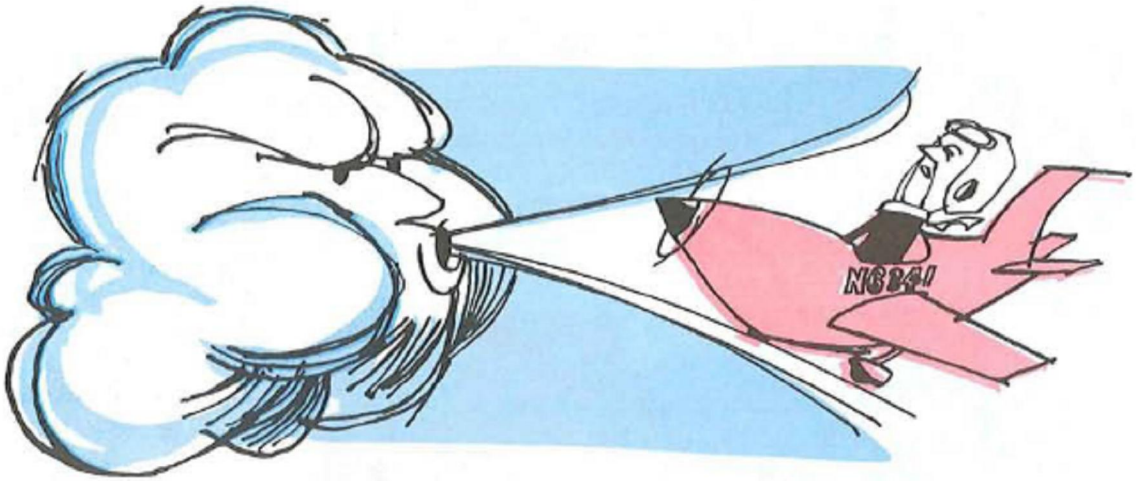


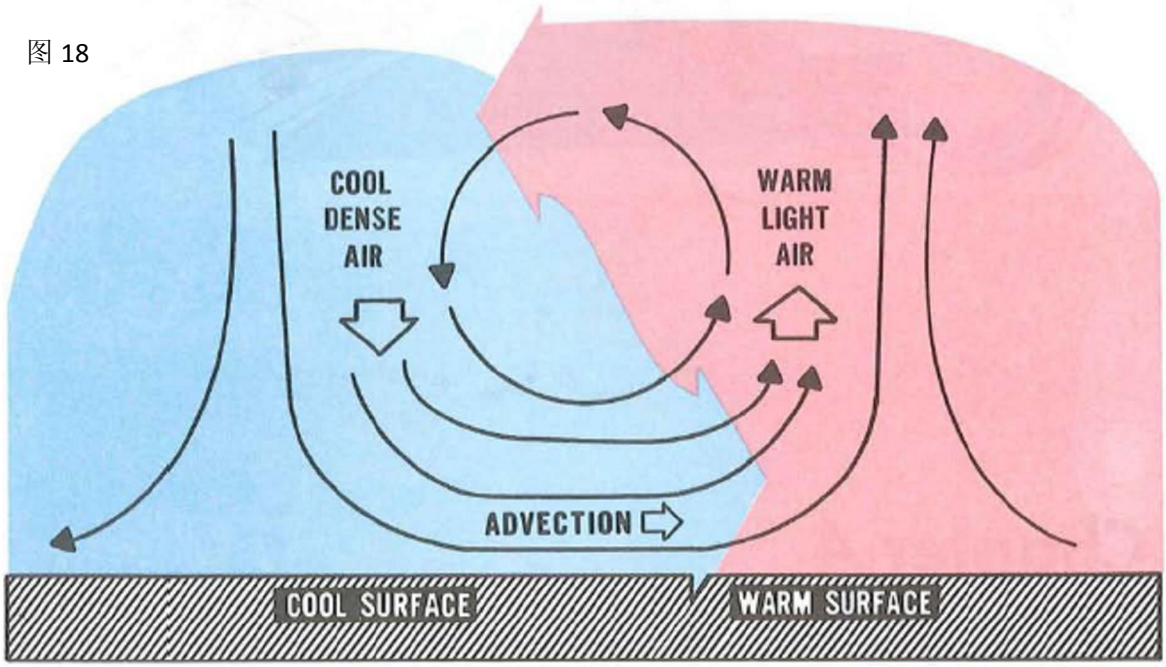
第四章 风

温度的变化，创造了气压的变化。气压变化又创造了永无休止的风的世界。风带来了水蒸气、雾、云和降水。为了向你解释气压和风的关系，以及天气系统的运动，在本章节里将向你解释对流（convection）、气压梯度力（pressure gradient force）、科氏力(Coriolis force)、摩擦力。解释这些力造成的对流和大气环流（general circulation）。讨论一些本地和小尺度范围的风系统。介绍风切变（wind shear）以及其他和天气有关的风。

对流

当两块地面受热不均匀时，它们的热量会加热上方的空气。较热的空气膨胀并且变得比较冷空气轻，或者说密度变小（本书中所说的“冷空气”，“热空气”指的是相对温度，不是指某个固定温度）。因为受到更大的重力影响，密度更大的冷空气下沉到地面，并且抬升或挤压热空气向上升高。这就像水把比它轻的油挤压到上方一样。图 18 画的就是这种对流过程。上升的空气扩散并降温，最后再次下降，完成对流循环。只要维持不均匀的加热，对流气流就会持续存在。

图 18



气压梯度力

气压的不同必定创造出一种吹动空气的力量。这种力量就是气压梯度力。它从高气压向低气压施加力量，而且垂直于等压线或等高线。当一个地区上空产生气压压差时，气压梯度力推动空气穿过等压线。等压线靠得越密集，气压梯度力就越大，风也就越大。因此，等压线之间的间隙小，代表着大风，等压线间隙大，代表着小风。你可以从等压线或等高线上大致分析得出风速情况。

在赤道地区地面多为低压，两极地区多为高压，从两极到赤道发展出了一个气压梯度。原因是赤道和两极的受热不均匀。如果地球没有自转的话，这种气压梯度力将是驱动风的唯一力量。南北半球的风将变成两个巨大的对流（图 19），这种对流过于简化了，我们姑且称之为“虚假的全球对流”。冷空气在两极下沉，地面风将会从两极直接吹向赤道。热空气在赤道上升，高空风从赤道吹向两极。但是，地球事实上是自转的。自转极大地改变了这种简单的对流模式。

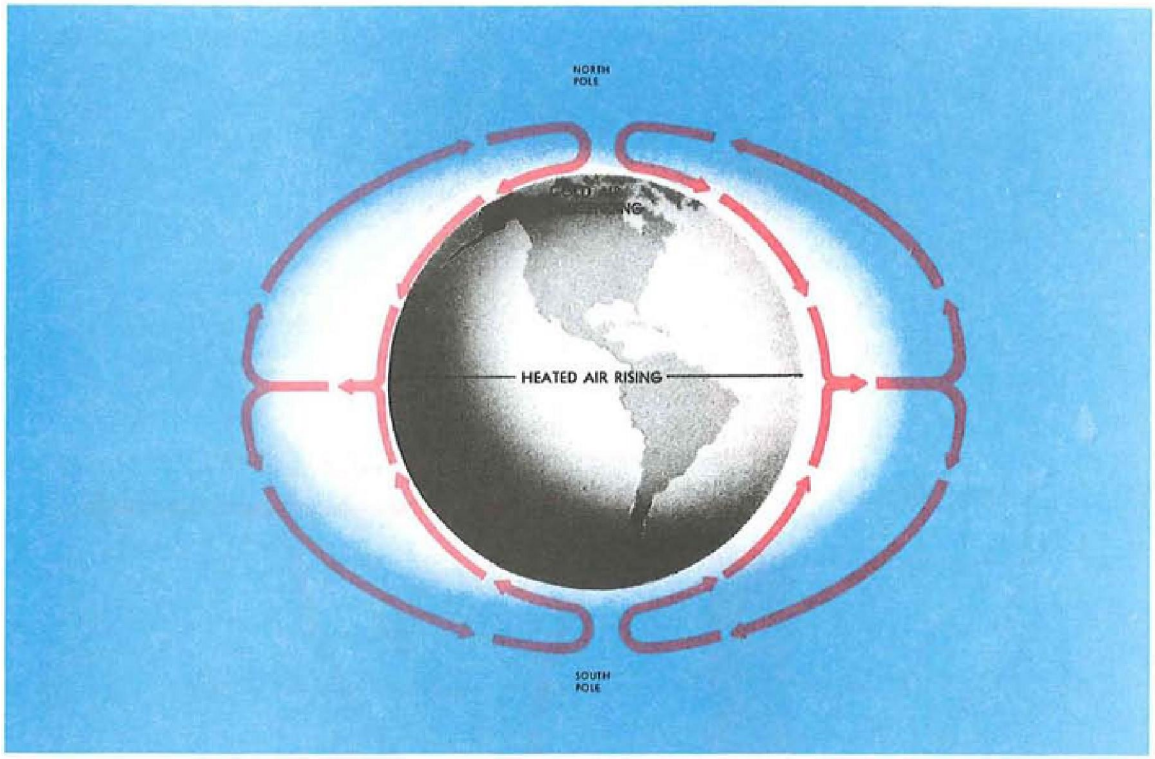


图 19

科氏力

一个物体将保持直线匀速运动，除非受到外力的作用。但是，如果有人观察一个在旋转平台上直线运动的物体，他会发现原来直线的运动变成了弧线运动。我们来做个实验，你需要一支粉笔和一把尺，以及一个电唱机。让电唱机上的圆盘开始转动，你在圆盘上用尺子画出一条直线。当电唱机停止旋转后，你会发现电唱机上留下的其实是弧线（图 20）。假设有个人站在转盘上看，他觉得有一种表现力（apparent force）使粉笔线弯曲了。

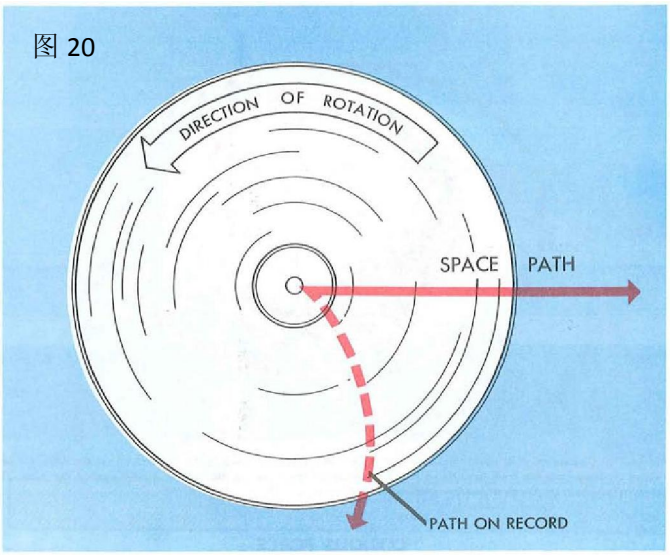


图 20

类似的表现力也在使地球上的物质发生偏转。因为地球是球形的，这种偏转力要比电唱机上的情况复杂得多。虽然这种力被称为“表现力”，但是对于生活在地球上的人来说，这种力是真实的。这一原理首次由一个叫 Coriolis

的法国人提出，因此得名“科氏力”。

科氏力影响到飞机、导弹、鸟、海流和本书的主题：天气和气流。科氏力把北半球的气流向右偏，把南半球的空气向左偏。本书主要讨论向右偏的北半球气流。

科氏力和风速成正比，风速越大，科氏力越大。在一个纬度上，风速增加一倍，科氏力也增加一倍。为什么科氏力和纬度有关呢？

科氏力随纬度变化，在赤道科氏力为零，在两极的科氏力最大。在中高纬度地区的风受科氏力影响最大，到赤道就没什么影响了。

还记得上一节中讨论的气压梯度力吗？它垂直于等压线并驱使着风的运动。当气压梯度力产生时，风从高压吹向低压，穿过等压线。但是只要空气开始运动，科氏力就把它向右偏转。满满的，风的方向改变了 90 度，变得和等压线或等高线平行了。其实这时的科氏力和气压梯度力保持平衡（图 21）。因为风的受力是平衡的，所以风平行于等压线或等高线。地面的摩擦力会破坏这种平衡，我们将在后面讨论。先让我们看看科氏力是如何改变图 19 中那个“虚假的全球对流”的。

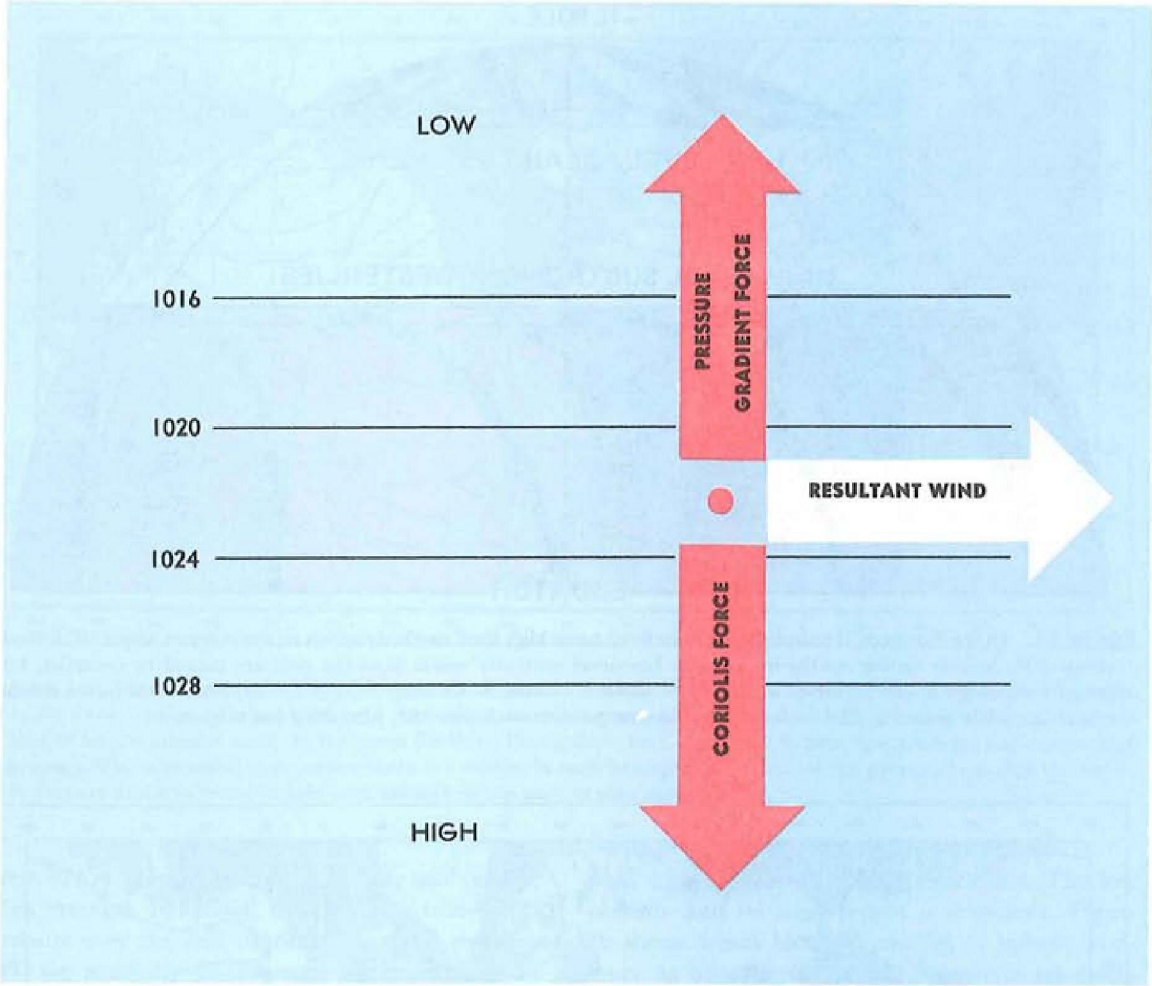


图 20

大气环流

当空气在赤道地区被抬升并向着北方长途跋涉的时候，科氏力把空气的运动方向扭曲向右，或者说向东（图 22）。在北纬 30 度左右，风暂时不再向北吹了，风向变成了西风。同样的，当空气从两极下沉，并向赤道运动。科氏力把空气向右偏传，造成了东风，使它在向南的旅程上休息一会（图 22）。可以说，科氏力把风“堆积”在南北纬 30 度到 60 度的范围内。这些“堆积”的额外重量，造成了这一地区“半永久”的高压区带。图 23 和图 24 展现了 7 月和 1 月的地面平均气压，你可以清晰地看到南北纬 30 度上的亚热带高压带（subtropical high pressure belt）。

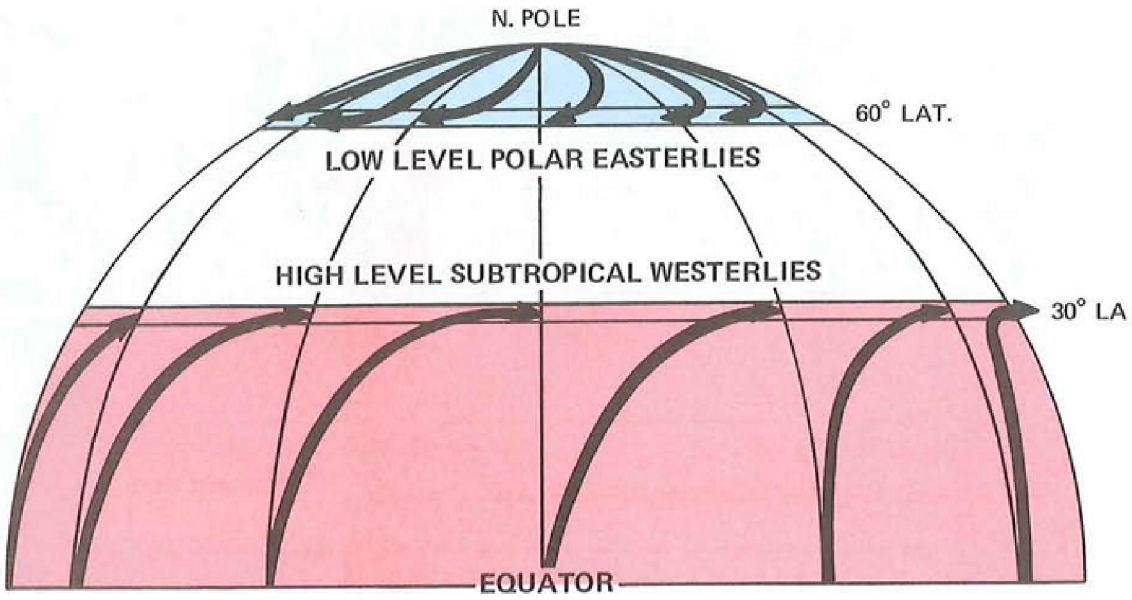

N. POLE
60° LAT.
LOW LEVEL POLAR EASTERLIES
HIGH LEVEL SUBTROPICAL WESTERLIES
30° LA
EQUATOR

图 22

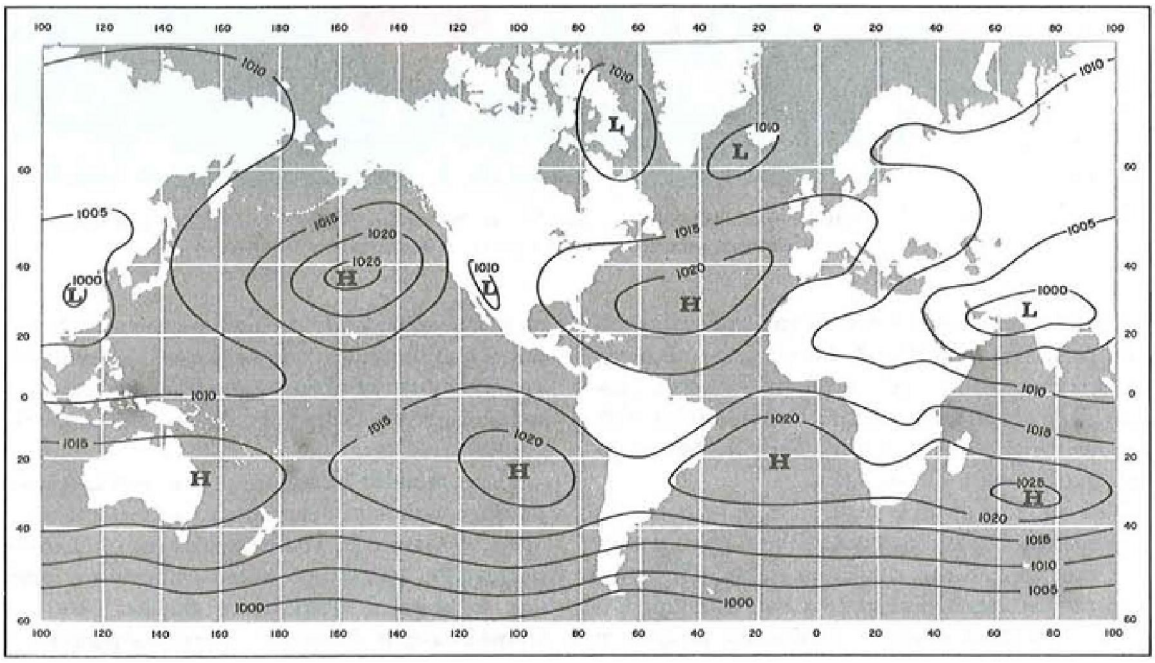


图 23

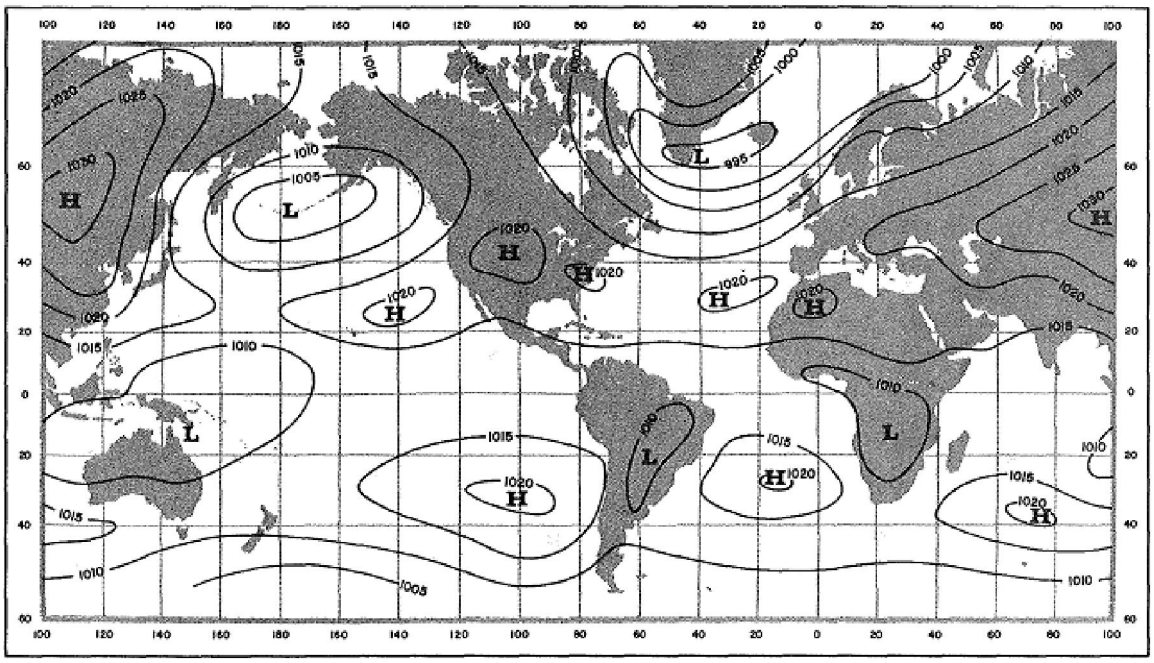


图 24

科氏力造成的高压区域把赤道了两极之间的大气环流带进了“死胡同”。但是大气层会不断地寻求平衡，这种“死胡同”不可能永远存在。为了完成大气环流，大量的空气在中纬度区域开始自己的对流。

大量的冷空气突破了北面的边界，向南插入热带地区。大型的中纬度风暴创造了寒潮（cold outbreak），也给北方带来暖流。结果就是，中纬度区域存在着一群“流浪”的风暴，使这一区域天气多变。图 25 画的是把这些混乱的环流尽量规范化之后的样子。

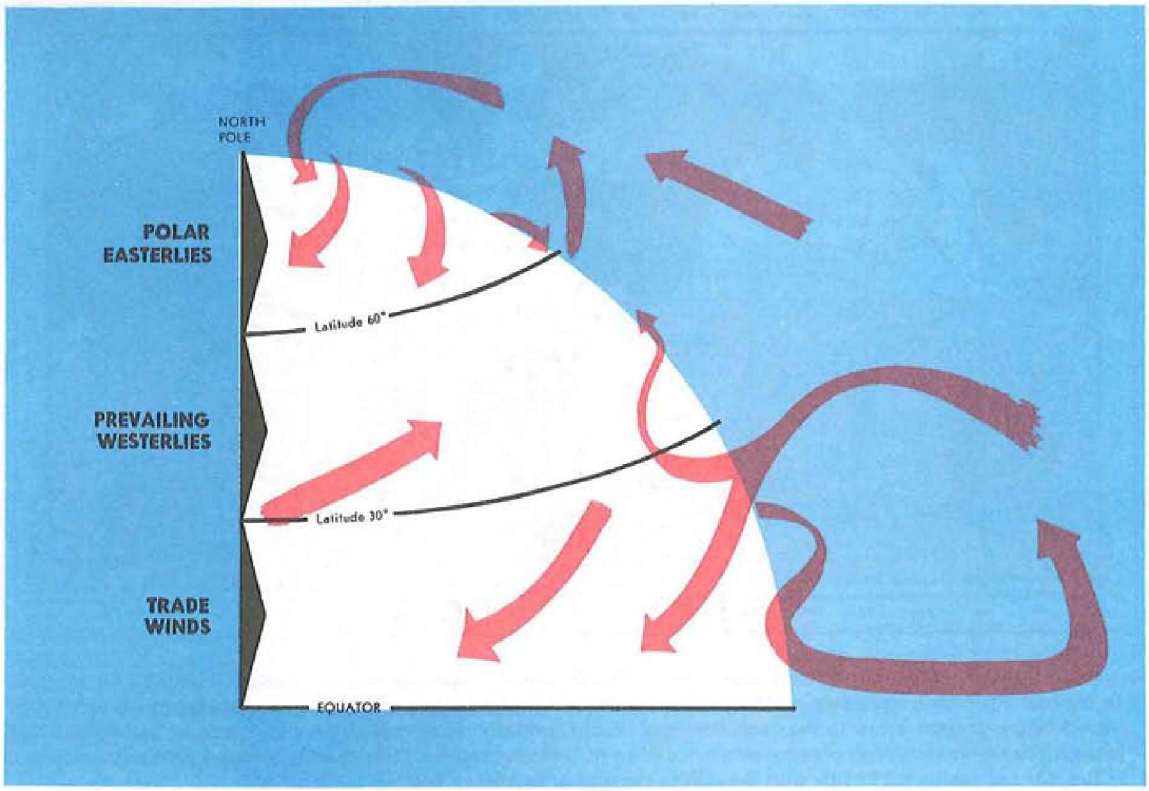


图 25

气压变化造成了风，季节性的气压变化很大程度上决定了这些寒潮或中纬度风暴。但是，季节性气压变化，是由季节性温度变化确定的。我们在前面的章节中已经学过：当地面温度较高时，很大程度上会造成低压；地面低温时，造成高压。我们还学过：陆地上的温度季节性变化要比海洋上的大得多。

夏季时，温暖的陆地造成低压。而相应地，较冷的海洋造成低压。冬季，正好相反。高压位于寒冷的陆地，低压位于温暖的海洋。图 23 和图 24 显示了这种季节性地气压反转。同样的季节性气压变化也发生在南半球，不过和北半球有些不同，因为南半球的海洋面积太多了。

在冬季，寒潮是最强的降温，这些寒潮多半从寒冷的大陆区域形成。夏季的寒潮就要弱得多，这些寒潮更多的来自寒冷的水面。由于寒潮是由一大团密度较大的冷空气组成的，他们的对环境的影响就像高压区一样。

因为空气总是想从高气压周围逃跑，逃跑过程中形成的风又受到科氏力影响向右偏转。所以，这些风围着高气压顺时针方向吹。这样的高气压和伴随它的风系统被称为反气旋（anticyclone）。

在高压系统之间发展出来的风暴有低压的特点。周围的风都想向内吹向低压中心。这些风一样受到科氏力影响向右偏转，最后形成逆时针风向围绕低压。这样的低压和相伴的风系统称为气旋（cyclone）。图 26 显示风向和等压线平行（或者说在高空图上和等高线平行）。在高压周围风向呈顺时针，低压周围呈逆时针。

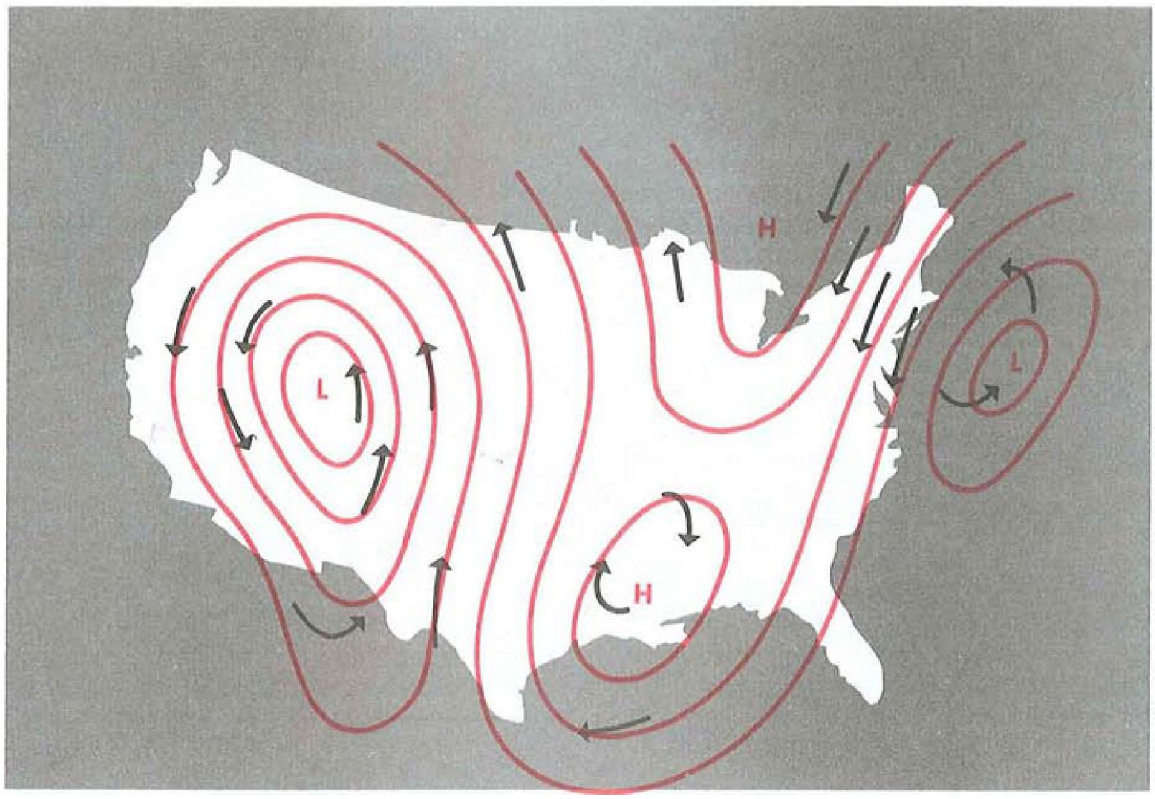


图 26

北纬 30 度左右的高压带迫使空气从地面向南向北扩散。向北的空气被输送到中维度风暴中。向南的空气再次受到科氏力影响，变成知名的“亚热带东北信风（subtropical northeast trade wind）”。在中纬度区域，高空风主要是从西吹来，被称为“盛行西风带（prevailing westerlies）”。“极地东风带（polar easterlies）”控制着北纬 60 度以北的低空大气环流。

以上这三个主风带可以在图 25 上看到。东北信风从东边向西边带来热带风暴。盛行西风带又把中纬度风暴从西向东吹。很少量的风暴系统是从较小的北极区域发展来的。极地东风带主要的作用是发展出中纬度风暴。

目前我们没有讨论到摩擦力。高空风的运动方式主要遵循着等压线或等高线，摩擦力对其影响很小。但是在靠近地面的地方，我们不能忽视摩擦力对风的影响。

摩擦力

风和地面物体之间的摩擦力减慢了风速。地面地形越崎岖，摩擦力越大。而且风速越大，受到的摩擦力也越大。人们可能认为摩擦力并不是一种力，但是它的确存在，而且作用力总是和风向相反。

因为摩擦力减慢了风速，所以科氏力也随之减小。但是摩擦力和气压梯度力之间没有关系。最终，气压梯度力和科氏力之间的平衡被打破了。气压梯度力推动风穿过等压线，向低压移动，最后在摩擦力和科氏力的共同作用下达到三者平衡（如图 27）。图 28 显示了地面风是如何从高压区旋转穿过等压线，并以某个角度进入低压区的。

在水面上（摩擦力最小），地面风向和等压线的夹角大约是 10 度，角度随着地面摩擦增加而变大。但是在山区，我们无法把地面风和气压梯度力之间的关系搞清楚，因为那里的摩擦力太大了，而且山区的地形会影响气压。

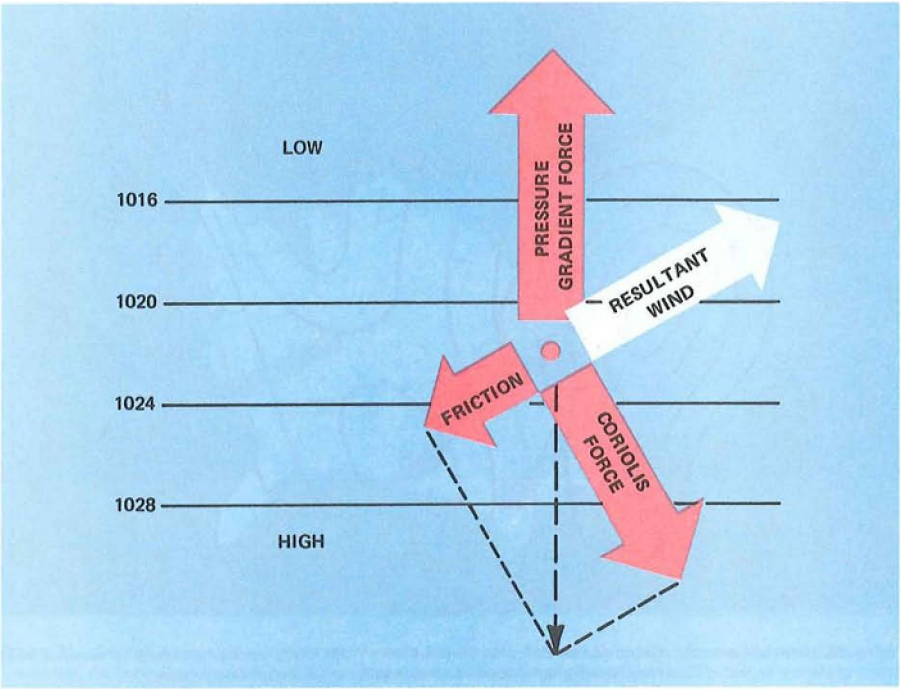


图 27

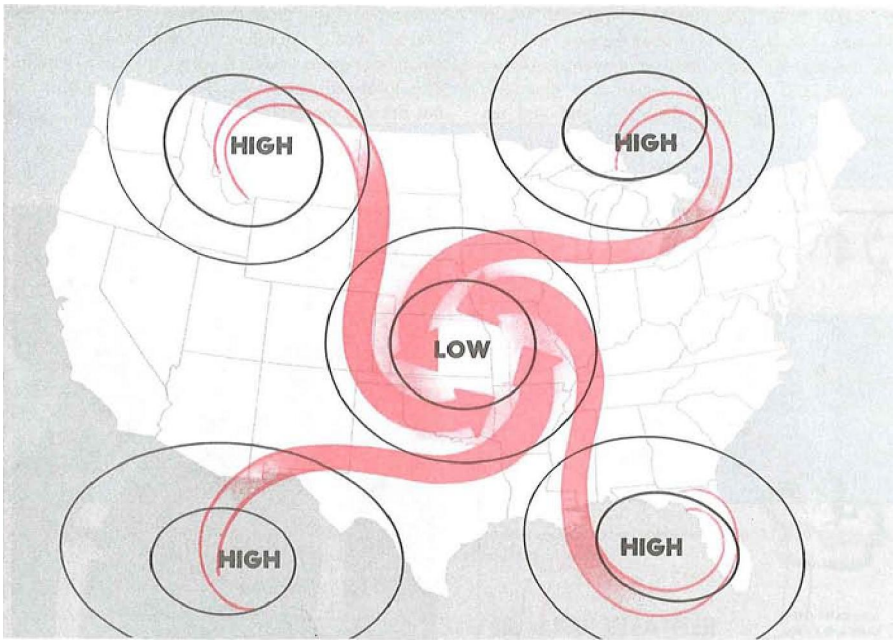


图 28

急流

缺少“急流（jet stream）”的大气环流是不完整的。总体上看，在对流层内风速随高度的增加而增加，在对流层顶附近达到最大风速。这些大风聚集在一个狭长的带状区域内形成急流。急流在对流层内靠近对流层顶的地方漫游。由于高高度层飞行主要受急流影响，所以在第 13 章《高高度天气》中将详细讨论。

局地风和小尺度风

目前为止，我们只讨论了大气环流和大型的风系统。但是，如山脉或海岸线等的区域地形也在影响着局地风（local wind）和局地天气。

山峰和山谷的风（mountain and valley winds）

白天时，太阳辐射加热了山坡，山坡上的空气和山坡接触后变热。这些空气要比同高度上远离山坡的空气热。

周围较冷较重的空气下沉，迫使地面的热空气向山坡上运动。这种风被称为谷风（valley wind），因为它是从山谷里向外吹的。

晚上，和山坡接触的空气比较冷，变得比周围空气重。空气向山坡下下沉，形成了山风（mountain wind）。这种风就像水流从山坡上流下来一样，因此得名。山风通常比谷风强劲，特别的是在冬天。山风经常可以沿着坡度平缓的峡谷或山谷持续吹动，这时被称为流泄风（drainage wind）。这种风在某些地形环境下会变得很强，在某些极端的情况下，这种风会变得很危险。比如第 9 章介绍的在峡谷中飞行的情况。

重力风（katabatic wind）

重力风就是任何从斜坡上向下吹的风，且这种斜坡就是造成风的原因之一。所以说，山风就是一种重力风。重力风都是从空气受冷开始的，较重的空气从斜坡上溢出，然后向着斜坡下移动，替代了下面较热、较轻的空气位置。这些下行中的冷空气，慢慢变热，慢慢变干。我们会在后面讨论这个问题。有时下行的空气甚至会变得比下面的空气更热。

某些区域的重力风会被冠以富有色彩的名字以突出它的特点和影响。比如布拉风（Bora）：一股北方的寒流从阿尔卑斯山吹向地中海沿岸。奇努克风（Chinook）（图 29）：一股温暖的风从洛基山脉吹向东边几百英里的高地平原。塔库风（Taku）：从阿拉斯加塔库冰川吹来的寒冷空气。圣塔安娜风（Santa Ana）：从喜艾拉山脉（Sierras）下降的暖风，向着加州的圣塔安那山谷前进。

陆地风和海风

之前已经说过很多次了，陆地的温度变化比水面的变化更加剧烈。白天，陆地比水面热，风从水面吹向陆地，从海面上吹来的就叫海风（sea breeze）。晚上，风向就变了，从寒冷的陆地吹向温暖的水面，叫做陆地风（land breeze）。图 30 是陆地风和海风的图示。

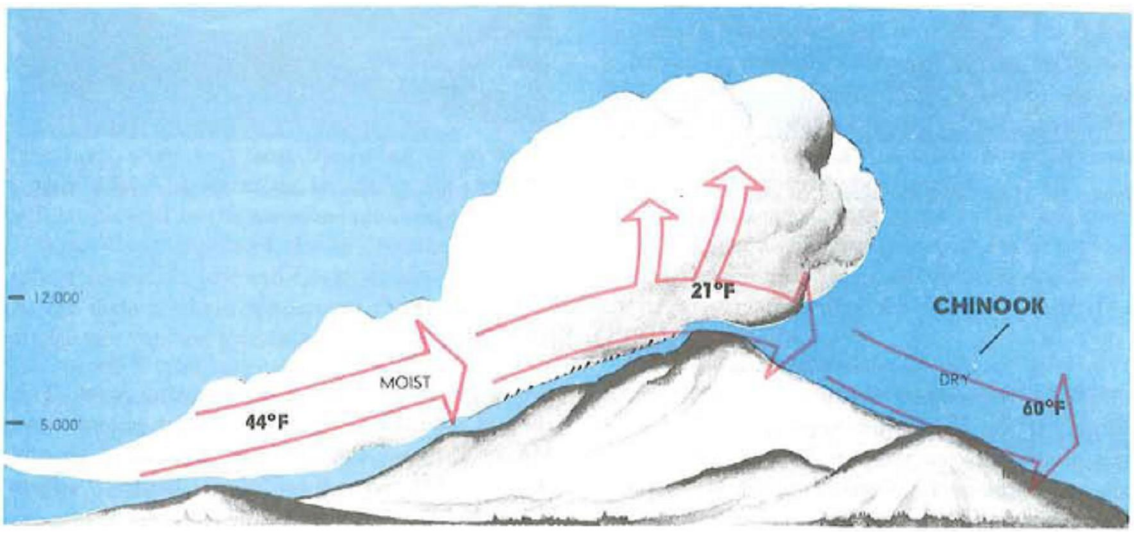


图 29

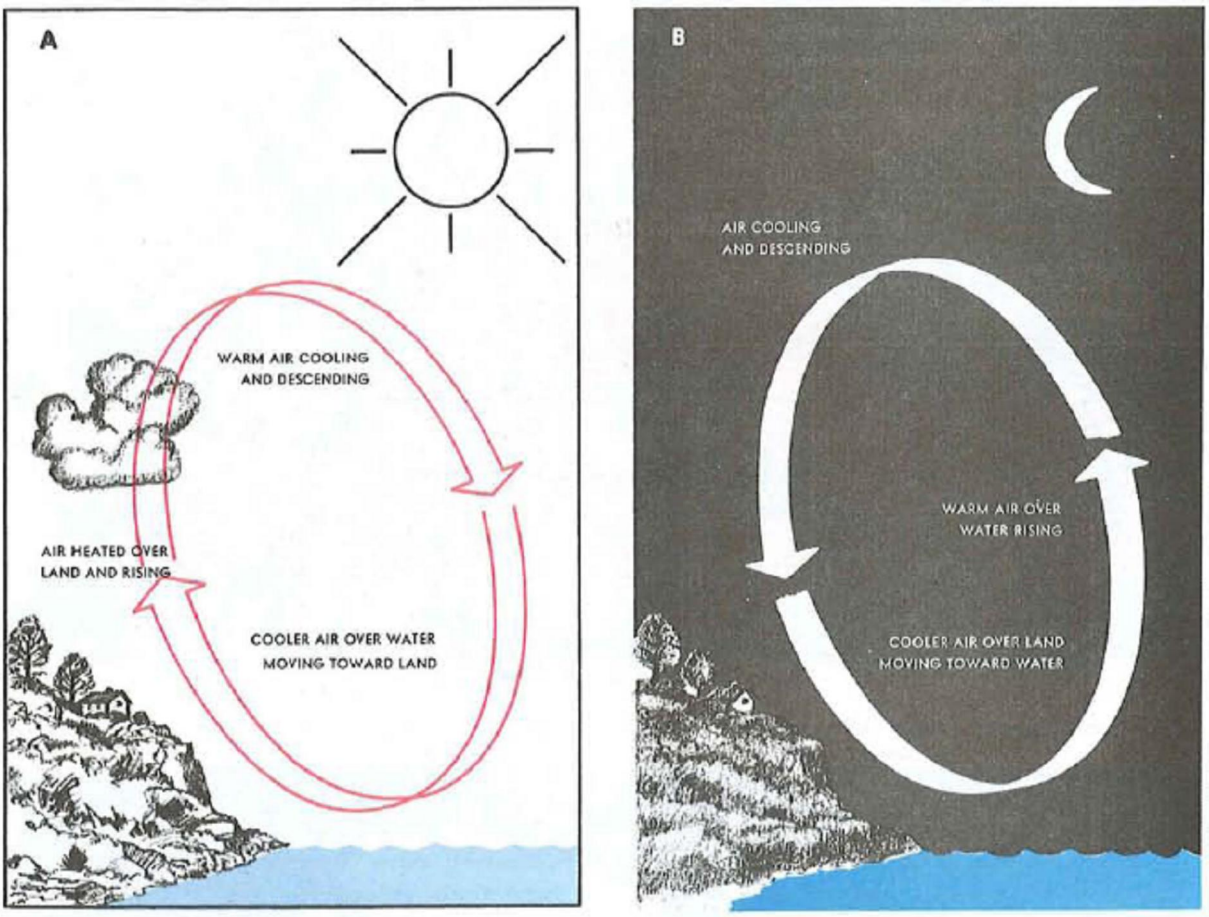


图 30

陆地风和海风只会出现在气压梯度力不强的地方。当气压梯度力很强的时候，它形成的风会很快吹散海岸线周围的空气，使得温差和梯度力无法沿着海岸线发展起来。

风切变

相互摩擦两个物体就会产生摩擦力。如果两个物体都是固体，那摩擦时不会产生物质交换。但是，如果两个物体是流体，那么摩擦会在两种物质间产生很浅的一系列漩涡。在这个漩涡区域中出现物质交换。这种由摩擦产生的漩涡和混乱就是一个切变区域。图 31 画的是两个相邻的空气和他们伴随着的文切变区域。第 9 章的时候会讨论文切变和颠簸的关系。

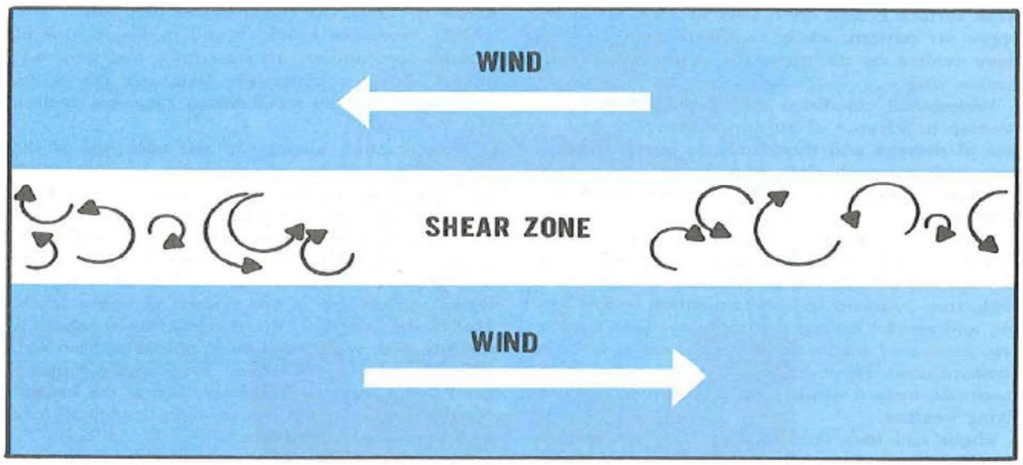


图 31

风，气压系统，天气

面对一张天气图，我们可以知道，风速和等压线或等高线的密集程度成比例。但是，在等压线相同的情况下地面风要比空中的分小很多，因为有摩擦力存在。

我们还能从天气图上判断出风向。如果你沿着等压线或等高线站立，在你的左边是低压，那么风向就是你面朝的方向。在地面天气图上，风向会向着低压的一侧和等压线形成一个角度，在高空上，风向会和等高线平行。

风逆时针围绕低压，顺时针围着高压（北半球）。在地面，风向以一个角度穿过等压线，从高压区流向低压区。在高空，虽然风向看起来平行于等高线，但是事实上，空气依然是由高压向低压移动。

在地面，当空气聚集在低压区域，它就无法抵抗气压梯度力的作用，无法向外移动。它也不能向下沉到地面，它只能上升。因此，低压或低压槽是一个空气上升的区域。你也许记得先前所说的，由于空气在纬度 30 度左右的区域被堆积起来，造成压力变大，形成了亚热带高压带。那么为什么空气涌入低压或低压槽时没有形成高压呢？动态作用力（dynamic force）维持着低压和低压槽，这和维持副热带高压的作用力不同。

上升的空气引起了多云和降水，所以我们通常把低压和坏天气联系在一起。那些危险天气形成的原因将在之后的章节介绍。

同样的道理，空气从高压或高压脊流出，减少了其中的空气量。高压和高压脊是下沉的气流。下降的空气吹散阴霾。所以，高压通常可以和好天气联系起来。

很多时候一个地方的天气好坏和高空的空气形态的关系更密切，而不是和地面图上的空气形态有关。虽然高空和地面的空气是相关联的，但是两者很少相同。某个较弱的地面空气系统经常和高空空气系统不同，所以你可能从高空天气图上观察到完全不同的一种空气系统。（A weak surface system often loses its identity in the upper air pattern, while another system may be more evident on the upper air chart than on the surface map.）

在高空槽或高空低压前往往存在大面积的多云和降水。就算地面图上看不出什么情况，一连串的小雨或暴风雨也很常见，这和高空槽有关。

另一方面，高压区或高压脊存在下降的气流，给那里的空气戴了一顶“帽子”，阻止了上升气流。空气可能被限制在一个高气压内，地面的水气和污染的空气无法消散，降低云底高和能见度。低层云、雾霾和烟在高压区是很常见的。不过，当高空存在高压区或高压脊加上中等强度的地面风时，经常会产生利于飞行的天气。

高压和低压倾斜着从地面延伸到高空，这种倾斜状态造成了高空的风吹过地面系统，它会把地面系统吹向高空风的方向。

一个强冷低压涡流倾斜得比弱低压倾斜得角度大（An intense, cold, low pressure vortex leans less than does a weaker system.）。强低压的方向变成几乎垂直，所以在地面图和高空图上都能看得清清楚楚。高空风围绕着低压吹，而且不会穿过低压。但是风暴移动的很慢，会造成一个地区大面积、长时间的不利天气，比如多云、降水、强风等。这种天气被气象人员称作“冷低压（cold low）”。

和冷低压产生鲜明对比的是“热低压（thermal low）”。干燥的、阳光普照的区域变得很热，产生一个地面低压区。这些热空气被对流送上高空，但是无法形成云，空气中缺少水分。因为在热空气中，随高度的上升气压下降的很慢，所以地面热低压在高空上不是那么显而易见。相对来说，热低压比弱气压的梯度浅（the thermal low is relatively shallow with weak pressure gradients and no well defined cyclonic circulation），没有完整的气旋环流。热低压多半带来适合飞行的天气，但是，在这样炎热的天气中，要注意较高的密度高度和对流颠簸。

我们的常识是：低压带来不宜飞行的天气，高压带来适宜飞行的天气。但是，我们已经举了三种例外情况：

1. 一个高空低压或低压槽造成的多云和降水，这种低压在地面图上较难发现。
2. 带有污染空气的高压。
3. 热低压，

随着本书的深入，你将能把天气系统和飞行联系得更加紧密。