

第三章 大气圈与气候系统

大气是指包围在地球海陆表面上部的具有一定厚度的气态物质。

大气圈与自然地理环境以及人类的生产生活关系非常密切。

第一节 大气的组成和热能

一、大气的成分

地球大气是多种物质的混合物，由干洁空气、水汽、悬浮尘粒或杂质组成。

(一) 干洁空气 (指大气中除固体杂质和水汽之外的整个混合气体。) P82 干洁空气……

从表 3-1 可以看出，大气干洁空气中的主要成分是 N_2 和 O_2 ，两者占总容积的 99.04%，总质量的 98.67%，若加上氩、二氧化碳，四者占干洁空气总容积的 99.99% 以上，其他气体成分占总容积不到 0.01%。

(二) 水汽

含量、来源、分布特点

作用：①水汽能吸收长波和放射长波辐射，阻滞地面热量散失，对大气和地表有一定的保温作用。②在大气温度变化范围内，可造成云、雾、霜、雪等一系列天气现象（水汽含量虽然不多，但它却在天气变化过程中扮演着重要角色。因为在大气温度变化范围内，水具有相变的特点，它可以凝结为液滴，液滴可以冻结为冰晶，从而造成云、雾、霜、雪等一系列天气现象。）③水汽三相转化过程中，伴随着吸热和放热，影响气温。水在蒸发和蒸腾时，即由液态变为气态时，要吸收热量、降低气温；在水汽凝结或冻结时，即由气态变为液态和固态时，要放出热量，可以升高气温。）

(三) 固体杂质

1. 分布、来源 P84

2. 作用特点：

- (1) 充当水汽凝结核，对云、雨等的形成起重要作用。
- (2) 能吸收部分太阳辐射和阻挡地面放热，对空气和地面的温度有一定影响。
- (3) 含量高时，可使空气能见度减低。

二、大气的结构

(一) 大气质量

1. 大气的高度

一、根据极光出现的最大高度来确定大气上界高度。

二、根据大气的密度

(二) 大气压力

☞ 大气分层

气象学上，按大气的温度和运动状况将大气圈自下而上分为五层：对流层、平流层、中间层、暖层、散逸层。下边分别介绍这五个层次的情况。

1、对流层

(1)、范围

(2)基本特征 (1) 气温随高度增加而降低(平均每升高 100 米，气温降低约 0.6℃。

(2) 空气对流运动显著

(3) 天气现象复杂多变

2.平流层

(1) 范围：从对流层向上到 55Km 左右的范围为平流层，从全球来看，其平均厚度约为 38Km。

(2) 基本特征

①温度随高度的增加起初不变或微有升高，即由等温分布变为逆温分布，到 25-30Km 以上时，气温随高度增加显著升高。

②气流运动平稳且以水平运动为主

③水汽尘埃含量极少，天气晴朗，无云雨现象，能见度好

3.中间层（高空对流层）

(1) 范围：自平流层顶（55Km）向上到离地面 80-85Km 左右的范围是中间层。由于该层位于大气垂直五个层次的中间，故名。

(2) 基本特点：

①温度随高度增加而迅速下降，到 85Km 附近，气温 < -83℃。

②垂直对流运动强烈。

4.暖层（电离层）

(1) 范围，从中间层顶（85Km）向上到 800Km 的范围为暖层。空气密度小，占大气总质量的 0.5%

(2) 基本特点：

①温度随高度增加而迅速升高

②空气处于高度电离状态

5.散逸层（外层）

(1) 范围：该层是大气圈与星际空间的过渡层。其范围是暖层顶（800Km）以上的大气层部分（1200Km 或更高 3000km）。由于它位于大气圈的最外层，故名外层。

(2) 特点：①该层离地面遥远，气体质点受地球引力场的束缚很弱，其活动性很强，所以经

常逸散到星际空间，故名散逸层。②温度随高度增加而上升。

三、大气的热能

(一) 太阳辐射

1、**太阳辐射光谱**：太阳辐射的波长范围较宽，可分为紫外线，可见光和红外线三部分。其中波长 $\lambda = 0.4 \sim 0.76 \mu\text{m}$ 的可见光，约占总能量的 50%；**红外辐射** $\lambda > 0.76 \mu\text{m}$ ，约占能量 43%；**紫外辐射** $\lambda < 0.4 \mu\text{m}$ ，约占总能量 7%。相对地球辐射而言，太阳辐射波长较短，可故通常将太阳辐射称为短波辐射。

太阳辐射强度：表示太阳辐射能强弱的物理量叫太阳辐射强度，即单位时间内垂直投射在单位面积上的太阳辐射称为**太阳辐射强度**。

2、**太阳常数 S_0** ：在日地平均距离上，大气顶界垂直于太阳光线的单位面积上每分钟接受的辐射，称为太阳常数。国际气象组织（WMO）推荐太阳常数的最佳值： $1361\text{W}/\text{m}^2$ 。

3、大气对太阳辐射的削弱作用

(1) 吸收作用：

i 大气中的主要吸收物质是臭氧和水汽。

ii 因为大气中主要吸收带处于太阳辐射光谱的两端（即紫外区和红外区），而两端是太阳辐射能量较小的区域，所以大气的吸收作用对太阳辐射的减弱作用不大。iii 大气靠直接吸收太阳辐射来增温的作用并不大，对流层中太阳短波辐射不是空气热量的主要来源。

(2) 散射作用：

(3) 反射作用：

那么在大气这三种对太阳辐射的削弱作用中，以反射作用最为显著，散射次之，吸收作用最小。（图 3-6）

4、总辐射

太阳辐射在经过大气的这些削弱作用后才达到地面，这时的太阳辐射才是地面温度的主要能量来源。经过大气削弱以后到达地面的太阳辐射有两部分：一是**直接辐射**(指从太阳直接发射并以平行光线到达地面的辐射)；二是经过大气散射以后到达地面的部分，称为**散射辐射**。二者之和就是太阳辐射总量，称为**总辐射**。

综上所述，大气上界的太阳辐射经过大气的削弱作用，达到地面的太阳辐射为总辐射，它减去地面反射才是地面实际吸收的太阳辐射。

(二) 大气能量及其保温效应

1. 大气对太阳辐射的直接吸收作用很小，只占太阳辐射能的 18%左右，主要吸收物质是水汽、臭氧。

2.地面吸收太阳辐射的 50%，再以 $\lambda > 3 \mu\text{m}$ ($3 \sim 120 \mu\text{m}$) 的长波辐射向外辐射，其中 75-95%被大气吸收。

3.潜热输送 P94

海面、陆面以水分蒸发的形式使地面热量输入大气中，地-气之间的交换主要是通过潜热输送来完成的，占辐射平衡的 84%；

4.感热输送

亦称显热输送，占辐射平衡的 16%；感热交换的结果总是由地表向大气输送能量。

大气获得能量后依据本身温度向外辐射，称为大气辐射，其方向既向上即指向宇宙空间的，也有向下即指向地面；向下的那一部分大气辐射称**大气逆辐射**。大气逆辐射到达地表，又可被地面吸收，增加地表温度。所以大气逆辐射的存在使地面因长波辐射所损失的能量得到了一定的补偿。减少了地面的热量损失，使地面得以保持一定的温暖程度，这种保温作用就是通常所说的**花房效应或温室效应**。有人计算，如果没有大气存在，近地面平均气温要比现在低 33°C 。

(三)地—气系统的辐射平衡 P94

四、气温

(一)气温的周期性变化

1.气温的日变化：即气温在一日之内的变化。

(1)变化特点：

(2)日较差及其影响因素：一天当中气温的日极端最高温度与日极端最低温度之差叫气温日较差。其大小与纬度、季节、地面性质及天气情况有关。

①纬度 气温日较差随纬度的增高而逐渐变小。P97

②季节 夏季气温日较差大于冬季。春季夏初时气温日较差最大。

③地面性质:就海陆不同来说，海洋气温日较差小于陆地，沿海地面小于内陆地区。

④天气情况 阴天日较差小，晴天日较差大。

2.年变化：即一年之内月平均气温的变化。

(1)变化特点：除赤道地区附近外，大部分地区年内月平均气温有月极端最高气温和月极端最低气温。在北半球大陆上月极端最高气温值出现在 7 月份，海洋上出现在 8 月份；月极端最低气候值陆地出现在 1 月份，海洋上出现在 2 月份。

由于海陆热学性质的差异，使海洋月极端最高气温和月极端最低气温出现的月份比陆地又推迟一个月左右。

(2)年较差及其影响因素：一年中月极端最高气温与月极端最低气温之差称气温年较差。它

与纬度和海陆位置等因素有关。

①纬度 随纬度增高而变大。P97

②海陆位置 海洋上的气温年较差小于陆地上的气温年较差，沿海地区的气温年较差小于内陆地区的气温年较差。这主要是海陆热力性质的差异造成的。如温带海洋上气温年较差一般为 11°C ，而同地带大陆则可达 $20-60^{\circ}\text{C}$ 。P97

(二) 气温的空间分布

1.气温的水平分布: 由于太阳辐射，下垫面性质和平流等因素的影响，使地表不同地域的气温（在同一时刻）出现差异。

2.气温的垂直分布:这里所说的气温垂直分布是指大气对流层中气温垂直分布。

(1) 特征。总的趋势是，气温随高度的增加而递减，上冷下暖，这主要是由于不同高度的空气受地面热量多少不同引起的。

(2) 逆温及其成因

①逆温：对流层大气中气温随高的升高而升高的现象称为逆温。出现逆温的气层称为逆温层。

②原因 A.辐射 在晴朗天气的夜晚，由于地面辐射很强，冷却很快，近地面气温也迅速下降，愈近地面，受地面影响愈大，降温愈多，而高空降温较少，从而形成上暖下冷的逆温现象。当日出后，地面很快增温，逆温现象消失。

B.平流 当暖空气水平移动到冷的地面或冷的气层之上时，暖空气下层因受冷地面或冷气层的影响迅速降温，上层受冷地面或冷气层影响少，降温较少，从而形成逆温现象。

C.空气下沉 因空气下沉而发生逆温的现象主要发生在山区。夜晚山坡上的冷空气沿山坡下滑到山谷底部，山谷底部原来的较暖的空气被迫上升，从而形成下层气温低，上层气温高的逆温现象。

③逆温对天气的影响主要表现在以下两个方面：

A.逆温层能阻碍空气垂直运动的发展，大气稳定，天气少变。

B.使大量尘埃、水汽、水滴、烟粒和其它污染物不易扩散，大气能见度降低，加重大气污染程度。

①赤道带 在南北纬 10° 之间，占全球面积的 17.36% ，此带内全年正午太阳高度角大，昼夜长度几乎相等。太阳辐射日变化大，年变化小。

②热带 在纬度 $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 12.45% 。此带内的辐射特征与赤道带相似。

③副热带 位于纬度 $25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 7.55% ，是热带与温带之间的过渡带。天文辐射的季节变化大于赤道带和热带。

④温带 位于纬度 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 12.28%，全年天文辐射的季节变化最显著，有四季分明的特点。

⑤副寒带 位于纬度 $55^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 2.34%，是温带与寒带的过渡带，此带昼夜差别大，但无极昼和极夜现象。

⑥寒带 位于纬度 $60^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 5.00%，此带一年中昼夜长度差别更大，在极圈内有极昼和极夜现象。全年天文辐射总量显著减小。

⑦极地 纬度 $75^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 之间，在南北半球各占全球面积的 1.70%，此带昼夜差别最大，在极点半年为昼，半年为夜。天文辐射日变化最小，年变化最大。

第二节 大气水分和降水

一、大气湿度

(一) 湿度概念及其表示方法

大气湿度是指大气的潮湿程度而言，与大气中的水汽含量成正相关，一般来说，水汽含量越多大气越潮湿，反之则愈干燥。湿度的表示方法有水汽压、饱和水汽压、绝对湿度、相对湿度、饱和差、露点。

1. 水汽压和饱和水汽压

(1) 水汽压 (e) 和饱和水汽压 (E)

(2) 绝对湿度 (a) 和相对湿度 (f)

绝对湿度 (a) 指单位容积空气中所含的水汽质量，单位是克/立方厘米。

相对湿度 (f) 指大气中实际水汽压与同温度下的饱和水汽压之比，用百分数表示。

3. 露点温度

湿空气等压降温达到饱和的温度就是**露点温度**，简称**露点**。P103

(二) 湿度的变化与分布

在水汽压变化不大情况下，**相对湿度日变化**通常与气温日变化相反。最高值出现在清晨温度最低时，最低值出现在午后温度最高时。P103，**但沿海地区相反**；**年变化**，一般是夏季最小，冬季最大。但季风区则相反，夏季最大，冬季最小。

距离海洋越远，空气的相对湿度越小。从赤道向高纬度地区，相对湿度变化为两高一低的“**马鞍型**”。

二、蒸发和凝结 P104

(一) 蒸发及其影响因素

1、影响蒸发的因素

由水变程水汽的过程叫蒸发。**影响蒸发的因素**：蒸发面的温度、性质、性状、空气湿度、风等。

饱和差 $E - e$ 是影响蒸发的主要因素。

2、蒸发量 P105

由蒸发而消耗的水量称蒸发量，实际工作中一般以水层厚度表示蒸发量。蒸发量的日变化和年变化与气温日年变化一致。蒸发量的空间变化受气温、海陆分布、降水量等因素影响。

(二) 凝结和凝结条件

凝结发生在 $f \geq 100\%$ ($e \geq E$) 过饱和情况下，在大气和地面中均能发生。水汽凝结必须具备两个条件：一是空气要达到饱和或过饱和状态；二是要有凝结核。

1. 空气中的水汽达到饱和与过饱和

途径：一是增加空气的水汽含量，即增大水汽压；二是降低气温，使饱和水汽压减小，使之达到露点。 P105

降低水温的途径有很多，主要有冷却、辐射冷却、平流冷却等。

2. 凝结核。P106

凝结核主要有两个作用，一是对水汽的吸附作用，形成溶液水滴；二是使水滴体积增大，曲率减小，从而达到减小蒸发增大水滴的作用。

三、水汽的凝结现象

自然界水汽凝结现象可以发生在大气中和地面上，在大气中的叫云和雾；发生在地面的叫露、霜、雾凇和雨凇。

(一) 地表面的凝结现象

1. 露与霜 (dew, frost) 近地面空气中的水汽因地面或地面物体辐射冷却，使其温度低于近地面空气的露点时，水汽凝结在地面或地面物体上。如温度高于 0°C ，则凝结物是露；若低于 0°C ，则凝结物是霜

2. 雾凇和雨凇

雾凇是一中白色固体凝结物，有过冷雾滴附着于地面物体或树枝迅速冻结而成。多出现于寒冷而湿度高的天气条件下。

雨凇是形成在地面或地物迎风面上的透明或毛玻璃状的紧密水层。在 $0 \sim -6^{\circ}\text{C}$ 时由过冷却雨、毛毛雨接触物体表面形成。

(二) 大气中的凝结现象

雾 (fog)：是漂浮在近地面层的乳白色微小水滴或冰晶。雾可分为：辐射雾、平流雾、蒸汽雾、上坡雾和锋面雾。

云(clouds): 气块上升绝热冷却降温, 使水汽达到饱和或过饱和发生凝结形成, 是高空的水汽凝结现象。

云是在一定条件下形成的具有一定外表的物体, 根据形成特点和形状可将云分为积状云、层状云和波状云三类。

1. 积状云是垂直发展的云块, 主要包括淡积云、浓积云和积雨云三种。

(1) 形态特点: 常呈孤立分散状态出现; 云块底顶平坦, 顶部凸起, 整体上看象棉花堆或菜花状。

(2) 形成特点: 积状云是空气对流作用较强的条件下形成的。

2. 层状云

(1) 形态特点: 是呈均匀幕状的云层, 常具有较大的范围。包括卷层云(卷云)、高层云和雨层云。

(2) 形成特点: 是在大范围整层空气缓慢沿坡滑升或抬升形成的。这种滑升或抬升叫空气的系统性上升运动。虽然其上升速度小, 但因其继续时间长, 可升至几公里的高空, 逐渐冷却凝结或凝华成大范围幕状云层。

3. 波状云

(1) 形状特点: 外形呈波浪起伏, 从地面看上去呈一行行或一列列的条状云带。包括卷积云、高积云和层积云。

(2) 形成特点: 波状云是空气出现波动时形成的, 即空气上下起伏运动, 关于空气产生波动的原因比较复杂, 一般认为在空气密度和气流速度不同的空气界面上, 易引起空气波动。

四、大气降水

降水也称大气降水, 是指液态的水汽凝结物(或固态的水汽凝华物)从云中降落至地面的一种天气现象。

降水形成的一般物理过程

云滴变为雨滴, 形成降水的过程实质上就是云滴不断增长的过程。云滴增长可以通过两个过程实现:

(一) 云滴凝结(或凝华)增长过程

即指云滴依靠水汽分子在它表面上积聚而增长的过程。

当云中水滴与冰晶共存时, 更有利于云滴的增长。这是因为此时云中过冷却水滴、水汽和冰晶共存, 在同一温度下, 过冷却水滴的饱和水汽压大于冰晶的饱和水汽压。我们知道, 所谓饱和水汽压的实质就是水汽分子从水面或冰面上蒸发或升华与凝结或凝华的水汽分子达到平衡时的水汽压, 由于冰面升华或凝华的速度不及蒸发或凝结的速度, 所以当两者平衡时,

水面上的水汽压必然大于冰面的水汽压。

这样水滴和冰晶共存，如果实际水汽压介于水滴饱和水汽压和冰晶饱和水汽压之间时，对于水滴而言，尚未达到其饱和水汽压，水滴将不断被蒸发而变为水汽；而对于冰晶来说，实际水汽压已超过其饱和水汽压，云中的水汽就在冰晶上凝华而不断增长。这样水滴的水就会转移到冰晶上，水滴消失，冰晶增大。当其增加到一定程度就在重力作用下降落

当大小水滴共存时，小水滴饱和水汽压大，而大水滴饱和水汽压小，当实际水汽压介于两者之间时，小水滴不断被蒸发，而大水滴则不断增大。

（二）云滴碰撞并增长过程

即指大小云滴之间相互发生碰撞而合并增大的过程。

云中的云滴大小不一，其运动速度也不一样。大云滴下降速度比小云滴快，所以在下降过程中可很快赶上小云滴并发生碰撞而粘附在一起成为较大的云滴。在有上升气流时，大小云滴都被抬升，小云滴也会赶上大云滴而碰并成为较大的云滴。这样随着云滴的不断碰并，云滴的体积越来越大，在大到空气阻力或上升气流无力支持时便降落下来。

（三）人工降水

所谓人工降水就是根据降水形成的原理，人为地补充某些形成降水所必需的条件，促使大气发生降水的过程。

（1）冷云人工降水

所谓冷云即指整个云体的一大部分或其全部温度处于 0°C 以下的云，它主要由过冷却水组成。它不形成降水的原因一般是因为缺乏冰晶。对于冷云，可人工播撒冰晶，造成冰水共存的条件，目前，具体办法是用飞机播撒干冰和碘化银。

（2）暖云人工降水

所谓暖云是指整个云体温度高于 0°C 的云，它不发生降水的原因主要是缺乏大小水滴共存，碰并增长受到一定限制，所以，暖云人工降水，主要是向大气中提供一些大小水滴。具体办法是向云中播撒氯化钠、氯化钾粉末。

第三节 大气运动和天气系统

大气运动和天气系统是我们这一章的重点和难点内容，我们主要学习三个主要问题，一、大气的水平运动；二、大气环流；三、主要天气系统。今天我们先来看第一个问题——大气的水平运动。

一、大气的水平运动

（一）作用于空气的力

1. 水平气压梯度力——原始驱动力

地表气温分布不均对空气产生什么实质影响呢？

气温高的地方，空气受热膨胀，气温低的地方，空气冷却收缩，膨胀的空气密度较小，收缩的空气密度较大，使地面所受大气的压力出现差异，即地表出现水平气压梯度，由冷的地方向暖的地方流动。

(1) 水平气压梯度

(2) 水平气压梯度力:是指由于水平气压梯度存在而作用在单位质量空气上的力。

所以，水平气压梯度是空气产生水平运动的直接原因和动力。

例子:当我们站在海边，感觉风是从什么方向吹来的？白天和夜晚风向一样吗？

一旦静止空气在水平气压梯度力作用下发生运动，便会受到其它力的作用，使空气运动的方向和大小发生变化。

2. 地转偏向力(也叫科里奥利力)

由于地球的自转运动，使地球上水平运动的物体发生方向偏转的力，称为地转偏向力。

当空气在气压梯度力的作用下运动时，地转偏向力使气流产生偏转，导致了大气运动方向的改变，从而形成了地转风、气旋、反气旋。这是地球的自转运动导致的。

3. 惯性离心力

惯性离心力的概念:指作曲线运动的空气，由于惯性作用受到使空气质点脱离旋转中心的力。

方向——可见惯性离心力方向与空气运动方向相垂直，并由运动轨迹的曲率中心指向外缘。

大小——惯性离心力与风速的平方成正比，与曲率半径成反比。在大范围作曲线运动的风， r 很大， C 值很小。只有在 V 很大， r 较小的时候， C 才起明显的作用。

惯性离心力同地转偏向力一样也是一种虚力，它也只能改变风的方向而不能改变风速。

(四) 摩擦力

两个互相接触的物体在作相对运动时产生在接触面上的一个物体对另一个物体运动的阻滞力。其表达式如下 $R = -kV$ 。式中 R 为摩擦力， k 为摩擦系数， V 为风速。可见，摩擦力与风速成正比，风速越大 R 值越大。

通常将大气层地面以上 1-2Km 的气层称为摩擦层，以上的空气称为自由大气。

(二) 自由大气中的空气运动

自由大气中，空气的运动规律比在摩擦层简单。自由大气中大尺度空气水平运动近似于稳定、水平运动。当空气作直线运动时，只需考虑气压梯度力和地转偏向力的作用；当空气作曲线运动时，还需要考虑惯性离心力的作用。

1. 地转风

(1)定义：当气压梯度力和地转偏向力相平衡时，自由大气中空气作等速、直线的水平运动，称为地转风。

(2)方向与水平气压梯度力的方向垂直，即平行于等压线。

(3)大小：地转风风速的大小

当密度和纬度一定时，风速与气压梯度成正比，等压线愈密，风速愈大；当水平气压梯度力和纬度一定时，风速与空气密度成正比，高空密度小，风速大；当水平气压梯度力和空气密度一定时，风速与纬度成反比，纬度愈高，风速愈大。

(4)白贝罗风压定律：

若背风而立，在北半球高压在其右方，在南半球，高压在其左方，称白贝罗风压律。在北半球，风是顺着等压线吹的。

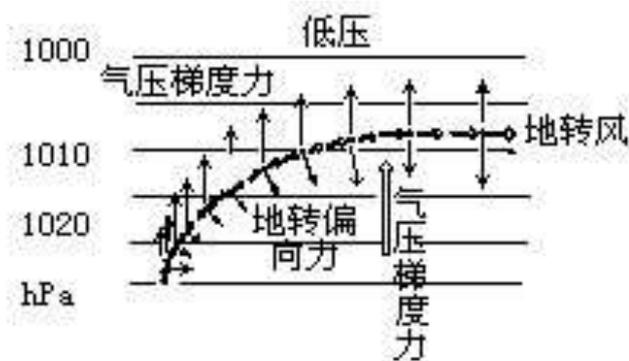


图4·19 (北半球)地转风形成示意图

(二) 梯度风

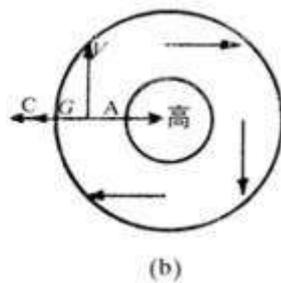
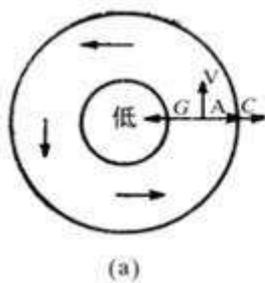
(1) 定义

当自由大气中空气质点作曲线运动时，作用于空气的水平气压梯度力、地转偏向、惯性离心力达到平衡时的风，称为梯度风。

(2) 大小

(3) 方向

由于作曲线运动的气压和低压之分，而且在高压和低压系统中，力的平衡状况不同，各不相同。



压系统有高压和低压系统其梯度风也

在低压内气压梯度力 G 指向中心，地转偏向力 A 和惯性离心力 G 指向外；高压内气压梯度力 G 和惯性离心力 G 指向外，而地转偏向力 A 指向内。

在北半球，低压中的梯度风必然平行于等压线，绕低压中心作逆时针旋转。高压中梯度风平行于等压线绕高压中心作顺时针旋转。南半球则相反。不同条件下的梯度风风速。

小结：

1、一般来说，气压梯度力是使空气产生运动的直接动力，是最基本的力。其它力是在空气开始运动后产生和起作用的，而且所起的作用视具体情况而有不同。地转偏向力对高纬地区或大尺度的空气运动影响较大；惯性离心力是在空气作曲线运动时起作用，而在空气运动近于直线时，可以忽略不计。摩擦力在摩擦层中起作用，而对自由大气中的空气运动也不予考虑。

2、水平地转偏向力和惯性离心力都是假想的力，只改变空气运动的方向，而不改变空气运动的速度。

3、水平气压梯度力和摩擦力是实力，即改变空气运动的方向，又改变空气运动的速度

4、在赤道上：地转偏向力 $A=0$ ，忽视水平地转偏向力的作用；空气作直线运动： $r=0$ ，忽视惯性离心力的作用；在自由大气中的空气 $K=0$ ，忽视摩擦力的作用。

风是在上述四种力量综合作用下形成的。在自由大气中，不考虑摩擦力的情况下，当水平气压梯度力与地转偏向力平衡时，出现梯度风，当水平气压梯度力、地转偏向、惯性离心力达到平衡时，形成地转风。

三、摩擦层中的风

（一）平直等压线下的摩擦风

当地面层等压线为平行直线时，空气质点受到水平气压梯度力（ G_n ）、地转偏向力（ A ）和地面摩擦力（ R ）的共同作用。当三个力达到平衡时，便出现了稳定的地面平衡风。

至于风向偏离等压线的角度和风速减小的程度，取决于摩擦力的大小。摩擦力愈大，交角愈大，风速减小得愈多。

摩擦层中风场与气压场的关系为：在北半球背风而立，高压在右后方，低压在左前方。南半球则相反。

（二）弯曲等压线下的摩擦风

在等压线弯曲的气压场中，例如闭合的高压和低压中，由于地面摩擦力的作用，风速比气压场中所应有的梯度风风速要小，风斜穿等压线吹向低压区。所以，低压中的空气是一面旋转，一面向低压中心辐合。高压中空气则是一面旋转，一面从高压中心向外辐散。

四、风压定律

自由大气层中，在北半球，背风而立，高压在右方，低压在左方。南半球则相反。

摩擦层中，在北半球，背风而立，高压在右后方，低压在左前方。南半球则相反。

以上讨论自由大气和摩擦层的风，都是假设气压分布是均匀的，即等压线之间是互相平行的，气压场中水平气压梯度到处都相等的条件下导出的。在实际气压场中，等压线并非处处平行，因此水平气压梯度也不是处处相等。因此，上述平衡关系是暂时的，上述结论只是实际风的一种近似。

在摩擦层中，摩擦力是随高度增加而减小的，如果不考虑水平气压梯度随高度的变化情况，风速随高度增加而逐渐增大；风向则随高度增加而逐渐右偏，到摩擦层顶，风几乎沿等压线吹了

二、大气环流

（一）全球气压带

所谓全球气压带是指环绕地球分布的，气压值大致相同的地带。

1. 理想地表的全球气压带

所谓理想地表即假想地表组成物质匀一，没有海陆分布；地表没有起伏变化，是一光滑的球面。在这种假设条件下，地表可规则地分布七个纬向气压带，且高、低压气压带交错排列。它们是：赤道低压（南、北）副热带高压带——（南北）副极地低压带——（南、北）极地高压带

2. 实际地表的全球气压带

从世界 1 月和 7 月份海平面平均分布图上可以看出实际地表的全球气压带分布具有以下几点特点：

- （1）由于受海陆分布的影响，都大多变为不连续的高压中心和低压中心。
- （2）由于北半球海陆分布比南半球复杂，故北半球气压带比南半球更为复杂。

（二）三圈环流的形成

发生在赤道低压带和副热带高压带之间的环流圈称为热带环流。

1. 热带环流（哈得莱环流圈）

2. 极地环流

3. 中纬度环流

小结：在上述三个环流圈中，热带环流和极地环流都是上层为偏西风，下层为偏东风，环流方向为逆时针方向，称为正环流圈。中纬度环流上下层均为偏西风，环流方向为顺时针方向，称为逆环流圈。三圈环流中，以热带环流为最显著，其它都较弱，这主要与地表增湿程度随纬度的增高而减弱的缘故。

三圈环流的形成对地表热量交换与输送的意义非常重大。它可将低纬地区的盈余热量不断向高纬输送，不至于低纬过热而高纬过冷。同时三圈环流进行的同时，也伴随着一系列天气的变化，对某一地区天气的形成变化有重要的影响。关于这一点我们在讲天气和气候时再讲详细讨论。

（三）地面行星风系

环流的形成，使低空和地面相应地出现一系列风向比较固定的风带。这些风带即称为地面行星风系。因此，所谓行星风系是指假定地球在无海陆性质差异的条件下，大气低层盛行风带的总称。

纵观全球，地面行星风带共有六个有风带、三个无风带和二个极端带。

1. 两个信风带：即北半球的东北信风带和南半球的东南信风带。

分布在南北纬 25-70° 至南北纬 5° 之间。它是热带环流图的近地面部分。即从副热带高压带吹向赤道的过程中，因为地转偏向力的作用，北半球右偏为东北信风，南半球左偏为东南信风。

信风都是向纬度更低、经度更高的地带吹送，所以它的属性比较干燥，世界上的有些沙漠就分布在这带内。

2. 两个西风带：即北半球就具有南风分速的偏西风（盛行西风），南半球具有北风分速的偏西风（盛行西风）。

西风带出现在南北纬 30°-60° 之间；它们是中纬度环流圈的近地面部分。盛行西风吹向纬度更高，气温更低的地区，因为它的属性比较湿润。盛行西风比较深厚，风力强劲，尤其在南半球海洋面积广阔，风浪很大，带有“咆哮西风”之称。

3. 两个极地东风带：北半球具有北风分速的偏东风，南半球具有南风分速的偏东风。

极地东风带出现在南北纬 60°-90° 之间。它们是极地环流圈的近地面部分。

4. 赤道无风带：该带处于赤道低压带范围内，大约是 5°S-5°N 之间。此处为东北信风和东南信风辐合上升，风向不定，风力微弱，以上升气流为主，故名。

5. 两个副热带无风带：它们处于副热带高压带内，因气流以下沉为主，稳静无风或有微弱的东风。由于空气下沉，绝热增强，气温升高，湿度降低，空气干燥。该带的陆地上分布着大面积的沙漠，如撒哈拉大沙漠，阿拉伯沙漠等。

6. 极锋带：位于极地东风带与盛行西风相互交接的地带，此带由于两种性质差异很大的空气相接触，冷空气在下，暖湿空气在上，并相互相持，冷暖空气相触的面称为锋，又因其位于极地附近，故又称极锋。极锋的出现，天气多变，云雨天气较多。

极锋带大致位于南北纬 60° 附近。

过渡：行星风系是全球尺度的风系，规模很大。并且它假定地表没有海陆性质差异，组成物质均一。实际上海陆不仅存在着海陆差异，而且陆地地势起伏相差也比较悬殊。强烈的海陆性质差异，使行星风系遭到一定程度的破坏。发生在大陆与大洋之间中尺度周期性大气环流就称为季风。

强烈的海陆性质差异，使行星风系遭到一定程度的破坏。发生在大陆与大洋之间中尺度周期性大气环流就称为季风。

四、季风

（一）季风的定义

1. 所谓季风是指由于海陆热力差异或行星风带的季节移动所引起的大范围的盛行风随季

节而有显著改变的风。

2. 季风是某地的盛行风在一年内有显著改变的风，所谓盛行风是指在一地区频率最大，风速也较大的风。所谓风向频率是指把一个月当中逐日观测的风向次数的总和作为 100，其中某一风的次数占总次数的百分数。所谓盛行风显著改变，其标准如下：

(1) 1 月与 7 月盛行风的转变不于小 120° ，即夏季和冬季的盛行风向的差异要 $\geq 120^\circ$ ，风向几乎相反或相反。

(2) 1 月与 7 月盛行风向的平均频率超过 40%。

(3) 至少在 1 月或 7 月中有一个月的平均风速超过 3 米/秒。

3. 季风的形成原因有两大方面。一是强烈的海陆热力差异，二是行星风带的的季节移动。下边我们就来具体讨论季风的形成原因。

(二) 季风的形成

1. 海陆热力差异

2. 行星风带的季节移动

(三) 东亚季风和南亚季风

世界上的季风分布比较广泛，但亚洲季风范围最为广泛，也最为典型。其中发生在亚洲东部的季风最为显著，称为东亚季风；发生在南亚地区的季风称为南亚季风或称西南季风，和东亚季风比较起来，南亚季风的势力低弱。

1. 东亚季风

东亚季风主要分布在我国东部广大地区，朝鲜和日本等地。东亚季风的特点是夏季吹偏南风，冬季吹偏北风，冬季风较夏季风强盛。

东亚多风的形成，主要是因为东亚地区位于世界上最大的陆地——欧亚大陆东部，东临世界上面积最大的海洋——太平洋，海陆的热力差异比任何其它地区较最为明显。

冬季，亚洲大陆被势力强大的西伯利亚——蒙古高压所控制。此时太平洋上有阿留申低压，与之对峙。水平气压梯度力由亚洲大陆指向太平洋。故气流从陆地吹向海洋形成冬季风。由于东亚处于高压的东部，所以冬季风是偏北风。又因各地所处的高压部位不同，自北而南的风向也有改变，依次为西北风、北风和东北风。如我国华北为西北风、华南则变为东北风。冬季，西伯利亚——蒙古高压异常强大，冬季风非常强盛，往往造成寒潮暴发，形成冷害和冻害。夏季，亚洲大陆被印度热低压所控制，与其相对应西太平洋夏威夷高压西伸北进，造成处于两者之间的东亚地区，气压梯度力由海洋指向大陆。所以从副热带高压西侧吹来的东南风就成为该地区的夏季风。夏季风与冬季风相比，它的出现时间较短，影响范围较小，强度较弱。

2. 南亚季风（西南季风）

南亚季风主要分布在印度，巴基斯坦等南亚地区。南亚季风的特点是冬季盛行东北风，夏季盛行西南风，夏季风强于冬季风。

其形成原因主要有两方面：①亚洲大陆与印度洋之间的热力差异。②行星风带的季节移动。其中以第二条原因最为重要。

冬季，赤道低压带移到南半球，盘踞在亚洲大陆的冷高压势力强大，水平气压梯度力由亚洲大陆指向印度洋。由于受地转偏向力的影响，大陆吹来的气流逐渐偏为东北风，形成南亚地区的冬季风。夏季，赤道低压带移到北半球，并且与亚洲大陆的印度低压联合在一起，此时南半球是冬季，澳大利亚被高压占据，印度洋中也有一高压出现。它们与印度低压间形成明显的气压梯度力，南半球的东南信风就会越过赤道吹向南亚地区。在东南信风越过赤道后，因受北半球地转偏向力的作用，逐渐右偏为西南风吹向南亚地区。这就是南亚季风的夏季风。

南亚季风的夏季风强于冬季风，这正是因为冬季风是经过从亚洲北部经长途跋涉才来到南亚的，再加上有青藏高原和巨大山系的阻挡，到南亚时势力已比较弱；另外，南亚的亚洲大陆已变得比较狭小，又处于低纬，海陆间的热力差异已并不十分显著，所以冬季风到此已强弩之末。相反在夏季，大陆上的低压中心正位于印度北部，并与赤道低压相叠合，与南半球副热带高压之间形成明显的气压梯度，气流又来自巨大的热带海洋，阻挡较弱，故其势力比冬季风强。

五、地方性季风

由于局部环境影响所引起的小范围具有水平运动分量的空气流动统称为地方性风系或局地环流。如地形起伏。局地地表性质不均都均可引起地方性风、陆风、山谷风和焚风三种。

（一）海陆风 1. 概念

所谓海陆风是在滨海地区由于海陆之间的热力差异而产生的日夜变向两次的风。白天，地面风由海洋吹向陆地，夜间地面风由陆地吹向海洋。其中前者称海风，后者称陆风。

可见，海陆风与东亚季风有相同之处又有差异之分。

相同之点：①海陆风和东亚季风都是由海陆热力差异引起的。

②风向都有明显改变。

不同之处：①影响范围不同：海陆风仅限于沿海地区，而季风影响范围广大，可深入陆地很远。

②风向变化周期不同：海陆风以一天为变化周期而季风以一年为变化周期。

2. 形成：

（二）山谷风

山谷风是山区由于山坡与谷地空气受热不均而产生的风向以一日为变化周期的风。白天风从谷地吹向山坡，夜间风从山坡吹向谷地。前者称为谷风，后者称为山风。

山谷风的形成是因为山坡与谷地同一高度的空气受热不均引起了气压梯度造成的。

白天山坡受热增温快，其附近的空气温度也很快升高，而同一高度的谷地上空的空气，由于离地面较远，获得的热量较少，温度没有同一高度山坡高。

夜间刚好相反，山坡冷却迅速，上空气温降低，而谷底同一高度上空的空气因受地面远降温较慢。

（三）焚风

1. 概念：焚风是指气压沿山坡下降而形成的热而干的风。焚是烧的意思，焚风吹来，温度升高，湿度急剧减少，干热如焚，故称焚风。

2. 形成：焚风的形成主要是由于气流经过高大山体时，在迎风坡气流被迫上升，空气绝热降温，不过此时空气中可含有一定的水汽，绝热直减率为湿绝热真减率，约为 $0.5-0.16^{\circ}\text{C}/100$ 米。由于气温下降，原来未饱和的空气可逐渐达到饱和。水汽发生凝结，以降水的形式从空气中落下。

3. 对局地自然地理环境的影响：

、主要的天气系统

所谓天气过程即天气状况随时间演变的过程，天气过程非常复杂，其主要有气团天气、锋面天气、气旋天气和反气旋天气四种，现分别介绍。

（一）气团和锋

1. 气团及其分类

气团是指在广大区域内水平方向上温度、湿度、垂直稳定度等物理性状较均匀的大块空气。
形成 一、有大范围性质比较均匀的下垫面。

二、必须有有利于空气停滞和缓行的**环流条件**

变性 在气团形成之后，随着环流条件的变化，气团离开源地向其它地区移动。在移动过程中与途经的下垫面交换水分和热量，新的地区下垫面性质不同，原有气团本身的物理性质和天气特征发生变化，这个过程称为**气团的变性**。

（2）气团的分类及其天气特征

气团的热力分类

分类依据是：气团本身的热力状况与流经地区下垫面的热力状况对比，可将气团分为：

①**暖气团：**指凡是温度高于流地地区下垫面温度的气团。

②**冷气团：**指凡是温度低于流经地区下垫面温度的气团。

暖气团来临，地区气温要回升，出现多雾天气，但大气层结稳定不易产生降水。冷气团来临，地区气候要下降，大气层结不稳定，可出现降水天气。

气团的地理分类

分类依据是：气团源地的地理位置及其物理属性的一致性。据此可首称将气团分为冰洋气团、极地气团（中纬度气团）、热带气团和赤道气团四个大的基本类型。其中冰洋气团、极地气团和热带气团又根据源地的海陆位置不同分为海洋型和大陆型两种。所以全球共分为七个气团。

P134

2 锋及其分类

锋：指两个物理属性不同的气团相互接触所形成的狭窄过渡区域。

分类：主要依据锋面两侧暖气团移动方向把锋划分为冷锋、暖锋、准静止锋和锢囚锋四种基本类型。

冷锋：冷气团主动向暖气团移动的锋。

暖锋：暖气团主动向冷气团移动的锋。

准静止锋：冷暖气团势均力敌，或受地形阻滞，使锋面很少移动或移动速度非常缓慢的锋。

锢囚锋：是两条移动的锋相遇合并所形成的锋。eg 当冷锋追上暖锋，或两条冷锋相遇，并逐渐合并起来，使地面完全被冷空气所占据，原来的暖气团被迫抬离地面，锢囚到高空

除此而外还可以根据锋的气团源地类型划分为：冰洋锋、极锋和赤道锋 P135

3、锋面天气

(1) 冷锋天气

根据冷气团移动速度的快慢，冷锋可分为第一型冷锋（缓行冷锋）和第二型冷锋（急行冷锋）。

1) 第一型冷锋及其天气特征

①锋的活动特点：所谓第一型冷锋即指冷空气运动速度相对较慢的冷锋，也叫缓进冷锋。其形态特征是：锋面坡度相对较缓，约为 1/100 左右

②一般天气特征：

③特殊天气，如果暖气团空气不稳定，锋线附近也可出现积雨云，出现雷阵雨，历时短暂，降水强度大。在我国夏季的北方和冬季的南方见到的冷锋属这种冷锋。

2) 第二型冷锋及其天气特征

①锋的活动特点：所谓第二型冷锋即指冷气团移动速度相对较快的冷锋。其形态特征是：锋面坡度较陡，一般在 1/40—1/80 之间，特别在近地面处则近乎直立或前倾。由于冷气团向前移动的速度很快，迫使暖气团急剧抬升，暖空气在冷空气的冲击下，只能在锋的前缘被迫抬升，低空暖空气产生强烈的对流运动，出现恶劣天气。高空暖空气则沿锋面下滑，主要原因是冷气团运动太快，远大于暖气团的后退速度所致。

②一般天气特征：

③特殊天气。

1) 暖锋的活动特征，所谓暖锋即暖气团主动向冷气团方向前进的锋；移动速度缓慢；锋面坡度小，约为 1/150，覆盖面积广大，暖气团沿锋面滑升。

2) 一般天气特征：在暖气团稳定，水汽充足的情况下，暖气团沿锋面平缓滑升，造成如下天气特征：

(3) 特殊天气特点：

(3) 准静止锋天气

1) 锋活动特征，所谓准静止锋即指很少移动或移动速度很慢的锋；其锋面坡度比暖锋更缓，约为 1/250；暖空气向冷空气运动时，受冷空气的阻挡，沿锋面滑升到很高的高度，覆盖面积十分广大（比暖锋的覆盖面积还大）。

2) 一般天气特征，云系与暖锋类似，也为层状云系，出现在锋线的前方。降水也为连续性降水（出现在锋的前方），历时长，强度小，范围广（>400 公里），但它比暖锋的历时更长，影响范围更广，强度更小，形成连阴雨天气。

3) 我国的主要准静止锋

①江淮准静止锋

②昆明准静止锋

(4) 锢囚锋天气：锋面两侧都有降水 P137

(二) 气旋和反气旋

1. 气旋的概念

①所谓气旋是指占有三度空间的，中心气压比四周气压低的水平涡旋。从气压场来看，气旋是中心气压低，周围气压高的闭合等压线构成的气压场。从气流运动状况而言，气旋是一个从四周向中心作旋转运动的流场。

可见北半球气旋的气流呈反时针方向旋转，南半球则相反，呈顺时针方向。

②气旋的规模有大有小，它的大小以最外一条闭合等压线所包围的面积来量度，一般气旋的水平尺度直径为 1000 公里，大者可达 2000-3000 公里，小者仅为 200-300 公里。

2. 温带气旋天气

1) 锋面气旋的概念

①所谓锋面气旋是指发展于锋面上的或在气旋发展过程中出现明显锋面的气旋，它是最主要的气旋，主要形成于中纬度地带，故称为温带气旋。

②结构 P139 图：可以看出，锋面气旋有两条斜线，一条是暖锋另一条是冷锋。冷暖锋线往往在低气压中心汇合且呈锐角相交。冷暖锋之间的为暖气团，对应的气团为冷气团。冷暖气团内

部都有强的气流。所以锋面气旋天气特征决定于流场、气团属性和锋的特征三个方面。

2) 锋面气旋的天气特征

①从流场来看，低空气流是辐合的，中心气流是上升的，高空气流是辐散的，因此，气流的上升运动易产生降水、雷暴。

②从气团属性来看，若气团含水分多，往往形成降水，强度较大。

若气团层结稳定，暖气团得到系统抬升，则产生层状云系和连续性降水；若气团层次不稳，则利于对流发展，形成积状云系，出现阵性降水。

3) 锋面气旋活动的区域

从全球来看，锋面气旋频繁出现的区域有三个，一是东亚地区，二是北美，三是地中海地区。

3. 热带气旋天气

热带气旋是指形成于低纬度海洋上的无锋面的气旋。热带气旋名称和等级标准：热带低压：中心附近风力 <8 级；热带风暴：中心附近平均最大风力8-9级；强热带风暴：中心附近平均最大风力10-11级；台风：中心附近平均最大风力 ≥ 12 级

(四) 反气旋天气

1. 反气旋及其天气特征

1) 反气旋的概念

所谓反气旋是指占有三度空间的、中心气压比四周高的水平空气涡旋。它与气旋方向相反，中心气压高，气流自高压中心向四周流出，在地转偏向力的作用下，北半球向右偏转为顺时针方向旋转的气流，南半球反气旋的旋转方向相反，为反时针方向。在垂直方向上气流作下沉运动。

2) 反气旋的天气特征

总的来说，反气旋因中心气流下沉，空气绝热增温，空气的相对湿度下降，不易形成云雨天气，而多为晴朗少雨天气。

2. 寒潮及其防御

1) 寒潮的定义

寒潮是一种大范围强冷空气活动，是一种特殊反气旋天气。我国中央气象台规定：由于冷高压侵入，使气旋24小时内下降 10°C 以上，最低气温降至 5°C 以下，并伴有6级左右偏北风，作为发布寒潮的标准。

2) 寒潮的危害 寒潮来临，气温急剧下降，发生霜冻并且伴有大风，这是寒潮的三大危害。在晚春或早秋季节，如果突发寒潮，对农作物的生长和成熟极为不利，低温常导致热带经济作物，

经济林木遭受冻害、甚至死亡，寒潮大风严重影响海上运输和渔业生产。严寒的天气给城镇建设，城乡人民生活带来诸多不便。

3) 寒潮的防御

第四节 气候的形成

一、气候和气候系统

(一) 气候的概念

1、气候定义

天气和气候是两个既有联系又有区别的概念。

天气：指某一地区大气中冷热、干湿、阴晴、风雨和雷电等物理状况的短时间综合。

气候：气候是指某一地区多年间大气的一般状态及其变化特征。

天气和气候的关系：

② 气是气候形成的基础，气候是天气的多年状况的综合表现。

②天气反映了短尺度大气物理状况，气候则反映某地区长尺度大气物理状况的变化规律。

(时间尺度、空间尺度)

③天气在一年内是复杂多变的，气候则具有年际的相对稳定性。

2. 当代气候：采用 30 年平均资料作为描述气候特点的基本时段 **(二) 气候系统**

完整的气候系统由五部分组成：大气圈、海洋、冰雪圈、陆面（岩石圈）生物圈

二、气候的形成

(一) 气候形成的辐射因子

太阳辐射是气候形成的最基本的因素，它对气候形成的影响主要表现在以下几个方面：

1. 决定着地表和大气的热量状况
2. 决定着大气运动状况，进而决定地表的降水形成和降水量多少。
3. 决定着气候带的地理分布规律

(二) 气候形成的环流因子

1. 影响热量和水分的再分配，减小地区间的水热条件差异
2. 大气环流使气候类型复杂化
3. 大气环流与海温异常

一般认为海温连续三个月（或六个月）正距平在 0.5°C 以上，即可认为是一次厄尔尼诺事件。相反，如果南美沿岸海温连续三个月负距平在 0.5°C 以上，则认为是反厄尔尼诺事件，又称拉尼娜事件。

厄尔尼诺和拉尼娜对我国气候的影响

厄尔尼诺和拉尼娜对全球气候的影响

热带中、东太平洋海温的迅速升高，首先直接导致了中、东太平洋及南美太平洋沿岸国家异常多雨，甚至引起洪涝灾害；也使得热带西太平洋降水减少，造成印度尼西亚、澳大利亚严重干旱。

厄尔尼诺还常常引起非洲东南部和巴西东北部的干旱、加拿大西部和美国北部暖冬以及美国南部冬季潮湿多雨；它与日本及我国东北的夏季低温、日本和我国的降水等也具有一定的相关性。

厄尔尼诺常常抑制西太平洋热带风暴生成，但使得东北太平洋飓风增加。拉尼娜的气候影响与厄尔尼诺大致相反，但影响程度及威力较厄尔尼诺小。拉尼娜出现时印度尼西亚、澳大利亚东部、巴西东北部、印度及非洲南部等地降雨偏多，但在赤道太平洋东部和中部地区、阿根廷、赤道非洲、美国东南部等地易出现干旱。

南方涛动：南方涛动是由 Gilbert Walker 爵士于 1927 年首先观测到的，它是一种横跨太平洋的大气压力系统的耦合现象。当中心在东太平洋复活节岛的高压系统的气压升高时，盘踞在印度洋的印度尼西亚和北澳大利亚上空的低压系统的气压就要下降，反之亦然。

(3) 气候形成的地理因子

地理因子通过对辐射因子和环流因子的影响而作用于气候。大气的热量主要来自下垫面，大气中的水汽全部来自下垫面。下垫面性质对气候形成的影响上是多方面的，但其中最为重要的是海洋和陆地热力差异，洋流和地形三个方面：

1. 海陆分布对气候形成的影响

2. 洋流对气候的影响

洋流大洋中任意持续不断并主要呈水平方向流动的海水。它能促使高低纬间的热量交换。洋流对气候形成的重要作用表现在：

① 对大陆东西岸的气温差异有重大影响 P151

② 影响降水的形成

经过洋流上空的气团，由于海气温差将发生变性。如暖流经过区，大气层结不稳定，容易产生降水；寒流经过区，大气层结稳定，不容易产生降水，但大雾天气较多。P153

3. 地形对气候形成的影响

(1) 坡向不同，得到的太阳辐射能不同，气温高低不同，阳坡气温高于阴坡。随着海拔的升高，气温逐渐降低。

(2) 坡向不同，降水量不同，一般规律是迎风坡降水量大于背风坡。例如秦岭南北坡，降水

量相差 260 多毫米。降水随海拔高度的变化是在一定高度范围内，随海拔高度上升，降水逐渐增加，当达到最大降水高度以后，降水量又逐渐减少。

(3) 地形还能使气候类型出现垂直变化：由于不同海拔高度的水热条件组合不同，就出现不同的气候类型，自山麓到山顶，气候类型可发生有规律的更替。

(4) 大地形往往是重要的气候分界线

由于大的地形对热量、降水和大气环流都有重大影响，使两侧气候迥然不同，所以大地形就成了重要的气候分界线。如我国的秦岭就是暖温带和北亚热带的分界线，南岭是南亚带与亚热带的分界线，天山是暖温带和温带的分界线等。

(5) 下垫面局部差异对气候的影响

①森林小气候、②水域小气候、③城市小气候

三、气候带和气候型

各地区的气候形成因素差异很大，所以各地区的气候特点也有很大差异。为了系统地认识气候的形成、分布规律，合理开发利用气候资源，对气候进行科学分类是非常必要的。所谓气候分类即指按照一定的热量、水分或其它指标，将全球气候划分成若干相对一致的气候区，这些气候区被称为气候类型。

本书将全世界气候分为三个气候带和最高地气候四大区，然后在各纬度带中又划分若干气候类和气候型。

第五节 气候变化

一、气候变化简史

从时间尺度和研究方法来看，地球气候变化史可分为三个阶段：地质时期的气候变化、历史时期的气候变化和近代气候变化。地质时期气候变化时间跨度最大，从距今 22 亿—1 万年，其最大特点是冰期与间冰期交替出现。历史时期气候一般指 1 万年左右以来的气候。近代气候是指最近一、二百年有气象观测记录时期的气候。

(一) 地质时期气候变化

地球古气候史的时间划分，采用地质年代表示。在漫长的古气候变迁过程中，反复经历过三次大冰期，即震旦纪大冰期、石炭—二迭纪大冰期和第四纪大冰期。在大冰期之间是比较温暖的大间冰期。

1、震旦纪大冰期气候。

震旦纪大冰期发生在距今约 6 亿年前。在我国长江中下游广大地区都有震旦纪冰碛层，表示这里曾经历过寒冷的大冰期气候。

2、寒武纪—石炭纪大间冰期气候。

发生在距今约 3—6 亿年前。当时整个世界气候都比较温暖，特别是石炭纪是古气候中典型的温和湿润气候。当时森林面积极广，最后形成大规模的煤层，树木缺少年轮，说明当时树木终年都能均匀生长，具有海洋性气候特征，没有明显季节区别。

3、石炭—二迭纪大冰期。

石炭—二迭纪大冰期发生在距今 2—3 亿年。从所发现的冰川迹象表明，受到这次冰期气候影响的主要是南半球。在北半球除印度外，目前还未找到可靠的冰川遗迹。这时我国仍具有温暖湿润气候带、干燥带和炎热潮湿气候带。

4、三迭纪—第三纪大间冰期气候。

三迭纪—第三纪大间冰期发生在距今约 2 亿到 200 万年前，包括整个中生代的三迭纪、侏罗纪、白垩纪，都是温暖的气候。到新生代的第三纪时，世界气候更趋暖化。在我国三迭纪的气候特征是西部和西北部普遍为干燥气候。到侏罗纪，我国地层普遍分布着煤、粘土和耐火粘土等，由此可以认为我国当时普遍在湿热气候控制下。侏罗纪后期到白垩纪是干燥气候发展的时期，当时我国曾出现一条明显的干燥气候带。西起新疆经天山、甘肃，向南伸至大渡河下游到江西南部都有干燥气候下的石膏层发育。到了新生代的早第三纪，世界气候更普遍变暖，格陵兰具有温带树种，我国当时的沉积物大多带有红色，说明我国当时的气候比较炎热。晚第三纪时，东亚大陆东部气候趋于湿润。晚第三纪末期世界气温普遍下降。喜热植物逐渐南退。

5、第四纪大冰期气候。

第四纪大冰期约从距今 200 万年前开始直到现在。当冰期最盛时在北半球有三个主要大陆冰川中心，即**斯堪的那维亚冰川中心；北美冰川中心；西伯利亚冰川中心**。估计当时陆地有 24% 的面积为冰所覆盖，还有 20% 的面积为永冻土，这是冰川最盛时的情况。在这次大冰期中，气候变动很大，冰川有多次进退。

目前正处于一个相对温暖的后期。据研究，在距今 1.65 万年前，冰川开始融化，大约在 1 万年前消退，北半球各大陆的气候带分布和气候条件基本上形成为现代气候的特点。

（二）历史时期气候变化

根据对历史文献记载和考古发掘等有关资料的分析，可以将 5000 年来我国的气候划分为 4 个温暖时期和 4 个寒冷时期。在近 5000 年的最初 2000 年中，大部分时间的年平均温度比现在高 2℃ 左右，是最适气候期。从公元前 1000 年的周朝初期以后，气候有一系列的冷暖变动。其分期的特征是：温暖期愈来愈短，温暖的程度愈来愈低。从生物分布可以看出这一趋势。例如，在第一个温暖时期，我国黄河流域发现有象；在第二个温暖时期（公元前 659—627）年象群栖息北限就移到淮河流域及其以南；第三个温暖时期就只在长江以南，例如，信安（浙江

衢县)和广东、云南才有象。而 5000 年中的四个寒冷时期相反,长度愈来愈大,程度愈来愈强。从江河封冻可以看出这一趋势。在第二个寒冷时期只有淮河封冻的例子(公元 225 年),第三个寒冷时期出现了太湖封冻的情况(公元 1111 年),而在第四个寒冷时期在 17 世纪(如公元 1670 年)长江也出现封冻现象。

(三) 近代气候变化

是指有气象记录以来的气候变化。近代气候变化的研究主要依据气象观测记录。近代气候变化仍以冷暖、干湿交替为基本特征。

全球地质时期气候变化的时间尺度在 22 亿年到 1 年以上,以冰期和间冰期的出现为特征,气温变化幅度在 10°C 以上。历史时期的气候变化是近 1 万年来,主要是近 5000 年来的气候变化,气温变化幅度最大不超过 $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$,大都是在地理环境不变的情况发生。近代的气候变化主要是指近百年或 20 世纪以来的气候变化,气温振幅在 $0.5\text{--}1.0^{\circ}\text{C}$ 之间。

二、气候变化的原因

气候的形成和变化受多种因子的影响和制约。太阳辐射和宇宙-地球物理因子都是通过大气和下垫面来影响气候变化的。人类活动既能影响大气和下垫面从而使气候发生变化,又能直接影响气候。

一、太阳辐射的变化

太阳辐射是气候形成的最主要因素。气候的变迁与到达地表的太阳辐射能的变化关系至为密切,引起太阳辐射能变化的条件是多方面的。

1、地球轨道因素的改变

地球在自己的公转轨道上,接受太阳辐射能。而地球公转轨道的三个因素:偏心率、地轴倾角和春分点的位置都以一定的周期变动着,这就导致地球上所受到的天文辐射发生变动,引起气候变迁。

(1) 地球轨道偏心率的变化

地球轨道偏心率的指数在 $0.0\sim 0.07$ 之间变化,周期约为 96000 年。无论偏心率如何变化,地球接受的年辐射总量不变,但两个半球存在差异。如果地球轨道偏心率为 0,则两个半球全年接受相同的辐射量。现在偏心率为 0.0174,南北半球多接受 6.7% 的太阳辐射。当偏心率为 0.07 时,两个半球辐射量相差 28%。

(2) 地轴倾斜度的变化

目前是 23.47° ,其变化幅度在 $21.39^{\circ}\sim 24.36^{\circ}$ 变动,周期约 40000 年。黄赤交角增大,季节性显著,导致高纬度地区接受太阳辐射量的年变化增大。黄赤交角变小时,陆地集中的北半球更加寒冷。(3) 春分点的移动

春分点沿黄道向西缓慢移动，大约每 21000 年，春分点绕地球轨道一周。春分点位置变动的结果，引起四季开始时间的移动和近日点与远日点的变化。地球近日点所在季节的变化，每 70 年推迟 1 天。大约在 1 万年前，北半球在冬季是处于远日点的位置（现在是近日点），那时北半球冬季比现在要更冷，南半球则相反。

2、火山活动引起大气透明度的变化

火山活动以三种方式改变气候：增加 CO₂ 含量，增加硫酸盐气溶胶，增加进入平流层的尘埃。

现在火山活动对大气中 CO₂ 和硫酸盐气溶胶含量的贡献很小。火山活动释放的 SO₂ 总量仅为人类每年释放的 5~10%。以火山灰形式进入平流层的尘埃在喷发后 2~3 年内消减全球的入射太阳辐射，进而显著地影响气候。如 1883 年 8 月 27 日印度尼西亚喀拉喀托火山喷发的尘埃在 3 年内使法国的太阳辐射减少了 10~20%。

3、太阳活动的变化

太阳黑子活动具有大约 11 年的周期。太阳黑子使太阳辐射下降只是一个短期行为，但太阳光斑可使太阳辐射增强。太阳活动增强，不仅太阳黑子增加，太阳光斑也增加。光斑增加所造成的太阳辐射增强，抵消掉因黑子增加而造成的削弱还有余。从长期变化来看太阳辐射与太阳活动为正相关。

三、未来气候变化趋势

（一）变冷说

（二）变暖说