气象学与气候学名词解释专题

绪论

1.地球科学的研究对象是大气圈、水圈、冰雪圈和岩石圈，其主要任务在于揭示地球本身的发展规律，揭示人类活动与地球环境相互作用的效应，从而为合理开发与利用自然资源、防治自然灾害、保护和优化生态环境，为社会经济发展提供基础理论和资料。地球科学有众多分支学科，包括地理学、地质学、海洋学和大气科学等。P1

2.天气学：以不同尺度的天气系统(如气旋、反气旋、锋面、低压槽、高压脊和台风等)为研究对象,研究天气系统和天气现象的特征、分布和发生、发展、演变规律及其诊断分析和预报方法的科学。P1

3.气候学：以气候系统(包括大气圈、水圈、冰雷圈、岩石圈和生物圈)为研究对象,研究气候的形成原因、时空分布特点，以及与其他自然环境因子和人类活动的相互关系，并有效地预报未来的气候及其变化趋势的科学。P1

4.天气：是指某一地区在某一瞬间或某一短时间内大气状态(如气温、湿度、压强等)和大气现象(如风、云、雾、降水等)的综合。P2

5.气候：是地球与大气之间长期进行能量交换和物质交换所形成的自然现象。P2 现代气候指包括大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈在内的整个气候系统物理状态的统计特征,包括平均值极值、各阶矩和各气候变量的联合概率分布,反映了气候相对稳定又不断变化的双重性。P2

6.气候系统：由大气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈和生物圈组成的整个系统，以及系统内各子系统间一系列复杂的相互作用过程统称为气候系统。P3 气候系统实际上是包括大气及地球表面的一个整体系统，是一个包括大气圈水圈、岩石圈、冰雪圈和生物圈在内的，能够决定气候形成气候分布和气候变化的统一的物理系统。P3

第一章 大气的成分、状态与结构 1-1 大气的组成

7.大气是多种气体的混合物。按大气成分的性质,可以把从地面到 100 km 高度的大气可以视为由干洁大气、水汽、气溶胶质粒三部分组成。P11

8.干洁大气：除去水汽及悬浮在大气中的固、液体质粒以外的整个混合气体称为…。P11

9.大气的状态参量：空气状态通常用密度体积、压强、温度等参量进行表示。P12.

10.理想状态气体方程：*P=ρRT* P13

11.水汽：主要来源于江、河、湖、海、潮湿陆面的水分蒸发以及植物表面的蒸腾作用。

水汽在大气中的含量虽少，但由于它能在常温条件下发生三相变化，成云致雨。大气中的降水对污染物是一种清除过程。P13~14

12.空气湿度：表示空气中水汽含量多少或潮湿程度的物理量称为空气湿度，简称湿度。空气湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素。P14

13.水汽压：由空气中的水汽所产生的分压力称水汽压(e)。它的单位与气压相同,也用 hPa 表示。在大气科学中由干、湿球温度差经过换算而求得。P14

14.饱和水汽压：在一定温度下,从水面或冰面进入空气中的水分子数与从空气中进入水面或冰面的水分子数相等时的水汽压称为饱和水汽压(E)。P14

15.绝对湿度：体积湿空气中所含的水汽质量,称为绝对湿度(a)，也就是空气中的水汽密度。其单位是 g/m3，即表示每立方米湿空气中含有多少克的水汽。P14

16.相对湿度：相对湿度(f)指空气的实际水汽压(e)与同一温度下的饱和水汽压(E)之比，以百分数表示，即 *f=e/E\*100*％ P14

17.露点(温度)：湿空气在水汽含量不变条件下,等压降温达到饱和时的温度称为露点温度,简称露点(Td)。其单位与气温相同，为℃。但它表征的是空气中水汽含量的多少。P14~15

18.大气气溶胶：指大气与悬浮在其中的固体和液体微粒共同组成的多相体系。大气气溶胶粒子指悬浮大气中的固体、液体微粒,包括烟粒、尘埃、盐粒水滴、冰晶、微生物、植物的孢子和花粉等。P15

19.饱和差：在一定温度下，饱和水汽压(E)与实际空气中水汽压(e)之差

20.比湿：一团由干空气和[水汽组](http://baike.baidu.com/view/287194.htm)成的湿空气中的水汽质量与湿空气的总质量之比。 1-2 大气的垂直结构

21.大气的垂直分层：P16~19

按热力性质，根据大气温度垂直分布和大气垂直运动的特征,将大气分为五层,由地表向上, 依次分为对流层、平流层、中间层、热层和散逸层。

按电磁特性分层，按气体的电离状况与受地磁作用，将大气分为中性层(60 km 以下)、电离层和磁层。

按化学成分分层，根据大气成分垂直分布的特点，将大气分成均质层和非均质层。

·对流层：

·平流层：自对流层顶到 55km 左右为平流层。

·中间层：

·热层(热成层、暖层)：位于中间层顶以上。

·散逸层(外层)：大气的最高层

第二章 大气的热能和温度 2-1 辐射的基本知识

21.辐射：以电磁波形式向周围传递能量的方式称为辐射。以辐射方式传递的能量称为辐射能。自然界中的一切物体(只要其温度高于绝对零度)都时刻不停地以电磁波方式向周围放射能量，无需介质作为媒介。P20

22.辐射通量密度：单位时间内通过单位面积的辐射能量,称为辐射通量密度(E),单位是 *W/m2*。

23.辐射强度：单位时间内，通过垂直于选定方向上的单位面积、单位立体角内的辐射能，称为辐射强度(I)。单位是 *W/(m2 \*sr)* ,其中 *sr* 读作球面度,为立体角的单位。P20

24.辐射的吸收率：物体吸收的辐射与入射辐射之比称为吸收率 a。

辐射的反射率：反射的辐射与投射于其上的辐射之比称为反射率 r；

辐射的透射率：透过物体的辐射与投射于其上的辐射之比称为透射率 d，

25.可见光：肉眼看得见的电磁波是从 0.40—0.76μm 的波长，这部分称为可见光 。

26.黑体：如果某一物体对任何波长的辐射都能全部吸收，则称该物体为绝对黑体，如果物体仅对某一波长全部吸收，则称该物体对这一波长为黑体。（洁白的雪面对远红外波段而言，远比一般物体更接近于黑体）

27.灰体：如果物体吸收率不随波长而变，但吸收率小于 1，则称该物体为灰体。地面对长波辐射的吸收率近于常数，故可认为地面对长波辐射为灰体。

28.基尔荷夫定律(选择吸收定律)

在一定波长、一定温度下，一个物体的吸收率等于该物体同温度、同波长的放射率。

同一物体在温度 T 时它放射某一波长的辐射，则在同一温度下也吸收这一波长的辐射。

29.斯蒂芬-玻耳兹曼定律 4 黑体的总放射能力与它本身的绝对温度的四次方成正比，即 E =σT

-8W/（m2·K4）为斯蒂芬-波耳兹曼常数。 Tb 式中 σ=5.67×10

上式既可计算黑体在温度 T 时的辐射强度，也可由黑体的辐射强度反求其表面温度

30.维恩位移定律

黑体单色辐射强度极大值所对应的波长与其绝对温度成反比，即 λmT=C

如果波长以 μm 为单位，则常数 C=2896μm· K

物体的温度愈高，其单色辐射极大值所对应的波长愈短；反之，物体的温度愈低，其辐射的波长则愈长。

2-2 太阳辐射

31.太阳辐射光谱：太阳辐射中辐射能按波长的分布，称为太阳辐射光谱。

32.太阳常数：指当地球位于日地平均距离(约为 1.496×108km)时，大气上界垂直于太阳光线的平面上，单位面积单位时间内接受的太阳辐射能量，用 I0 表示。P24

33.天文辐射：太阳辐射在大气上界的时空分布是由太阳与地球间的天文位置决定的，又称天文辐射。除太阳本身的变化外，天文辐射能量主要决定于日地距离、太阳高度和白昼长度。在某一时刻，大气上界的太阳辐射强度 I 应为 I=a2/b2×I0，式中 b 为该时刻的日地距离，a 为地球公转轨道的平均半径，I0 为太阳常数 1370W/m2。

34.太阳高度：在太阳高度为 h 时，单位面积上所获得的太阳能为 Isinh。再考虑到日地距离

的影响，那么每单位时间落到大气上界任意地点的单位水平面上的天文辐射能量为

*dQs I*0

= sinh

*dt* 0 ，用球面三角公式可以求出任意时刻太阳高度的表达 sinh=sinφsinδ＋ cosφcosδcosω ，式中 h 为太阳高度，φ 为所在地的纬度，δ 为太阳赤纬。

35.分子散射：当散射质点(如空气分子)的直径比入射的波长小时，所发生的散射称为分子散射，也称为瑞利散射。P27

36.粗粒散射；当散射质点(如云滴、尘埃)的直径与入射辐射的波长差不多或更大时，所发生的散射称为粗粒散射，或漫射、米散射、气溶胶颗粒散射。P27

37.霾：大气中悬浮大量细小烟粒尘埃或盐粒时，天空浑浊并且呈浅蓝色(以物体为背景)或微黄色(以天空为背景)，这种现象称为霾。P28

38.大气透明度：大气透明度的特征用透明系数（p）表示，它是指透过一个大气质量的辐射强度与进入该大气的辐射强度之比。表示辐射通过大气后的削弱程度 *P=I/I0* P29

39.阳伞效应：大气中云和气溶胶(特别是火山灰)对太阳辐射的强烈散射和反射作用，减弱了到达地面的太阳辐射，对地面有降温作用，称为阳伞效应或反射效应。

40.总辐射：到达地表(水平面)的太阳直接辐射 S 与散射辐射 D 的总和，称为总辐射 Q。

太阳总辐射的大小取决于直接辐射和散射辐射，但主要决定于直接辐射。因此，总辐射的影响因素依然为太阳高度角、大气透明系数、云量等。

2-3 地气系统的长波辐射

41.地面辐射：地面在吸收太阳辐射的同时,按其本身的温度向外放出辐射能,称为地面辐射。可以近似地把地球看作是吸收率与波长无关的灰体，由斯蒂芬玻尔兹曼定律得地面辐射能力为 Eg=*δσT4*。

42.大气辐射：大气在吸收地面长波辐射的同时,按其本身的温度向外放出辐射能,称为大气辐射。大气辐射也近似为式中 Ea=*δ*'*σT4*，式中 Ea 是大气辐射能力;T 为大气温度;δ'为大气的相对辐射率。P35

43.大气窗口：大气对长波辐射的吸收在 8-12μm 处吸收率最小，透明度最大，称为“大气窗口”。（大气窗口的概念还包括对太阳短波辐射的透射）P35

44.大气逆辐射：地面辐射的方向是向上的，而大气方向既有向上的，也有向下的，指向地面的那部分大气辐射称为大气逆辐射。P36

45.温室效应：大气对太阳短波辐射吸收很少,能让大量的太阳短波辐射穿过大气到达地面，但大气能强烈地吸收地面的长波辐射而增热,并又以大气逆辐射的形式返回给地面一部分, 对地表有保温效应,称为大气的温室效应，亦称“花房效应"。

温室效应的产生是因为大气中水汽 CO2、CH4、O3 等气气体能强烈地吸收地面的长波辐射, 从而减少了长波往太空的辐射。把具有温室效应的大气气体统称为温室气体,包括水汽、二氧化碳、甲烷、氧化亚氮、臭氧等。

46.地面有效辐射：地面放射的辐射(Eg)与地面吸收大气逆辐射(Eδ)之差，称为地面有效辐射。

*F0 = Eg - δEa*。地面有效辐射的大小主要决定于地表温度、空气温度、湿度以及天空状况等。通常情况下，地面温度高于大气温度，地面有效辐射为正值。这意味着通过长波辐射的放射和吸收，地表面经常失去热量。 P37

2-4 辐射差额

47.地面辐射差额：单位时间、单位水平面积地面所吸收的总辐射与其有效辐射之差，称为地面辐射差额(Rg)，也称地面净辐射。计算公式为 *Rg=(S+D)(1-r) - F0*  P38

48.大气辐射差额：大气的辐射差额(Ra)可分为整个大气层辐射差额和某一气层大气的辐射差额。由于大气中各层所含吸收物质的成分、含量不同，以及其本身温度不同,辐射差额存在很大差异。整个大气层的辐射差额表达式为 *Ra=qa+ F0- F*∞, 式中 Ra 表示整个大气层的辐射差额；*qa* 表示整个大气层所吸收的太阳辐射;*F0*、*F*∞分别表示地面和大气上界的有效辐射。

49.地—气系统辐射差额：如果将地面和大气作为一个整体，其辐射能的净收入称为地气系统辐射差额(Rs) ,表达式为 *Rs= (S+D)(1-r)+qa - F*∞

2-5 大气的增温和冷却

50.下垫面：在热量、动量和水汽交换过程中，与大气相互作用的地球表面称为下垫面。P40

51.海陆热力性质差异：水体与陆地比热不同、水体与陆地对太阳辐射的吸收率和反射率不同、水体与陆地的导热方式不同、水相变化的差异。P40

52.非绝热变化：由于空气与外界有热量交换而引起的气温的升或降,称为非绝热变化。P41

53.绝热变化：做垂直上升或下沉运动的空气在升降过程中，与外界无热量交换,而是由于外界压力的变化使空(膨胀或压缩引起气块体积变化而做功, 所引起的空气温度的降低或升高,称为绝热变化。

54.辐射：任何温度在绝对零度以上的物体,通过辐射的放射和吸收而进行的热量交换方式。

55.平流：空气的水平运动称为平流。

56.对流：由于各地受热不均,热空气上升,邻近较冷的空气下沉补充,产生了空气在垂直方向大规模的、有规则的升降运动，称为对流。

57.乱流：空气的不规则运动称为乱流,又称湍流。是在空气层相互之间发生摩擦或空气流过粗糙不平的地面时产生的。乱流是摩擦层中热量交换的重要方式。

58.潜热交换：水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量；相反,水汽在凝结(或凝华)时又会放出热量。如果蒸发(升华)的水汽,被带到别处去凝结(凝华),通过水相变化，就会伴随着热量传送。

59.传导：是依靠分子的热运动, 通过分子相互碰撞将能量从一个分子传递给另一个分子,而分子本身并没有发生位移。

60.干绝热过程：干空气或未饱和的湿空气做垂直升降运动时，既没有与外界交换热量，又没有发生水相变化的过程，称为干绝热过程。

61.干绝热递减率：干空气或未饱和湿空气绝热上升单位距离时的温度降低值,称为干绝热递减率 γd。气块绝热上升单位距离时的温度降低值,称绝热垂直减温率。P42

62.湿绝热过程：饱和湿空气绝热上升时，因水汽冷却而发生凝结，同时释放凝结潜热，加热气块，但全部的凝结水都保留在气块内。当空气下沉时凝结的水分又会蒸发，沿着绝热过程回到原来的状态。这种可逆的饱和绝热过程，称为湿绝热过程。

63.湿绝热直减率：饱和湿空气绝热上升单位距离时的温度降低值，称为湿绝热直减率,以 γd 表示。湿绝热直减率总是小于干绝热直减率。P44

64.位温：把各层中的气块循着干绝热过程移动到同一个标准高度 1000hPa 处，这时所具有的温度称为位温。P44

65.假绝热过程：假设气块中的水汽一经凝结，其凝结物便脱离原上升的气块而降落，而把凝结时释放出的潜热留在气块中来加热气团,这种过程称为假绝热过程。

66.假相当位温：按照假绝热过程水汽全部凝结脱落后,再按干绝热过程变化到 1000hPa 处时所具有的温度称为假相当位温，用 *θse* 表示。

67.个别变化：单位时间内个别空气质点温度的变化称作空气温度的个别变化，即空气块在运行过程中温度随时间的绝热变化和非绝热变化。

68.局地变化：某一固定地点空气温度随时间的变化称作空气温度的局地变化。例如，气象站在不同时间观测的，或是自记仪器所记录的温度变化都是某一固定地点的空气温度随时间的变化。

69.平流变化：由于空气的移动所造成的某地温度的变化称为温度的平流变化。冷平流：冷空气向暖空气方向流动称为冷平流。P45 *T dT*

= −*V* *T* + 暖平流：暖空气向冷空气方向流动称为暖平流。P45 *t dt*

70.气温度的个别变化、平流变化和局地变化的相互关系：温度的局地变化是平流变化和个别变化之和。

71.大气静力稳定度：大气稳定度是指气块受任意方向扰动后，返回或远离平衡位置的趋势或程度。它表示在大气层中的个别空气块是否安于原在的层次，是否易于发生垂直运动，是否易于发生对流。

72.干空气或未饱和湿空气的稳定的判据：饱和湿空气的稳定度判据：大气稳定度的综合判据：P48

73.位势不稳定：有时整层空气会被同时抬升，在上升的过程中，气层的稳定情况也会发生变化，这样造成的气层不稳定，称为位势不稳定。

74.气温的周期变化：日变化、年变化

74.气温的日变化：气温日变化的特点是一天当中有一个最高值和一个最低值,最高值出现在午后 14 时左右,最低值出现在清晨日出前后。

75.气温的日较差：一天中气温最高值与最低值之差，称为气温日较差。气温日较差大小与纬度、季节和其他自然地理条件有关。P49 纬度影响、季节影响、地形影响、下垫面性质影响、天气状况影响

76.气温的年较差：一年中月平均气温的最高值与最低值之差称为气温年较差。P50 气温年变化主要受正午太阳高度角在一年中的变化和昼夜长短的相对变化所控制。

气温年较差的大小主要与纬度、海陆分布等因素有关。

77.气温的年变化类型：赤道型、热带型、温带型、极地型

78.气温的非周期变化：例如,在季节交替之际,由大规模冷暖空气活动就会引起气温的非周期性变化；由厄尔尼诺、拉尼娜效应等气候异常变化也可引起气温的非周期性变化。P51

79.等温线：是指同一平面上气温相等的各点用平滑曲线连接起来的线。P51

80.海平面气温：影响气温分布的主要因素有三，即纬度、海陆和高度。为消除高度影响，显现纬度、海陆（海陆分布、洋流）因素，将绘制的等温线图中的温度值统一校正到海平面高度。

81.对流层的逆温现象：在一定条件下，对流层中也会出现气温随高度增高而升高的现象。根据逆温的成因可将逆温分为辐射逆温、湍流逆温、平流逆温、下沉逆温、地形逆温、锋面逆温和融雪逆温等。P53

82.辐射逆温：在晴朗无风或微风的夜晚，因地面、雪面或冰面、云层顶部等的强烈辐射冷却，使紧贴其上的气层比上层空气有较大的降温而形成的逆温，称为辐射逆温。

83.乱流逆温：由于低层空气的乱流混合，在乱流层的顶部所形成的逆温，称为乱流逆温，又称湍流逆温或涡动逆温。P54

84.平流逆温：暖空气平流到冷的地面或冷的水面上，会发生按触冷却，愈近地表面的空气降温愈多，而上层空气受冷地面的影响小，降温较少，于是产生逆温现象，这种逆温称为平流逆温。

85.下沉逆温：因整层空气下沉而造成的逆温, 称为下沉逆温。下沉逆温多出现在高气压区内，

范围很广，厚度也较大，在离地数百米至数千米的高空都可能出现。

第三章 大气动力学基础 3-1 气压的时空分布

86.气压场：气压的空间分布称为气压场。气压在水平面上的分布称为水平气压场。

87.等压线：是指同一水平面上各气压相等点的连线。

88.等压面：是指气压相等点组成的空间曲面。

89.地面天气图(海平面气压场图)：海平面气压场图是用海平面去截割一组等压面,在海平面上得到许多条等压线的分布图。与向上凸的等压面相交的是一组气压值由中心向外递减的闭合等压线，即高压；与向下凹的等压面相交的是一组气压值由中心向外递增的闭合等压线，即低压。P60

90.高空天气图(高空等压面图)：高空等压面图是用于表示高空气压分布情况的,它是采用普通地图中表示地形起伏的方法来表示高空等压面空间起伏形势的图。P61 为了分析高空某一高度上气压分布情况，就将这一高度处对应的一个等压面去截割一组等高面，在等压面上可得到许多条等高线，将这些等高线投影到空白地图上，便得到一张高空等压面图。

91.气压场的基本形式：低气压、低压槽、高气压、高压脊、鞍形气压区。P62

92.温压对称/不对称系统：当温度场与气压场配置重合(温度场的高温、低温中心分别与气压场的高压、低压中心相重合)时，称气压系统温压场配置对称；反之，称气压系统是温压场不对称。→等温线与等压线是否基本平行

93.暖高压：高压中心区为暖区，四周为冷区，等压线和等温线基本平行，暖中心与高压中心基本重合的气压系统。P63

94.暖低压：低压中心为暖区，暖中心与低压中心基本重合的气压系统。

95.冷高压：高压中心为冷区，冷中心与高压中心基本重合的气压系统。

96.冷低压：低压中心区为冷区，四周为暖区，等温线与等压线基本平行，冷中心与低压中心基本重合的气压系统。

97.气压变化的原因：热力因子、动力因子

98.热力因子：指空气柱温度升降所引起的空气柱质量的变化。

99.动力因子：指大气运动所引起的空气柱质量的变化。

100.水平气压变化：空气水平运动而产生的水平气流的辐合与辐散所引起的气压变化。P64

101.辐合：空气质量在所考虑的区域内流入多于流出,使该区域内的空气质量增加的现象称为水平气流的辐合,简称辐合。辐合将引起气压升高。

102.辐散：空气质量在所考虑的区域内流出多于流入,使该区域内的空气质量减少的现象称为水平气流的辐散,简称辐散。辐散将引起气压降低。

103.达因补偿原理：由于上下层辐合、辐散的叠置，大部分空气质量相互补偿，两者净剩余产生气压变化，这种过程称为达因(Dyne)补偿原理。P64

104.气压的日较差：一天中气压的最高值与最低值之差称之为日较差 P64~66

气压的年变化：可分为大陆型、海洋型、高山型

3-3 大气的水平运动

105.风的定义：空气相对于地面的水平运动称为风。风是一个向量,既有大小(风速),又有方向

(风向)。P66 风力等级表

106.水平气压梯度：是表征气压在水平方向上变化快慢程度的一个向量，其方向与等压线垂直,由高压指向低压，大小等于单位距离内气压的减小值。

107.水平气压梯度力：单位质量空气在气压场中由于水平气压分布不均匀而受到的力称为水平气压梯度力，其方向为垂直于等压线由高气压区指向低气压区。P68

108.水平地转偏向力：地转偏向力指运动物体在旋转参照系中所受到的一种视示力，又称科里奥利(Coriolies)力，简称科氏力。这种视示力不是作用在物体上的真实的力，而是观察者在旋转坐标系上感觉到的假想力，是为了在非惯性参照系里应用牛顿定律而引进的一种惯性力。地转偏向力分为水平地转偏向力和垂直地转偏向力。

109.惯性离心力：当空气做曲线运动时，单位质量空气质点受到的由曲率中心沿曲率半径向外的视示力，称为惯性离心力，简称离心力，用 C 表示，单位为 N/kg。

110.摩擦力：空气运动时,因受地面摩擦和气层间的相互摩擦作用,使空气运动减速,这种因摩擦作用产生的阻力称摩擦力。摩擦力可分为外摩擦力和内摩擦力两种。

111.地转风：自由大气中,平直等压线情况下,水平气压梯度力与水平地转偏向力相平衡时，空气的等速、直线水平运动称为地转风。

112.梯度风：在自由大气中，空气质点做曲线运动时，水平气压梯度力、地转偏向力及惯性离心力三个力达到平衡时的风称为梯度风。P76

113.热成风：在自由大气中,由于水平温度梯度而引起的上、下层地转风的向量差称为热成风。

114.旋衡风：在低纬度地区或小尺度低压中，不必考虑地转偏向力的作用，故而风向可顺时针亦可逆时针——龙卷风具有旋衡风性质

114.平直等压线气压场中的风：在平直等压线的气压场中,摩擦层空气受到水平气压梯度力 G、水平地转偏向力 A 和摩擦力 R 三个力作用。由于摩擦力的作用使风速变小，因而水平地转偏向力也减小，减小后的水平地转偏向力不足以与水平气压梯度力相平衡,这时空气质点便斜穿等压线向低压一侧流去。

115.白贝罗风压定律：P80

116.弯曲等压线气压场中的风：在弯曲等压线的气压场中，空气做曲线运动，必须考虑惯性离心力的作用(C≠0)。当空气做稳定运动时，水平气压梯度力 G、水平地转偏向力 A、摩擦力 R 及惯性离心力 C 四个力达到平衡,地面风速比相同气压场所对应的梯度风风速要小，风斜穿等压线由高压吹向低压。

117.摩擦层中风随高度的变化：由于摩擦力随高度增加不断减小，因此，在摩擦层中，随高度增高，风速逐渐增大，风向不断向右偏转(北半球) ，风与等压线的交角逐渐减小，地面风速为零，到摩擦层顶部风速接近于地转风，风向与等压线相平行。

3-3 大气环流

118.大气环流的概念：空气沿封闭轨迹循环运动，或有沿封闭轨迹循环运动的倾向称为环流。大气环流指水平尺度在数千千米以上，垂直范围达 10 km 以上，时间尺度在 2 天以上的大规模空气平均运动。

119.经圈环流：在沿经圈的垂直剖面上，由空气水平运动速度的北、南方向分量和垂直上升运动所构成的平均环流圈称为经圈环流。

120.哈德莱环流：赤道地区空气受热上升，到高空聚集后向南、北方向运行。高空向北运行的气流，受到随纬度增高而不断增大的地转偏向力的作用，运行方向发生右偏，并逐渐形成稳定的西风带。在近地面,副热带高压带下沉的空气在水平气压梯度力作用下,分别向赤道和极地方向流去。其中,由副热带高压流向赤道低压的那支气流,在向南运行的过程中, 在地转偏向力的作用下形成北半球的东北信风;相应的在南半球低层流向赤道的气流,称为东南信风。两支信风在赤道地区辐合上升，补偿由赤道上空向两极方向流失的空气质量, 这样在赤道和南、北纬 30°附近之间各形成一个热力环流圈,即范围缩小的热带哈德莱环流圈,亦称低纬度环流圈、信风环流圈。

121.费雷尔环流：在极地高压区冷却下沉向南扩散的寒冷东北气流与从副热带高压向北流动的西南暖湿气流，在 60°N 附近汇合，形成锋面，即极锋，沿极锋滑升的暖空气，到高空后也分成南、北两支,分别向副热带和极地上空流去。向南流动的一支，流到副热带高空下沉,形成一个按顺时针方向流动的环流圈，称为费雷尔(Ferrel)环流圈，亦称为中纬度环流圈。

122.极地环流：在极锋上空，向北流动的一支，流到极地上空，冷却下沉以补充极地低层向南流失的空气，这样在高纬地区也构成一个正的环流圈，通常称为极地环流，亦称高纬度环流圈,或称极地哈德莱环流圈。

123.纬向环流：冰晶效应：以冰水混合云中，实际水汽压(e)常大于冰面上的饱和水汽压(Ei)，而又小于过冷却水面的饱和水汽压(E)，即 Ei <e< E。那么，对过冷却水来说，由于 e< E，过冷却水滴会不断蒸发而逐渐变小；对冰面来说，Ei <e，冰晶体上会因凝华而逐渐增大，水分子不断向冰晶转移，这种使冰晶增大的过程称为冰晶效应。P108 辐射雾：是由地面辐射冷却使贴地气层变冷而形成的。P115 平流雾：是暖湿空气流经冷的下垫面逐渐变冷却形成的。P115 冷云：指一部分云体温度低于 0℃的云。PPT 暖云：指整个云体温度都大于 0℃的云。PPT 风压定律：根据长期气象实践，得出了风向与气压水平分布的关系。自由大气中风基本上是沿等压线吹的。在北半球，背风而立，低压在左，高压在右；在南球则相反。在摩擦层中，由于风向斜穿等压线流向低压，故在北半球，背风而立，低压在左前方，高压在右后方；南半球则相反。这就是[白贝罗定律，](http://baike.baidu.com/view/493446.htm)又叫风压定律。

三圈环流：指南北半球各有三个平行的风圈或风带，分别为低纬环流、中纬环流和高纬环流。

P82

气团：温度和湿度等物理性质水平分布比较均匀的大范围空气块称为气团。P131 锋：指冷暖气团之间形成的狭窄而又向冷气团倾斜的过渡带。P134

冷锋：锋面在移动过程中，冷气团起主导作用，推动锋面向暖气团一侧移动，这种锋面称为冷锋。P135

暖锋：锋面移动过程中，暖气团起主导作用，推动锋面向冷气团一侧移动，这类锋面称为暖锋。P135

锢囚锋：是当冷锋赶上暖锋，或者两条冷锋迎面相遇，两锋间暖空气被抬离地面锢囚到高空，近地面层冷暖锋合并而形成一种锋称为锢囚锋。P135 极锋：冷空气与低纬暖空气之间的边界，是由极地东风带和西风带的气流交汇形成的副热带高压：产生于副热带地区大型的暖性高压，简称副高。PPT

热带辐合带：又称赤道辐合带或赤道锋，是南北半球两个副热带高压之间气压最低、气流汇合的地带。P143

地中海气候[：亚热带](http://baike.baidu.com/view/93914.htm)[、温带的](http://baike.baidu.com/view/94042.htm)一种气候类型。因[地中海沿](http://baike.baidu.com/view/15817.htm)岸地区最典型而得名。地中海气候分布在地中海沿海最为典型的原因是地中海气候的成因是由[西风带](http://baike.baidu.com/view/357663.htm)[与副热带高气压带](http://baike.baidu.com/view/1624377.htm)交替控制形成的,在地中海地区,夏季受副热带高气压带控制,地中海水温相比陆地低从而形成高压,加大了副热带高气压带的影响势力,冬季地中海的水温又相对较高,形成低压,吸引西风,又使西风的势力大大加强。P264