

海洋气象学：大气与海洋等相关专业本科生选修课

Marine Meteorology: A undergraduate course majored in oceanography, atmosphere and other related subjects

第三章：大气运动和大气环流

Chapter 03: Atmospheric motion and circulation

杨海军 (YANG Haijun) , 周震强 (ZHOU Zhenqiang)

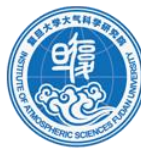
复旦大学大气与海洋科学系

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University

Email: yanghj@fudan.edu.cn, zqzhou@fudan.edu.cn



復旦大學 大气与海洋科学系
DEPARTMENT OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC SCIENCES
FUDAN UNIVERSITY



復旦大學 大气科学研究院
INSTITUTE OF ATMOSPHERIC SCIENCES
FUDAN UNIVERSITY

This powerpoint was prepared for purposes of this lecture and course only. It contains graphics from copyrighted books, journals and other products. Please do not use without acknowledgment of these sources.

第一节 气压与风

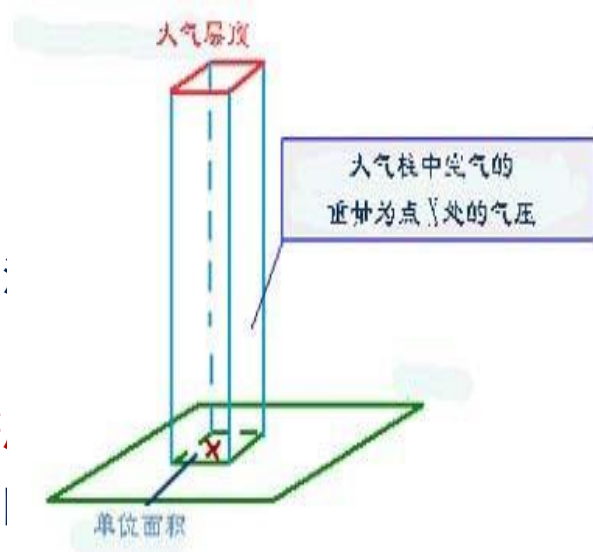
第二节 大气环流与行星风系

第三节 季风和季风环流

第一节 气压与风

1.1 气压

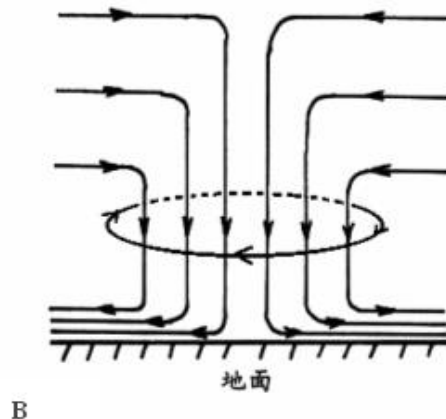
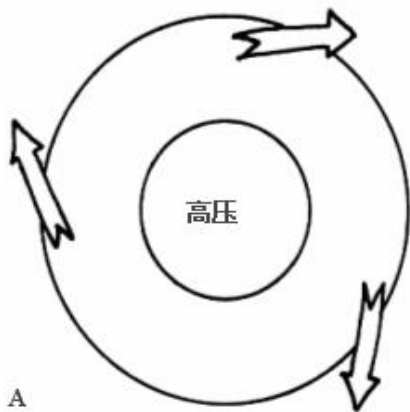
1. 单位面积上空气柱产生的压力。
2. 气压单位：百帕（100Pa）。1标准大气压为1013百帕，约为平面上760mm水银柱高。
3. 天气图上，于同一时间，将气压相同之处连在一起，称为**等压线**。高气压和低气压的等压线，会形成像指纹般，表现为一圈的封闭曲线。
4. 单位水平距离气压的改变率称为**气压梯度**，等压线愈密，代表气压梯度力也愈大。



高压与低压

5. 高压在天气图上以H表示，是指当某地地面气压高于周围时称之为高气压，气压自中心向外逐渐减弱，高气压中心的空气会向外辐散，高空中的冷而干空气会下降补充，因此几乎都是晴朗的好天气。

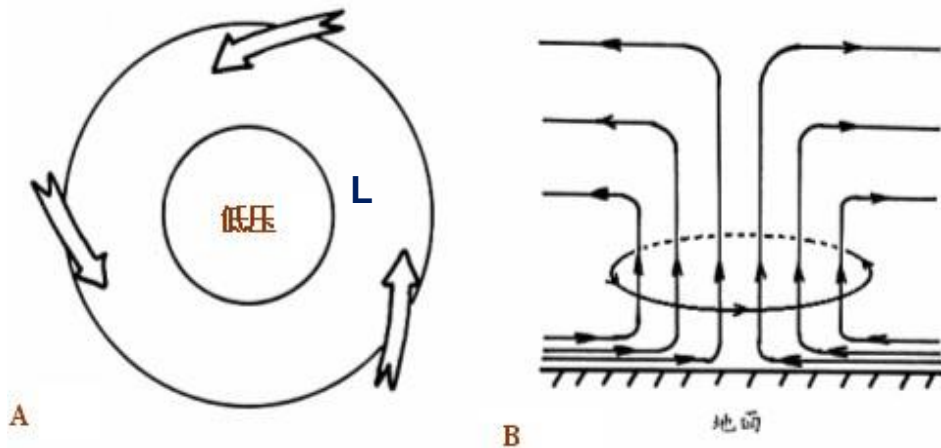
高压系统



高压与低压

6. 低压在天气图上以L表示，是指当某地地面气压低于周围时称之为低气压，气压自中心向外逐渐上升，低气压的空气会向中心辐合，中心的空气会往高空推挤，此温暖而潮湿的空气，上升时由于温度下降，而有云雨现象，因此几乎都是阴雨的坏天气。

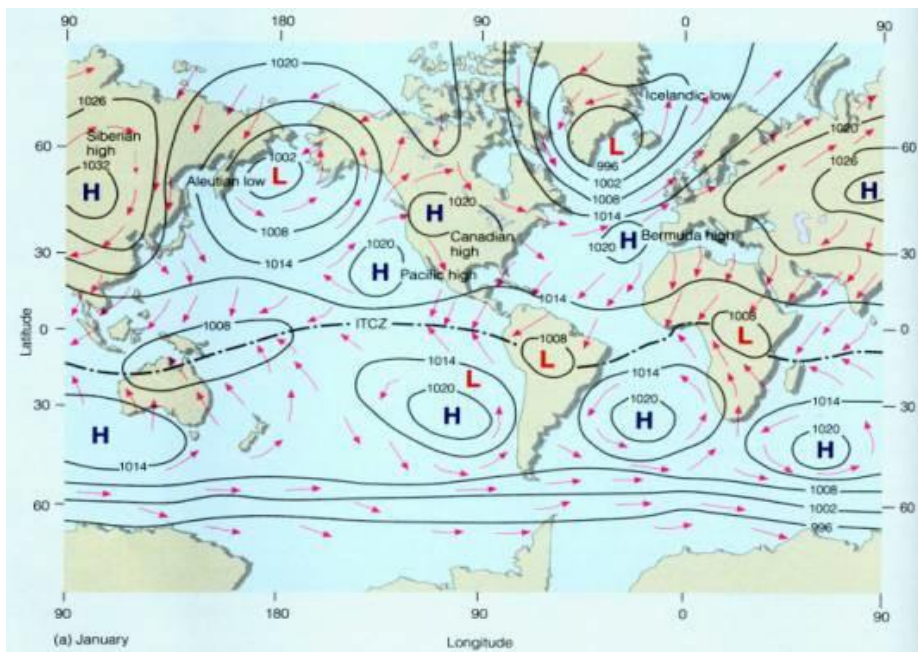
低压系统



大气活动中心

1. 永久性大气活动中心——全年始终都存在的大气活动中心。伴随着大气的环流圈分布。有以下几个：
 - ①冰岛低压、②阿留申低压、③海上副热带高压、④赤道低压、⑤南半球副极地低压带、⑥南极高压
2. 半永久性大气活动中心——随季节而改变的大气活动中心。主要是由于地表热力性质差异的热力原因而形成。

大气活动中心



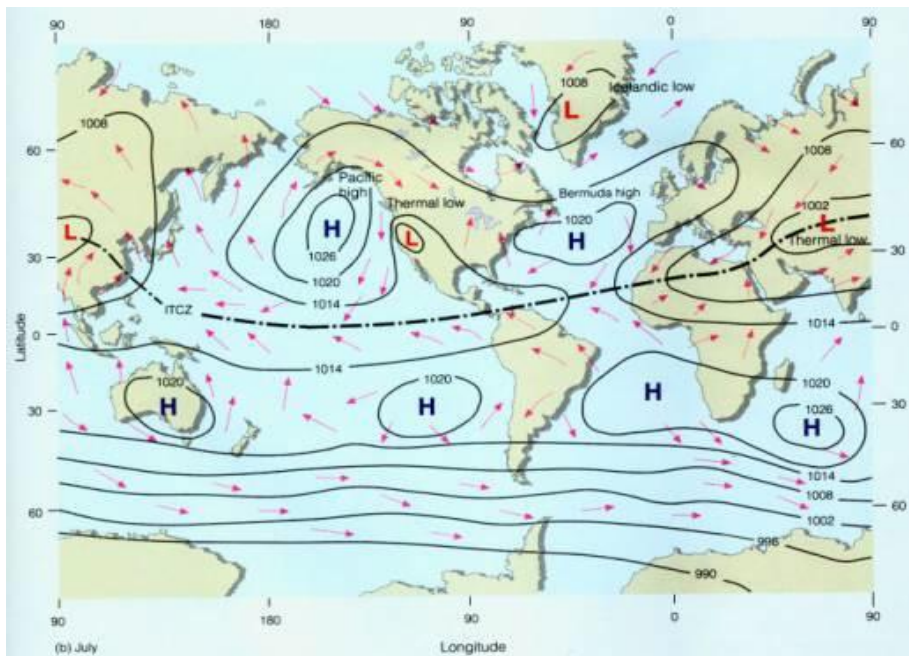
一月份实际海平面平均气压场

冬季,

北半球: 陆地两个冷高压中心:
亚洲高压、北美高压。

南半球: 陆地形成三个小规模的低压:
南美低压、南非低压、澳大利亚低压。

大气活动中心



七月份实际海平面平均气压场

夏季,

北半球：陆地两个低压中心：
亚洲低压、北美低压。

南半球：陆地形成三个高压：
南美高压、南非高压、澳大利
亚高压。

1.2 风

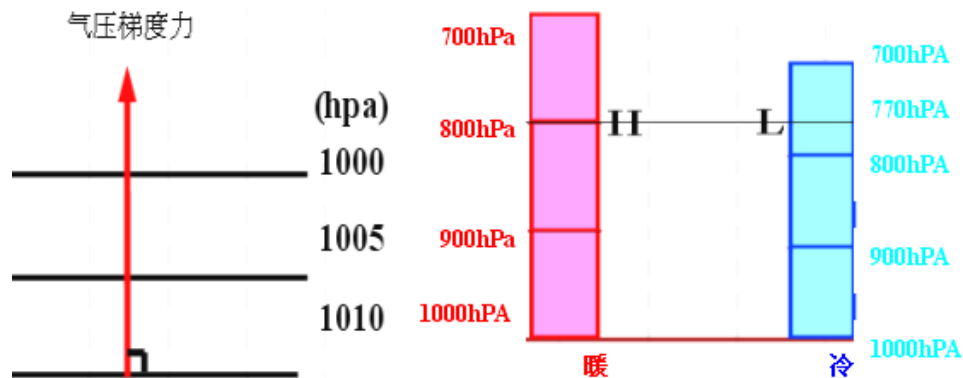
1. 在自由大气中，由于空气的流动而形成风。
2. 影响空气流动的力有：
 - ①气压梯度力；
 - ②地转偏向力；
 - ③重力；
 - ④摩擦力

气压梯度力

1. 气压梯度是指在水平距离中的气压变化程度，垂直于等压线。当气压梯度越大时，风力就越大。气压梯度力是使空气作水平流动的原始推力，也是最重要的控制力。
2. 在地面天气图上，等压线间的疏密正好反映着气压梯度力的大小。当等压线疏时，表示该区气压梯度力小，等压线密集，则气压梯度力大。

气压梯度力

3. 水平温度梯度是造成水平气压梯度的主要原因



气压梯度力及其成因示意图

地转偏向力

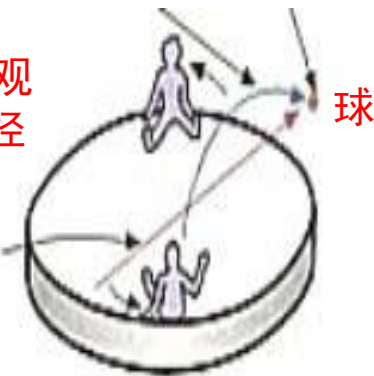
1. 又称科里奥利力，由于地球的自转，使得北半球产生与风向垂直且偏右之力，南半球产生与风向垂直且偏左之力，地转偏向力只影响风向，不影响风速。
2. 地转偏向力在赤道为零，纬度越大时，地转偏向力也越大。科里奥利力是一种因地球自转产生的虚假力，在北半球绕北极以逆时针方向旋转，南半球绕南极顺时针方向旋转。

地转偏向力



A 非旋转圆盘

旋转圆盘上的观
察者看到的路径



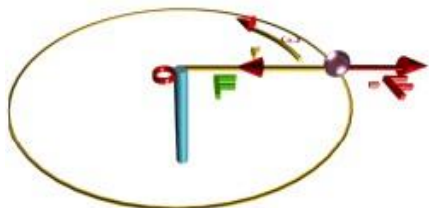
B 旋转圆盘

在圆盘上，由边缘向盘心射出一球，如果圆盘静止不动，对一坐在盘中的观察者，此球走直线且经过盘心。但是如果圆盘旋转(逆时针)，对于在圆盘外的观察者而言，此球仍走直线，但对坐在盘上的观察者，此球“看起来”循着一条曲线前进而偏向右侧。

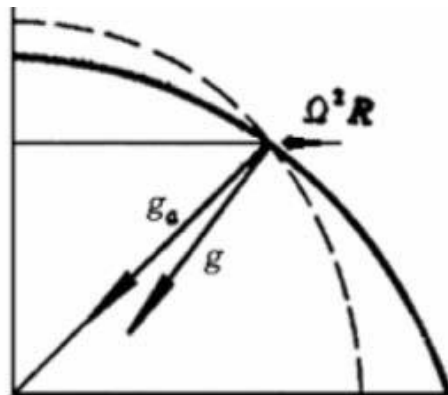


重力与离心力

在大尺度运动中，重力几乎与垂直方向的气压梯度力互相平衡。气象学上，空气的水平运动是平流；垂直方向的气流为对流；小范围内，近似圆形的气流，则称为涡流或涡动。



离心力和重力成因示意图



由牛顿第三运动定律（反作用定律）得知，有一作用力必生一个反作用，故当向心力产生时，必有一大小相等，方向相反之力产生，此反作用力将使物体飞出中心，故称离心力。

摩擦力

地球表面对空气具有摩擦效应，其方向永远与运动方向相反，不但可以降低风的速率，也有减低地转偏向力的功能 (?)。

重力与离心力

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \mathbf{P} + \mathbf{C} + \mathbf{F}$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\nabla\Phi - f\mathbf{k} \times \mathbf{V} + \mathbf{F}$$

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - f\mathbf{k} \times \mathbf{V} + \mathbf{F}$$

地转运动（风）：柯氏力与压强梯度力平衡。

梯度运动（风）：运动产生的离心力、柯氏力、压强梯度力三力平衡。

热成运动（风）：是指上、下两层等压面上地转风的矢量差称为热成风（ \mathbf{V}_t ）

1.3 气压和风的关系

1. 白贝罗定律

白贝罗是荷兰人，他发现了由风向找高压及低压中心的方法，称为白贝罗定律。白贝罗定律指出：在北半球，背风而立，高气压恒在右方，而低气压在左，南半球正好相反。由于台风是热带低气压，因此我们也可以用此定律，来预测台风中心的位置。

1.3 气压和风的关系

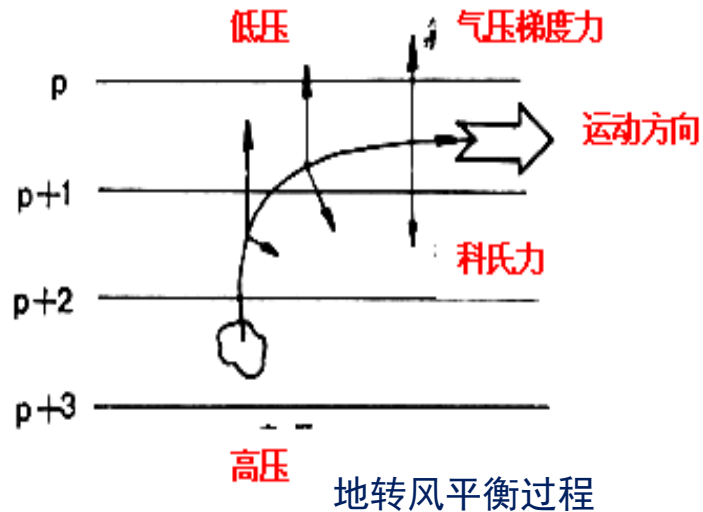
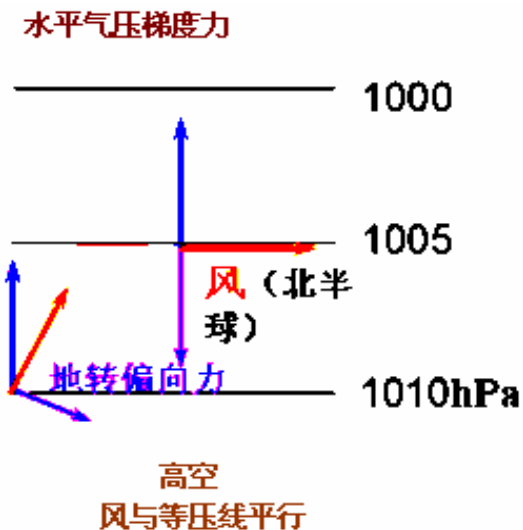
2. 自由大气中的地转风

$$\mathbf{V}_g \equiv \frac{1}{f} (\mathbf{k} \times \nabla \Phi)$$

a) 是指自由大气中空气的水平等速直线运动，只有水平气压梯度力和地转偏向力起作用，无加速度，惯性离心力不起作用情况下的运动。地转风是自由大气中水平气压梯度力和地转偏向力相平衡时的空气的水平运动。

b) 当有了气压梯度之后，空气要从高压向低压流，但一有运动，就会受到地转偏向力的作用，使运动方向向右偏（北半球），随着运动方向的改变，偏向力的方向也改变，因为偏向力的方向永远垂直于运动方向所指的右方。当气压梯度和柯氏效应同时存在时，空气在向低压加速的同时，一面向右偏折。最后达平衡状态时，空气的移动方向是和等压线平行的。这种状况称为“地转风平衡”。

1.3 气压和风的关系



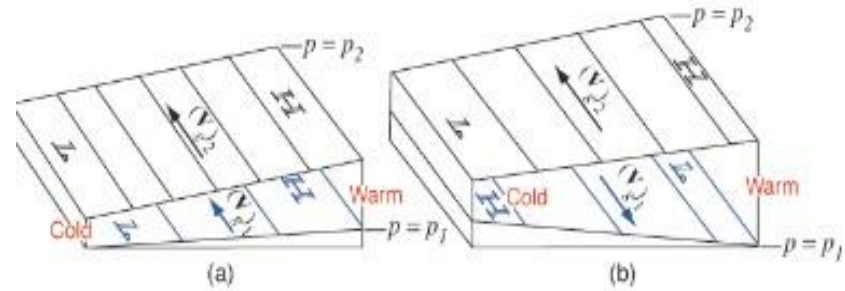
自由大气的地转平衡运动

热成风

$$(\mathbf{V}_g)_2 - (\mathbf{V}_g)_1 = -\frac{1}{f} \mathbf{k} \times \nabla (\Phi_2 - \Phi_1)$$

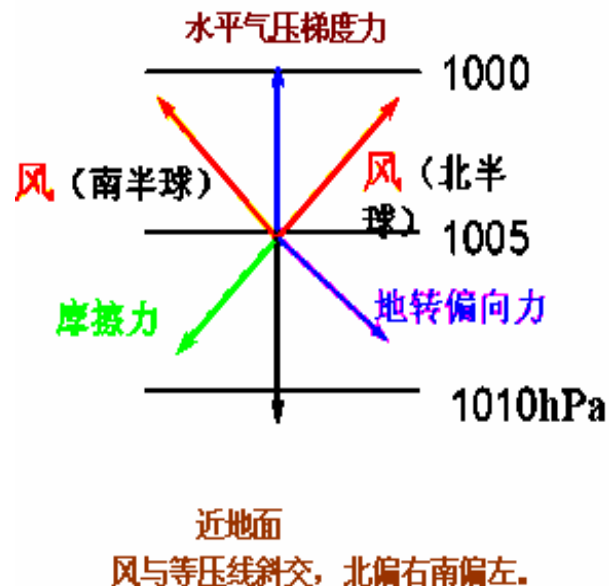
$$(\mathbf{V}_g)_2 - (\mathbf{V}_g)_1 = -\frac{g_0}{f} \mathbf{k} \times \nabla (Z_2 - Z_1)$$

$$(\mathbf{V}_g)_2 - (\mathbf{V}_g)_1 = -\left(\frac{R}{f} \ln \frac{p_1}{p_2}\right) \mathbf{k} \times \nabla (\bar{T})$$



摩擦层中的风

- 风与地面摩擦会产生摩擦阻力，会降低风速。
地面与空气流动时的摩擦，会在与空气移动方向完全相反的方向上产生拖曳的效果。故科里奥利力, 气压梯度力和摩擦力达成平衡时，必然会有跨越等压线的分量, 风与等压线斜交, 偏向低压方向。



近地面摩擦层大气的水平运动和风

梯度风

是地转风在一定条件下，转化成另一种大尺度的系统风。当地转风在圆形的气压场中时，风是做等速曲线运动。作曲线运动物体的运动轨道，都有一定长度半径，所以风在运动时，除**梯度力、偏向力作用外，还要受到惯性离心力**的作用，当三个力作用平衡时，有效分力为零，风沿着等压线作惯性等速曲线运动，这就是梯度风。

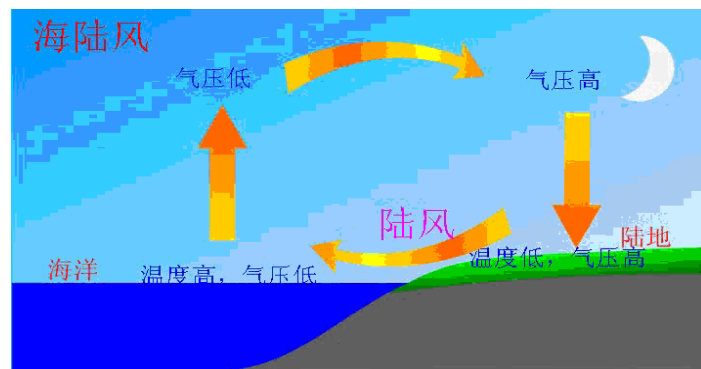
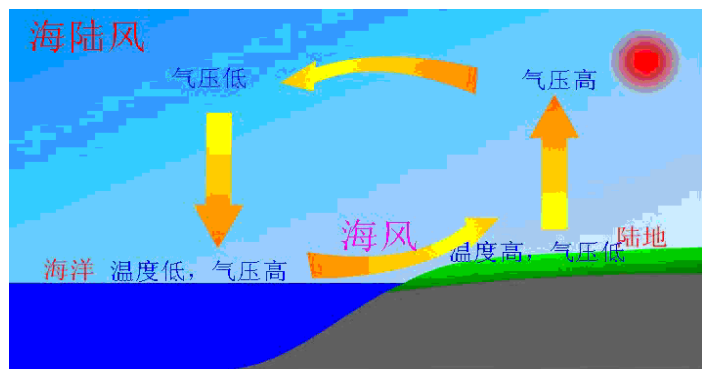
$$\frac{|V|^2}{R_T} = -\nabla\Phi - f\mathbf{k} \times \mathbf{V}\nabla\Phi$$

台风、龙卷风—气旋平衡

1. 是指离心力与气压梯度力达平衡。当向心加速度远比科氏力大，大到足以使科里奥利力略而不计时，气压梯度力和离心力得到一种有效的平衡。这种平衡下的旋转流可以是气旋方向或是反气旋方向运动。常在低纬度科氏力小的地方发生，台风(?)、飓风(?)、龙卷风。
2. 龙卷风以低气压中心之型态存在，是大气中之一一种极强的对流性环流，在北半球是以猛烈之逆时针方向旋转的空气柱，对人、畜、船等有极大的杀伤力，在陆上称为龙卷风，在海上称为水龙卷。

海陆风

1. 发生于沿海地区，日出后，陆地受热快，空气密度低而上升，此时陆地气压比海上低，所以空气自海上吹向陆地，形成**海风**。晚上，陆地散热快，相对的，形成海上的气压比陆地低，所以空气自陆地吹向海上，形成**陆风**。
2. 在14-15时风力最大，同一地区，海风的风力会大于陆风。



海陆风

1. 海陆温差越大，海陆风发展越强。因此在地面气温日较差大的地区和季节，海陆风现象明显。在低纬地区，一年四季均可出现；在中纬地区，海陆风主要出现在夏季；在高纬地区，只有夏季晴朗的日子才能见到微弱的海陆风。
2. 海风比陆风强。海风可达3~4级，陆风只有1~2级。
3. 海风的水平范围和垂直厚度也比陆风大。在热带地区，海风可深入内陆50~100KM，而陆风入海距离不超过10KM。在温带地区，海风的垂直厚度可达1KM，而陆风一般不超过0.5KM。
4. 海风和陆风的转换时间随地区和天气条件而异。通常海风始于8~11时，到13~15时最强，日落后明显减弱，20时后转为陆风。阴天海风出现的时间要向后延迟，强度也明显减弱。在海陆风交替时可暂时出现静风，因此在低纬地区，特别是傍晚无风时，使人有异常闷热之感。
5. 海陆风通常出现在大范围气压场比较均匀，即等压线比较稀疏的天气形势下。当大范围气压场的气压梯度较大时，海陆风往往被这种大范围的风场所淹没。

山谷风

1. 发生于山岭地区，太阳逐渐上升，接触到山坡的空气，因为比山谷中同高度的空气轻，空气就沿坡爬升，是为**谷风**。
2. 到了晚上，接触到山坡的空气迅速冷却，因而比山谷中同高度的空气重，空气就沿坡泻落，是为**山风**。



山谷风的形成：由于山顶和谷底的热力差异而形成的局部小环流(?)。

山谷风

1. 谷风一般在日出后9~10时开始，午后最强；日落后山风开始，逐渐增强，到日出前最强。
2. 在背阴的峡谷中，谷风出现的时间会向后延迟，持续时间也会缩短。
3. 通常，谷风比山风强些。
4. 山谷风在夏季较明显，冬季较弱。
5. 在我国沿海的部分港口因受地形影响，海陆风和山谷风往往同时出现。如秦皇岛和连云港。
6. 两者叠加的结果使白天吹向岸风（海风+谷风）；夜间吹离岸风（陆风+山风）



焚风

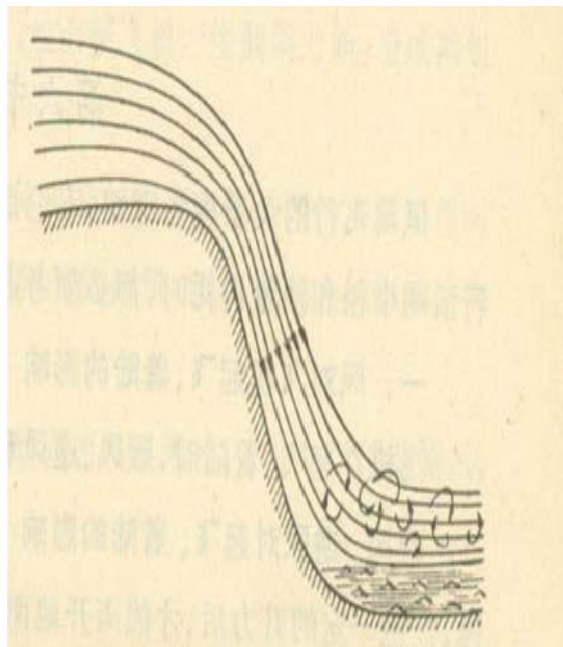
暖湿空气以湿绝热上升（每上升100米约下降 0.65°C ），到相当高度，迎风面倾盆大雨（析出水分）。翻过山顶后，以干绝热下降（每下降100米约上升 1°C ），因此变成又干又热的强风，是为**焚风**。

一般来说，在中纬度相对高度不低于800~1000米的任何山地都会出现焚风现象。1956年11月13-14日太行山东麓石家庄气象站曾观测到在短时间内气温升高 10.9°C 的焚风现象。焚风可促进春雪消融，作物早熟；同时，也易引起森林火灾、干旱等自然灾害。

“焚风”在世界很多山区都能见到，但以欧洲的阿尔卑斯山，美洲的落基山，原苏联的高加索最为有名。阿尔卑斯山脉在刮焚风的日子，白天温度可突然升高 20°C 以上，初春的天气会变得像盛夏，不仅热，而且十分干燥，经常发生火灾。

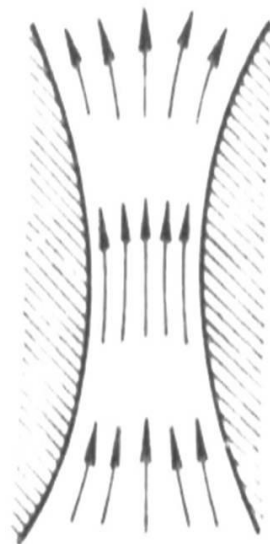
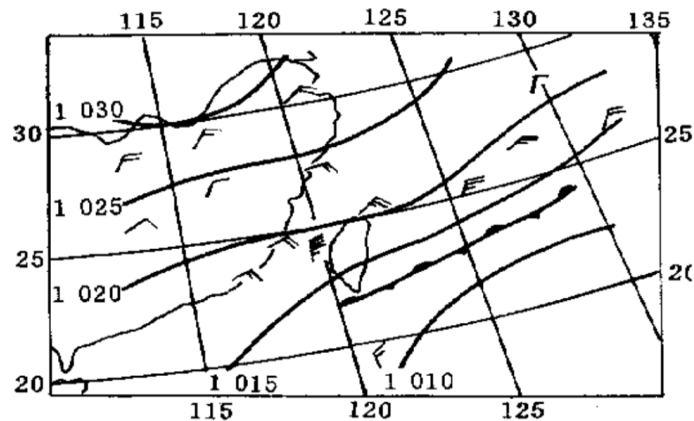
布拉风 (Bora)

- 从山地或高原经过低矮溢道向下倾落寒冷而又干燥的风暴，称**布拉风**。
- 典型的布拉风出现在黑海的冬季，其破坏力很大，最大平均风速可达40m/s—60m/s，气温可迅速降低到-27℃，可造成严重的“船舶积冰”。类似现象在土耳其沿海和亚得利亚海均可出现。
- **思考：与焚风的区别？为什么更冷更干燥？**



峡谷风

当气流从开阔地区吹进峡口时，形成的强风。如台湾海峡、直布罗陀海峡等



第二节 大气环流与行星风系

(1) 大气环流

一般说来，凡是大范围的、半球的或全球、对流层、平流层或整个大气层的大气长期的平均运动状态，或某一时段的变化过程，都可以称为大气环流。这么大范围的大气运动的基本状态，是各种不同尺度的天气系统发生、发展和移动的背景条件。也是完成地球-大气系统的热量、水分、角动量等输送和平衡，以及能量转换的主要机制；同时也是这些物理量输送和平衡的结果。

控制大气环流的因素

- 太阳辐射
- 地球自转
- 地表不均匀（海陆、大地形）
- 地面摩擦（角动量）

四个阶段：

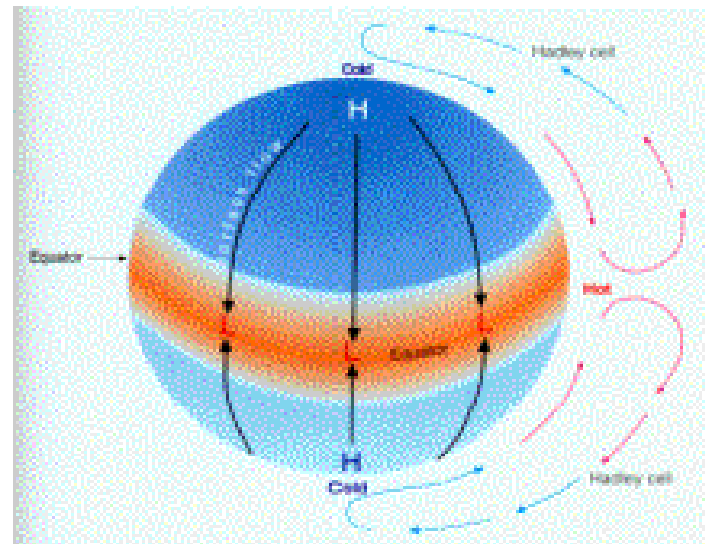
1. 1686—1836, Hadley单圈环流假设；
2. 1837—1887, Hadley三圈环流发展；
3. 1888—1947, 对大型涡旋在物理量输送和平衡过程中作用的理论
4. 1948—今, 多方面：诊断、模拟、数值试验、理论研究

哈德莱环流

大气运动所需的能量源自太阳，不考虑地球自转，只考虑太阳辐射的情况下，大部份大气处于辐射不平衡状态，低纬度地区，吸收的短波辐射大于损失的长波辐射，高纬度则相反。地球表面受热不均，赤道地面终年受热，形成高空高压地面低压。极地终年寒冷，形成高空低压地面高压。这样形成的全球环流从赤道到北极只有一个对流胞，称为**单圈环流**。是Hadley在十八世纪时提出的，故称为**哈得莱环流**（Hadley circulation）

哈德莱环流

- 假定地球表面是均匀的（无海陆之分），且假定地球不自转的条件下，在赤道和极地之间由于热力原因而形成的南北向闭合的热力环流。
- 环流使高低纬度间不同温度的空气得以交换，并把低纬度的净收入热量向高纬度输送，以补偿高纬热量的净支出，从而维持了纬度间的热量平衡。
- 太阳辐射对大气系统加热不均是大气的产生大规模运动的根本原因，而大气在高低纬间的热量收支不平衡是产生和维持大气环流的直接原动力。



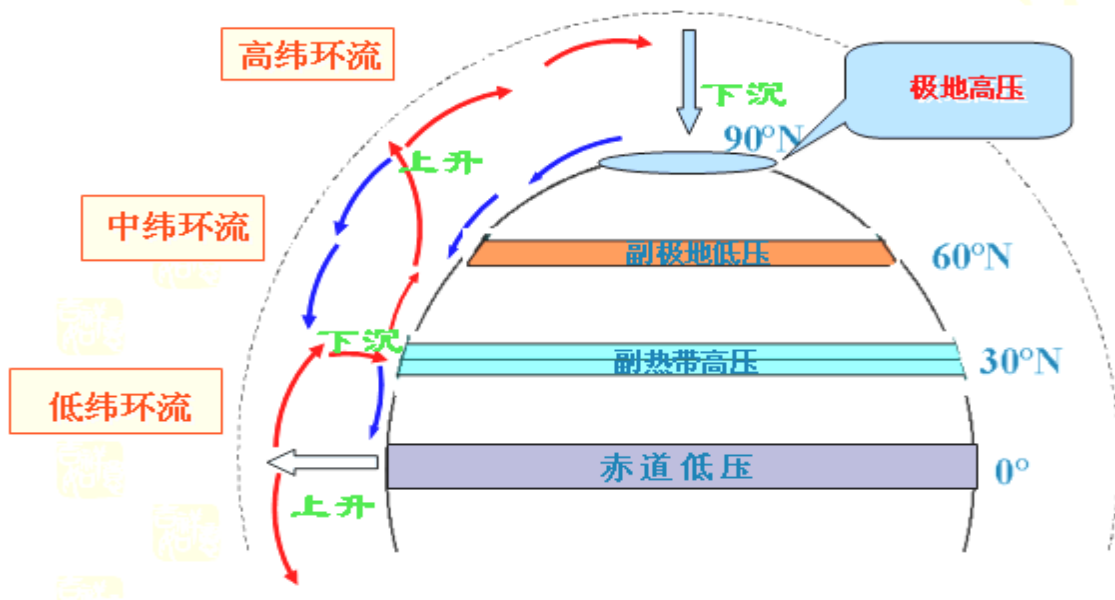
地球自转

- 大气是在自转的地球上运动着，地球自转产生的地转偏转力迫使运动空气的方向偏离气压梯度力方向。
- 在北半球，气流向右偏转，结果使直接热力环流圈中自极地低空流向赤道的气流偏转成东风，而不能迳直到达赤道；
- 同样，自赤道高空流向极地的气流，随纬度增高，偏转程度增大，逐渐变成与纬圈相平行的西风。
- 在偏转力的作用下，理想的单一的经圈环流，既不能生成也难以维持，因而形成了几乎遍及全球（赤道地区除外）的纬向环流。
- 纬向风带的出现，阻挡着经向气流的逾越，引起某些地区空气质量的辐合和一些地区空气质量的辐散，使一些地区的高压带和另一些地区的低压带得以形成和维持。

三圈环流

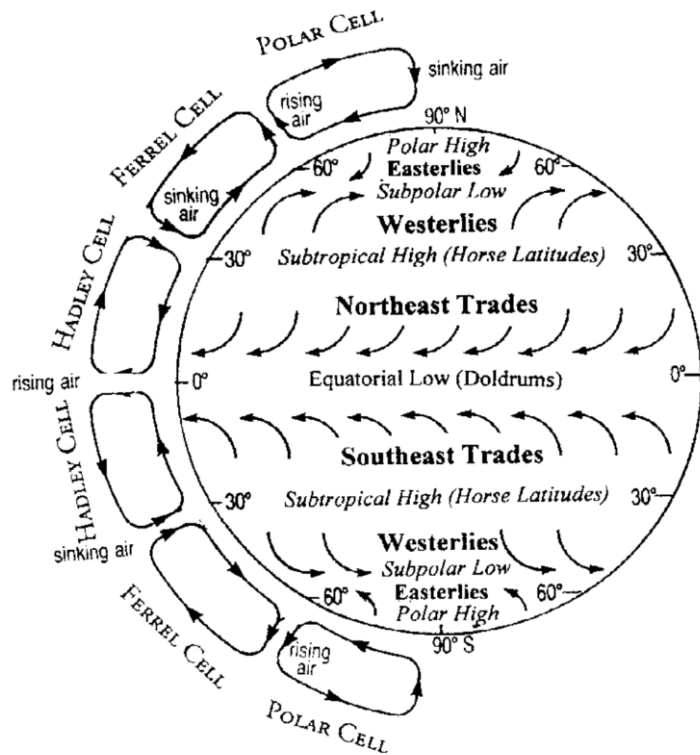
1. 由于地球自转的科里奥利力作用，空气运动时，在北半球向右偏，而在南半球向左偏，科里奥利力会随纬度增加而变大。故实际大气环流并非单纯的单圈环流。实际大气环流大致具有**三圈结构**，三圈结构并不永远南北对称，而且会有季节变化。
2. 地球可以依纬度分成几个高低压区，由这几个高低压而形成大气环流。
3. 赤道和纬度**60度为低压区**，纬度**30度和极区为高压区**，因此在地面上，形成由纬度30度流向赤道和纬度60度的风，以及由极区流向纬度60度的风，高空中恰好相反，而形成大气环流。

三圈环流



全球气压水平分布在热力和动力因子作用下，呈现出规则的纬向气压带，而且高低气压带交互排列。

三圈环流



即赤道环流（哈德莱环流）、
极地环流
中间环流（费雷尔环流）。



地表的作用

地球表面是一个性质不均匀的复杂的下垫面

1. 广阔的海洋、大片的陆地，
2. 陆地上又有高山峻岭、低地平原、广大沙漠以及极地冷源

对大气环流的影响

热力作用：海陆间的热力差异

动力作用：山脉的机械阻滞作用

地表热力作用

海洋与陆地的热力性质有很大差异。**夏季**，陆地上形成相对热源，海洋上成为相对冷源；**冬季**，陆地成为相对冷源，海洋却成为相对热源。

1. 这种冷热源分布直接影响到海陆间的气压分布，**使完整的纬向气压带分裂成一个个闭合的高压和低压。**
2. 同时，冬夏海、陆间的热力差异引起的气压梯度驱动着海陆间的大气流动，这种随季节而转换的环流是季风形成的重要因素。

地表热力作用

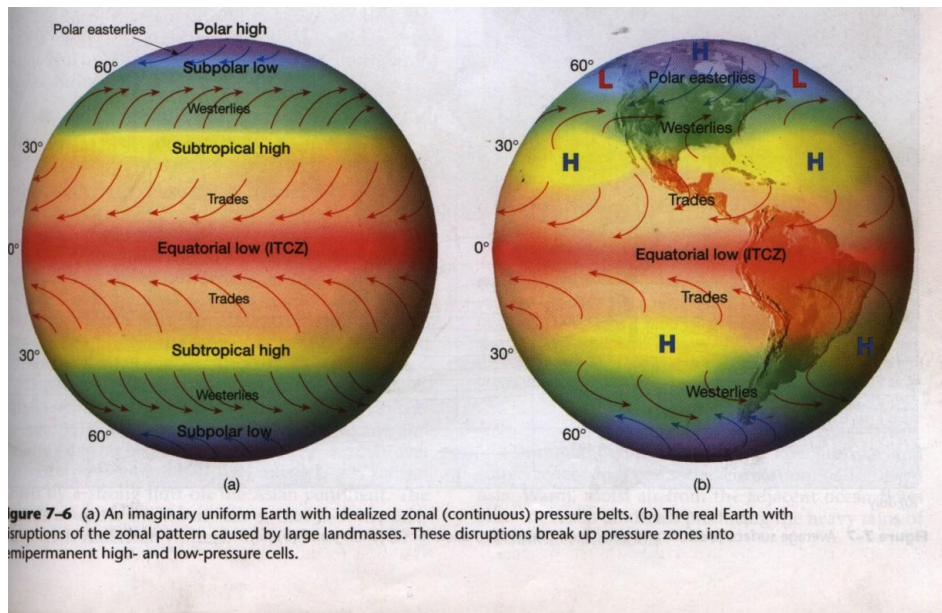
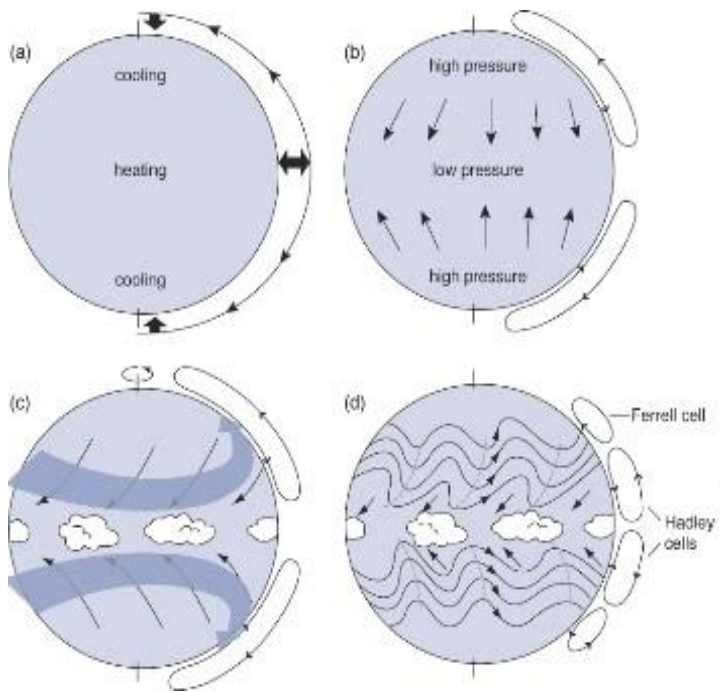
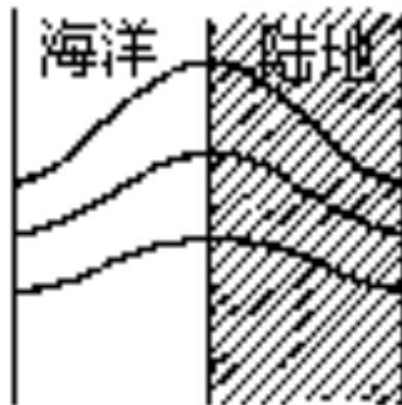


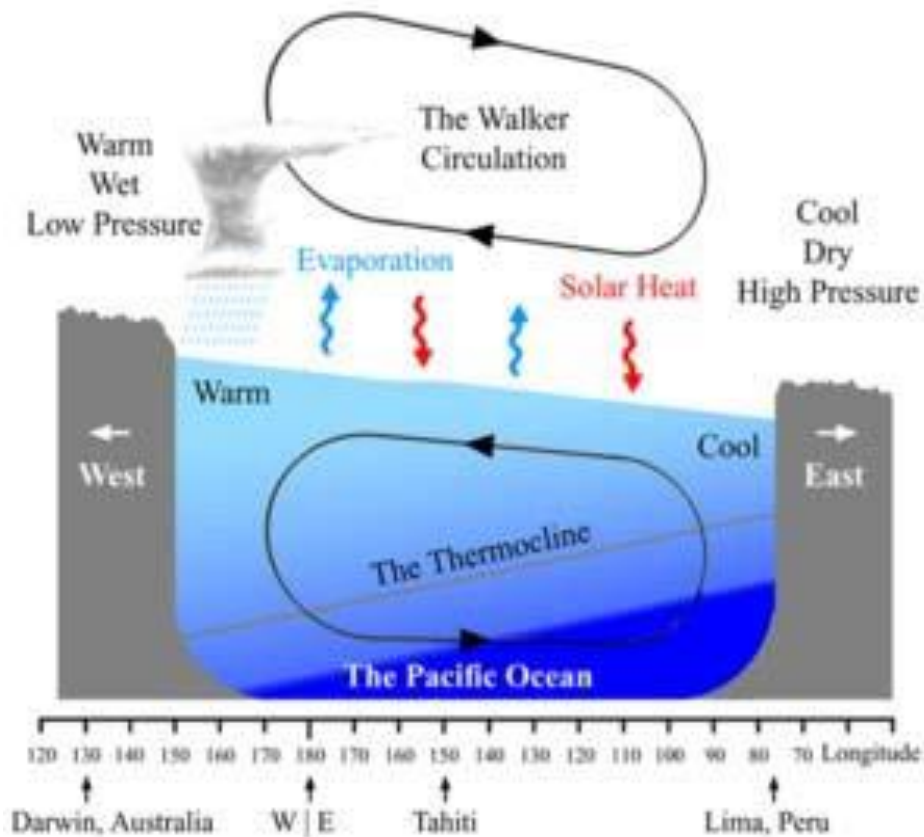
Figure 7-6 (a) An imaginary uniform Earth with idealized zonal (continuous) pressure belts. (b) The real Earth with disruptions of the zonal pattern caused by large landmasses. These disruptions break up pressure zones into impermanent high- and low-pressure cells.

地表热力作用

- 北半球陆地辽阔，海陆东西相间分布，在**冬季**，大陆是冷源，纬向西风气流流经大陆时，气流温度逐渐降低，直到大陆东岸降到最低，气流东流入海后，因海洋是热源，气温不断升温，直到海洋东缘温度升到最高，**即大陆东岸成为温度槽，大陆西岸形成温度脊**。夏季时，温度场相反，大陆东岸为温度脊，大陆西岸为温度槽。
- 海陆东西相间分布对高空环流形势的建立和变化有明显影响。



地形热力作用



平均纬向垂直环流圈

Walker环流，空气在赤道西太平洋印度尼西亚辐合上升，在高空一支向东流，在东太平洋下沉辐散，然后低层又向西流向西太平洋，形成**低层东风**，**高层西风**，为热力环流圈。

地形动力作用

地形起伏，尤其是大范围的高原和高大山脉对大气环流的影响非常显著。

- 当大规模气流爬越高原和高山时，常常在高山迎风侧受阻，造成空气质量辐合，形成**高压脊**；在高山背风侧，则利于空气辐散，形成**低压槽**。

东亚沿岸和北美东岸，冬半年经常存在的高空大槽，虽然其形成同海陆温差有关，但同西风气流爬越巨大青藏高原和落基山的**动力减压**亦有一定关系。

- 如果地形过于高大或气流比较浅薄，则运动气流往往不能爬越高大地形，而在山地迎风面发生**绕流或分支**现象，在**背风面**发生**气流汇合**现象。

青藏高原的 动力作用



1. **信风带**：北半球由北纬30度流向赤道，加上不大的科里奥利力（北半球偏右），形成**东北风**；南半球则形成**东南风**。因其恒定，信而有征，故称为信风。高空则由相反方向流回。地球上最恒定的风是信风。

特点：风向稳定，风力一般3~4级，最大不超过5级；天气晴朗干燥，能见度好。

2. **西风带**：北半球由北纬30度流向北纬60度，加上较大的科里奥利力（北半球偏右），因此形成西风；南半球也正好是西风。气旋群成东北走向，与西风有很大的关系。高空则由相反方向流回。

特点：风向不稳定，风速大；天气复杂多变。

南半球西风带因为海洋广阔，风向稳定，风力强盛，故又称“咆哮西风带”。

3. **极地东风**：北半球由北极流向北纬60度，加上甚大的科里奥力，而形成极地东风；南半球也是极地东风。高空则由相反方向流回。

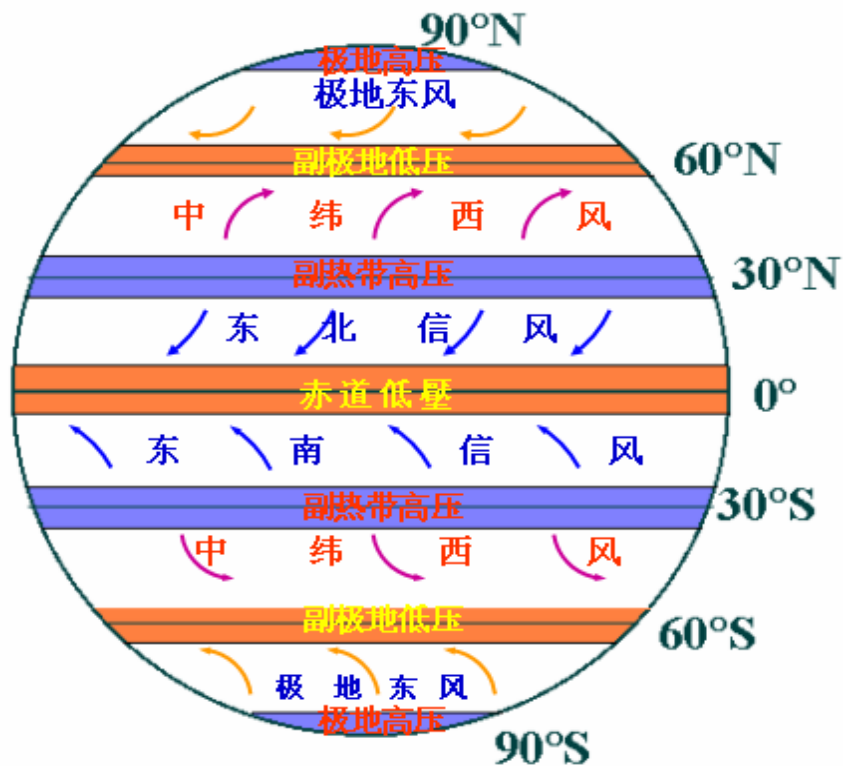
特点：风力大，风向稳定；空气干冷，天气晴朗少云为主。

- 在西风带与极地东风的辐合处，形成**极锋区带**；在西风带与信风带之间，为风力微弱多变，甚而平静无风的**中纬度无风带**；
- 在赤道区，南北半球信风辐合，又成为微弱多变，或平静无风的赤道无风带，或称**赤道无风带**。

天气特点：北半球NE信风和南半球SE信风在赤道地区辐合，产生上升气流，对流旺盛，空气的水平运动微弱，几乎无风；温度高，湿度大，故闷热多雷雨。

注意：**印度洋夏季**（7~9月）因盛行强劲的西南季风，故**不存在赤道无风带**。

行星风系



地面摩擦

- 大气在自转地球上运动着，与地球表面产生着相对运动。相对运动产生着摩擦作用，而摩擦作用使空气与转动地球之间产生了转动力矩（即角动量）。
- 角动量在风带中的产生、损耗以及在风带间的输送、平衡，对大气环流的形成和维持具有重要作用。

地面摩擦

- 地球上的气流基本上呈纬向流动着，在中高纬度主要是西风带，低纬度是广阔东风带。
- 在西风带，地球通过摩擦作用给大气一个自东向西的转动力矩，所以西风带中大气将损耗西风角动量，而地球将获得西风角动量。
- 在东风带，地球通过摩擦作用给大气一个自西向东的转动力矩，所以在东风带中大气获得地球给予的西风角动量，而地球将支出西风角动量。
- 照此下去，西风带因不断损耗西风角动量，近地层西风要减弱；东风带因不断获得西风角动量，近地层东风也要减弱。然而长期观测事实证明，东、西风带的平均风速没有发生明显变化，地球自转速度也没有发生变化。
- 这表明：大气中的角动量是守恒的，东、西风带由地球获得或损耗的西风角动量是相等的，大气中必有一种从东风带向西风带输送西风角动量的过程存在。



大气角动量

单位质量空气在纬度 φ 处的绝对角动量

$$M = ua \cos\varphi + \Omega a^2 \cos^2 \varphi$$

相对角动量

Ω 角动量

其中 Ω 为地转角速度， a 为地球半径， u 为西风风速。
一般相对角动量小于 Ω 角动量。

- 水平输送主要由两种运动形式来完成：
 - 平均经圈环流
 - 纬向环流上的大型涡旋运动
- 在中高纬度地区，角动量输送主要靠大型涡旋运动的输送。
- 在低纬度地区，Hadley环流圈很强，它的输送同涡旋输送同等重要。

大气能量输送

- 在低纬度地区，Hadley环流的上升气流把东风带的角动量净输送到高空，再由平均经向环流和大型涡旋向北水平输送；
- 在中纬度和高纬度地区则主要依靠大型涡旋向北输送。
- 在北半球，水平输送量最大的地区在 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 的对流层顶附近。
- 向北输送的角动量到达中纬度和高纬度地区之后，主要通过铅直方向的湍流，顺着西风速率的铅直梯度方向由高层输送到低层，以补充地面西风带角动量的消耗，使地面西风带维持定常状态。

气团 (Air Mass)

- 定义：在广大空间里存在着水平方向上物理属性（主要指温度、湿度和稳定度等）相对比较均匀的大块空气, 称气团。
- 水平范围：几百到几千公里不等。
- 垂直范围：可达几公里到十几公里。
- 在同一气团内，气象要素（如温度）的变化相对比较小。水平温度梯度一般小于 $1-2^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ 。

气团形成条件

1. 具备大范围物理性质比较均匀的下垫面：如辽阔的海洋，浩瀚的沙漠，大面积的冰雪覆盖等。
2. 稳定的环流条件：使空气能比较长时间的缓慢移动在温、湿特性比较均匀的下垫面上，从而获得与下垫面相同的物理属性。

气团的变性

- 定义：气团原有物理属性的改变，称为气团变性。
 - 原因：气团离开源地移到另一个地方，在移动过程中，与所经过的下垫面不断发生水汽、热量等的交换，引起原有气团物理属性和天气特征的改变。
- 气团变性的快慢主要取决于以下因素：
 - 源地性质与所经下垫面性质差异的大小。
 - 离开源地时间的长短和路程远近。
 - 空气运动状态和季节。
- 通常冷气团变性快于暖气团。陆上快于海上。

冷、暖气团的天气特征

	冷气团	暖气团
温度	使所经下垫面温度降低，本身温度升高	使所经下垫面温度升高，本身温度降低，与冷气团相反。
湿度	干燥	潮湿
稳定度	不稳定，变性快易对流	稳定，变性慢不易对流
云系	多积状云	多层状云
降水	阵性	连续性降水，雾，毛毛雨
能见度	低层好，高层差	低层差
风	阵性大风，有明显有日变化	常定风，日变化不明显



气团类别

- 纬度
 - 冰洋气团 (A=Arctic, AA=Antartic) / 极地气团 (P=Polar)
 - 热带气团 (T=Tropical) / 赤道气团 (Equatorial)
- 海陆
 - 海洋性气团 (m=maritime) / 大陆性气团 (c=continental)
- 温度
 - 冷气团 / 暖气团

气团类别

- 冰洋大陆气团 (cA, cAA)
- 冰洋海洋气团 (mA, mAA)
- 极地大陆气团 (cP)
- 极地海洋气团 (mP)
- 热带大陆气团 (cT)
- 热带海洋气团 (mT)
- 赤道气团 (E)



影响我国的气团

冬季:

- 我国大部分地区主要受变性极地大陆气团的影响:来自西伯利亚和蒙古的冷空气控制我国大部地区,一般多大风、降温天气。
- 气候特点是干燥、晴朗、低温、多偏北风。如哈尔滨1月份平均最低气温 -24.5°C ,冰冻1米,地冻6尺。
- 华南、西南等地受热带海洋气团影响,潮湿多阴雨或雾。如四川雅安年降水量1800mm,峨眉山年平均雾日322天,雨日260天左右。

影响我国的气团

夏季：

- 我国沿海主要受变性热带海洋气团影响；
- 气候特点是炎热、潮湿、多雷雨，如江淮“梅雨”。在闽浙、台湾一带降水量较大，基隆港年降水量平均214天，有“雨港”之称。
- 在我国西北主要受热带大陆气团影响，干燥、炎热、少雨，在它的控制下常出现严重的干旱和酷暑。如吐鲁番，夏季，白天最高气温达 49°C 左右，夜间降到零度以下，日较差大。有些地方甚至几年滴雨不下。
- 云南、云贵高原南部受西南夏季风影响，形成得天独厚的独特气候。如闻名于世的西双版纳则是四季如春。

影响我国的气团

春季：

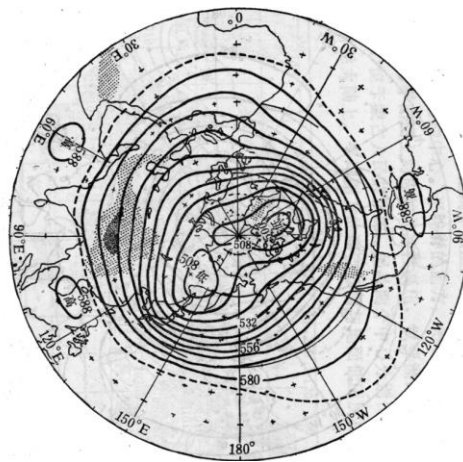
- 变性的极地大陆气团和热带海洋气团的势力相当，互有进退，因此是锋面和气旋活动最频繁的时期，天气比较复杂。

秋季：

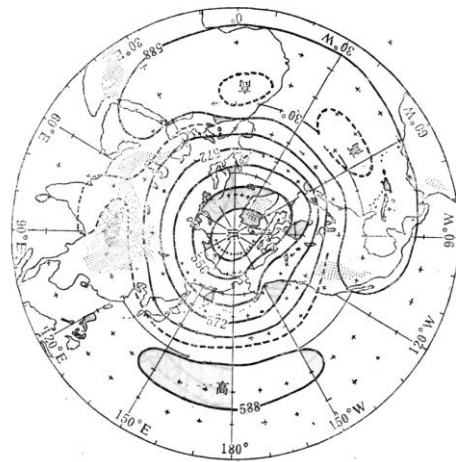
- 变性的极地大陆气团开始活跃，变性热带气团南退，我国出现最为宜人的秋高气爽天气

高空大型环流系统：极涡

- 定义：围绕极地地区的低压中心
- 极涡中心并不正好在南北极，在冬季北半球，存在两个极涡中心，一个较强的位于格陵兰西部，另一较弱的在东西伯利亚的北冰洋沿岸；夏季北半球只有一个极涡中心，位于极区。



一月



七月

- 极涡是一个冷性系统，极涡的强弱代表极区冷空气的强弱。
- 由于极区的冷空气和南面暖空气都不时地在移动，因此在逐日天气图上极涡的形状和位置不断变化，一般分裂为几个中心。



高空大型环流系统：副热带高压

- 定义：持久存在于副热带地区（南北纬25—35° 范围内）的高气压，简称为副高。
- 在500hPa用**588线**（588位势什米）来代表副高，**副高主体位于副热带海洋上。**

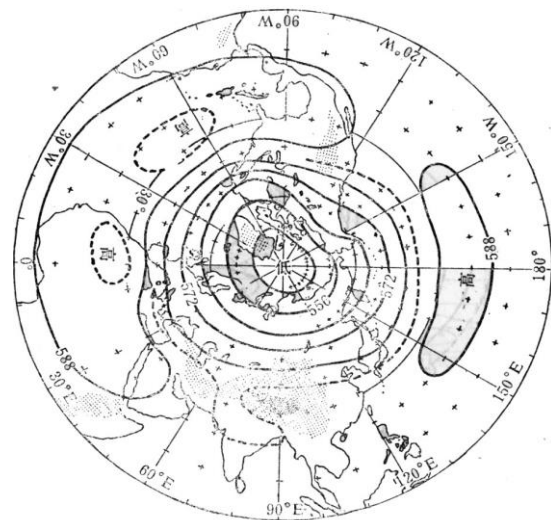
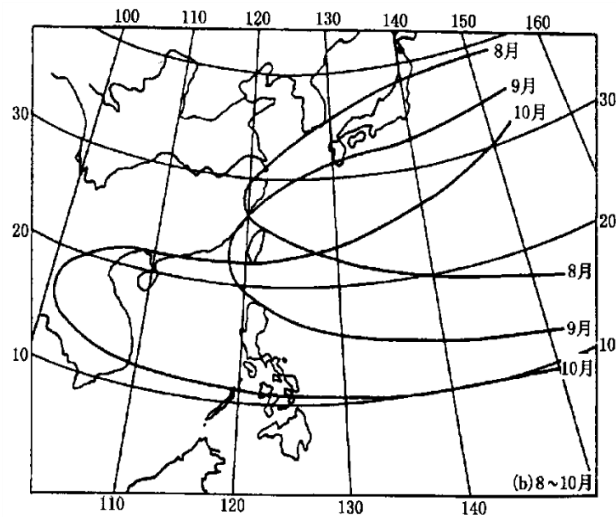
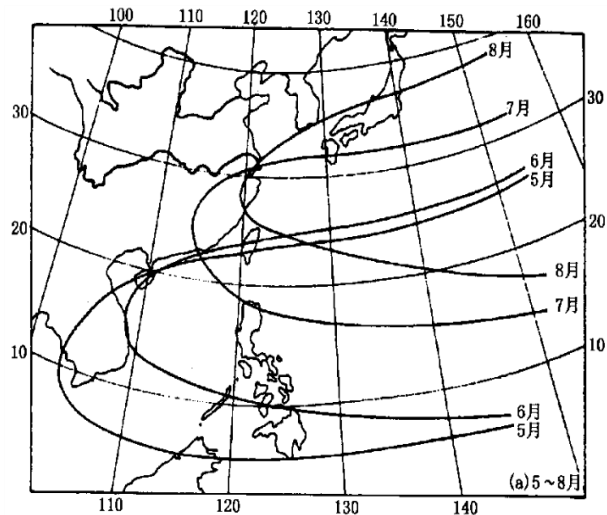


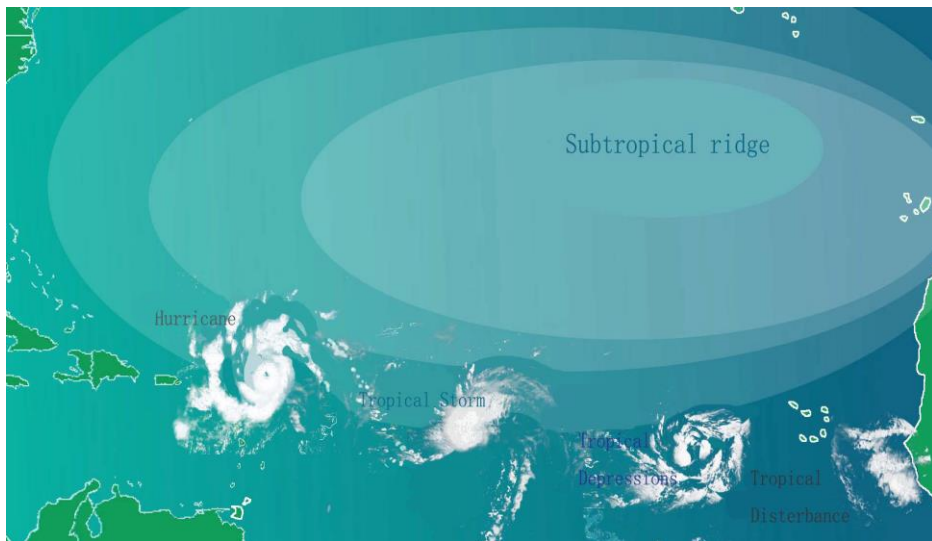
图4.5 北半球7月份500百帕平均等高线

西太平洋副热带高压

西太平洋副热带高压是永久性大气活动中心，其范围、强度和位置随季节变化。从1月到8月，副热带高压主体呈现出向北、向西移动和强度增强的趋势；从8月到1月，副热带高压主体则有向南移动和强度减弱的动向。这种季节性的变化，还具有明显的不同阶段。



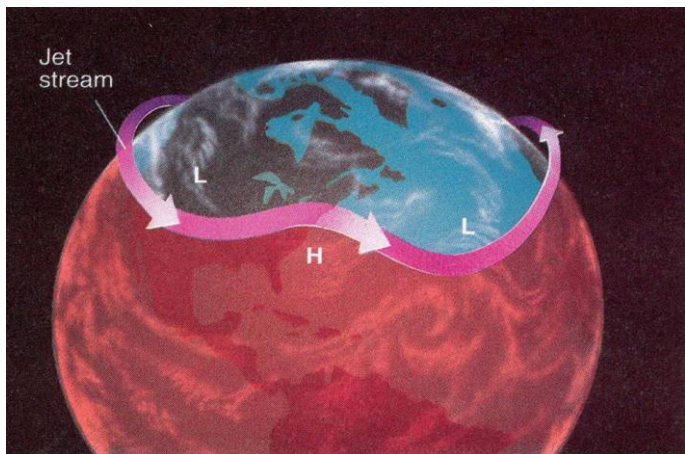
西太平洋副热带高压



副热带高压一年中北进与南撤过程并不是匀速进行的，而是表现为**稳定少变、缓慢移动与跳跃**三种形式。平均而言，冬季副热带高压脊线在 15°N 以南，3、4月份开始缓慢北移，5—6月间（一般在**6月中旬**），出现**第一次北跳**，脊线北跳到 20°N 以北，并稳定在 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间达一月左右。到**7月中旬**，脊线**再次北跳**，越过 25°N ，在7月底或**8月初**，副高到达一年中的**最北位置**，9月以后，副高向南撤退。



急流 (Jet Stream)



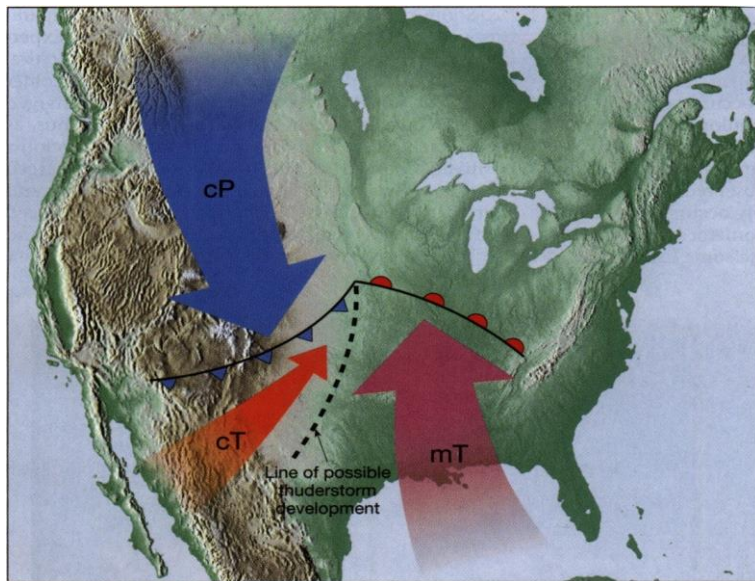
急流 (Jet Stream) 是风场的一个突出特征。它是一支范围狭窄的强风带,其中心轴向是准水平的, 具有很大的风速以及风速的水平切变与垂直切变。强急流区的最低风速可以达到 30m/s 。通常急流长几千公里, 宽几百公里, 厚几公里。凡出现在对流层上层、对流层顶附近的平流层内的, 称**高空急流**、高空急流与对流层低层的气旋与反气旋的生成、发展和移动有密切的关系; 出现在 700hPa 以下低层的, 称为**低空急流**。它与雷暴、龙卷等天气的发生有密切联系。低空急流风速较小, 常达不到 30m/s 的标准。

其中, **西风带急流和行星锋区**关系密切, 通常两者是**同时存在的**。在急流区下方是水平温度梯度很大的区域, 即锋区的所在, 也可以说急流是锋区在高层风场上的表现。

风速: 低空 $\geq 12\text{m/s}$, 高空 $\geq 30\text{m/s}$

- 高空西风急流 / 高空东风急流 / 低空急流

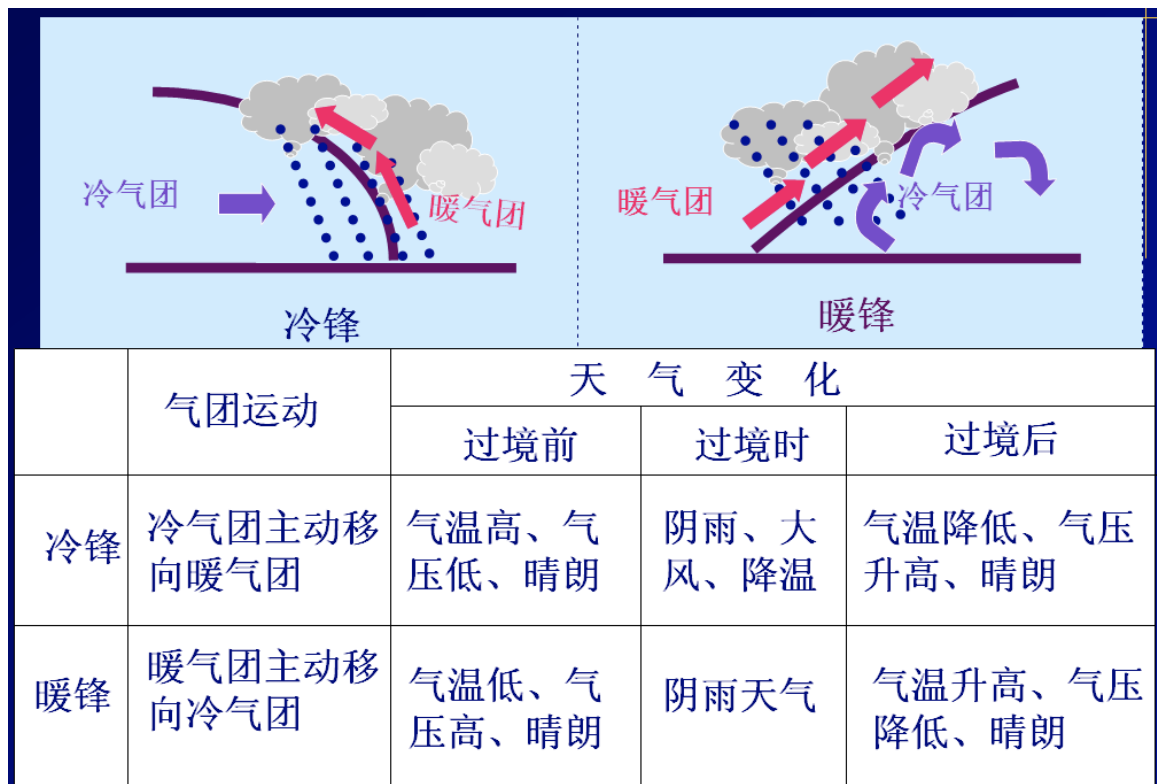
锋面



- **锋**：冷暖气团之间的狭窄过渡带称为锋，锋具有一定宽度（地面30-40Km,高空达几百公里），由于地转偏向力的作用，锋在空中呈倾斜状态。锋的宽度远小于长度，可以把锋看成几何面，故称锋面。
- **锋区**：锋和某一等压面相交的区域。锋区中温度水平梯度特别大，等温线密集，并随高度向冷区倾斜。实际上锋就是两个性质不同的气团的过渡区。
- **锋线**：锋面与地面的交线称锋线。锋面和锋线统称锋。



锋面



第三节 季风和季风环流

1. 季风是大范围盛行且风向随季节有显著变化的风系。主要是由于海陆温度对比的季节性变化和地球上行星风系的季节性南北移动所致。

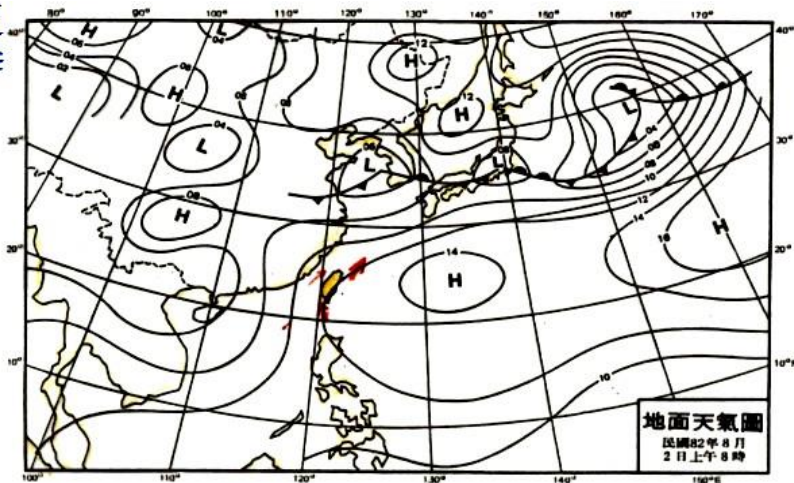
在海陆对比显著地区，常因海陆吸、散热差异的关系，造成风向随着冬夏季节而改变的情况。冬季，陆地比同纬度的海洋冷，高纬度更明显，温度低时气压较高，所以空气从大陆吹出；夏季则正好相反，由于陆地比同纬度的海洋热，低纬度更明显，所以空气从海洋吹向陆地；从而出现季风在周年内冬夏风向近似相反的现象。

季风和季风环流

2. 考虑到季风的成因，季风的定义不应只着重于盛行风向和风速，季风应当是两种**不同性质气流的交替**，它具有以下特点：
 - 盛行风向随着季节的变化而有很大的不同，甚至接近于相反方向；
 - 两种季节（冬季风和夏季风）各有不同的源地，因而其气团性质有着本质差异；
 - 能够给天气现象造成明显不同的季节，例如雨季和旱季、冬夏明显对比等。
3. 季风是行星尺度的环流系统，**行星热对流是季风的第一推动力**，而地表特征（包括海陆热力差异）差异所导致的准定常行星波是第二推动力。

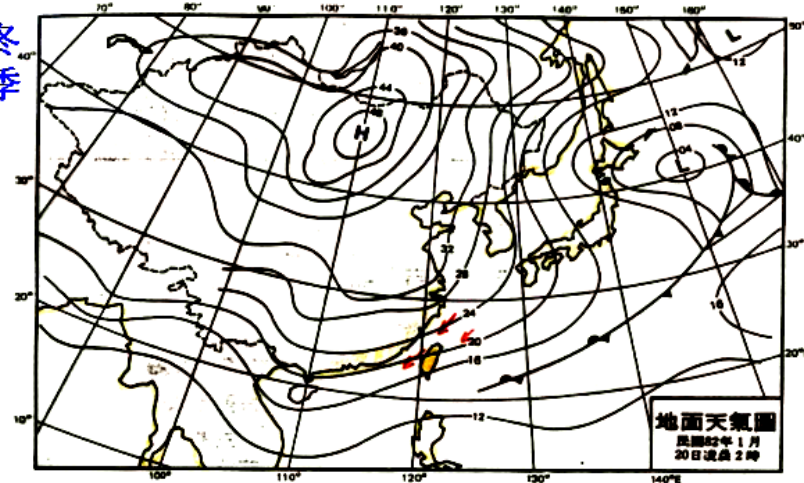
夏季风和冬季风

夏季



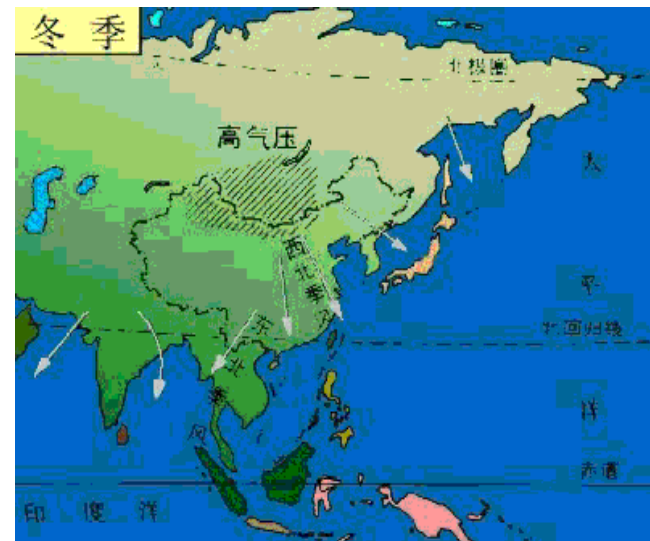
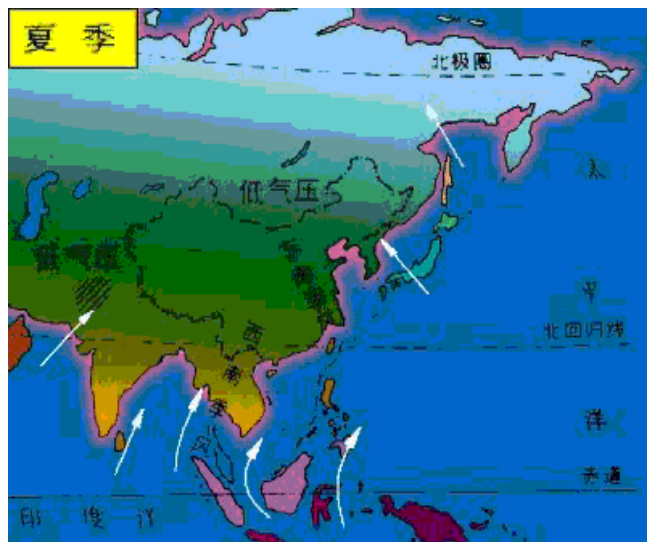
夏季东亚地区盛行东南风或西南风

冬季



冬季东亚地区盛行东北季风

亚洲季风



1. 东亚季风：主要因**海陆热力差异**而形成，是世界上最强盛的海陆季风。包括我国东部、朝鲜、日本等地区和附近海域。
2. 南亚季风：主要因**行星风带季节性位移**引起，海陆热力性质差异和青藏高原大地形也相当大的影响。南亚季风以印度半岛和北印度洋表现最为突出，又称印度季风。

季风与海陆风的区别

1. 季风随季节而变化；海陆风呈日变化。
2. 季风是大范围地区性风；而海陆风是沿岸局部地区的风。
3. 季风风力较大；而海陆风风力较小。
4. 季风高空没有明显的反向环流；而海陆风却形成明显的反向小环流。

影响季风的主要因素

1. 海陆影响古典季风的定义，即认为季风是海陆冷热源的直接热力环流。冬季大陆为高压冷源，海洋为低压热源，地面盛行风从大陆吹向海洋；夏季太阳加热作用使地面变暖，大陆为低压热源，海洋温度较低，风从海洋吹向陆地。海陆热机造成的风向变化反映了季风的本质，因而可以认为海陆热机是季风的主要成因。但若只考虑海陆热力差异是季风的唯一成因，那么所有海边都该有季风，而且高纬季风要比低纬季风显著得多，因为高纬温度年较差要大得多。但实际情况正相反，最显著的季风气候出现在亚洲—非洲的中低纬地区。因此，季风不可能单纯由海陆差异来解释。

影响季风的主要因素

- 行星环流影响。在表面均匀的地球上，行星风带基本上是纬线方向的。冬夏之间，行星风带有显著的经向位移，强度也有很大变化，在二支行星风带交替地区，行星环流发生季节性转移，盛行风向常近于相反。有人把这种现象称为行星季风，以低纬度地区(30N-30S)最为显著。正好在东非经南亚到东亚一带，海陆热机和行星环流季节变化共同作用，造就了最显著的季风气候区。相反，在高纬度，由于夏季极区冰的冷源作用(极区地面温度不易超过融冰的温度)，反而削弱了高纬海陆冷热源的热力环流，致使高纬度上难以形成季风环流。

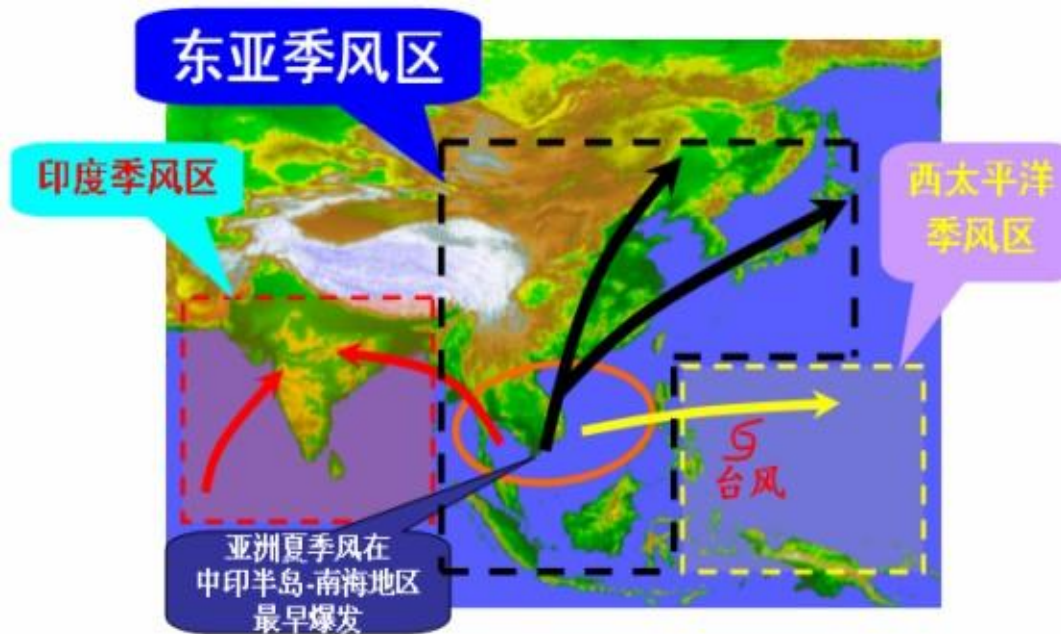
影响季风的主要因素

3. **青藏高原大地形**影响与海陆之间的热力差异相类似，巨大而高耸的青藏高原与周围自由大气间同样存在着季节性热力差异，也就必然会产生类似季风的**现象**。在**冬季**，**青藏高原是个冷源**，高原低层形成冷高压，盛行**反气旋环流**，在东—南侧盛行北—东北风，这与东亚冬季风一致，增强了冬季风环流；在**夏季**，**高原是个热源**，低层形成强大的热低压，盛行**气旋式环流**。它与我国东部西北太平洋副热带高压相配合，不仅使其东侧的西南季风增厚，而且**使夏季西南季风更加深入**到华北以至东北地区。夏季高原的巨大热源还有助于**南亚高压和高层东风急流**的形成及维持，这与印度西南季风的爆发性发展是有直接关系的。

影响季风的主要因素

4. 除海陆分布影响行星风带的冷暖季节变化以及大地形影响外，**南北半球气流间的相互作用**等，也直接影响季风的形成及维持。季风环流是大气环流中的重要成员之一，因此与东、西风带，西风急流，三圈环流及大型涡旋等构成大气环流的统一体，它们之间相互制约，相互影响，构成了变化多端的大气运动图像。

亚洲季风区



亚洲季风可以向东延伸到西太平洋，成为亚洲-太平洋季风区。由于亚洲季风区通过两半球之间的相互作用（如跨赤道气流），与澳洲季风区有密切的关系，人们又把亚洲季风区与澳洲季风区统称为亚澳季风区。

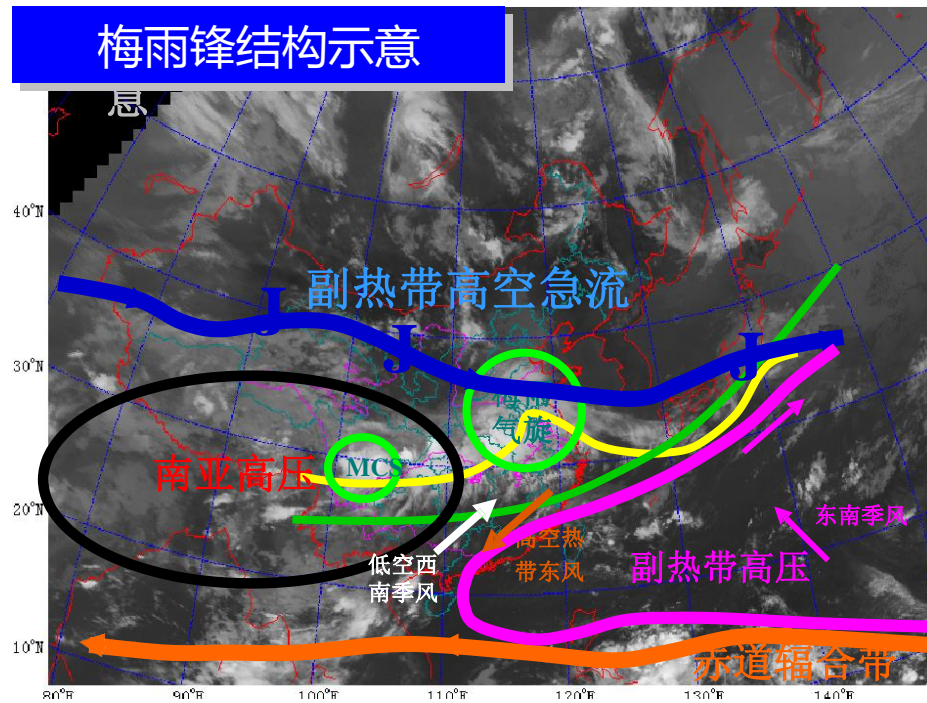


梅雨

“梅雨”是我国一个很古老的气象名词，并一直沿用至今。“梅雨”，人们都比较熟悉。梅雨期可以出现在5~7月份的各个时段。如果梅雨来得早，对江淮流域三麦油菜的收打非常不利；如果梅雨来得过晚，或甚至没有什么梅雨，俗称空梅，往往引起大范围干旱（如1934、1958、1978）；梅汛期雨日集中，雨量大，持续时间长，不但对农作物有很大影响，对人民生命财产也有很大威胁（如1954、1991、1998、1999年、2003年）；雨量适中，则对工农业生产，人民生活都十分有利。所以说，梅汛期是中央气象台整个汛期预报服务当中最关键的时段。

梅雨锋

梅雨锋结构示意



梅雨期的划定

- 4、5月出现的梅雨，称“早梅雨”，6、7月出现的梅雨称“正常梅雨”，也称“典型”梅雨。
- 梅雨不但与降雨强度和时段有关，而且与温度和副高脊线的位置也有关系。
- 参照江苏徐群制定的标准，2001年进行过修改。
- 对梅雨期的确定意见不一（有人认为，初夏大型环流的调整、转折为主，结合降水来划定。也有人认为以天气实况为主，环流调整为辅）
- 每年汛期过后，由长期来确定梅雨时段、强度等。由5个代表站的雨量, 长江中下游沿江5个代表站(武汉、九江、芜湖、南京、上海)

梅雨天气特征

- 雨量充沛，相对湿度大，云多，日照时间短，风力小，降水多属于连续性，**梅雨是大范围降雨过程**，而不是局部的小范围天气现象。我国梅雨主要发生在宜昌以东， $26-34^{\circ}$ N的**江淮流域**
- **梅雨与春雨的主要区别是，春雨天气阴冷，梅雨天气闷热。**

梅雨气候特征

常年6-7月，江淮流域一般都有一段连阴雨，降雨量较大，即人们常说的“梅雨”。入梅早晚时间不一。在1971-2000年的梅雨资料中（不计4、5月份出现的早梅雨），平均入梅日期在6月17日，入梅最早日期是1996年6月2日，入梅最晚日期是1982年7月9日；平均梅雨期长度为21天，5代表站的平均总雨量为1208mm。2005年和2006年均为7月5日入梅。历年7月上旬入梅的仅有7个年份（1892年7月1日，1947年7月4日，1952年7月2日，1982年7月9日，1987年7月1日，2005年7月5日，2006年7月5日）；2005年和2006年均属1892年以来入梅较晚的年份。空梅的年份极少。

典型的梅雨环流特征

典型梅雨期间，大尺度环流系统较稳定，其主要特征：

- 阻塞高压活动较频繁
- 贝加尔湖附近至 130° E多为低压槽区
- 中纬度环流较平直，沿淮或沿江地区500hPa等高线多处于580~584位势什米之间
- 孟加拉湾和青藏高原地区一般为低值区
- 西北太平洋副热带高压较稳定，脊线一般位于 20° ~ 25° N之间
- 100hPa南亚高压脊线基本维持在 28° ~ 31° N之间

造成空梅年份的环流形势有两种情况：

1. 我国西部为高压脊控制，亚洲大陆东岸为低压槽区。副热带高压中心偏东，长江中下游地区盛行西北气流或者是平直西风。
2. 副热带高压大幅度增强，副高明显西伸北抬，脊线在 26° N以北，江淮、江南等地受高压控制，雨带从华南迅速北推到黄淮地区。

非典型梅雨

非典型梅雨——既5-7月份江淮流域出现的持续性强降雨天气过程，而又达不到目前所使用的梅雨划分标准的降雨（包括5月份划上的早梅雨）。梅雨和副热带高压的位置有一定的关系。当副高脊线稳定在 $20\sim 25^{\circ}$ N之间时，有利于江淮流域出现持续性降雨，即有利于梅雨的出现。假设副高脊线不在此之间，而是在 20° N以南或 25° N以北（例如2002年），也可以出现持续暴雨或大暴雨过程，同样可以造成江河湖库水位迅速上涨，超警戒水位，也同样可以引起大范围洪涝等灾害。

$110\sim 130^{\circ}$ E平均副高脊线位置在 $20\sim 25^{\circ}$ N，是出现梅雨的有利条件，而不是必要条件。

非典型梅雨环流特征

非典型梅雨与典型梅雨环流形势和影响系统有一定差异，副高脊线的走向和位置不同。

- 一种是, 副热带高压强度较弱, 副高脊线一般在 20° N以南, 接近常年或较常年偏北 (常年 15° N附近); 此时中高纬度盛行纬向环流。
- 另一种是, 副高呈东西带状分布, 副高体较窄, 副热带高压脊线位置稳定在 21° N附近, 5880gpm等值线北界在 25° N附近, 雨区刚好位于副高的北侧和西北侧边缘地区的江南中部一带, 而长江中下游沿江地区没有出现降雨。
- 还有一种是, 天气形势和影响系统较为复杂。副高多呈块状分布, 5880gpm等值线西界在 120° E附近, 江淮流域处在副高西侧的偏南气流里, 其间副高脊线不够稳定。

作业（2周后上交）

前半部分：

1. 试述气压的定义。
2. 试简述影响空气流动的力有那些。
3. 白贝罗定律
4. 常见的地方风有那些？试述之。
5. 请简述地球的行星风系。
6. 简述三圈环流的形成机制。
7. 什么是东风带、西风带？其形成的主要原因是什么？
8. 大气径向环流的基本特征是什么？

后半部分：

1. 简述亚洲季风系统。
2. 简述季风形成的主要机制？
3. 简述东亚季风和南亚季风的差异。
4. 梅雨的气候特征及五个代表观测站是什么？



LaCOAS

北京大学气候与海—气实验室

Learning about the Ocean, the Climate and the Nature

