

中國氣候概論

戚啓勳編譯

李富出版社

目 錄

第一章 中國氣候之支配因子

第一節 地理環境	1
一、地理位置	1
二、地形	1
三、海面狀態	3
第二節 溫度場與氣壓場	6
一、四季之溫度場及氣壓場	6
二、氣壓場與四季之活動中心	11
第三節 基本環流	15
一、概述	15
二、冬季環流	16
三、春季環流	20
四、夏季環流	23
五、秋季環流	32
第四節 氣團	35
一、冬半年之氣團	35
二、夏半年之氣團	45
第五節 氣旋與反氣旋	49
一、鋒與氣旋	49
二、氣旋之平均路徑與頻率	50
三、反氣旋	51
第六節 寒潮	58
一、寒潮之分類	59
二、寒潮之季節分配	61

三、寒潮影響之厚度與涵蓋	66
第七節 颱風	67
第八節 大氣壓力	70
一、氣壓年變化	70
二、氣壓日變化	77
三、氣壓逐日變化	80
第九節 水汽之來源與輸送	86

第二章 中國氣候之特徵

第一節 溫度	91
一、冬季氣溫	91
二、春季氣溫	94
三、夏季氣溫	96
四、秋季氣溫	98
五、四季之劃分	98
六、全年氣溫變化	101
七、氣候之陸性率	105
八、氣溫之日變化與逐日變化	106
九、農業指數溫度	108
十、溫度區	120
第二節 雨量	125
一、年雨量之分佈	125
二、季節變化	128
三、雨日	130
四、雪量與積雪	130
五、降水強度	132
六、降水變率	133
七、雨量區	150
第三節 風向與風速	162
一、風向	162
二、風速	164

第一章 中國氣候之支配因子

第一節 地理環境

地理環境包括：緯度、地形、海面狀態及其與海陸之關係位置等等。由於此種因子能够操縱輻射平衡與大氣環流，因而可決定各地區之溫度場、氣壓場、及濕度場。可見不同之地區出現性質相異之氣團、鋒系、及氣旋；再加上時間因子，乃形成實際之氣候情況。所以我人必須先討論地理因子，而後才能瞭解中國氣候之形態。

一、地理位置

中國位於歐亞大陸之東南部。黑龍江省之最北端到達 53°N ，新疆省之最北邊緣則在 49°N 。另一方面，我國最南之疆土在 4°N 附近，亦即南海之沙母詹 (James Shoal)。中國大陸如將海南島合併計算，南北向自 53°N 至 18°N ，計跨緯度三十五度。最東端為黑龍江與烏蘇里江會合處之 135°E ，最西則達 73°E ，橫跨經度約為六十一度，總面積為九百六十萬平方公里，約佔整個亞洲四分之一，相當於整個歐洲（事實上，我國強烈季風環流之形成及其特性，不僅受歐亞大陸之影響，與赤道以北之非州亦不無關連）。如此廣大之面積，北、西、南三面均與陸地為界，西北部更深入內陸，此廣大之陸地位於全球最大海洋之西邊，相當於亞熱帶之緯度。凡此皆為我國典型季風氣候之構成因子。

以緯度而論，北平在 40°N ，南京在 32°N ，汕頭在南回歸線上。自氣候學上觀點而論，中國主要在熱帶及亞熱帶，僅天山以北，內外蒙古、以及東北是在北溫帶內。比較言之，長江以南之緯度與北非撒哈拉大沙漠之緯度近似，黃河流域之緯度與地中海相當，而遼河流域及內蒙則相當於亞平寧半島、巴爾幹半島、以及德國南部之緯度。黑龍江流域之緯度接近德國及英法之南部，然而彼此之氣候則大相逕庭。我人每有錯覺認為：東北之黑龍江已經非常接近北極，實際上其緯度僅稍超過 50°N 。由此可見緯度僅不過氣候控制因子之一種而已！

二、地 形

中國之地形極為複雜。其間有高山峻嶺，亦有遼闊之平原，對於形成中國之氣候居於極重要之地位。大體言之，自大興安嶺向南延伸至廣西百色之一線劃分高地與低地。此線以東，夏季風盛行，故較濕潤；此線以西則較乾燥，或高原氣候區。

據氣候之觀點，中國之山脈可以分成兩類：一類為近似東西走向；另一類為自東北

至西南。除此而外，青海西藏高原與蒙古高原亦為重要因子。山脈之東西走向者，包括北部之天山及陰山，中部之崑崙山，及南部之南嶺山脈。此種山脈均為重要之氣候分界線。天山橫貫新疆中部，一般海拔略低於 5000 公尺，故而將全疆分為塔里木盆地及準噶爾盆地兩部份，各有其不同之氣候型。東邊之博格達山為土魯番窪地之北界。陰山高度不足 2000 公尺，其南坡較陡，北坡則比較緩和。

崑崙山脈幾乎與秦嶺相連，不僅為中國氣候之重要分界線，亦為自然地理劃分線。崑崙山之西部海拔約 8000 公尺，南坡併入西藏高原，高度超過 5000 公尺。崑崙山脈到達新疆、青海邊境時逐漸下傾，故自青海高原觀看較為平坦，海拔為 4000 公尺。到達甘肅及陝西之南部，高度降為 4000 公尺；延伸至四川與陝西邊境時，相對高度超過 1000 公尺，乃成為東西走向之秦嶺。秦嶺之主峯在渭水河谷，海拔約 3000 公尺，至河南西部與伏牛山相接，海拔為 2000 公尺，仍為西北至東南之走向，其東部抵達南陽及信陽時突告中斷，該處稱為「南信山隘」，為南北向氣流之重要關口。再向東南延伸，即成為桐柏山及大別山，沿湖北、河南、及安徽之邊境蜿蜒而行，高度不足 1500 公尺，抵達湖北之廣濟轉向東北，成為鑿山與嘉山間之丘陵地帶，即所謂「淮陽山系」。

南嶺之平均海拔不足 1000 公尺，即使最高之山峯高度也在 1500 公尺以下。南嶺山脈向各方延伸，地形複雜，遠不及秦嶺之完整，南嶺之較高部份沿廣西及湖南之邊境自西徂東，到達湘桂鐵路之全縣附近即改變為自北向南之都龐嶺及越城嶺。再向東則走向更為紊亂，湖南、廣西間有河伯大山、都龐嶺及越城嶺；湖南、廣東之間有騎田嶺；江西、廣東間為大庾嶺及九連山。此等山系雖然高度不大，但在氣候上仍具有重要之阻隔作用。

自東北走向西南之華夏山系為阻擋東南季風深入內陸之要角，大體上為東邊濕潤氣候與西邊乾燥氣候間之分界線。此一山系分為兩部份：東邊部份包括長白山，為本山系中最高之山脈，海拔超過 2700 公尺，其餘諸山脈均不過 1000 公尺或不足，個別之山峯只有泰山、天目山、戴雲山超過 1500 公尺。然以臨海之低地不足 200 公尺，故而此等山嶺之相對高度仍相當大，以其靠近海岸，對於阻止水汽之輸入功效卓著。

西邊諸山脈自北邊之大興安嶺伸出，經太行山、長江峽谷兩旁之山嶺，循貴州高原之東緣向南到達廣西之瑤山。此一連串高山形成蒙古高原、山西高原、以及貴州高原之邊緣。東坡均甚陡峭，而西坡則相當緩和，平均海拔在 1000 公尺至 2000 公尺。北部諸山較南部諸山為高，形成南方氣流進入內陸之第三道防線。

西藏高原之北緣為崑崙山所圍繞，南緣有喜馬拉雅山，西端為帕米爾山脊。此一高

原計包括：西藏、青海、甘肅之西南角、四川之西北部、以及雲南之北部，總面積為兩百萬方公里，約佔全國總面積十五分之一，一般海拔約為3000公尺至5000公尺，若干高峯超過7000公尺，在我國地形上佔極重要地位，即以全球而言，亦不容輕視。蓋以此高原面積之廣與海拔之高，不僅能阻止印度洋上之暖氣流進入內陸，且足以控制整個氣柱下面一半質量之運行。高原本身即為一特殊氣候區，對整個東亞氣候產生重大之影響力。

喜馬拉雅山在 96°E 附近有一顯明之轉向，亦即在布拉麻布脫拉河上游之折向處，突然改變為南北走向，造成四川及雲南西部之橫斷山脈。橫斷山脈包括高黎貢山、怒山、大雪山等名山，中間則有迺立開江、恩梅開江、怒江、瀾滄江、以及金沙江等大川。金沙江以東則有沙魯里山及大雪山，此等高山海拔均超過 4000 或 5000 公尺，部份高峯竟達6000公尺以上。橫斷山脈之高度自北向南逐漸減低，到達大理及騰衝時已不足3000公尺，但仍能阻礙孟加拉灣之氣流在較低大氣層中竄入我國。

我國之地形大抵均為自西向東傾斜，唯有北疆之準噶爾盆地則屬例外，係自東向西傾斜。天山與阿爾泰山之間有三處山隘，為北極氣團主要之入口。水汽因為能自北極海輸入，所以北疆之西部較濕潤，而中央則較乾燥。

在秦嶺與賀蘭山之間，有一條長度超過1000公里之狹長地帶，自東南向西北延伸，即所謂「河西走廊」，為冬季冷氣流進入東南方之主要路徑。

在地形上，平原佔全國總面積之 12%，盆地佔19%，丘陵10%，高原 23%，高地 33%。此等地理形態均為決定我國氣候之基本因子。

三、海面狀態

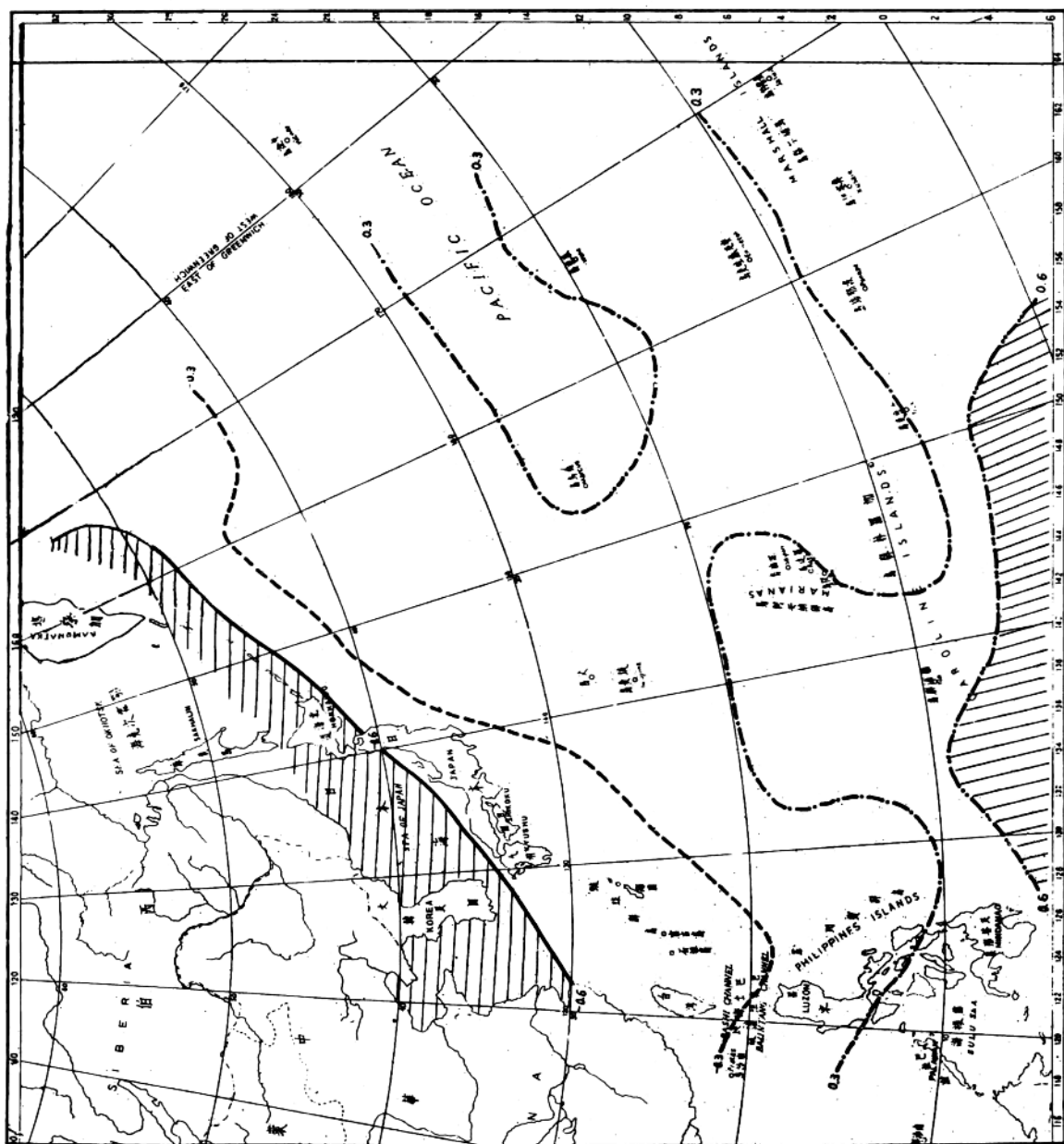
來自海洋之氣團，當初因與海面溫度不同而產生物理變化，到達陸地上後亦有同樣情形。此種因海洋而產生盛行氣團之物理變化，主要由於海面與空氣之溫度差所致。可見凡在暖洋流或冷洋流比較活動之地區，對氣候之影響亦較為顯著。

我國近海只有一支洋流，亦即「臺灣暖洋流」（黑潮），為北赤道洋流之一延伸部份，到達呂宋島東岸時折而向北，至臺灣東岸再轉向東北，而後經琉球羣島奔向日本。當此一洋流到達日本本州之中部時，偏離海岸流向東方。一般而論，暖洋流對於陸地上氣候之影響以冬季最具威力。然以中國之冬季風自陸地吹向海洋由於長江以北之海岸線彎向西邊，所以此股暖洋流並不如北美墨西哥灣流之緊靠陸地，不能直接增加陸上氣候之溫度及濕度。話雖如此，當黑潮流向日本東方時可產生相對之暖區；且因對馬支流（Tsushima branch current）對冬季極地海洋氣團之變性居於相當重要之地位，因而產生相對之高溫區。我國除東北地區外，冬季甚少受極地海洋氣團之影響，日本北部

工
圖



夏季(6、
7、8月)
海水溫度與
氣溫之等差
區分佈〔13〕



東岸流出之親潮冷洋流對中國氣候之直接影響更微。(圖 1)

由於受冷暖洋流之影響，海面溫度與氣溫之差別不斷在改變。例如日本之橫濱與美國西岸之舊金山太致在同一緯度，但橫濱因受黑潮暖洋流之影響，而舊金山則受加利福尼亞冷洋流之影響，海水溫度與空氣溫度差迥異。週年內只有六月下旬至八月上旬橫濱之氣溫高出海水溫度 ($\Delta T \sim 1.5 \rightarrow 2.0^\circ \text{C}$)，其餘十個月內海水溫度均高於氣溫，一月份之相差最大，可達 15°C 。另一方面，舊金山之海水溫度與氣溫相差全年均甚小，自三月中旬至十月中旬氣溫稍高於海水溫度，其餘半年則海水溫度略高於氣溫。(圖 2)

表 1 中國諸海四季中海水溫度與氣溫之相差 ($T_s \sim T_a$) ($^\circ \text{C}$)

月 份	南 海	東 海	黃 海	渤 海
12, 1, 2	1-2	3-5	2-4	2-3
3, 4, 5	0.3-0.6	0.3-1.0	<0.3	<0.3
6, 7, 8	-0.3-0.3	-0.3-0.6	-0.6	-0.6
9, 10, 11	0.3-0.6	0.6-1.6	1-2	1-2

表 1 內之差額均有兩個數字，凡絕對值較小者均表示較靠近中國海岸之差數。例如日本海及本州以東之海洋上，冬季氣溫與海水溫度相差 5°C ，愈接近中國海岸則相差愈少。臨近東海岸時，相差已不足 3°C 。以一般之季節情況言，夏季之海洋對陸地產生冷卻作用；其他季節則海洋對陸地有增暖效應，冬季更加顯著。此種效應必須同時考慮四季之盛行風始易理解，以下論述溫度場中將可以看出。

第二節 溫度場與氣壓場

大氣溫度為氣候特性之一種構成因素，我人論述溫度變化之分佈，應以各種氣候要素之資料為依據，例如大氣環流等等。就氣候過程之本質而言，任何要素均與其他要素相關聯，因此，想要從原因分析出結果非常困難。為便於討論大氣環流，應首先研究海上之溫度分佈，地形亦作為一種要素處理；全國溫度分佈之規律性則將在第三章內再加以討論。海上氣壓場之分佈以同樣方式處理之。

一、四季之溫度場及氣壓場

一月份之等溫線(圖 3)可用以代表冬季之溫度場。冬季之等溫線一般均與緯度平行，顯然表示冬季分佈主要受太陽輻射梯度所支配。話雖如此，等溫線中仍有若干顯著

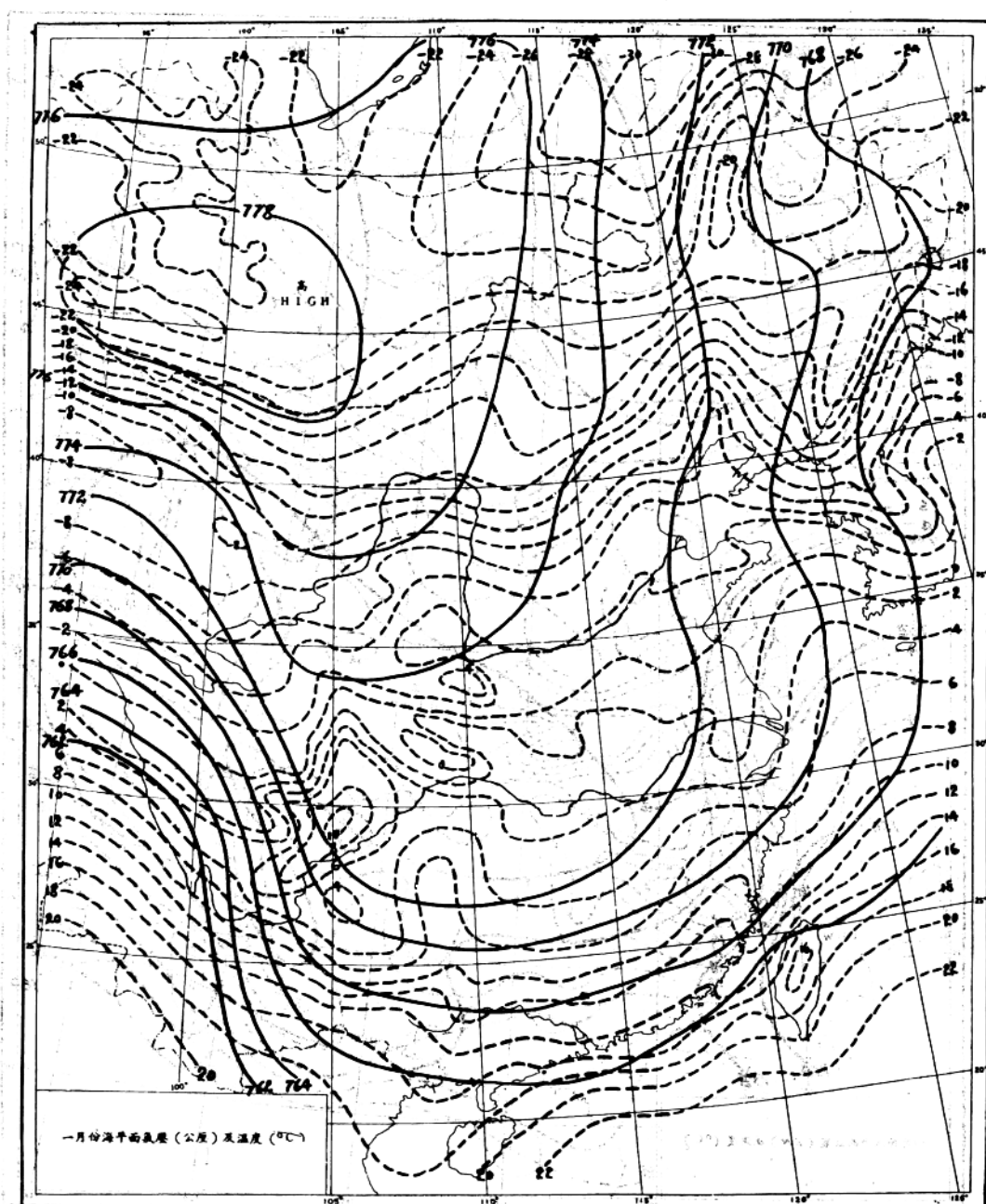


圖 3 冬季 (一月) 之海平面氣溫 ($^{\circ}\text{C}$) 及海平面氣壓 (公厘)

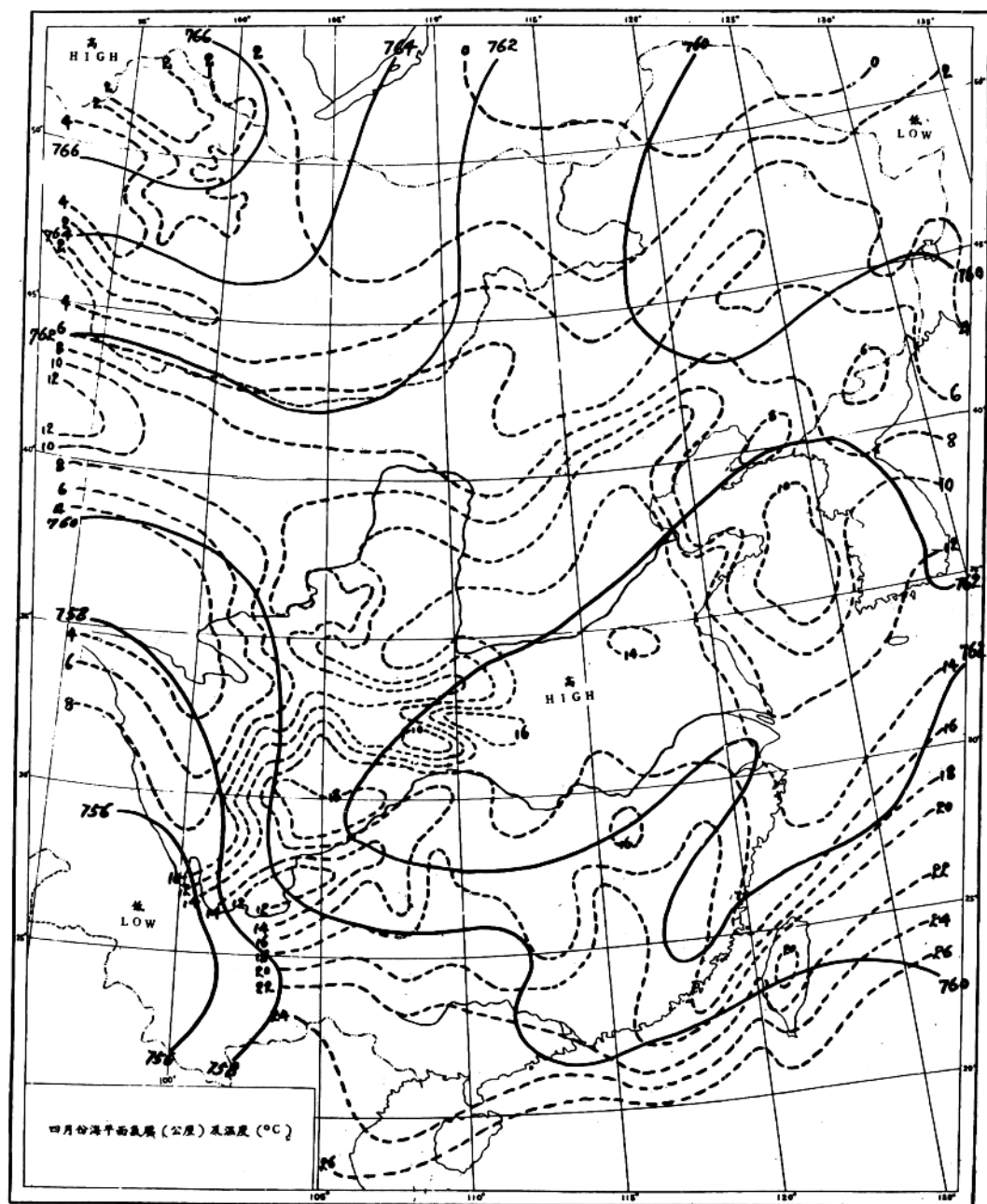


圖4 春季(四月)之海平面氣溫及氣壓

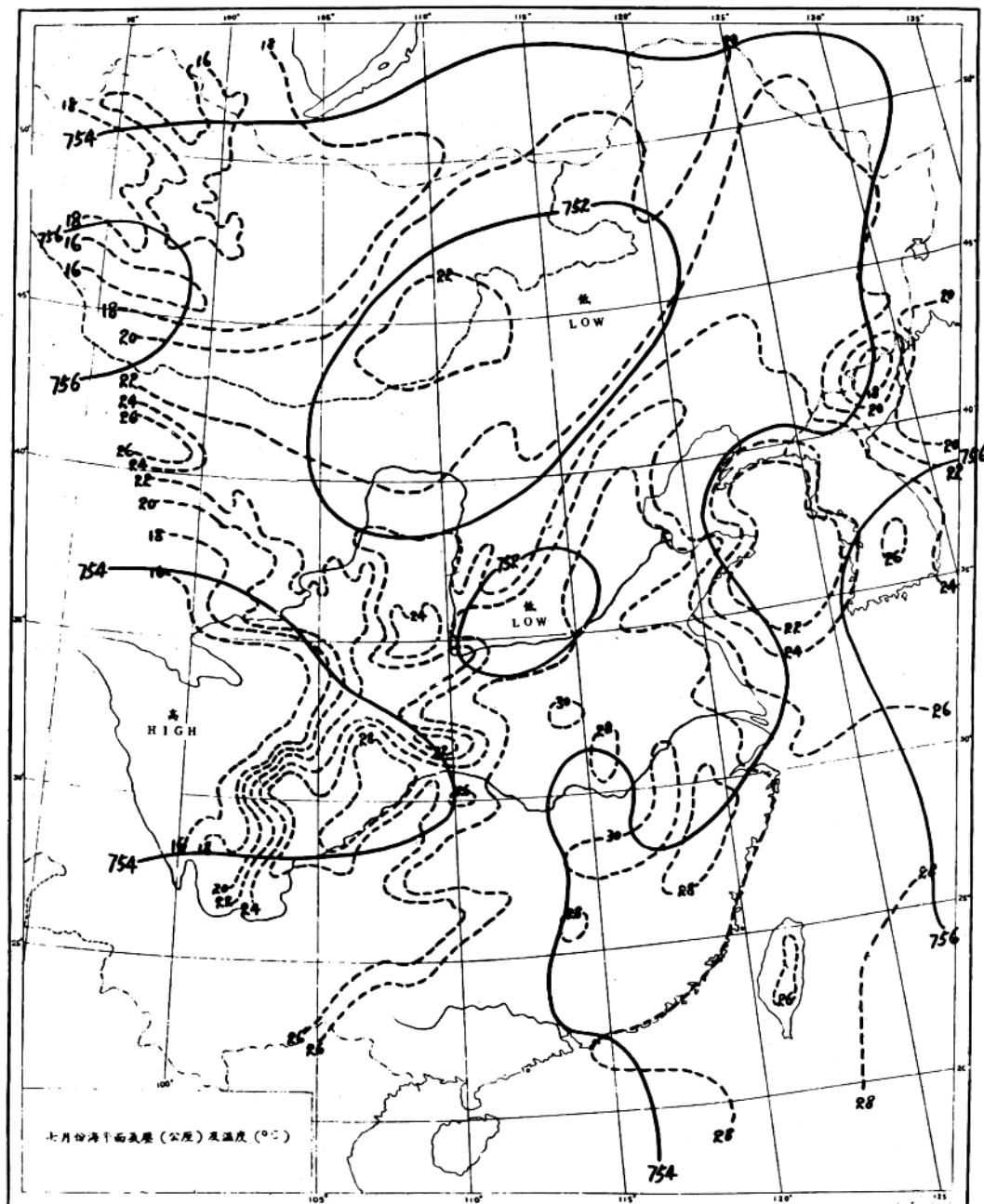


圖5 夏季(七月)之海平面氣溫及氣壓

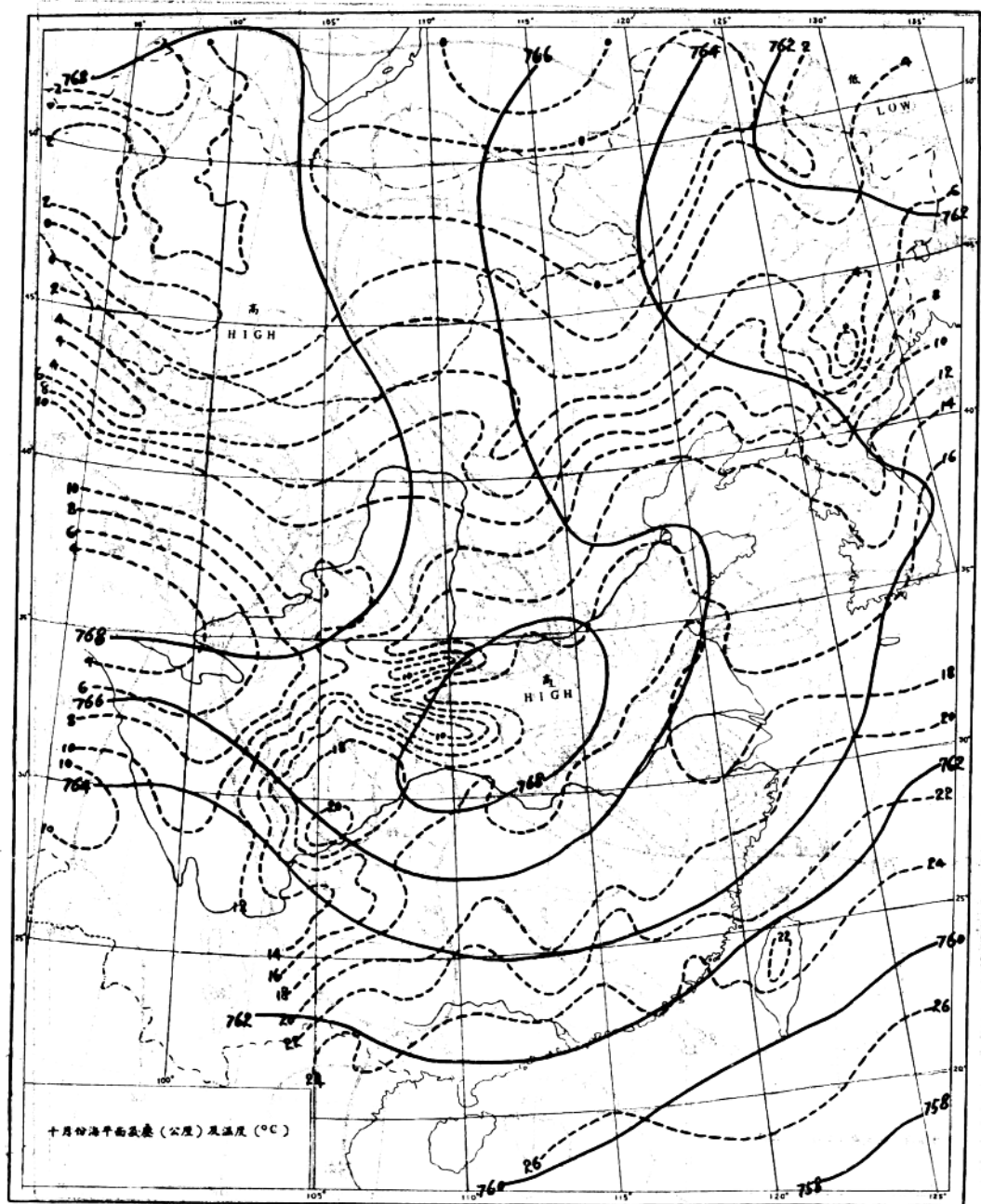


圖6 秋季(十月)之海平面氣溫及氣壓

之彎曲，而等溫線之間隔亦不均勻，此為地形之崎嶇性以及路徑不同之後果，以下將再加論述。

春季中因四月份之等溫線（圖4）顯然與冬季不同，密度低減，此其一；東部平原上等溫線轉向海岸線，此其二。愈近海岸，等溫線愈近似南北向。此種改變中國北部比南部更為明顯，等溫線變稀顯然為太陽輻射梯度減弱之結果，等溫線方位之改變則為海陸熱力效應不同因輻射梯減小而產生之後果。

夏季之溫度場（圖5）有一重大轉變。由於南北向輻射梯度極小，所以溫度之經向梯度幾乎相等，等溫線顯得非常稀少，等溫線與沿海岸之等高線相平行。但在北方內陸，因受海洋性季風之影響極為輕微，故而等溫線仍為東西向。

十月份之等溫線（圖6）重新轉回與緯度平行，東部大平原上，等溫線大致與經度一致，近似春季之情況，但較不顯著。溫度梯度亦較春季為大。十月之溫度場倘與四月相比較，則十月與冬季較接近，蓋十月之環流型比較接近冬季。

表2表明冬季之經向溫度差最大，夏季之差數僅冬季十二分之一至六分之一，為週年中最小者。愈近海岸，南北向之溫度差愈小。十月及四月雖然同為交替季節，但春季之溫度差却較秋季為大，此對於各月氣旋之分佈具有重大之影響（見表13）。

表2 20°N與50°N之間經線上溫度差之估計

	一 月	四 月	七 月	十 月
110° E	35°	24°	6°	21° C
120° E	48°	28°	4°	22° C

二、氣壓場與四季之活動中心

舉凡季風環流性之方向與速度，盛行氣團之源地及稟性，以及鋒系、氣旋、反氣旋之移行等等，基本上無不直接受四季活動中心所支配。論述中國氣候之構成因子，必須首先說明週年內各月活動中心之位置改變（圖7）

(一)冬季 在冬季，強烈之外蒙古高壓控制整個大陸，龐大之阿留申低壓在北太平洋上徘徊，前者為大陸反氣旋經常駐留之地區，亦為大陸季風氣團之輻散中心；後者則為來自西方之氣旋相會地，中心穿過平均鋒帶。此兩中心之位置進退直接產生天氣之不規則性，因而成為操縱我國冬季氣候之因子。

此時，北太平洋之副熱帶高壓局限於南方20°—30°N之一狹小地帶，中心偏向太

平洋之東南隅，靠近北美之西海岸。此一中心對我國冬季氣候之影響不大。

一月可用以代表冬季，當蒙古高壓到達鼎盛時期，1035毫巴之高壓中心位於外蒙至貝加爾湖，整個亞洲在其控制之下，歐洲之中部及東部亦受其影響。其時，阿留申低壓之中心為1000毫巴，移向西南方，位於 $48^{\circ}-53^{\circ}\text{N}$ ， $170^{\circ}-177^{\circ}\text{E}$ ；1005毫巴線東邊到達阿留申羣島之東方頂點，最外圍之1015毫巴線南邊伸展至 28°N 、 165°E 。因此，當時副熱帶高壓很弱，甚至在西太平洋上不能偵出其存在，微弱之1020毫巴中心靠近北美之西南岸，徘徊在太平洋之東南部。

二月之情況與一月相比較並無重大之改變。三月份，蒙古高壓及阿留申低壓均已減弱，外蒙高壓之中心氣壓已降至1027.5毫巴，並移至蒙古之西邊，阿留申低壓之中心升高至1005毫巴，位置變動甚微，最南邊之合圍等壓線已移至 32°N 。副熱帶高壓開始相對增強，中心氣壓增為1022.5毫巴並向西移， 25°N 之1017.5毫巴線向西伸至 158°E ，與一月份之情況相比較，西伸約經度 37° ，但形勢仍屬冬季型。

我國冬季氣壓形勢初見於十月，十一月始趨穩定。大陸高壓之1030毫巴合圍等壓線乃經久駐在外蒙與新疆間，冷氣流自該點輻散遍佈全國，1000毫巴之阿留申低壓合圍中心向東北方延伸，到達阿拉斯加海外，低壓槽穿透至我國之東北地區。至十二月，大陸高壓已增強，氣壓形勢與一月相似，1035毫巴中心圈到達貝加爾湖西南方。此時，阿留申低壓增強，並推向中國，1000毫巴之中心合圍線正好在阿留申羣島。此兩個月內，副熱帶高壓繼續至大洋之東南部，對中國氣候甚少影響。

(二)春季 春季為冬季至夏季之交替季。由於溫度之上升，大陸高壓及阿留申低壓均變弱。此際太平洋上之副熱帶高壓逐漸增加，已能影響我國，大陸低壓開始在黑龍江下游及印度恒河下游形成。所有這些中心均參與春季內天氣之活動。前面兩個中心減弱，而後面兩個中心增強，並逐漸移入內陸。

四月可用以代表春季，大陸高壓變為極弱，中心(1020毫巴)移至新疆之西北部及西伯利亞之西部。黃河南部已不再為其控制，但仍受影響。中心由大陸氣團組成之一小高壓(圖4)在東海上形成。阿留申低壓亦減弱，其外形萎縮。由於大陸高壓之西退與減弱，阿留申低壓之合圍1010毫巴線伸向黑龍江口，成為夏季大陸低壓之源地。此與低壓不斷經過該處之情況相關連。從四月開始，副熱帶高壓之勢力向各方擴展。 30°N 處1022.5毫巴線自 142°E 伸至 175°E ，1017.5毫巴線已到達日本東南方之洋面上，1015毫巴線深入西北，自東海及黃海伸入中原，包括當時之大陸高壓區。可見中國形成一鞍式氣壓區，中心在黃河河套一帶。以運動學觀點則為一變形場，有一半穩定性之鋒帶顯然在黃河上游與黑龍江口間形成(圖4)。

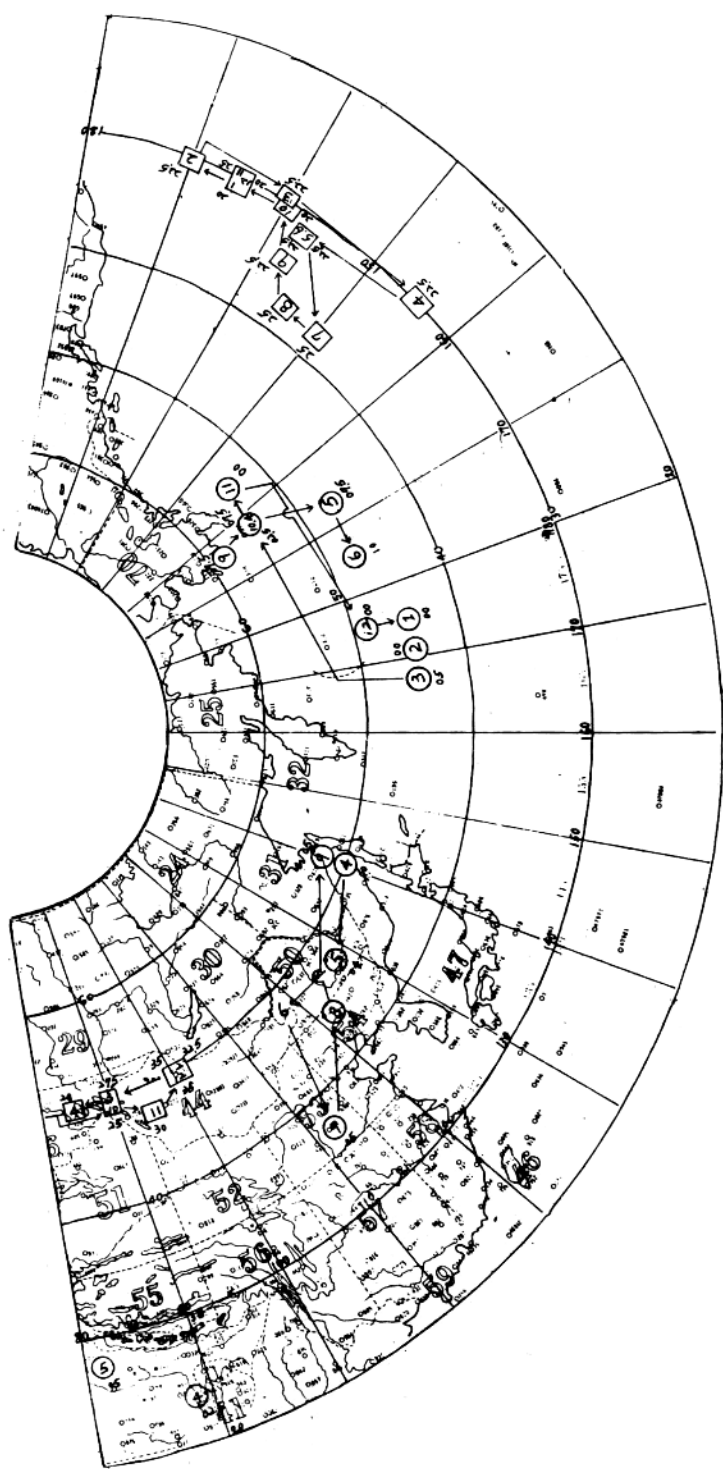


圖 7
東亞氣壓
場中活動
中心之移
動及變化