



中高纬度天气学

下 册

杨信杰 钱家声 黄年尚 编著

中国人民解放军空军气象学院

一九八三年三月

56.441

目 录

下 册

第五章 大气环流	(1)
第一节 大气环流的主要观测事实.....	(1)
第二节 大气环流的形成和维持.....	(11)
第三节 西风带的波动.....	(29)
第四节 西风急流.....	(52)
第六章 东亚区域的大气环流	(66)
第一节 东亚区域环流的年变化.....	(66)
第二节 东亚的冷高压与热低压.....	(72)
第三节 行星风带的分布与位置变化.....	(83)
第四节 东亚常见的环流型.....	(90)
第七章 天气形势预报的基本方法	(99)
第一节 概述.....	(99)
第二节 运动学法.....	(100)
第三节 物理分析法.....	(109)
第八章 影响我国的气旋	(118)
第一节 东亚气旋的活动.....	(118)
第二节 北方气旋.....	(120)
第三节 西南涡.....	(132)
第四节 南方气旋.....	(138)
第九章 冷空气活动与寒潮	(149)
第一节 概述.....	(149)
第二节 冷空气南下过程中的结构及其变化.....	(154)
第三节 寒潮天气形势.....	(158)
第四节 寒潮的预报.....	(180)

第五章 大气环流

大气环流一般指大范围的大气运行现象。它既包括平均的运行状态,也包括瞬时的运行状态。它的水平尺度在数千公里以上,垂直尺度可达10公里以上,其时间尺度也较长,一般在两天以上。这些大尺度的环流,构成了大气运行的基本状态。它们是各种天气系统活动的背景,是属于全局性的东西。研究大气环流状态及其变化,对于了解影响短期天气变化的天气系统的演变规律,制作天气预报,以及研究气候特点及其形成都是十分重要的。

大气环流是一个比较复杂的问题。影响它的因子很多,而这些因子之间又相互影响相互制约。本章主要介绍大气环流的基本状态和变化特点,分析影响大气环流变化的基本因子及其间的相互制约关系,以达到初步认识大气环流形成和维持的原因及其变化规律。本章以北半球对流层中西风带的环流为讨论重点。

第一节 大气环流的主要观测事实⁽²³⁾⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾

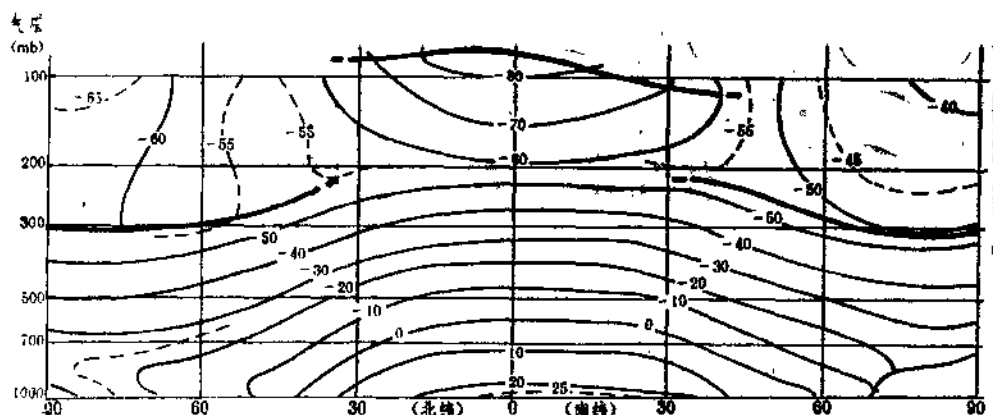
我们首先介绍大气环流的主要观测事实。为了略去大气环流的短期变化或各经度间的差别以反映大气运行的最基本状态,需采用时间平均图或沿纬圈的平均图或同时采用这两种平均。下面介绍各种平均图上所反映的大气环流的基本状态。

一、平均温度场

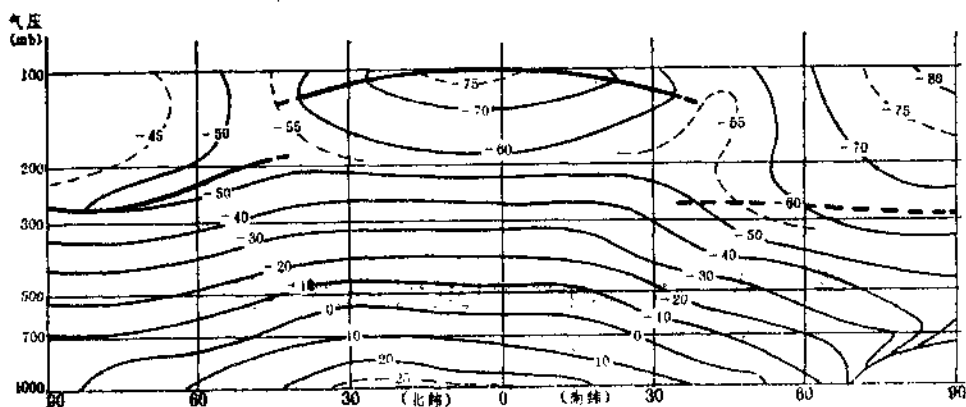
大气环流是与温度分布紧密联系着的,因此先介绍平均温度场的主要特征。

图5—1是全球冬季和夏季多年平均温度场的经向剖面图。图中表明:在对流层中,除200毫巴以上的热带区域外,无论冬、夏,在南、北两个半球上,平均温度都是由热赤道向两极降低的,并以中纬度地区水平温度梯度为最大。水平温度梯度最大区从冬到夏是向极地方向移动的,强度也显著减弱。在200毫巴以上的热带地区以及中、高纬度地区的平流层中,夏季,水平温度梯度由两极指向赤道,冷中心位于赤道地区的上空;冬季,除赤道地区为冷中心外,极地也有一冷区,中、高纬度地区为相对暖区,此外,无论冬、夏,低纬地区的对流层顶都远高于中、高纬度地区的对流层顶,而且两者之间有明显的断裂现象。

平均温度场的上述特征,对大气环流基本状态的形成是有重要意义的。下面即将看到,对流层中,以纬向西风环流为主的基本环流状态以及高空的西风急流,都是与温度场的这些特征紧密联系和协调统一的。



(a) 1月



(b) 7月

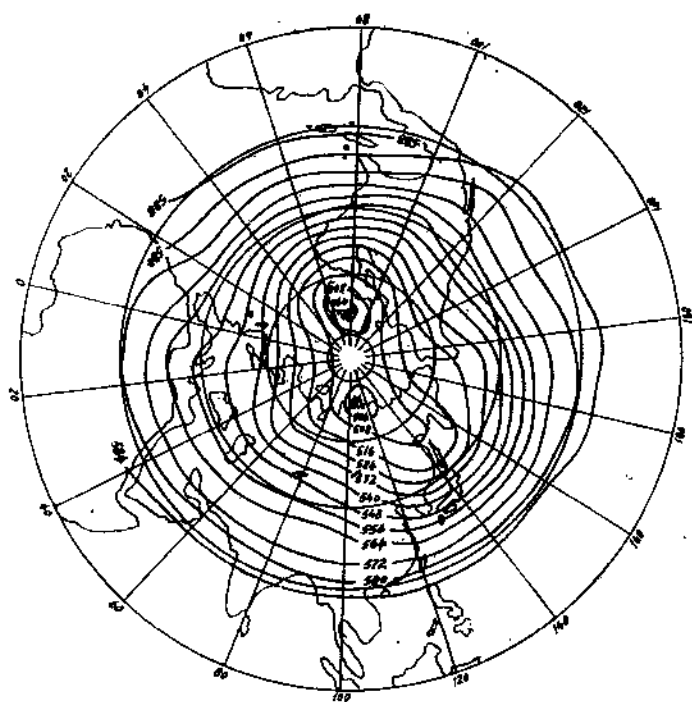
——等温线 ——平均对流层顶

图 5-1 平均温度场的经向剖面图

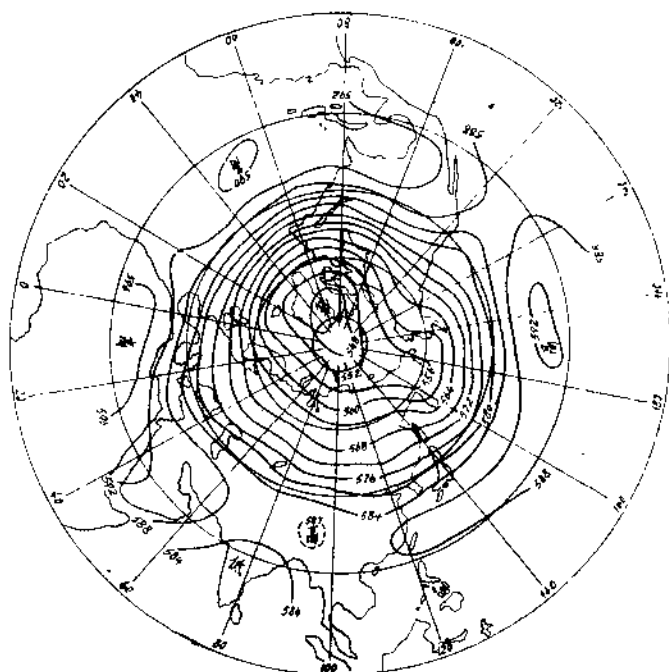
二、平均水平环流

为了了解对流层低层和中、高层大气的水平环流情况，通常选用海平面气压场图和500毫巴、300毫巴等压面图。图5-2、图5-3和图5-5分别是北半球1月和7月的500毫巴、300毫巴平均等压面图和海平面平均气压场图。它们分别表示对流层中、高层和地面的水平环流概貌。

图5-2和图5-3表明：北半球对流层中、高层水平环流的最主要特点，是盛行着以极地为中心的沿纬圈流动的西风，西风带上，有平均槽、脊。500毫巴图上，冬季中、高纬度的西风带上有三个明显的槽：一在亚洲东岸 140°E 附近，称为东亚大槽，二是位于美洲东岸 $70^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{W}$ 附近的北美大槽；第三个是由欧洲北海向西南方向伸展的较弱的欧洲浅槽。在这三个槽之间，有三个较弱的脊。在较低纬度的西风带里，槽、脊的数目和位置与中、高纬度带里的并不完全一致，其数目一般多于中、高纬度。副热带地区，是一个环绕整个半球的

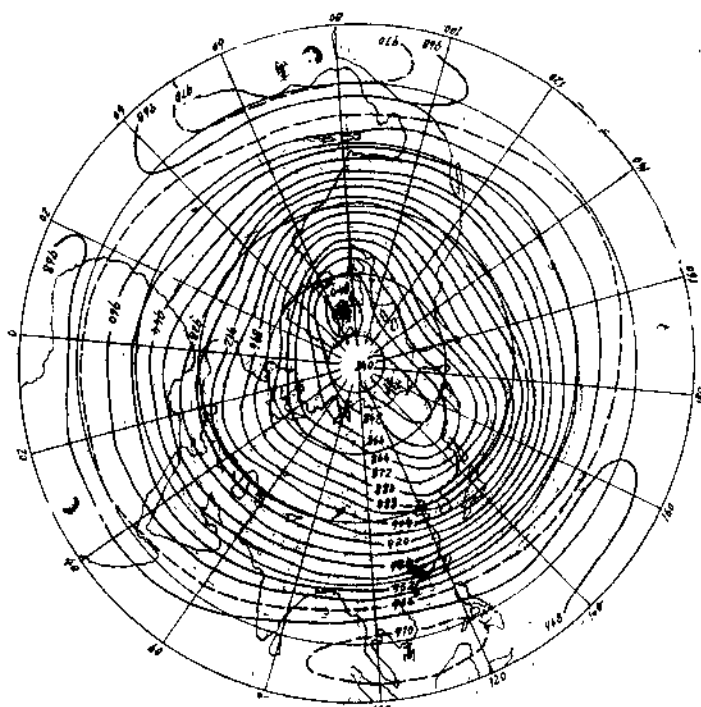


(a) 1 月

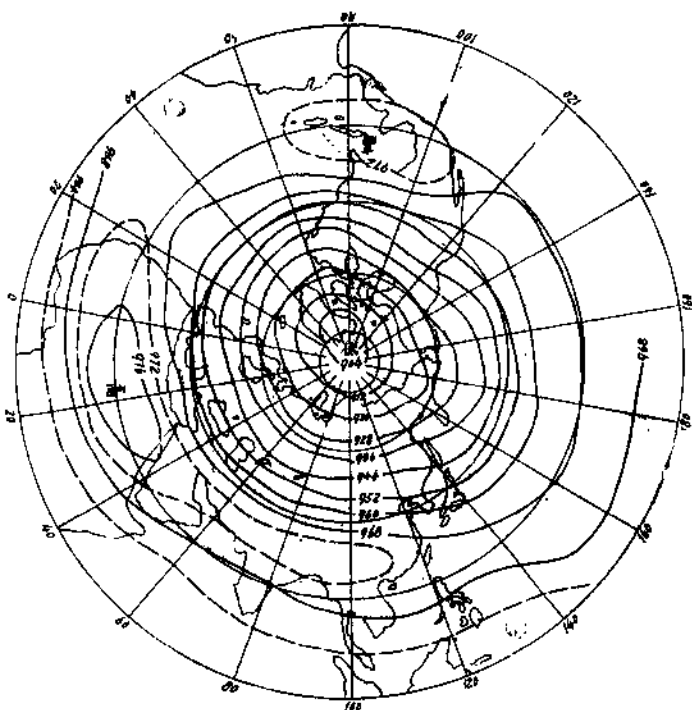


(b) 7 月

图 5-2 北半球平均500毫巴等压面图



(a) 1月



(b) 7月

图 5-3 北半球平均300毫巴等压面图

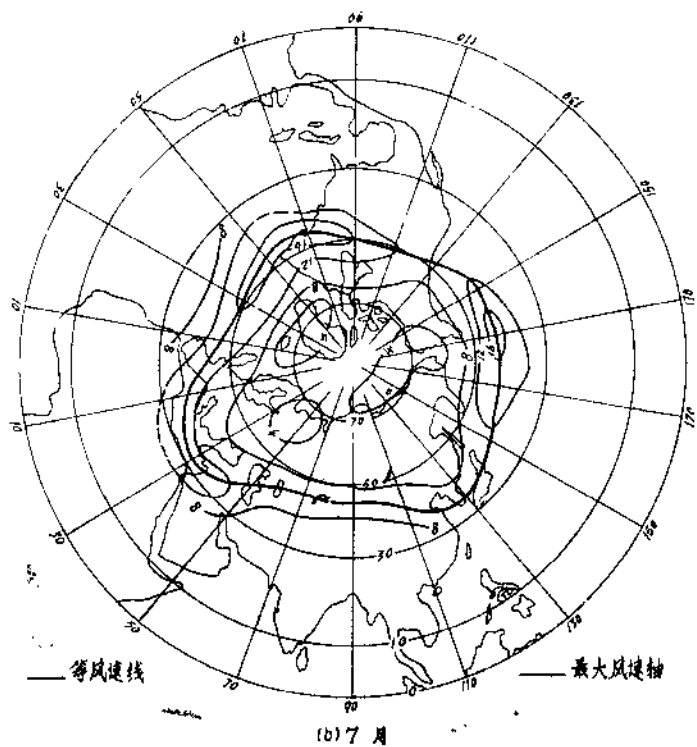
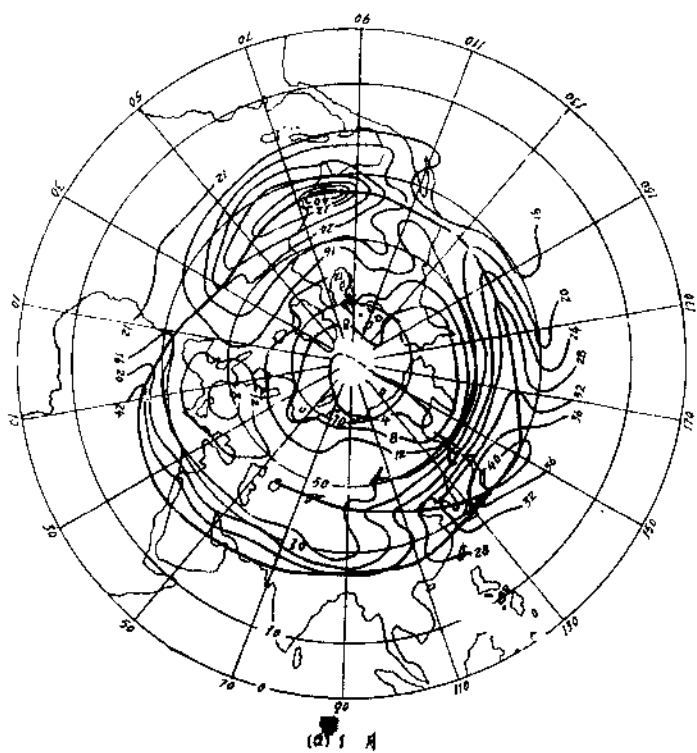
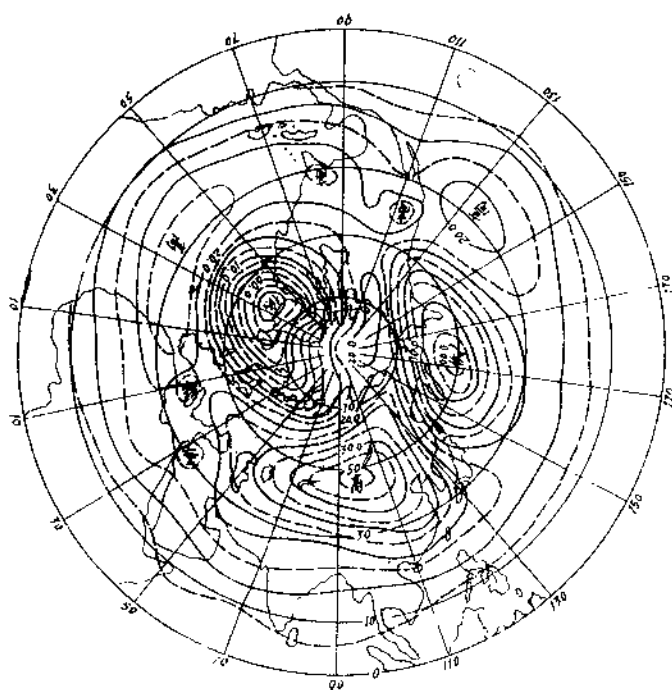
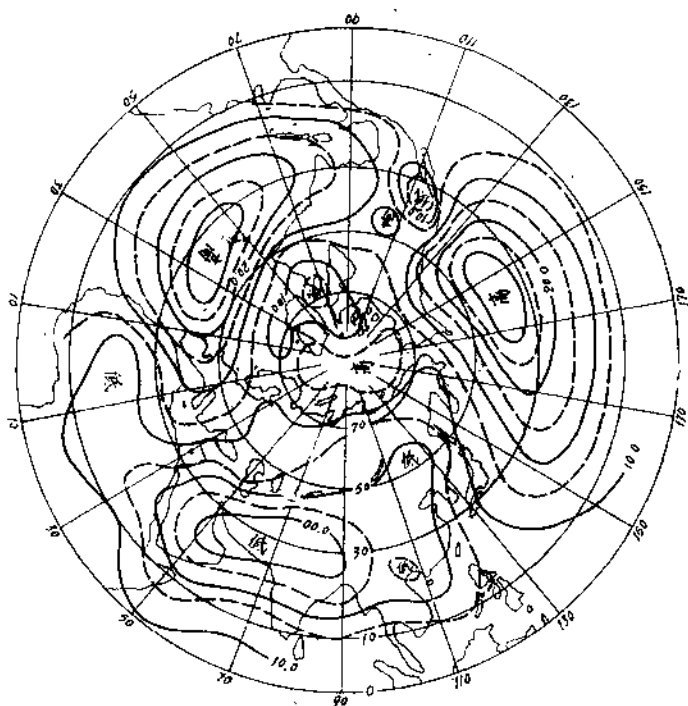


图 5-4 北半球500毫巴等压面上平均地转西风风速(米/秒)分布图



(a) 1 月



(b) 7 月

图 5-5 北半球平均海平面气压场图

高压带，有些地区高压带断裂，形成几个高压中心。夏季，西风带显著北移，并且中、高纬度地区的西风带上由三个槽转变为四个槽，其强度比冬季显著减弱。比较一下可以看出，北美大槽的位置由冬至夏没有明显变化，而东亚大槽却向东移到了勘察加半岛附近，欧洲东部的浅槽到夏季已不存在，但在欧洲西岸出现了一个浅槽，贝加尔湖附近地区也新出了一个浅槽，从而构成了夏季四槽的形势。

300毫巴图上的环流形势与500毫巴图上的基本相似，只是西风带范围更宽，西风风速更大。冬季，三槽形势仍很清楚；而夏季，槽、脊显著减弱，除北美和东亚大槽外，其他都不十分清楚了。

为了进一步了解对流层中西风环流的特征，可看500毫巴图上地转西风风速分布图（见图5—4）。图中表明，地转西风风速分布的最突出特征是存在着一个近乎与纬圈平行的环绕整半个球的强西风带。这个强西风带是西风急流的反映。所谓急流，是指风速在30米/秒以上的气流。在每天的空中等风速线图上，无论是在西风带或是东风带，都存在着狭长形的急流区，这些急流区反映在平均图上就是强风带。强风带上的风速分布不是均匀的。冬季，它有三个高值中心：两个强中心分别在日本东南方和美洲东岸，正好分别位于东亚大槽和北美大槽的南端；另一个弱中心在阿拉伯半岛附近，不过，由于记录较少，这个中心位置还有待于进一步肯定。此外，从图5—4中还可看出，冬季，有些经度上存在着两支强西风带，说明有两支西风急流存在，这种现象在亚洲特别明显。夏季，整个半球上的西风显著减弱，强西风带向北移动，个别经度上分为两支的现象也没有了。

图5—5是北半球1月和7月的平均海平面气压场。它们的显著特点是环流沿纬圈方向的不均匀性非常明显，整个气压场形势呈现为一个个闭合的高、低压系统，称为永久或半永久性活动中心。比较冬、夏两季可以看出，这些活动中心有的长年存在，因此称为永久性的；而有的则有显著的季节变化，故称为半永久性的。

冬季，北半球的主要活动中心是两个大低压和几个高压。一个大低压位于阿留申群岛，与高空东亚大槽相对应，称为阿留申低压；另一个位于冰岛地区，与北美大槽相对应，称为冰岛低压。与欧洲浅槽相对应的地面上没有低压。大陆冷高压主要有两个：一是西伯利亚高压，一是北美高压。前者比后者强大。副热带地区为高压带，有两个主要中心，一是太平洋高压，一是大西洋高压。

夏季形势与冬季差别很大。最突出的差别是冬季大陆上的两个冷高压到夏季变成了两个热低压：一个是亚洲低压，另一个是北美低压。这种季节变化尤以亚洲为最显著。冬季在阿留申和冰岛的低压，到夏季虽仍存在，但比冬季弱得多。副热带地区的高压带到夏季显著北移，海上的两个副热带高压也变得非常强大。

随着冬、夏海平面气压场上起支配作用的活动中心的变易，带来了大范围地区盛行风的季节改变，这就是季风。我国东南沿海地区冬季盛行偏北风，而夏季盛行偏南风，就是季风的例子。世界季风区分布很广，例如亚洲的南部和东部、东非和索马里和西非的几内亚附近沿岸、澳洲北部和东南部沿岸、北美洲东南岸以及南美洲巴西东岸等地区，都是比较著名的季风区。其中以亚洲季风区为最强盛，范围最广。

上述海平面平均气压场的分布特点和季节变化，显示了海陆热力影响对大气环流的作用，是我们分析大气环流形成时必须考虑的重要因子之一。

综合上述北半球平均环流的情况可以看出，除了近地面层的水平环流显著地分裂为一个闭合环流系统外，在对流层中则以环绕极地的西风环流为主要特点。南半球的情况类似，也是在近地面层为一个闭合环流系统，而对流层中则是具有槽脊波动的环绕南极的西风。不过，具体的槽脊位置和闭合系统的分布与北半球略有差别。

三、平均纬向环流

为了进一步了解纬向环流空间分布的特点，可制作纬向风速的经向剖面图。图 5—6 就是包括冬季和夏季的南、北两半球上的平均纬向风速的经向剖面图。图中表示：极地地区低

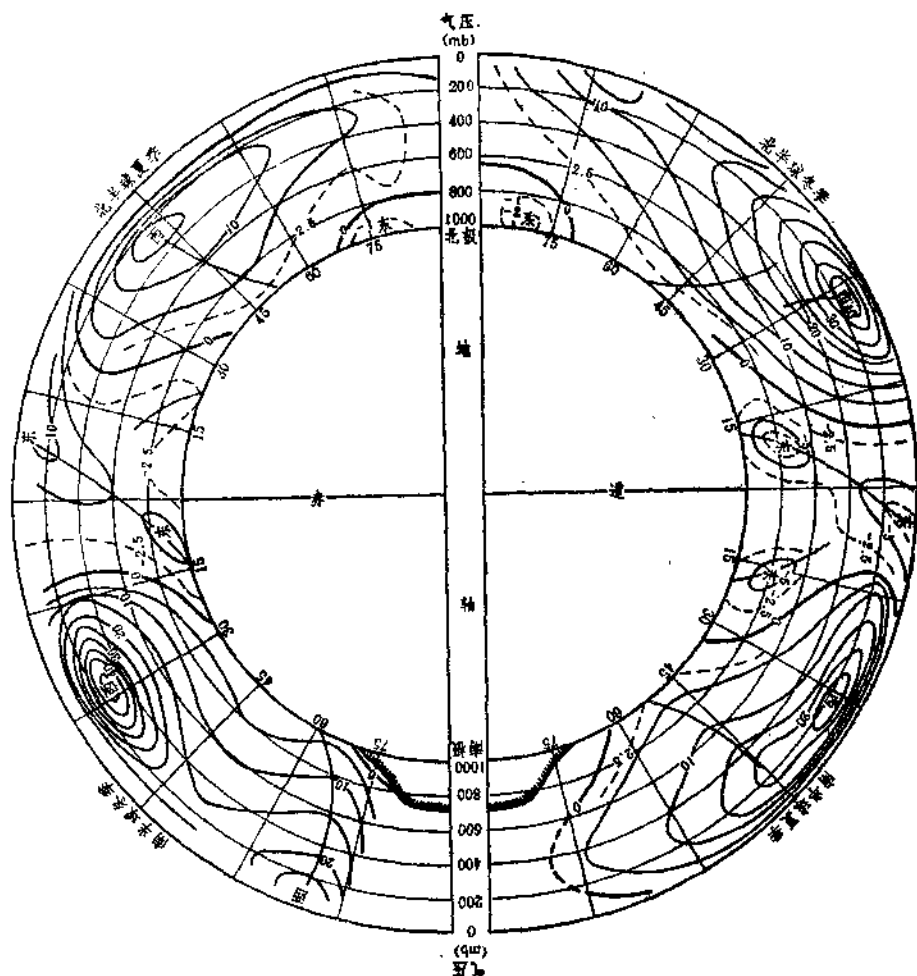


图 5—6 沿纬圈平均的平均纬向风速的经向剖面图（风速单位为米/秒，正值是西风，负值是东风）

层，无论冬、夏均是浅薄的弱东风层，它的厚度和强度都是冬季大于夏季，例如北半球的东风风速冬季为2米/秒，夏季为1米/秒。在中纬度地区，整个对流层中，从地面起向上均为西风，西风层占有的纬距随高度而增宽，西风风速随高度而增大，在对流层顶附近有一个强西风中心区，西风风速达最大值，这正是每天对流层中所出现的西风急流在平均图上的反映。

虽然由于经过时间和沿纬圈的平均，其风速值有时达不到急流的强度，但是可以认为它确实是平均西风急流的所在。北半球冬季，平均西风急流中心位于 27°N 的200毫巴上，风速约为40米/秒；夏季位于 42°N 的200毫巴到300毫巴之间，风速约为15米/秒。南半球情形类似，只是平均西风急流的位置由冬到夏向极地方向偏移较少，强度减弱得也少一些。西风层的上空为东风层，夏季转换高度约在50毫巴上，冬季由于西风风速强大，转换高度更高一些。赤道及其附近地区，无论冬、夏，均为很厚的东风层，所占据的纬距，夏季比冬季宽。热带东风和中纬度西风的界限（零等风速线），在对流层中、下层是随高度向赤道方向偏斜的，也就是说，东风层占据的纬距宽度随高度而缩小。在东风层中，也有平均东风急流。

图5—6明确地显示出，如果不计经向风速分量，平均来说，近地面层的纬向风带可分为三个，即：极地东风带、中纬度西风带（盛行西风带）和低纬度信风带。与此三个风带相应的地面气压带是四个，即：极地高压带、副极地低压带、副热带高压带与赤道低压带。通常称它们为“三风四带”，如图5—7所示。在对流层中、上层，则除赤道地区而外，各纬度全是东致的西风。

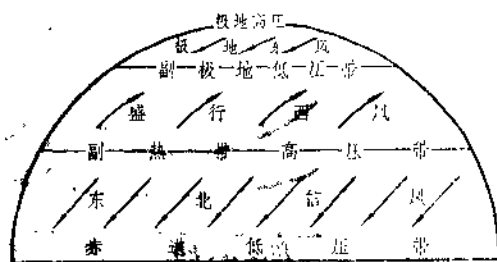


图5—7 近地面层的风带与气压带分布示意图

以上是沿纬圈平均的纬向风速分布的情况。它们与各经度上的情况有些差别，尤其在近地面层，有时差异还较大。例如，在季风盛行的南亚地区，夏季近地面层并不是东北风而是浅薄的西南风。但此平均情况仍然基本上反映了各经度上纬向风速分布的主要特征。

四、平均经圈环流

为了了解大气的平均经向环流情况，可制作平均经圈环流图。所谓经圈环流是指风的经向分量和空气的垂直运动在子午面上组成的环流圈。图5—8是1950年北半球平均经圈环流图。图中表明北半球子午面上有三个平均环流圈：高纬和低纬地区上空是两个正环流圈，中纬度地区是一个逆环流圈。低纬度的正环流圈，对应着低空由副热带高压吹向赤道的信风和高空由赤道吹向副热带地区的反信风，因此，通常称它为信风环流圈，也叫哈德莱(Hadley)环流圈的。三个环流圈中，以信风环流圈最强，中纬度逆环流圈较弱，高纬度的正环流圈最弱。冬季环流圈比夏季的强，所占范围也较大。夏季，三个环流圈的位置都比冬季的靠近极地，而在近赤道地区，则为南半球伸展过来的部分信风环流圈所占据。南、北半球相比，北半球的环流圈，其冬、夏强度和位置的变化都比南半球大。北半球由冬至夏，经圈环流向北移动大约10个纬距左右，与此同时，最大上升运动区和最大下沉运动区也相应北移10个纬距左右。例如，图5—8中，冬季最大下沉区在 $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$ 间，而夏季移到 $30^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 间；最大上升区由冬至夏则从 $40^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 间移到了 $50^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{N}$ 间。

如同平均纬向环流一样，平均经圈环流表示的也是某季沿纬圈的平均情况，它与每个经度上的瞬时的经圈环流是有一些差别的。例如中纬度地区，各经度上并不都是逆环流圈，而往往是沿整个纬圈正、逆环流圈相间出现。又如在我国青藏高原所在的经度范围内，夏季其

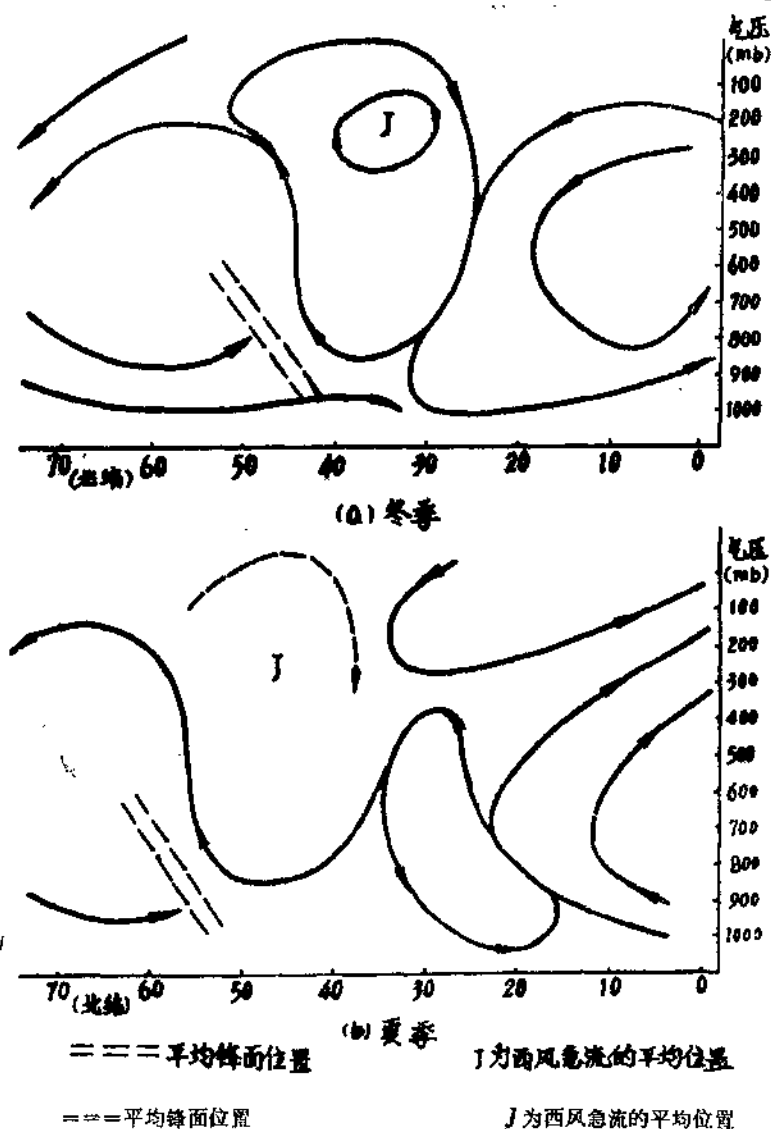


图 5-8 1950 年北半球平均经圈环流

南侧的环流圈是一个季风环流圈，与信风环流圈是相反的（见图 5-9）。它的形成与青藏高原有关。夏季，青藏高原相对于其南侧低纬地区是一个热源，因而上升运动出现在青藏高原上空，而赤道附近反而是下沉运动。与此季风环流圈相应，低空盛行西南季风而高空则是东偏北风。

综合上述各种平均场可知：在对流层中，大气温度由热赤道向两极递减，而且温度梯度是不均匀的，以中纬度地区为最大。大气运行的基本状态是以纬向环流为主的，大气中的这种纬向运动是不均匀的，在对流层中、上层，东、西风带中存在着急流，表明纬向运动的南北不均，而大型槽、脊的扰动，则是纬向运动东西分布不均匀的反映；近地面层，气压带断裂，呈现为永久性或半永久性的活动中心，也是纬向运动不均匀的表现。大气中的平均经圈

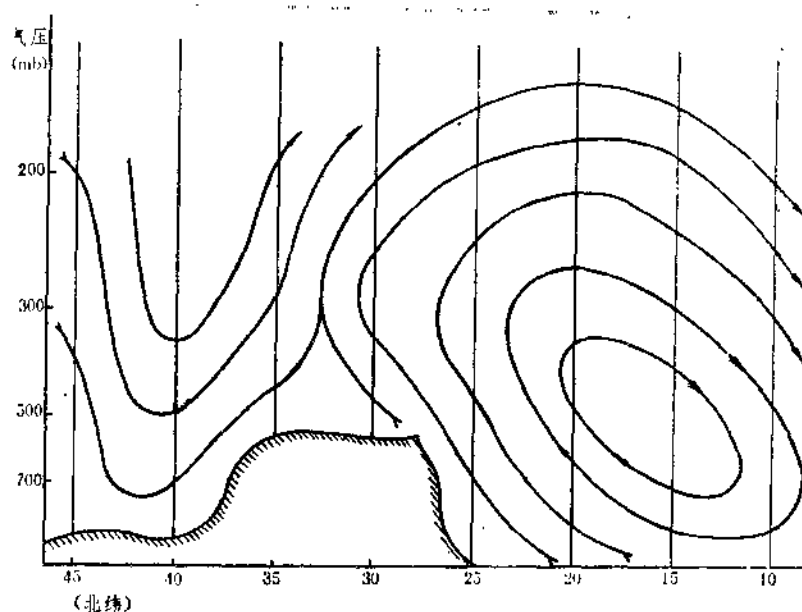


图 5-9 1958年7月75—110°E范围内的平均经圈环流

环流是很微弱的，仅低纬度地区的信风环流圈比较显著。上面这些基本事实，是我们进行理论分析的依据。

第二节 大气环流的形成和维持^{[23] [26] [27] [28]}

到目前为止，对大气环流的理论认识还很不完善，还有待于进一步的研究。这里，只是大气环流基本型式的形成和维持的原因作一些简单解释，定性地说明各种环流型式间的内部联系以及大气环流演变的规律性，以使我们大气环流之所以具有前节所述的那些特定状态和变化规律有一初步的理性认识。

一、影响大气的基本因子

我们已知，地球大气不停息地围绕着地球并以一定的基本型式运动着。如果没有不断的能量供给，显然由于摩擦消耗，运动是不能维持的。那末，究竟是什么因子造成和维持着大气的运动呢？经过研究得知，影响大气环流的基本因子有：太阳辐射能分布的不均、地球自转、海陆和地形作用、摩擦作用以及大气本身的可压缩性、连续性、流动性和地球大气所具有的特殊尺度等。这些因子造成了大气的运动，而大气的运动也反过来影响着某些因子的作用；同时，大气内部各种运动型式之间也是相互影响、相互制约的。下面，我们对这些因子的作用和它们与大气运动间的相互影响分别简要说明之。

地球上大气运动的能量是从太阳辐射热转化来的。我们知道，赤道是受热最多的地区，

而两极是受热最少的地区。大气受热以后，还要向外辐射，失去热量。经实际观测得知，

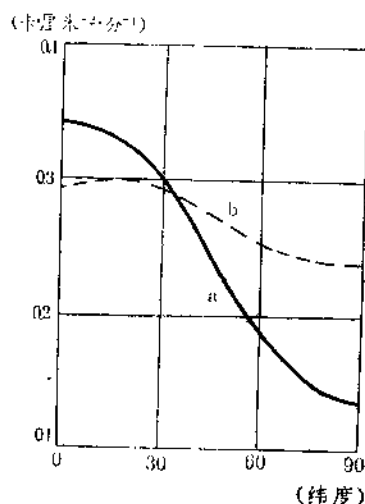


图 5—10 地气系统吸收的太阳辐射（线 a）与放出辐射（线 b）随纬度的分布

南、北纬 30° 之间是热量净得区，由 30° 到两极是热量净失区，因而造成了由赤道向两极的净余辐射梯度；并且，净余辐射梯度以中纬度地区为最大（见图 5—10 与表 5—1）。这种净余辐射随纬度分布的不均，造了赤道暖而两极冷的大气温度场，从而构成了斜压大气，且以中纬度地区斜压性最显著。这样，通过大气的吸收和放射，太阳的辐射能便转换成了大气的有效位能，又通过力管的作用，有效位能释放转化为动能，引起了大气的运动。所以，太阳对地气系统加热的不均，是引起大气运动最基本的因子。

大气运动以后，地球的自转运动就起作用了。因此，地转偏向力的作用以及地转参数随纬度的变化，是研究大气环流必须考虑的因子。

此外，海陆和地形对大气环流的运动状态也有重要影响。北半球的海陆大体上是沿纬圈交替分布的，它们的不同热力效应，造成了大气环流状态经度间的显著差异以及季节间的明显变化。例如西风带上平均槽、脊的形成和盛行风的季节变化，都是与海陆的不

表 5—1 净余辐射及其梯度沿纬度的分布

纬度 (度)	净余辐射 (卡·厘米 $^{-2}$ ·分 $^{-1}$)	净余辐射梯度 (卡·厘米 $^{-2}$ ·分 $^{-1}$) ($\frac{1}{10^\circ\phi}$)	纬度 (度)	净余辐射 (卡·厘米 $^{-2}$ ·分 $^{-1}$)	净余辐射梯度 (卡·厘米 $^{-2}$ ·分 $^{-1}$) ($\frac{1}{10^\circ\phi}$)
0	0.068		50	-0.045	
5		-0.016	55		-0.034
10	0.052		60	-0.079	
15		-0.016	65		-0.021
20	0.036		70	-0.100	
25		-0.023	75		-0.008
30	0.013		80	-0.108	
35		-0.028	85		-0.004
40	-0.015		90	-0.112	
45		-0.030			

同热力影响有关的。地形对大气环流不仅有动力作用，而且也有热力作用。特别是我国的青

藏高原，对大气环流有显著的影响。

地面摩擦以及大气中的内摩擦时刻在消耗大气的动能，阻滞大气的运动。这种消耗，虽然在研究短期天气变化时，因影响不大可以忽略不计，但在研究大气环流的问题中，它却是一个不可忽视的重要因子。

除了上述几个因子之外，大气环流所以具有前节所述的基本型式，则是与大气本身的特殊尺度有关的。我们知道，影响天气变化的气层主要限于近地面数十公里厚的大气，然而与大气环流有关的大气运动的水平尺度则与地球半径的尺度相当。因此，可以认为，地球大气是覆盖在地球表面上的一层很薄的空气。大气本身的这种特殊尺度规定了大气环流状态一定是准水平的，其垂直速度仅是水平速度的百分之一，并且这种大尺度运动也是准地转的和准静力平衡的。这种运动的特性是研究大气环流时必须注意的重要的性质。

此外，大气本身的可压缩性、连续性、流动性等特性，则是引起大气运动的内部根据。舍此就谈不到大气的运动，更谈不上大气环流了。

我们知道，从长期看，大气中的热量、动量、水分等，基本上保持着平衡。这种平衡是通过大气环流的输送达到的。例如，赤道与低纬地区是净余辐射收入区，两极和高纬地区是净余辐射支出区，如果没有大气环流把低纬地区多余的热量输送到高纬地区以弥补其所失，那末，赤道与低纬地区必将不断增暖，而两极与高纬地区必将不断冷却。事实自然不是这样。从长期看，全球各纬度的年平均温度基本上维持恒定。这表明必然存在着一定状态的大气环流，输送着热量才能有这样的平衡状态。所以，研究大气环流时，必须从热量平衡这个事实出发。同样的，大气中的角动量、能量、水分等，虽然时刻都在不断的交换、转换，但从长期看，这些量也基本上维持着平衡，没有显著的变动出现。所以，研究大气环流时，也必须从角动量平衡、能量平衡、质量平衡、水分平衡等实际情况出发，才能得到合乎客观规律的理论结果。

二、单一经圈环流的不可能性

为了了解太阳辐射随纬度分布的不均对大气环流的作用，我们可暂不考虑由海陆不同热力效应所造成的热力差异，也暂不考虑由水分造成的加热场。这就是说，我们可暂时假设地球上全是陆地，并且大气也是干燥的。这样，按太阳辐射随纬度的差别，通过地气系统的吸收和放射，净余辐射梯度应是从赤道指向两极的，即赤道地区是热源，两极是冷源。依绝对环流原理，在这种温压场下，必将产生赤道地区空气上升，两极地区空气下降，高层空气由赤道流向两极，而低层空气由两极流向赤道的直接热力经圈环流，如图 5—11 所示。这样的环流产生以后，赤道和低纬地区的热量便输向高纬和极地地区，使净余辐射梯度削弱，从而达到热量平衡。

然而，地球是自转的，在北半球运动的大气会逐渐向右偏，而在南半球要向左偏。因此，直接热力环流圈上空的一支向极地去的气流，在地球自转的作用下将转成偏西风，而低空向赤道流来的这支气流将转成偏东风。这样一来，向极方的热量输送便大大削弱了，它完全不能满足热量平衡的要求。同时，地面上全是一致的东风，不仅与观测事实不符，而且也与地气系统之间的角动量平衡不符。因为地面上如果全是东风，大气必然会对地球施加一个

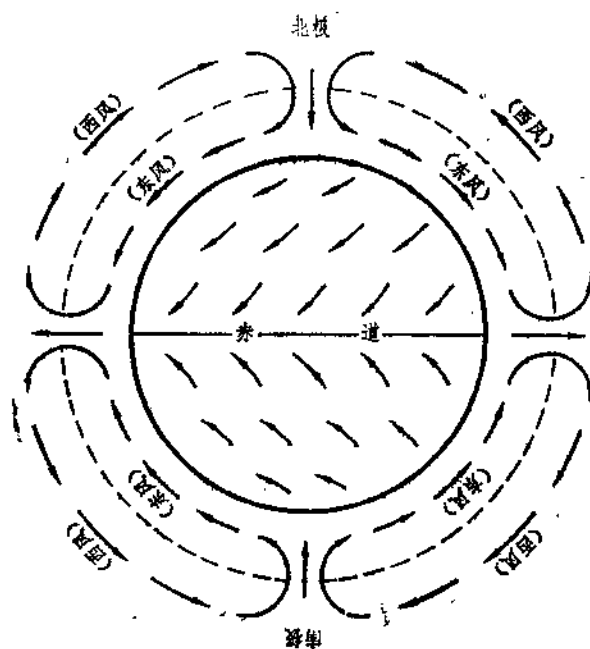


图 5-11 单一经圈环流的示意图

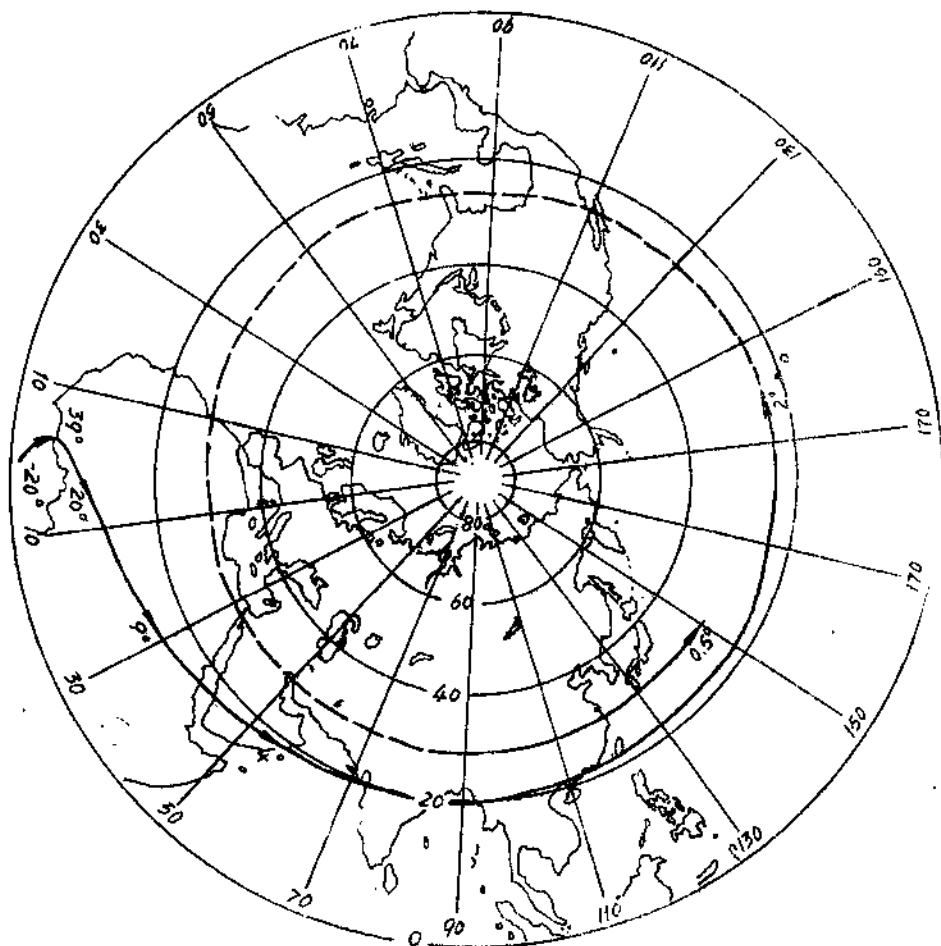


图 5-12 冬季 200 毫巴等压面上由赤道流向 30°N 的空气平均运动轨迹
(所标角度是空气轨迹和每 5° 的纬圈的角度)

向西的切向力，由此力产生的力矩必削弱地球的角动量，而使地球自转的速度很快减慢下来。但事实却不是这样，从长期看，地球自转速度基本恒定。所以，地面上不能全是东风，自然也不能全是西风，必须是既有东风也有西风，而且由它们施加给地球的合力矩应基本相抵消，这样才能维持地球自转速度的恒定。由此看来，上述单一的经圈环流是不可能存在的。

事实上，由赤道上升向两极流去的空气，在地转的影响下，到纬度 30° 处就完全成为西风，而不能继续向极地流去了（见图 5—12）。这样，后面流来的空气受到阻挡，必然在高空形成堆积。这个堆积区大约在纬度 30° 附近，亦即副热带高压所在的地区。另外，从高空向极地方向流去的空气还会因大气辐射而不断失热。据计算，每天约冷却 $1-2^\circ\text{C}$ 。空气从赤道到纬度 30° 处，大约需 30 天左右，因此，高空向极方的这支气流到达纬度 30° 处时，已经变得很冷了。这种堆积作用和冷却作用必使空气在纬度 30° 附近下降，并形成地面副热带高压带，然后又从地面副热带高压带中分别向赤道和极地流去。所以，直接热力环流圈并不会伸展到两极，而是只伸展到副热带地区就下沉返回赤道了。这个存在于低纬度地区上空的环流圈，正是所观测到的信风环流圈。从这个环流圈低空返回赤道的气流，在北半球为东北信风，在南半球为东南信风，而高空向极方的一支气流，在北半球为西南反信风，在南半球为西北反信风。

由此看来，在整个半球上只存在一个单一的经圈环流是不可能的，必须有多個环流圈存在，并且地面上不能是单一的东风，而必须同时存在着东、西风带。

三、东、西风带及三圈环流的形成和维持

由前面的讨论可知，大气环流的形成并不是简单的热力环流所能全部解释的。我们已知，大气环流是大气各种运行形式的综合。例如，在基本上是纬向的环流中包含着经圈环流，而纬向主流上又叠加着涡旋运动。这些涡旋运动和经圈环流输送着热量、水分以及动量等等，输送的结果又导致大气环流状态的变化。这就是说，大气的各种不同运动形式不是孤立地存在着，而是相互联系、相互制约的。分析大气环流的形成和维持，必须注意到大气内部各种运动形式之间的关系，探讨它们之间的相互作用。其中动量的输送最直接地影响着大气环流的状态，因此应当首先分析角动量的输送和平衡问题。当然，所谓平衡指的是相对的平衡。大气环流就是在助长其发展和抑制其发展的两类因素的矛盾斗争中演变的。一方面，每个瞬间，每个地区，两类因素的作用是不平衡的，且随不平衡情况的不同，而有不同的环流状态；另一方面，任何一个地区又都不会出现某类因素一直占优势的情况，而是占优势的地位经常在一定条件下转化，这样就造成了长期维持的平均的环流状态。所以，研究大气环流的形成和维持时，应当研究影响环流变化的各种因素，而角动量的变化就是其中最直接的一种。

（一）角动量变化方程

设地转角速度为 ω ，大气的纬向风速为 u ，那末，某纬度 φ 处单位质量的空气绕地轴旋转的绝对角动量 M 可表示如下：