

大气环流的若干基本问题

叶笃正 朱抱真

科学出版社

大气环流的若干基本問題

叶篤正 朱抱真

(中国科学院地球物理研究所)

科学出版社

1958

内 容 提 要

本書綜合評述了过去對於大气环流若干基本問題的主要研究成果,然后在这些研究成果的基础上,对一些重要的問題作了进一步的研究和比較全面的探討。

書中首先对所观测到的北半球大气环流的主要事实予以概括的描述,提出了大气环流中存在的重要問題,然后分別对其中若干基本問題的理论探討予以总结和研究。这些問題一方面是主要的平均环流,包括准地轉运动、平均緯向环流、水平环流、經圈环流、西風急流与溫度場的形成和維持問題,以及作为大气环流状态短期变化的長波不穩定問題。另一方面是大气环流中主要物理量的平衡,包括角动量平衡、动能平衡和热量平衡問題。从这些問題的討論中試圖闡明大气环流主要事实的本質,並提出作者对解决这些問題的一些看法。最后並將这些問題的相互关系进行了探討,說明大气环流本身如何形成一个内在統一的整体。

本書可供气象研究工作者及大学气象專業教学工作在工作上的参考。

大气环流的若干基本問題

著 者 叶 篤 正 朱 抱 眞

出版者 科 学 出 版 社

北京朝陽門大街117号
北京市書刊出版業營業許可証出字第061号

印刷者 北 京 西 四 印 刷 厂

总經售 新 华 書 店

1958年8月第一版

1958年8月第一次印刷

(京)0001-1,500

書号:1298 印張:10 1/4

字数:230,000

开本:787×1092 1/16

定价:(10) 1.60元

目 录

序 言	(1)
第 一 章 北半球大气环流的主要观测现象	(2)
§ 1. 平均緯向环流	(2)
§ 2. 平均的水平环流	(7)
§ 3. 平均經圈环流	(12)
§ 4. 对流層下半部的平均垂直运动場	(16)
§ 5. 平均溫度場	(16)
§ 6. 大气环流的年变化和季节的交替	(17)
§ 7. 大气环流状态的短期变化和环流指数	(23)
§ 8. 大气环流中的几个主要問題	(28)
第 二 章 控制大气环流状态的几个基本因子	(31)
§ 1. 大气本身的特殊尺度	(31)
§ 2. 太陽輻射能	(31)
§ 3. 地球的自轉	(32)
§ 4. 地球表面的不均匀性	(33)
§ 5. 地面摩擦	(34)
第 三 章 准地轉运动	(35)
§ 1. 运动尺度理論	(35)
§ 2. 准地轉运动生成的物理原因	(36)
§ 3. 气压場和風場的适应	(38)
§ 4. 运动的空間尺度和緯度对于适应的作用	(40)
§ 5. 地轉偏差的量級	(43)
第 四 章 东西風帶、經圈环流与西風急流的生成	(44)
§ 1. 从溫度場討論东西風帶的形成	(45)
§ 2. 动量源匯和热量源匯对平均經圈环流生成的作用	(46)
§ 3. 大型渦旋的尺度对經圈环流的作用	(49)
§ 4. 东西風帶和經圈环流生成的一个非綫性模式	(51)
§ 5. 关于东西風帶和經圈环流生成的机制	(52)
§ 6. 急流的形成——水平大型渦旋混合理論	(53)
§ 7. 急流的形成和維持——大型渦旋輸送理論	(54)
第 五 章 关于西風帶平均槽脊的形成	(57)
§ 1. 北半球上地形和热源、热匯的分佈	(57)
§ 2. 大尺度热源扰动理論	(60)
§ 3. 大尺度地形的微扰动理論	(62)
§ 4. 大地形的有限振幅扰动理論	(63)
§ 5. 大地形的小扰动和有限振幅扰动理論的比較	(65)
§ 6. 地形扰动的模型試驗	(66)
§ 7. 大尺度地形和热源对西風帶的共同作用	(67)
§ 8. 地面摩擦的作用	(70)

第六章 平均溫度場的形成理論	(72)
§ 1. 輻射和湍流对溫度場形成的作用	(73)
§ 2. 海陆热力特性对溫度場形成的影响	(75)
§ 3. 水汽凝結和动力因素的影响	(77)
第七章 長波和長波的不穩定	(78)
§ 1. 長波的移动	(78)
§ 2. 長波能量的傳播	(79)
§ 3. 不穩定的分类	(81)
§ 4. 不穩定波的結構及其發生的物理过程	(84)
§ 5. 波动的能譜	(86)
§ 6. 关于不穩定理論的进一步探討	(87)
第八章 大气中角动量的平衡	(89)
§ 1. 角动量平衡方程	(89)
§ 2. 地球和大气之間的应力和角动量的交換	(90)
§ 3. 角动量的渦旋輸送	(95)
§ 4. 角动量水平輸送的物理机制	(97)
§ 5. 經圈环流的作用	(99)
§ 6. 緯圈环流的季节变化	(101)
§ 7. 緯圈环流維持的机制	(103)
第九章 大气中动能的平衡	(105)
§ 1. 平均运动場的动能平衡方程	(105)
§ 2. 对流層下半部平均运动場中的动能制造与消耗	(106)
§ 3. 大气动能的上下和南北的傳送	(110)
§ 4. 能量轉換方程	(112)
§ 5. 大气环流中的能量循环	(115)
第十章 大气中的热量平衡和水分平衡	(119)
§ 1. 热量平衡方程	(119)
§ 2. 高低緯度間可感热量的輸送	(120)
§ 3. 高低緯度間凝結潜热的輸送和水分的輸送	(121)
§ 4. 平均經圈环流对热量輸送的作用	(122)
§ 5. 热量輸送的經向分布	(123)
§ 6. 热量的垂直輸送問題	(125)
第十一章 总結——大气环流的內在統一	(127)
§ 1. 大气环流中主要成員的相互关系	(127)
§ 2. 大气环流中主要物理量平衡过程的相互关系	(129)
§ 3. 今后的工作	(133)
参考文献	(135)
Contents	(145)
Abstract	(147)
Legends	(157)

序 言

大气环流所包含的内容是比较广泛的,一般所说的大气环流的对象是有关大范围的大气运行现象,它的水平空间尺度在数千公里以上,垂直空间尺度是10公里以上,时间尺度是1—2日以上。这种大尺度大气运动的现象很多,它们构成大气运行的基本状态,不但影响天气的类型及其改变,也影响了气候的形成。因此关于大气环流的研究是极端重要的,并具有重大的实际意义。

我们知道气象学的主要目的在於認識大气的物理过程以便进行天气预报和气候形成的了解,最后达到控制天气、改造气候的理想。如果把天气预报从半經驗和外推的方法进一步發展为精确和客观的方法,我們就必须对控制大范围运动的具体的物理过程和因子予以了解。在复杂的大气运行和天气变化中找出主要的因子,建立现实可用的描写大范围运动的模式,對於天气预报工作特别是数值预报工作便提供了可靠的物理根据。而大气环流问题的研究正担負了这个任务。另外要更有效地利用气候资源,必須对气候形成过程和气候形成因子进行深刻的了解,在这个问题中大气环流的研究也具有極重要的作用。

人們开始研究大气环流虽然很早,但是对它的了解到40年代以后才比較明确。这是由於过去对大气的实际認識很不完全,而理論又脱离实际所造成的。近年来高空探測站迅速增加,气象学者們對於大气环流进行了很多的觀測事实的分析,对三度空间大气的状态和运行的根本特性有了深刻的認識,从而建立了能够和实际相联系的理論。近年来新鮮事物發現得很多,理論研究也更广泛深入。这些研究所得的結果已对天气预报以及气候形成等问题作出了重要的貢獻,同时也还存在着許多重要的問題,對於这些問題不同的作者还有着不同的看法。因此在这个时候對於大气环流的若干主要問題作一个总结性的評述、討論和研究是适宜而有用的。

在本文中我們將首先对大范围大气运行的基本状况和重要现象予以概括的描写,然后从理論上對於若干重要现象形成的物理过程和因子給予定量或定性的討論,並說明它們是如何的相互关联与相互作用成为一个內在統一的整体。

在本文初稿完成后,作者曾於1957年7—9月在中国气象学会北京分会学术演講会上作了报告,得到到会同志的許多宝贵意見,經补充修改后全稿於1958年5月底完成。在整个工作过程中,作者曾和顧震潮同志作了多次有益的討論,特誌謝意。

第一章 北半球大气环流的主要观测现象

由於近年來高空探測事業的發展,尤其是在近三、五年以來在中國增加了許多探空和高空風觀測站,使得我們對北半球整個範圍的大型運動的基本狀態有了相當程度的了解。在這一章中我們將把人們近年來所發現的有關北半球大氣環流的重要的觀測事實簡單地總結一下。並且根據這些事實提出大氣環流中若干主要問題。

§ 1. 平均緯向環流

大氣環流的最基本的狀態是盛行着以極地為中心而旋轉着的緯圈方向的气流,也就是說緯向環流在整個大氣里是居於主導地位,因此我們可以首先討論平均緯向環流的垂直剖面。

圖 1.1 是 Mintz^[1]所作的 1 月和 7 月沿整個地球上各經度平均的緯向環流的垂直剖面圖。我們可以看到明顯的風帶分佈,在北半球近地面北極區冬夏都是一個東風帶的薄

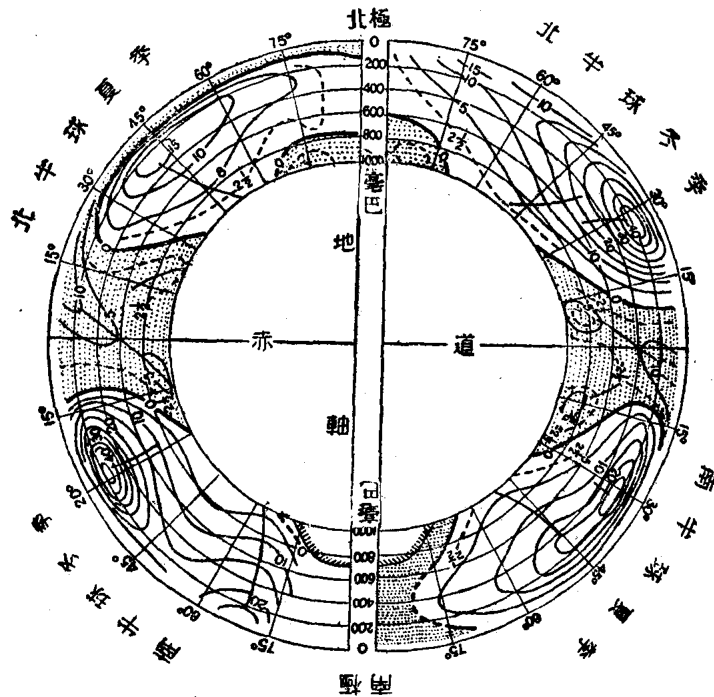


圖 1.1 冬季和夏季根據所有經度平均的緯向風(等風速綫單位為米·秒⁻¹)^[1]

層,它的厚度夏季要比冬季薄。東風風速在冬季約 2 米·秒⁻¹,夏季減弱約 1 米·秒⁻¹。在中緯度從地面向上都是西風,它在緯距上的寬度隨着高度而擴大。西風強度隨着高度增加,在冬季它的最大值位於北緯 27° 的 200 毫巴高空。風速約為 40 米·秒⁻¹。在夏季它的最大值北移,位於北緯 42° 的 300—200 毫巴之間。在夏季 50 毫巴以上全為東風,在冬季則比較複雜。

以上是所有經度上的平均值，它們显示了緯圈环流是最基本的状态。但是实际上緯圈环流在不同的經度上情况还不相同。下面我們要选几个有代表性的一定經度上的剖面，討論一下它們的不同情况。

(1) 亞洲——關於亞洲的剖面有过很多研究，如叶篤正^[2]，Chaudhury^[3]，謝义炳和陈玉樵^[4]，Mohri^[5]，仇永炎^[6]，鄔鴻勳与陈隆勳^[7]等。圖 1.2 是仇永炎所作的 1951—1955 年东經 140° 的 1 月平均剖面。在这里西風急流的位置是在北緯 32° 的 250 毫巴左右，速度極为强烈，大約为 78 米·秒⁻¹，是北半球上最强的急流。

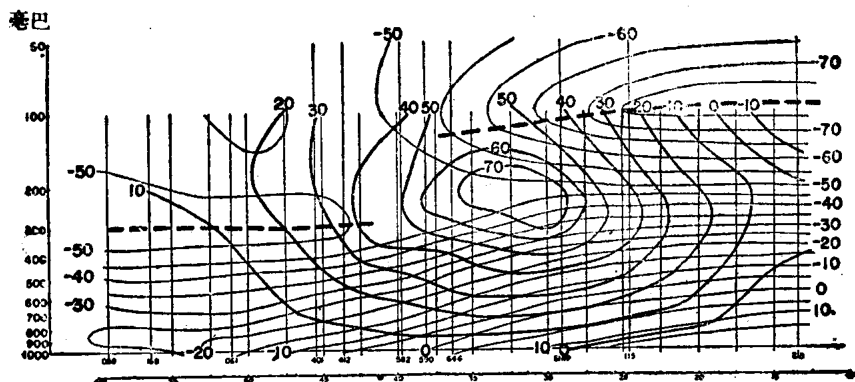


圖 1.2 1951—1955 年五年 1 月份东經 140° 的平均剖面圖。实綫为等緯向風速綫，間隔为 10 米·秒⁻¹；
虛綫为等溫綫，間隔为 5°C；粗綫为对流層頂^[6]

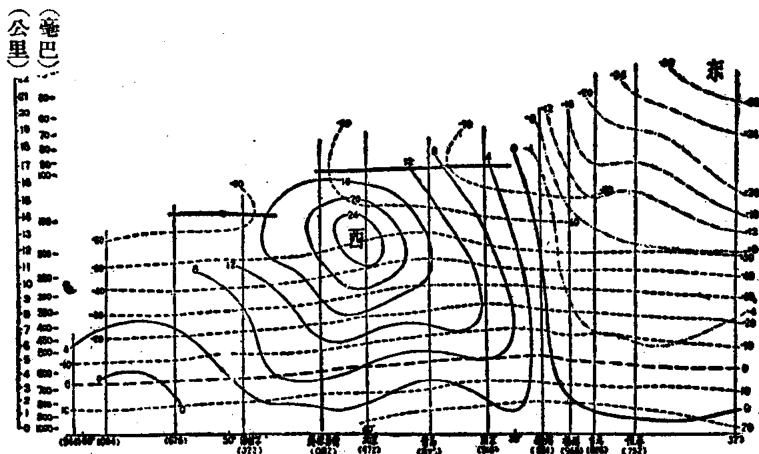


圖 1.3 1956 年 7—8 月份东經 120° 的平均剖面圖。实綫为等緯向風速(米·秒⁻¹)，
虛綫为溫度(°C)^[8]

圖 1.3 是陶詩言和陈隆勳^[8]所作的 1956 年夏季东經 120° 的剖面，这里的夏季急流在 40° 的 150 毫巴左右，强度在 25 米·秒⁻¹ 以上。比冬季減弱了 1/3，在副热带有一最大东风帶。

(2) 北美洲——關於这个地区，尤其是沿西經 80° 的平均剖面的研究也比較多，最早的为 Willett^[9]，随后为 Hess^[10]，最近的是 Kochanski^[11] 所作的 1948—1951 年沿西經 80° 的平均剖面，圖 1.4 是 1 月的情况。在这个圖上我們看到中緯度急流的位置在北緯 37° 与 42° 之間，高度为 10—12 公里，强度为 50 米·秒⁻¹ 以上，这个急流有分为两个的趋势。在北緯 20°，高度 27 公里左右有一副热带东风急流，强度为 20 米·秒⁻¹ 以上；这是东經 140°

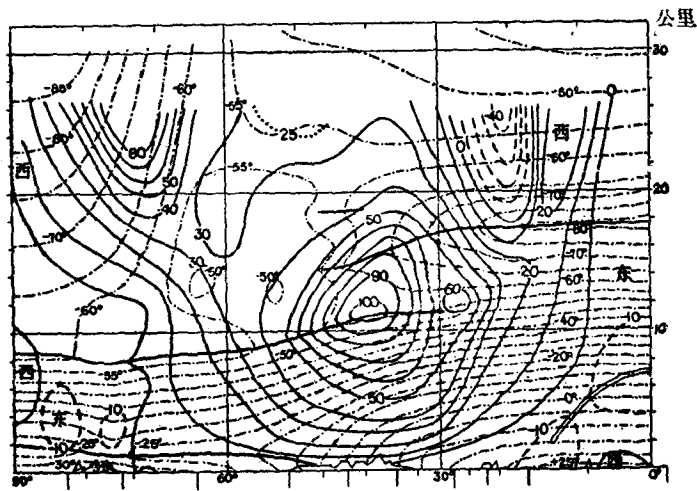


圖 1.4 1 月西經 80° 的平均剖面圖。細實綫為西風風速，虛綫為東風風速(單位: 哩·小時⁻¹)，破綫為溫度(°C)，粗實綫為對流層頂^[11]。

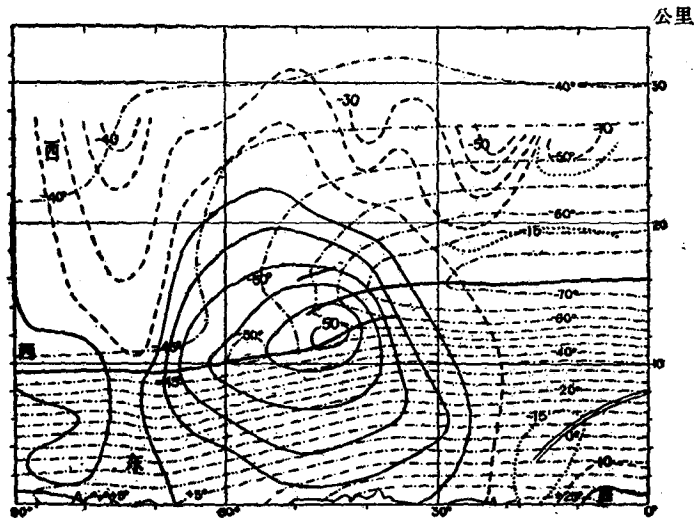


圖 1.5 7 月西經 80° 的平均剖面圖^[11] (說明如圖 1.4)

的剖面上所沒有的。此外應特別提出的是 25 公里以上高緯度的西風急流，通常稱它為極地黑夜急流，其強度至少與中緯度的急流相當^{*}。

圖 1.5 是 Kochanski 的 7 月平均剖面圖。和 1 月最大不同的地方是在極地高空，這里原是西風急流，現在成了東風急流，強度在 20 米·秒⁻¹ 以上。此外中緯度西風急流減弱，中心速度比冬季小了一倍，並向北移。副熱帶的東風急流冬夏無大變化。

(3) 歐洲——關於歐洲的平均剖面的研究很少，過去有 James^[12]，Johnson^[13]，Gilchrist^[14]，Hubert 和 Dangel^[15] 的剖面，但這些剖面都只是個別年份的情況。我們現在將後者的 1952 年 1 月由挪威德琅索 (Tromsø) 到西非洲的達喀爾 (Dakar) 沿西歐低壓槽槽

* 這個急流的生成是因為冬季在極地自地面到很高的高空都不見陽光，造成極地高空低溫所致。

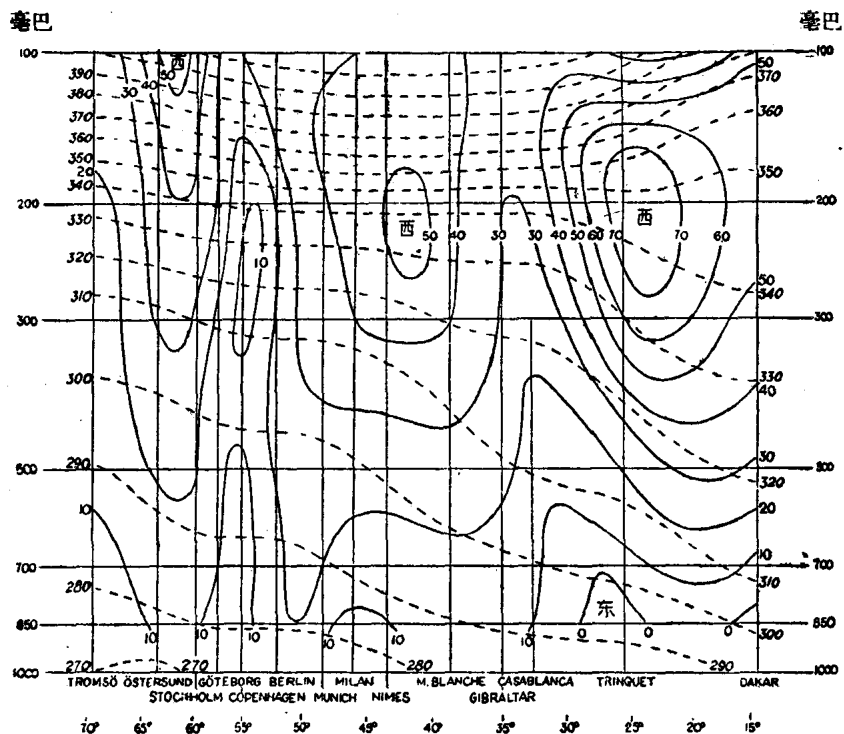


圖 1.6 1952年1月由挪威德琅索到西非海岸达喀尔的平均剖面圖。实綫表示地轉風速(米·小时⁻¹),断綫表示位温(°A)^[15]

綫上所作的剖面圖作为例子(圖 1.6)。从这个圖上我們可以看到也是有兩支急流,而低緯的更强些,大約在北非北緯 24° 为 35 米·秒⁻¹ 以上。急流的位置和强度都和 Namias 及 Clapp^[16] 的 1 月平均圖相合。这个低緯度的急流在 Johnson, Gilchrist 的圖上都曾出現(但 James 的圖上則只有中緯度急流)。

另外在極地平流層上(北緯 62°, 100 毫巴上)也有一个 25 米·秒⁻¹ 以上的極地黑夜急流。

在所有的剖面上我們都可看到:無論冬季或夏季对流層中的温度梯度並非均匀地分佈,而是在急流下方相当集中,形成一个强烈的鋒区,也就是說对流層大气的斜压性主要集中在中緯度的西風急流的下方。在它的南北方都接近於正压大气。对流層頂在急流的地方不連續,南为熱帶对流頂,北为極地对流頂。另外在夏季的南北温度差異要比冬季小得多。

比較上面的各剖面,我們可以發現沿不同經度大气的平均結構相差很大,無論風場或温度場都是如此。为了說明这点,我們採用仇永炎^[6] 所作的冬季东經 140° 和西經 80° 的風場差(圖 1.7)。圖上显示出在北緯 20—45° 間,东經 140° 的西風風速要比西經 80° 大得多,二者差別的最大值达 35 米·秒⁻¹ 以上,位於北緯 30° 的 300 毫巴左右。温度場的差異也是有意思的,北緯 55° 以南,在 500 毫巴以上,东經 140° 的温度普遍地高於西經 80°, 最大差值大於 6°C,位於北緯 35° 的 200 毫巴以上。500 毫巴以下东經 140° 的温度則普遍低於西經 80°, 二处温度差最大达 -8°C,位於北緯 50° 的 700 毫巴左右。

圖 1.8 是亞洲东岸与美洲东岸夏季大气結構的比較。在比較冬季的情况时仇永炎採用了 Hess^[10] 的剖面。为了和圖 1.7 相比較,圖 1.8 是根据圖 1.3 和 Hess 的夏季剖面作出来的。

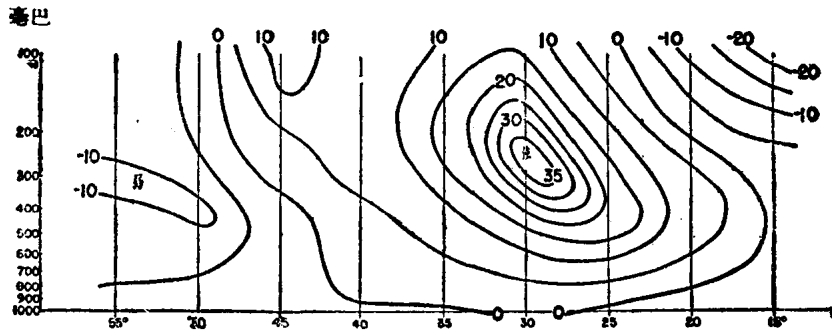


圖 1.7(a) 1 月东經 140° 的風場与西經 80° 各相同緯度上的風場之差, 間隔为 5 米·秒⁻¹(6)

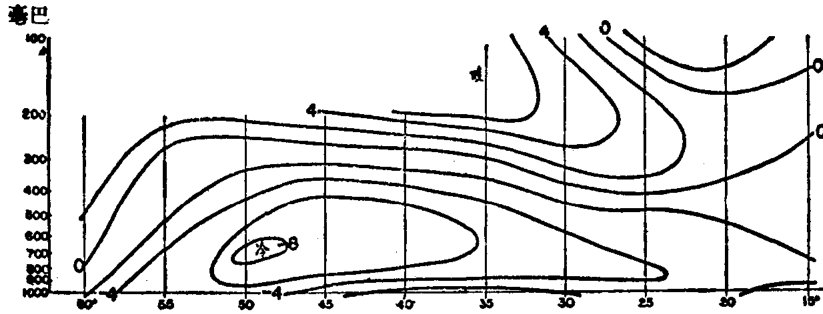


圖 1.7(b) 1 月东經 140° 的溫度場与西經 80° 各相同緯度上的溫度場之差, 間隔为 2°C(6)

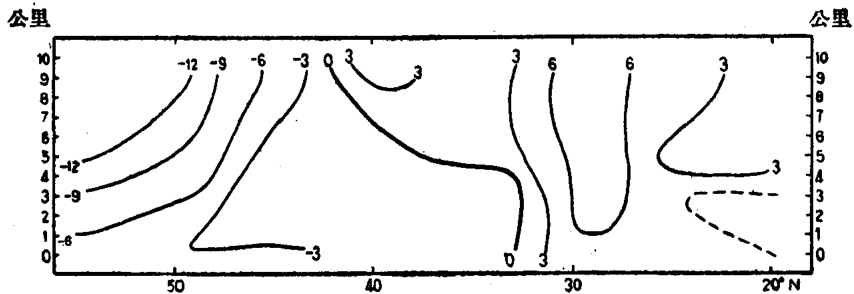


圖 1.8(a) 7 月东經 120° 的風場⁽⁸⁾与西經 80° 的風場⁽¹⁰⁾之差, 單位为米·秒⁻¹

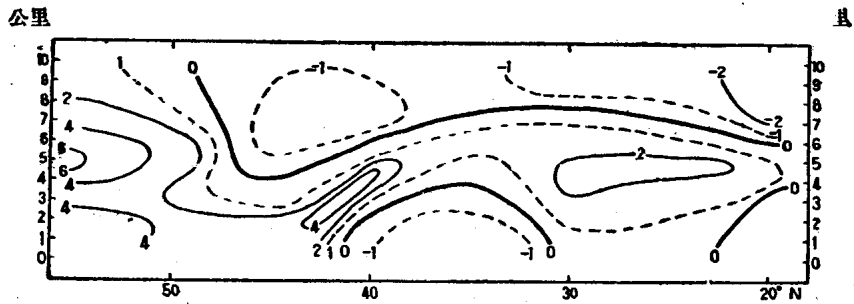


圖 1.8(b) 7 月东經 120° 的溫度場⁽⁸⁾与西經 80° 的溫度場⁽¹⁰⁾之差, 單位为 °C

夏季兩岸西風風速也是很不同的，北緯 40° 以北，美洲東岸風速大，在北緯 55° 的 300 毫巴處兩者差值達 $13 \text{ 米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 。北緯 40° 以南則相反地亞洲東岸大於美洲東岸。由圖中我們還可看出北緯 50° 以北亞洲沿岸溫度高於美洲東岸，兩邊最大的溫度差達 6°C ，位於 500 毫巴左右。北緯 50° 以南的情況大致與冬季情況正好相反，對流層上半部在亞洲沿岸溫度低，對流層下半部除個別地區外，亞洲沿岸溫度高於北美東岸。兩者差值最大達 4°C ，位於北緯 40° 的 600 毫巴左右。由亞美兩洲沿岸的冬夏溫度比較，可以看出在對流層上部亞洲東岸溫度的年較差小，而美洲東岸大，而對流層下半部則相反（此點顧震潮^[17]曾有過討論）。

應當指出上面夏季亞、美兩洲東岸情況的相比，還不能算作最後定論，因為東經 120° 的剖面只是一年的平均，而西經 80° 的則是數年的平均。

§ 2. 平均的水平環流

上一節我們討論了平均緯向環流的垂直剖面，但是在这个基本的緯圈環流上又有着許多的不均勻性。在這一節里我們將用 500 毫巴和海面氣壓的水平環流圖討論一下這些不均勻性。把上節的垂直剖面環流和下述兩層的水平環流合在一起，使得我們對大氣運行的三度空間的狀態得到一個清楚的概貌。

圖 1.9—1.12 是冬季和夏季的 500 毫巴高度和海面氣壓的平均圖，前者是陶詩言^[18]根據近 5 年亞洲的平均資料和美國氣象局 1951 年出版的平均圖^[19]繪制的。後者是美國氣象局出版的平均圖。

由圖 1.9，我們可以看出冬季北半球環流的最主要的特点是在中高緯度以極地為中心盛行着沿緯圈方向的西風。在西風帶的上面還有行星波尺度的平均槽脊，有三個明顯的大槽，一個在亞洲沿岸，由鄂克霍次海向低緯度的西南方向傾斜，第二個自美洲的大湖區向低緯度的西南方向傾斜，第三個自歐洲的白海向低緯度的西南方向傾斜，這三個槽中以第三個為最弱。和三個槽相並列的為三個脊，脊的強度比槽要弱得多。在較低的緯度帶里槽的位置、數目和中高緯度帶里並不完全一致。在那里還多出了美洲加里佛尼亞的淺槽和地中海的淺槽。

在和圖 1.9 相對應的海面氣壓圖（圖 1.10）上，環流沿着緯圈方向上的不均勻性更為顯著，和槽脊相對應的低壓、高壓環流更為清楚。主要特点是兩個大低壓，一個在阿留申，另一個在冰島，和一個強大的西伯利亞高壓，此外的高壓則強度較弱。兩個低壓是和高空的兩個主槽相對應的，但是高空的第三個槽（白海槽）相對應的地面上沒有低壓，只表現出一個槽來。

在海面氣壓圖上所出現的阿留申和冰島低壓區正是冬季北半球兩個低壓最經常加深的地方。在歐洲白海區也是低壓加深的地方，但遠不如前二者那樣厲害。

在這些地方加深的气旋是從那里來的呢？從 Pettersson^[20]所作出的冬季北半球气旋生成頻率（圖 1.13）可以看得很清楚。亞洲沿岸以外的洋面上是個气旋生成區，美洲東岸的洋面也是一個气旋生成區，在這兩區生成的气旋順着高空平均主槽東面的气流前進到阿留申和冰島附近加深。斯堪的那維亞半島是另外一個气旋生成區，在這裡所生的气旋是和高空的第三個平均主槽有着關聯的。此外地中海和美洲的洛磯山東面都是气旋生成

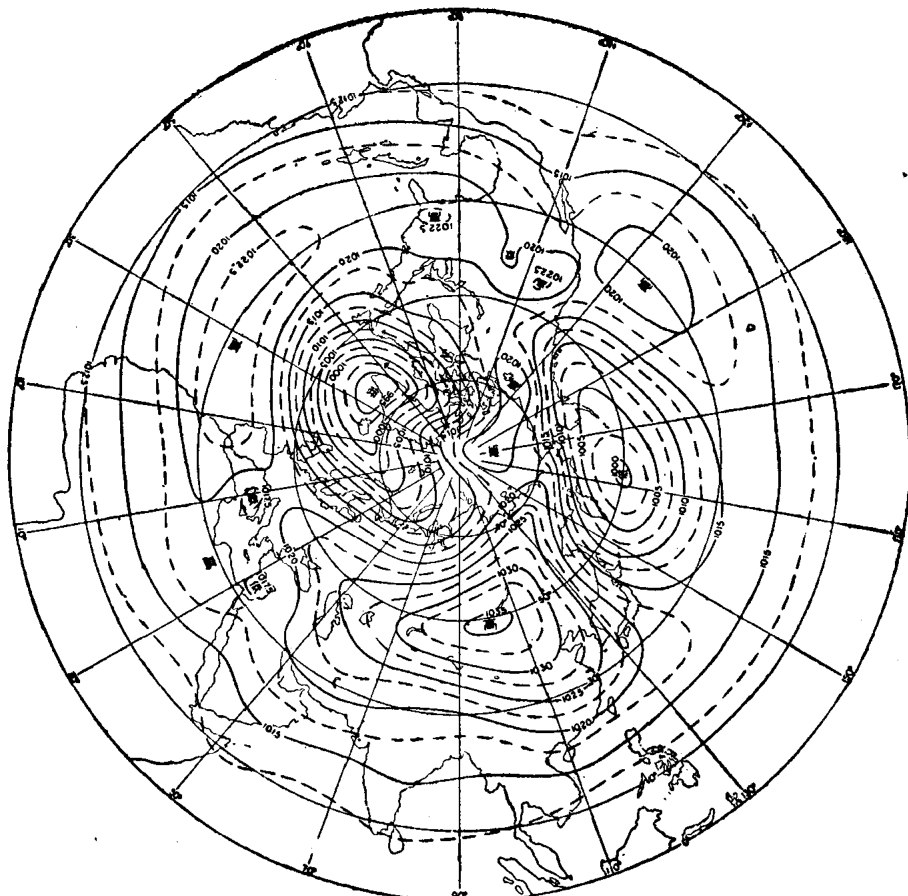


圖 1-11 北半球海面平均气压圖(1月)^[19]

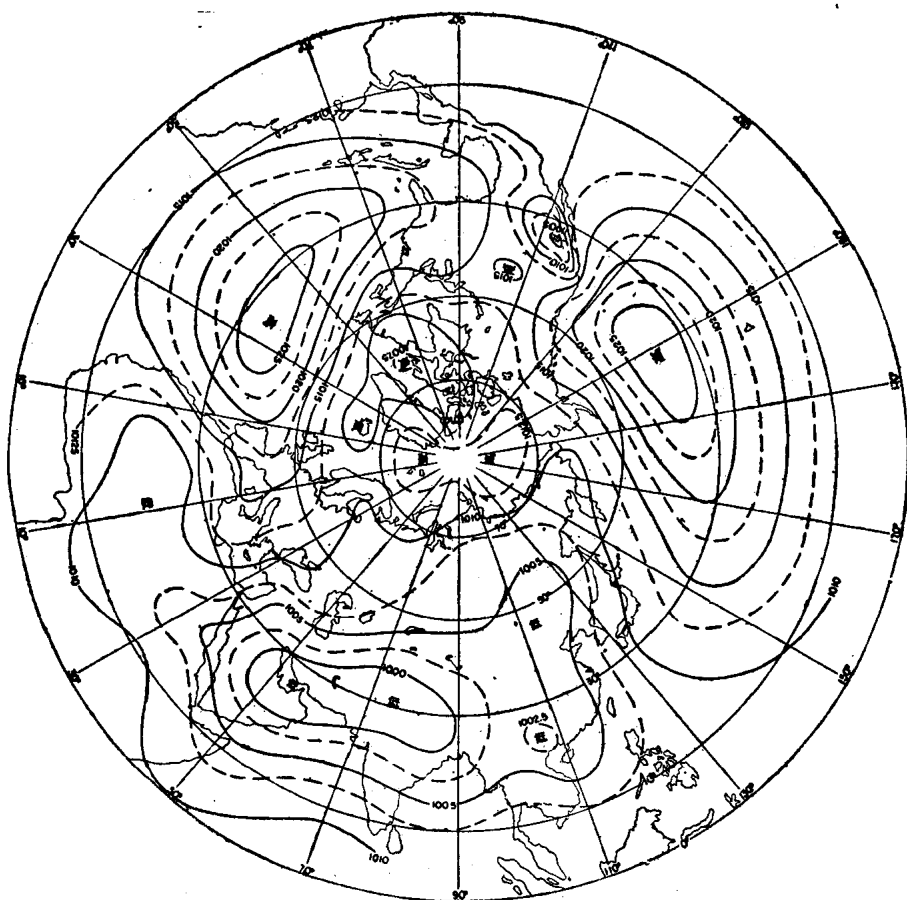


圖 1-12 北半球海面平均气压圖(7月)^[19]



圖 1-13 冬季气旋生成的出現頻率圖(每 100,000 平方公里上的百分数)^[20]

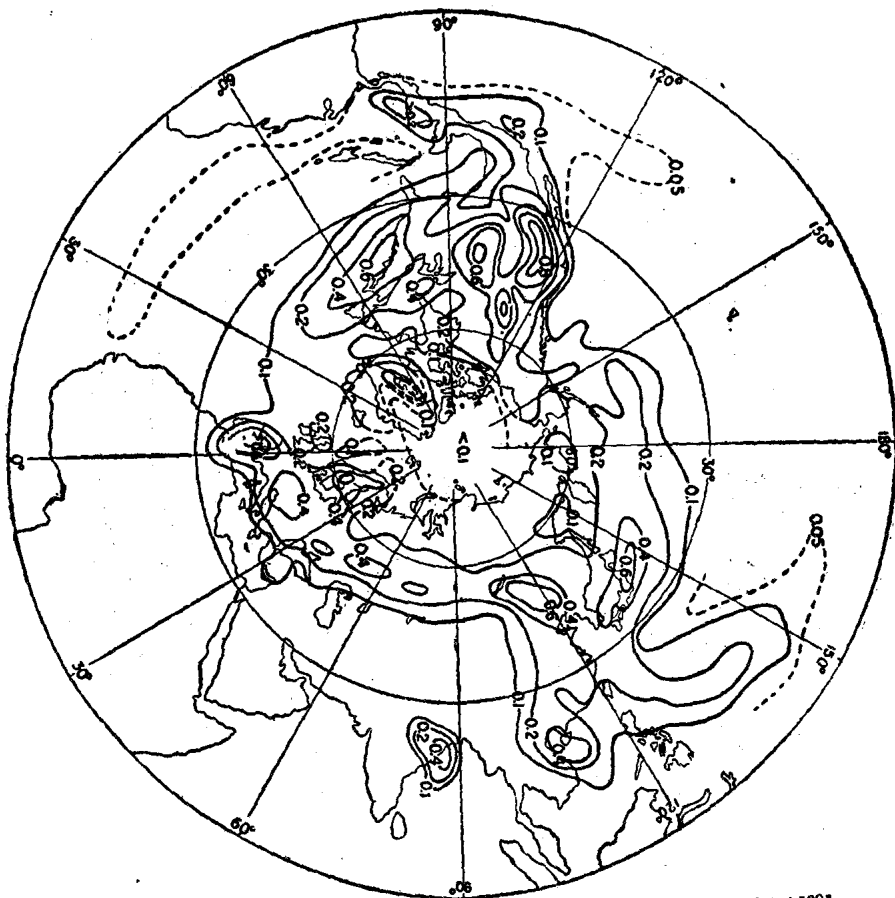


圖 1-14 夏季气旋生成的出現頻率圖(每 100,000 平方公里上的百分数)^[20]

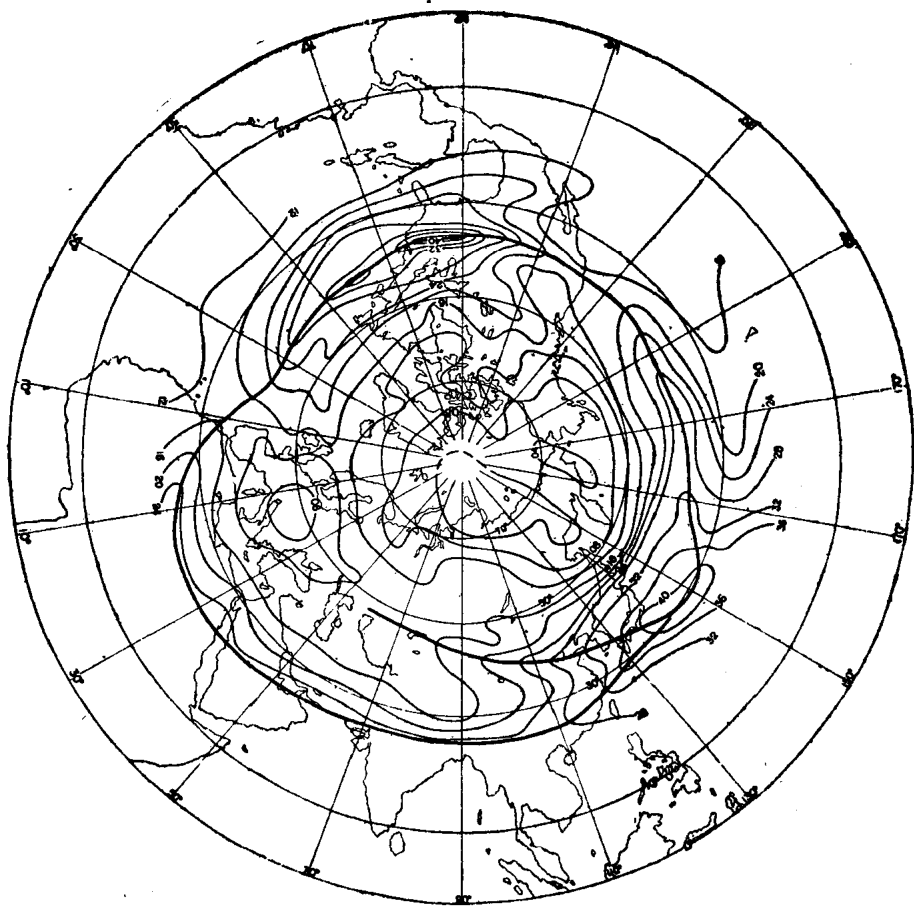


圖1·15 北半球 500 毫巴平均地轉西風風速圖(1月),單位為米·秒⁻¹(19)

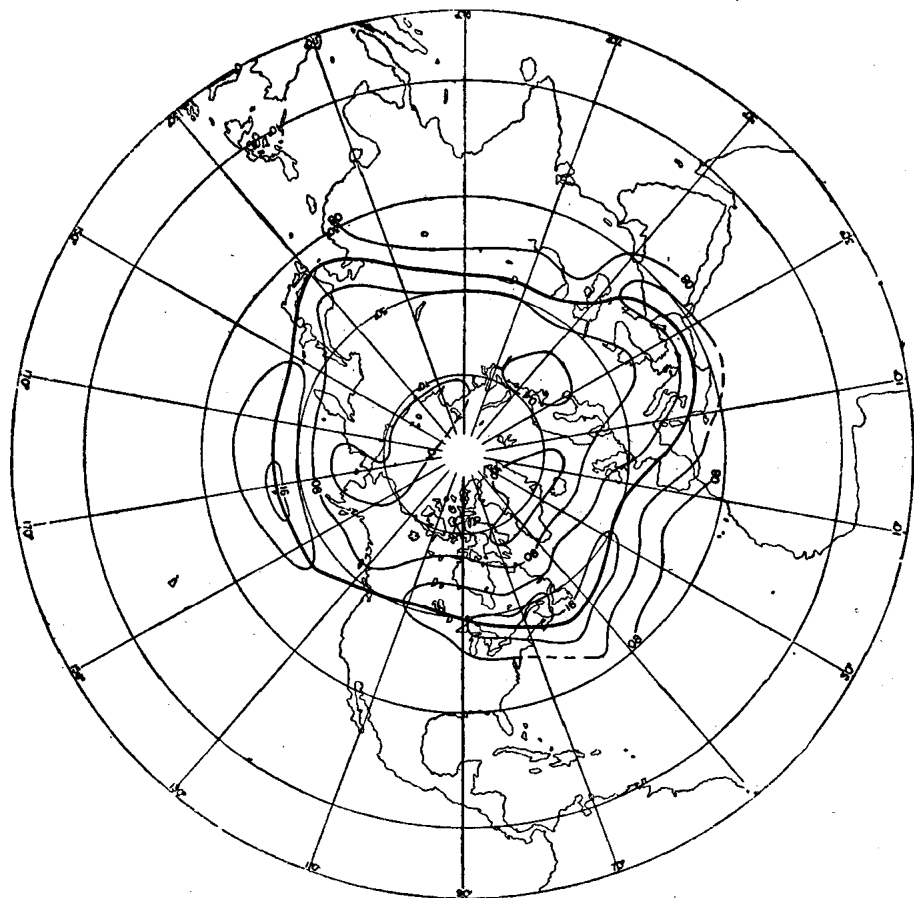


圖1·16 北半球 500 毫巴平均地轉西風風速圖(7月),單位為米·秒⁻¹(19)

区,以頻率看这两区要比前面所提到的三个区都要大,然而与这两区相对应的高空槽的强度却很弱。

圖 1.11 是 7 月 500 毫巴平均圖,這張圖与 1 月最大的不同处,除整个風帶的北移外,就是在中高緯出現了四个槽,比冬季多了一个。冬季是脊区的貝加尔湖以西現在成为槽区。在美洲东海岸的平均槽由冬至夏向东移动很小。但原在亞洲西岸的大槽却向东移动很多,到了堪察加半島以西。另外在欧洲方面变动也很大,原来冬季西欧海岸是一个平均脊区,現在轉成槽区。

在 7 月平均圖上还有一个显著的特点是强大的副热带高压帶,在两个大洋上各有一个閉合中心。在較低的緯度区,美洲西岸的洋面上还有一个小槽出現。

和圖 1.11 相对应的 7 月海面平均气压圖(圖 1.12),冬夏环流的改变要比 500 毫巴大得多,在大陆上和海洋上冬夏的系统位相几乎完全相反,高的成了低的,低的成了高的。这在亞洲方面更为明显,也就是通常人們所說的海陆間大規模風系季节轉变的“季風”^[21]。

我們还可看到在冬季高空平均槽和地面的低压是相对应着的,但是在夏季情况則很不明显,这意味着冬夏兩季高空平均槽在性質上可能有所不同,至少在平均槽的維持机制(Mechanism)上,冬夏有所不同。

圖 1.14 是 Pettersson^[19] 的夏季气旋生成頻率分佈圖,將圖 1.14 与圖 1.13 比較我們可以發現,冬夏兩季气旋生成頻率最大区的位置强度的改变都比較小,只有地中海的那个最大区向西移动較多。

这样我們看到,冬夏海面气压系统变化很大,但 500 毫巴平均槽脊变化較小,而气旋生成頻率最大区变化更小。这种現象可能和后者与前者的統計方法不同有关,但是气旋生成頻率最大区的冬夏变化与海面气压系统的冬夏变化如此明显的不同至少意味着下列事实:冬夏气旋生成的动力作用分佈相似,但使得气旋加深的作用在冬夏可能很不相同。

为了更清楚地表示北半球西風环流的特点,这里給出陶詩言最近所作的 1 月和 7 月的 500 毫巴上的西風地轉風速分佈圖(圖 1.15—1.16)。我們首先看到的是几乎与緯圈完全平行的环绕整个半球的强西風帶,它的分佈並不是均匀的,在冬季有三个中心,两个强中心一个在日本东南、另一个在美洲东岸,还有一个比較弱的中心在阿拉伯(这个中心位置由於記錄較少尚待进一步肯定, Namias^[16] 和黃仕松^[22] 都指出在北非有一个急流中心)。應該指出的是冬季在有些經度上有兩支急流,在亞洲特別明显。

到了夏季(圖 1.16),整个半球上西風風速減弱是很显著的,强西風帶也向北移。急流的存在已不像冬季那样明显,更沒有兩支的現象。

§ 3. 平均經圈环流

上面所敘述的是緯圈环流和平面环流,这里我們要討論一下平均經圈环流。18 世紀中叶 Hadley^[23] 在討論信風時曾推論在低緯度的子午面上應該有一个閉合的經圈环流,此后这个环流被称为 Hadley 环型。由於空气的运动基本上符合於地轉風的关系,因此沿任何緯圈上的經向風速的平均必定接近於零,这样經圈环流如果存在的話,它的强度必定是很弱的,因而它的存在与否很久未得到肯定。到 1950 年 Riehl 和叶篤正^[24] 利用海上記錄証明 Hadley 环型是必須存在的,最近 Tucker^[25] 又利用整个北半球上的表面風