

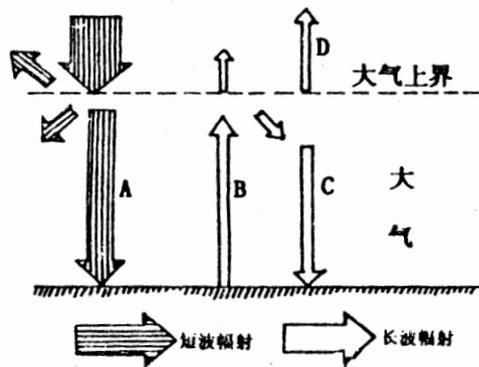
大氣的熱力狀況

一. 選擇題：

1. 在太陽可見光中最易被散射的是：()
A.紅外線 B.藍、紫光 C.白色光 D. r 射線、x 射線
2. 對太陽輻射反射最為顯著的是：()
A.乾潔空氣 B.塵埃 C.雲層 D.水汽
3. 月球晝夜溫差大於地球的原因是：()
A.月球體積小、質量小，吸熱快，散熱慢
B.月球組成物質比熱小，增溫降溫快
C.月球上幾乎沒有大氣，白天對太陽輻射無削弱作用，夜間也沒有大氣逆輻射現象
D.月球的自轉周期長，接受太陽輻射的時間長，散失熱量的時間也長

二. 雙項選擇題：

1. 讀圖，指出對流層大氣的熱量，絕大部分直接來自四種輻射中的：(、)



2. 太陽高度角大,則太陽輻射強度大,氣溫高,這是由於：(、)
A.大氣直接吸收太陽輻射多 B.大氣逆輻射強
C.地表單位面積上獲得的太陽輻射能量多 D.太陽輻射經過的大氣路徑短,被削弱的少
3. 地球上的大氣對地面有保溫作用是因為：(、)
A.大氣中的臭氧強烈吸收紫外線 B.大氣中的水汽和 CO₂吸收地面長波輻射
C.通過大氣逆輻射直接補償地面的熱量損失 D.大氣中的水汽和 CO₂吸收太陽短波輻射

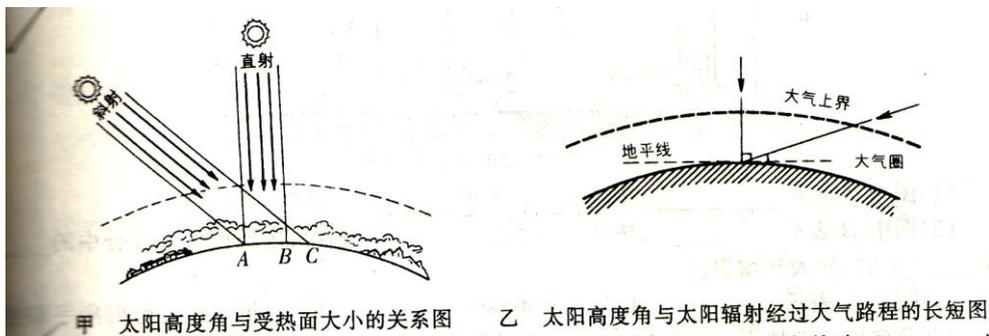
三. 綜合題

1. 讀甲、乙兩圖分析太陽高度對地面受熱的影響

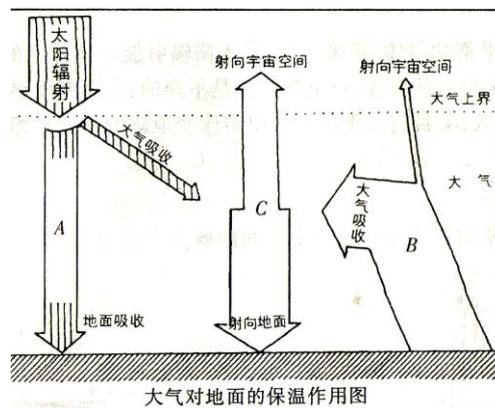
(1) 圖甲：太陽高度角越大，等量的太陽輻射散佈的面積越_____，光熱越_____，地表單位面積上獲得的太陽輻射能量越_____，太陽輻射越_____。

(2) 圖乙：太陽高度角越大的地區，太陽輻射經過大氣路徑越_____，被大氣削弱得越_____，最後到達地面的太陽輻射就越_____。

(3) 綜上所述，_____是影響地面獲得太陽輻射多少的重要因素之一。



2. 讀圖，根據下面提示分析大氣對地面的保溫作用：



(1) 圖中 A 表示_____，按波長屬於_____輻射。

(2) 圖中 B 表示_____，按波長屬於_____輻射，主要被大氣成分中的_____和_____吸收，使大氣增溫。

(3) 圖中 C 其波長屬於_____，它把一小部分射向宇宙空間外，大部分向下射向地面，其射向地面的這部分稱之為_____，對地面起了保溫作用。

一 選擇題：

1. 對流層的熱源主要來自於：()
A.太陽輻射 B.地面輻射 C.大氣輻射 D.大氣逆輻射
2. 天氣現象複雜多變的是：()
A.平流層 B.對流層 C.外層 D.中間層
3. 乾潔空氣中約佔 99%的是：()
A.氧和氮 B.氧和二氧化碳 C.氧和臭氧 D.二氧化碳和臭氧
4. 在對流層中，離地面平均每上升 100 米，氣溫下降：()
A 6°C B 0.6°C C -6°C D -0.6°C
5. 現在大氣中的部分完全是由人為活動產生的是：()
A.二氧化碳 B.氮氧化合物 C.氟氯烴 D.臭氧
6. 有關對流層所達高度的描述，正確的是：()
A.低緯度地區小於高緯度地區 B.某一地區夏季大於冬季
C.沿海地區大於內陸地區 D.高原地區大於平原地區
7. 在大氣成分中，既是植物光合作用的重要原料，又對地面有保溫作用的是：()
A.氮 B.臭氧 C.二氧化碳 D.氧
8. 影響太陽輻射強度的最主要因素是：()
A.大氣環流 B.地面狀況 C.晝夜長短 D.太陽高度角
9. 晴朗的天空呈現蔚藍色的原因，是由於大氣對太陽輻射具有：()
A.散射作用 B.吸收作用 C.反射作用 D.保溫作用

二. 填充題

1. 被譽成”地球生命保護傘”的乾潔空氣是_____。
2. 根據大氣_____、_____、_____，可將大氣分為_____、_____和_____。

3. 整個大氣質量的 3/4 和幾乎全部水汽都集中在_____。
4. 大氣對太陽輻射有_____與_____的作用。
5. 大氣輻射部分射向宇宙空間，大部分向下射向地面，其方向與地面輻射正好相反，稱_____。

三. 綜合題

1. 氣溫的垂直分佈圖，並完成下列要求：

(1) 圖中_____曲線能正確表示大氣溫度的垂直變化情況。

(2) 在圖中填注 C - F 各層的名稱。

(3) 在上述四層中，氣溫隨高度增加而遞減的是

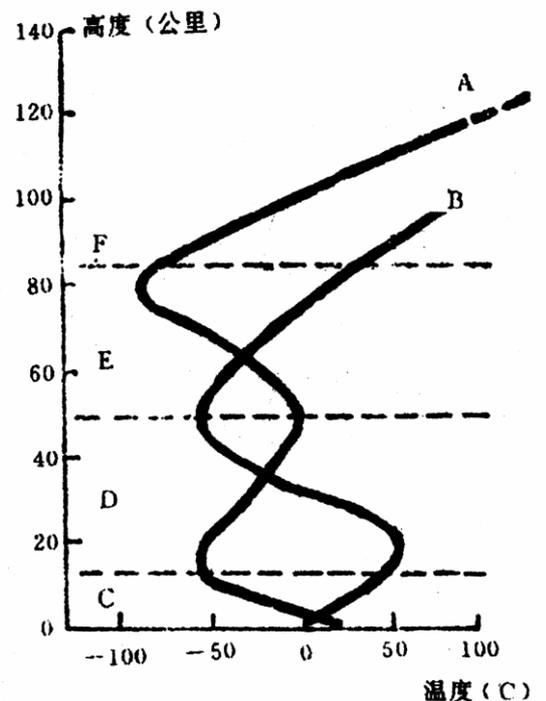
_____層和_____層。

(4) 在上述各層中，天氣現象複雜多變的是

_____層，適於高空飛行的是_____層。

(5) 太陽輻射中的紫外線部分主要在_____層被吸收，紅外線部分主要在

_____層被吸收。



第二章 ◆ 自然地理环境中的 物质运动和能量交换



恰如奔流而下的瀑布，自然环境中的各种物质都在不停地运动着。只是有的物质运动人们能感觉到，如大气的运动、水的运动；有的物质运动人们感觉不到，如地壳的变化。



主要内容

第一节 大气的热状况与大气运动

- 32 大气的受热过程
- 35 大气运动
- 42 几种重要的天气系统

第二节 水的运动

- 46 水循环
- 47 海洋水的运动——世界洋流

课题2 模拟大气温室效应

地球上的大气，犹如盖在地球身上的厚厚的棉被。白天，它对太阳辐射有削弱作用，使一部分太阳辐射不能到达地面，从而使地球的“体温”不至于太高。夜晚，它对地面又有保温作用，使地球的“体温”不至于太低。地球大气减小了气温的日较差，从而使地球表面具有适宜生物生存的温度环境。如果没有地球大气的温室效应，地球表面的温度将不适宜生物生存，地球上绝大多数生物也将不复存在。

通过本章的学习，你将了解大气温室效应的原理。认真完成本章的课题，将加深你对大气温室效应的理解。

课题目标 选一个晴朗的日子，进行大气温室效应模拟实验，了解大气温室效应的原理。

课题准备 为了完成这一课题，你要做好以下准备：

◆ 全班分为若干个小组，每组先准备两个大小一样的纸箱、两个温度计和一块塑料薄膜（大小要能盖住箱子口），并制定一个实验计划。

◆ 在两个纸箱中各放一支温度计，将其中一个纸箱用塑料薄膜盖住箱子口。先将两个纸箱放在室内，观察并记录两支温度计显示的温度，然后将两个纸箱移到阳光下，过一段时间后，再次观察并记录两支温度计显示的温度。

◆ 对你所观察和记录的结果做出解释。

检查进度 在学习本章内容的同时，进行该课题的研究。为了按时完成课题，你要在以下各阶段检查课题研究的进度：

第一节 第45页：全班分组活动，各组制定出实验计划，设计实验记录表格，并安排准备实验所需的各种物品。

第二节 第52页：进行实验，并记录好实验数据。

第三节 第59页：对实验结果进行分析和总结。

总结 本章结束时，对比各组的实验结果，将实验中所发现的规律和各组所做的解释总结出来。

第三节 地壳的运动和变化

53 地质作用

53 造成地表形态变化的内力作用

56 造成地表形态变化的外力作用

57 岩石圈的物质循环

第一节 大气的热状况与大气运动

探索

模拟海陆热力性质差异

1. 准备一个100瓦的白炽灯，用它演示太阳辐射。把两个烧杯分别装满300毫升水和干沙，并排放在一起。把两只温度计分别埋入水和沙中约0.5厘米。
2. 测量水和干沙的温度，并记录下来。因为都在室温状态下，它们的温度应该相同。
3. 打开白炽灯，照射两个烧杯，观察并记录照射5分钟和10分钟后水和沙的温度。
4. 关掉白炽灯，观察并记录5分钟、10分钟后水和沙的温度。

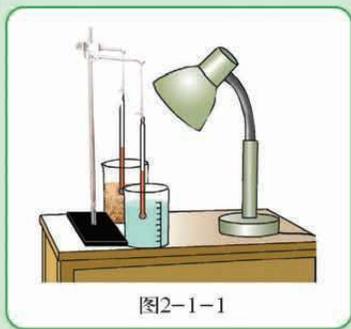


图2-1-1

思考 你发现了什么现象？如何解释这种现象呢？

学习指南

- ◆ 说明大气的受热过程。
- ◆ 风带和气压带是如何分布的？有什么移动规律？
- ◆ 锋、气旋和反气旋等天气系统有什么特征？

提示 阅读时，写一个提纲，并用标题表明主题内容。

在晴朗的夏日，当太阳刚刚升起的时候，空气还是凉飕飕的，随着太阳的不断升高，温度也随之上升。到中午时，天气已变得十分炎热了。那么大气是如何受热升温的呢？

大气的受热过程

就整个地球大气来说，受热能量的根本来源是太阳辐射。太阳辐射能被地球大气接收与转化的过程十分复杂，大致可以分为以下几个环节：

- 太阳辐射穿过大气层。大气对太阳辐射有反射、散射和吸收作用，大气吸收的太阳能主要转化为热能。

- 太阳辐射到达地表。到达地表的太阳辐射部分被反射回宇宙空间，部分被吸收。地表吸收的太阳能部分转化为热能，部分转化为化学能储藏于生物体内。

- 地面吸收太阳辐射增温的同时，再把热量传给大气。

大气是在对太阳辐射起削弱作用和对地面起保温作用的同时使自身受热的。

大气对太阳辐射的削弱作用 太阳辐射要穿过厚厚的大气层才能到达地球表面。太阳辐射在经过大气层时，会有一部分被大气

反射、散射和吸收，因此到达地面的太阳辐射已被削弱。大气对太阳辐射的削弱作用如图2-1-2所示。

大气中的云层和较大的尘埃主要对可见光具有反射作用，可把投射在其上的太阳辐射的一部分反射回宇宙空间。云的反射作用尤为显著，云层愈厚，云量愈多，反射作用愈强。大气中的空气分子或细小尘埃对可见光具有散射作用，能使一部分太阳辐射改变方向，不能到达地面。太阳辐射经过大气层时，有一小部分被大气直接吸收。大气对太阳辐射的吸收具有选择性：平流层大气中的臭氧，强烈地吸收太阳辐射中波长较短的紫外线；对流层大气中的水汽和二氧化碳等，主要吸收太阳辐射中波长较长的红外线。大气对太阳辐射中能量最强的可见光吸收得很少，大部分可见光能够透过大气射到地球表面，因此，大气直接吸收的太阳辐射并不多。

大气对太阳辐射具有明显的削弱作用。如果把到达地球大气上界的太阳辐射作为100%计算，其中约19%被大气吸收，约34%被大气和地面反射、散射回宇宙空间，最后被地球表面吸收的约占47%。到达地面的太阳辐射不是均匀分布的，而是由低纬度向两极递减的。低纬度地区太阳高度角大，太阳辐射经过大气层的路程短，被大气削弱的少，地球表面吸收的太阳辐射就多；高纬度地区的情况则相反。

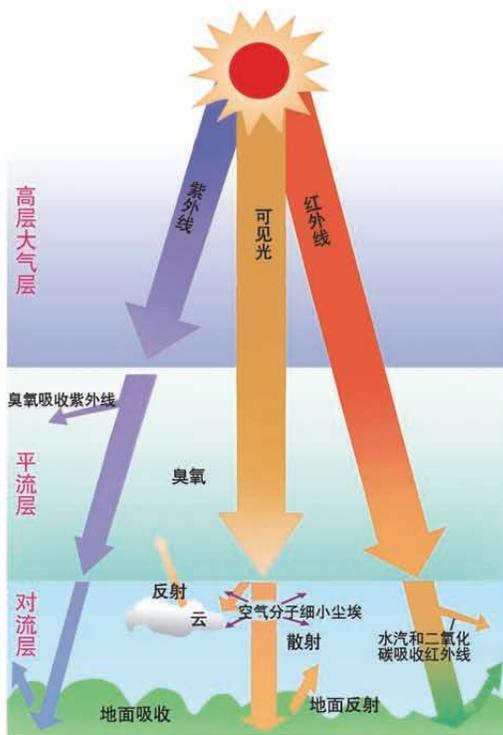


图2-1-2 大气对太阳辐射的削弱作用

大气对太阳辐射具有削弱作用，即反射、散射和吸收作用。

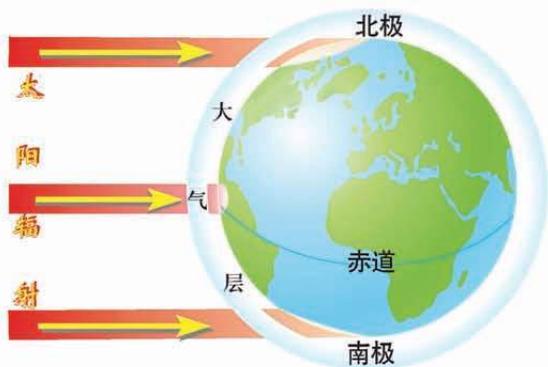


图2-1-3 太阳辐射在地面的不均匀分布

太阳辐射穿过大气层到达两极所经过的路程要比到达赤道所经过的路程长，受大气削弱作用的影响，两极接收到的太阳辐射比赤道少。

阅读



天空的颜色

仰望天空，你所看到的颜色就是太阳光被大气中的气体分子散射后形成的颜色。在太阳辐射的可见光中，波长较短的蓝色光最容易被散射，所以晴朗的天空呈现蔚蓝色。

日出或日落时分，太阳光要穿过一层比太阳高挂时更厚的大气层，大部分蓝色光线在到达你的视野之前就已经被散射掉了，剩下主要包括红色和橙色的太阳光。所以此时的太阳看起来呈红色，周围的云朵也被映射得绚丽多彩。

想一想，为什么火山喷发出的颗粒物使日出和日落时的太阳变得更红？

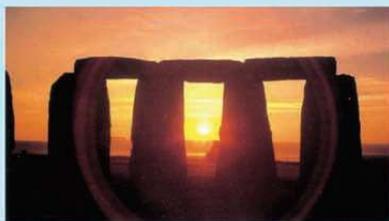


图2-1-4 日出

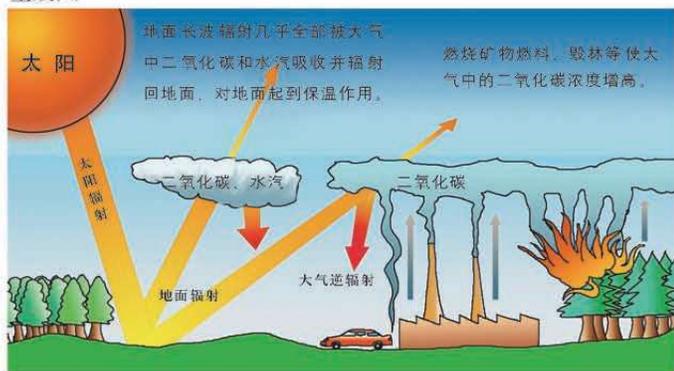
大气对地面的保温作用 地球表面吸收太阳辐射增温的同时，也向外辐射能量。物体辐射原理是：物体温度愈高，辐射的最大能量部分的波长愈短；物体温度愈低，辐射的最大能量部分的波长愈长。地球表面的平均气温约为 15°C ，比太阳表面的平均温度低得多，所以地面辐射的波长比太阳辐射的波长要长。地面辐射的能量主要集中在红外线部分，与太阳辐射相比，地面辐射为长波辐射。

地面辐射的长波辐射经过大气时，几乎全部被大气中的水汽和二氧化碳（主要在对流层中）吸收，从而使大气温度升高。所以，地面是大气的主要的直接热源。

大气在增温的同时，也向外辐射长波辐射。大气辐射仅有一小部分射向宇宙，而大部分则射向地面，其方向与地面辐射正好相反，被称为大气逆辐射。大气逆辐射又把热量还给地面，在一定程度上补偿了地面辐射散失的热量，对地面起到保温作用。这种作用，类似于玻璃温室的作用，人们通常称之为大气的“温室效应”（greenhouse effect）。如果没有大气对地面的保温作用，地球表面的平均气温会下降到 -18°C 。

大气对太阳辐射的削弱作用能降低白天近地面的气温，使白天气温不至于过

图2-1-5 大气的“温室效应”



高；大气的保温作用能弥补地面辐射损失的热量，夜间气温不至于过低。这两种作用共同影响的结果是缩小了气温的日较差，使地表附近的气温变化幅度减小，从而为生物的生长发育和人类的活动提供了适宜的温度条件。

大气运动

热力环流 热力环流是由地面冷热不均引起的大气运动。如图2-1-6所示，如果A地受热，近地面空气就会膨胀上升，到上空聚积起来，使上空空气的密度增大，气压(atmospheric pressure)增高形成高压区；B、C两地空气冷却，收缩下沉，上空空气密度减小，形成低压区。于是，上空的空气便从气压高的A地向气压低的B、C两地扩散。A地空气上升后，近地面的空气密度减小，气压比周围地区都低，形成低压区；B、C两地因有下沉气流，近地面的空气密度增大，形成高压区。这样，近地面的空气又从B、C两地流回A地，以补充A地上升的空气。这种由于地面冷热不均而形成的空气环流，称为热力环流。它是大气运动的一种最简单的形式。

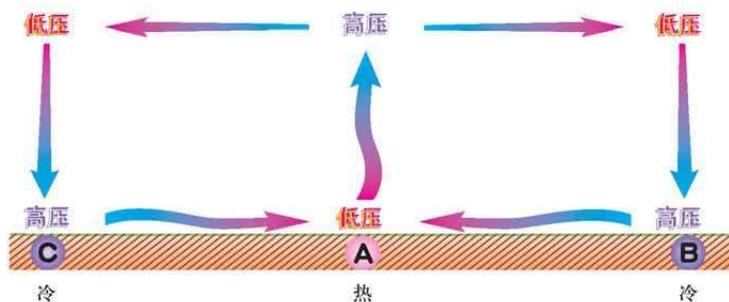


图2-1-6 大气热力环流示意

大气的水平运动——风 地面冷热不均，引起同一水平面上出现气压高低差别。只要同一水平面存在气压差，便会产生一种促使空气由高压流向低压的力，这个力叫做水平气压梯度力，简称气压梯度力。气压梯度力垂直于等压线，从高压指向低压。在气压梯度力的作用下，空气由高压沿着水平方向流向低压，这种空气的水平运动即为风。

如果没有其他外力因素的影响，风向应该与气压梯度力的方向一致，即风向垂直于等压线。然而，除赤道外，风一旦形成，不仅受到气压梯度力的作用，同时还受到地转偏向力的影响，地转偏向力使风向在北半球向右偏，在南半球向左偏。在气压梯度



思考

为什么晴朗夜晚后的早晨，比多云夜晚后的早晨更凉一些？



读图

读图2-1-6，分析空气形成热力环流时，近地面气压的高低与气温有什么关系。



名词链接

等压线 在地图上把气压相同的各点连接起来的线叫等压线。

名词链接

摩擦力 摩擦力是两个相互接触的物体作相对运动时，接触面之间产生的一种阻碍物体运动的力。摩擦力的方向与风的方向相反。

力和地转偏向力共同作用下，风向最终平行于等压线。

此外，在近地面，空气运动还要受到地表摩擦力的影响。在气压梯度力、地转偏向力和摩擦力三个力的共同作用下，风向总是与等压线斜交的。从近地面到高空，空气运动所受摩擦力逐渐减小，风向与等压线之间的夹角也逐渐减小，到一定的高度，摩擦力接近于零，风向与等压线也接近于平行了。

图2-1-7 气压梯度力和地转偏向力对风向的影响示意(北半球)

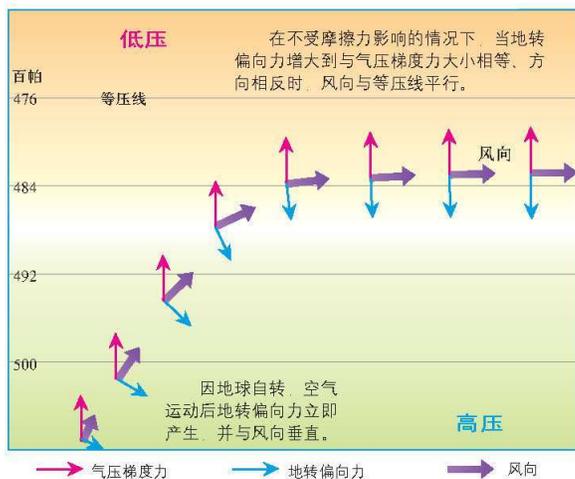
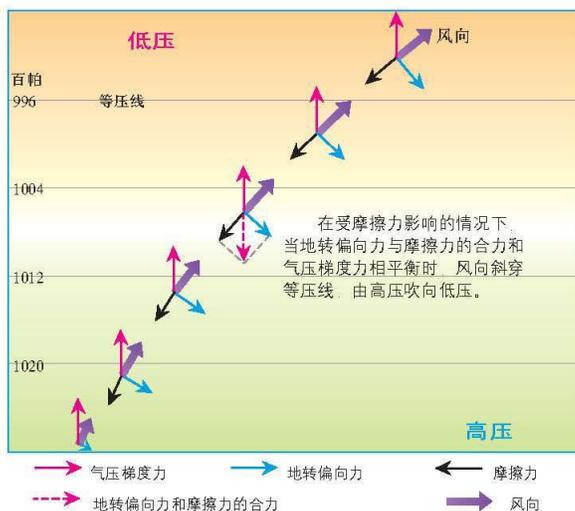


图2-1-8 气压梯度力、地转偏向力和摩擦力对风向的影响示意(北半球)



大气环流与气压带、风带的形成 具有全球性的有规律的大气运动，通常被称为大气环流(atmospheric circulation)。掌握大气环流的规律，是了解天气变化和气候形成的基础。

假设地球表面是均匀的，也不考虑地球自转的影响，赤道和两极之间由于存在温差，会形成强大的热力环流。赤道地区接收到的太阳辐射多，终年高温，大气受热膨胀上升。寒冷的两极附近接收到的太阳辐射少，大气冷却下沉。因此在高空，赤道地区为高压，两极地区为低压，气压梯度力由赤道指向两极，大气由赤道流向两极。在近地面，赤道地区形成低压，两极地区形成高压，气压梯度力的方向指向赤道，大气由两极流回赤道。这样就会形成赤道与极地间的闭合环流。

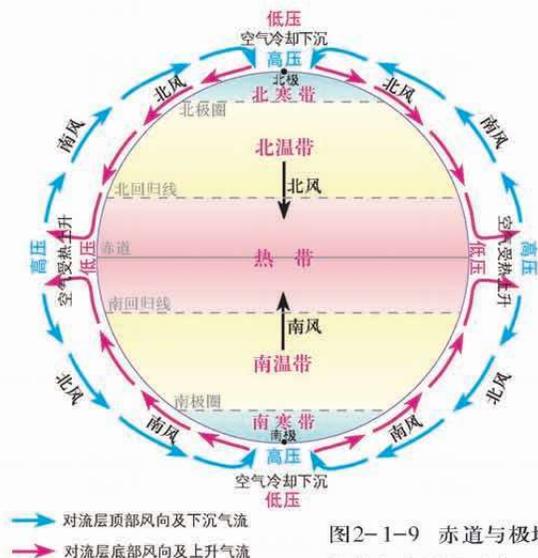


图2-1-9 赤道与极地间的闭合环流示意

然而，地球在不停地自转着，地球上水平运动的物体都受地转偏向力的影响，大气运动也不例外。因此大气环流不是简单的单圈闭合环流，而是在南、北半球各形成三圈环流。

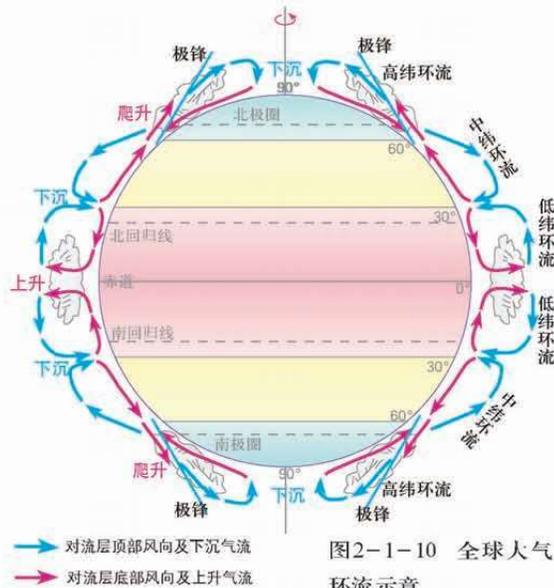


图2-1-10 全球大气环流示意

南半球大气环流的模式与北半球基本相同，不同之处在于：受地转偏向力的影响，北半球气流向右偏，南半球气流向左偏。

可见，三圈环流的形成主要受地表热量分布不均及地转偏向力的影响。

由于三圈环流的存在，在地球表面形成了七个气压带和六个风带 (wind zone)。

● 气压带

赤道低气压(equatorial low)带：在赤道附近，强烈的太阳辐射不断加热着地表，暖空气稳定上升，使得近地表层的大气形成一个低压区，称为赤道低气压带。

副热带高气压(subtropical high)带：从赤道地区上升的暖空气分别向南北方向流动。受地转偏向力的影响，流向南北的气流方向不断发生偏转，到达南北纬30°附近时，气流的方向与纬线已



读图2-1-10，分析低纬、中纬、高纬环流圈分别是由哪几支气流构成的。



思考

降水的多少与气压带及各气压带空气运动方向存在什么联系?

接近平行,空气不再继续向南北方向流动,导致空气在南北纬 30° 附近的高空堆积,并下沉,使近地面形成高压区。这样就在南北半球的相应位置形成了两个高压带,其位置大致在副热带地区,因此称为副热带高压带。

极地高压带(polar high)带:两极地区气温低,空气冷却收缩下沉,集聚在近地面,形成高压区,称为极地高压带。

副极地低气压(subpolar low)带:在副热带高压带和极地高压带之间,来自副热带高压和极地高压的气流辐合上升,并在高空外流,使近地面空气密度减小,形成一个相对的低气压带,称为副极地低气压带。

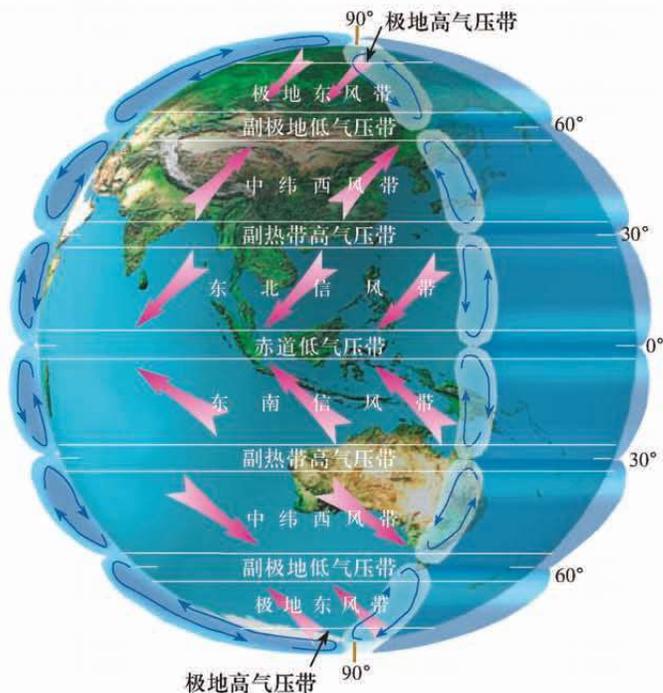


图2-1-11 全球气压带和风带分布示意

● 风带

大气三圈环流的形成,在地球表面形成了以赤道低压带为中心、南北对称、高低相间排列的七个气压带,高低气压带之间又形成了六个风带。

副热带高压和赤道低压、副极地低压之间的气压差,使得地表风分别从副热带吹向赤道和高纬。吹向赤道的风受到地转偏向力的影响,在北半球形成东北风,称东北信风;在南半球形成东南风,称东南信风,这两个风带统称为低纬信风带。从副热带高压吹向副极地低压的风,因受到地转偏向力的影响,变为偏西方

向的风，即西风。在北半球为西南风，在南半球为西北风，这两个风带统称为中纬西风带。

极地高压的下沉气流在低空向低纬度地区运行，受地转偏向力的影响偏转为偏东风，称为极地东风带。

由于地球不停的自转和公转，太阳直射点的位置随季节变化而呈规律性的南北移动，这就导致了风带和气压带也呈季节性移动。就北半球而言，夏季气压带和风带北移，冬季南移。

海陆分布对大气环流的影响 前述大气环流是在假设大气是在均匀的地球表面上的运动规律，但由于地球表面并不均匀，受海陆分布和地形(topography)起伏等因素的影响，实际的大气环流要复杂得多。

从图2-1-13和图2-1-14可以看出：南半球特别是南纬30°以南的地区，气压带基本上是连贯的，而北半球的气压带却被分割成几个范围很大的高压区和低压区，这是海陆差异影响的结果。

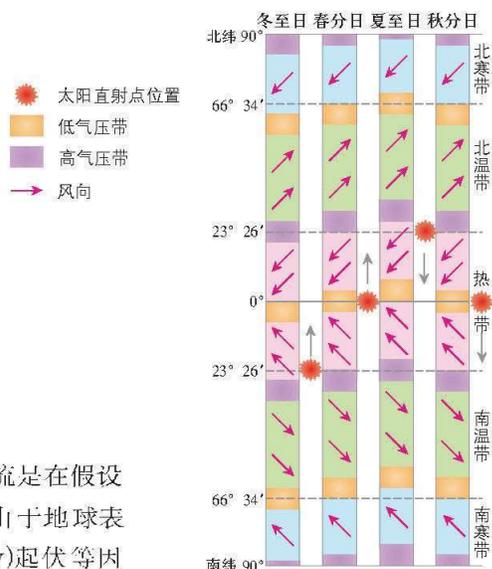


图2-1-12 全球气压带和风带的季节性移动示意

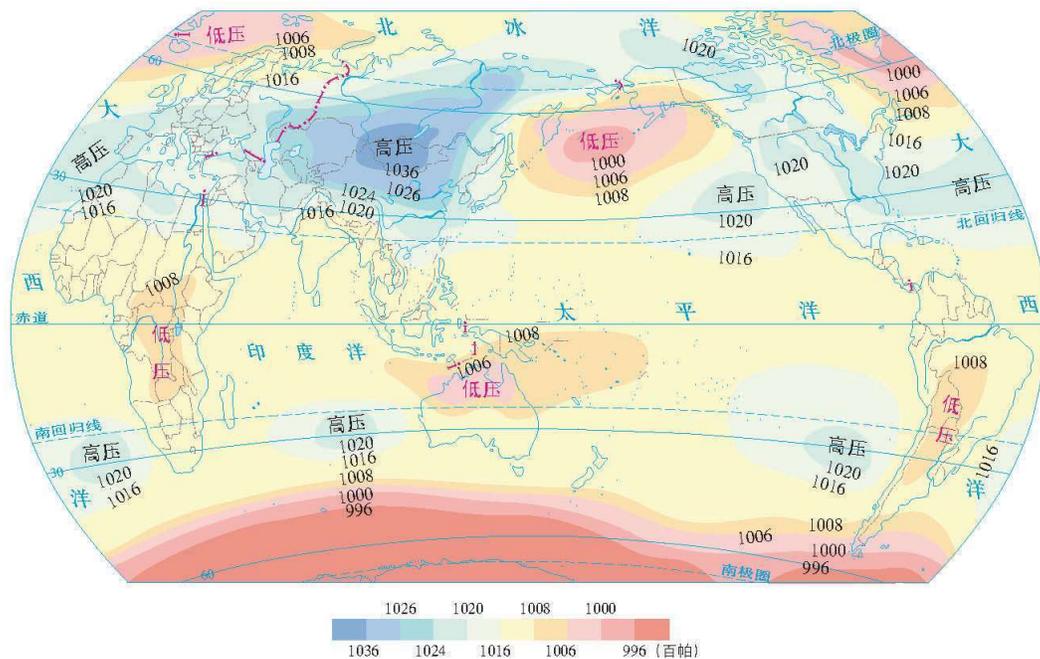


图2-1-13 1月海平面等压线分布

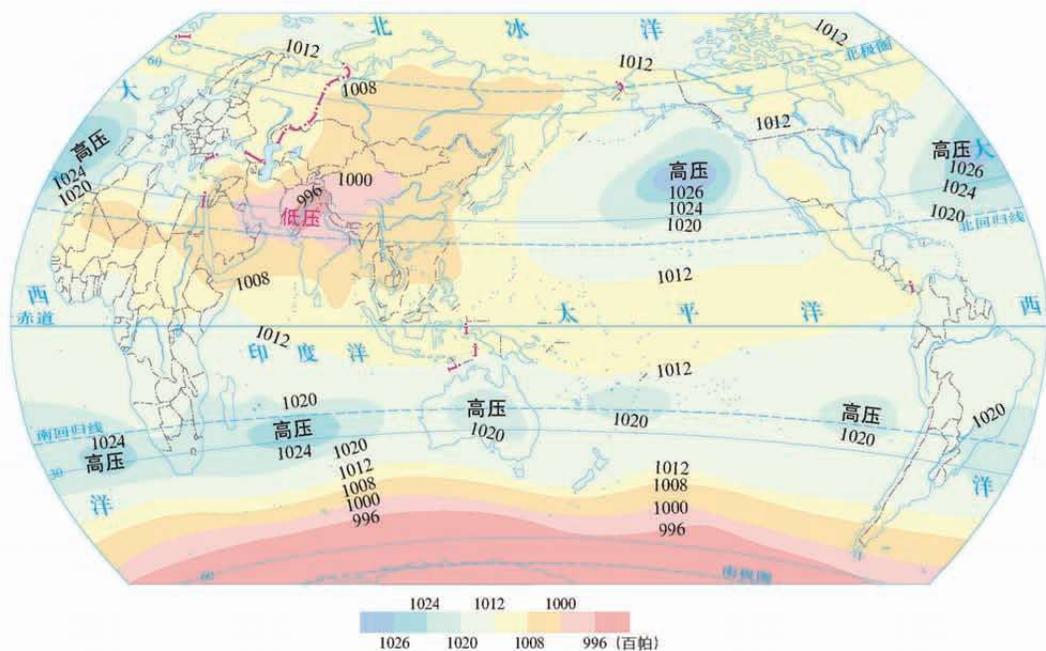


图2-1-14 7月海平面等压线分布



读图

读图2-1-13和图2-1-14,分析北半球高气压中心的季节变化。

南半球陆地面积较小,海洋占绝对优势,地表相对均匀,因而气压带较完整;北半球比南半球陆地面积大,海陆热力差异明显,因而气压带相对破碎。海陆热力性质的差异表现为:夏季陆地比海洋受热升温快,气温比海洋上高得多,形成热低压区;冬季陆地比海洋冷却降温快,气温又比海洋上低得多,形成冷高压区。这种热力成因形成的强大气压系统使得气压带被分割为块状,形成若干个气压活动中心。

北半球海陆上的气压活动中心随季节而变化,使得一年中盛行风向也随季节有规律地向相反或接近相反的方向变换,从而形成季风环流。尤其是在东亚地区,由于欧亚大陆和北太平洋之间的气压差异非常大,因而形成了世界上最典型的季风环流:冬季,强大的亚洲高压与阿留申低压、赤道低压之间,形成了势力强大、干燥寒冷的偏北风,这就是冬季风;夏季,北太平洋高压势力大大增强,亚洲大陆上形成亚洲低压,太平洋暖湿气流便沿着北太平洋高压的西部边缘,从东南方向吹到亚洲东南岸,这就是东亚的夏季风。

海陆热力差异是形成季风的主要原因,但不是唯一原因。气压带和风带的季节性移动也是形成季风的重要原因之一,如南亚夏季盛行的西南风,是东南信风越过赤道后向右偏转形成的。

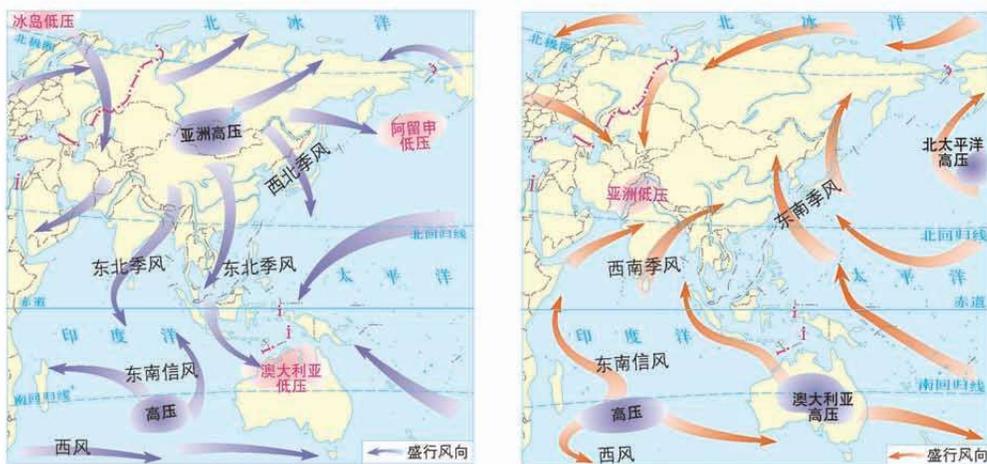


图2-1-15 亚洲冬季风(左)和夏季风(右)形成示意

大气环流对气候的影响 大气环流是影响气候形成的一个重要因素。一般而言,不同的气压带和风带控制下的地区,有不同的气候类型。

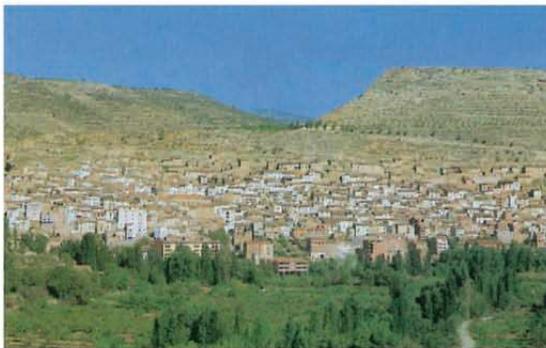
赤道低气压带控制的地区,因太阳辐射强,空气对流运动强烈,形成了高温多雨的热带雨林气候。

南北回归线至纬度 30° 之间的地区,常年受副热带高气压带控制,盛行下沉气流,形成炎热干燥的热带沙漠气候。

图2-1-16 不同气候区的景观

上排:热带雨林气候区的景观(左)、热带沙漠气候区的景观(右)。

下排:地中海气候区的景观(左)、温带海洋性气候区的景观(右)。



纬度 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 之间的大陆西岸地区，受气压带、风带的季节性移动影响，夏季受副热带高气压带控制，气流下沉，炎热少雨；冬季受西风带控制，温和多雨，形成地中海气候。

纬度 $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 之间的大陆西岸地区，全年盛行西风，受海洋暖湿气团影响，终年湿润，气温年变化小，气温适中，形成温带海洋性气候。

当然，一个地方气候的形成是由多个因素综合作用的结果。大气环流只是其中一个影响因素。

几种重要的天气系统

引起天气变化的主要天气系统有气团(air mass)、锋(front)、气旋(cyclone)和反气旋(anticyclone)等。



思考

冬季从海洋移向大陆的气团是冷气团还是暖气团？夏季呢？

气团和锋 气团指温度、湿度、气压等物理属性比较均匀、相似的大团空气。气团一般很大，单个气团的水平范围可达百万平方千米，垂直高度达10千米。根据气团的温度特征，可分为冷气团和暖气团；根据气团的湿度特征，可分为海洋性气团和大陆性气团。

冷气团和暖气团是根据气团温度与所经地表的温度对比来定义的。气团向比它暖的下垫面移动时，称为冷气团；向比它冷的下垫面移动时，称为暖气团。一般而言，由低纬度流向高纬度的气团是暖气团，由高纬度流向低纬度的气团是冷气团。一般暖气团形成于纬度较低的地区，使到达地区增暖；冷气团形成于纬度较高的地区，使到达地区变冷。

一个气团属于海洋性气团还是大陆性气团取决于这个气团形成的位置。海洋性气团形成于大洋上，由于海水的蒸发量大，空气湿润；大陆性气团形成于大陆上，空气比较干燥。

冷暖性质不同的气团相遇，它们之间的过渡带称为锋。锋同气团一样，也是一个占有三维空间的天气系统。一个锋的锋面可以有几十至几百千米宽、高度有几千米，甚至可伸到对流层的上层。

锋的类型主要有冷锋(cold front)、暖锋(warm front)和准静止锋(quasi stationary front)。

名词链接

锋面和锋线 习惯上锋包括锋面和锋线。冷暖气团在空间的交界面叫做锋面。锋面与地面相交的线，叫做锋线。

● 冷锋及其天气

冷气团推动暖气团移动形成的锋称为冷锋。因为冷气团的密度大，暖气团的密度小，所以冷暖气团相遇时，冷气团就会插到暖气团的下面，暖气团被迫抬升。空气在上升过程中，逐渐冷却，如果暖气团中含有大量的水汽，就会形成降水天气；如果水汽含量较少，便形成多云天气。

如果冷锋的移动速度很快，就会导致剧烈的天气变化，例如雷雨天气。冷锋过境后，因为移入了冷而干的空气，于是天空会变得晴朗，气温也会有所降低。

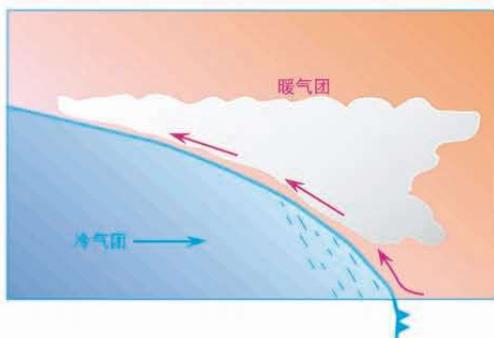


图2-1-17 冷锋及其天气

● 暖锋及其天气

暖气团推动冷气团移动而形成的锋称为暖锋。因为暖气团的空气密度较小，所以暖气团就会爬升到冷气团的上方，导致大气中的水汽凝结成云或产生降雨。因为暖锋比冷锋移动的速度要慢，因此暖锋过境时，可能会连续几天下雨或有雾。暖锋过境后，天气变得温暖、湿润。

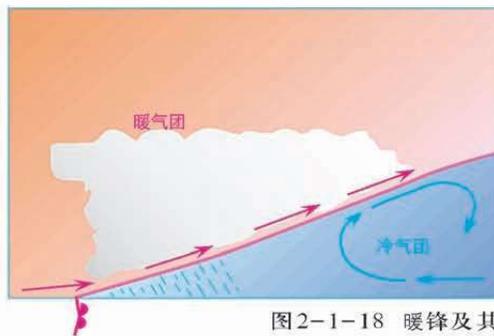


图2-1-18 暖锋及其天气

● 准静止锋及其天气

移动缓慢的锋或冷、暖气团势力相当，锋面呈准静止状态的锋，称为准静止锋。准静止锋在一个地方徘徊不前或时进时退，云雨区比暖锋更为宽广，且降水强度小，持续时间长，常形成阴雨连绵的天气。例如，我国长江地区的梅雨天气，就是准静止锋形成的。



思考

冷锋过境后为什么会出
现降温天气？



活动

通过看电视、读报纸或上国际互联网收集天气预报的资料。记录天气预报中所提到的锋，并将它们进行分类（冷锋、暖锋和准静止锋）。同时认真记录各种锋带来的天气状况。最后进行总结，看看各种锋所伴随的天气是否总是相同。

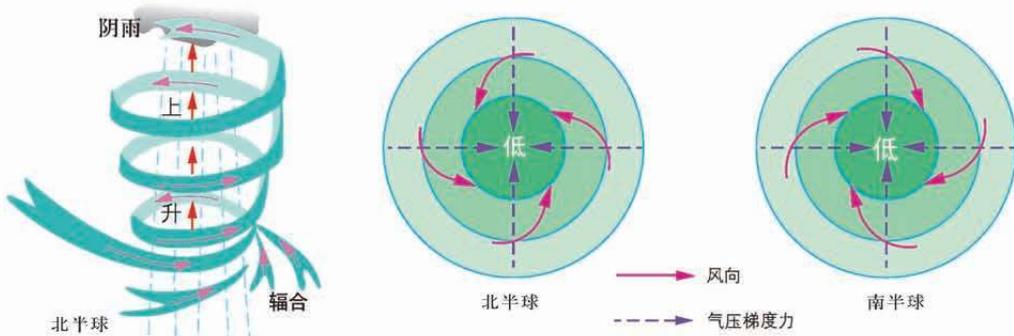
气旋和反气旋

● 气旋

如果某地形成低压中心，在低压中心周围就会形成一个空气的漩涡，叫做气旋。在水平方向上，气流从四周流入中心。受到

地转偏向力的影响，北半球气旋的气流是按逆时针方向旋转的，而南半球气旋的气流是按顺时针方向旋转的。在垂直方向上，气旋中心的空气被迫上升，空气在上升过程中温度降低，其中的水汽容易凝云致雨。所以当气旋过境时，云量就会增多，常常出现阴雨天气。

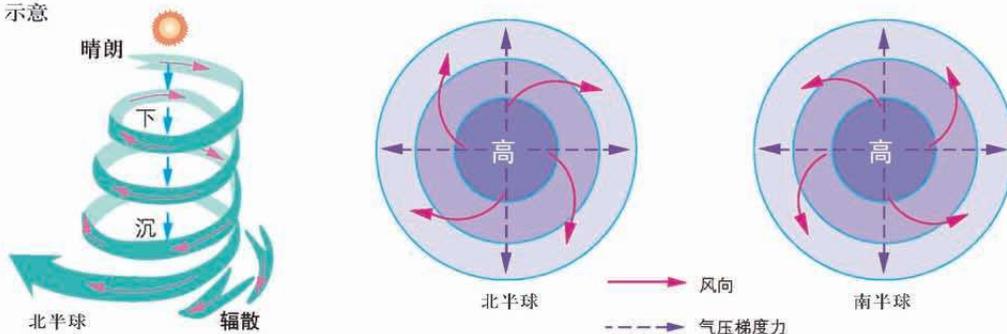
图2-1-19 气旋及气旋控制下的天气示意



● 反气旋

反气旋和气旋刚好相反，它是在高压区出现的空气漩涡。在水平方向上，气流由高压中心流向四周，受地转偏向力的影响，北半球反气旋的气流是按顺时针方向旋转的，而南半球反气旋的气流是按逆时针方向旋转的。在垂直方向上，反气旋中心的气流以下沉为主。空气在下沉的过程中，温度升高，湿度相对减小，水汽不易凝结，天气晴朗。因而反气旋过境时，通常会带来晴朗、干燥的天气。

图2-1-20 反气旋及反气旋控制下的天气示意



案例研究 大气运动的地理意义

大气运动主要是由于地球上热量分布不均匀而引起的，而大气运动又通过空气的交换缩小了各地热量的差异，因此，大气运

