有不同，泰山最小在上午六時(5.2)，最大在下午三時至六時(6.0)，峨嵋山最小為上午八時(7.6)，最大為下午六時(8.8)，最低點均在清晨，不似南京之以黃昏為低也。南京清晨以霧及層雲

關係，雲量尙勝黃昏，但高山已超出低空雲霧之上，清晨遂特晴朗，沿海地帶，水汽豐富，溫度變化不大，雲量之日變化幾渺不可見，惟仍日中大於夜間，此自青島各級雲量頻率之分配，可以知之。

第129表 青島晴曇陰之頻率(%) (1924-33)

	雲量	0-6	7-12	12-18	19-24
晴	0-2	46	40	37	47
曇	3-7	18	20	23	20
陰	8-10	36	40	40	33

雲量之年變，恆爲鋒及氣旋之活動所左右，各區頗有出入，要而言之，可分七類：

(一)華北類 此類遍見於東北、華北及蒙古高原東南邊區，盛夏七月極鋒蒞止，雲量豐盛，隆冬十二月或一月，在寒燥冬季風控制之下，雲量甚稀，夏季平均在六、七左右，冬季不過二、三，年差達四左右。

(二)西南類 西藏南部及雲貴高原高度超出二千公尺之地區，冬季爲熱帶高空氣團即反信風所控制，雲甚罕見。夏季低緯海洋季風入侵，則大雨時行，雲量豐盛，本類變化與前者近似，僅致因有異耳。其年變化亦特顯著，昆明及拉薩六月雲量在八左右，但昆明冬季十二月爲三，拉薩十一月且不及二，年差達五、六左右，西南高原全年可分二季，即雨季(五月至九月)與晴季(十月至四月)，前者陰沉多雨，後者晴朗多霜。

(三)新疆類 新疆及河西一帶，雖處內陸，暮春蒙古高氣壓衰退，時爲西歐氣旋所侵襲，四、五月雲量平均可達六、七左右，與俄國

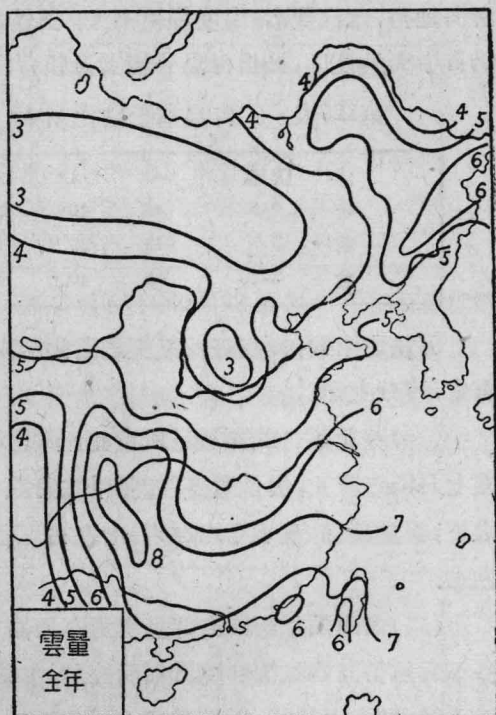
南部情形相似。秋冬在高氣壓控制之下，天氣晴朗，雲量減至二、三，以初秋九、十月為最低。

(四)長江下游類

此區六月極鋒到達，梅雨開始，常亘月陰雨連綿，雲量平均達八以上。秋季最稱晴朗，雲量每不及五、六，以斯時大陸氣團流行，本區復居副熱帶高氣壓中心附近也。

(五)長江中游類

四川及兩湖盆地冬季以南嶺之阻滯，為冰洋鋒迴旋之地帶，雲量特豐，二月平均達九左右，陰沉蓋可想見。盛夏七、八月極鋒北移，東南季風至此，逾山下沉，天氣晴朗，平均雲量僅六。



第六圖

(六)華南類 華南及雲貴高原東部，冬季為海陸變性氣團逐鹿之所，天氣之陰沉，不亞長江中游，夏季東南季風至此上升，雲量亦甚豐富，唯秋季十月天氣始稍見晴朗，該月平均雲量在五、六之間，貴陽以無論冬夏，常屬迎風，為全國雲量年變最小之地，年差約僅

1.6.

(七)東海濱類 本區初春四、五月間多霧，雲量之豐，有勝梅季，平均在八以上，初秋冬季風長驅入海，兼以迫近華中高氣壓之中心，九月雲量僅約六不足。

中國雲量之分佈，大體與相對溼度近似。全年雲量秦嶺以南，均在六以上，川西、黔東平均約八有奇，為全國最陰沉之區域，正所謂「蜀犬吠日」也。南嶺山地雲量超過七，臺灣東北岸超過八，亦足與川、黔媲美，此諸區域，雲量特豐，其原因有三：(1)長江以南，冬季風向多東及東北，夏季多南及東南，諸區均屬山地之迎風面。(2)去蒙古高氣壓中心已遠，冬季半年時當海陸變性冬季風交綏之衝。(3)地形複雜，鋒面常行停滯，具半靜止性。華北平原雲量與東九省大致相等，約在四、五之間，黃土高原及蒙、新內陸，因去海遼遠，山嶺重疊，海洋氣流，不易入侵，且一年泰半時間，為蒙古高氣壓所控制，故雲量平均多不及三，然視世界諸熱帶沙漠區尚稍勝一籌。北非撒哈拉中部，平均雲量猶不及一，雲南高原及西藏高原，常為溫燥穩定之反信風所控制，故全年平均雲量亦在四以下。

一月雲量之分佈，長江以南，略同全年，仍在六以上，川西、黔東及臺灣東北岸達八、九左右，視全年平均猶有過之，此顯係變性冬季風被迫上升及冰洋鋒停滯之結果。秦嶺以北，因受制於寒燥之冬季風，雲量低減甚劇。華北及東北在三、四之間，蒙、新中部居高氣壓之中心，雲量且不足一。西南高原此時以反信風極強，雲量亦在二以下，七月大陸雲量以海洋季風內流多顯見增加，西南高原東緣，以至南嶺山地均在八以上，自此分向南北遞減。黃淮平原平均在五以下，

但內蒙及東三省南部，以極鋒蒞止，雲量又高達六有奇，興安及長白山地且達七、八左右，蒙、新內陸雖視冬季雲量稍勝，然亦不過四、五，仍為全國最少雲之區。

各地日照時數以理論言。(1)在同一緯度應完全相等。(2)低緯冬夏相差不大，高緯季節之變遷特顯，夏季長於冬季甚多。(3)秋分至春分即冬季半年緯度愈高，則日照愈少，春分至秋分即夏季半年則適相反。(4)全年日照時數隨緯度而稍增，惟以雲量多寡之異，實際情形，並不如上述之簡單。同緯度日照未必相等，即在一地，夏季日照時間有時反遠遜冬季，若置緯度之關係不論，則多雲之區域與季節，日照時間自必甚少。

全年日照時間之分佈，大致言之：(1)緯度愈高則愈豐，華南日照時間平均在壹千五百至貳千小時左右，約佔可能日照 40%，長江與南嶺間在壹千五百小時以下，僅約可能日照 30%，淮、漢二流域平均約貳千小時，日照比率達 40% 以上。華北全年日照時間達貳千五百小時，為可能日照 50% 有奇，蒙、新沙漠地帶多至叁千小時，日照比率大至 65% 餘。此種結果，其致因不外二端。(a)全年日照時間本應低緯稍少於高緯，但日照比率之向北增加，則與緯度無關，悉受制雲量之分佈。(b)全國雲量之分佈，南高於北，故日照比率與日照時間乃北高於南，長江及南嶺間比率之小，與時間之少，即由於鋒面常行停滯，天氣陰沉所致。(2)西南高原迎風東緣及臺灣東北岸為全國日照最少之區域，川西、黔東全年日照不足壹千貳百五拾小時，高處甚且不足壹千小時，日照比率約僅 25% 至 30%，黔諺「天無三日晴」，雖不免誇張，但亦有相當真理在，其主要致因，當為地形無可疑

義，因在山地之迎風面，鋒面既可因地形而阻滯，不穩定氣團，被迫上升，亦可與雲致雨也。此外冬季高空二千公尺左近，冬季風與反信風間逆溫之存在，亦有助於層雲或高霧之形成。貴陽民國二十五年至二十七年間連晴三日以上之機會共計四次，獨山與畢節二十六年至二十七年間各僅一次，貴陽晴曇日數逐月百分率超過 30% 以上者，僅四、九、十三個月，十月天氣最佳，然晴曇日數猶不及全日之半，餘可知矣。最劣之二月，晴曇日數僅佔 20%，全年平均晴曇日數佔 29%，陰雨日數佔 71%。天氣陰沉，對人體影響極劣，紫外線缺

第130表 貴陽各月各種天氣之頻率 (%) 1936—40

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
晴曇	25	20	28	36	28	29	24	26	39	43	26	23	29
陰雨	75	80	72	64	72	71	76	74	61	57	74	77	71

乏，為疾病孳延之一大原因。同時陽光不足，心理方面亦難免有抑鬱之感，而冬季之寒溼，尤足以引起呼吸器官之各種疾症。(3)沿海地帶除夏季以多霧外，日照反視內地為豐，此一現象，驟視似屬反常，實際蓋為地形平坦，氣層安定，及雨量稍稀之結果。(4)西藏高原及

第131表 沿海與內陸日照時間之差異(小時)

	一	四	七	十	全年	年代
青島—濟南	+30	+39	-45	+9	+127	1932-36
南通—南京	+3	+30	+16	+14	+204	1929-36
福州—長沙	-8	+33	+8	-11	+38	1936

雲南北部，因全年除夏季外均在反信風控制之下，日照之豐，不亞蒙、

新，日照時間長至二千五百小時以上，比率超過65%。

冬季全國在蒙古高氣壓控制之下，華北大陸氣團流行，乾燥晴朗，日照時間在五百小時以上，比率達60%有奇。長江流域此季，因當海陸變性冬季風交綏之衝，冰洋鋒見阻南嶺，時行停滯，天氣陰沉，日照時間多不足二百小時，比率低至25%以下。長沙、重慶、成都及貴陽等地，且不足15%。南嶺之陽，以居大陸鋒帶之南，又增至四百小時左右，為可能日照之30%至40%，春季川西及江南邱陵地帶為鋒面迴旋之區，日照時間之少為全國最，平均不過二、三百小時，日照比率約僅20%至25%，華北稍增，計約五百至七百小時，但比率反減至50%至55%，前者為時季之影響，後者則雲量稍增所致也。蒙、新日照長至八百小時，比率仍約65%，夏季日照時間之分佈與春冬大異。長江流域及其迤南地帶，因極鋒北上，日照時間增至五百至七百小時，佔可能日照50%至55%，惟川西及黔東以當東南季風攀登高原之要衝，日照時間仍不及四百小時，比率僅約25%至30%，華北及東九省，此時極鋒蒞止，日照時間雖達七百小時，然比率則不及50%，蒙、新各地日照數值仍同春季，無甚足述，東北夏季多雨，日照時間亦長，對作物發育，有促進之作用，故成熟特速，西北水草田中，溫度高而日照富，瓜果之品質特佳，如加意推廣，不難發展為一特殊農區。我國秋季天氣穩定，本部在副熱帶高氣壓控制之下，尤為晴朗，日照豐富，各地多在五百小時以上，華北且達七百小時，佔可能日照50%有奇。惟川、黔一帶，以極鋒南旋，受地形之阻滯而陰雨天氣獨多，日照時間仍不及三百小時，川西且在二百小時以下，比率多不及15%，此於棉作之收穫，極有妨礙，日光短少，陰雨綿綿，棉苞

時有不能成熟之苦，全國盛產棉花之區，如黃淮平原，渭水流域及湖北中部均為秋季副熱帶高氣壓之領域，乾燥多陽，極宜棉作。此外新疆之塔里木盆地，夏季炎熱，日光豐富，苟灌溉得宜，亦不難成爲一理想之棉區。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|-----------|-----------|
| 趙 恕 | 中國之日照 | 氣象雜誌十三卷七期 |
| 朱崗岷 | 南京測雲報告 | 氣象雜誌十七卷 |
| 盧 鑿 | 貴州氣候之三大特色 | 真理雜誌第三期 |
| 涂長望 | 何以貴州天無三日晴 | 浙大史地叢刊第二號 |

第七章 雨量

第二十五節 雨之成因

雨量通指空中水氣凝結下降及地之水量，露、霜、雹、雪等等：凝結並不包括在內，特雹出現甚稀，即偶或出現，範圍亦狹，而露與霜之凝結，縱在潤溼區域，年僅數公厘，其量亦無足齒數。中國冬季為乾燥冬季風所控制，長江以北，雖不乏見雪之機緣，然佔全年降水總值，仍極有限。南京民國十九年至二十三年五年中平均降水計九七一公厘，雪量僅四五，約佔總量 5% 不足。即雪量最豐之民國二十年，總達壹百零壹公厘，但該年降水凡壹千肆百拾公厘，亦僅佔 7% 而已。東九省雪量稍豐，惟與雨量之比，仍罕及什一，僅高度特大之迎風山地如長白山等處，雪量始或稍勝，故在中國，以雨量一辭，總括一切降水，固並無若何問題也。

中國雨澤凝結水汽之取源，要以東南海洋為主。其自陸上土壤或水面蒸發而來者，殊卑不足道。東南海洋為溫暖黑潮洋面，溫度高，蒸發盛，氣流自海登陸，挾豐富水汽以來歸，故雨量分佈，大致遂呈東南向西北遞減之趨勢。冬季風盛行之季，全國在高緯內陸氣流控制下，海洋影響不顯，空氣水汽缺乏，雨雪極少，長江以北因風向多屬西北，降水尤稀。至長江以南，冬季風經常來向，多係東北，偶以

臨時氣壓之配佈，甚或折爲東及東南，迴歸登陸，所含水汽，自較豐富，遠非華北之偏西氣流可比。江南冬季雨雪之較豐，其主因即在乎斯，然以履經海洋之歷程甚短，顧猶未足與夏季風相比倫也。中國夏季風源地爲熱帶及赤道太平洋，稟性潤溼，與冬季風迥然有異。故夏季風至，甘霖沛然，雨季開始，其量常可爲冬季風控制時期數倍，以至數十倍，華南之夏季風，向多南及西南，來自南海赤道洋面，水份最豐，華中、華北及東九省南部之夏季風以東南及西南爲頻，均源於熱帶太平洋，水汽含量稍遜，然以其爲勢最強，遍及東南半壁，控制時間亦久，供給之水汽，以總量言，殊非西南季風所可匹，東九省及外蒙北緣，東南季風鞭長莫及，夏季風多東及東北。此項氣流，來自鄂霍次克海親潮洋面，雖溫度稍低，水汽較稀，但亦爲該區夏季雨澤之取源。

東南海洋，雖爲中國大氣水分之主要泉源，然亦非唯一之供應區域。歐亞大陸四周之海洋如印度洋、大西洋，及北冰洋於中國邊疆水汽之供給亦不無微功，特因長途跋涉，影響範圍又狹，自不足與前者相提並論。西南高原終年西南風流行，冬季半年爲高空之反信風，晴燥少雨，夏季本區東緣，爲太平洋東南季風所侵入，其西南邊境如西藏高原之雅魯藏布江及滇省瀾滄江、怒江、與伊諾瓦底江諸河流域，則屬印度洋西南季風之領域。然以唐古喇山、高黎貢山及怒江重重阻隔，終難深入耳。西藏高原雨量，東南稍豐而西北奇細；雲貴高原則東西多雨而中部與北部較少；怒江、瀾滄江、金沙江、元江諸河上游，谷地深陷，甚且有乾燥氣候之景象。新疆西部毗隣中亞，西去大西洋雖遠，然以西風盛行，地勢平坦，尙可稍沾餘惠，大西洋之海洋

氣流多於春間隨氣旋之東進以至。盛夏中國內陸爲低氣壓所掩覆，西風原可深入，無如氣流疲弱，遂有鞭長莫及之感，秋冬大陸高氣壓之勢過張，大西洋之影響即邊陲亦渺不可見。外蒙西北山地，當北冰洋氣流入侵之衝，其水汽之取源乃自北方，但溫度不高，所攜水汽終甚有限耳。

綜上所述，可見中國各區空中之水分，實自四方匯集而來，結果雨量遂自四周向中心遞減。西藏高原西北部及塔里木盆地東南部，地屬大陸腹心，兼以山脈環繞，雨量之稀少，乃爲全國之冠。東南半壁太平洋近在咫尺，沿海又少山脈屏障，多雨區域面積遼闊，可謂「得天獨厚」，不僅內陸中心，望塵莫及，即邊區亦莫可與比，邊陲縱有雨量豐盛之區，範圍亦狹。伊洛瓦底江上游，即其例也。

海洋氣流雖爲空中水汽之取源，然本身以溫度較高，常去飽和甚遠，且每在對流性不穩定中，如無外力促其上升，仍難有雨澤下降，外力之供給，約有三途，即地形之強迫，熱力之對流及鋒面或氣旋之活動是也。故降水按其成因，可分四類：即地形雨，熱雷雨，氣旋雨及颱風雨是也。前二者發生於同一氣團中，合稱氣團雨，後二者發生於異性氣團之鋒上，總名鋒面雨。

(一)地形雨 地形雨爲溫溼對流性不穩定之氣團前進遇山被迫上升而起。氣流初沿坡徐徐上升，及凝結開始，陷入絕對不穩定，乃自動加速上騰，而有豐沛雨雪下降，地形雨僅可發生於暖溼不穩定之氣團中。如氣團乾燥穩定，即渡高山，亦少雨雪，因乾燥則凝結高度高，穩定則上升運動弱，縱生凝結，亦不過形成桌布雲與毛毛雨而已。除單純氣團之地形雨外，鋒面過山，因冷氣團受阻，每行停滯，較

其平原上致雨之量亦豐，但此時主要動力，仍屬鋒面，與一般地形雨有別，地形之影響僅足供鋒面變質而已。地形雨例皆集中山地迎風面，背風面以水汽凝釋，下沉增暖，反趨乾燥，故有雨影之稱。然無論迎背風坡，在一定範圍內，雨量終必隨高度而遞增，迨空中水汽過稀而後已。自山足上升，雨量初增，及過某一高度，又趨減少，此一高度謂之最大雨量帶，其所在高度，頗不一律，在興安嶺約僅五百公尺，而西南山地，則達二、三千公尺左右。中國境內，地形崎嶇，山地往往為顯著之多雨中心，華西山地與江南邱陵，即其著例。二區雨量約二千公厘，視附近低地超出五百至一千公厘，地形之影響川西最顯。自內江以至峨嵋山，高度愈高，去山愈近，雨量亦愈多：

第132表 川西雨量與高度

地名	高度(公尺)	距離(公里)	全年雨量(公厘)
內江	342	160	1,057
樂山	320	33	1,216
峨嵋縣	500	15	1,510
峨嵋山	3,119	0	1,939

峨嵋山為全國最多雨之地，一九三二年八月至次年七月之極年觀測，全年雨量高至柒千陸百零玖公厘，為量之鉅，僅次於印度之乞拉朋齊 (Cherrapunji 10,882 mm.)，此雖僅一年之紀錄，以後觀測，所獲即無如是之豐，要亦足見高山多雨之非妄矣。諸大名山，無論南北，雨量均山頂高於山麓，其比率大致南大於北，春、夏大於秋、冬，似與空中水汽多寡及氣團稟性有關：

第133表 中國諸山峯麓之雨量比率

	高差(公尺)	冬	春	夏	秋	全年
泰山—泰安	1,385	1.0	1.1	1.1	1.2	1.1
華山—商縣	1,600	1.3	2.0	1.9	1.0	1.2
牯嶺—九江	1,024	1.0	1.1	2.1	1.3	1.5
峨嵋山—樂山	2,797	1.0	1.6	1.5	1.5	1.6

高山多雨，固地形之抬高有以致之，而鋒之阻滯，尤為重要。單純地形雨僅佔降雨量之一小部分，遵義居貴州高原之迎風東坡，全年雨量頗豐，然就一九四二年紀錄之分析，氣旋雨佔 70%，對流雨 16%，地形雨才 14% 耳。地形雨所佔比率夏季最大，其他各季多在 10% 以下。地形雨頻率較雨量比率略大，由此可見其強度多非甚巨。

第134表 遵義之地形雨

	春	夏	秋	冬	全年
雨量	21	111	9	6	147mm
	6	22	8	13	14%
次數	11	9	10	7	37次
	23	18	26	21	22%

(二)對流雨 因大氣熱力層序不穩定引起對流而成之雨曰對流雨。對流雨下降之時，天空概為積雨雲，性質猛烈，常具陣性，時暴風與雷電隨作，故又名雷雨，惟雷電現象，不限熱力對流，氣旋雨與地形雨亦或有之，雷雨一辭，實不如對流雨之確切也。對流雨產生有二條件：(1)氣團極度溫溼，在對流性不穩定中，且厚度大於四公里。(2)日射強烈，下層受熱而陷入絕對不穩定現象，造成自動對流現象，如溫溼氣團高空夜間放射冷却過劇，亦可招致同樣之結果，前者曰

熱雷雨，大陸常見。後者曰放射雷雨，殊為罕觀。上述條件，僅夏季始可具備，春、秋偶有可能，冬季絕難發生。故對流雨盛於夏而匿跡於冬，冬季半年即有雷雨，亦緣鋒之活動，與對流作用無與也。熱雷雨以午後為頻，放射雷雨則集中清晨，我國夏季以悶熱著稱，在夏季風領域內，熱雷雨自甚流行，惟熱雷雨僅限盛夏，出現範圍又狹，持續時間又短，故其量在一地所佔總量之百分率並不大，僅乾燥區域，對流雨始稍重要，西北內陸對流雨佔全年雨量約僅四分之一，本部多不足五分之一，沿海尤屬稀少，然在盛夏，無論南北，多為降水之一重要因子。此可於遵義之紀錄見之：

第135表 遵義之對流雨

	春	夏	秋	冬	全年
雨量	3	162	3	0	168mm
	1	32	1	0	17%
次數	2	30	2	0	34次
	4	60	5	0	20%

遵義對流雨量及頻率佔全年總值，均不過 20%，但在夏季其雨量百分率則達 32%，頻率達 60%，長江以北，夏季對流雨百分率多在 50% 以上。

(三) 氣旋雨 氣旋雨乃因冰洋鋒或極鋒之活動而起。氣旋前部有暖鋒雨，勢緩而持久。後部有冷鋒雨，勢急而短促。我國大部地居溫帶，當南北氣流交綏之衝，氣旋雨最稱發達。南起兩廣，北迄滿、蒙，其雨澤之下降，無不以氣旋為主，各地全年氣旋雨所佔比率均在 60% 以上。華中與華北且超過 80%，即西北內陸亦達 70% 左右。以季節論，春冬降水概屬氣旋雨，夏季亦不下 50%。如香港 47%，廣州

54%，上海 66%，南京 82%，青島 69%，餘可概見。秋季除東南沿海颶風雨稍形重要，大陸上氣旋雨仍佔絕對優勢。

第136表 遵義之氣旋雨 (1942)

	春	夏	秋	冬	全年
雨量	324	239	102	42	706mm.
	93	47	90	90	69%
次數	35	11	26	27	99次
	73	22	68	80	58%

我國氣旋冬季半年多為冰洋鋒之波動，以交綫氣團稟性寒燥，故氣旋過境雖繁，降水仍稀。夏季氣旋概生於極鋒上。上駛之暖氣團源自太平洋低緯洋面，溫高溼重，每一氣旋過境，雨量常為冬季者之數倍以至數十倍，是以氣旋雖稀，然總量反甚可觀。五、六月間極鋒停滯江南，長江流域陰沉多雨，俗稱梅雨，其量可佔全年四分之一，七、八月間極鋒移止華北平原及南滿境內，該區雨季開始。所降之量每佔全年二分之一以上。中國之冷氣團除夏季外，多視暖氣團為盛，故冷鋒雨最發達，各地冬季半年雨雪下降之時，氣壓升而風向多北及東北，惟有夏季則未必盡然，是時暖氣團盛於冷氣團，暖鋒雨每勝冷鋒雨。南京梅雨氣旋暖鋒雨約四倍於冷鋒雨，降雨時間則三倍之，但西南山地，暖鋒以地形之干擾，常極不顯著，冷鋒以地形之阻滯，反特見強盛，故不論何季，冷鋒雨均佔優勢。但冷鋒以地形之影響，進行滯緩，類係焱鋒，降水強度小而連綿，則與一般冷鋒雨異趣耳。遵義全年之氣旋雨：冷鋒雨佔 92%，暖鋒雨僅佔 8%，以頻率論，暖鋒亦僅佔 20% 不足，暖鋒經過，常有雲而無雨。此種情形可為西南山地之代表。

第137表 遵義之暖鋒雨與冷鋒雨之雨量及其頻率

	春	夏	秋	冬	全年
氣旋雨量	323	239	102	42	706mm
暖鋒	10	—	6	29	8%
冷鋒	90	100	94	71	92%
氣旋次數	35	11	26	27	99次
暖鋒	20	0	15	33	20%
冷鋒	80	100	85	67	80%

(四) 颱風雨 颱風為赤道鋒上之波動，因交綫氣團均來自低緯，極度溫溼，輻合上升，凝結之豐，不言而喻。故颱風經過一地，每暴雨狂瀉，一次之量，常可數百公厘之多，惟颱風登陸，僅限夏秋，活動範圍，又不出東南沿海，是以在中國各種雨量之中，所佔地位，並不重要，兩廣、浙、閩諸省颱風雨量流行，然佔全年雨量之百分率平均亦僅在20%與30%之間，長江口北，沿海地帶颱風雨約僅全年雨量10%，稍入內陸，無論南北，均不足5%，北平、宜昌、勞開一線以西，颱風絕跡，遑論與雲作雨矣。東南沿海七至九月，颱風雨可佔雨量一半以上，其他時間即或發生，亦甚有限。

中國各區各種雨所佔百分率約如下表：

第138表 中國各區各種雨所佔百分率

	廣州	南京	昆明	成都	北平	歸綏	庫車
對流雨	17	13	12	16	15	28	23
颱風雨	21	4	0	0	3	0	0
氣旋雨	62	83	88	84	82	72	72

【參考文獻】

呂炯 極面學說與長江下游冬季之風暴 氣象研究所集刊第二號

第二十六節 雨量日變化

全國雨量日變化，約有三類，即大陸平原式，東南沿海式與西南山地式。

(一)大陸平原式 此式最為普遍，自南而北，內陸低地雨量日變化均屬此型。特色有二：(a)晝夜雨量分配勻和夜間比率，春冬稍大，夏秋則顯見減小。若以下午十時至上午六時為夜，佔全日時數38%，上午七時至下午九時為晝，佔全日時數62%，分別統計南京與衡陽之雨量，即可見一斑：南京全年夜雨比率與所佔時數適等，衡

第139表 南京與衡陽之夜雨率

	南 京		衡 陽	
	夜雨%	與時數百分率之差	夜雨%	與時數百分率之差
春	47	+9	55	+17
夏	30	-8	24	-14
秋	37	-1	23	-15
冬	40	+2	41	+3
全年	38	0	36	-2

陽稍小，然亦相去不遠，夜雨比率春冬不論南京或衡陽均視時數比率稍大，夏秋則稍小。其相差春夏最顯，衡陽尤甚。(b)以南京全年每二小時之平均總量言，最高點在下午四——六時，次高點在上午六——八時，最低點在正午，次低點在子夜，二低點約略相等，二高點則頗懸殊，午後高點特顯。各季情形，與全年略同，僅高低點出現時間，先後稍有參差耳。除夏季外，二高點之值多相去有限，春季清

晨高點且略勝，全日分配頗勻和。夏季午後高點遠勝清晨，同時日差亦最大。

第140表 南京雨量之日變化 (1930—34)

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	較差
全年	61	81	85	95	82	60	73	90	124	75	80	67	64mm
	6	8	9	10	8	6	8	9	13	8	8	7	7%
春	24	32	24	18	15	17	18	28	30	21	28	28	17mm
夏	15	27	29	47	38	28	39	39	62	29	33	19	47mm
秋	11	12	19	17	19	8	7	14	23	12	10	8	16mm
冬	12	11	13	13	11	8	8	10	10	13	9	12	5mm

以雨量日變化與地面溫度及溼度日變化比照觀之；可見(a)雨量上午高點大致與地面溼度最高點與溫度最低點相當；(b)下午高點約與地面溼度最低點及溫度最高點相當，惟均稍落後，清晨以夜間輻射關係，地面熱能散逸，溫度低降，大氣低層每入於飽和狀態，利於凝結而絀於蒸發。此項作用，在天氣晴朗之日，起於近地之空氣層，僅能促成霧霾等凝結現象。惟如夜間天空多雲，輻射作用起於雲上，雲層上部冷卻，溼度增大，凝結增盛，而雲層之下，以花房效應，溫度則絕少變動，上冷下暖，溫度直減率峻急，大氣層序不穩定，亦足以增進雲雨之凝結。晨夜多雨之現象，在溫帶海洋氣候或地形雨發達之區最稱顯著，其為量往往駕午後高點而上之，惟在大陸區域，多遠遜午後高點，夏季尤甚。因在大陸區域，空中水汽較少，夜間雲不多見，高空輻射類甚疲弱也。春季多雲，夜雨率即大見增加，午後高點為大陸氣候區域特有之現象，完全由於地面增暖。大氣低層不穩定加深，空氣上升凝結之結果。降水類為不穩定之陣雨或雷雨，在熱

帶或溫帶大陸夏季最發達，南京雨量日變化夏季午後高點特顯者以此，相形之下，夏季夜雨率乃隨之而減小。雨量日差一般言之，冬季小而夏季大，是乃空中水汽之多寡不同，日射之強弱有異，與溫度直減率緩急迥殊，有以致之。

大陸區雨時日變化亦顯，南京降雨頻率亦有二高二低，與雨量分配相合，惟高低點出現之時間稍有先後，且午後與清晨高點略等，正午低點特顯，斯為異耳，上述差異，蓋因降雨強度之不同所致。

第141表 南京降雨時數之日變化 (1930--34)

0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	
67	69	71	70	63	55	60	68	68	70	71	65	小時
8	9	9	9	8	6	8	9	9	9	9	8	%

以上所述，僅就一般而言，猶未足以窺雨量日變化之底蘊，欲知其詳，更須按降雨時大氣之構造，加以分析。我國內陸平原區域，颱風雨及地形雨均稀少，其日變化幾悉受制於對流雨與氣旋雨，而尤以後者為最要。

據南京雨量之分析，該地純粹對流雨僅盛於七、八兩月極鋒北上之後，其他各季雖有雷雨，然多出自氣旋活動，盛夏對流雨，多產生於夏季風中，此種氣團溫高溼重，屬對流性不穩定，故當午後大氣低層，受熱過劇之時，每起旺盛之對流，而有凝結現象。往往上午晴曇，下午雷雨，周而復始，有如日課。清晨雖偶因高空輻射冷卻，亦可有對流雨發生，但出現之機緣甚僅，南京對流雨之日變化，午後集中極顯，下午二至八時佔總量 85%，餘則大部分配於清晨，惟所佔百分率僅 10%，斯乃大陸對流雨之典型。

第142表 南京對流雨之日變化 (1934)

0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
1	3	2	0	6	2	1	25	56	4	0	0

內陸區域氣旋雨常佔總量十之七、八，其影響於雨量日變化尤著，氣旋雨全日分配較勻和，但有氣旋過境，即可發生，惟一日之間仍顯有二大起伏，上午六至八時最高，下午四至六時次高，最低在下午八至十時及正午至下午四時，清晨高點遠視下午者為顯，與對流雨之分配適相反。南京氣旋雨最高在上午六至八時，計佔16%，次高

第143表 南京氣旋雨之日變化 (1943-4)

0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
5	12	11	16	10	7	6	6	10	5	4	8%

在下午四至六時佔10%，晨間遠勝午後，惟大體而論，分配不似氣旋之偏枯。

氣旋雨之日變化，暖鋒雨與冷鋒雨亦各不相同，大致呈相反之趨勢。暖鋒雨以上午六至八時為最高，午後各時為最低，冷鋒雨最高在下午四至六時，最低在子夜前後，如南京：

第144表 南京冷暖鋒雨之日變化

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
暖鋒	6	15	13	19	10	7	4	3	5	3	5	10%
冷鋒	1	1	3	5	9	10	11	16	28	13	2	1%

暖鋒雨與冷鋒雨變動之異趣不僅我國如此，在英倫亦有類似現象，其原因有二：(a) 冷鋒日變化乃視鋒前暖氣團之穩定性而定，暖

氣團控制下天氣多屬晴朗，午後地面受熱，低層大氣穩定性削減，晨夜地面冷卻，大氣低層穩定性增進，故冷鋒雨遂與不穩定性陣雨類似。(b) 暖鋒雨日變化視鋒面上暖氣團稟性為依歸，晨夜雲上輻射冷卻，溼度增大，同時雲下溫度變化不大，遂使穩定性削減，故降水頻繁，至日中以雲上大氣增暖，溼度低減，且溫度直減率之減小，亦足使降水轉稀。

綜上所述，可見內陸平原對流雨及冷鋒雨均盛於午後，而暖鋒雨則多集中清晨，其全年雨量日變化，即此諸者重疊之結果。午後高點為對流雨及冷鋒雨合力造成，故特顯著。清晨高點則僅由於暖鋒雨之單獨作用，乃稍見遜色，惟除夏季外，對流雨實無關宏旨，是以其他季節雨量一日間之分佈，不僅大見勻和，且清晨與午後之高點亦約略相等。

(二) 東南沿海式 東南沿海雨量之日變化為標準海洋型式，其晝夜分配，大致雖尚勻和，然集中清晨之趨勢已甚顯，午後恆為最低點之所在，全日曲線僅有一高一低，此可以香港為例。香港全年雨量夜雨率計 38%，晝雨率凡 72%，與時間之百分比適等，但每二小時之雨量則以清晨前後，特稱豐富，上午四時至十時六小時內，雨量佔全日 32%，大於時間之百分比達 7%，下午四時至十時六小時內，雨量佔全日 20%，小於時間之百分比達 5%，最高點在上午 8—10 時，

第145表 香港雨量之日變化

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
雨量	83	92	100	103	111	90	83	75	67	63	67	61
%	8	9	10	10	11	9	8	8	7	5	6	6

最低點在下午 6—8 及 10—12 時，高低點之差計約五十公厘。

香港雨澤之下降，出於氣旋或鋒面之活動者約居 50%，颱風之過境者 30%，對流作用者亦達 20%。後二者之百分率遠視南京為巨。海面每日溫度變化甚微，午後海面溫度低於大氣，大氣低層以與海面相接觸，多轉趨穩定，熱雷雨無由形成。入夜海面溫度較高，大氣與之接觸，直減率漸行增大，不穩定性加深，對流作用反轉旺盛，同時海上大氣，水分豐富，夜間雲量較勝，雲上大氣，散熱冷卻，雲下以及海面，溫度變動較小，亦有助於不穩定性之增高。故海上對流雨之出現，多在薄曙，與大陸情形適反，此當為東南沿海雨量集中晨夜之一主因。

東南沿海不僅對流雨多見於清晨，颱風雨亦有類似現象，據香港雨量之分析，颱風雨見於夜間（10P.m.—10A.m.）者，達 54%，見於日間（10A.m.—10P.m.）者僅 46%。依每二小時之雨量百分率言，最高點在上午六時，計佔總量 11%，最低點在下午四時，百分率僅達 4%。

第146表 香港颱風雨之日變化(%)

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12
雨量%	9	6	11	9	11	10	9	4	5	9	9	8

颱風雨之集中晨夜，蓋由於高空之放射作用，颱風區內交綫之氣團為熱帶及赤道氣團溫度極高，低雲濃密，夜間下層溫度變動甚微，雲上則放熱甚速，溫度迅見低降，相對溼度增大，不穩定性加深，故特見多雨。至日間低層以濃雲阻隔日射，溫度不易上升，雲上空氣因

吸熱而增暖，相對溼度減小，不穩定性減弱。利於蒸發而絀於凝結，雨量之百分率遂轉見低減。

香港氣旋雨之比率雖稍遜他處，但仍居總量之半，氣旋雨中，暖鋒雨原本集中晨夜，已詳前述，無庸復贅，在低緯海洋氣候區域，即冷鋒雨亦有集中晨夜，與暖鋒雨同一變動之傾向，其原因有二：(a) 緯度較低之處，冷鋒時趨停滯，轉為半靜止鋒，稟性與暖鋒頗相近似。(b) 海洋區域，大氣之不穩定性，晨間本勝午後，故即有顯著之冷鋒活動，雨量亦常集中晨夜。

香港之多夜雨，完全由於海洋之影響，稍入內陸，即完全改觀，福建永安去海僅約數百公里，其雨量日變化已帶顯著之大陸色彩，與南京完全類似。

第147表 永安雨量之日變化(1937)

	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12	總計
雨量	49	87	85	96	97	86	129	139	112	196	100	94	1,270
%	4	7	6	8	8	7	10	11	9	15	8	7	
降水次數	29	35	35	50	44	48	52	53	55	56	46	40	243
%	12	14	14	21	18	20	21	22	23	23	19	16	

(三)西南山地式 西南山地之東坡與北坡如川西、川東南及黔東等地，雖居內陸，然雨量集中晨夜之現象，視沿海尤為顯著，晝間雨量類甚稀少，水經注：謂「巫山之女，高唐之姬，旦為行雲，暮為行雨」，章次呆詩云：「蜀地饒夜雨，輕陰多蔽天」固非無根之談也。

川、黔各地夜雨率多在50%以上，超出時間比率甚多。其堪注意之點有二：(a)夜雨率有隨高度而遞增之勢，地形之影響甚顯。如：

第148表 夜雨率與高度

	高度(公尺)	夜雨率	年代
北碚	256	42 %	1933-40
遂寧	307	52 %	1936-40
內江	342	60 %	1937-40
樂山	320	56 %	1937-40
峨嵋山	3,097	67 %	1931-32
遵義	818	58 %	1942-43
貴陽	1,058	67 %	1936-40

(b) 無論任何高度，夜雨率均夏季最小，春季最大，冬季亦復不弱，夏季之小，當由於對流雨之盛行，峨嵋山拔海高達三千公尺，且山體不大，對流雨已不顯著，故夏季亦非夜雨率最小之季節，最小之季在於秋。至春冬之大，乃與氣旋雨有關，因是二季，捨地形作用而外，氣旋之活動幾為降水之唯一動因也。

第149表 西南山地之夜雨率

	北碚	峨嵋山	遵義	貴陽
春	70	69	66	70
夏	47	67	49	54
秋	63	59	64	65
冬	66	71	54	71
全年	61	67	58	67

以北碚及遵義與南京雨量日變化對照觀之，極富趣味，二者幾完全相反：

遵義及北碚最高點均在薄曙前後，最低點在午後，南京最高點在午後，最低點則在子夜左右，雖時間上稍有參差，而其趨勢之相反

第150表 遵義北碚及南京雨量之日變化

	0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	較差	年代
遵義	108	145	74	48	61	50	81	39	80	102	75	141	103	1942-3
北碚	118	149	241	164	85	86	51	46	26	30	87	138	215	1941
南京	61	81	85	95	82	60	73	90	124	75	80	67	64	1930-4
	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12		
遵義	11	15	7	5	6	5	8	4	8	10	7	14%		
北碚	10	12	20	13	7	7	4	4	2	2	7	11%		
南京	6	8	9	10	8	6	8	9	13	8	8	7%		

已灼然可見。二地雨量日變化不僅趨勢迥異南京，且日差亦特大，薄曙高點超過午後低點達一、二百公厘之鉅，分配極不勻和。是以呂炯謂：「蜀中天氣，不似吳頭楚尾，往往白日皎皎，入晚猶星月燦然，及午夜夢回，忽簷頭淅瀝。西窗驚夢，夜雨燈昏，尤足使羈旅之人，觸緒牽情，不能自已也」。

遵義各季一日間雨量之分配，春、秋、冬最高點均在子夜，最低點在午後，與全年平均類似，惟夏季午後亦有一最高點，與清晨者差足抗衡。

第151表 遵義各季雨量之日變化 1942-3

	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12	較差
春	48	45	27	15	32	14	9	6	4	11	21	46	44
夏	30	77	32	20	18	17	60	26	69	78	24	59	61
秋	27	20	12	9	8	16	10	4	3	11	21	26	24
冬	4	3	4	4	3	2	2	3	4	3	6	8	6

西南山地之多夜雨，證諸上述，可見其為確切不移之事實。此區與東部平原地理環境唯一歧異之點，即其地形特別崎嶇，在山地之

迎風坡上，不僅地形雨特別豐富，且鋒面至此，亦往往有顯著之改變，暖鋒以地面摩擦甚鉅，常平衍而潰滅，冷鋒則因鋒下冷氣團之受阻，暖氣團向上滑進，而有轉為半靜止焱鋒之傾向，焱冷鋒亦一滑上鋒，故實際性質反與暖鋒相近，此當為西南夜雨之主因，以遵義之紀錄而論，焱冷鋒雨佔全年總雨量 64%，暖鋒雨僅 6% 而已。然二者雨量之日變化，則悉相同，即以晨夜為豐，午後為歉也。

第152表 遵義冷暖鋒雨之日變化 %

	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12
冷鋒	13	12	13	9	10	7	4	2	2	4	6	18
暖鋒	20	37	11	13	7	2	2	2	0	2	2	2

遵義冷鋒雨之日變化與南京之暖鋒雨相近，冷鋒雨相反，以一屬焱鋒，一屬頽鋒故，西南夜雨之顯著，捨焱冷鋒一端而外，地形雨之豐盛，亦有以致之。地形雨之日變化大致與暖鋒類，因地形作用，本與滑上面近似，夜間雲上輻射冷卻，既可增大相對溼度，復使直減率趨於峻急也。

第153表 遵義地形雨之日變化 %

2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12
10	41	22	9	2	0	0	0	0	1	3	12 %

遵義夏季對流雨相當旺盛，午後高點亦足與清晨相頡頏，徒以對流雨僅佔全年雨量 16%，故平均曲線，午後高點仍隱而不彰。

重慶夏季居背風坡，地形雨較稀見，且因氣流下沉，轉趨穩定，對流雨亦復不豐，其雨量概以焱冷鋒為主，是以夜雨現象，尤勝遵

第154表 遵義對流雨之日變化 %

2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	12	總量
1	6	10	4	0	5	39	24	51	26	2	0	168
1	4	6	2	0	3	24	14	30	15	1	0	100

義。至峨嵋山高度既高，山體又小，兼屬迎風，盛夏多地形雨，少對流雨，故夜雨入夏仍不稍衰。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|------------|--------------|
| 盧 鋈 | 南京雨量日變化之分析 | 氣象學報第十六卷一、二期 |
| 呂 炯 | 巴山夜雨 | 全 上 |
| 史以恆 | 遵義天氣之分析 | (未發表) |
| 束家鑫 | 西南之夜雨問題 | (全 上) |
| 石延漢 | 福州之降雨 | 福建省氣象局，二十七年 |

第二十七節 雨量之各月分配

中國雨量各月之分配，其控制因素有四：(a)季風 中國雨量分配，受冬夏季風交替影響最大，除少數區域外，均冬乾夏雨，極不勻和，夏季雨量往往佔全年之大半，此顯係由於冬夏季風稟性之有異。冬季風燥而夏季風溼，故冬季大氣運行雖強，鋒面活動雖顯，雨雪為量仍少。「大雨時行」之時季，與夏季風之進退若合符節。以本部論，華南雨季五月開始，十月終止；華中六月開始，九月終止；華北七月開始，八月終止。愈北夏季風到達愈晚，撤退愈早，雨量遂益集中。江南邱陵冬季因變性季風之交綏，天氣陰沉，然雨雪仍甚微末。(b)

緯度，緯度愈高之區，其日射量冬夏之差亦愈巨，溫度之變遷亦愈極端，而雨量之分配遂益行集中。因大氣水汽之多寡，穩定性之強弱，幾悉視地面溫度之高下為依歸。地面溫度高，則上升運動盛，反是則弱，故北方夏短而雨季亦短，南方夏長而雨季亦長，即冬季雨量亦較豐沛。迴歸線以南之地，太陽直射帶北進而復南旋，日射曲線有二高點，雨量曲線亦有二高點，惟稍落後，日射二高點自赤道向北漸趨接近，抵迴歸線終合為一，雨量曲線亦復如是，若形影之相隨。此在海南島及雷欽諸地，即可見之。瓊州雨量曲線有二高點，一在九月，一在七月，至北海則合併為一，見於七月，惟八月雨量尚甚豐沛。此諸高點，均落後於日射高點一月。乃熱帶雨量分配之典型。(c)地形高度特高之山岳，地形雨於雨量之分配，亦甚重要，高山雨量高點，往往見於夏季風最強之月份。四川盆地雨量高點多見於六月及九月，惟峨嵋山則在七月，即以此也。邱陵區域，其高度雖不足以產生豐沛之地形雨，然阻滯鋒面之行進，亦足以左右雨量高點之出現。初秋，夏季風漸衰，冬季風日盛，時驅極鋒南旋入海，在華東平原，鋒行甚速，陰雨天氣，每僅曇花一現。然在華西，則因地形之影響，時趨停滯，帶半靜止性質，遂於九、十月間，造成一顯著之雨量高點。(d)鋒面 中國雨量泰半出自鋒之活動，除少數區域而外，地形雨及對流雨，均不佔重要地位，故鋒之活動，於雨量分配影響甚鉅，冬季半年冰洋鋒最稱活躍，然以交綏之氣團，類屬變性冬季風，所含水汽，原極微末，降水自難豐盛，其在川南、黔東及江南邱陵，雖時因地形之崎嶇而阻滯，但亦僅能造成陰沉微雨之天氣。初春東亞副熱帶高氣壓穩定黃海，海洋迴歸冬季風為勢甚盛，自東南登陸，常與陸上變性冬

季風交綫於江南邛陵，此間四月雨量，因以激增，而爲一顯著之次高點，俗謂之「迎梅雨」。且因此時陸上冬季風尙不過弱，迴歸氣流未易深入，故「迎梅雨」之現象，僅限長江中下流而已，五月以後，冬季風日就衰頹，夏季風自海上向西北推進，極鋒移行登陸，南北各地，雨季次第開始，五、六月間極鋒在南嶺附近，六月與長江平行，七、八月止於內蒙及東九省南部，故各地雨量亦以斯諸月份爲最高，鋒面蒞止之前，在單純冬季風範圍內，雨量稀少，鋒面過境之後，受單純夏季風之控制，雨量亦稍低減，雖時有熱雷雨發生，稍資潤澤，然時間短而範圍狹，杯水車薪，無濟於事也。入秋，冬季風急促增強，瀰漫東南半壁，夏季風引退甚速，雨量曲線遂迅速下降，惟沿海地帶，以赤道鋒之影響，颱風時襲，夏秋雨量亦復不少。八、九月間常有次高點出現。海南島及臺灣東部以颱風侵襲頻仍，初秋高點往往尙有勝於初夏者。

綜上所述，可見我國雨量各月之分配雖大致集中夏季，然各區出入亦甚可觀，尤以高點爲最參差，歸納言之，可分十四型：

(一)海南島東部區 本區特色有三：(a)雨量曲線有二高點，一在七月，一在九月，均落後於日射高點一月，顯屬熱帶型式，九月高點以得颱風之助，卓然爲全年之首。(b)冬季南海中東北季風盛行，此區適當其渡海登陸之衝，故雨量視島西爲豐，全年分配，尙稱勻和，其四季雨量所佔之百分率爲：冬季7%，春季20%，夏季42%，秋季31%，秋季百分率之勝春季，爲颱風之影響。(c)以瓊州論，沿海平原，最多雨之九月雨量計251 mm，最少雨之一月，僅25 mm，不足，相去達十倍有奇，屬夏雨區。

(二)華南區 本區包括雷欽、海南島及廣西西部與雲南及臺灣南部，其全年雨量分配有三大特色：(a) 因緯度較高，日射僅有一高點，故雨量亦僅一高點，各地多以七月為最高，惟以颱風關係，八月雨量亦殊豐沛，為量時尙勝過七月。(b) 此區冬季居東北季風之背風坡，雨量不如前之豐。然夏季以迎西南季風，則遠勝之，北海附近及臺灣南端，因適當西南季風及颱風來襲之衝，七、八月雨量尤為可觀，常可達500 mm.以上。雨量曲線升降至急，冬雨僅佔全年5%，夏雨則達54%，分配顯有偏佔，春秋各達16%及25%，視前區亦稍低減，此蓋因 A. 夏雨特豐，春秋相形見絀。 B. 春季仍為冬季風盛行之時期，此間地居背風。 C. 緯度稍北，入秋大陸氣壓升高，颱風入侵機緣減少。(c) 雨量最低或見於一月，或見於十二月，間亦有在二月者，與夏季七、八月之高點相比，常超過十五倍，甚且達三十倍以上，為顯著之夏雨區。

(三)嶺南邱陵區 本區包括廣西中部、廣東大部與福建東南部，臺灣西部亦屬之，此區亦有二高點，一在五月或六月，一在八月，前者較顯。是均出自鋒之活動，與日射高點無與也。五、六月間，極鋒自東南登陸，停滯此間，氣旋不斷孳生，陰雨連綿，約可一月之久，是為梅雨。七月極鋒北移長江流域，本區受單純熱帶氣團之控制，梅雨終止，雖對流與地形作用亦足以產生相當雨量，然終遜五月或六月，曲線遂成低降。迨八月赤道鋒蒞止，颱風時襲，雨量始復增加。惟因緯度稍高，為量已非甚富，僅能形成一次高點而已。九月以後，蒙古高氣壓坐鎮大陸，長江流域，且有一副高壓存在，冬季風捲土重來，雨量曲線遂行急降，至十二月或一月而達最低點。惟與最高點之比，多

不及什一，應屬年雨區。其四季百分率計冬季 9%，春季 30%，夏季 46%，秋季 15%，其分配與前二區最顯著之歧異，即春季比率之增加與秋季比率之減少。秋季比率之減少，由於緯度較高，颱風入侵甚稀。春季比率之增加，則為冰洋鋒時受地形阻礙停滯之結果。

(四)臺灣東岸區 此區範圍甚狹，僅限臺灣東岸之中部。雨量曲線略同嶺南，惟初秋以當颱風登陸之衝，九月雨量猶勝五月梅雨，斯為異耳。乾月與溼月之比，不逾什一，屬年雨區。其分配計冬季 11%，春季 28%，夏季 31%，秋季 30%。視前述諸區，均較勻和。秋、冬二季百分率增加，夏季百分率則見低減。冬季百分率增加，蓋由於東北季風之頻襲，秋季顯屬颱風之影響，至夏季之低減，則因該季風多東南，此間居背風面之故也。

(五)臺灣東北沿海區 本區為中國本部唯一之冬季多雨區，冬季東北季風渡黃海及東海而至，此間以地屬迎風，故雨雪甚豐，最高點見於十二月，幾達 400 mm.，十一月至三月亦均在 300 mm. 以上，入夏因西南季風盛行，本區屬背風區域，當新高山脈之雨影地帶，夏季風最盛之七月，雨量僅不過 150 mm.，雖與十二月之比，不及 1:3，仍非典型之冬雨區，但已為我國雨量分配之特例，冬雨佔全年 31%，春雨 26%，夏雨 16%，秋雨 27%，與一般情形適反。冬季風最盛之時期，雨量最豐，春秋冬季風稍衰，雨量亦稍減，至夏季風流行之際，雨量猶不足全年 1/5，與裏日本差相類似，其代表測站為臺灣東北沿海之基隆，稍入內陸。至臺北冬季雨量雖亦頗豐盛，然最高點已見於八月及六月，與臺灣西部同一型式矣。

(六)浙東沿海區 此區範圍亦狹，僅限浙東及長江口外沿海島

嶼花鳥山等處，雨量最高點在九月及六月，二者相差無幾，前者為颱風之影響，後者為極鋒過境所致。因海洋上，夏季對流不盛，故七、八月雨量之低減極顯。七月雨量與冬季各月幾相等，以一在東北季風控制下，一在東南季風控制下，此諸島嶼均屬迎風，僅有少量之地形雨也，最低點在一月，與六月最高點之比不足 1 : 10。四季之分配為冬季 16%，春季 30%，夏季 30%，秋季 24%，尚稱勻和。

(七)江南邛陵區 包括浙江大部、江西與湖南中部及南部，為長江中流及嶺南邛陵之過渡型，前區有二高點，一在六月，一在四月；後區亦有二高點，一在五、六月，一在八月。本區兼收而並蓄，有三高點。六月為主高點，四月次之，八、九月又次之，六月高點亦極鋒北進之梅雨，惟因緯度稍高，極鋒蒞止略晚，故其出現視嶺南邛陵亦稍落後。八、九月之高點致因有二：(a) 颱風之入侵 (b) 極鋒之南旋是也。四月高點為迎梅雨，乃冰洋鋒經常停滯之結果。秋季高點愈近海而愈顯著，春季高點愈入內陸亦愈顯著，最低點各地均見於隆冬之十二月或一月，與六月最高點之比不過 1 : 5。其各月雨量分配，以春雨特豐，為其主要特色，佔全年 39%，夏季不過 32% 尚遜春季。春季各月之量，雖不過多，但總量則甚可觀。夏季僅六月雨量特豐，至七月夏季風過南嶺下沉，雨量即大行減少，結果總量反遜春季。秋季雨量百分率平均僅 14%，為四季雨量之最低者，此蓋由於 (a) 緯度已高去海已遠，秋季颱風不常入侵。(b) 地居大陸，秋季大氣直減率漸趨於穩定，(c) 九、十月間此間為副熱帶高氣壓中心所控制。(d) 本季冰洋鋒南下頻率不大。冬季大氣運行轉強，本區時受冰洋鋒之侵襲，且東北季風常遵海登陸，是諸地帶，又屬迎風，故雨量百分率

猶勝秋季，平均達 15%。

(八)長江中游低地區 本區包括湖南與江西北部，湖北東南部及安徽中部，因去海已遠，颱風不易入侵，兼秋季正居副熱帶高氣壓之中心，故現於沿海之九月高點至此已渺不可見。其雨量之二高點，一在四月，為次高點，乃冰洋鋒迴旋之結果；一在六月，為主高點，與江南各地致因完全相同，即極鋒北進所致之「梅雨」。七、八兩月，在單純熱帶氣團控制下，僅恃對流雨略資潤澤，曲線遂成下降，迨九月後，冬季風作而低減益甚，至十二月而達最低點，惟因冬季時當東北季風入襲之衝，鋒之活動頗盛，故亦非甚少，最低點與最高點之比不逮 1 : 5，屬年雨型，雨量分配冬季 11%，春季 34%，夏季 38%，秋季 17%，尚屬勻和。

(九)華東平原區 本區包括淮河中下游及長江三角洲，即江蘇全部與安徽北部。六、七月間極鋒到達此間，梅雨開始，兩月雨量均豐，而七月尤多。愈北而愈形集中，南部六、七月常幾相等，曲線較為平緩，顯屬華中與華北之過渡型。春季四月，雨量亦復不少，惟視六月或七月均有遜色，因其為冰洋鋒活動之結果，自不足與極鋒相提並論也。秋季颱風稀見，復居副熱帶高氣壓之中心，雨量甚稀，十月以後，低減尤劇，最低點多在十二月，或一月，與最高點之比，雖勝長江中游，惟仍不足 1 : 10，四季分配，冬季 11%，春季 19%，夏季 52%，秋季 18%。秋冬二季百分率與前區近似，惟春季減少，而夏季增加。此蓋因位置較北，地形平坦，春季冰洋鋒停滯之機緣較少，時在純粹冬季風控制之下也。

(十)川黔邱陵區 包括川、黔二省，康東、鄂西南亦屬之。其雨量

曲線頗似浙東沿海，初夏六月及初秋九月各有一顯著之高點，二者之中各地多以初夏爲最，惟亦間以初秋爲勝者。初夏高點，顯係由於極鋒之北進，爲長江流域一般之梅雨現象，無庸深論。至初秋高點，則爲地形崎嶇之結果，非如沿海之由於颱風入侵也。初秋冬季風作，極鋒南旋，在長江下游，以地勢平坦，行進甚速，陰雨天氣，稍過即逝，常在陸上變性冬季風控制下，氣壓高，溫度低而溼度亦小，故有秋高氣爽之概。但在此區，因邱陵重重爲阻，極鋒每入於半靜止狀態，是以霖雨霏霏，連日不開，遂有初秋高點之形成，且此時長江下游爲副熱帶高氣壓所籠罩，本區居其西翼，變性冬季風入海而復迴歸，沿坡上駛，地形雨之下降，亦有助於秋季之多雨。十月以後，極鋒退出大陸，冰洋鋒代興，雖入侵之頻率與強度尙有勝極鋒，然以交綫之氣團稟性寒燥，僅能造成陰沉之天氣，雨雪已甚微末矣。本區雨量最低點，恆見於一月，與初夏之最高點相較，約爲什一之比，屬夏雨區。四季雨量百分率，春季 26%，夏季 43%，秋季 26%，冬季 5%。以秋雨爲特色。

(十一) 華北滿蒙區 本區所佔地域最廣，包括黃河流域全區，東北九省，內外蒙古及西藏北部，佔全國面積 $1/2$ 有奇，其特色爲雨量集中夏季，因此時本區爲夏季風所波及，空中水汽豐富，而日射旺盛，熱力對流作用亦極顯著也。其東南邊緣，夏季爲極鋒迴旋之區；七、八月雨量尤稱豐沛，惟因平流疲弱，對流代興，故不若長江流域「梅雨」季之陰沉耳。雨量曲線最高點多在七月，亦有見於八月者。自冬入夏，雨量急增，九月以後，則見急減，曲線起伏甚大，僅沿海及山岳地帶始稍平緩，最低點多見於一、二月，然冬季半年，雨量概甚稀

少，各月出入固極有限。最高點往往可為最低點五十倍以上。即沿海或邱陵地帶亦多達二十倍左右，為顯著之夏雨區。雨量之四季分配，夏季平均達 70% 以上，冬季僅 5% 不足，春秋均約 10%，沿海地帶，夏季百分率稍減，約 65% 有奇。春秋稍增，在 15% 左右，冬季仍與平均近似，內陸區域，夏雨可達 85% 以上，冬季往往不足 5%，春秋亦與冬季彷彿。愈向內陸有愈趨集中之勢。

(十二) 新疆區 新疆居內陸腹心，已為夏季風所不及，其雨雪之下降，大都恃西風氣流與西歐氣旋之活動，秋冬蒙古高氣壓坐鎮內陸，西風氣流及西歐氣旋均無法入侵，每亘月無雨。夏季內陸雖為低氣壓所控制，但因氣流衰弱，降雨亦稀，惟因對流旺盛，終稍勝冬季耳。晚春，蒙古高氣壓退至吉爾吉思草原，平流運動尚非甚衰，西歐氣旋時時入侵，故雨雪稍豐，各地最高點多在五月或六月，此兩月雨量每居全年之大半，乃顯著之春雨區。除新疆外，西藏西緣亦有類似情形。

(十三) 西北山地區 西北邊區山地，正當冰洋氣流南襲之衝，其雨雪一部份得之於地形之抬高，大部份則由於冰洋鋒之過境。北冰洋氣流秋冬入侵最盛，故是時雨雪亦最盛，夏季北冰洋氣流衰弱，雨量則較稀少。惟全年分配均勻，無顯著之乾季，新疆塔城即其著例。塔城雨量以十一月及十二月為最多，五月及九月次之，六月及十月為最少，冬季最高點約為夏季最低之十倍，為顯著之冬雨區，各季雨量之分配，與臺灣基隆頗相近似，秋冬季百分率均達 30%，夏季僅 15%，春季則佔 25%。

(十四) 西南高原區 此區包括西藏高原南部及雲南一千五百

公尺以上之地域，西藏高原東部雨量曲線有二高點，一在六月，一在九月，屬川黔邛陵區。北部鄰近內陸沙漠，七、八月多雨，與華北、滿、蒙區彷彿。西部水汽之供應，仰給於大西洋氣流，故雨量分配，大致與新疆近似，惟東南之雅魯藏布江河谷，夏屬印度洋西南季風之領域，冬季為反信風所控制，則與雲南同屬西南高原區之型式。其雨量分配最顯著之特徵，為雨量集中夏季半年五月至九月，即夏季風盛行之時期。反信風控制之冬季半年則恆形乾燥。雨量最高點多見於七月，頗似華北滿蒙區，然夏季半年各月均多雨，曲線頂部甚為平緩，則與

第155表 雨量區域

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年	年	代
1 瓊州	25	32	48	96	156	200	206	188	251	172	80	47	1,501	1912-1938	
2a 龍州	21	36	46	79	183	221	234	242	141	62	32	24	1,321	1896-1938	
2b 北海	45	39	71	103	173	286	501	465	261	92	48	45	2,128	1885-1938	
3 香港	27	39	73	133	293	394	393	370	286	123	39	25	2,200	1853-1940	
3 福州	46	94	121	128	156	198	163	202	201	48	40	46	1,446	1880-1938	
4 花蓮港	59	116	105	195	271	178	269	220	324	221	85	56	2,095	1922-1929	
5 基隆	353	290	352	193	308	221	146	176	276	276	331	391	3,313	1902-1915	
6 花鳥山	36	46	71	82	88	134	72	65	87	56	51	38	825	1886-1938	
7 吉安	49	104	178	216	185	253	63	136	51	55	69	29	1,389	1931-1940	
8 九江	61	84	139	180	173	220	141	122	88	87	66	46	1,407	1885-1938	
9 南京	38	46	62	97	79	156	183	111	83	45	41	36	978	1905-1937	
10 重慶	19	20	38	97	146	186	138	126	149	110	49	21	1,096	1891-1932	
11 北平	4	5	9	16	33	83	249	146	58	17	9	2	630	1841-1937	
12 吐魯番	0	0	0	0	16.1	2.5	7	2.4	0	0	0	0	21	1930-1931	
13 塔城	13	30	15	21	41	6	24	16	40	5	52	52	314	1941	
14 拉薩	0	1	9	4	131	159	656	451	182	7	0	0	1,600	1935-1938	
14b 昆明	10	15	17	20	98	169	223	223	131	77	47	10	1,039	1901-1936	

前區異趣，最低點概見於一月，以此時反信風亦最強盛也。最高點與最低點之比，常在二十以上。拉薩冬季三月幾無雨雪。七月平均則達 650 mm 以上，佔全年 41% 有奇。相去不啻霄壤，雨量之分配，以拉薩為最集中，雨季五至九月合計佔全年 98%，其餘七個月，雨雪之量，猶不足總量 2%，雲南高原各地稍見勻和，五月至九月合計佔全年 77%，其餘七個月，約佔全年 23%，其分配雖亦有偏枯，然程度上，則遠不若西藏高原之甚，此似由於高度之不同所致。因高度愈高，冬季之反信風亦愈穩定而暖燥，故雨量遂亦愈少矣。本區雨澤下降之動因，頗堪討論，以地形過高且過崎嶇，鋒面之活動似非降水之主要致因，夏雨之凝釋，或由於地形及熱力對流二作用。

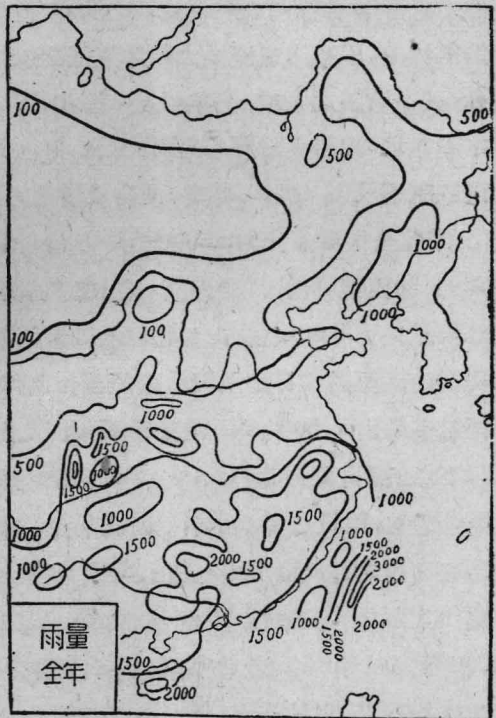
第二十八節 雨量之分佈

我國全年雨量之分佈，一般言之，約自東南向西北遞減，五百公厘等雨線，大致緣大興安嶺西坡過遼河上流沿燕山、太行山而至豫，陝境內，折而西之，循秦嶺北坡九頂山及大雪山止於西康南部，再由雲南之北西走，緣唐古刺山止於西藏西部。此線約分中國為二半，即季風區與非季風區是也。東南部分為季風區，雨量豐沛，氣候溫潤，江河浩蕩，朝宗於海，人口稠密，農業發達。西北方面，為非季風區，雨量稀少氣候寒燥，多鹽湖荒漠及草原，人烟疏散，以游牧為生，逐水草而居。中國雨澤凝結所需之水汽，大部仰給於東南海洋，去海愈遠，含濕風之勢愈弱，漸有鞭長莫及之感。且沿途水汽宣洩，漸行減少，故結果雨量乃有自東南向西北遞減之傾向，復因山地之屏蔽，海洋氣流，過山下沉，演為焚風，雨量分佈東南與西北之差異遂益顯著，

此外內陸區域，一年之中，大部時間均在高氣壓中心控制之下，亦有助於氣候之旱化。黃河上中游一帶，雨量在 250 及 500 mm. 之間，其西北乃世界著名廣大之寒冷荒漠之所在。除蒙、新、藏西北邊緣山地之迎風坡上，以冰洋氣流及大西洋氣流之潤澤，雨量可超出 300 mm. 而外，此一遼闊之區域，全年雨量，悉在 250 mm. 以下。大戈壁與塔里木等盆地，地居大陸腹心，海洋氣流，罕能到達，即或滲止，亦趨下沉，雨量概不及 100 mm.。寧夏、河西及塔里木盆地之南，且在 50 mm. 以下，媧羌全年雨量僅 5 mm. 而已，是迨為全國最乾燥之地帶。西藏高原東部，即西康境內，地勢雖高，然山脈均係南北行，季風尙可入侵，南部雨量在 700 mm. 左右，至北部遞減至 500 mm. 不足。唐古刺山以南與雲南高原高黎貢山及無量山以西，為印度西南季風控制之範圍，雨量多超出 1,500 mm.，但雅魯藏布江上游偏處幽谷，則在 500 mm. 以下。西藏高原西北部 Changtang，四周高山重重阻隔，且高度已達 5,000 m.，雨量之稀，亦不下西北荒漠；非季風區雨雪稍豐之地帶，均在高山之迎風面，如杭愛山、阿爾泰山、天山、祁連山之北坡，及賀蘭山之東坡。據郝德 (Haudt) 估計，天山北坡一千公尺左右，雨量 250 至 300 mm.，為豐美草原，一千五百公尺至三千公尺，約為前者之兩倍有奇，森林茂盛，再上溫度過低，風速過強，又為草原。三千五百公尺以上，則入於終年冰凍之區域，此在祁連北坡與賀蘭東坡，似亦大致彷彿。惟天山南坡及阿爾金山北坡因地居背風，雨雪甚稀，一千公尺左右仍不過 50 mm. 而已，然終勝盆地中心也。高山草原為游牧民族夏季放牧之區，入冬則驅牲畜下之山足草原，以避嚴冬之風雪，夏季高山雪融，奔注山麓，乃水草田農事灌溉之所仰給，故俗有

「日光代雨」之諺。河西人民。見日光而喜，遇陰曇而憂，因日高則雪融，雲豐未必有雨，且反使雪融減少，供應匱乏也。

本部雨量之分佈，要點有四：(一)華南多於華北，750mm.等雨線大體與秦嶺山脈及淮水之走向相符，平分中國為二，以南雨量多在1,000mm.以上，農作以水稻為主，以北除東九省之長白山地而外，則不及750mm.，平均不過500mm.，僅可從事旱農作物，其主要致因，即為秦嶺山脈之阻隔，秦嶺南北雨量差達一倍以上，為長江流域及黃河流域之重要分界。



第七圖

秦嶺山脈由甘肅、陝西伸入河南、湖北，東延而至安徽境內，形成一天然屏障，其主要走向或係西東，或係西西北至東東南，主峯之在陝甘境內者多超過三千公尺，向東漸行低降，在豫、鄂、皖三省之間，猶在一千五百公尺以上，至江蘇境內，即沒入於平原矣。此嶺為夏季低緯海洋氣流北上與冬季高緯內陸氣流南下之大限。亦即中國本部受荒

模影響之華北與副熱帶南部潤溼氣候之分野，因秦嶺愈東而愈低，故南北之雨量差亦愈東而愈渺。試取秦嶺南北同經度之雨量，比較觀之，立判然可明，山脈之阻隔，並不能視為華北少雨之唯一原因，因

第156表 秦嶺南北雨量之比較

	108	111	114	117	
南	忠州 1,433	宜昌 1,132	漢口 1,267	安慶 1,059	公厘
北	西安 557	陝縣 427	開封 561	徐州 629	公厘
相差	876	705	706	430	公厘
距離	450	470	480	430	公里

秦嶺南北雨量固有隨緯度而驟減之現象，即黃淮平原， 30°N — 40°N 間，中雖無大山橫互，其遞減也如故，自長江三角洲以至黃河口，七百公里以內，雨量已減少一半，前者約 1,000 mm.，後者僅 500 mm. 而已，故華北之乾旱，捨秦嶺於含溼季風之屏蔽作用而外，必尙有其他因素在。(a)東南季風控制華北之時期甚短，平均約僅二月(七、八月)，長江流域，夏季風季約達四月(六月至九月)，珠江流域則達五月之久(五月至九月)，故雨季亦隨之而增長，且長江以南，以當海洋季風來襲之衝，空中水分特豐，東南季風行抵華北，迫近蒙古低氣壓中心，因地轉偏向作用關係，改向西南，於陸上長途跋涉，沿途水汽已多所消耗。(b)中國海岸之走向，華南為東北至西南，華北為西北至東南，略成一半圓形，長江口南海洋季風登陸與海岸常成正交，以北則為平行之姿態。是以南北雨量即沿海亦有向北急減之現象，且黑潮洋面為東南季風水汽之主要源地，因其流動乃趨向東北，故沿海緯度愈高，暖流離岸亦愈遠，華北沿海乃東中國寒流冲刷之海岸，

其雨量自不能如暖流冲刷海岸之豐沛。(c)除夏季外,全年氣旋之出現於長江流域者,實遠較華北為多,冬春季季 25°N — 30°N 間,氣旋頻率約兩倍於迤北五度之區,三倍於較北十度之區。氣旋為致雨之主要動因,故冬春季華北雨量特稀,而長江以南則較豐沛。夏季華北氣旋之數雖稍頻繁,但此時長江以南,時為颱風所侵襲,其致雨之能力視華北氣旋蓋猶有過之。(d)華北冬季半年密邇蒙古高氣壓中心,時在乾燥離陸冬季風控制之下,風勢猛烈,極稱寒燥,全年泰半時間,少見雨雪,故總量亦見減少,長江以南,去高氣壓中心已遠,冬季風受地轉偏向作用多改向東北,旅海登陸,水汽較豐,且時與新至之冬季風發生衝突,雨雪頗盛,全年之量因亦較豐富,此自華北與華中雨量之分配,即可見之,華北夏季雨量不遜華中,然其他季節則望塵莫及。因華南華北氣候燥溼完全異趣,故人文景觀亦迥然不同。中

第157表 華北華中雨量之分配

	冬	春	夏	秋	全年
華北	2	11	71	16%	530
華中	13	26	38	23%	1,180

國自古即有「南甜北鹹」「南船北馬」「南米北麥」之諺。南方為水鄉澤國,魚米之鄉,人民富庶;北土則赤地千里,飢荒動見,僅恃雜糧為生。所謂「大漠孤煙直,黃河落日圓」,其景象之寥闊,誠非江南青山綠水,烟雨樓台之匹也。初春時節,乘津浦車南下,自天津以至徐州,滿目風塵,徧地枯黃,迨逾淮而南,乃綠竹漪漪,草塘鴨暖,春光照眼,頓覺別有天地矣。(二)沿海少於內陸 中國雨量之分佈,大致言之,乃自東南向西北遞減,然在沿海一狹帶,固未必盡然。沿海島嶼

雨量常遠遜陸上。由下表可知沿海雨量：(a) 海島雨量均遜大陸，緯

第158表 大陸與沿海雨量之比較

	猴磯島-塘沽	花鳥山-吳淞	東湧-福州	東沙島-香港
全年差	-54	-191	-712	-740
冬半年差	+17	+4	-168	-17
夏半年差	-71	-195	-544	-723

度愈低則愈顯。(b) 冬季長江口北島嶼，雨雪往往視大陸稍豐，以南反此，惟相差並非甚鉅。(c) 夏季無論南北，島嶼雨量均特稀少，其與大陸雨量之差隨緯度之低降而急增。此一現象，驟視之，似屬反常，因島嶼四周環海，空氣應較濡溼，而雨量反較稀少也。推究其因，蓋以海上空氣涼爽，安定，上升運動疲弱所致，而風力之高，氣旋之行速，地形之低亦有以致之，我國沿海概在 40°N 之南，居熱帶與副熱帶中，低緯陸地溫度恆視海洋為高，易言之，即海洋空氣視陸地為安定，故不論何種動力，促使上升，海洋空氣之情性均較大，雨澤之凝結，自亦減少，海陸溫度差，自 40°N 以南，緯度愈低則愈大，因是緯度愈低，海陸雨量差亦愈顯，惟中國北部屬大陸性氣候，冬季大陸溫度之低，恆勝沿海島嶼，故此時沿海雨量，轉可稍勝陸上，但因冬季為乾燥內陸外流季風盛行之時期，其差數終甚微末耳。長江口南，大陸溫度雖冬季亦可較沿海稍高，是以雨雪仍以陸上為豐，夏季半年無論南北，大陸溫度遠高於沿海，沿海雨量因亦特少，對流雨幾近絕跡，即有氣旋或颱風過境，因空氣安定，其雨量亦不如陸上之豐沛。沿海雷雨之稀少，不僅海面溫度低，空氣安定，有以致之，風力之強大，亦有與焉。海洋表面光滑，氣流流速較高，島嶼風力平均可視陸

上高出 1—2B.S., 則流平盛上升之水氣不易集中, 雷雨產生益艱。沿海地帶, 全年雷雨不足五日, 多由於夜間高空之放射作用, 大陸則常在二十日以上, 類緣地面受熱而起。海面光滑, 氣流迅急, 氣旋與

第159表 沿海與大陸雷雨日差

雷雨日	大連-北平	青島-濟南	嶺山-上海	東梘島-廈門	東沙島-廣州
	-7.0	-8.9	-10.5	-9.5	-13.9

鋒面之行進因亦加速, 陰雨天氣持續之時間既短, 一地之量自亦較稀, 此亦沿海雨量低於陸上之一因素; 捨此而外, 地形之影響, 亦頗顯著。沿海地形低下, 地形雨產生之可能性當不如陸上之大, 觀夫島嶼雨量之少於沿海平原, 沿海平原之少於內陸邱陵, 即可知矣。中國沿海長江口以北約在 600 mm. 左右, 突出海中之岬嶼, 則在 500 mm. 以下。長江口以南, 東海濱島嶼多在 1,000 mm. 以下, 去陸較遠者, 且不及 800 mm.。海濱平原, 在 1,200 mm. 左右, 內陸山地則達 1,500 mm. 以上。南海濱自島嶼以至沿海平原, 由 1,500 mm. 增至 2,000 mm. 以上。臺灣海峽, 為顯著之雨影區域, 臺灣東部全年不下 2,000 mm., 臺灣西部則在 1,500 mm. 左右。海峽諸嶼北部不及 750 mm., 南部增至 900 mm.。福建廈門附近為東南沿海雨量最少之地帶, 平均約僅 1,100 mm. 而已, (三) 山地多於平原 山地之迎風面, 地形雨甚發達, 且峯谷受熱不勻, 鋒面常行停滯, 對流雨及鋒面雨亦稱豐沛, 故在雨量分佈圖上, 恆為多雨中心。至背風之山坡與低窪之盆地, 則以氣流下沉, 雨量恆特稀少, 與前述區域, 相映成趣。東九省境內, 有二多雨中心: 一為興安山地, 平均約在 400 至 500 mm. 之間, 視東部嫩

江草原高出50 mm.,較遼西之呼倫貝爾高原,則超出100有奇。一爲長白山地,平均在750 mm.以上,關東平原則僅500 mm.左右而已。向西遞減甚急,華北平原,四圍山地如燕山、太行山及山東邱陵,雨量均達750 mm.左右,向中心遞減,海河流域平均不過500 mm.,河北中部,尙在400 mm.以下,黃土高原處背風之區,雨量亦與河北中部約等。秦嶺山脈亦一多雨帶,平均達1,000 mm.有奇。長江流域雨量最多之區域有六:(a)西藏高原東緣山地,自九頂山、邛崃山、夾金山、大小相嶺,以至大涼山綿延不斷爲華西之主要雨屏,其東坡雨量多在2,000 mm.以上,乃全國聞名之多雨區。以東低地雨量雖稍少,猶在1,000 mm.上下,以西則每不及700 mm.。(b)大巴山脈雨量約在1,500 mm.左右。(c)大婁山脈貴州西北以至鄂西南雨量亦在1,500 mm.以上。(d)霍山平均在1,250 mm.上下。(e)幕阜山平均約1,500 mm.。(f)皖南邱陵平均超出1,500 mm.,高處且達1,750 mm.,長江流域雨量最少之區爲四川盆地,盆地中心各地多不及1,000 mm.:岷江上游松潘至灌縣間之一小盆地,適居九頂山之背風面,且在500 mm.以下;茂縣及理番房屋多土質平頂,土壤屬漠鈣土,鹽蒿滿目,荆棘叢生,恍如長江以北之景象。此外湘贛二盆地雨量亦視四周山地爲少,但以形勢開展,猶達1,200 mm.,固稍勝四川盆地也。湘贛與桂粵間及閩浙二省爲南嶺山脈盤結之區,其平均高度雖不過五百公尺左右,但因當東南季風與西南季風來襲之衝,此二氣流凝結高度甚低,故遂成我國面積最廣之多雨區域,平均計達1,500至2,000 mm.,僅少數之山間谷地,走向適與海洋季風垂直者,其雨量始在1,500 mm.以下,雲南境內,雪山駢列,峽谷幽深,相對高度每達二千公尺

左右，雨量之分佈最稱複雜。東南邊緣夏季在太平洋東南季風控制之下，雨量多超出 1,500 mm.，西部邊緣為印度洋西南季風所波及，雨量尤稱豐沛，江心坡野人山一帶，全年雨量多不下 2,500 mm.，雨林蒼蔚，不見天日，高黎貢山、怒山及無量山為西南季風東進之止限，高原南部及中部雨量猶在 1,200 mm. 左右。而怒江、瀾滄江、元江及金沙江河谷上游，則每在 1,000 mm. 以下。河谷狹隘之處，以焚風現象顯著，甚且有乾燥氣候之景象，山窮且陡，水惡似吼，怪石嶙峋，褫人魂魄，此外雲南東部彌勒附近之小盆地，四山圍合，平均雨量，亦在 900 mm. 上下。(四) 氣旋頻率最大之地帶，雨量顯有集中之現象。長江與南嶺間之盆地雨量均在 1,250 mm. 以上，以北則遞減甚劇。1,250 mm. 等雨線大致即沿江而成東西走向，至淮漢二流域雨量平均多不足 1,000 mm.，雨量分佈，顯有集中江南之傾向，此種集中現象與氣旋行徑關係甚密，1921 年至 30 年間之統計，北緯二十五至三十度間，全年過境氣旋之數約為北緯三十度至三十五度間之一倍，二區雨量之差，亦不下一倍。雨量之集中江南邛陵，春秋冬三季均甚顯著，以此時冬季風強於夏季風，冰洋鋒與極鋒每見南旋，至此間因山嶺崎嶇，時行停滯，氣旋遂不絕滋生故也。盛夏七、八兩月，夏季風盛於冬季風，極鋒北移，氣旋帶進至華北，本區雨量即視迤北地帶稀少。

颱風常襲之區，雨量亦稱豐沛。東南沿海除島嶼及臺灣海峽而外，雨量平均多在 1,500 mm. 以上，此固因緯度偏南，氣候溫潤，山嶺重疊，地形復什，有以致之；而夏秋颱風之頻襲亦有重大關係。東京灣北部，為颱風經常登陸之所，故地雖平原，雨量仍在 2,000 mm.

以上，堪與華西山地媲美，每次颱風其登陸之處，雨量常在 200 mm. 以上，在陸上其行徑兩側，亦多不下 50 mm.，其他區域颱風登陸較罕，故在全年雨量分佈圖上，不能顯示其影響，

全年等雨線或多雨區域之長軸走向概為西南至東北，間亦有成東西行者，其致因不外三端：(a)本部山脈多由西或西南向東或東北方向延展。(b)氣旋標準行徑多自西南徂東北或自西而東，沿主要鋒面前進。(c)颱風自熱帶海洋向西北進行，接近中國大陸時，其取徑不外二途，或沿華南海濱西進，或沿閩浙海濱向東北行，均足使雨量分佈具上述之特色。

各月雨量分佈，以形勢之異，要可分為四期：(a)冬季 十一月至三月 (b)春季 四月至六月 (c)夏季 七月至八月 (d)秋季 九月至十月。

冬季各月雨量之分佈，其特色有四：(a)長江以北之區，迫近蒙古高氣壓中心，在離陸冬季風控制之下，雨雪極端稀少。各月多不足 20 mm.，蒙古高原，居高氣壓之中心，尤稱乾燥。(b)長江以南，南嶺以北之地帶，去蒙古高氣壓中心已遠，為海陸變性季風逐鹿之所，而冰洋鋒南下，亦常在此間停滯，故雨量之豐，為全國冠。但因空中水汽有限，視其他季節，仍瞠乎其後，每月約僅 780 mm. 左右而已。(c)長江口北面西北之海岸如遼東半島西部及山東半島北部，長江口南面東北之海岸如杭州灣臺灣東北岸及海南島東部，以當冬季風渡海登陸之衝。其雨量均較豐富。遼東西面及山東北面因渤海為一內陸海，面積不廣，影響尚不甚大。浙江及臺灣東北沿海，因登陸之冬季風，已履經遼闊之海面，故雨雪特多，冬季風本為寒燥穩定之氣團，但在

海上，長途跋涉，下層暖溼俱增，秉對流性不穩定，故在迎風海岸，被迫上升可致豐富雨雪。(d)西南高原在暖燥穩定西南反信風控制之下，雨量之稀，一如蒙新內陸。

春季各月雨量之分佈形勢大致雖同冬季，即以江南邱陵為多雨中心，然亦自有其特色：(a)全國雨量普遍增加，此當係蒙古高氣壓之北撤與太平洋高氣壓之西進所致，長江以北，內蒙以南之區，雖尚非夏季風所可波及，惟因海陸變性冬季風時相激盪，雨量已數倍冬季；但長城以北，則仍無甚增進，江南邱陵，因鋒時停滯，雨量增加甚速，各地之月平均多在200mm.以上，西南高原此時反信風已衰，夏季風乘隙入侵，雨量曲線亦有扶搖直上之勢。(b)臺灣及海南二島春季雨量最多之區，已非東北海岸而為東南海岸，因此時盛行風向為東南而非東北，故多雨區遂亦向南移動。(c)東南海濱春末已為多雨中心與江南邱陵不相上下，此蓋由於颱風之入侵。

盛夏之季七、八兩月雨量分佈有五大特色：(a)東南沿海為一顯著之多雨帶，自福建延展而至兩廣南部，惟廈門與福州間沿海地帶則較稀，東南沿海多雨帶之形成，仍為颱風之活動，颱風雨帶稍視春末北移。(b)原在江南邱陵之多雨帶已大行北移，止於東九省東南部華北及華西山地。此當係夏季風增強，極鋒北移之結果，極鋒北移，上述諸區雨季即行開始。(c)江南邱陵為一顯著之少雨區。其中心在湘、贛下流，本部雨量分佈，此時完全逆轉，與冬春以江南邱陵為多雨中心者，適為一鮮明之對照，盛夏江南少雨之原因，不外極鋒北徙，在單鈍夏季風控制之下，氣旋雨幾近絕跡，而地形又屬背風，地形雨及對流雨亦不豐盛也。(d)地形雨特別發達，凡山地或高原之迎風坡

上均爲顯著之多雨區。多雨區之面積以蒙古與山西高原東南緣及西藏東緣與貴州高原爲最廣大。餘若鄂西山地，大巴山脈，秦嶺山脈，幕阜山地，皖南邱陵，山東邱陵等則零星散佈，屹立如島。(e)濱海狹帶如遼東與山東沿岸及浙閩海濱均有顯著之少雨區，以此時海洋涼爽，空氣安定故也。此現象春季雖已肇其端，然至盛夏始見顯著。

秋季蒙古高氣壓捲土重來，冬季風頓轉盛行，雨量分佈，面目全非，其可述之點有三：(a)大陸雨量低減甚速，長江以北尤甚，東九省南部，黃河下游及淮漢間之多雨帶因極鋒南退已完全消失。等雨線在華北平原及長江下流均顯見向南或東南突出，此蓋以低地冬季風進行特速之故也。而與華中副熱帶高氣壓之生成亦有重大關係，此區秋季少雨最適棉作。(b)西南山地，以極鋒南旋常行停滯，且華中高氣壓驅使海洋變性氣流迴歸，故雨量反見增加。除東南沿海外，殆全國雨量最豐之區域，秋雨綿綿，對農事之收穫，極有妨礙。(c)東南沿海夏季颱風雨帶入秋依然存在，惟以大陸氣壓增高，颱風入侵頻率不若夏季之盛亦開始南退，量亦銳減。

【參考文獻】

- | | | |
|-------|----------------|---------------------|
| 竺可楨等 | 中國之雨量 | 資源委員會參考資料 14 號 1936 |
| 氣象研究所 | 中國氣候資料雨量編 1943 | |
| 竺可楨 | 華北之乾旱及其前因後果 | 地理學報第一卷二期 |
| 呂炯 | 中國沿海島嶼上雨量稀少之原因 | 氣象雜誌十二卷一期 |
| 李良駟 | 中國沿海島嶼上雨量稀少之原因 | 氣象雜誌十一卷六期 |

第二十九節 雨量變率

中國雨量自東南向西北遞減，同時分配亦漸集中夏季，秦嶺以北，全年雨量十之七、八降於盛夏，此種情形苟能經常保持，則於農事亦殊有利，因在半乾燥區域，雨量雖少，然雨季適與農事需要相合，耐旱之作物，仍得以成長也。惜雨量愈稀之區，其逐年變化亦愈大，不僅患寡，亦患不均，遂至水旱交侵，飢饉年年，民不聊生。僅知中國平均雨量之分佈及分配，猶不足盡雨量之變也。

雨量之變幻，通以全年平均變率表之，此項百分率之大小，約略可示一地雨量可靠之程度。凡一農區，其作物之選擇，大致即以平均雨量為準，故不論平均雨量之多寡，變率大至 25% 以上，農事即將受害，若達 40%，不以人力補救，則將無收穫之可言，中國本部為季風特著之區，各地雨量之豐歉，幾悉視夏季風之強弱為依歸，夏季風弱，極鋒停滯江南，華中淫霖，華北苦旱，夏季風強，極鋒迅速北移，華北多雨而華中則晴燠異常，惟當季風強度正常之年，各地雨量分佈，始可入於常軌。捨強度外，夏季風蒞止之時間，略有先後，亦足使雨量分配有異而影響於農事；「風調雨順，國泰民安」之諺，蓋有真理存焉。因季風之強弱與蒞止時間逐年不同，故中國雨量變率特大，各地全年變率平均多達 20% 以上，為舉世聞名「飢荒之土」。據竺可楨之統計，自西曆紀元至十九世紀，全國大旱凡 984 次，洪水凡 658 次，旱災以華北為烈；自東晉迄今，史籍所載，每世紀平均達 49 起，黃河流域各省平均每世紀 8 次，長江流域各省則僅 5 次，以水災論，本部各省以河南，河北及江蘇為最，有清一代，記錄較詳，謝義炳就

清史稿災異志統計 1644 至 1908 年，265 年間之水旱災，有如次表：

第160表 清代之水旱災

		黃河流域	長江流域	華南
旱災	縣數	2,203	2,242	211
	次數	191	186	63
水災	縣數	4,000	4,218	413
	次數	219	242	95

黃河及長江二流域幾年有水旱，災情之重，可以想見。民國以來，旱災最嚴重者為十七年之華北大旱，該年河南、陝西、甘肅受害最鉅，災民凡二千八百萬人；山西、河北、察哈爾、綏遠稍輕，災民亦達九百萬人。其成災之原因，為春夏雨量奇少，河井枯涸，顆粒無收，冬麥亦無法下種。西安麥價高至三十元一石，鄉僻每石之價且達六十元以上。樹皮草根，羅掘俱窮。至出賣妻女，易子而食。民國二十年長江下流之水災，其災情之慘，亦不下十七年華北之犬旱，該年七月，夏季風特弱，極鋒穩定江南，風旋過境達八次之多，各地雨量達500 mm.左右。江、淮、湘、漢一時並漲，氾濫區域湖南佔十分之四，湖北佔十分之六，江西十分之三，安徽十分之七，江蘇十分之六，面積凡十七萬九千二百方公里，災民二千五百萬人，僅葬身魚腹者即不下十四萬人，財產損失估計達二十九萬萬元。此外如民國九年至十年華北之旱，二十三年長江流域之旱，二十四年漢江下流之水，或範圍較小，或災情稍輕，然亦足令人驚心而動魄。我國人民素「靠天吃飯」，其如「天」之不足恃何？補救之道，唯有講求水利，平原水道，務求通暢，高原山地則蓄水作堰。「宜未雨而綢繆，毋臨渴而掘井」，求神、拜佛、燒

香、禁屠、固無補於事也。

中國全年平均雨量變率之分佈，約與災情之輕重相符合。大致言之，長江以南及東九省多在 20% 左右。黃淮之間，達 25% 至 30%，華北在 30% 以上，西北內陸則超過 35%，雨量變率之影響，在多雨區及少雨區均較輕，在半乾燥區域或半潤溼區域則特重，多雨區域如珠江流域，雨量即稍有增減，尚可維持農事於不墜，少雨區域，如蒙古高原，沙磧盈野，地本不毛，人烟絕跡，雨量變動雖大，然已無關人事，水草田中，其農業乃恃灌溉，雨量之豐歉，原未足輕重，二者間之過渡地帶，即半乾燥區域或半潤溼區域，平年雨量適足以應農業之需要，人口相當稠密，但因雨量原僅敷用，略有減少，即可使農事大成問題，雨量增加，本應期豐收，惟在平原低地，江河平緩，易於泛濫，每致潦患，此所以黃河流域與長江流域水旱災情特重也。長江流域雨量及其變率，雖稍視華北優勝，惟以習種水稻，不以華北之種耐旱雜糧，故旱災之嚴重並未稍減。

平均全年雨量變率其分佈雖大致有如上述，惟實際情形亦殊複雜。攷其控制因素約有四端。(a) 緯度愈高，變率愈大，中國夏季風來自低緯海洋，緯度愈高，去其源地愈遠，時有鞭長莫及之感，不似低緯區域，無論夏季風之強弱何如，均可蒙其澤惠也。例如：廣州變率 15%，南京已增至 20%，北平則達 30% 以上。(b) 距海愈遠變動愈大。其主要致因，亦同上述，同時內陸地帶，對流雨甚豐盛，亦為變率特大原因之一。此項原則，在長江以北，最為顯著，東九省緯度雖高，但因隣近海洋，變率仍與長江流域近似。(c) 雨量變率與地形關係亦甚密切，迎風坡地變率較小，背風雨影區域，變率則特大。華西山地變

率在 15% 以下，視東部低 5% 有奇，福建沿海變率高至 25%，為江南邱陵之冠，即以此故，夏季風旺盛之年，極鋒向內陸迅速推進，移止西北邊區，平原在單純夏季風控制下，每苦燥旱，然在迎風山地以氣流被迫上升，仍可有大量之雨水下降，失此得彼差相挹注，惟在背風之雨影區域，因夏季風愈強，氣流下沉之勢愈急，亦愈暖燥，故雨量變率反大行增加，地形於雨量之調節，蓋僅限迎風方面而已。雨量變率與地形之關係在臺灣最稱顯蓋。東岸迎風，雨量變率在 10% 以下，但背風之西岸及福建沿海，則達 20% 至 25%。(d) 颱風雨區，雨量變率亦大，由上所述，可見雨量變率大抵與雨量成反比，即雨量愈多，而變率亦愈小；惟此項原則，亦有例外。颱風雨區，雨量雖豐，然變率反特大。例如：北海雨量高於廣州達 500 mm. 有奇，惟變率亦大於廣州約 9%，此蓋因颱風入侵，年有多寡所致。

全年平均雨量變率，雖足示一地雨量變遷之梗概，然以農事而論，實遠不若春夏雨量變率之重要。一地某年雨量總值，即或與平均相近，設各月分配反常，亦足致嚴重之災荒。例如：西安 1921 至 1933 年間平均雨量為 532 mm.，1929 年雨量 764 mm.，為近年雨量最多之年，而旱災反甚嚴重，因陝西七月需雨最殷，是月平均雨量 74 mm.，但該年七月竟無滴雨，田禾枯萎，旱象已成，此後雖有大雨，亦無濟於事矣。又如太原 1917 至 1933，16 年間平均雨量 388 mm.，1934 年雨量 463 mm.，亦高於平均雨量，惟因是年春雨過少，穀物無法下種，遑論成長收穫。入夏雖有過量之雨，反害多而利少。「及時之雨」其重要實尤勝全年之總量。

雨量之變率，時間愈短則愈大，故春夏二季之值，尤高於全年，

春季雨量關係春收夏種，在一年中最稱重要。惜因當季風交迭之際，其變率亦特巨。春季雨量變率，秦嶺以南，在 30% 以下，江南邱陵不及 20%，尙與全年平均相去不遠，但至華北大平原則高達 40% 以上，河北南部、山東西部及河南北部且至 50% 有奇，不僅爲全年之冠，抑亦爲全國春雨變率最大之區域，華北春荒特頻者以此，夏季爲低緯氣團鼎盛時期，中國本部悉在其控制之下，雖因季風之強弱進退，雨量可有增減，然變率之值，已遠不如春季之大，秦嶺以南，仍在 30% 左右，沿海及西南山地則在 30% 以下，惟臺灣海峽，居新高之雨影區域，其變率則超出 30%，華北各地，夏季變率在 85% 以上，世界人口稠密之區，蓋無一處其變率之大，有如華北者。旱潦動見，固人事之未盡，要亦天賦不足有以致之也。

中國雨量變率之大，自平均數值雖已可見其梗概，然尙未能窮其極也，其絕對變率之大尤足驚人。以全年雨量論，內陸各地最多之年往往爲最少年之三倍以上，華北甚且達十倍左右，西北當更逾於此，即山西太原之二十一年紀錄中，最多年（702 mm.）已爲最少年（45 mm.）之十六倍，餘可概見。絕對變率除沿海地帶及西南山地在 50% 以下外，本部各地多在 50% 以上，華北可達 70-80%，內蒙且超出 100%，旱則赤地千里，不殊沙漠，潦則一片汪洋，盡成澤國。

夏季雨量之絕對變率，視全年尤有過之，華南最多雨量可至 1,000mm. 左右，最少則僅 300 mm.，二者之比恆在 1:5 以下，水稻收穫。僅須夏季雨量超出 300 mm. 即無問題，故華南旱荒少見，局部水災則時有所聞。沿海一帶，颱風時襲，潦患最稱頻見，西南山地夏季最大雨量與最少雨量之比較華南尤小，普通不過二、三倍，但因地勢高

第161表 各地雨量絕對變率

	香港 1853-1940 88年	上海 1873-1938 65年	漢口 1880-1938 53年	重慶 1891-1938 45年	北平 1841-1937 67年	瀋陽 1906-36 28年
平均	2,200	1,128	1,267	1,096	630	669
最大	3,064	1,602	2,106	1,519	1,084	998
最小	1,164	709	576	755	169	341
絕對變率	+39, -47	+42, -37	+66, -55	+39, -31	+72, -73	+49, -49

亢,旱荒在所難免。正所謂「不怕十日淋,只怕十日晴」也。長江中下游夏季最多最少雨量之比,約在1:5至1:10之間,華北則達1:10以上;黃土高原及內蒙南境,且可達1:20。低地患潦,高地患旱,全部豐收,蓋可遇而不可求。

夏季雨量變動之範圍雖廣,尙未足與各月相比,一月之雨量有時可與平均年雨量相埒,甚或超而上之,有時則幾至巨月無雨,以平均最多雨之月言,最多與最少可差至數十倍以至百倍以上,平均數值幾無意義之可言。夏季各月最多與最少雨量之比,僅沿海及西南山地稍小,其他地方均極可觀。

第162表 各地平均最多雨量月份之絕對變動

	香港(88年)	上海(65)	漢口(53)	重慶(45)	北平(69)	瀋陽(28)
	六月	六月	六月	六月	七月	七月
平均	394	176	229	186	249	151
最大	942	492	820	367	825	311
最小	59	19	5	55	7	31

上表數字,年代長短不一,未可嚴格比較,然變動之大,已可見一斑矣。

除雨量之平均變率及絕對變率而外，各級雨量之頻率亦有其特殊意義，足供農事之參攷，據華德 (R. D. Ward) 之研究，自人生觀點言，雨量之多寡，可分為下列諸級：

- a. 125 mm. 以下 真正沙漠氣候 農業無望
- b. 125 至 250 mm. 乾燥氣候 農業須賴灌溉，否則不能發展
- c. 250 至 500 mm. 半乾燥氣候 旱農無須灌溉，但時猶不免歉收
- d. 500 至 1,000 mm. 半潤溼氣候 普通農事無問題
- e. 1,000 mm. 以上 潤溼氣候 如溫度適宜，任何作物均可生長，惟低地易致水患耳

上述情形對中國亦頗適用，惟水稻栽培限秦嶺與淮河一線迤南，約與750mm. 年平均等雨線相合，此外長江流域沿江低地，雨量達1,500 mm. 以上之年，水災常見，其於人生影響亦大，不容忽視，故宜更增此

第163表 各級雨量頻率

	香港(81年) 1853-1933年	上海(61年) 1873-1933年	漢口(53年) 1880-1933年	重慶(42年) 1892-1933年	北平(71年) 1841-1933年
平均雨量	2,208	1,138	1,262	1,008	637 mm
各級					
< 250					3%
250- 500					24%
500- 750		2%	2%		5%
750-1,000		16%	19%	38%	21%
類1,000-1,500	2%	77%	60%	55%	7%
1,500-2,000	35%	5%	17%	7%	
率 >2,000	63%		2%		

二標準，以爲統計各級雨量頻率之準繩，惟我國雨量紀錄年代在五十年以上者爲數甚少，且多集中沿江沿海，內陸完全缺如，故僅選香港、上海、漢口、重慶及北平五地以爲華南、華東、華中、華西及華北五區之代表。由上表可見前述五區各級雨量之頻率與水旱災之發生關係尤密，香港及重慶其變遷之範圍均甚小，香港 81 年之平均雨量爲 2,208 mm.，接近此項數值之年份達 98%，僅有 2% 年份爲平均數值之半，然亦不至使水稻歉收，因最少雨之年，其量猶在 1,000mm. 以上也。重慶 42 年之平均雨量 1,098 mm.，約僅爲香港之半，其頻率分佈之範圍雖不廣，接近平均值之年份亦達 97%，但其雨量原已爲水稻生長之臨界數值，稍低即不免有旱荒之厄，超出平均數值一倍之年份雖可 7%，惟因地勢高亢，水災殊少可能，卽或山洪暴發，影響亦不過鉅。上海雨量頻率之分佈，已不如華南或華西之優厚，其 61 年之平均雨量爲 1,138 mm.，雖視重慶稍高，但接近平均值之年份僅佔 77%，5% 年份超出平均值幾達三分之一，地屬平原，水荒乃時有所聞，且各級頻率之中，有 2% 雨量低於 750 mm.，對水稻生長，自頗有威脅，漢口情形較華東尤劣，53 年之平均雨量爲 1,262 mm.，接近平均雨量之年份不過 60%，可能有水災之年份高至 19%，旱災之年份亦達 2%，華北雨量頻率之分配，其情形之惡劣，冠於本部，平均雨量幾「鏡花水月」，北平七十一年平均雨量計 637 mm.，各年雨量在平均值附近者僅 45%，可能發生水災之年達 28%，旱災亦不下 27%，且有 3% 年份，雨量低於 250 mm.，蓋已成半沙漠狀態，無怪其飢荒頻仍，人民生活「水深火熱」矣，中國雨量緯度愈高，距海愈遠則愈不可靠；內蒙東南邊區，已爲旱農之止限。多雨之年，驅人民前往

墾殖，少雨之時則難免流為餓殍，且草地破壞，土壤劣變，「沙漠南移」實「自作其孽」耳。乾燥區域原係游牧之土，若言開發，只可「因勢利導」，強事農耕，殆百害而無一利。美國西部墾殖之失敗，可為殷鑒，豈可強謂「人定勝天」，遺患千載，倡言西北墾殖之袞袞諸公，可以休矣。

【參考文獻】

H. V. Wissmann Mean Variability of Annual Rainfall in Eurasia, 氣象研究所集刊第十一卷第一號

C. C. Chu Climatic Pulsation During Historical Times in China, Geo. Res. April, 1926.

劉恩蘭	我國之雨量變率	地理學報第三卷三期
竺可楨	中國歷史上之旱災	史地學報第三卷六期
鄭子政	揚子江流域之雨量與水災	科學第十八卷十期
謝義炳	清代之水旱災	氣象學報十七卷

第三十節 雨量強度與雨日

雨量強度，即單位時間內，降量之多寡。二地雨量相同，降雨時間長短有異，則效能亦有高下之分，凡雨量強度愈大，其可資利用之雨量則愈少，因雨勢暴烈，地面滲透不易，化為表流，每傾瀉一空，植物鮮能蒙其潤澤也。同時表流匯入江河，每使水位高漲，在平原地帶，易致水災，在山地區域，山洪暴發，沖刷土壤，雖無滅頂之禍，然為害亦至深鉅，故依農事及水利之觀點言，降雨強度以小為宜，此一氣候要素，其重要固不下雨量總值、分配或變率也。

中國雨量集中夏季，不僅變率特大，其強度亦復可觀。全月雨量往往僅為數次暴雨之結果，一日間之最大雨量時或可與月平均總量相埒，甚且尤有過之，例如香港七月平均雨量為 390 mm.，但一日之間，曾有 534 mm. 之暴雨紀錄。上海十月平均雨量 73 mm.，24 小時內，暴雨曾達 200 mm.，北平七月平均雨量 255 mm.，一日最大降量亦曾達 225 mm.。南京 1928 至 1934 年間紀錄較詳，暴雨紀錄一日嘗至 199 mm.，(1931 年七月二十四日，七月平均雨量 183 mm.)，一小時曾達 61 mm. (1933 年六月十三日)，十分鐘內亦達 25 mm. (1934 年八月二十六日)，強度之大，殊足驚人。

依雨量強度之定義言，一地之平均雨量強度，應為全年或每月之總雨時除總雨量所得之商數，即每雨時之平均雨量，然因雨時紀錄，常多缺略，僅能以每雨日之平均雨量代之，此項數值，通失之過小，以一日之中，僅須降水 0.1 mm. 以上，即謂之雨日，而是日之內，未必各時均有雨澤也。南京 1930 至 1934 年間，平均雨量為 972 mm.，平均雨時 744 小時，合日數 31 日，平均雨量強度為 31 mm./日，如以平均雨日代雨時，此期間平均雨日為 123 日，平均雨量強度僅 8 mm./日，相差約達四倍，是雖不足以例其餘，惟亦可供研究雨量強度時之參考。

每雨日之平均雨量或平均雨量強度以全年論，各地以南海濱為最大，達 15 mm./日，長江流域亦達 10 mm./日左右，餘多在 10 mm./日以下，東北僅 5 mm./日而已，西北且不及 5 mm./日，有隨緯度而低減之勢。此種情形，其致因不外三端：(a) 緯度愈南，空中水汽愈豐。(b) 緯度愈南，全年溫度愈高，雷雨愈多。雷雨不論其為對流、鋒面

或地形作用所致，因上升運動旺盛，降水概甚暴烈。(c)低緯沿海，時受颱風侵襲，颱風為強烈之低氣壓，由海登陸，每有暴風急雨隨至。故颱風影響不著之區，沿海地帶夏季溫度稍低，全年平均雨量強度多遜於同緯之內陸，如上海為 8.5，蕪湖為 11.3，漢口則達 12.2；又如青島為 7.5，濟南乃達 9.1。然去海過遠，海風不及之區，以空中水汽有限，其強度轉見低減，太原、蘭州、酒泉等地紀錄，即其著例。太原平均雨量強度 7.0，蘭州 4.8，至酒泉乃降至 2.3。此外西南山地之迎風東坡與北坡，以冷鋒至此多轉為熱鋒，雨日延長，強度因亦不大，平均僅約 6 mm./日而已。各月平均雨量強度之分佈，冬季數值微小，影響不大，可不具論。春季五月最大強度在江南邱陵地帶，多在 15-20 mm./日左右，此當係極鋒滯止所致，東南沿海亦復不弱，逾江而北，以仍在冬季風控制之下，平均概在 5 mm./日以下。夏季七月，江南邱陵之暴雨帶已隨極鋒移至淮漢及華北大平原上，華北各地強度在 15-20 mm./日之間，西北雨量強度亦大有增進，東南沿海因颱風之入侵，亦為一顯著之暴雨帶，平均達 20 mm./日以上，北海附近且至 31 mm./日左右。秋季九月全國雨量強度均急促低減，平均值大於 10 mm./日以上者，僅長江下流及江南邱陵，東南沿海颱風之勢猶盛，故強度為全國冠，尚在 20 mm./日左右。

綜夫上述可見我國雨量強度南大於北，內陸大於沿海，夏季為全年之冠，雷雨及颱風流行區，其強度均甚可觀。然此僅就平均而言，雖於雨量強度之分佈及變動可約知梗概，但究於實際情形，難期吻合，一地平均強度最大亦不過 30 mm./日，然絕對強度時可達每日數百公厘之鉅。

第104表 平均雨量強度

地名	四	五	六	七	八	九	年平均	年代
香港	9.5	17.4	18.0	19.7	20.6	19.1	14.1	88
北海	10.3	15.7	20.4	31.3	27.4	20.1	16.9	47
梧州	11.1	12.0	12.3	11.1	12.4	8.7	9.6	39
桂林	14.8	22.7	22.2	15.1	15.0	11.7	13.6	21
昆明	4.0	9.8	10.6	11.7	11.1	8.7	8.9	27
貴陽	5.0	10.6	11.8	11.2	7.8	8.7	6.4	20
巴安	1.8	8.2	6.7	6.3	6.0	8.2	5.5	4
重慶	8.1	10.4	13.3	15.3	10.0	11.5	8.6	45
衡陽	9.3	11.4	13.7	8.2	12.2	8.7	8.7	6
漢口	12.3	14.3	19.9	20.4	15.3	9.8	12.2	53
九江	12.0	12.3	17.0	15.7	13.6	11.0	11.2	52
蕪湖	11.4	12.5	20.1	15.4	13.6	10.3	11.3	53
杭州	8.3	9.8	12.6	10.4	13.0	11.6	9.0	28
上海	7.0	7.2	12.6	13.2	13.0	10.7	8.5	65
福州	10.7	12.0	15.2	18.4	20.2	18.3	12.5	44
濟南	4.0	5.7	9.4	15.7	14.6	9.7	9.1	21
青島	4.3	5.4	9.3	10.2	10.4	10.8	7.5	36
北平	4.0	5.5	10.4	19.1	13.3	8.3	9.7	69
太原	5.0	5.4	6.4	9.9	9.6	7.0	7.0	21
蘭州	2.3	3.9	4.9	6.3	8.3	4.8	4.8	7
西寧	1.0	2.9	3.7	5.5	8.5	5.5	4.6	4
榆林	3.0	7.0	7.7	9.1	12.6	8.1	7.1	5
歸綏	5.0	6.4	9.2	9.1	12.6	11.2	8.3	13
西灣子	2.0	5.6	5.8	6.7	7.1	4.5	4.0	16
酒泉	1.3	1.3	2.4	2.3	4.1	3.5	2.3	6
迪化	4.8	12.0	11.3	3.0	8.2	4.6	3.7	3
瀋陽	3.5	4.6	7.0	8.9	9.7	7.1	5.6	28
朝陽	4.3	6.3	7.6	15.1	17.0	9.2	9.0	13
濱江	2.9	4.3	7.1	10.0	8.5	4.7	5.1	20
呼倫	2.0	3.1	4.3	6.7	5.2	4.2	3.2	19

據費秀而 (Visher) 之研究, 在美國印第安州, 凡雨量強度大於

每月八吋即約 200 mm.時,常有害於作物之種植、發育與收穫,且加劇土壤之冲刷,惟此僅指旱農而言,若以稻作而論,則每月得雨 200 mm.殊屬有利,在 1924 至 1933 十年之中,全年各月降雨達 200 mm.以上之月,數以東南沿海為最常見,長江中游次之,所幸此諸區域均以水稻為主要作物,於農業尚無甚妨礙。華北、東北,則較稀見。其分佈長江以南多集中春季,惟東南沿海與華北及東北則集中夏季。前者多為極鋒蒞止之結果,後者則颶風與雷雨過境所致也,秋冬二季,百不一見。

第165表 各地春夏雨量超過 200 mm.之頻率

1924-33	四	五	六	七	八	九	春 (4-6)	夏 (7-9)	全年
華南 1 站		4	3			4	7 64%	4 36%	11
東南 7 站	2	4	6	8	6	4	12 40%	18 60%	30
長江上游 1 站		2	2	1	2	2	4 44%	5 56%	9
中游 5 站	1	4	5	4	2	1	10 59%	7 41%	17
下游 2 站		1	2	2	1	2	3 43%	4 57%	7
華北東北 4 站				4	2			6 100%	6

一月降雨達 200 mm.以上,若分配勻和,並不足以為害,但如集中少數日內,其他時間亢旱無雨,土地龜裂,及暴雨一作,洪流氾濫,即難免成災,故僅知各月之強度,猶未為足也,必須確悉一日間各級

第166表 一日間各級雨量之頻率

	<25 mm.	25-49 mm.	50-99 mm.	100 mm.以上
華北 7 站	49%	26%	17%	8%
華中 5 站	61%	23%	14%	2%
華南 1 站	67%	21%	8%	4%

雨量之頻率，始可供農事水利之參考，中國本部三大農區，其一日間雨量各級頻率之平均有如 166 表：

由上表可見華北降雨強度最劣，每日強度在 25 mm. 以下者僅佔 50% 不足，50 mm. 以上者達 25%，華中與華南情形稍佳，每日雨量不及 25 mm. 者佔十之六七，50 mm. 以上者僅約 15% 左右。華南每日雨量在 50—99 mm. 之頻率雖遜長江流域，然 100 mm. 以上之頻率則稍大。

第167表 長江流域暴雨次數(1911—32)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年 總數	全年 平均
重慶				5	10	11	14	13	9	2			64	2.9
宜昌				2	4	11	23	19	12		1		72	3.2
岳州		2	3	5	16	20	8	11	4	4	5		78	3.5
長沙			1	3	13	19	10	12	3				61	2.8
漢口	1	1	3	10	18	23	18	14	9	1	5		103	4.9
九江	1		3	13	5	20	10	10	5		1		68	3.1
蕪湖		1	2	4	7	31	13	14	5	4	4	2	87	4.0
南京		1		4	5	14	19	5	5		1		52	2.4
鎮江		2		4	2	14	22	5	10	1			60	2.7
上海					3	20	19	11	9	1	3		66	3.0
余山					3	10	8	13	8	3	2		47	2.1

若以每日降雨 50 mm 以上為暴雨之最低限則長江流域各地暴雨次數以中流為最多，平均年達四次，上流亦約三次，下流則二次有奇。其分配上流多在七月，中流六月，下流七月或八月，此即長江流域水災特多之時期。華北暴雨多集中於七、八兩月，東南沿海則以夏秋之交八、九兩月為最頻，此自歷年一日間最大雨量之分配可以知之：

第168表 歷年各月暴雨之分配

	三	四	五	六	七	八	九	十	年代
香港		1	6	9	11	9	8	6	50
福州		1		6	5	14	17		43
上海		1	2	14	12	18	13	1	61
蕪湖		4	3	12	10	5	2	2	33
漢口	1	1	7	18	15	7	2	2	53
巴縣		5	7	9	11	5	5	1	43
濟南			1	2	7	6	1	1	18
北平				6	18	10	1		35
牛莊			1		12	11	4	2	30

歷年一日間最大之雨量即日最大強度，彙而平均之，則謂平均最大強度，亦猶平均極端溫度之於極端溫度也。全年各地平均最大強度以颱風時襲之東南沿海為最大，香港計達 195 mm. 之鉅，甲於全國。華北大平原因盛夏雷雨盛行，平均亦在 100 mm. 以上，北平達 112 mm.，居全國之次席。長江流域多在 100 mm. 以下 70 mm. 以上，降雨性質，實視華南或華北為佳。東北南部與長江流域近似，而北部與西北各地，因空中水汽稀少，夏季雖熱，對流雖強，亦不易有大量之暴雨產生；一日間之平均最大雨量多在 50 mm. 以下，然因地面不毛，表流之冲刷作用甚亟，且沿途蒸發，土壤鹼質集中地面，其破壞之能力亦復可觀，此少量之暴雨，往往即佔全年雨量之泰半。

一地歷年來一日之極端最大雨量，是為絕對最大強度，其數值之巨，令人咋舌，二十四小時內達 200 mm. 以上者比比皆是，全國絕對最大強度以東南沿海為首，多發生於颱風過境之時，恆春一日間曾達 753 mm.，居全國第一，次如東澎島之 541，香港之 534 mm.，北

第169表 各地一日間之絕對最大強度

雨量	年	月/日	紀錄 年代	雨量	年	月/日	紀錄 年代
臨高	393.8	1933 8/9	21	溫州	269.2	1920 9/5	46
香港	534.0	1926 7/19	51	寧波	241.8	1921 8/15	43
東澎島	541.0	1907 10/30	41	杭州	176.6	1926 9/24	22
汕頭	278.4	1914 5/18	54	北魚山	413.7	1931 6/7	29
北海	486.7	1904 4/28	45	蚌埠	216.7	1921 7/11	12
龍州	198.4	1923 7/25	35	徐州	213.3	1916 9/3	11
梧州	134.1	1901 7/4	36	安陽	449.7	1923 8/12	8
廈門	233.4	1908 10/15	41	濟南	165.0	1917 7/16	18
福州	288.3	1909 9/10	43	烟台	259.1	1913 7/23	48
牛山島	363.2	1894 6/6	45	陽曲	74.8	1918 8/23	11
騰衝	100.8	1928 10/1	18	邢台	307.0	1924 7/16	3
昆明	108.5	1920 7/6	13	保定	248.5	1924 7/12	7
重慶	207.5	1919 5/31	43	北平	224.7	1883 7/29	34
宜昌	181.6	1910 7/13	51	秦皇島	200.7	1912 5/18	25
漢口	220.0	1889 6/22	53	薩拉齊	137.0	1920 6/13	7
九江	149.1	1903 9/5	49	朝陽	187.5	1917 7/17	14
蕪湖	317.6	1905 6/19	51	安東	281.9	1919 5/10	24
上海	199.9	1874 10/24	60	瀋陽	148.7	1911 8/13	17
南京	198.5	1931 7/24	24	龍江	87.7	1917 7/3	19

海之487 mm.,亦復不弱,大陸之上,長江中下流及華北絕對數值均甚可觀,蕪湖曾有318 mm.之紀錄,安陽且達450 mm.,與該地平均年雨量幾相埒.西北僻處內陸,夏季對流雖強,但水分過少,絕對強度罕達50 mm.,東北亦多在100 mm.左右.本部地方,則以西南山地為最小,貴陽絕對最高紀錄亦不過69 mm.而已.

雨日之分佈大致與雨量相似,偶有出入,則強度不同有以致之.

中國雨日最多之區域爲川西、黔東及江南邱陵區域，惟在江西贛江流域，則有一顯著之間斷。此地帶內各地雨日均在 150 至 200 日間，其陰沉多雨之主因，即由於鋒面之停滯，此外與地形之抬高作用，亦不無關係，峨嵋山全年雨日多至 219 日，甲於全境。而貴陽之 189 日，郴州之 185 日，浦城之 176 日，亦爲全國有數之紀錄。臺灣東北沿海，當東北季風渡海登陸之衝，盛夏雖屬背風，然爲期甚短，故雨日之繁視前述地帶有過之無不及。花蓮港以北，均在 200 日以上，基隆且至 224 日，幾有無日無雨之概。華南一帶，西起滇南，東至臺灣海峽，雨量雖豐，雨日並不甚多，概在 150 日以下。少數背風區域如西江上流，海南島西岸，北江上流及臺灣海峽且不及 100 日，後一區域甚僅 70 日左右而已。長江以北，雨日低減之劇，亦如雨量。沿江一帶尙在 120 日左右，至秦嶺及淮河一線，已減至 75 日，惟山東南部則在 75 日以上，黃河流域各地多不過 50 日上下，海河平原尙有不及 30 日者。蒙古、新疆及西藏西北部全年雨日多不足 25 日，吐魯番僅 6 日，爲全國最少之地。此外和闐，南濠塹及燉煌三地亦不過 10 至 15 日耳。然視北非之熱帶沙漠，尙稍勝一籌，東九省地濱海洋，雨日遠勝華北，雖不足與長江流域比美，但猶堪與淮、漢二流域相伯仲。長白及興安二山地均在 100 日以上，關東平原，平均約 80 日，向西遞減至 70 日左右。綜上所述，可見雨日之分佈，亦如雨量，實受緯度，地形及海陸分佈之控制。

各月雨日多寡之變動，大致與雨量完全相同，言其大要，東南沿海，有二高點，一在六月，一在九月，南嶺山地五月至六月間雨日最繁，長江中下流除六月或七月特見多雨外，四月雨日亦復不少，長江

上流川、康、黔三省秋季九、十月之高點特顯，五、六月則為次高點之所在，西南高原及秦嶺以北之地，雨日多集中七、八兩月，惟天山北路，當冰洋氣流入侵之衝，雨日之分配與臺灣東北，同為特例，即冬季顯多於夏季。最低點出現月份，各地類在隆冬，僅江南邛陵始以秋季為少，此區冬季雨雪雖不甚豐沛，然頗連綿。最高點與最低點之差，秦嶺以南均甚有限，以北及西南高原則極顯著，夏季多雨之日，雨日往往佔全月一半以上，冬季每月難一遇，凡此種種，其致因均已於雨量分配一節論及，茲不贅述。

【參考文獻】

劉恩蘭 降雨之密度

氣象學報十八卷

第八章 氣候之變遷與長期預告

第三十一節 氣候之變遷

古氣候學有廣狹二義，廣義者上溯地質時代，狹義者則以歷史時期爲限。本節所述，宗乎後者。因地質時代之氣候，屬地質學之範疇，研治氣候者，固不必強知。且地球生成歷劫萬紀，滄海桑田，氣候有變，雖無可疑，然詳情細節，仍乏定論。不如一概從略。

元古時期，文獻無徵，氣候情形，僅可由考古略窺梗概。民國十八年北平西南房山縣周口店「中國猿人」之發現，爲人類學上一大事件，中國猿人與現代人之關係，雖未可確知，但該時西山山麓，已有原始文化孕育於其間，則爲顛撲不破之事實。猿人遺體見於第四紀初三門系之砂礫層中，去今約二十萬年，該時黃土尙無沉積，其古殆可想見，由伴見紅土及生物化石，足徵該時氣候，視今應稍溫溼。又猿人已知用火，而火之發明，非大陸性之森林氣候莫辨，故夏季暖溼，冬季寒燥，春秋代序之跡，似仍無異於今也。中國猿人屬始石器時代，其後爲舊石器時代，距今約一萬餘年。舊石器時代之遺物，鄂爾多斯風成黃土層中亦有發現，且有犀、象、野牛遺骸伴在，可見當時此區尙有人類生活其間，氣候亦非今日可比，新石器時代，約當八千年至三千年前，初期有紅陶文化，後期爲黑陶文化。紅陶文化遺址見

於河南滎池之仰韶村，又名仰韶文化。除仰韶外，安陽殷墟，遼寧錦西沙鍋屯與甘、青二省東部亦復有發現。本期遺物紅陶特多，且甚精美，堯號陶唐，紅陶文化豈堯舜之遺跡乎？當時人民喜居高地，與今之下遷平原者有異。且遺址附近，象、鹿、魚、鼈遺骸甚夥，足證低地必森林密佈，沼澤盈溢，不宜人居。紅陶上多繩痕，麻之栽培，諒已發達。而村落繁庶，人口衆多，豕骨隨處皆是，居民係務農爲生，可無疑義，農產物中，有遺跡者，僅有穀米，當時華北氣候，似無殊於今日之長江流域。黑陶文化見於山東龍山鎮，安陽殷墟之下，亦復有之。其文化層位紅陶之上，殷墟之下，承仰韶之後，啓殷商之先聲，已有卜骨，銅器及文字，當屬新石器時代之末期，惜遺物無足考見其氣候爲何如耳。清末以來，安陽殷墟之發掘，爲現代古史研究開一新紀元，以其遺物繁多，文字具備，故於殷商氣候，頗多闡發，殆如漆室之燃寶炬焉。殷墟爲殷商國都，自盤庚之遷下迄今帝辛之滅（紀元前一一二二年），二百五十三年更未移徙，地居高岡，略同仰韶，伴見獸骨有水牛、象、水鹿、竹鼠及獾。而膠龜背甲之供卜者其數尤繁，均堪爲氣候溫溼之證，安陽發掘最大之收穫爲甲骨文，文多像形，所記均當時卜問、祭祀、征伐、漁獵、收穫晴雨之事，書于龜甲，火焚察裂，以決疑慮，甲骨文中稻、米、蠶、絲、桑諸字疊見，與出土獸骨，可相互印證，美人（K. A. Wittfogel）嘗於各家發表一萬五千片甲骨之中，取其三百餘片上載月份者，加以統計，結果發現晴雨、征伐、收穫之卜多集中春秋，此當爲夏雨冬乾之證，盛夏之卜獨少，其雨量似較今可靠，甚或稍豐沛，春始之卜特多，或緣生季早始，雨量變動稍大所致。綜夫上述，可見殷代黃河下流之氣候，溫度可能較高，雨量亦稍豐

沛，惟確實之結論，尙有待考古學家之繼續努力也。

周秦之世，中國物候學頗發達，典籍流傳斑斑可考，故氣候奚似，已稍易言。詩經「正月繁霜，我心憂傷」，「四月維夏，六月徂暑」，「五月斯螽動股，六月莎雞振羽，七月在野，八月在宇，九月在戶，十月蟋蟀入我牀下，穹窒重鼠，塞向墜戶，嗟我婦子，曰爲致歲，入此室處」，「七月流火，九月授衣，一之日鶩發，二之日栗烈，無衣無褐，何以辛歲，三之日于耜，四之日舉趾，同我婦子，饁彼南畝，田峻致喜」均其例也。惟周正夏正之說，頗多爭執，難實指其時月耳。中國物候專篇，流傳迄今者有五，即大戴記夏小正，呂氏春秋十二紀，禮記月令，淮南子時則訓，天文訓與逸周書月令時訓。五者之中，以夏小正爲最早，或云子夏作，或謂出自禹啓，均無確據。惟司馬遷曰「孔子正夏時，學者多傳夏小正」，可見其寫定稍晚，然內容必源于周前，而後人追記者。夏小正全書共分十二月，惟每月所繫物候最不一致，多者十五候，少者僅一候，現行節氣名見是書者僅一啓蟄，節中之規定，完全缺如，可見爲隨見隨記，未經整理始創之作，呂氏春秋秦智略士作呂不韋輯，書成於紀元前二四六年，其十二紀蓋追記周秦物候，而參襲夏小正。十二紀每紀一月，分屬春、夏、秋、冬每季三月，別以孟、仲、季、各月所繫物候，已較齊整均勻，立春、雨水、立夏、小暑、白露、立秋、霜降、立冬諸名已見。惟二至稱「日長至」「日短至」，二分並稱「日夜分」斯爲異耳。禮記傳爲孔徒所撰，戴聖刪爲四十六篇，亦稱小戴禮，其中原無月令，漢末馬融傳其學，始益以月令諸篇，考其內容，略同呂覽所述太尉郡縣建亥之事，悉本秦制，其爲因襲前書而纂入者殆無可疑。淮南子書成西漢，約當紀元前一二〇年，內天文訓

二十四氣之名已備，時則訓仍同十二紀，僅辭句略有歧異，與月令蓋同出一源，逸周書號稱周公之書，本名「汲冢周書」隨唐傳出自汲冢，然晉書所載汲冢書，並無其名。其月令，時訓二篇，均論節氣物候，五日爲候，三候爲氣，二氣爲月，全年二十四氣，七十二候，整齊劃一，井然有條，視前四者之僅繫以月者，不可同日而語，共晚出殆已成鐵案，大致係紀元前後所寫定，上述五書，除夏小正脫略不完，其餘四者所載，大致可代表紀元前三十世紀至一世紀間黃河中流豫陝二省之氣候。月令，十二紀及天文訓與時則訓，僅繫以月，且爲陰曆，不難與今日觀測比較，惟逸周書以立春（二月五日）爲歲首，五日爲一候而推移，則頗便於印證古今之氣候。逸周書所載之七十二候中，時或流于荒誕其與今日觀測確可參照者，於風有三，於雨有五，於溫度有七。其記風日小暑之日（七月五日）溫風至，立秋之日（八月九日）涼風至，小雪後十日（十二月二日）閉塞而成冬。溫風當即指東南季風，涼風即西北季風，今之夏季，東南季風六月北進至長江流域，與冬季風激盪而爲梅雨，七月初旬，東南季風轉勁，逕趨華北，月末止於內蒙與東九省之南緣，關中，中原一帶，七月浸淫於東南季風中溽暑特甚。八月中旬以後，漠北轉寒，西北季風復振，驅東南季風而代領其地，其來也急，挾高緯內陸之低溫以俱至，而天氣遂頓轉涼爽，逸周書所謂七月五日「溫風至」，八月九日涼風至，是與今日東南季風控制黃河中流實相當，與溫度之升降亦完全吻合。

可見當時氣候之本質仍同今日，互二千年而無稍異。西北季風隆冬最盛，常狂飆突起，塵沙蔽天，寒氣凜冽，故十二月初，人民即須閉塞牖戶，偏處室內，以待嚴冬之逝。逸周書所記雨候凡五：曰雨

第170表 黃河流域夏季逐候溫度之遷異

	七 月							八 月			
	30-4	5-9	10-14	15-19	20-24	25-29	30-3	4-8	9-13	14-18	
西安	27.4	26.9	28.3	29.0	26.6	29.6	29.8	30.4	27.2	26.9	
開封	27.5	27.2	30.0	30.2	28.5	29.4	28.2	29.1	25.9	26.8	
大名	28.1	27.9	27.9	27.1	30.6	30.7	30.5	29.6	27.5	29.9	

水(二月二十日),曰穀雨(四月二十一日),大暑後一候曰土潤溽暑(七月三十日)又一候曰大雨時行(八月四日),至秋分後二候則爲水始涸(十月三日),二月雨水,示雨量稍增,四月穀雨即謂雨量漸豐,可資下種,七、八月間爲夏季風蒞止,雨量極豐之時,故一則曰土潤溽暑,再則曰大雨時行,至十月東南季風南引,雨季告終,河水始涸,此種分配,炎風暑雨,與今日亦不爽毫釐,特量之多寡不可知耳。

第171表 黃河流域之雨量

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
西安	4	8	17	40	52	58	91	106	105	59	15	5	557
開封	10	11	19	28	41	36	194	111	68	17	9	16	561
大名	10	14	12	19	31	75	135	129	82	17	9	9	540

該書所記物候有關溫度,今可考驗,毫無疑義者有七:

逸周書

今日

立春之日	東風解凍	二月五日	三月十八日(西安)
又十日	魚上冰	二月十五日	
又五日	獺祭魚	二月二十日	
驚蟄之日	桃始華	三月七日	四月六日(毫),二十四日(黃),三月廿五日(上)

			海)四月一日(蕪湖).
春分之日	玄鳥至	三月廿二日	四月十日(芝罘),三月三十一日(蕪湖).
穀雨又五日	鳴鳩拂其羽	四月廿六日	五月十四日(上海),五月五日(蕪湖).
白露又五日	玄鳥歸	九月十三日	八月三十一日(南京).
立冬之日	水始冰	十一月七日	十月十六日(西安),十月二十七日(北平).
小雪之日		十一月廿二日	十一月十日(北平).

上列種種，逸周書所載視今日春季物候多早一月，秋冬常晚一月，春光特早，嚴冬來遲，足證紀元前後黃河中流氣候較今溫暖，此一事實，元儒金履祥業已見及，現行曆書，大體祖後魏(紀元後 386——534)所頒，與目前實情並不符合，然後魏通行節令，載于魏書者，已較逸周書晚一候或數候。

除節候外，植物分佈亦可為華北昔較今暖之旁證，淇衛之間，周秦以迄西漢，均多茂竹，詩「葦竹漪漪」，「唯筍及蒲」，淮南子「烏號之弓，貫淇衛之箭」均可證之。漢武帝(紀元前 140—88)塞決河常用淇園之竹，寇恂為河內令，伐竹淇川治矢，足見其竹必盛而大，然至後魏酈道元注水經謂「其川無竹，惟王芻篇草，不異毛興」，當已無復于存。迨宋劉執中又云「淇水之旁，至今多美竹」，豈淇園之竹，後魏絕而宋更滋茂耶？竹為副熱帶植物，今之分佈不逾淮南，黃河下流，即或有之，亦如盆景，僅供清玩而已。據此西漢以前氣候之溫暖，遠非今比，與前述亦相符合。

七世紀至十六世紀間，圖書集成有關嚴霜劇寒之記載，竺可楨嘗統計如左：

第172表 六——十六世紀嚴冬年份

世紀	六	七	八	九	十	十一	十二	十三	十四	十五	十六
嚴冬年份	19	11	9	19	11	16	24	25	35	10	14

由上表可見中國氣候自六世紀後轉暖，九世紀後又趨寒冷，十二世紀至十四世紀間最稱凜冽。南宋(1131至1260)杭州終雪遲至四月九日，視今約晚一月之久。嚴寒期至十五世紀方告終止。此與歐洲情形大致相同，十二世紀至十四世紀冬季之嚴寒殆具有世界性。

第173表 西歐九——十六世紀之嚴冬年份

世紀	九	十	十一	十二	十三	十四	十五	十六
Bruckner	11	11	16	25	26	24	20	24

關於中國雨量古今之遷異，西人斯坦因 (A. Stein) 邵完白 (A. de Sowerby) 及亨丁敦 (E. Huntington) 諸氏，嘗倡中亞旱化之異說，考其論證，約有二端：(a) 內陸諸湖舊有沉積，視今為廣，從而推論湖水日就減縮。(b) 紀元前一百年漢時西域有三十六國之稱。羅布泊西南岸之樓蘭，為絲道所經，尤稱繁庶，然至紀元三百年即趨荒廢，法顯玄奘道出該途，已有寥落之感，今則平沙千里，城郭寂然，遺物如新，而人烟絕滅，此種情形，居延海濱之黑城，塔里木盆地之精絕，亦復類似，惟按諸實際塔里木湖及居延海之昔大今小，河流之日趨消滅，可能由于高山冰河之縮減，水源缺乏，未必即為少雨所致，

且乾燥區域，河流遷徙無常，暴雨之後，表流匯趨低地，挾載泥沙，往往未及入湖，已行沉澱，故沉積面積，自可視湖面為大，至城市之廢棄原因孔多，或由于湖泊河道之交替遷徙，水源中絕，繁華世界，頓成廢墟。或由于灌溉排水不良，土壤含鹼過重，集中地面，終成不毛之土。或由于政治不修，異族蹂躪，變亂時起，水利控制不良，而釀成嚴重之後果。固亦未必為旱化之證也。且今日蒙、新古城廢墟發現雖多，新墾之地，亦復不少，而出土遺物，如絲織器之類，二千年來，猶鮮明如故，苟當時氣候視今日為潤溼，豈有朽人憂天之談未可盡信也。

古今雨量，雖未必漸成低減，然時盈時歉，則為不可否認之事實。竺可楨嘗就東華錄與圖書集成，統計中國歷史上之水旱，求其比率，以定雨量之盈歉。結果知四世紀至七世紀與十五世紀多旱，十二與十四世紀多雨，七世紀與十五世紀之大亂，民族南遷，即華北旱災之影響所致。此種結果與白魯克斯 (C. E. P. Brooks) 歐洲之統計，亦相吻合，若以與溫度變遷比較，大致早期暖，而雨期寒。

第174表 中國歷史上
之水旱災

世紀	旱災	水災	比率	記事
一	25	4	6.25	旱
二	35	18	1.98	
三	24	15	1.60	
四	41	5	8.20	大旱
五	37	18	2.06	
六	41	10	4.10	旱
七	43	13	3.30	旱
八	41	31	1.32	
九	43	24	1.80	
十	64	36	1.80	
十一	69	41	1.70	
十二	58	53	1.04	雨
十三	77	43	1.80	
十四	60	57	1.05	雨
十五	54	24	2.25	旱
十六	84	43	1.95	
十七	82	67	1.72	
十八	36	72	0.50	雨
十九	70	81	0.86	雨
合計	984	658		

陝西長安自古為國都之所在，其水旱紀錄，特稱詳備，丁文江嘗

就陝西通志鈎稽關中氣候之變遷，亦可證明華北旱化說之不可靠。陝西歷代乾溼更迭，為期各歷四百年，未見有繼續旱化之傾向，十九世紀為潤溼期之最後百年，二十世紀又趨乾燥。近年北方之多旱災者以此，第三世紀，陝西旱災已屢見不鮮，秦漢之治鄭白渠，足徵渭水流域古代即非灌溉不足以言農耕矣。

近代氣候，以所知較詳，其變遷之情形亦較易確言，各家研究，不外三途：(一)北平古木年輪，(二)清宮晴雨錄，(三)觀測紀錄。

樹木生長與溫度及雨量有關，春材疏鬆，秋材密緻，故有年輪形成，如逐年溫度與雨量有異，則年輪乃有廣狹不同，就古木年輪廣狹，逆而推求，亦可見氣候變遷之崖略，北平為歷代故都，古木存在尚夥，其氣候乾燥，季變顯著，為作是項研究之理想區域，氣象研究所戰前嘗鑽取古木標本七十，惜樹齡多不過三、四百年，然亦可覘近代雨量之變遷矣。年輪與雨量之相關係數達 0.44，同升降者計佔十分之七，據研究結果，十七世紀至十九世紀三百年華北乾溼之時期如下：

第175表 北平之溼期與乾期

溼期	乾期
1600-1610	
1645-1665	1615-1625
1690-1710	1670-1690
1795-1815	1740-1770
1830-1860	1870-1890
1890-1900	

北平清宮晴雨錄，為我國最有系統之天氣日志。自康熙十六年

至四十五年(1677——1706)雍正二年至光緒二十六年(1724——1900)凡二百餘年均完整無缺,以與李慈銘越縵堂日記比照,可見其非任意虛填,足資考鏡。由此項紀錄,知華北十八世紀溫潤,中葉乾燥,末葉及十九世紀初又趨潤溼,自十九世紀中葉迄今僅1871年至80年一度潤溼,大體均趨乾燥,惟程度上不若十八世紀中葉之甚,此與年輪之研究,可相互說明。

我國儀器觀測紀錄以俄人 H. Fritsche 北平紀錄為最古自1841——55(道光二十一年——咸豐五年), 1860——61(咸豐十年——十一年), 1869——75(同治八年——光緒元年), 前後凡二十三年之久,以與1915——24,中央觀象台之紀錄相互比較,二者氣候確亦有出入,二十世紀初較十九世紀中葉,秋冬稍寒,春夏較暖;易言之,近年來北平大陸性有愈趨顯著之勢。自雨量言,二十世紀初稍少,且益集中盛夏。

第176表 北平之觀測紀錄

	溫度距中°C		雨量分配%	
	1841-74	1915-24	1841-74	1915-24
1	-16.4	-16.5	0	0
2	-13.2	-13.2	1	0
3	-6.7	-6.6	1	1
4	2.0	2.0	2	1
5	8.1	8.2	7	6
6	12.5	12.9	14	11
7	14.3	14.4	36	45
8	12.8	13.4	23	25
9	8.3	7.9	12	6
10	0.7	0.6	3	3
11	-8.0	-8.0	1	1
12	-14.2	-14.7	0	1
全年	11.8	11.9	652	576

【參考文獻】

地質專報甲種十一號,乙種五號,七號,均關猿人之研究 地質調查所

- 翁文灝 北京猿人在學術上之意義 錐指集
地質彙報五號·專報甲種第五號,均關仰韶文化 地質調查所出版
- 李濟 城子崖發掘報告序 東方雜誌三十二卷一號
安陽發掘報告, 歷史語言研究所出版
- 胡厚宣 甲骨學商史論叢 齊魯國學研究所出版
- 陸璣 毛詩草木鳥獸蟲魚疏 中華書局本
- Co-Ching Chu Climatic Changes During Historic Time in China,
Transactions of The Science Society of China, 1932.
- Co-Ching Chu Climatic Pulsations During Historic Times in China,
Geo Rev., 1923 April
- 蒙文通 中國古代北方氣候考略 史學什志二卷三, 四合期
- A. Stein Innermost Asia, Vol. pp. 459—460, Oxford, 1928.
- A. de Sowerby Approaching Desert Conditions in N. China, Ching
Journal August, 1924.
- 呂炯 關於西域及西蜀之古氣候與古地理 氣象學報

第三十二節 中國氣候與世界氣候及長期預告

中國氣候爲世界氣候之一環,自未能「遺世而獨立」,其變動無論鉅細,莫不與全球息息相關,互爲因果。世界氣候相關性之研究,創自十九世紀末,氣象先進霍夫美(Hoffmeyer)蒲朗福(Blanford)及漢(Hann)諸氏,迨後郝第白蘭孫(Hildebrandsson)愛克森耐(Exner)皮得生(Pettersen)繼續研究而乃益見光大,及至瓦(Walker)崛起,將前人所發現之各地氣候相關性,求得相關

係數，予以統計之證明，並進一步歸納世界氣候相互關係為北大西洋、北太平洋及南半球等三大浪動，集斯學之大成，便利後進，良非淺鮮，我國氣象學家涂長望曾游于先生之門，亦此道之鉅擘，本節所述，多本涂氏之研究。

(一)北大西洋浪動與中國氣候 北大西洋浪動發現最早，其重要因素，即亞速爾(Azores)副熱帶高氣壓與冰島低氣壓之對立，起伏極有規律，冰島氣壓降低則亞速爾氣壓升高，二者間梯度增加，西風之運行及墨西哥灣暖流均因以加強，於是西北歐較平時溫暖，雨量豐沛，地中海區域因氣旋行徑北移，稍寒而雨量亦少，北大西洋暖流加強，匯入北冰洋之水量增加，故拉布拉達寒流亦隨之加強，北美東岸受寒流影響之處，氣候寒冷，受暖流影響之處，稍見溫暖，若冰島氣壓升高，則一切情形適相反，北大西洋浪動冬日最顯，冰島與亞速爾氣壓之相關係數達 -0.54 ，夏季稍衰，二者間氣壓相關係數不過 -0.49 。

綜上所述，可見此一浪動對歐美氣候控制甚力，對中國則以鞭長莫及，雖亦有影響，然並不顯著。春季於中國氣壓關係為負，溫度關係亦負，獨雨量則為正相關，且係數大至 0.4 至 0.5 ，此蓋因北大西洋浪動加強，蒙古高氣壓即行衰弱，寒流不競，暖流早盛，二者激盪頻仍，氣旋甚繁，故多雲雨而溫度反見低下也。至蒙古高氣壓與北大西洋浪動關係何以為負，其可能之原因有三：浪動加強，北冰洋溫度增高，氣壓低降，蒙古高氣壓後援不繼此其一。浪動加強，大陸多氣旋，足以妨礙蒙古高氣壓之發展，此其二。浪動加強，高空西風強盛，既溫且溼此其三。夏季大西洋浪動微弱，於東亞氣候影響益渺，浪動加

強，中國氣壓低降，華北溫度降而華中與華南升，雨量方面無一定規律可循。秋季此一浪動之衰，不亞夏季，而中國天氣穩定，二者幾無關係之可言。入冬浪動臻於極盛之域，其影響中國氣候，尤勝於春。氣壓之關係為負，雨量溫度則係正相關，因浪動強，蒙古高氣壓衰，寒流不競，我國即大見溫溼也。

(二)北太平洋浪動 性質與前者類似，起於阿留欣低氣壓與夏威夷高氣壓。冬季最盛。夏威夷與阿拉斯加氣壓相關係數達 -0.71 ，夏季漸消失，二地間相關係數僅 -0.28 而已。西伯利亞中部之氣壓與夏威夷間之相關係數冬季 -0.29 ，夏季 -0.16 ，與阿拉斯加間冬季為 $+0.18$ ，夏季為 $+0.27$ 。故知蒙古高氣壓之盛衰，與北太平洋浪動之強弱適相反，冬季如夏威夷高氣壓升高，阿留欣低氣壓即降低，浪動加強，蒙古高氣壓趨於衰減。此時亞洲東北部及北太平洋西風盛行，寒暖洋流運行亦顯著。結果受暖流影響之區如亞洲東南部氣溫增高，受寒流影響者如亞洲東北部則降低。北美西北部以西風及暖流加強關係，溫度均見增高。

中國居北太平洋西岸，而溫帶大氣運行係自西徂東，是以所受影響，多屬間接。冬季因浪動加強，蒙古高氣壓衰，寒流不競，兼以阿留欣強大低氣壓之攝引東趨，本部各地氣壓顯見低降，溫度升高。華中與華南之相關係數多在 $+0.35$ 以上。降水以寒燥氣流南下勢弱，海洋氣流乘虛入侵，故較平時豐沛，亦正相關。上述情形在東九省正相反，因其當寒流東趨必經之路，浪動加強，氣壓增高而溫度與雨量轉見低減也。

(三)南浪動 南浪動為南太平洋與印度洋間氣壓消長所形成

之浪動，南太平洋爲浪頂，印度洋爲浪谷，二者亦相對立，此起彼伏，南太平洋氣壓升高，印度洋氣壓降低，浪動加強。反此則趨衰弱，全年以夏季(北半球)爲最顯著。浪動加強，二區間風力增強，洋面蒸發迅速，溫度除澳洲北部外，均屬低降，雨量之情形稍複雜，季風區較平時豐沛，信風區則減少。冬季南太平洋與印度洋間氣壓對立不顯，氣候因子所受影響亦欠系統，大致仍同夏季。南浪動影響之區域，以印度洋與南太平洋周圍爲最深鉅。春季中國氣壓與南浪動關係爲負，屬印度洋低壓系統係數自華南向北遞減。浪動加強，華南氣壓低降，本部南北氣壓梯度增大，寒流南下頻繁，故全境溫度均較平時低下，而雨量亦少。夏季華中與華南之氣壓，因南太平洋副熱帶高氣壓之北展，與南浪動關係爲正，華北則爲負，以低氣壓系統亦隨之而北移也。在溫度方面影響至渺，浪動加強，長江以南稍降而以北稍升。雨量之關係適反乎氣壓。浪動加強，華中與華南在單純夏季風中，雨量減少，華北以極鋒穩定其間反見增加，秋季僅華南氣壓稍受南浪動之影響，相關係數在 -0.5 以上，其他不顯，冬季作用極顯，此時南浪動浪谷位亞洲南部及澳洲，與蒙古高氣壓爲負相關，故浪動加強，亞洲大陸南北氣壓梯度增大，冬季風轉勁，全國溫度特低，華北之溫度與南浪動相關係數達 -0.5 左右，影響之鉅，於此可見。雨量關係亦負，約在 -0.4 至 -0.5 之間。

中國氣候除受世界各大浪動之影響而外，其本身各要素間亦有交互作用存在，以氣溫論，春季一地氣溫與雨量間之關係爲負。春季爲冬夏季風爭長之時期，氣溫低卽示寒流強，暖流爲之抬高，故多雨。同時雲雨豐盛，日射減弱，溫度不易上漲，亦爲形成負相關之一

因「春寒多雨」，信然。夏季情形亦復如是，其相關係數且達 -0.5 左右。各區之間，溫度與雨量多為正相關，如華南氣溫高，則長江流域多雨。長江流域溫度高，則華北多雨，此均與夏季風之強弱有關。秋季為大陸溫度下降之時期，海洋氣流入侵，雲雨豐盛，輻射減少，故溫度增高，其關係為正，與春夏適異，此在沿海地帶尤稱顯著。冬季溫度與雨量亦多正相關，寒則少雨，暖則多雨。因冬寒即表示蒙古高氣壓特強，寒燥之冬季風橫掠全境，雨量至行稀少也。惟江南邱陵，為變性冬季風逐鹿之區，大氣運行愈強，溫度愈低，衝突愈甚，氣溫與雨量之關係遂為負而非正。中國全年雨量以春夏為豐，故一般言之，氣溫與雨量多為負相關。

氣壓與雨量之關係，春季甚為複雜，相關係數沿海多正而內陸均負，其值甚微。夏季關係較顯著，氣壓高示海洋高氣壓入侵，各地雨量稀少。氣壓低，夏季風不競，與冬季風常起衝突，氣旋頻仍，故雨量豐富。各地相關係數多在 -0.5 以上，秋季情形大致與夏季類似，沿海負相關係數可至 -0.6 以上，此颶風入侵之影響所致也。冬季氣壓高，則雨雪稀少，但關係不如夏秋之顯。因氣壓高，表示蒙古高氣壓強盛，雨雪固可以寒燥冬季風之盛行而減少，亦可以變性冬季風之交綏而增加也。西南一帶，當東部氣壓高漲之時，居高氣壓之西南部，海洋變性季風每行迴歸，或因地形抬高，或因與陸上冬季風激盪。雨水反可以氣壓之升高而轉豐，相關係數多為正，但數值亦甚微。

綜上所述，可見世界氣候及氣候因子彼此之間，均有顯著之關係。而此種相關，復具連續性，故可為長期預告之基礎。秋季南浪動

之盛衰與中國氣候關係嚴密，可為冬季預告之張本，秋季南浪動強，冬季氣候寒燥，衰弱則溫暖潤溼。因南浪動強，秋季大陸南北梯度大，歷冬不衰，遂使冬季風盛，而氣候即嚴寒乾燥也。冬季南浪動之消長，亦可影響夏季氣候，與溫度之關係為負，舉國一致，但數值不大，無補預告。北大西洋浪動去中國甚遠，三月前及六月前浪動之變遷均不能用之於預告。惟春季與黃河以北之區，夏季溫度為負相關，夏季浪動與秋季雨量亦稍有因果關係存在，夏季北大西洋浪動加強，秋季華北多雨，西南高原及東九省乾燥，此外東北冬季雨量每與秋季浪動發生負相關。上述諸相關性，其所以僅及東北一隅者，蓋因東北夏多西南風，冬多西北風，嚴格言之，仍屬西風帶之範圍也。

中國氣候各種因子之中，以夏雨為最重要，影響作物之生長，關係人民之生計，故預告實不容緩，據涂氏之研究，中國華西夏季雨量之預測，可藉重慶夏雨與北海春雨，哈爾濱冬溫及上海正月氣壓之相關係數計算：

第177表 重慶夏雨之相關係數

	重慶夏雨	北海春雨	哈爾濱冬溫
北海春雨	-0.35		
哈爾濱冬溫	-0.59	+0.04	
上海正月氣壓	-0.50	+0.13	+0.20

由此可得預告公式如下：

$$\text{重慶夏雨} = -0.23 (\text{北海春雨}) - 0.51 (\text{哈爾濱冬溫}) - 0.37 (\text{上海正月氣壓})$$

上式總相關係數為 0.76，作質的預告準確度可至 70%。雲夢盆地夏

雨與哈爾濱春溫及太原冬溫相關係數大至 -0.58 與 -0.49 ，其預告公式爲：

$$\text{雲夢盆地夏雨} = -0.61 (\text{哈爾濱春溫}) - 0.53 (\text{太原冬溫})$$

其總相關係數計 0.78 ，質的預告準確度可大至 86% ，長江下流蘇皖區夏雨與哈爾濱冬溫相關係數爲 -0.55 ，與本區秋雨爲 $+0.49$ ，可作預告公式如下：

$$\text{蘇皖夏雨} = 0.48 (\text{哈爾濱冬溫}) - 0.41 (\text{本區秋雨})$$

總相關係數計 0.68 ，質的預告成功者達 80% ，至長江三角洲夏雨，則與下列諸地有關：

第178表 長江三角洲夏雨之相關係數

長江三角洲夏雨 公主嶺春溫 Darwin 春季氣壓			
公主嶺春溫	-0.46		
Darwin 春季氣壓	$+0.42$	-0.25	
武漢春雨	-0.42	-0.20	-0.40

其公式應爲：

$$\text{揚子三角洲夏雨} = -0.35 (\text{公主嶺春溫}) - 0.23 (\text{Darwin 春季氣壓}) - 0.26 (\text{武漢春雨})$$

總相關係數爲 0.60 ，質的預告成功者達 72% 。關東平原公主嶺夏雨與 Irkutsk 冬溫，香港正月氣壓相關係數爲 -0.70 及 $+0.59$ ，由此求得公主嶺夏雨應爲：

$$\text{公主嶺夏雨} = -0.70 (\text{Irkutsk 冬溫}) - 0.59 (\text{香港正月氣壓})$$

總相關係數計 0.91 ，質的預告準確度爲 82% ，東九省北部夏雨與北大西洋春季浪動相關係數爲 $+0.53$ ，Samoa 冬季氣壓爲 -0.51 ，預

測公式:

$$\text{東九省北部夏雨} = 0.49 (\text{春季北大西洋浪動}) - 0.47 (\text{Samoa 冬季氣壓})$$

其總相關係數計 0.71, 質的預告成功者可至 75%。

關於冬季溫度之預告, 涂氏亦嘗有檢討。例如上海十二月氣溫與 Batavia 十一月氣壓相關係數為 +0.50, 與 Winnipeg 十月氣溫為 +0.35, 由此可得十二月氣溫預告公式為:

$$\text{上海十二月氣溫} = 0.59 (\text{Batavia 十一月氣壓}) + 0.47 (\text{Winnipeg 十月氣溫})$$

總相關係數為 0.68, 此式預測寒暖變遷之趨勢, 成功者計 68%。又香港十二月氣溫與 Darwin 港十一月氣壓相關係數為 +0.46, 與仰光十月氣壓為 +0.52, Irkutsk 十一月氣壓為 -0.47, 其預測公式為:

$$\text{香港十二月氣溫} = 0.50 (\text{Darwin}) + 0.30 (\text{仰光}), \text{ 或 } = 0.42 (\text{Darwin}) + 0.32 (\text{仰光}) - 0.20 (\text{Irkutsk}).$$

前者總相關係數為 0.69, 後者為 0.71. 用前式預測, 預測趨勢相符者計 68%。此外上海一月溫度與 Winnipeg 十二月氣溫相關係數為 +0.36, Bakersfield 十二月氣溫為 +0.53, 香港十月氣壓為 +0.35, 其預測公式應列為:

$$\text{上海一月氣溫} = 0.23 (\text{Winnipeg}) + 0.35 (\text{Bakersfield}) + 0.34 (\text{香港}).$$

此綜合相關係數為 0.64, 質的預告成功可能性達 83%, 上述香港及上海之冬溫公式亦可施用於全國。因冬季全國在蒙古高氣壓及冬季

風控制之下，大氣運行迅急，局部之歧異少見也。此可於上海及香港與其他地方一月氣溫之相關係數見之：

第179表 上海香港冬溫之相關係數

上海		香港		上海		香港	
南京	20年 +0.80	20年	+0.69	天津	18年 +0.51	18年	+0.31
昆明	15 +0.28	15	+0.55	公主嶺	20 +0.54	20	+0.91
漢口	18 +0.66	18	+0.65	香港	20 +0.84		
青島	20 +0.84	20	+0.70				

前述諸預測公式，多為經驗公式，對各區氣候之相關性所以形成之原因每屬茫然，故所採數值，時出機遇，歷久有變，難免失誤。惟在大氣運行未澈底了解以前，捨此固別無坦途可循。雖太陽黑子及週期之研究，亦曾應用於長期預告，然其影響之因子過份複雜，結果猶不如上法之可信，太陽黑子與長江流域夏雨之相關係數，涂長望曾加以計算，結果數值既微，正負互見，其不能藉以預告，自不待言。

第180表 太陽黑子與長江流域夏雨之相關係數

	五月		六月		七月		八月	
	同年	前年	同年	前年	同年	前年	同年	前年
長江下游	-0.30	-0.36	0.12	0.21	0.03	0.11	0.15	0.20
中游	-0.29	-0.23	-0.18	-0.05	0.23	0.25	0.37	0.35
上游	-0.18	-0.04	0.24	0.16	0.13	-0.02	0.22	0.28

若以西南各地夏季氣候分月統計，其與太陽黑子之相關係數，結果亦與前相彷彿。

由此可見報章雜誌常載某天文家謂今年太陽黑子多寡如何，氣候如何之論調，實亦捕風捉影，毫無根據，蓋猶江湖術士，懸龜以下，

第181表 西南各地雨量及溫度與太陽黑子之相關係數

	雨 量					
	六 月		七 月		八 月	
	同年	前年	同年	前年	同年	前年
重慶	-0.05	-0.18	+0.17	+0.12	-0.03	-0.09
貴陽	-0.06	-0.86	+0.37	+0.11	-0.06	-0.26
騰衝	-0.29	-0.18	+0.08	+0.30	-0.50	+0.22
長沙	-0.23	+0.02	+0.11	-0.02	+0.56	+0.42
	氣 候					
	六 月		七 月		八 月	
	同年	前年	同年	前年	同年	前年
重慶	-0.33	-0.37	-0.10	-0.01	-0.20	-0.20
貴陽	+0.13	+0.17	-0.09	-0.14	-0.45	-0.29
昆明	+0.11	-0.04	+0.40	+0.18	+0.11	-0.09

徒作欺人之談而已。

據各國學者研究之結果，氣候變遷之週期確而可辨者有三：即十一年之太陽黑子週期，十九年之太陰週期（僅見于南半球），與三十五年之 Bruckner 週期。其見於我國者僅十一年之太陽黑子週期與三十五年之 Bruckner 週期，後者約為前者之三倍。易言之，二者同與黑子有關。今黑子與氣候之關係尚渺茫，若更進而追究氣候之週期，其無補預告，蓋可斷言。

【參考文獻】

- C. W. Tu China Rainfall & World Weather, Mem. of R. M. S. Vol. 4, No. 38.
- C. W. Tu China Weather & World Oscillation, Mem. N. R. M., Nov. 1937.

- | | | |
|-----|-----------------|------------|
| 涂長望 | 東亞活動中心與我國水旱災之關係 | 氣象雜誌 |
| 謝義炳 | 清代水旱災之週期研究 | 氣象學報十七卷 |
| 張漢松 | 明代水旱災週期之初步探討 | 氣象學報十八卷 |
| 涂長望 | 中國冬季溫度之長期預告 | 浙大氣象叢刊 |
| 鄭子政 | 長江下游之災荒與夏季雨量之預測 | 地理學報第十二卷三期 |

第九章 中國氣候區域

第三十三節 寇本氣候之分類

中國版圖遼闊，地多起伏，其氣候型式之繁，自上述可見彙其大同，畧其小異，釐定若干氣候區域，以爲詳細研究之張本，自屬必要之舉。惟氣候因子匪止一端，平均數值匪止一種，孰取孰從，大費周章。各家以依據之不同，遂致見仁見智，相互參差，而學者時有無所適從之苦。是以論氣候區域，必先立若干原則，以資遵循，庶可免歧途之失。(a)分區標準必須簡單、扼要、明確、易解、且系統井然，有條不紊，標準含義應兼及質量，不宜過雜、過繁，凡含義不清如年溫高度等等，須避免引用。(b)每區不僅氣候獨具特色，天氣現象，亦應自成單位，如蒙古高氣壓之於東北及華北，氣旋之於華中，颱風之於華南卽其例也。(c)氣候區域應與自然及人文景觀大致相合，俾堪實用，不至徒成空洞自娛之區畫。

關於中國氣候，學者提供之分類，雖五花八門，指不勝屈，然要而言之，可分二類：(a)以世界爲對象，兼及中國。(b)專以中國爲對象，前者可以寇本(W. Köppen)爲代表，後者可以竺可楨爲代表。

寇本分類爲世界氣候分類法中最能合於上述之三大原則者，餘如馬東男(E. de Martonne)桑四維(C. W. Thornthwaite)之分

類，雖亦頗爲人所稱道，但均不如前者之系統分明，定義明確而無含混之弊，自鄙而下，更不足論矣。寇本採用之各項標準，均自植物之分佈多年研究而得，非率然操觚者可比，故自大處言之，均能與自然與人文景象相符合，每類氣候名命均用字母符號，次第連綴，其稟性何如，一望而知，無勞敘述之煩。是以自 1918 年發表以來，不脛而走，卓然爲區域氣候學之規範。嗣後雖歷經改訂，但大致面目，無殊於昔，惟該氏世界氣候區域圖關於中國部分，顯有若干錯誤，此當係所用紀錄不足所致。允宜根據新近材料，予以修正。

第八圖爲修正後之寇本中國氣候區域圖，其與原圖之異點有四：
(a) 溫帶荒漠氣候 (BWK) 分佈甚廣而乾草原氣候 (BSkw) 則大見減縮。前者幾佔有蒙、新之全部，後者僅環沙漠外緣而成一馬蹄形之分佈，在原圖中，除塔里木盆地與河西走廊外，蒙、新均屬乾草原區。
(b) 黃土高原及華北平原多係乾草原，而非寒溫帶之寒林氣候 (Dw)，雪林氣候僅自關東平原西展以迄於燕山山地，東北之 Dw 與秦嶺山地者並不連屬。
(c) 西康爲寒溫帶雪林夏雨氣候 (Dwb)，非年雨氣候 (Dfb-c)，中國雪林年雨氣候僅見於外蒙及天山山地之西北坡，然寇本於後一區域反以爲屬 Dwc，
(d) 西藏高原東南部四千公尺以下之谷地爲暖溫帶夏雨溫涼氣候 (Cwb)，非高苔原 (ETH)，北部之柴達木盆地爲荒漠 (BWK'w')，亦非高苔原，此外西南部或屬寒林氣候 (D)，惟乏紀錄證明；暫仍標爲高苔原，其他細微之出入尙甚可觀，依據修正後之寇本氣候區域圖，其分佈約如下述：

(一) 熱帶潤溼氣候區域(A) 冬季最低月溫度高於 18°C，此乃

多數熱帶植物之北限，全年雨量 (mm.) 大於 $20(t+14)$ ，式中 t 為年溫，此區分佈範圍極狹，僅包括海南島及臺灣西南部，南海諸小島亦屬之。此區四時常夏，冬季乾燥，最少雨量不及 60 mm，故非雨林氣候 (Af)，但因年雨量及冬季雨量多寡之不同，可分二副區。

(a) 熱帶草原氣候 (Aw) 包括海南島 ($Aw'w''g$) 及南海中諸小島 ($Aw'g$)，年雨量不足 1,500 mm，冬季最少月雨量在 40 mm 以下。

(b) 熱帶季風林氣候 (A_m) 僅見於臺灣西南部 ($A_m w'$) 年雨量在 2,000 mm 左右，冬季最少月雨量雖亦不足 40 mm，但因全年雨量特豐，乾季短促，地面常溼，季風雨林，尚可生長。

(二) 溫帶乾燥氣候 (B) 其特色為雨量稀少，不及 $20(t+14)$ ，集中夏季，蒸發大於降水，故水文土壤及植物，均帶顯著之乾燥色彩。此類氣候在中國分佈最廣，掩有黃河流域與蒙古高原及新疆之大部，柴達木盆地亦屬之，惟高山及外蒙西北區域不在此例。因年平均溫度低於十八度，故為溫帶乾燥氣候，即冷性沙漠及乾草原 (B_{Wk} 及 B_{Sk})，與熱帶者有別。此類氣候分三大型：

(a) 溫帶冷草原夏雨氣候 ($B_{Sk}w$) 年雨量少於 $20(t+14)$ ，但多於 $10(t+14)$ ，年溫不足十八度，但最熱月則超過此數，包括黃河流域及內蒙東南部。

(b) 溫帶寒草原夏雨氣候 ($B_{Sk}'w$) 雨量情形與前者同，惟最熱月溫度猶在十八度以下，佔有外蒙東北邊緣。

(c) 溫帶寒冷沙漠氣候 (B_{Wk} 及 B_{Wk}') 雨量少於 $10(t+14)$ ，蒙古高原及塔里木盆地屬夏雨沙漠，七月溫度高於十八度

爲 BW_{KW} ，準噶爾盆地雨雪分佈均勻，屬 BW_{KW} ，柴達木盆地秋雨，七月不及十八度，爲 $BW_{K'W'}$ ，科布多亦爲 $BW_{K'}$ ，降水分配不明。

(三) 溫帶多雨氣候 (C) 雨量多於 20 ($t+14$)，且最冷月溫度低於十八度但高於負三度，地面積雪，河流冰封，均不過一月，最熱月溫度在十度以上。此區所佔面積亦廣，黃河下游與秦嶺一線以南均屬之。西界爲三千至四千公尺等高線，此區以溫度及雨量分配之異，可分四大類：

- (a) 暖溫帶年雨夏熱氣候 (C_{fa}) 其特徵有二：1. 雨量雖多在夏季，然冬季亦不過少，最多月與最少月之比不及十倍，分配勻和。2. 夏季最熱月溫度在二十二度以上。臺灣東岸 (C_{fa}) 珠江流域 ($C_{fa \times W''}$) 湖南、江西、浙江 ($C_{fa \times W''}$) 福建 ($C_{fa \times W'W''n}$) 與江蘇 ($C_{faW''}$) 全境及湖北東南部 ($C_{fa \times W''}$) 與安徽中、南二部 ($C_{fa \times W''}$) 均屬之，沿海多霧。
- (b) 暖溫帶年雨溫涼氣候 (C_{fb}) 與前區之差別僅夏季最熱之月溫度亦不及二十二度，較爲涼爽，上述區域一千二百公尺以上之高山屬之，分佈極爲零星，不成片斷。
- (c) 暖溫帶夏雨炎熱氣候 (C_{wa}) 溫度條件與 (a) 同，惟夏季雨量集中，最多月與最少月之比大於十倍，包括廣東沿海 ($C_{wa \times W''}$)、廣西西部、雲南南部一千五百公尺以下之谷地 ($C_{wa \times W''}$)、川黔大部 ($C_{wa \times W'W''n}$)、湖北一部與陝西南部 ($C_{waW''}$)、淮河上游及山東邱陵 (C_{wa})，

環年雨區而成一馬蹄形之分佈，此外臺灣西部亦屬之。

- (d) 暖溫帶夏雨溫涼氣候 (C_{wb})，夏雨之集中畧同前者，但夏季最熱月溫度不足二十二度，包括川、康邊區 ($C_{wb} \times w''$)，高度在一千五百公尺至三千公尺間，雲南北部 (C_{wb_n}) 及西藏東南部之河谷 (C_{wdg})，高度在一千五百公尺至四千公尺之間。

(四) 寒溫帶雪林氣候 (D) 雨量條件亦如暖溫帶多雨氣候，但溫度顯稍低下，冬季尤甚，最冷月溫度在負三度以下，惟最熱月仍高於十度，此一等溫線與森林之北限符合。其主要分佈地帶為東九省與熱河、河北間，此外外蒙西北部與甘肅及西康東部亦屬之，各地高山亦復散見。以雨量與溫度之異，可分四類：

- (a) 寒溫帶夏雨炎熱氣候 (D_{wa}) 夏季多雨月，其量大於冬季少雨月十倍，最熱月溫度高於二十二度，冬季寒冷，東九省三百公尺以下之平原與熱、冀間之燕山山地屬之。甘肅東部亦有此類氣候分佈其間。
- (b) 寒溫帶夏雨溫涼氣候 (D_{wb}) 雨量如 (a)，惟最熱月溫度低於二十二度，但夏季十度以上之月份猶達五月以上，東九省呼倫貝爾高原、小興安嶺、長白山地及西康大部屬之。本部二千公尺以上之高山亦有零星之分佈。
- (c) 寒溫帶夏雨涼爽氣候 (D_{wc}) 最熱月在二十二度以下，十度以上，但溫度高於斯值者不足四月，夏季短促，僅大興安嶺五百公尺以上之高山有之。

(d) 寒溫帶年雨爽涼氣候 (Dfc) 溫度情形同 (c), 惟全年雨量分配勻和, 夏雨最多之月與冬雨最少之月比率不足十倍, 包括外蒙西北山地及新疆二——三千公尺間之迎風山地。

(五) 高地寒帶氣候 (E) 最熱月溫度不足十度, 西藏大部四千公尺以上之地屬之。西北山地高度, 在三千公尺以上者亦有發現, 以溫度之異, 可分二類:

(a) 高苔原氣候 (ETH) 最熱月溫度在 0°C 以上, 包括西藏大部四千至六千公尺之地帶, 蒙、新三、四千公尺之高山帶亦屬之。

(b) 高冰漠氣候 (EFH) 最熱月亦不足 0°C , 散見於高山區域, 在西藏高原高度在六千公尺左右, 至新疆與外蒙之山地中, 則降至四千公尺左右。為永久冰凍之雪田, 入夏冰雪消融, 奔注山麓, 而造成山麓之水草田。

寇本之區域分畫標準, 係以世界為對象, 持以釐彙一國之氣候, 自不免有粗疏之失, 以中國而論, 其病有五: (a) 溫帶乾草原區 (BSKW) 綿延範圍過廣, 包括外蒙北部與東蒙及黃河流域全境, 所跨緯度不下十五度之多。區內溫度及雨量均顯有高下, 結果人文景觀亦復不同, 華北為冬小麥帶, 長城附近為春小麥帶, 前者作物年可二造, 後者僅得一次收穫, 至外蒙則溫度、雨量、均不利農事, 僅能供游牧而已。 (b) 暖溫帶夏雨炎熱氣候 (Cwa) 亦有同病, 自山東過漢水上中流, 四川、貴州而至滇、桂南境, 所跨緯度不下十五度之多。山東及河南南部夏熱雨豐, 冬寒雨稀, 作物以冬小麥及雜糧為主, 漢水流

域與四川及貴州全年氣候溫潤，春秋多雨，已為水稻區域，至滇、桂南境，「四時常花，三冬無雪」，則屬兩季稻之區域。(c) 暖溫帶年雨炎熱氣候 (Cfa) 包括珠江流域，閩、浙兩省，長江中下游及淮河下流，幅員遼闊，境內氣候亦欠單純，華南隆冬無雪，淮河流域則天寒地凍，前者雨量可為後者之一倍以上，本區南界非南嶺山脈而為不重要之勾漏山脈，北界亦非淮河而為江蘇北境，是均與中國自然及人文界線不合。(d) 上述三大區域除溫帶草原區代表蒙古高氣壓控制之地帶外，餘均不成獨立之天氣單位，暖溫帶夏雨炎熱區，北部除夏季外少見氣旋，中部為梅雨區，南部則係颱風帶之一部。(e) 寒溫帶夏雨氣候 (Dw) 分佈最廣之區域，一在東九省，一在西藏高原東部，天南地北相去數千里之遙，高度之差，亦達數千公尺之鉅，其氣候實判如涇渭，東九省冬季在寒燥之西北季風控制之下，夏季為溼熱之東南季風所入侵，氣候以寒暑劇變，夏雨集中為特色，西藏高原東部，拔海在三、四千公尺左右，冬季寒風不入，為高空反信風之領域，雖亦晴燥，然極溫暖，溫度與東北相差不下二十度之多，夏季海洋季風蒞止，雨量豐沛，但不似東北僅集中於七、八兩月，五月至九月均甚多雨，且以高度關係，涼爽宜人，七月平均溫度，罕逾 20°C ，視東北約低五度有奇。類為一區，自易滋錯誤，東九省為真正之 Dw 氣候，而西藏東部，則僅因高度之影響，使 Cw 氣候變質為 Dw 耳。寇本分區中問題較少者僅有 BWkw 及 ETH 二類，但前者佔有之面積過廣，局部之差異亦復紛見，有釐訂副區之必要。例如準噶爾盆地當北冰洋來襲之衝，冬寒而雨量分配勻和，塔里木盆地四山圍合，冬稍溫暖而雨量多見於春，且量亦遠遜，戈壁沙漠，地勢開展，寒暑最劇，

少數雨量均見於盛夏。上述諸弊，馬東男及桑四維亦未能避免，因其同以全世界氣候為其分區之對象也。

【參考文獻】

- W. Koppen Handbuch der Klimatologie, Teil 1, C 1936.
- C. C. Chu The Climatic Provinces of China, Mem. of R.I.M. No. 1
1931.
- E. de Martonne Traite de Geographic Physique, Chap. 5. 1925.
- C. W. Thornthwaite The Climate of The Earth, Geo Rev. Vol. 23, pp.
437-40, 1933
- 盧 鋈 中國氣候概論第五節 中央氣象局專刊第二號

第三十四節 竺塗二氏之中國氣候分類

世界氣候分區之法，不適中國之用，竺可楨氏早已見及。竺氏於民國二十年發表其中國氣候區域論，縱論寇本與馬東男分類法之得失，並提出一新分類法，在中國本部雨量豐沛足敷農業之用，以冬季溫度為準。西北雨量稀少，冬季過寒，無農事活動之可言，其土地利用，悉受制於雨量，故以雨量多寡為分類之準則。以其於分區原則大致均能遵守，極裨實用，甚為地理學家所重視。除竺氏外，西蒙 (Sion)、堪諸 (Kandrew)、卡普曼 (Chapmann) 亦曾有中國氣候區域分畫之建議，但類與竺氏分類大同小異，無庸贅述。惟竺氏當時所用紀錄有限，界線時或不符事實，且所畫區域，亦嫌過大。故後塗長望復加以修正，增畫若干副區，茲擇要敘述於後：

(一)東北類 東九省大部屬之，年溫低於十度，月溫低於 0°C 者

五月以上，雨量在 350 mm. 以上，集中於夏季。此區大致為寇本之 Dw 類，惟熱、冀間之 Dwa 及呼倫貝爾之 Dw_b 不在其內，計分三區：

1a 興安山地 包括大小興安嶺，溫度低，年溫小於 -2°C ， 0°C 月份大於六月，生季小於 100 日，雨量亦少僅 400 mm. 不足，屬 Dw_b&c.

1b 關東平原 西界 400 mm. 等雨線，北界 0°C 年溫線，東界 750 mm. 等雨量線。冬寒 (0°C 月份大於五月) 夏熱 (20°C 月份大於二月) 生季 150 日，屬 Dwa.

1c 長白山地 包括長白山地區，屬 Dw_b，多雨，夏涼爽，森林以朝鮮松為主。

(二) 蒙古類 掩有蒙、新全部及東九省西部，雨量不足 350 mm. 溫度劇寒酷暑，空氣多塵而溼度甚低，約以寇本之 BW_{KW} 及 BS_{KW} 與 BS'_{KW} 相當。

2a 沙漠 戈壁、鄂爾多斯、塔里木、準噶爾諸盆地屬之，年雨量不足 100 mm.，是乃不毛之地，或為石漠，或為沙邱，屬 BW_{KW}.

2b 沙磧草原 分佈散而不規則，多居沙漠之外緣，年雨量不足 150 mm.，草稀不足以供畜牧，屬 BW_{KW}.

2c 游牧草原 分佈於沙磧草原外緣，年雨量在 150 至 200 mm. 左右，包括外蒙西北中部，東部及內蒙古之一部，屬 BW_{KW} 及 BS'_{KW}.

2d 墾殖草原 年雨量在 250—350 mm. 之間，可進行旱農，呼

倫貝爾高原、東蒙及內蒙南部屬之，是區爲竺氏原有之塞外乾草原區，大部隸寇本之 BSKW 區，東北部爲 Dw_b。

2e 山地氣候 蒙、新二千公尺以上之山地屬 Dfc 及 EH 一千至二千公尺爲游牧草原，以下爲沙磧草原與沙漠。

(三) 華北類 掩有長城與秦嶺及淮河之間地域，南界約與 750 mm. 等雨線及正月 0°C 等溫線相合，西北以 350 mm. 等雨線與蒙古類分野，年溫高於 10°C，十一月溫度低於 10°C 而高于 0°C，區內雨量不豐，變率極大，水旱交征，冬季寒冷，乾燥多塵，夏季炎熱，雨澤集中，本區大部屬 BSKW，黃河以南爲 CNa，燕山高度較高，雨量稍豐，屬 Dwa。

3a 華北平原 年雨量多于 500 mm.，地平多水災。

3b 黃土高原 年雨量不足 500 mm.，地高多旱災，生季稍短。

(四) 華中類 包括長江下游，北界爲 750 mm.，年雨線及十一月 10°C 等溫線，南界爲 20°C 年溫線，冬季低於 10°C，但不超過四月，與華西類以四百公尺等高線分野，本區氣候溫潤，爲魚米之鄉，夏熱多雨，冬寒多雪，除四川盆地爲 Cwa 氣候外，均屬 Cfa，其天氣之特色爲春夏間之梅雨。

4a 長江下游 冬寒，雨量六月或七月爲高點之所在，春季高點不顯，屬 Cfa。

4b 杭州灣區 雨量分配均勻屬 Cfa。

4c 長江中游 春雨豐盛，雨量四、六月最豐，屬 Cfa。

4d 紅盆地 冬暖，雨量六、九月最豐，屬 Cwa。

(五) 華南類 領有閩、粵、桂三省之地，北界爲正月 10°C 等溫

線, 20°C 年溫線及 $1,500\text{ mm}$. 年雨線, 西界為一千公尺等高線, 雨量豐富, 溫度年差不大, 颱風之侵襲, 為本區天氣重要特色. 副區有三:

5a 東南海濱 全年雨量有二高點, 一在六月, 一在八月, 溫度稍低, 雨量較少.

5b 西江流域 夏季長而悶熱, 無冬季, 稻可二造.

5c 海南島 包括雷欽二區, 與 5b 以 $1,750\text{ mm}$. 等雨線及 22°C 年溫線為界.

(六) 華西類 包括秦嶺, 西康及雲貴高原, 高度在 $1,000$ 至 $3,000$ 公尺之間, 高差甚大, 卽竺氏之雲南類, 氣候複雜, 垂直分佈至顯著, 谷地燥熱, 高山涼潤, 大部區域屬 Dw_b 及 Cw_b , B 及 E 類作零星之分佈, 其特色為溫度變動不大.

6a 秦嶺山地 包括大巴山地在此內, 屬 Dw_b 及 Cw_b .

6b 西康山地 屬 Dw_b .

6c 雲貴高原 屬 Cw_b .

(七) 西藏類 領有西藏高原大部, 拔海在四千公尺以上, 雨少, 不足 100 mm ., 溫度低而變化不大, 東南部之河谷不屬此區, 本區多為 ETH 氣候, 高山拔海超出 $6,000$ 公尺者為 EFH 氣候, 高度過高, 氣壓極低, 風速極強, 蒸發旺盛, 于人生有顯著之影響.

7a 西藏北部 屬 ETH 氣候, 南界為外喜馬拉雅山.

7b 西藏西南部 雨量稍豐, 為高草原, 屬 Dw_c 及 Dw_d 氣候.

7c 青海區 北為祁連, 南為崑崙, 溫度甚低, 大部為 Dw_c 或

Dwd, 柴達木盆地則為 BWkw.

(八) 西藏東南河谷 氣候溫和多雨, 各月平均溫度罕及 0°C , 在 20°C 以上者亦無之, 冬季晴燥, 夏季多雨, 屬 Cwb.

竺、涂二氏之分區, 優點在與自然及人文區域大致相符, 每區亦多成一天氣單位, 然缺點亦復不少。(1) 分區標準複什而乏系統, 或用雨量, 或用溫度, 或用高度, 漫無標準, 蒙古類之分畫不用雨量與溫度交互作用之寇本公式, 單用年雨量之一定數值 (350 mm.) 未能計及蒸發之影響, 雖較易解, 難免得不償失, 且應用溫度之時, 常用年溫, 在寒暑劇變之中國, 實毫無意義, 又如華南類北界為 10°C 等溫線, 但二季稻之北限, 實為正月 6°C 等溫線; 華北類北界為十一月 0°C 等溫線, 而冬春麥分界應為正月 -6°C 等溫線。此外高度與溫度及雨量之關係, 極為複什, 祇可不得已而用之, 用時須藉一附近紀錄為參考, 細加推定, 以免界線不清或與實際不符之失。(2) 東北類不包括呼倫貝爾及燕山山地, 顯與事實不符, 因前者雨量雖少於 300 mm., 但溫度極低, 蒸發不盛, 與興安嶺同屬 Dw_b. 後者夏季當海洋季風攀登蒙古高原之要衝, 年雨量視平原大見超出, 約可 600 餘 mm., 與關東平原同屬 Dwa, 竺、涂二氏分類, 則以之分入蒙古類及華北類。(3) 華北類分為黃土高原及華北大平原二副區, 實則黃土高原與海河流域雨量並無甚差別, 同屬 BSkw, 500 mm. 年雨線僅包圍山西東緣之太行山脈, 東西雨量均在 500 mm. 以下, 患旱患潦, 乃地形所致, 與氣候無關, 本類實際差別在南北而不在東西, 山東邱陵及淮河流域溫度高而雨量亦稍豐, 屬 Cwa 與 Cfa, 與北部寒燥之 BSkw 迥異, 應分列為二大副區。(4) 蒙古類之副區沙漠與沙磧草原

自然景色及土地利用略同，分爲二區，毫無意義，外蒙西北山區爲 $D_{fb}-C$ 氣候，多森林，不應歸入游牧草原，墾殖草原與華北類北區同屬 BS_{kw} ，雨量出入不大，應以正月 $-6^{\circ}C$ 等溫線爲界。以北春麥，冬季休閑，以南冬麥，夏季旱糧，經濟價值有異。(5) 華中類南界應爲一月 $6^{\circ}C$ 等溫線，而非 $10^{\circ}C$ 等溫線，此線以北，夏水稻一造，以南生季全年二造或三造，又漢水流域及貴州大部屬 C_{wa} ，氣旋活動顯著，有梅雨現象。冬季多雲，與長江中下游畧同，康、滇山地屬 D_{wb} 或 C_{wb} ，梅雨不顯，冬季在反信風控制之下，晴暖乾燥，故前者自不應與康、滇山地同列華西類，而爲華中類之一部，此外華中類之副區長江中游，下游及杭州灣三者分畫界線不清，雨量分配同以春季四月及初夏六、七月之交爲高點，並無顯著之差異存在，亦須重新釐訂，此區長江以北，冬雨不過多，稻麥輪種，以南夏季種稻，冬季過於溫溼，麥作不宜，其天然分界爲 $1,250$ mm. 年雨線或一月 50 mm. 等雨線。(6) 華南類應包括滇南之谷地，因其夏月溫度亦超出 $22^{\circ}C$ ，與南海濱同爲 C_{wa} 而非如北部高原之爲 C_{wb} 也。前者冬季在東北季風控制之下，夏季颱風餘波可及，後者冬季爲西南反信風之領域，夏季颱風絕少影響，天氣稟性各殊，類爲一區，諸多未合，二者之分界約爲一千五百公尺等高線，海南島及臺灣西南部屬真正之熱帶氣候，雖範圍甚狹，亦應自副熱帶之華南類分出另立一類，二者之分界線爲正月 $18^{\circ}C$ 等溫線，此線以北，偶見霜雪，以南則行絕跡，故爲熱帶植物如椰子、樹膠等之北限，涂氏分海南島爲華南類之一副區，以 $1,750$ mm. 年雨線及 $22^{\circ}C$ 年溫線爲界，包括雷欽二區，跨熱帶與副熱帶，殊不合氣候分類之原則。且雷欽年雨量固在 $1,750$ mm. 以上，

而海南島則反不及此數，與其所訂標準，已有扞格之處，又涂氏分西江流域與東南海濱為二副區，謂其溫度與雨量高下有異，雨量分配不同，實則全非事實，二區在水系上或可分立，但氣候上並無甚不同之處，東南海濱雨量稍少之地，僅限廈門附近。華南類真正之副區分界線實在桂、粵之西南部，南海濱廣西西部及雲南南部為 C_{wa} ，雨量僅一、七月或八月達最高點，東南海濱及西江流域大部同屬 C_{fa} 。雨量均有二高點，一在六月，一在八月。(7) 西藏東南部之雅魯藏布江河谷，與雲貴高原全年氣候同分兩季，五至九月為海洋季風所入侵，溫潤多雨，十月至四月在反信風控制之下，晴朗多霜，故應同屬華西類。(8) 西藏類不應包括柴達木盆地，該區為 BW_{kw} 而非 ETH 。都蘭五月至九月溫度均在 $10^{\circ}C$ 以上，年溫 $4.3^{\circ}C$ ，年雨量 106 mm。集中於晚夏，顯係 BW_{kw} ，柴達木盆地夏季水草尚稱豐盛，沼池廣大，此乃高山融雪所致，此一盆地高度低於西藏高原一千公尺有奇，氣壓較高，風速較小，冬季受內陸冬季風之影響，溫度特低，均與西藏類之苔原氣候有殊，西藏西南部時或有氣旋東來，雨量可能稍多，或屬 D_{wb} ，然界線難以決定，暫無分畫副區之必要。

【參考文獻】

- C. C. Chu Climatic Provinces of China, Mem. of R.I.M. No. 1 1931
 J. Sion "Asic de Moussons" I partie, 1928.
 W. G. Kendrew Climate of China, Buxton China Chap. 14, 1929.
 Chapmann Climatic Provinces of China, Nanking University Press.
- | | | |
|-----|--------|----------|
| 涂長望 | 中國氣候區域 | 地理學報三卷三期 |
| 胡煥庸 | 中國農業區域 | 地理學報三卷一期 |

第三十五節 中國氣候區域新論

綜上所述，可見寇本與竺、涂二氏之分類，各有長短，瑕瑜互見，應參酌實際情形，另立分類之道，寇本之弊在疏，涂氏之病在雜，截長補短，以前者為主，後者為輔，除寇本原有標準外，另增左列新標準，加以區劃：

(1)一月負六度等溫線 此線為春麥帶與冬麥帶之分界，約與長城平行。

(2)全年750 mm.等雨線 此線為水稻之北限，約與秦嶺山脈及淮河走向符合，與一月零度等溫線大致亦符合。

(3)全年1,250 mm.等雨線 此線為麥作南限，且約與雨量高點之發現於六月或七月之分界線相符。

(4)一月六度等溫線 此線為一季稻與二季稻之界線，大約與全年生季線，絕對最低零度等溫線及南嶺山脈之走向相符合。

區劃結果，計得十區，各區均有其特色。

(1)東北類 即寇本之寒溫帶夏雨氣候區 (Dw)，與竺、涂二氏之滿州類相當，惟增入呼倫貝爾與燕山山地二區，其西界為年雨量 $r=20(t+14)$ ， t 為全年溫度，年雨量單位(mm.)，以東屬潤溼氣候，以西為乾燥氣候，南界為正月負三度等溫線，本區冬季酷寒，夏季多雨，春季風沙流行。

1a燕山山地 屬 Dwa ，在沿海與關東平原以一月負六度等溫線分界，冬季雖寒，尚在負六度以上，可種冬麥，七月多雨而熱，以雜糧為主。

1b 關東平原 屬 Dwa ，與興安嶺及長白山地以七月二十二度等溫線或三百公尺等高線分界。夏熱，七月多陣雨，盛產春麥，大豆及高粱，冬季寒燥晴朗，完全休閒，地凍可至三月以上，北部河流封凍可至五月。

1c 長白山地 屬 Dwb ，與平原約以三百公尺等高線為界，夏季八月多雨，但不以前者之集中，且相當涼爽，最熱月亦不及二十二度，森林茂盛，以朝鮮松為主，低谷可種早熟之水稻，以雨量在 750 mm 以上故也。

1d 興安山地 屬 $Dwb-c$ ，冬季酷寒，有中國寒極之稱，年較差亦甲於全境。土壤常至永久冰凍，夏融亦限表層，最熱之七月溫低於二十二度，與關東平原之分界線亦為三百公尺等高線。夏季不僅涼爽，且甚短促，其溫度超出十度之月份在五百公尺以上之地，猶不足四閱月，生季僅三月有半，為典型之雪林氣候，多落葉松。

(2) 塞外草原類 東界為年雨量等於 $20(t+14)$ ，西界為年雨量等於 $10(t+14)$ ，屬寇本 BS 區之北半，與華北類北部之 $BSkw$ 以一月負六度等溫線分界。相當于竺氏之草原區，或涂氏之墾殖草原與游牧草原區。

2a 東蒙草原 屬 $BSkw$ ，七月溫度高于十八度，雨量集中夏季，涂氏之墾殖草原，可事早農。

2b 外蒙草原 屬 $BSk'w$ ，七月溫度不足十八度，夏雨，僅可從事游牧。

2c 青甘草原 屬 $BSkw$ ，冬溫稍高，夏季涼爽，雨量集中，為

旱農區，以春麥及其他雜糧為主，相當涂氏之墾殖草原。

(3) 蒙新山地類 爲寇本之 D_f 及 ETH 類，涂氏稱之蒙新山地氣候區，其氣候之垂直分佈，約略如下：

外蒙諸山及天山北坡	天山南坡	西藏高原北緣
1,000尺公以下 BS_{KW} 及 $BS_{K'W}$	1,500公尺以下 BW_{KW}	1,500公尺以下 BW_{KW}
1,000-2,000 D_{fb}	1,500-3,000 $BS_{K'W}$	1,500-3,000 $BS_{K'W}$
2,000-3,000 D_{fc}	3,000-3,500 D_{bc}	3,000-4,500 D_{Wb-c}
3,000-3,500 ETH	3,500-4,000 ETH	4,500-5,500 ETH
3,500公尺以上 EFH	4,000公尺以上 EFH	5,500公尺以上 EFH

(4) 蒙新沙漠類 屬寇本之 BW_{KW} ，及 $BW_{K'}$ ，年雨量少於 $10(t+14)$ ，與竺氏蒙古類相當，惟加入柴達木盆地，本類副區，悉依地形分割。

4₁ 鄂爾多斯盆地 屬 BW_{KW} 夏雨炎熱，冬寒。

4_b 大戈壁沙漠 屬 BW_{KW} 夏雨炎熱，冬季酷寒，雨量少於 4₁。

4_c 阿拉善沙漠 屬 BW_{KW} 夏雨，炎熱，冬寒，雨量更稀。

4_d 塔里木盆地 屬 BW_{KX} 春雨，夏酷熱，冬尚溫和，雨量極少。

4_e 準噶爾盆地 屬 BW_{Xf} 年雨，夏熱，冬酷寒，雨量稍豐。

4_f 科布多盆地 屬 $BW_{K'S}$ 冬雨，夏涼，冬寒。

4_g 柴達木盆地 屬 $BW_{K'W}$ 秋雨，夏涼，冬寒。

(5) 華北類 北部爲 BS_{KW} ，南部爲 C_{Wa} 及 C_{fa} 。與竺、涂二氏之華北類相當，惟北部界線稍南移，其與東北類之分界爲 $20(t+14)$ ，

蒙古草原類之分界爲一月負六度等溫線，南部以750 mm. 年雨線爲界。夏熱多雨，冬寒晴燥，春多風沙。冬季以小麥爲主要作物，夏季則種雜糧及棉花。

5a黃河北區 屬 BSkW，西部八月多雨，東部七月多雨，惟七、八月雨量相去無幾。

5b黃河南區 屬 Cwa 與 CfaW''，七月多雨。

(6)華中類 東部屬 Cfa×W''，西部屬 Cwa×W''，包括竺、涂二氏之華中類及華西類之一部分，北以750 mm. 年雨線與華北爲界。西以最熱月二十二度等溫線或壹千五百公尺等高線與華西類分野，南界爲一月六度等溫線。其天氣特色爲梅雨，夏季炎熱，作物以水稻爲主。

6a長江下游南區 屬 Cfa×W''，年雨量在 1,250 mm. 以上，冬季各月多超過 50 mm.，不宜小麥，春雨特豐，雨量曲線有三高點，六月最高，四月次之，八月又次之。夏季溽暑，冬季溫和而陰沉，氣旋過境頻繁，常有風雪。秋季天氣溫暖高爽。

6b長江下游北區 屬 Cfa×W''，年雨不足 1,250 mm.，冬季各月在 50 mm. 以下，夏季水稻，冬季小麥爲主要作物。春雨稍遜，雨量二高點，一在七月，一在四月，夏熱而冬季稍寒，惟最冷之月份，平均尚在零度以上。

6c黔鄂山地 屬 Cwa×W''，年雨量不足 1,250 mm.，冬多雲寡雨，雨量有二高點，一在六月，一在九月，前者爲梅雨，後者係極鋒南旋時所造成。夜雨顯著，夏頗涼爽，冬季陰寒。

6d 四川盆地 屬 $C_{wa} \times w''$ ，雨量不足 1,000 mm.，冬季陰沉多雲霧，雨量有二高點，亦如 6c 夜雨極顯，夏季炎熱，冬暖，一月溫度超過六度，盛產柑橘。本區亦可列為華南類之一副區。

6e 漢水流域 屬 C_{wa} ，七月炎熱多雨，冬季陰沉而寒溼，雨量為本類之最少者，但亦在 750 mm. 以上。

(7) 華南類 東部屬 $C_{fa} \times w''$ ，西部屬 C_{wa} ，大致與竺氏之華南類相當，惟增入滇南壹千五百公尺以下之低谷，劃出海南島，及臺灣西南部，與後二者以正月十八度等溫線分界，北界為一月六度等溫線，冬季不顯，水稻二季，夏熱不如華中，雨量極豐，各地多在 1,500—2,000 mm. 之間，夏秋颱風時襲，多暴風雨。

7a 滇桂谷地 屬 C_{wa} ，夏季七、八月多雨，惟不似華北之集中，夏熱冬暖。

7b 南嶺山地 屬 $C_{fa} \times w''$ ，一千二百公尺以上之高山為 C_{fb} ，雨量高點一在五月或六月為梅雨，一在八月，屬颱風雨，冬季陰沉，雨量頗豐，夏不過熱，冬甚溫和，盛產柑橘。

(8) 海南類 此為中國唯一之熱帶氣候區，海南島及南海諸島屬 $A_{ww'}$ ，臺灣西南部為 $A_{mw'}$ ，雨量以八、九月為最多，颱風過境所致也。全年溽暑，稻米三熟，椰子、樹膠均可生長。

(9) 華西類 均為山地，高峯駢峙，峽谷幽深，氣候複雜，南北之差異尚不如垂直分佈之顯著，大致言之，北部屬 D_{wb} ，南部屬 C_{wb} ，背風谷地有 BS，甚至 BW，(如岷江上游河谷) 高山有 ETH 及 EFH，其特色為夏雨冬乾，四時如春，其氣候垂直分佈，約畧估定

如下:

秦嶺山地

1,000—1,500公尺	DWa	天水(1,202)
1,500—2,500	DWb	泰山(1,541)華山(2,200)
2,500—4,000	DWc	
4,000公尺以上	ETH	

滇北藏南

1,500公尺以下	CWa	西昌(1,602)
1,500—4,000	CWb	拉薩(3,732)昆明(1,945)騰衝(1,680)
4,000—4,500	DWb	
4,500—6,000	ETH	
6,000公尺以上	EFH	

川康山地

1,500公尺以下	CWa	貴陽(1,071)
1,500—3,000	CWb	畢節(1,700)康定(2,558)松潘(2,883)
3,000—4,000	DWb--c	峨嵋山(3,097)
4,000—5,500	ETH	
5,500公尺以上	EFH	

9a 雲南高原 高度在壹千五百——叁千公尺間屬 CWbn, 約當涂氏西南高原區之西部, 冬季溫暖, 七月多雨。

9b 西藏東南部 高度在叁千——肆千公尺間, 屬 CWbg, 與涂氏之西藏東南區相當, 惟邊界不似涂氏者之簡單, 冬季稍寒, 夏季溫暖, 雨量較 9a 集中。

9c西康山地 高度在叁千——肆千公尺之間，爲 Dw_{b-c}，雨量稍稀，有二高點，一在六月，一在九月，惟不如川、黔之顯著，冬暖夏涼。

9d秦嶺山地 高度在一千公尺以上，爲 Dw_{a-b}，範圍遠視涂氏之區爲畫小，雨量集中八月，冬季寒冷。

(10)西藏高原 屬 ETH，高度在六千公尺以上之高山爲 EFH，包括涂氏之西藏類 a 與 b，全年各月溫度雖不甚高，但冬季猶勝東北類與蒙、新區域，夏季極稱涼爽，最熱月平均猶不足十度，因空氣稀薄，日射強盛，風速強大，蒸發旺盛，景色淒涼，有勝西北沙漠，積雪僅限背風之處。

上述十區，依其性質又可歸納爲三大區：(a) 季風區 包括東北類、華北類、華中類、華南類與海南類。季風交替顯著，夏熱多雨，冬寒少雨雪。爲農業中國之範圍。(b) 內陸區 包括蒙新沙漠區、蒙新山地區及西藏高原區，前二者冬居高氣壓之中心，夏居低氣壓之中心，無季風更迭現象。後者已超出低層大氣運行之上，屬西南反信風之領域，二者均以雨量稀少爲其共同特色。人口稀少，除水草田外，居民多恃游牧爲生。(c) 過渡區 蒙古草原類與華西類屬之，前者冬季在高氣壓之邊緣，夏季海洋季風餘波偶或可及，後者則爲反信風與夏季風消長之所，農牧並重。

【參考文獻】

- | | | |
|-----|-----------|---------------|
| 張其昀 | 東北之氣候 | 地理雜誌四卷六期 中大出版 |
| 程純樞 | 新疆及外蒙古之氣候 | 邊政公論一卷十一、二期 |
| 盧溫甫 | 西北問題 | 科學書店單行本 |
| 陳正祥 | 大戈壁 | 邊政公論三卷七期 |
| 陳正祥 | 河西走廊塔里木盆地 | 中大地理叢刊第四、五期 |
| 章承康 | 吐魯番盆地 | 中大地理叢刊第三期 |
| 鍾功甫 | 準噶爾盆地 | 邊政公論三卷三期 |
| 宋家泰 | 柴達木盆地 | 地理叢刊第六期 中大出版 |
| 胡煥庸 | 黃河志氣候篇 | 商務出版 |
| 盧 鋈 | 貴州氣候之三大特色 | 真理雜誌第三期 |
| 張寶璽 | 四川氣候區域 | 氣象學報十五卷 |
| 王德基 | 漢中盆地氣候篇 | 中國地理研究所出版 |