

# 第 3 章

## 大气圈子系统

### 3.1 大气圈的物质组成与结构

#### 3.1.1 大气圈的组成

大气圈是指连续包围地球外围的空气层。大气圈的总质量约为  $5.3 \times 10^{15}$  t, 其中 98.2% 的空气集中在 30 km 以下的近地层。大气是由多种气体及悬浮其中的液态和固态杂质所组成的混合物, 其中包含有  $N_2$ 、 $O_2$ 、Ar、 $CO_2$  等各种气体, 以及水汽、水滴、冰晶、尘埃和花粉等。大气中除固态、液态及水汽之外的全部混合气体称为干洁空气, 其中  $N_2$  占 78.09%,  $O_2$  占 20.94%, Ar 占 0.93%, 它们三者共计占 99.9% 以上, 其他气体仅占 0.03%, 如表 3-1 所示。

表 3-1 地球近海平面干洁大气的组成

大气成分	体积分数/ $10^{-6}$	大气成分	体积分数/ $10^{-6}$
氮气 $N_2$	780 900	氧化亚氮 $N_2O$	0.25
氧气 $O_2$	209 400	氢气 $H_2$	0.5
氩气 Ar	9 300	甲烷 $CH_4$	1.5
二氧化碳 $CO_2$	318	二氧化氮 $NO_2$	0.001
氖气 Ne	18	臭氧 $O_3$	0.002
氦气 He	5.2	二氧化硫 $SO_2$	0.000 2
氙气 Kr	1.0	一氧化碳 CO	0.1
氙气 Xe	0.08	氨气 $NH_3$	0.01

地球的干洁空气组成是较为稳定的, 其主要原因是: 干洁空气组成中的  $N_2$  和 Ar 的化学性质不活泼; 地表有生物固氮作用与反硝化过程可以使大气中的  $N_2$  保持相对稳定; 地表的氧化、生物的呼吸作用与绿色植物的光合作用可使大气中的  $O_2$  保持相对稳定。大气中的水汽是地球表层水分循环的重要环节, 因此, 其含量也随空间和时间的不同而变化(0.02%~0.46%)。大气中的  $CO_2$  含

量虽然很低,但它也是随季节和气象条件的改变而变化的,特别是在人类活动影响下的  $\text{CO}_2$  含量的增加,已引起人们的极大关注。例如法国学者 C. Lorius (1985)的研究成果表明:近 200 年以来人类活动(工业化)对大气中温室气体浓度的增加起着重要的作用,其中  $\text{CO}_2$  的浓度增加了 20%, $\text{N}_2\text{O}$  的浓度增加了 8%, $\text{CH}_4$  浓度的增加超过了 200%。因此,人类活动温室效应及大气污染已成为环境科学、环境地学重要的研究内容。

### 3.1.2 大气要素

#### 1. 气温

温度是物质分子平均动能的标志,即在一定的容积内、一定质量的气体,其温度与气体分子运动的平均动能有关。气温的单位是摄氏温度( $^{\circ}\text{C}$ ),以气压为  $1.0133 \times 10^5 \text{ Pa}$  时纯水的冰点为  $0^{\circ}\text{C}$ ,沸点为  $100^{\circ}\text{C}$ ,其间等分 100 个级,每一级即为  $1^{\circ}\text{C}$ 。在理论上常用绝对温度(K),该温度的 1 级的间隔和摄氏度相同,但其零点称为“绝对零度”即  $0\text{K} = -273.15^{\circ}\text{C}$ 。华氏温度以气压为  $1.0133 \times 10^5 \text{ Pa}$  时纯水的冰点为  $32^{\circ}\text{F}$ ,沸点为  $212^{\circ}\text{F}$ ,其间等分 180 个级,每 1 级即为  $1^{\circ}\text{F}$ 。华氏温度( $F$ )与摄氏温度( $C$ )的换算关系为  $C = 5(F - 32)/9$ ,或  $F = 32 + 9C/5$ 。大气的温度一般以百叶箱中干球温度为代表。

#### 2. 气压

气压即大气的压强,它是空气分子运动与地球引力综合作用的结果即  $p = F/A$ , $F = mg$ ,这样  $p = mg/A$ 。一般情况下气压值是用水银气压表来测量,设水银柱的高度为  $h$ ,水银密度为  $\rho$ ,水银柱截面面积为  $S$ ,则水银柱质量  $m = \rho ghS$ ,水银柱底面与外界大气压强是一致的,故大气压强为  $p = m/S = \rho ghS/S = \rho gh$ 。由于水银密度  $\rho$  和地球重力加速度  $g$  是常量,故运用水银柱高度  $h(\text{mmHg})$  可表示气压,现在理论研究上用百帕(hPa)这个单位来表示, $1 \text{ hPa} = 10^{-2} \text{ N/cm}^2$ 。当温度为  $0^{\circ}\text{C}$  时,纬度为  $45^{\circ}$  地区的海平面气压为  $1013.25 \text{ hPa}$ ,相对于  $760 \text{ mmHg}$ ,此压强为一个大气压。

#### 3. 湿度

湿度是反映大气中水汽含量的物理量,大气湿度常用以下物理量来表示:①水汽压( $e$ )和饱和水汽压( $E$ );大气中的水汽所产生的那部分压力称为水汽压,其单位与气压单位一致;在温度一定的情况下,单位体积空气中的水汽量是有限度的,如果水汽含量达到此限度,空气就呈饱和状态,即水汽饱和的空气,饱和空气的水汽分压称为饱和水汽压或最大水汽压,空气中水汽含量超过这个限度,水

汽就开始凝结。②相对湿度( $f$ ):是指空气中的实际水汽压与同温度条件下的饱和水汽压的比值(用百分数表示),即  $f=e/E$ ,相对湿度直接反映空气距离饱和的程度。③饱和差( $d$ ):在一定温度下,饱和水汽压与实际空气中水汽压之差称为饱和差,  $d=E-e$ 。 $d$ 表示实际空气距离饱和的程度,在研究水面蒸发时常用  $d$  反映水分子的蒸发能力。④比湿( $q$ ):在一团湿空气中,水汽的质量与该团空气总质量(水汽质量加上干空气质量)的比值,称为比湿。 $q=m_w/(m_w+m_d)=0.622e/p$ 。⑤水汽混合比( $\gamma$ ):是指一团湿空气中,水汽的质量与干空气质量的比值。 $\gamma=m_w/m_d=0.622e/(p-e)$ 。⑥露点( $T_d$ ):在气压一定的情况下,并保持空气中水汽含量不变,使空气冷却达到饱和时的温度,称为露点温度,简称露点,其单位与气温单位一致。在气压一定时,露点的高低只与空气中的水汽含量有关,水汽含量愈多,露点愈高,所以露点也是反映空气湿度的物理量。在实际大气中,空气常常处于不饱和状态,故露点常比气温低,即  $T_d < T$ 。

#### 4. 降水量

降水是指从天空降落到地面的液态或固态水,包括降雨、降雪和冰雹等。降水量是降水降落至地面后(固态降水则需经融化)未经蒸发、渗透、流失而在平面上积聚的深度,以 mm 为单位。

#### 5. 风

风是指空气的水平运动,它是表示大气流动的物理量。它不仅有数值的大小(风速),还具有方向(风向),故风是矢量。

#### 6. 云量

云是指悬浮在大气中的小水滴、冰晶微粒或二者混合物的聚合群体,其底部不接触地面(接触地面的称为雾),且具有一定厚度。云量则是指云层遮蔽天空视野的成数。

#### 7. 大气能见度

能见度是指视力正常的人在当时天气条件下,能够从天空背景中看到和辨出目标的最大水平距离,单位是 m 或 km。

上述大气物理要素不仅是阐述区域大气环境特征的重要指标,也是影响大气污染程度和污染物迁移转化的重要因素。

### 3.1.3 大气圈的层结

大气圈与星际空间之间很难用一个“分界面”把它们截然分开,但通常用两

种方法来加以确定,其一着眼于大气物理现象出现的高度,即大气中极光现象最高出现在 1 200 km 的高空,故将 1 200 km 定为大气的物理上界;其二是着眼于大气密度,星际空间中气体质点密度为 1 个/cm<sup>3</sup>、电子浓度为 10<sup>2</sup>~10<sup>3</sup> 个/cm<sup>3</sup>,其出现的高度大约在距地表 2 000~3 000 km 的高度。据大气温度、成分、电荷和大气垂直运动状况的垂直差异性,可将大气分为 5 层,如图 3-1 所示。

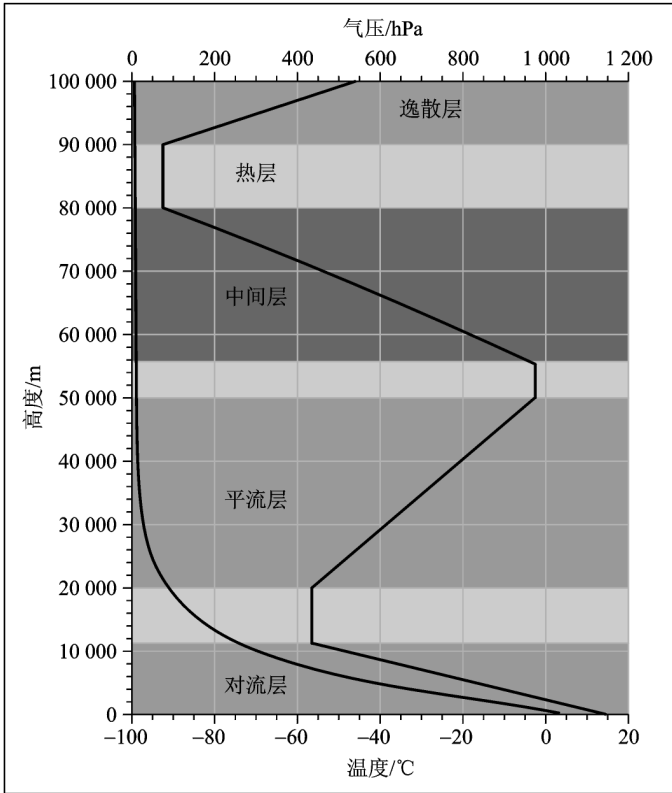


图 3-1 大气圈的垂直分层结构示意图

(据 M. J. Pidwirny, 2002 年资料)

### 1. 对流层

对流层是地球大气圈中最低的一层,许多天气现象如云、雾、雨、雪都出现在对流层,也是对人类生产、生活影响最大的一个层次。对流层具有 3 个主要特征:①由于对流层主要是从地面得到热量,故气温随高度增加而降低。在全球平均状况下,对流层中气温垂直递减率  $\gamma = -dT/dZ = -0.65^\circ\text{C}/(100\text{m})$ 。②由于气温随高度增加而降低,以及气体的热胀冷缩现象,对流层中存在强烈的垂直对

流运动,其强度随纬度、季节及天气特征的变化而不同。一般是低纬度较强,高纬度较弱;夏季较强,冬季较弱。故对流层厚度从赤道向两极逐渐减小,在赤道地区对流层平均厚度为 17~18 km;在中纬度地区为 10~12 km,在高纬度地区为 8~9 km。③由于对流层的热量主要来自地面,对流层与地面相互作用强烈,所以地面物质及性状的差异也使对流层中温度、湿度、气压、风速等具有空间不均匀性。

## 2. 平流层

自对流层顶到 55 km 左右为平流层,在平流层内部随高度的增高,气温最初保持不变或微有上升,大约到 30 km 以上,气温随高度的升高而升高。平流层中水汽含量极少,没有云、雨、雾、雪等天气现象,现代喷气式飞机可在平流层内飞行。在 25~30 km 的平流层中  $O_3$  浓度最高,即臭氧层。但科学观测表明,自 1985 年以来南极上空大气臭氧层在不断地变薄,在每年 10 月份南极上空 15~25 km 处臭氧含量急剧减少,相对于周边地区为显著的低值区,称为臭氧空洞。近 20 年来臭氧空洞不仅继续存在,且有加深和扩大的趋势;人们还相继发现在北极、欧洲的上空臭氧含量也在减少。

## 3. 中间层

自平流层顶到 85 km 左右为中间层,该层的特点是气温随高度上升而迅速下降,并有强烈的垂直对流,其中水汽含量更少,更没有云层出现。其原因是该层没有臭氧吸收太阳的短波辐射,而  $N_2$ 、 $O_2$  等气体能直接吸收的更短波长的辐射已被上层大气吸收所致。在中间层 60~90 km 高度有一个白天才出现的电离层,即 D 层。

## 4. 热层

热层即热成层或暖层,它位于中间层以上,没有明显的顶部高度。该层中气温随高度上升迅速增高,这是由于波长小于  $0.175 \mu\text{m}$  的太阳紫外辐射都被热层的大气物质(原子或电离态)所吸收导致。热层升温程度与太阳活动有关,当太阳活动加强时,升温更快,这时 500 km 处气温可达 2 000 K;当太阳活动较弱时,其气温也只有 500 K。

## 5. 逸散层

热层之上因大气十分稀薄,离地面遥远,地心引力微弱,再加上处于高温电离态的粒子的高速运动,这些大气粒子经常逸散至星际空间,逸散层是大气圈与星际空间之间的过渡区域。

## 3.2 大气圈中的能量

### 3.2.1 太阳辐射能

自然界中的一切物体都以电磁波的方式向四周放射能量,这种传播能量的方式称为辐射,通过辐射传播的能量称为辐射能。辐射是能量传播方式之一,也是太阳能传输到地球的唯一途径。

#### 1. 基尔霍夫(Kirchhoff)定律

在一定波长  $\lambda$ 、一定温度  $T$  的情况下,一个物体的吸收率等于该物体同温度、同波长的放射率,即  $K_{\lambda r} = e_{\lambda r}$ 。基尔霍夫定律适用于处于辐射平衡的任何物体,对流层和平流层大气以及地球表面都可认为是处于辐射平衡状态,因而可直接应用这个定律。

#### 2. 斯蒂芬(Stefan)玻尔兹曼(Boltzmann)定律

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  $E_{Tb} = \sigma T^4$ 。式中: $\sigma$ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$ 。因此,根据黑体的辐射能力就可以推算其绝对温度,反之,根据其绝对温度也可估算其辐射能力。

#### 3. 维恩(Wien)定律

黑体单色辐射极大值所对应的波长( $\lambda_m$ )是随黑体的绝对温度的升高而逐渐向波长较短的方向移动。即  $\lambda_m \times T = C$ ,当波长单位用  $\mu\text{m}$  时,则常数  $C = 2896 \mu\text{m} \cdot \text{K}$ 。这表明物体的温度越高,其单色辐射极大值所对应的波长越短。太阳辐射中辐射能按波长的分布称为太阳辐射光谱,太阳辐射光谱中的能量分布曲线与  $T = 6000 \text{ K}$  的黑体光谱能量分布曲线非常相似。根据维恩定律及太阳表面温度  $T = 6000 \text{ K}$  计算得出太阳辐射最强的波长  $\lambda_m = 0.483 \mu\text{m}$ ,即可见光中青光波段。太阳辐射主要集中在可见光波段( $0.40 \sim 0.76 \mu\text{m}$ ),在太阳全部辐射能之中,波长在  $0.15 \sim 4.00 \mu\text{m}$  之间的占 99% 以上,且多分布在可见光和红外波段,前者占太阳辐射能总量的 50%,后者占 43%,紫外波段太阳辐射能很少,只占总能量的 7%。

### 3.2.2 地表辐射平衡

#### 1. 大气圈对太阳辐射的吸收

太阳辐射通过星际空间到达地球,实际上大气层顶单位面积的表面所接受

到的太阳辐射能并不均等于太阳常数,而是随时间和空间不同而变化,其变化受日地距离、太阳高度角和日照时间三个因素所制约。太阳辐射穿过大气层时,大气中某些成分具有选择吸收一定波长辐射的特性。如水汽的最强吸收带在红外波段( $0.93\sim 2.85\mu\text{m}$ ),因太阳辐射多集中在可见光波段( $0.40\sim 0.76\mu\text{m}$ ),故水汽对太阳总辐射能吸收的并不多,可使其减弱 $4\%\sim 15\%$ ;  $\text{O}_2$ 只能微弱地吸收波长小于 $0.20\mu\text{m}$ 的太阳辐射,故对太阳辐射影响很小;  $\text{O}_3$ 对太阳辐射中 $0.20\sim 0.30\mu\text{m}$ 的紫外波段有较强的吸收能力,使得该波段的太阳辐射不能到达地表;  $\text{CO}_2$ 对太阳辐射的吸收总体上是微弱的,仅对红外波段 $4.30\mu\text{m}$ 有较强的吸收作用,故对整个太阳辐射的影响不大;大气中的悬浮颗粒物也能吸收部分太阳辐射,但其量甚微。可见,大气层对太阳辐射的吸收具有选择性,因而使穿过大气层到达地面的太阳辐射光谱变得极不规则。由此可见,大气层对太阳辐射的吸收较小,故就对流层而言,太阳辐射不是主要的直接热源。

## 2. 到达地面的太阳辐射

到达地面的太阳辐射包括:一是太阳以平行光线的形式直接投射到地面上的辐射即太阳直接辐射;二是太阳辐射经过大气层的散射后自天空投射到地面的辐射即散射辐射。地球是个球体,正午太阳光线的高度角因纬度而不同,北半球不同纬度地区接受的太阳辐射能如表3-2所示。

表3-2 北半球大气上界的太阳辐射能 (单位:cal<sup>①</sup>)

纬度	10°	30°	50°	70°	90°
全年	316.75	282.30	219.62	152.14	133.3
夏半年	167.95	174.45	160.88	138.70	133.3
冬半年	148.80	107.85	58.74	13.44	0

地面和大气既吸收太阳辐射,又依据本身温度向外辐射。由于地面和大气温度比太阳低得多,因而地面和大气辐射的电磁波长比太阳辐射波长长的多,其能量集中在 $3\sim 120\mu\text{m}$ 的红外波段。故习惯上称太阳辐射为短波辐射,地面和大气辐射为长波辐射。据估计,约有 $75\%\sim 95\%$ 的地面长波辐射被大气吸收,用于大气增温,只有少部分穿透大气散失到宇宙空间。由此可见,地面是大气的主要热源,气温变化受到地面性质的影响。地面长波辐射几乎全被近地面 $40\sim 50\text{m}$ 厚的大气层所吸收,低层空气吸收的热量又以辐射、对流等方式传递至较高一层。这是对流层气温随高度增加而降低的重要原因。地面辐射的方向是向上的,而大气辐射方向既有向上的,也有向下的。向下的部分称大气

①  $1\text{ cal}=4.184\text{ J}$ 。

逆辐射,它可补充地面因长波辐射而损失的热量,对地表热量平衡具有重要意义。

地面有效辐射因地面温度、气温、空气湿度和云量变化而不同。当地面温度高时,地面辐射增强,如果其他条件不变,则有效辐射增大;气温高时,逆辐射增强,如果其他条件不变,则有效辐射减少;水汽及其凝结物发射长波辐射的能力较强,可增强大气逆辐射,降低有效辐射。空中云量较大时,不仅能增强大气逆辐射,而且能吸收地面长波辐射,以致大大减弱有效辐射。

太阳短波辐射被大气和地面吸收,大气和地面又依据本身温度向外发射长波辐射,这样就形成了整个地-气系统与宇宙空间不断地以辐射形式进行能量交换。在地球环境内部,地面与大气也不断以辐射和热量输送的形式交换能量。在某一时段内物体能量收支的差值,称为辐射平衡或辐射差额。当物体收入的辐射多于支出时,辐射平衡为正,物体热量盈余,温度升高;反之,辐射平衡为负,物体热量亏损,温度将降低;若物体收入的辐射与支出相等,则辐射平衡为零,温度无显著变化。

### 3. 热量带

太阳辐射的分布规律尽管受到其他因素的干扰,但从全球范围来看,热量分布总趋势仍然与纬线大致平行,由低纬向高纬呈带状排列,形成地球上的热量带。热量带的划分有着不同的标准。从天文因素来看地球表面的热量分布,即南北纬 $10^{\circ}$ 之间是赤道带,全年太阳辐射强,热量丰富,年变化很小;南北纬 $10^{\circ}\sim 25^{\circ}$ 之间为两个热带,热量丰富,但有季节变化;南北纬 $25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 之间为两个亚热带,这是由低纬向高纬过渡区,季节变化明显;南北纬 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}$ 是两个中纬度带,太阳高度角、昼夜长短都有明显的季节变化;南北纬 $55^{\circ}$ 至极圈是两个亚极地带,昼夜长短虽有很大的变化,但因这里太阳高度角全年很低,太阳辐射已大为减少,热量明显不足;极圈以内,是南北半球的极地带,有极昼和极夜现象,是全球热量最少地带,地表全年为冰雪覆盖。但是上述地表热量不能反映地表热量分布的实际状况。因为地表特征、大气环流、洋流等因素对太阳辐射起着重新分配的作用,热量带与纬度带并不完全一致,实际上热量带的划分多以年平均温度、最热月温度和积温等指标,其带划分方案为:①热带:年均温高于 $20^{\circ}\text{C}$ ,大约在南北纬 $30^{\circ}$ 之间。②两个温带:在北半球,温带的南界为年均温 $20^{\circ}\text{C}$ 等温线,北界为最热月均温 $10^{\circ}\text{C}$ 的等温线,这条北界刚好符合森林分布的北限。在南半球,情况也是这样,但方向则相反。③两个寒带:南北半球均介于最热月均温为 $10^{\circ}\text{C}$ 和 $0^{\circ}\text{C}$ 的等温线之间。④两个多年冰冻区:其最热月均温在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下。在北半球多分布在格陵兰中部地区;在南半球则包括 $60^{\circ}\text{S}$ 以南地区。

### 3.2.3 气温场

气温是大气热力状况的数量度量,气温的变化特点通常使用平均温度和极端值——绝对最高温度、绝对最低温度来表示,地理位置、地形、海拔、气团、季节、时间以及地面性质都是影响地表气温场及其变化的因素。

#### 1. 气温的时间变化

气温的时间变化主要包括日变化和年变化,其原因主要是地球自转与公转所致。气温的日变化:通常1天之内有一个最高值和一个最低值。最高值不出现在正午太阳高度角最大时,而是在午后二时前后,这是因为空气主要吸收地面辐射而增温,热量由地面传给大气还要经历一个过程。气温最低值不在午夜,而在日出前后,这是因为地面储存的热量因太阳辐射减弱而减少,气温随之逐步下降,到第二天日出之前,地温达最低值,随后气温也达到最低值。日出之后太阳辐射加强,地面储存热量又开始增加,气温也相应逐渐回升。一天之内气温的最高值与最低值之差,称为气温日较差,日较差的大小与地理纬度、季节、地表性质、天气状况有关。气温的年变化:太阳辐射强度的季节变化使气温发生相应的变化。一般说来,在北半球一年中气温最高值在大陆上出现在7月份,在海洋上出现在8月份;气温最低值在大陆上和海洋上分别出现在1月和2月。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。气温年较差大小与地理纬度、地表性质、地形等因素有关。

#### 2. 气温的水平分布

地表气温水平分布状况与地理纬度、海陆分布、地形、大气环流、洋流等因素有密切关系。全球气温水平分布具有如下几个特点:第一,全球等温线的总趋势大致与纬线平行。北半球的夏季,随着太阳直射点北移,整个等温线系统也北移;冬季则相反,整个等温线系统南移。北半球海陆分布复杂,等温线不像南半球海面上那样简单、平直,而是走向曲折,甚至变为封闭曲线,形成温暖或寒冷中心。第二,北半球一月份等温线密集,即南北温差大;七月份等温线稀疏,即南北温差小;在南半球因海洋的调节作用,一月与七月的等温线分布对比不像北半球那样鲜明。第三,夏季海面气温低于陆面,冬季海面气温高于陆面。故在北半球冬季大陆上等温线向南弯曲,海洋上等温线向北弯曲;夏季情况则相反,大陆上等温线向北弯曲,海洋上等温线向南弯曲。等温线这种弯曲在欧亚大陆和北太平洋上表现得最清楚。第四,强大的墨西哥湾洋流使大西洋上等温线呈NE-SW向,一月份 $0^{\circ}\text{C}$ 等温线在大西洋伸展到 $70^{\circ}\text{N}$ 附近。其他洋流系统对等温线走向也有类似的影响,但影响范围较小。第五,7月份最热的地方不在赤道,而

在  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  的撒哈拉沙漠和阿拉伯沙漠这两处沙漠成为全球炎热中心;1 月份西伯利亚则形成寒冷中心。

### 3.2.4 气压场

#### 1. 气压场的基本形式

单位面积地表所承受大气柱的质量是气压产生的原因。随着海拔的上升,大气柱的质量减少,气压也随高度升高而降低。在气压相同的条件下,气柱温度愈高,单位气压高度差愈大,气压垂直梯度愈小;在相同气温下,气压愈高,单位气压高度差愈小,气压垂直梯度愈大。故在地面的高气压区,气压随海拔高度上升而很快降低,其高空常为低压区。由于热力和动力的原因,在同一水平面上气压的分布是不均匀的,常用等压线表示气压的水平分布状况。等压线是指某一水平面上气压相等的各点的连线,一般情况下气压场基本形式有如下几种:①低气压(简称低压):由闭合等压线构成的低气压区,水平气压梯度自外围指向中心,气流向中心辐合。②高气压(简称高压):由闭合等压线构成的高压区,水平气压梯度自中心指向外围,气流自中心向外辐散。③低压槽和高压脊:低气压延伸出来的狭长区域,叫低压槽,简称槽。高气压延伸出来的狭长区域,叫高压脊,简称脊。槽线过境,通常会引起天气的迅速变化;高压脊里的天气则通常是晴好的。④鞍形气压区:两个高气压和两个低气压交错相对的区域是鞍形气压区。

#### 2. 气压的水平分布

世界 1 月和 7 月的平均气压分布具有以下特征:第一,在 1 月份平均气压图上,赤道南侧是断续的低压带; $30^{\circ}\text{S}$  附近为几个高压中心所盘踞,组成一个高压带,向南气压逐渐降低;在  $40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S}$  海洋面上,等压线较平直,与纬线大致平行,至南极圈附近形成一个相对低压带;再往南,气压又升高。赤道低压带—副热带高压带—副极地低压带—南极高压,这种变化反映了世界海面气压随纬度变化的一般图式。第二,在北半球,由于海洋和大陆的巨大差异使气压的带状分布遭到破坏,出现多个高压中心和低压中心,它们出现的位置也在不断变化。它们经常活动促使高低纬度间、海陆间的空气质量、热量、水汽和动能进行交换与转化,从而对广大地区的天气、气候和大气环境产生影响。北半球大气活动中心有:太平洋高压或称夏威夷高压、大西洋高压或称亚速尔高压;冰岛低压、阿留申低压;亚洲高压或称蒙古高压、西伯利亚高压、北美高压;亚洲低压或称印度低压、北美低压。前四个大气活动中心,常年存在,只是范围和强度有变化,故称半永久性活动中心;后五个只在某些季节存在,亚洲低压、北美低压只出现在夏季,亚洲高压、北美高压只见于冬季,称为季节性活动中心。由于海陆对气压有不同

的影响,半永久性活动中心多出现在海洋上,季节性活动中心多出现于大陆上。海洋上气压年变化小,大陆上气压年变化大;冬季大陆上出现冷高压,夏季大陆上出现热低压;冬季海洋上低压增强,高压减弱;夏季海洋上高压增强,低压减弱。第三,在冬季,亚洲高压控制范围最广,势力最强;在夏季,亚洲低压是最强大的低压。所以,亚洲大陆是气流季节变化最显著的区域。尤其是亚洲大陆的东部正处于冬季大陆高压、夏季大陆低压的东部,为冷暖空气南来北往要道。

### 3.3 大气运动

#### 3.3.1 大气运动的驱动力

气压梯度力:因气压在空间分布不均,便产生一个从高压指向低压的力,这是气压梯度力。它是驱动大气流动的主导因素,也是决定风向、风速的重要因素。气压梯度力是一个矢量,其大小  $G_N$  等于两个等压面之间的气压差  $\Delta p$  与其间垂直距离  $\Delta Z$  之比,其方向是垂直于等压面由高压指向低压,即:

$$G_N = -\Delta p / \Delta Z \quad (3-1)$$

科里奥利力:地球自转的角速度分为垂直和水平两个方向的分量,水平方向分量对地球上任何做水平运动的物体产生一个与其运动方向相垂直的作用力,这就是科里奥利力或地转偏向力  $F$ ,其方向为:在北半球,科里奥利力使气流偏向运动方向的右方;在南半球,科里奥利力则使气流偏向左方;其大小可按下式计算:

$$F = 2m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin\varphi \quad (3-2)$$

式中: $m$ 为运动物体的质量; $v$ 为物体的水平运动速度; $\omega$ 为地球自转角速度,为  $0.000\ 073\text{rad/s}$ ; $\varphi$ 为地理纬度。

惯性离心力与摩擦力:当空气做曲线运动时,还要受到惯性离心力  $C$  的作用。惯性离心力的方向与空气运动方向相垂直,并自曲线路径的曲率中心指向外缘,其大小与空气运动线速度  $v$  的平方成正比,与曲率半径  $r$  成反比,即  $C = v^2 / r$ 。在实际大气中,运动的空气所受到的惯性离心力通常很小。但是,当空气运动速度很大、运动路径的曲率半径特别小时,惯性离心力会很大,可超过地转偏向力。

摩擦力:处于运动状态的气层与地面、其他气层之间都会有相互摩擦作用,对气流运动产生阻力。气层之间产生的阻力,称为内摩擦力;地面对气流运动产生的阻力,称为外摩擦力。摩擦力总是和运动的方向相反,其作用是限制了风速的加大。

上述4种驱动力对气流运动的意义各不相同,如在高空自由大气中,摩擦力

可以忽略不计,其驱动力是气压梯度力和地转偏向力,当这两种力平衡时,就形成了地转风。高空风近似于地转风,其方向与等压线平行,背风而立,在北半球是高压在右,低压在左;在南半球是高压在左,低压在右。在近地面气层中,必须考虑摩擦力对空气运动的作用。摩擦力降低了风速,削弱了地转偏向力作用,使风向与等压线出现一定交角。平坦地面,例如水面、大草原等,风向与等压线交角大约为  $20^{\circ}\sim 25^{\circ}$ ,风速减小到相当于地转风的  $60\%\sim 70\%$ ;粗糙地面风向与等压线的交角可大于  $45^{\circ}$ ,风速减小到小于地转风的  $30\%$ 。

### 3.3.2 大气水平运动和垂直运动

#### 1. 大气水平运动——风

空气在水平方向的流动称为风,气压水平分布不均是风的起因。风力对区域大气污染具有重要的冲淡-传输作用。根据风速大小常将风力划分为 12 级,如表 3-3 所示。

表 3-3 风力等级表

等级	海浪高/m		近海岸渔船征象	陆地地物征象	相当风速/( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )		
	一般	最高			范围	均值	风速/ ( $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ )
0	—	—	静	静,烟直上	0.0~0.2	0.1	<1
1	0.1	0.1	寻常渔船略觉摇动	烟能表示风向	0.3~1.5	0.9	1~5
2	0.2	0.3	渔船张帆时,每小时可随风移行 2~3km	人面感觉有风,树叶有微响	1.6~3.3	2.5	6~11
3	0.6	1.0	渔船渐觉簸动,每小时可随风移行 5~6km	树叶及细小枝条摇动不息,旌旗展开	3.4~5.4	4.4	12~19
4	1.0	1.5	渔船满帆时,可使船身倾于一方	能吹起地面灰尘、纸张,小树条摇动	5.5~7.9	6.7	20~28
5	2.0	2.5	渔船缩帆(收帆一部分)	有叶的小树摇摆,内陆的水面有小波	8.0~10.7	9.4	29~38
6	3.0	4.0	渔船加倍缩帆,捕鱼须注意风险	大树枝摇动,电线呼呼有声,张伞困难	10.8~13.8	12.3	39~49

续表

等级	海浪高/m		近海岸渔船征象	陆地地物征象	相当风速/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )		
	一般	最高			范围	均值	风速/ ( $\text{km} \cdot \text{h}^{-1}$ )
7	4.0	5.5	渔船停泊港中,近海渔船下锚	全树摇动,大树枝弯下,迎风步行不便	13.9~17.1	15.5	50~61
8	5.5	7.5	近港渔船不出海	可折坏树枝,迎风步行阻力甚大	17.2~20.7	19.0	62~74
9	7.0	10.0	汽船航行困难	烟囱及平房屋顶受到损坏	20.8~24.4	22.6	75~88
10	9.0	12.5	汽船航行很危险	陆上少见,出现时可使树木拔起,或将建筑物破坏	24.5~28.4	26.5	89~102
11	11.5	16.0	汽船遇之极危险	陆上很少,有则必有重大的损毁	28.5~32.6	30.6	103~117
12	14.0	—	海浪滔天	陆上绝少,摧毁力极大	32.7~36.9	34.8	118~133

## 2. 大气垂直运动

大气运动经常满足静力学方程,基本上是准水平的。因而大气的垂直运动速度很小,一般只有水平运动速度的1%甚至更小。对流运动是大气垂直运动的主要形式,它是由于地表气温分布不均造成的,即区域空气温度高于周围空气时,温暖空气在向上浮力的作用下做上升运动,升至上层向外流散;而低层四周空气便在气压梯度力作用下,做辅合运动以补充上升气流,这样就形成了大气的对流运动。大气垂直运动的另一种形式就是系统性垂直运动,即水平运动的气流沿山坡、锋面所做的大范围缓慢上升或下降运动。大气垂直运动与大气中云雨凝结、天气现象的形成、气溶胶的形成、污染物的扩散有着密切的关系。

### 3.3.3 大气环流

大气环流是指大范围的大气运动状态,其水平范围可达大陆尺度甚至半球尺度,垂直尺度可在10 km以上,其持续的时间可在1~2日以上。

#### 1. 行星风系

由于地球两极与赤道之间存在巨大的热力差异,在赤道地区近地层就形成了气压梯度力,这样在此气压梯度力和地球自转偏向力即科里奥利力的共同作

用下,气流大规模运动就形成了 4 个不同的气压带,即赤道低压带(L)、副热带高压带(H)、副极地低压带(L)和极地高压带(H),同时还形成了 3 个风带,即信风带(北半球为东北信风带、南半球为东南信风带),盛行西风带和极地东风带,如图 3-2 所示。

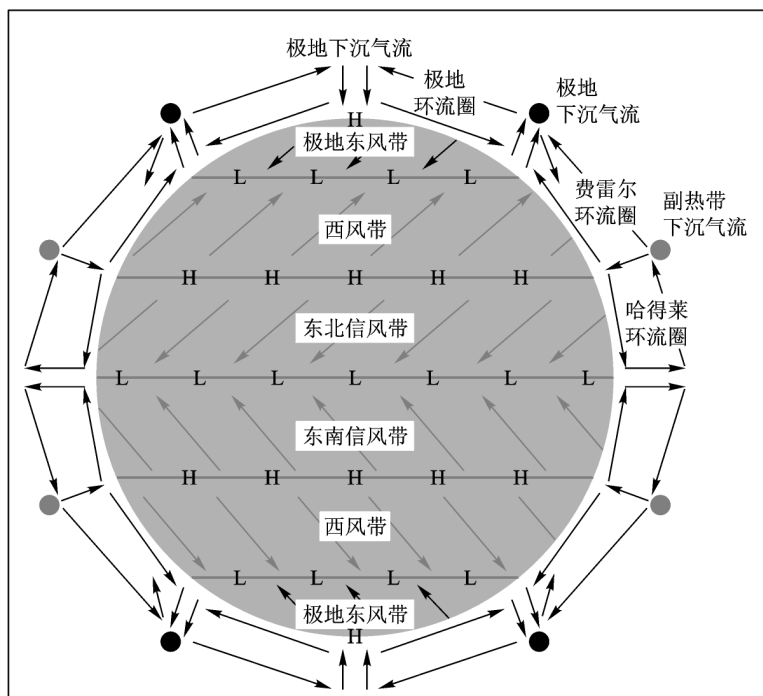


图 3-2 全球大气环流示意图

## 2. 季风

季风是指大范围的具有显著季节性变化的盛行风。行星风系以地表结构均一为条件,但实际上地表并不均匀,首先有海洋和大陆的分异。夏季大陆强烈受热,近地面层形成热低压,而在海洋上副热带高压大大扩展,从而使气流由海洋流向大陆。冬季,大陆迅速冷却,近地面层形成冷高压,而海洋副热带高压逐渐退缩,低压扩展,气流由大陆向海洋运动。这样引起盛行风向随季节变化做有规律的转换,形成季风。欧亚大陆是全球最大的大陆,太平洋是最大的水域。在北半球的冬季,亚洲高压特别强大;在夏季,北太平洋高压势力大大加强。其气压场的季节变化特别明显,所以亚洲东部的季风环流最为典型。东亚季风对中国、朝鲜、韩国、日本等地区的天气、气候及大气环境质量具有很大影响,在冬季风盛行的时期,这些地区气候为低温、干燥、少雨、多沙尘天气;而在夏季风盛行的时

期,其气候为高温、湿润、多降水、大气质量较好。

### 3. 局地环流

由于局部环境影响,如地形起伏、地表受热不均等引起的小范围气流,称局地环流,局地环流虽然不能改变大范围气流的总趋势,但对小范围的气候和区域大气质量却有很大的影响。

水陆风:由于水陆热力差异引起的,但影响范围局限于沿海、沿大湖区域,其风向转换以一天为周期。白天,陆地增温快,陆面气温高于水面,因而形成热力环流。下层风由海面吹向陆地,叫海风,上层则有反向气流。夜间,陆地降温快,地面冷却,海面气温高于陆面,海岸和附近海面间形成与白天相反的热力环流,气流由陆地吹向水面,为陆风。

山谷风:在山地区域或山麓地区,日出以后山坡受热,其上空气快速增温,而山谷中同一高度上的空气,因距地面较远,增温缓慢,故产生了由山谷指向山坡的气压梯度力,风由山谷吹向山坡,这就是谷风;夜间,山坡因地面长波辐射快速冷却,气温也快速降低,而谷中同一高度的空气冷却缓慢,因而形成与白天相反的热力环流,下层风由山坡吹向山谷,这就是山风。

焚风:气流运动受山地阻挡被迫抬升,在抬升过程中空气冷却水汽凝结;当气流越山之后顺坡下沉,此时空气中水汽含量已经减少了,气流按干绝热递减率 $[1^{\circ}\text{C}/(100\text{m})]$ 增温,以致背风坡气温比迎风坡同一高度的气温要高,从而形成相对于而热的风,这就是焚风。焚风效应对山地自然环境局部差异有重要的意义,对植被类型分化与生态特征、土壤形成过程与土壤类型都有一定的影响。

龙卷:空气中产生垂直于地面并伴有极大风速的涡旋,称为龙卷。龙卷与强烈的雷暴活动有关,它是从雷雨云中伸向地面呈倒漏斗状的激烈旋转的空气涡旋。龙卷的水平面积很小,其直径在海上为 $25\sim 100\text{ m}$ ,在陆上为 $100\sim 1\ 000\text{ m}$ ,有时达到 $2\ 000\text{ m}$ 。龙卷接近地面时能拔树掀屋,破坏力极大,对局部地区来说,也是一种灾害性天气。

## 3.3.4 蒸发与凝结

### 1. 蒸发及其影响因素

在大气运动的过程中常常伴随水分的蒸发、凝结和降水等过程。液态水吸热转化为水汽的过程叫蒸发。影响蒸发的主要因素有:第一,蒸发面的温度:蒸发面的温度愈高,蒸发过程愈迅速。因为温度高时,蒸发面上的饱和水汽压大,饱和差也比较大。第二,空气湿度和风:空气湿度愈大,饱和差愈小,蒸发过程愈缓慢;空气湿度愈小,饱和差愈大,蒸发过程愈迅速。无风时蒸发面上的水汽靠

分子扩散向外传递,水汽压减小很缓慢,容易达到饱和,故蒸发过程微弱。有风时蒸发面上的水汽随气流散布,水汽压比较小,故蒸发过程迅速。第三,蒸发面的性质:在同样温度条件下,冰面饱和水汽压比水面饱和水汽压小,如果实有水汽压相同,冰面上的饱和差比水面小,那么冰面的蒸发比水面慢。由于海水浓度比淡水大(海水含有盐分),在温度相同的情况下,海水比淡水蒸发慢;清水蒸发比浊水慢,因为浊水吸热多,温度升高快。影响蒸发速度诸因素中,温度是经常起决定作用的因素,温度愈高,蒸发愈快;反之愈慢。其次是风速,风速愈大,蒸发愈快;反之愈慢。

蒸发消耗的水量称为蒸发量,以蒸发失去的水层厚度(mm)表示。蒸发量大小与所在地区的年降水量也有关系,一般来说,降水量多的地方,蒸发量也大;反之,蒸发量小。在同一地区,蒸发量因海拔高度而不同,例如庐山牯岭年蒸发量1 008.6 mm,山下九江为1 612.9 mm。这主要是由于两地气温不同的缘故。在干旱地区,蒸发能力很强,但蒸发量很小,例如我国柴达木盆地的冷湖,年蒸发能力可达1 500 mm以上,而其年降水量只有14.1 mm,所以实际蒸发量很小。

## 2. 凝结及其条件

水由气态放热转化为液态水的过程,称为凝结。显然,凝结是与蒸发相反的一种物理过程。水汽达到过饱和状态的途径有二:一是增加空气中的水汽含量;二是使空气温度降到露点温度或以下。前者如冷空气移到暖水面上,气温在短时间内尚未提高,而水面蒸发使空气水汽含量增加达到饱和状态,因而产生烟雾状凝结物。后者是水汽凝结的主要途径,如辐射、平流、混合、绝热上升等过程都会使气温降低到露点以下,使空气达到过饱和状态。

## 3. 常见的凝结物

露与霜:太阳进入地表水平面之下以后,地面因释放长波辐射而快速冷却,近地面层空气也随之冷却,气温降低。当气温降低到露点以下时,水汽即凝结于地面或地面物体上。这时的温度如在 $0^{\circ}\text{C}$ 以上,水汽凝结为液态水珠,这就是露;如温度在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,水汽凝结为固态-冰晶,这就是霜。由此可见,二者成因相同,凝结状态取决于当时的温度。霜通常见于冬季,露见于其他季节,尤以夏季为明显。在农事季节,霜期的长短有重要意义。入冬后第一次出现的霜日叫初霜日,最末一次出现的霜日叫终霜日。自初霜日起至终霜日止的持续期称为霜期,在霜期多数植物停止生长。

雾凇和雨凇:雾凇是一种白色固体凝结物,由过冷的雾滴附着于地面物体上迅速冻结而成。它经常出现在有雾和风小的严寒天气里。雨凇是平滑而透明的冰层。它多半在温度为 $-6\sim 0^{\circ}\text{C}$ 时,由于冷却使雨滴或毛毛雨在接触物体表面

被冻结形成;或是经长期严寒后,雨滴降落在极冷物体表面冻结而成。雾凇和雨凇通常都形成于树枝、电线上,并总是在物体的迎风面上增长,且在受风面大的物体上凝聚最多。雾凇和雨凇常造成林木破坏、电线折断,可对农林业生产、交通运输等产生有害影响。

**雾:**雾是飘浮在近地面层极细小的水滴、冰晶或气溶胶。当空气中水滴显著增多时,大气呈现浑浊状态。当空气中有较多的烟、尘等微粒存在时,也能导致大气能见度变差,这种现象称为霾。雾形成的主要原因有:①因地面辐射冷却形成辐射雾;其形成条件是空气相对湿度大,天空晴朗少云,风小,水汽自地面向上层分布较均匀,气层较稳定。②由雨滴蒸发作用形成锋雾和蒸汽雾:当暖锋过境时,由高温区降至低温区的雨滴,便在高温区底部产生锋雾。冬季的冷气流与暖水面相接触,容易形成蒸汽雾,如深秋或初冬的早晨,河面、湖面上常见到一片轻烟,称河、湖烟雾。山地区域或河谷早晨,因山坡上的冷空气下沉到河谷,冷空气与河流暖水面相接触形成河谷烟雾,秋冬季节最为常见。③因暖空气流经冷地面形成平流雾:在沿海地区,由于暖湿的空气流到较冷的海岸上,形成平流雾,浓度一般较大。在海洋寒流、暖流的交汇处也容易产生平流雾。同时,在上述3种条件下,人类活动造成的大气污染更能促进城市或区域浓雾的形成,从而使雾成为城市大气污染的重要特征,故雾对城市交通、航空和高速公路运输、人群健康均有较大的危害。

**云:**云是高空水汽凝结现象,空气对流、锋面抬升、地形抬升等作用使空气上升到凝结高度时,就会形成云。如此时气温在 $0^{\circ}\text{C}$ 以上水汽凝结为水滴;如在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下凝华为冰晶。云有多种外貌特征,据云形状和高度可将云划分为4族,如表3-4所示。

表3-4 云的分类

云族	云属	符号	高度/m	特征
高云	卷云	Ci	7 000~8 000	由微小冰晶组成,一般不产生降水
	卷积云	Cc	6 000~8 000	
	卷层云	Cs	6 000~8 000	
中云	高积云	Ac	3 000~6 000	由水滴与冰晶组成,As加厚可发生降水,已经转变为雨层云Ns
	高层云	As	2 000~5 000	
低云	层积云	Sc	1 000~2 000	由水滴组成,Ns常产生大量降水
	层云	St	一般 $<2 000$	
	雨层云	Ns	一般 $<2 000$	
直展云	积云	Cu	云底 500~1 500	云底平坦,垂直向上发展,产生阵性降水
	积雨云	Cb	云底 100~2 000	

### 3.3.5 大气降水

在重力作用下液态水或固态水从云中降落到地面的过程称为降水。降水虽然来自云中,但天空有云不一定都有降水。这是因为构成云的云滴体积很小(通常将半径小于  $100\mu\text{m}$  的水滴或微冰晶称为云滴,半径大于  $100\mu\text{m}$  的水滴称为雨滴),其所受的重力小于或等于气流上升对它的顶托力和水与空气之间的黏滞阻力,因此,只有上百万个云滴相互结合形成雨滴时,降水才能形成。

#### 1. 降水类型

根据气流上升及导致降水方式的不同,可以将降水划分为 3 个基本类型:①对流雨:近地面气层强烈受热,造成不稳定的对流运动,水汽迅速达到饱和而产生对流雨。这类降水多以暴雨形式出现,并伴随雷电现象,所以又称热雷雨。其形成的条件是:空气湿度很高,热力对流运动强烈。从全球范围来说,赤道带全年以对流雨为主。我国西南季风控制的地区,也以热雷雨为主,通常只见于夏季。②地形雨:暖湿气流在前进中,遇到山地阻碍被迫抬升,达到凝结高度时,便产生凝结降水。地形雨多发生在山地迎风坡,世界年降水量最多的地方基本上都和地形雨有关。③锋面(气旋)雨:两种物理性质不同的气块相接触,暖湿气流循交界面滑升,绝热冷却,达到凝结高度时便产生云雨。由于空气块的水平范围很广,上升速度缓慢,故锋面雨一般有雨区广、持续时间长的特点,在温带地区锋面雨占有重要地位。

#### 2. 降水的时间变化

降水性质包括降水量、降水时间和降水强度等方面。降水量是指降落在地面的雨和融化后的雪、雹等,未经蒸发、渗透流失而积聚在水平面上的水层厚度(mm)。降水时间是指降水从开始到结束持续的时间。用时、分表示。降水强度,是单位时间内降水量(mm/d)。气象台站、水文观测站常用雨量筒和雨量计来测定降水量。降水强度是指单位时间内的降水量,气象学上为了说明在一定时段内大气降水数量特征,并用以预报未来降水数量变化趋势,将降水强度划分为以下等级,如表 3-5 所示:

表 3-5 气象学上的降水强度等级

降雨强度	降雨量/( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ )	降雪强度	降雪量/( $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ )
小雨	<10	小雪	<2.5
中雨	10~25	中雪	2.5~5.0
大雨	25~50	大雪	>5.0

续表

降雨强度	降雨量/(mm·d <sup>-1</sup> )	降雪强度	降雪量/(mm·d <sup>-1</sup> )
暴雨	50~100		
大暴雨	100~200		
特大暴雨	>200		

降水强度大小关系到降水量的利用价值。降水强度大、降水集中常导致水资源转化为水灾害,危害人类社会系统的安全。降水的季节变化受纬度、海陆位置、大气环流等影响。如赤道带年降水量无明显的季节变化;北半球的温带大陆西岸,降水分配比较均匀;大陆东岸则集中在夏季。地中海区域,降水集中在冬季;同纬度大陆东岸集中在夏季。中国西南季风区6~10月为雨季,降水量占全年总量85%~90%;中国东部降水集中在夏季,且南方雨季长,北方雨季短。雨季愈短,夏雨愈见集中。

### 3. 降水量的分布

降水量的空间分布,受地理纬度、海陆位置、大气环流、天气系统和地形等多种因素制约。从降水量的纬度分布来看,全球可划分为4个降水带:①赤道多雨带,包括赤道及其两侧地区,这是全球降水量最多地带,年降水量一般为2000~3000mm,在非洲喀麦隆山地西坡(4°N)年降水量最高达10470mm。②亚热带15°~30°为少雨带:这里终年受副热带高压下沉气流控制,是全球降水量稀少带,尤以大陆西岸和内部更少,年降水量一般不足500mm,不少地方只有100~300mm,是全球荒漠相对集中分布地带。但受季风环流、地形等因素的影响,在亚热带的局部降水也很丰富,如喜马拉雅山南坡的乞拉朋齐(25°N)绝对最大年降水量竟达26461mm;中国东南沿海区因受季风及台风影响,其年降水量在1500mm左右。③中纬度多雨带:中纬度地区多受频繁的锋面、气旋活动的影响,其降水量一般在500~1000mm。在大陆东岸还受到来自海洋的东南季风影响,会形成较多的降水。④高纬少雨带:本带因纬度高,全年气温很低,蒸发微弱,故降水量偏少,年降水量一般不超过300mm。

水分在自然环境中具有重要意义。某地的年降水量,表示该地的水分收入状况;蒸发量,说明该地的水分支出状况。某地是湿润还是干旱,要看该地年最大可能蒸发量 $E$ 与年降水量 $P$ 的比值。这一对比关系通常用年干燥度 $K$ 表示,即:

$$K = E/P \quad (3-3)$$

中国气候区划中采用年干燥度作为气候带内划分气候大区的指标。 $K < 1.0$ 为湿润气候大区; $1.0 < K < 1.6$ 为半湿润气候大区; $1.6 < K < 3.5$ 为半干旱气候大区; $3.5 < K < 16.0$ 为干旱气候大区; $K > 16.0$ 则为极端干旱气候大区。

## 3.4 天气与气候

天气和气候是两个不同概念。天气指某一地区、某一时刻、某一条件下的大气物理状况;气候是指某地区平均大气状况,是该地区多年常见的和特有的天气状况的综合,包含该地区经常出现的正常天气情况和特殊年份出现的极端天气情况。

### 3.4.1 天气系统

天气系统是指引起天气变化和分布的高压、低压、高压脊、低压槽等具有典型特征的大气运动系统。

#### 1. 气团

气团是在水平方向上性质比较均匀的大块空气,即气层的温度和湿度等主要物理属性变化较小。气团的规模大,范围可达数百直到 2 000~3 000 km,垂直厚度可达对流层的中上部。不同的气团有不同的的大气物理属性,在同一个气团所占据的空间范围内,天气状况基本类似。依据气团源地特点,可将其划分为:①冰洋气团 A:形成于北极区域和南极的高压系统,它的特点是气温低,水汽含量极少,大气温度层经常有逆温层,故气层稳定。②中纬气团或称极地气团 P:主要形成于中高纬地区  $45^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ,其特征气温低而干燥,大气活动强烈。③热带气团 T:多分布于热带和副热带地区,其特点是气温高,湿度低,气温直减率较大,气层不稳定。④赤道气团 E:形成于赤道地带,其特点是气温高、湿度大、气层不稳定。不同属性气团的交替及气团的变性,是导致区域天气、大气环境质量变化的重要原因。

#### 2. 锋面

锋面是指两个性质不同气团之间的狭窄过渡带,其宽度从十余千米至 400 km,其长度在数百千米至数千千米之间,锋面两侧大气的气象要素存在明显差异。根据锋的移动情况,可将其划分为暖锋、准静止锋、冷锋 3 种基本类型。暖锋是指暖气团主动向冷气团方向移动的锋;准静止锋是指很少移动或移动速度非常缓慢的锋;冷锋则是指冷气团主动向暖气团方向移动的锋。

暖锋的基本特点是:暖气团滑行在冷气团之上;由于暖气团密度小,滑行速度缓慢,所以暖锋坡度较小,一般小于  $1/100$ ;覆盖的范围广。在我国,暖锋活动范围不广,一般限于东北及江南地区;春季活动较多,冬季较少。准静止锋是很少移动或移动速度缓慢的锋。它的两侧冷暖气团往往形成势均力敌的形势,暖气团前进时,为冷气团所阻,被迫沿锋面上滑。其上滑的情况与暖锋类似,故出

现的云系亦与暖锋云系大体相同。但准静止锋的坡度比暖锋更小,一般为 $1/250$ 左右,沿锋面上滑的暖空气延伸到离地面更远的地方。因此,准静止锋的云区,降水区比暖锋更广,降水强度比暖锋小,降水历时比暖锋更长。我国准静止锋主要有华南准静止锋、江淮准静止锋、昆明准静止锋、天山准静止锋等。冷锋是冷气团主动向暖气团移动的锋。冷气团向暖气团前进,暖气团则被迫抬升。由于冷气团在前进时受地面摩擦影响,锋面移动时,近地面层总是落后于上层,所以锋面坡度比暖锋大。当冷气团移动速度较大时,锋面可向暖气团方向突出,形成一个冷空气楔。冷锋活动遍及我国绝大部分地区,甚至伸展到海南地区。冬半年活动频繁,北方地区尤为常见。

### 3. 气旋和反气旋

气旋是占有三维空间、中心气压比四周低的水平空气涡旋,其中心气压一般在 $970\sim 1\ 010$  hPa,最低值可低至 $887$  hPa。北半球气旋:空气按反时针方向自外围向中心运动,强大的气旋地面风速可达 $30$  m/s以上,气旋直径自几百千米至 $2\ 000$  km以上。它常带来大风、降水等天气。温带气旋主要发生在东亚(东亚气旋)、北美以及地中海等地区。东亚气旋主要发生于我国东北地区,约 $45^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 之间(也称东北低压),偏南部的江淮地区(称江淮气旋)以及日本南部海域三个地区。锋面气旋移动方向与速度主要受对流层中层引导气流控制。由于副热带上空为西风环流,在气旋性环流状态下,东亚气旋路径一般向东北方向移动。其移动速度平均约为 $35\sim 40$  km/h,快的可达 $100$  km/h,慢的约 $15$  km/h。热带气旋:热带气旋形成于热带海洋上,具有暖心结构、强烈对流上升的气旋性涡旋,是热带地区最重要的天气系统。热带气旋的强度有很大差异,国际上规定热带气旋名称和等级标准为:台风(typhoon):地面中心附近最大风速大于 $32.7$  m/s(即风力在12级以上);热带风暴(tropical storm):地面中心附近最大风速在 $17.2\sim 32.6$  m/s之间(即风力为 $8\sim 11$ 级);热带低压:地面中心附近最大风速在 $10.8\sim 17.1$  m/s之间(即风力为 $6\sim 7$ 级)。

温带反气旋是指活动中高纬度地区的反气旋,一般分为两类:一类是相对稳定的寒冷性反气旋;另一类是与锋面气旋相伴的反气旋,即移动性反气旋。它们均是高压系统紧密联系、相伴而出现的大型空气旋涡。地面反气旋中心气压一般为 $1\ 020\sim 1\ 030$  hPa,最高可达 $1\ 083.8$  hPa。规模小的反气旋直径为数百千米,最大的反气旋可与最大的大陆相比。如冬季亚洲反气旋,可占整个亚洲大陆的 $3/4$ 。冷性反气旋和寒潮:其发生于极寒冷的中高纬度地区如格陵兰、加拿大、北极、西伯利亚和蒙古等地,以冬季最多见。其势力强大、影响范围广泛,往往给活动地区造成大风、降温和降水过程,是中高纬度地区冬季最突出的天气过程。冬季,当西伯利亚和蒙古地区冷性反气旋南下时,我国大部分地区就会受到冷空气的侵袭,

并出现降温过程。移动性反气旋:是形成于高空锋区下方与锋面气旋相伴出现的水平范围较小、强度不大的反气旋,它随着锋面气旋一起自西向东移动。当出现气旋时它位于两个气旋之间。移动性反气旋的天气是:其东部即前部具有冷锋天气特征,西部即后部具有暖锋天气特征,中心区域附近天气晴朗、风力不大。

#### 4. 副热带高压

副热带高压处于低纬度环流和中纬度环流的汇合带,是由对流层中上层气流辐合、聚积形成的高压。副热带高压内的天气特征:由于盛行下沉气流,天气以晴朗、少云、微风、炎热为主;高压的北、西北部边缘因与西风带天气系统(锋面、气旋、低压槽)相交汇,气流上升运动强烈,水汽比较丰富,故形成多阴雨天气;高压南侧是东风气流,晴朗少云、低层潮湿而闷热;高压东部受北来冷气流的影响,形成较厚的逆温层,少云、干燥而多雾,长期受副热带高压及其东部控制的地区,久旱无雨,出现干旱天气,甚至形成荒漠景观。西太平洋副热带高压对中国东部地区天气过程具有重要的影响。其季节性活动具有明显的规律性:冬季副高脊线位于 $15^{\circ}\text{N}$ 附近;随着季节转暖,其脊线缓慢地向北移动,大约在6月中旬,脊线出现第一次北跳,穿过 $20^{\circ}\text{N}$ ,在 $20^{\circ}\text{N}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间徘徊;7月中旬出现第二次北跳,穿过 $25^{\circ}\text{N}$ ,在 $25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间;约在7月底至8月初,脊线跨过 $30^{\circ}\text{N}$ 达到最北位置;9月以后随着副高势力的减弱,脊线开始快速南下,9月上旬脊线跳回 $25^{\circ}\text{N}$ 附近,10月上旬再次跳回 $20^{\circ}\text{N}$ 以南地区,从此结束了以一年为周期的季节性南北移动。但实际上西太平洋副热带高压的活动经常出现异常,这样往往造成一些地区干旱而同时另一些地区多雨并发生洪涝灾害。

### 3.4.2 气候系统

气候系统是决定气候的形成、分布和变化的自然系统。完整的气候系统由5个圈层所组成,即大气圈、水圈、冰雪圈、陆地表面和生物圈。气候系统的属性可概括为:①热力学属性:包括空气、水、冰和陆地表面的温度;②动力学属性:包括风、洋流及与之相互联系的垂直运动和冰体运动;③水分属性:包括空气湿度、云量、云中含水量、降水量、土壤湿度、河湖水位、冰雪面积等;④静力属性:包括大气和海水的密度和压强、大气组成成分、大洋盐度及气候系统的几何边界和物理常数等。

#### 1. 气候带

气候要素随纬度呈有规律的分布,地球上的气候也相应地形成纬向分布的气候带。苏联学者Б. П. 阿里索夫,依据气团的地理类型及其活动范围,从气候发生上划出如下的气候带:①赤道气候带:全年受赤道气团控制,终年高温,年均气温 $26^{\circ}\text{C}$ 左右,年较差在 $2\sim 5^{\circ}\text{C}$ 之间,日较差在 $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ 之间,全年相对湿度在

80%左右,云量大,年降水量 1 500~3 000 mm,季节分配均匀。本带气候分布在赤道及其两侧,以南美亚马孙河流域、非洲刚果河流域为典型;我国的南沙群岛也属于赤道气候带。②赤道季风气候带:夏半年盛行赤道气团,气候特征与赤道带相似;冬半年盛行热带气团,天气晴朗干燥,降水显著减少。气温的年较差、日较差均较赤道带大。年降水量一般在 1 000~1 500 mm,但分配不均,一年中有明显的干湿两季之分。属于本带气候的有中南半岛、印度半岛等。③热带气候带:全年盛行热带大陆气团,终年高温,年较差、日较差都比上述气候带大,空气干燥,年降水量约 $<500\sim 1\,000$  mm。属于本带气候的有南美中部,南非与北非,澳大利亚中、西部,阿拉伯半岛等地区。④副热带气候带:本带大陆面积广,海陆分布和大气环流的季节变化导致本气候带的内部差异。大陆东岸,冬季盛行极地气团,寒冷干燥,夏季热带海洋气团盛行,高温多雨,属于季风气候。中国东部大部分地区,朝鲜及日本南部等地区属于这类气候。大陆西岸,夏季受北大西洋亚速尔高压控制,盛行热带大陆气团,气温高,降水稀少;冬季高压南移,受地中海锋影响,锋面气旋活动频繁,降水显著增多,以地中海沿岸地区最为明显,故称地中海型气候。大陆内部,则属于典型的大陆性气候,是世界上最干燥的地区。⑤温带气候带:全年以中纬气团占优势,夏季受热带气团影响。在北半球的大陆东岸,冬季受中纬大陆气团控制,同时还受到冰洋气团的影响,故冬季严寒干燥;夏季,受热带海洋气团影响,气温较高,降水较多,属于季风气候。中国东北大部、朝鲜及日本北部、俄罗斯的远东地区都属这类气候。大陆西岸全年盛行西风,中纬海洋气团活跃,沿岸又受到北大西洋暖流影响,故冬季比较温暖,夏季凉爽,年均温 $7\sim 10$  °C,年较差只有 $6\sim 14$  °C,年降水量在 700 mm 左右,季节分配较均匀,属于海洋性气候。欧洲大西洋沿岸大部地区,南美南部和北美太平洋沿岸等地区属于这类气候。大陆内部,全年以中纬气团占优势,冬季受冰洋气团影响,故冬季严寒。年均温不超过 0 °C;最热月均温 $20\sim 22$  °C,最冷月均温 $-20\sim -25$  °C,年降水量 400~600 mm,相对集中在夏季。俄罗斯大部分地区、中欧、挪威东部、瑞典、蒙古、我国新疆北部及内蒙古大部、北美中部,均属于这类气候。⑥副极地气候带:夏季受极地气团影响,冬季受冰洋气团控制,由于纬度高,夏季日照时间虽然很长,但因太阳高度很低,气温仍然不高,最热月均温 $0\sim 10$  °C;冬季日照时间极短,甚至有极夜现象,故冬季漫长而严寒,最冷月均温一般在 $-30$  °C,年降水量约 250~300 mm。亚洲及北美北部、北冰洋沿岸属于副极地气候带。⑦北(南)极气候带:为全球纬度最高的气候带。全年受冰洋气团控制,极昼、极夜现象明显。年平均气温低于 $-20$  °C,最低气温可低至 $-80$  °C以下。南极大陆和格陵兰岛为冰雪覆盖,即使在夏季,气温仍在 0 °C 以下,只有边缘地区可及 0 °C 以上。全年降水只有 200~300 mm。这是全球最冷的一个气候带。全球气候带分布状况如图 3-3 所示。

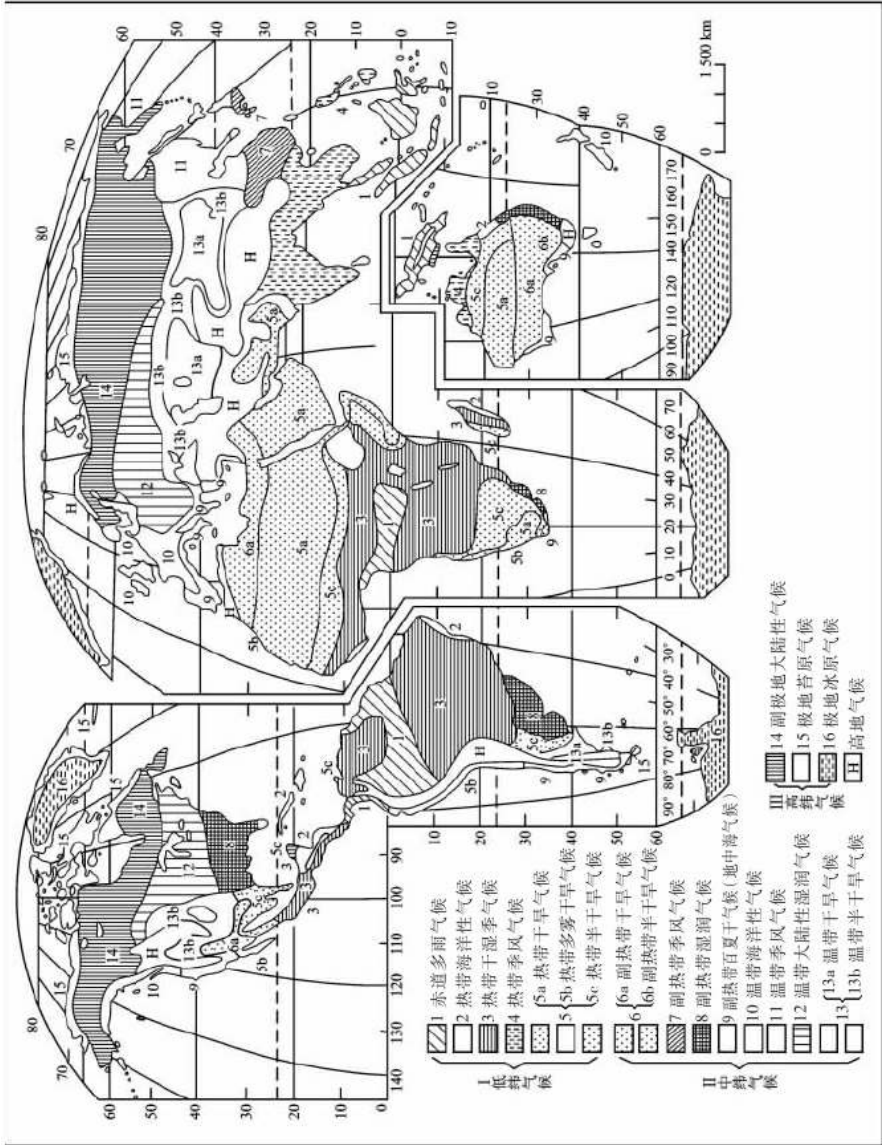


图 3-3 全球气候带分布图  
(据周淑贞等, 1997 年资料)

## 2. 气候类型

气候分类方法有多种,在地理学和环境科学界常用柯本气候分类方法,它是以前气温和降水量这两个气候要素为基础,并参考自然植被的分布而确定气候类型。柯本首先将全球气候划分为 A、B、C、D、E5 个气候带,其中 A、C、D、E 带为湿润气候,B 带为干旱气候,各带之中又划分出若干气候型,如表 3-6 所示。

表 3-6 柯本的气候分类[ $r$  表示年均降水量(cm)、 $t$  表示年均气温( $^{\circ}\text{C}$ )]

气候带	特征	气候型	特征
A 热带	全年炎热,最冷月平均气温 $\geq 18^{\circ}\text{C}$	Af 热带雨林气候	全年多雨,最干月平均降水量 $\geq 6\text{cm}$
A 热带	全年炎热,最冷月平均气温 $\geq 18^{\circ}\text{C}$	Aw 热带疏林气候	一年中有干季和湿季,最干月平均降水量 $< 6\text{cm}$ ,也 $< (10 - r/25)\text{cm}$
		Am 热带季风气候	受季风影响,一年中有一特别多雨的雨季,最干月平均降水量 $< 6\text{cm}$ ,但 $> (10 - r/25)\text{cm}$
B 干带	全年降水稀少,根据一年中降水的季节分配,分冬雨区、夏雨区和年雨区来确定干带的界限	Bs 草原气候	冬雨区 <sup>①</sup> $r < 2t$ ;年雨区 $r < 2(t+7)$ 夏雨区 <sup>②</sup> $r < 2(t+14)$
		Bw 沙漠气候	冬雨区 $r < t$ ;年雨区 $r < (t+7)$ 夏雨区 $r < (t+14)$
C 温暖带	最热月平均气温 $> 10^{\circ}\text{C}$ , 最冷月平均气温在 $0 \sim 18^{\circ}\text{C}$ 之间	Cs 夏干温暖气候 (地中海气候)	气候温暖,夏半年最干月平均降水量 $< 4\text{cm}$ , $<$ 冬季最多月降水量的 $1/3$
		Cw 冬干温暖气候	气候温暖,冬半年最干月平均降水量 $<$ 夏季最多月降水量的 $1/10$
		Cf 常湿温暖气候	气候温暖,全年降水分配均匀
D 冷温带	最热月平均气温 $> 10^{\circ}\text{C}$ , 最冷月平均气温 $< 0^{\circ}\text{C}$	Df 常湿冷温气候	冬季漫长,低温,全年降水分配均匀
		Dw 冬干冷温气候	冬季漫长,低温,夏季最多月降水量至少 10 倍于冬季最干月降水量
E 极地带	全年寒冷,最热月平均气温小于 $10^{\circ}\text{C}$	ET 苔原气候	最热月平均气温在 $0 \sim 10^{\circ}\text{C}$ 之间,可生长苔藓、地衣等植物
		EF 冰原气候	最热月平均气温在 $0^{\circ}\text{C}$ 以下,终年冰雪不化

① 夏雨区:一年中夏季(6个月,北半球4~9月份)降水量占全年降水总量的70%以上。

② 冬雨区:一年中冬季(6个月,北半球10~次年3月份)降水量占全年降水总量的70%以上。

## 3.5 人类活动对大气圈的影响

人类生活于大气圈底部,大气圈的物质组成及其性状对人类生产、生活与健康具有重要的影响。人类活动时不断地对大气圈施加各种各样的影响,这些影响可以归结为:温室气体排放、大气污染、臭氧层耗损、城市小气候与热岛效应。

### 3.5.1 温室气体及温室效应

#### 1. 温室气体

大气层中那些对太阳短波辐射透明、且能够吸收地面和低层大气长波辐射的气体被称为温室气体,其种类主要有:CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O、CFCs等,如表3-7所示。

表 3-7 主要温室气体分析表  
(据 E. D. Enger, 2004 年资料)

温室气体	1750 年前浓度/ 10 <sup>-6</sup>	现代浓度/ 10 <sup>-6</sup>	对全球变暖的 贡献率/%	主要来源
二氧化碳 (CO <sub>2</sub> )	280	373.1	60	化石燃料燃烧; 砍伐森林
甲烷 (CH <sub>4</sub> )	0.688	1.730	20	湿地、稻田中细菌; 反刍动物活动; 化石燃料燃烧
氟氯烃类 (CFCs)	0	0.000 88	14	制冷剂、泡沫剂、溶剂、 气溶胶释放物
氧化亚氮 (N <sub>2</sub> O)	0.270	0.317	6	化石燃料燃烧; 化肥释放物及砍伐森林

CO<sub>2</sub> 是大气层中原有的物质成分,也是植物光合作用所不可缺少的营养物质,在自然环境系统中 CO<sub>2</sub> 具有其天然的源和天然的汇,故大气层中 CO<sub>2</sub> 基本处于稳定的平衡状态,一般不将 CO<sub>2</sub> 看做大气污染物。但是,自工业革命以来,人类一方面持续不断地大规模进行化石燃料燃烧,使向大气层中排放 CO<sub>2</sub> 总量明显增多,与此同时人类活动引起的土地利用变化(城市化、森林砍伐、绿地减少),也显著地减弱了大气中 CO<sub>2</sub> 的汇机制过程,其综合作用使大气层中 CO<sub>2</sub> 浓度持续增加,并使其成为大气层中浓度最高的温室气体。近年来已有许多科学研究证实大气中 CO<sub>2</sub> 浓度增加是人类活动所致,如图 3-4 所示。

① 法国学者 C. Lorius(1985)对南极冰芯中冰包气的成分进行了研究,其结

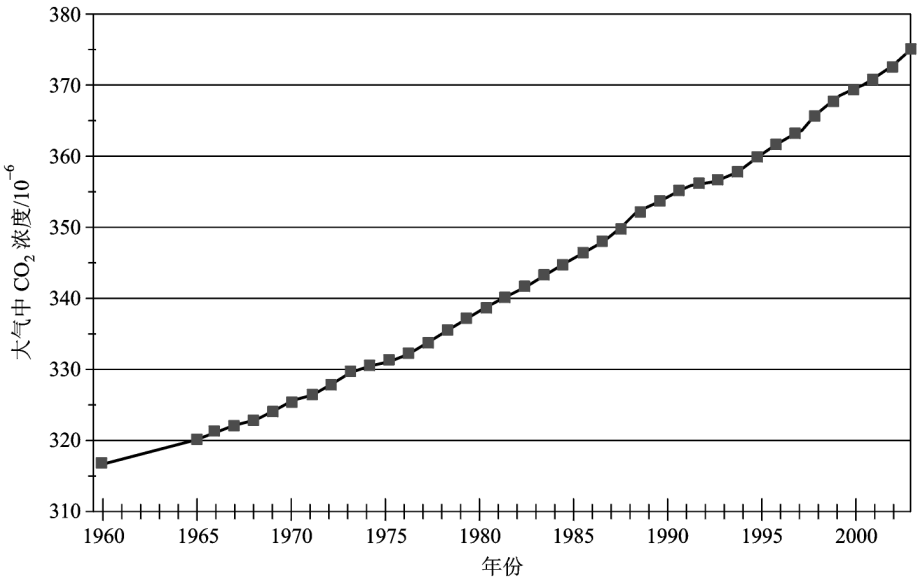


图 3-4 全球大气圈中 CO<sub>2</sub> 浓度变化过程示意图

(据 E. D. Enger, 2004 年资料)

果表明:距今 1.8 万年前大气中 CO<sub>2</sub> 浓度只有  $180 \times 10^{-3} \sim 200 \times 10^{-3}$  mL/L,而现在大气中 CO<sub>2</sub> 浓度已高于  $350 \times 10^{-3}$  mL/L,其中近 200 多年来大气中 CO<sub>2</sub> 的浓度就增加了 20%。

② 北半球和南半球大气中的 CO<sub>2</sub> 浓度差在 1960 年时仅为  $1 \times 10^{-3}$  mL/L,到 1985 年已增加到  $3 \times 10^{-3}$  mL/L,这显然是由于南北半球化石燃料燃烧所排放的 CO<sub>2</sub> 总量不同所致。

③ 对于大气中碳同位素(<sup>12</sup>C、<sup>13</sup>C 和 <sup>14</sup>C)的研究也表明,人类活动所增加的 CO<sub>2</sub> 使大气中的 <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C 比值和 <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C 比值均降低了。

CH<sub>4</sub> 是大气层中原有的微量物质成分,在自然环境系统中天然沼泽湿地会排放出一定量的 CH<sub>4</sub>,同时某些反刍类动物、昆虫生理代谢过程也可释放少量的 CH<sub>4</sub>,但自然界的氧化过程会消耗一定量的 CH<sub>4</sub>,故在自然条件下大气中微量的 CH<sub>4</sub> 可保持相对平衡状态,在大气中的浓度大致稳定在  $0.8 \times 10^{-3}$  mL/L 左右。法国学者 C. Lorius 的研究成果表明:近 200 年以来人类活动使大气中 CH<sub>4</sub> 浓度的增加超过了 200%,即到 1990 年全球大气中 CH<sub>4</sub> 的浓度已经增加到  $1.72 \times 10^{-3}$  mL/L。人类增加大气中 CH<sub>4</sub> 浓度的活动主要有:水稻的大面积种植、煤气和天然气开采、化石燃料燃烧、城市垃圾和动物代谢物的堆放活动,均可以增加大气中 CH<sub>4</sub> 的浓度。另外有关温室效应引起高纬度地区增温,是否也会促使亚极地沼泽增加大气中 CH<sub>4</sub> 的浓度还是科学界有待解决的问题。

$\text{N}_2\text{O}$  是大气层中原有的微量物质成分,在自然条件下它处于稳定的平衡状态。科学观测表明,自工业革命以来,全球大气中  $\text{N}_2\text{O}$  由  $285 \times 10^{-6} \text{ mL/L}$  增加到  $310 \times 10^{-6} \text{ mL/L}$ ,人类增加大气中  $\text{N}_2\text{O}$  浓度的活动主要包括化肥的大量使用、石油及天然气的燃烧过程、农作物秸秆的燃烧等。

CFCs 即氯氟烃类,是一种人工合成物,在自然环境系统中没有 CFCs 存在。有研究表明:在 20 世纪初期大气中 CFCs 浓度几乎为零,现在已增加到  $0.2 \times 10^{-9} \text{ mL/L}$  左右;虽然大气中 CFCs 的浓度比  $\text{CO}_2$  浓度低若干个数量级,但 CFCs 的增温效应比同量的  $\text{CO}_2$  高出 4 个数量级,且 CFCs 在对流层中十分稳定,可长期存在。化学工业和制冷工业所排放的制冷剂、喷雾剂、发泡剂是释放 CFCs 的重要源物质。

## 2. 温室效应及其影响评价

根据目前可靠的气候观测资料,自 1885 年以来直到 1985 年的 100 年中,全球气温已经增加了  $0.6 \sim 0.9^\circ\text{C}$ ,而且 1985 年以后全球气温仍然在持续增加,多数学者认为这是温室气体浓度增加引起的温室效应所致。温室效应对地球环境系统具有一定的影响,根据已有的气候预测模式计算,在大气中  $\text{CO}_2$  浓度加倍后,就全球范围而言,全球平均气温将增加  $1.5^\circ\text{C}$  左右,其中在北半球高纬度地区和青藏高原地区增温幅度会更大;全球平均降水量将增加  $7\% \sim 11\%$ ,但是不同地带降水量的变化状况不同,即高纬度地区因气候变暖而降水量增加,中纬度地区则受全球变暖后副热带高压北移而变得更加干旱;副热带地区降水量会有所增加;低纬度带和赤道带也因全球变暖后对流过程加强,其降水量也会增加。

### 3.5.2 大气污染

大气是自然环境的四大组成要素之一,也是一切生命体维持其生存所必需的物质之一。一个成人最基本的生存条件是每日需要消耗  $1.5\text{kg}$  的食物、 $2.5\text{kg}$  的水和  $15\text{kg}$  的空气。因此,大气及其质量优劣,对人类和其他生物的健康有着直接的影响。大气污染是指大气中一些物质的含量超过其正常本底值且持续的时间足以对人体、其他生物及材料产生不利的影响和危害,这时的大气状况就称之为大气污染,或称为空气污染。这里所说的物质包括天然的和人为排放的物质。大气污染并不是新问题,在远古时代人们学会了取火技术,当时人们就已发现在通风条件较差的洞穴不适宜于做饭取暖;到了中世纪,大气污染已相当严重。如早在 12 世纪,一位哲学家和科学家 M. Maimonides (1135—1204) 就已经注意到了大气污染问题,他指出城市空气与乡村空气有差异,而且这种空气的差异已经对居民产生了影响。到 13 世纪由于用煤代替了木材作燃料,在伦敦已经出现了空气污染问题。近代工业革命成为空气污染的主要因素,

在 18、19 世纪美国随着人口的增长,铸造业、钢铁业和炼油业的发展使大气污染日益加重。当时的城市以烟囱林立而自豪,这些工业设备被看做是地区对国家或对地区兴盛做出贡献大小的标志。在中国 20 世纪中期也有类似的倾向,城市的标志是工厂的烟囱在冒烟,火车的标志是蒸汽机车在冒烟等。这些均未考虑其标志的背面代表着人类生存所必需的大气质量正在恶化。这代表了当时人们缺乏环境意识和健康意识。

### 1. 大气污染物的源

大气污染源是指向大气环境排放有害物质或对大气环境产生有害影响的场所、装置和设备。按大气污染物质的来源,可分为天然污染源和人为污染源。

在自然环境中某些自然过程可向大气环境排放有害物质,从而危害人或生物的正常生活。大气污染的天然污染源主要有:①火山喷发:可向大气环境排放  $\text{SO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{HF}$  及火山灰等颗粒物。②森林火灾:可向大气环境排放  $\text{CO}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{NO}_2$ 、 $\text{HC}$  等,据研究成果,全球热带地区森林火灾向大气环境排放的  $\text{CO}_2$  量已超过了全世界工业排放量的总和。③自然风尘:风沙、风沙暴、地表起尘等,多发生于干旱半干旱地区。1993 年在我国兰州市发生的大沙尘暴,持续 2 h;1991 年 3 月北非的尘暴使阿尔卑斯山脉和亚北极地区出现黄雪。④沼泽地区:向大气环境排放  $\text{CH}_4$ 、 $\text{CO}$  和  $\text{H}_2\text{S}$  等,目前关于高纬度地区的沼泽与大气之间的 C 循环过程研究是全球环境变化研究的热点和难点。⑤海洋飞沫:海洋在大风的作用下可向近地层大气排放一些颗粒物,其化学成分主要有  $\text{NaCl}$ 、硫酸盐和亚硫酸盐。

在某些情况下自然污染源比人为污染源更为重要,因为它们已超出了人类所能控制的范围,且许多自然源的发生和强化常与人为扰动作用有关。当今人类所面临的大气污染主要是城市环境、工厂环境的大气污染,这些均与人为活动有关。归结起来人为大气污染源可分 4 类:①工业企业排放源——点源:其特点是污染物的种类多样、排放量大、排放集中。据统计全世界工业每年排入大气的有毒有害气体和粉尘达  $9.25 \times 10^{11}$  kg,全世界人均 180 kg/(人·年)(20 世纪 90 年代)。②家庭炉灶与取暖设备排放源——面源:其特点是污染物的种类较少,排放量较小,但排放点多而广泛,且季节性变化大,例如据北京师范大学校园 1985~1987 年间的实测结果表明:采暖期与非采暖期大气中颗粒物(非可吸入颗粒物)浓度之比为 2.33 : 1.0。③交通运输污染源——线源:其特点是属于移动性污染源,污染物种类较少但影响较大,小型分散、数量大、排放总量可观。例如,希腊的首都雅典曾是大气污染最为严重的城市之一,希腊全国 60% 的工业集中于此,而且这里还有 120 万机动车辆,据报导每年有 100 多人死于大气污染。④农业污染源——面源:在农业生产过程中如施肥施用农药的过程中可直

接把这些物质的微粒排放到大气环境中；另外土壤表层和作物表面的农药也可以通过蒸发或扩散过程进入大气环境中。

## 2. 大气污染物的种类

按大气污染物发生成因可归为两大类，即一次污染物(primary air pollutants)和二次污染物(secondary air pollutants)。一次污染物是指直接从污染源进入大气的各种气体、蒸汽和各种颗粒物(固体的物质或液体的物质)。最主要的一次污染物有  $\text{SO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{N}_x\text{O}_x$ 、 $\text{C}_x\text{H}_y$  和颗粒物。它们又可分为反应物质(在大气环境中不稳定的物质)和非反应物质(在大气中稳定的物质)。二次污染物是指一次污染物在大气中相互作用或与大气中正常组分发生反应，或者在太阳辐射参与下所进行的光化学反应而产生与一次污染物的理化性质、化学组成完全不同的新的大气污染物。在城市大气中常见的二次污染物颗粒小(粒径 =  $0.01 \sim 1.0 \mu\text{m}$ )，其毒性比一次污染物还强，其主要包括硫酸与硫酸盐、硝酸与硝酸盐气溶胶、 $\text{O}_3$ 、过氧乙酰硝酸酯( $\text{CH}_3\text{CH}_2\text{OOONO}_2$ )即 PAN 等。按污染物的组成和性状可分为：

(1) 颗粒物：指大气中除气体之外的所有物质(包括各种固体或液体气溶胶)。大气圈中颗粒物种类及其特性如图 3-5 所示。其中固体物质有：灰尘、烟

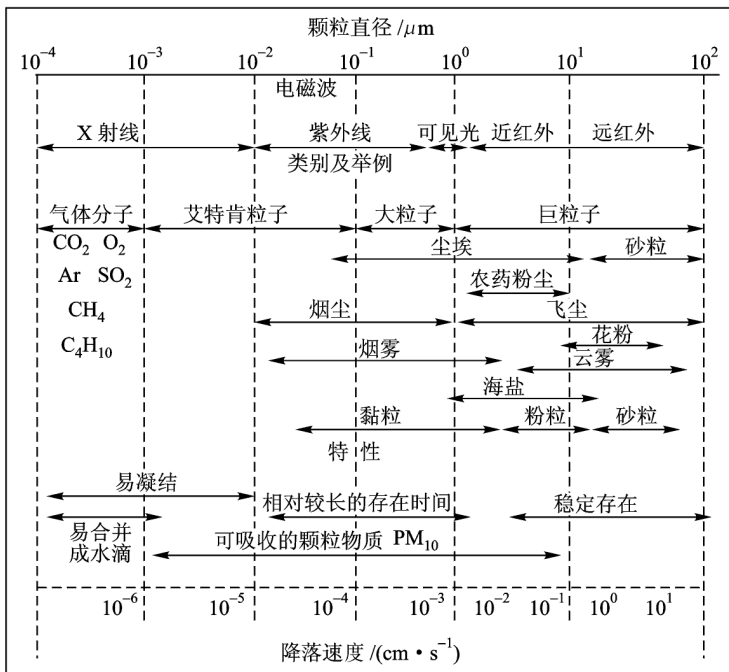


图 3-5 大气圈中颗粒物种类及其特性图解

尘和烟雾;液体物质有:云雾和雾滴。它们的直径从  $0.1\sim 200\mu\text{m}$  不等。根据大气中颗粒物的粒径大小可分为两类:第一类是降尘:是指粒径大于  $10\mu\text{m}$  的粉尘,它们可以在重力的作用下向地表降落;第二类是飘尘:是指粒径小于  $10\mu\text{m}$  的煤烟、烟汽和烟雾在内的颗粒物质,它包括粒径为  $0.25\sim 10\mu\text{m}$  的在空气中等速沉降的雾尘,以及粒径小于  $0.25\mu\text{m}$  的随空气分子做布朗运动的云雾尘。总悬浮颗粒物(TSP)即分散在大气中的各种粒子的总称。对于可吸入粒子(Inhalable particles, IP),国际标准组织 ISO 建议:IP 是  $\phi\leq 10\mu\text{m}$  的粒子;美国环保局(EPA)对于 IP 的建议是  $\phi\leq 15\mu\text{m}$  的粒子。这两个指标是大气质量评价所用的重要污染指标,可以用经过国家认证的大气颗粒物采样器进行定点、连续的采样与分析。大气中的颗粒物主要危害人体的呼吸系统,颗粒物的直径越小,进入呼吸道的部位越深。 $\phi>10\mu\text{m}$  的颗粒物,几乎都可被鼻腔和咽喉所捕集,但不能进入肺泡;对人体危害最大的是  $\phi\leq 10\mu\text{m}$  的飘尘,PM<sub>5</sub>(即  $\phi\leq 5\mu\text{m}$  的颗粒物)可进入呼吸道的深部,PM<sub>2.5</sub> 可 100% 深入到细支气管和肺泡,沉淀在肺泡及其深部的颗粒物,如被溶解就会直接侵入血液,有可能造成血液中毒;未被溶解的颗粒物也有可能被细胞所吸收,造成细胞壁破坏并形成肺结核,如图 3-6 所示。故颗粒物的研究历来受到环境科学界的重视。

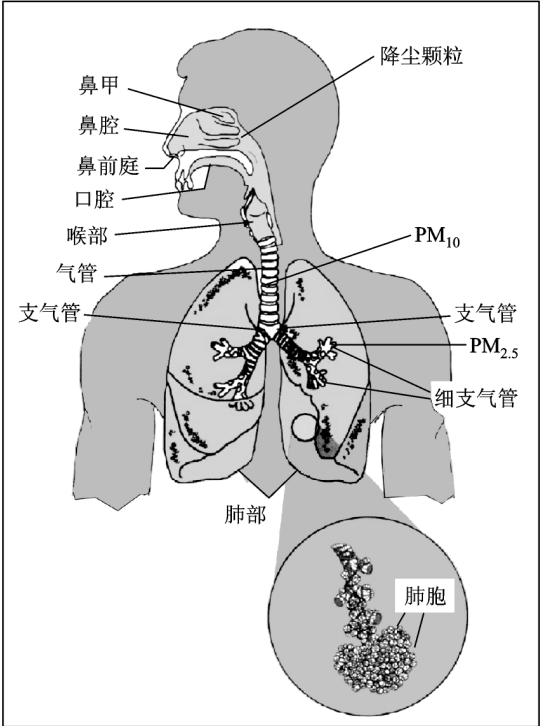
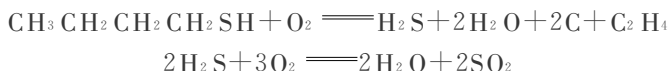


图 3-6 人体呼吸系统解剖及其大气颗粒物附着示意图

(2) 硫氧化物:指  $\text{SO}_2$  和  $\text{SO}_3$ 。由污染源排出的是  $\text{SO}_2$ , 人类排出  $\text{SO}_2$  总量约  $1.5 \times 10^{11} \text{ kg/年}$ , 其中  $2/3$  来自煤燃烧、 $1/5$  来自石油燃烧、 $2/15$  来自冶炼工业。通常煤炭的含硫量约在  $0.5\% \sim 6\%$  之间, 石油含硫量约在  $0.5\% \sim 3\%$  之间, 煤中硫铁矿在燃烧中会发生下列化学反应:



石油中硫醇在燃烧过程中会发生下列化学反应:



火山喷发是  $\text{SO}_2$  的主要天然污染源, 其喷发物中也有少量  $\text{H}_2\text{S}$ , 但  $\text{H}_2\text{S}$  进入大气后能很快被氧化成  $\text{SO}_2$ 。 $\text{SO}_2$  是无色且有刺激性气味的气体, 其本身的毒性并不太大。大气中的  $\text{SO}_2$  会刺激人们的呼吸道, 减弱呼吸功能, 并导致呼吸道抵抗力下降, 诱发呼吸道的各种炎症, 危害人体健康。在大气环境中  $\text{SO}_2$  不稳定可以发生一系列化学及光化学反应生成  $\text{SO}_3$ 、亚硫酸及亚硫酸盐、硫酸及硫酸盐,  $\text{SO}_2$  及其生成的硫酸雾会腐蚀金属表面, 对纸制品、纺织品、皮革制品等造成损伤。 $\text{SO}_2$  的污染还可能形成酸雨, 从而给生态系统以及农业、森林、水产资源等带来严重危害。

(3) 氮氧化物:包括  $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{NO}$ 、 $\text{NO}_2$ 、 $\text{NO}_3$ 、 $\text{N}_2\text{O}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}_5$  等, 其中造成大气污染的主要是  $\text{NO}$  和  $\text{NO}_2$ , 它们是燃料燃烧过程和超高温的空气氧化过程(在温度  $> 2100^\circ\text{C}$  条件下空气中  $\text{N}_2$  和  $\text{O}_2$  相互作用)的产物。就全球来看, 空气中的氮氧化物主要来源于天然源, 但城市大气中的氮氧化物大多来自于燃料燃烧, 即人为源, 如汽车、工业燃油锅炉等。氮氧化物的危害有: 深入人体肺部, 诱发呼吸道疾病; 硝酸是引发酸雨的原因之一; 它与其他污染物在一定条件下能产生光化学烟雾污染。

(4) 含碳化合物:包括  $\text{CO}$ 、 $\text{CO}_2$  和碳氢化合物。 $\text{CO}$  和  $\text{CO}_2$  都有人为或天然源与汇, 具体的细节参见本教材中地球表层碳循环过程的内容。碳氢化合物( $\text{HC}$ )通常是  $\text{C}_1 \sim \text{C}_{10}$  挥发性的烃类物质, 主要有甲烷( $\text{CH}_4$ )、石油烃即非甲烷烃( $\text{NMHC}$ )、卤代烃类( $\text{DDT}$ )、多氯联苯( $\text{PCBS}$ )、甲基类、氯氟烃类( $\text{CFCs}$ )等, 它们是形成光化学烟雾的主要参与者。

### 3. 大气污染物的汇

大气自净过程是能够使区域大气环境中污染物的浓度降低, 毒性减轻或消失的自然过程, 简称为大气自净。这是因为进入大气中的污染物会以各种方式进行物理的、物理化学的和生物化学的运动和变化, 其中有些过程使区域大气环境中污染物浓度降低、毒性降低或消失。大气自净过程可分为以下两种情况:

(1) 干沉降过程:是指颗粒物在重力作用下的沉降, 或与其他物体碰撞而后

沉降。这种沉降存在着两种机制。一种是干沉降机制：粒径小于  $0.1\mu\text{m}$  的颗粒物，即艾根粒子，它们依靠布朗运动在大气中扩散，并相互碰撞而凝聚成较大的颗粒，再通过大气湍流扩散到地面或碰撞而去除。在自然条件下全球陆地大气干沉降颗粒物量的分布情况如图 3-7 所示。

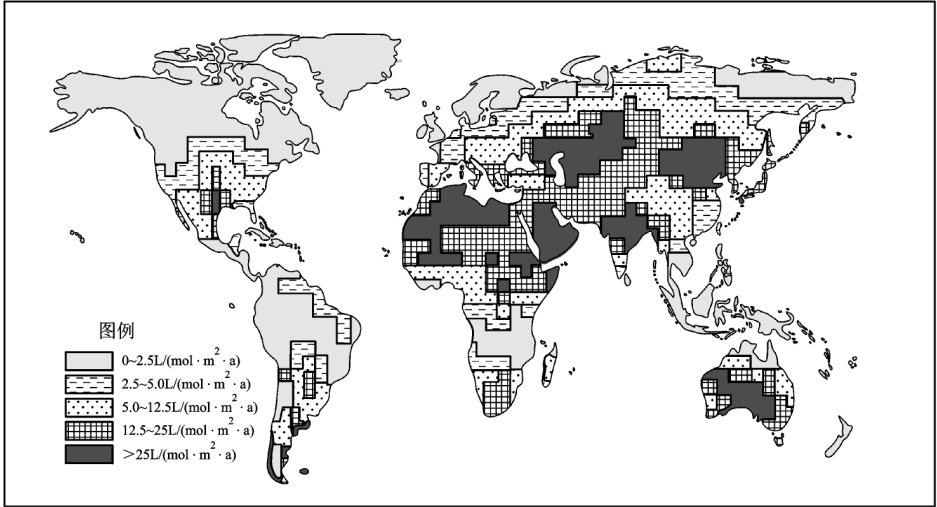


图 3-7 全球陆地大气干沉降颗粒物量分布图  
(据李天杰,等,2004 年资料)

总之干沉降过程可以使大气中颗粒物的浓度降低，危害减轻或消失。另一种是通过重力对颗粒物的作用，使其降落在地面或地物表面。沉降速度与颗粒粒径、密度、空气运动黏度等有关。粒子沉降速度可应用斯托克斯定律求出：

$$v = [gd^2(\rho - \rho_0)] / (1.8\mu) \tag{3-4}$$

式中： $v$  为颗粒沉降速度， $\text{cm/s}$ ； $g$  为重力加速度， $\text{cm/s}^2$ ； $d$  为颗粒物粒径， $\text{cm}$ ； $\rho$  和  $\rho_0$  分别为颗粒物和大气密度， $\text{g/cm}^3$ ； $\mu$  为空气黏度， $\text{Pa}\cdot\text{s}$ 。故粒径越大，扩散系数和沉降速度也越大。

(2) 湿沉降过程：是指通过水汽凝结、降雨、降雪等方式使颗粒物从大气中去除的过程。它是去除大气颗粒物和痕量气态污染物的有效方式。湿沉降的机制是：污染物颗粒作为水汽的凝结核而发生的凝结过程，以及在降水过程中水滴对颗粒物的捕获作用。凝结过程对吸湿性强、可溶性强、带极性分子的粒径小于  $2\mu\text{m}$  的颗粒物去除效果较好。捕获作用则对粒径较大的飘尘具有较高的去除效益。总之湿沉降可进一步地使大气中的颗粒物和易溶于水的气体浓度降低，危害减小。

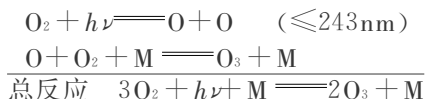
(3) 物理化学与生物化学过程：可使大气中某些有害的物质转变成无害的

物质,或者使某些物质的毒性降低甚至消失。

(4) 向平流层的扩散过程:包括水平方向上扩散过程和垂直方向上向平流层的扩散过程。大气污染物从污染源(人为源或天然源)进入大气,在大气中迁移、扩散沉降和滞留的同时,会发生种种物理化学反应和生物化学反应,其结果会使部分污染物发生转化或从大气中去除。对某一地区而言,如果排入量大于排出量,污染物就会在大气中积聚造成某些污染物的浓度升高,随着这一过程的持续,会直接或间接地对人体、其他生物或材料等造成各种危害。

### 3.5.3 臭氧层耗损

自然大气中  $O_3$  多分布在距地面  $10\sim 50\text{ km}$  的平流层中,其浓度峰值在距地面  $25\text{ km}$  左右, $O_3$  分子的混合比是指单位体积大气中所含  $O_3$  气体的体积,以  $\text{mL}/\text{m}^3$  表示; $O_3$  分子数密度是指单位体积内  $O_3$  的分子数,以分子数/ $\text{cm}^3$  表示。平流层中  $O_3$  分子的生成主要是  $O_2$  光解反应的结果:

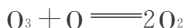


在自然状态的条件下  $O_3$  的消耗过程有两种,一是光解过程,主要是吸收波长为  $210\text{ nm} < \lambda < 290\text{ nm}$  的紫外线的光解:



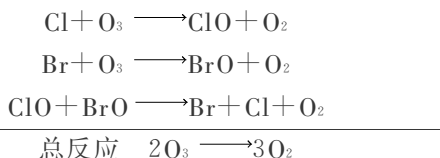
故  $O_3$  的光解生成与光解消耗过程均吸收了来自太阳的大部分紫外线,从而使地表生物免遭太阳紫外线的伤害。

另一个消耗过程为:

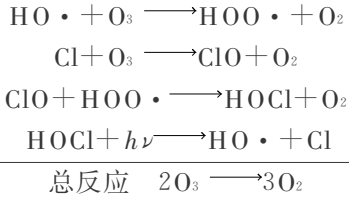


上述  $O_3$  的生成和耗损过程同时存在,在正常情况下它们处于动态平衡状态,因而  $O_3$  层中的  $O_3$  浓度保持恒定。然而由于现代工业的发展,人们的活动范围已进入了平流层,如超音速飞机的出现,它向平流层中排放大量水汽、氮氧化物、碳氢化合物等污染物,另外现代制冷工业、化学工业可释放制冷剂、喷雾剂和发泡剂,这些人工有机化合物均含有大量的 CFCs 类物质,这些 CFCs 类物质进入平流层,在太阳辐射的作用下,能够加速  $O_3$  耗损过程,即它们对  $O_3$  的光解过程起催化作用。目前许多科学家深入地探讨了平流层中  $O_3$  耗损反应过程机理。

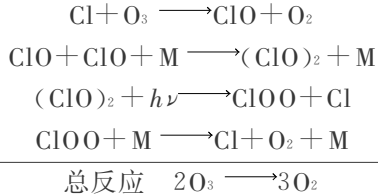
McElrog 等提出的氯和溴的协同作用机理:



Solomon 等提出  $\text{HO}\cdot$  和  $\text{HOO}\cdot$  自由基的氯链反应机理:



Molina 等提出的  $\text{ClO}$  二聚体链反应机理:



此外美国学者 Tung 等认为南极大陆上空存在特殊的大气环境(极昼、冷高压控制的下沉气流、特殊的地磁场),造成了每年 9~11 月份南极大陆上空平流层中  $\text{O}_3$  的快速耗损。不过许多学者认为人为排放的大量 CFCs 是造成  $\text{O}_3$  层破坏的主要原因。

### 3.5.4 影响大气污染的环境因素

一个区域大气污染程度取决于本区域污染源特征和环境因素。污染源特征决定着区域污染物数量和组成、排放方式和几何形状、相对位置和密集程度;环境因素决定了大气对污染物稀释扩散速率和迁移途径。这里主要讨论环境因素对大气污染物迁移的影响。

#### 1. 大气温度层结

大气温度层结即大气垂直方向上的温度梯度。假设某一气块与其周围大气无热量交换,且气块内部也未发生水的相态变化,这样的垂直升降运动过程称为气块的干绝热过程。气块在大气中发生干绝热垂直上升时,由于外界压力的减小而使气块的体积膨胀,这就使得气块抵抗外界压力而做功,这个功只能依靠消耗气块本身的内能来完成,因而气块温度就降低。相反,当气块在大气层中做垂直干绝热下降运动时,由于外界压力的增大,就要对气块压缩而对气块做功,转变为气块的内能,因而气块的温度就会升高,如图 3-8 所示。

描述气块在大气层中的干绝热升降运动过程中的温度  $T$ 、压力  $p$  之间关系的方程为:

$$T_2 = T_1 \cdot (p_2 / p_1)^{(A \cdot R_d / c_{pd})} \quad (3-5)$$

式中:  $T_1$  和  $T_2$  分别为气块干绝热垂直升降起始和终结时刻的温度;  $p_1$  和  $p_2$  分

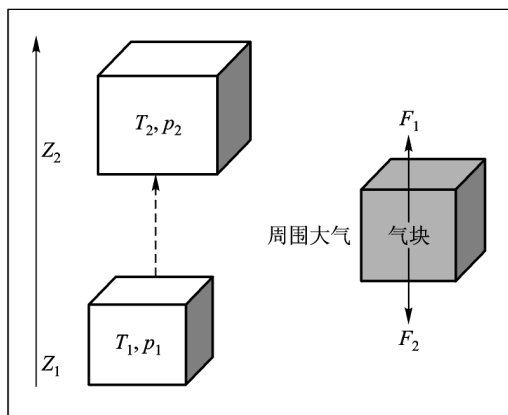


图 3-8 气块干绝热上升膨胀及其受力示意图

别为气块干绝热垂直升降起始和终结时刻的压力； $A$  为热功当量； $R_d$  为干绝热过程的状态常数； $c_{pd}$  为干空气的定压比热。

$$A \cdot R_d / c_{pd} = 0.286$$

于是，气块在大气层中的干绝热运动方程为：

$$T_2 = T_1 \cdot (p_2 / p_1)^{0.286} \quad (3-6)$$

此方程称为泊松方程。 $A \cdot R_d / c_{pd} = 0.286$  称为泊松常数。利用泊松方程就可以求出气块干绝热垂直升降到某一高度的温度值。干空气在上升过程中其温度降低值与其上升高度的比，称为干绝热垂直递减率，用  $r_d$  表示，其值通常可由下式求得：

$$\begin{aligned} r_d &= A \cdot g / c_{pd} = (2.39 \times 10^{-8} \times 980.665) / 0.2399 \text{ } ^\circ\text{C/cm} \\ &= 0.977 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C/cm} \end{aligned} \quad (3-7)$$

可见在区域的  $g$  和  $c_{pd}$  不变的情况下， $r_d$  为一常数。故利用  $r_d$  可求出气块干绝热垂直升降运动前后的温度变化，即：

$$T_2 = T_1 - r_d \cdot (Z_2 - Z_1)$$

如图 3-8 显示某气团在大气中受到的浮力为  $F_1$ ，其本身的重力为  $F_2$ ，则有下列方程式：

$$F_1 = V \cdot \rho \cdot g \quad (V \text{ 为本气团的体积, } \rho \text{ 为周围大气的密度, } g \text{ 为重力加速度)}$$

$$F_2 = V \cdot \rho \cdot g \quad (V \text{ 为本气团体积, } \rho \text{ 为本气团的密度, } g \text{ 为重力加速度)}$$

$$F = F_1 - F_2$$

$$\text{即: } a = F / (V \cdot \rho) = (\rho - \rho) \cdot g / \rho$$

$$\text{根据理想气体状态方程 } \rho = p / (R \cdot T)$$

$$\text{并根据准静力条件 } p_i = p \text{ 或 } \rho \cdot T_i = \rho \cdot T$$

则：
$$a = (T_i - T) \cdot g / T \tag{3-8}$$

式中： $T_i$  为本气团的气体温度； $T$  为本气团周围空气的温度； $a$  为本气团运动的加速度。从式(3-8)可知当  $T_i > T$  时本气团将上升，反之则下沉。

大气稳定性判断通常用到以下两个概念：气温垂直递减率( $r$ )：在垂直方向上每升高 100 m 气温变化值，对对流层而言  $r = -0.65^\circ\text{C}/(100\text{ m})$ 。干绝热垂直递减率( $r_a$ )：对于空气而言  $r_a = -1^\circ\text{C}/(100\text{ m})$ ，大气层的稳定度如图 3-9 所示。

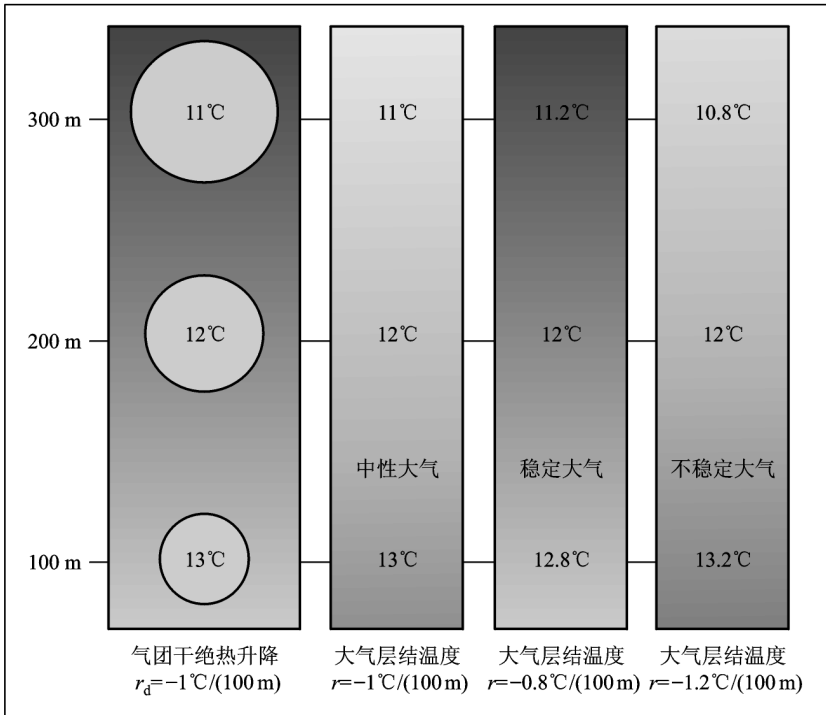


图 3-9 大气稳定性判断过程示意图

## 2. 风和湍流

风是空气的水平运动，风对大气污染物的作用一是输送作用，二是冲淡稀释作用；湍流是空气做不规则运动即风力时大时小的阵性、风向左右无规律摆动。大气运动具有十分明显的湍流特性，湍流运动的结果使气体的各部分得到充分混合。这种因湍流混合而使气体分散稀释的过程称为大气扩散。大气扩散是削弱大气污染危害程度的主要方式之一，但它并未从本质上消除大气污染的危害。单箱式模型是用来解析风力对一个区域或城市的大气污染状况影响的简单模

型。其应用的前题(假设)条件有:①所研究的区域或城市为一个箱子所笼罩,这个箱子的平面尺寸就是所研究的区域或城市的平面尺寸,箱子的高度是由地面计算的混合层高度;②箱子内的污染物浓度视作均匀分布;③箱子内(研究区域)地面的污染源分布也视为均匀分布。由于有上述的假设条件,因而其计算的结果是概略的,单箱模型也只较多地应用在高层次的决策分析中。根据整个箱子的输入、输出和图 3-10 可写出质量平衡方程式:

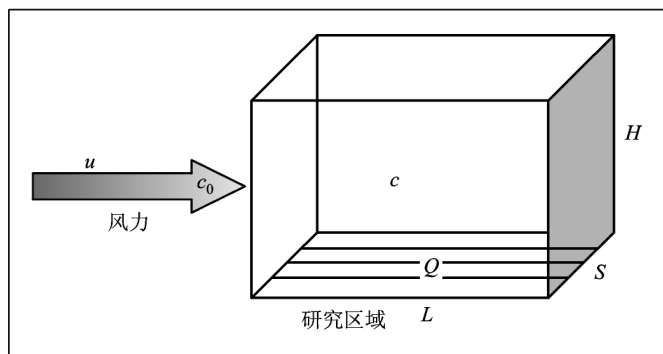


图 3-10 单箱模型示意图

$$dc/dt \cdot L \cdot S \cdot H = u \cdot S \cdot H \cdot (c_0 - c) + Q \cdot L \cdot S - K \cdot c \cdot S \cdot L \cdot H \quad (3-9)$$

式中:  $L$  为箱的长度;  $S$  为箱的宽度;  $H$  为箱的高度;  $c_0$  为箱的初始浓度即箱内污染物的本底浓度;  $K$  为污染物的衰减速率常数;  $Q$  为污染源的源强;  $u$  为平均风速;  $c$  为箱内污染物的浓度,  $t$  为时间。如不考虑箱内污染物的衰减, 即  $K=0$ , 且当污染源稳定排放时, 可以得到式(3-9)的解为:

$$c = c_0 + Q \cdot L(1 - e^{-u \cdot t/L}) / (u \cdot H) \quad (3-10)$$

当式(3-10)中的  $t$  很大时, 箱内的污染物浓度  $c$  随时间的变化趋于稳定状态, 这时的污染物浓度称为平衡浓度  $c_p$ , 由式(3-10)可得:

$$c_p = c_0 + Q \cdot L / (u \cdot H) \quad (3-11)$$

如果污染物在箱内的衰减速率常数  $K > 0$ , 式(3-9)的解为:

$$c = c_0 + (Q/H - c_0 K) / (u/L + K) [1 - e^{-(u/L + K)t}] \quad (3-12)$$

这时的平衡浓度为:

$$c_p = c_0 + (Q/H - c_0 K) / (u/L + K) \quad (3-13)$$

### 3. 地理因素

地理因素也是影响大气污染的重要因素, 它主要包括: ①地形与地物; ②山

谷风;③海陆风及局部地区的水陆风;④植物群落类型;⑤人工建筑群及城市热岛环流。

### 3.5.5 城市小气候

#### 1. 人类活动对城市气候的影响

城市小气候是大气圈局部经人类活动强烈影响之后,形成的一种特殊的人工气候。人类活动影响大气圈的主要方式可以归结为:①改变下垫面的物质组成及其性质,在城市形成的过程中大量的自然地表景观如森林-土壤系统、草地-土壤系统、湿地-土壤系统或农作物-土壤系统被摧毁,取而代之的大片建设用地,形成了以人工建筑物、水泥、沥青路面和少量绿地景观组成的系统,这样就极大地改变了地表的能量传输平衡,人工建筑物改变了近地大气层太阳短波辐射和地气长波辐射的发射-反射-吸收过程,阻断了地-气之间的物质交换过程。②改变了区域大气化学组成,由于传统城市是国家工商业、交通运输业、人群生产生活活动的中心,从而使城市成为资源消耗、废弃物排放的中心,加之生产工艺落后和缺乏必要的环境保护基础设施,使各种各样的废弃物滞留于城市环境之中,并显著地改变了城市大气的化学组成,也极大地增强了城市低层大气对太阳短波辐射的吸收作用。③城市是人类活动的中心,同时也是能量消耗的中心,根据能量守恒定律,城市人群消耗的化学能和电能最终均以等量的热能形式排放到城市环境之中,改变了城市气候的热状况。上述影响必然对城市气候产生重要的影响。

#### 2. 城市气候的特征

在上述人类活动的影响下,形成了特殊的城市小气候。与城市外围大气候相比较,城市小气候具有“五岛效应”,即热岛、浑浊岛、干湿岛、静风岛、劣质岛。城市小气候与效区气候状况的比较如表3-8所示。根据观测资料,1979年12月13日20时,上海市中心气温为 $8.5^{\circ}\text{C}$ ,近郊为 $4^{\circ}\text{C}$ ,而远郊仅有 $3^{\circ}\text{C}$ 。这种“热岛效应”日益显著和广泛,我国观测到的最大“热岛效应”即城市中心气温与同时刻郊区气温之差值,上海市曾经有过 $6.8^{\circ}\text{C}$ ,北京市曾经有过 $9^{\circ}\text{C}$ ,加拿大的温哥华市曾经有过 $11^{\circ}\text{C}$ ,德国的柏林市曾经有过 $13.3^{\circ}\text{C}$ 。在这种“热岛效应”的影响下,城市上空的云、雾会增加,城市的风、降水等也会发生变化,即引起城市出现“雨岛效应”、“雾岛效应”、“能见度较差的盲岛”等。例如,上海市区汛期雨量平均比远郊多50 mm以上。城市雾气多由工业、生活排放的各种污染物形成的酸雾、油雾、烟雾、光化学雾等混合而成。据有关资料表明,北京市城区雾日每年平均30 d,近郊区15 d左右,远郊区则不足10 d;重庆市有中国的“雾都”之称,年平

均雾日达 101 d, 雾日最多的年份可高达 205 d(1950 年), 重庆市区有两个雾季, 即晚秋到冬季、夏季, 这两个时段雾在郊区县却不明显。同时雾还阻滞空气中尘粒子和有害气体的稀释和扩散, 减弱太阳辐射, 损害城市大气质量, 不仅危害动植物和人群健康, 还会妨碍城市交通和供电, 如图 3-11 所示。因此, 城市规划必须注意小气候特点, 选择适宜树种, 有目的地进行绿化、调节气温、净化空气, 以优化城市小气候。

表 3-8 城市小气候与郊区气候状况的比较

气候要素	城区气候与郊区的比较
地表接受的总辐射量	减少 15%~20%
日照时数	减少 5%~15%
平均气温	明显增加
气态污染物浓度	增加 5%~25%
气溶胶和颗粒物浓度	增加 10 倍以上
年均风速	减少 20%~30%
年均降水量	增加 5%~10%
云量	增加 5%~10%
年均大雾日数	增加 30%~100%
年均相对湿度	减少 2%~8%

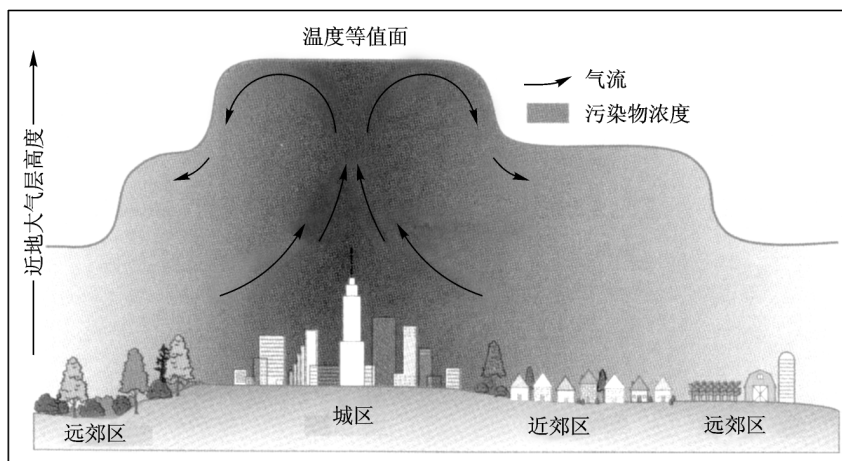


图 3-11 城市热岛效应状况示意图

## 3.6 思考题与个案分析

1. 大气污染源有哪几种? 试比较分析乡村与城市主要大气污染物的异同。

2. 在大气污染治理中,在不同的气候类型区对颗粒物的治理方式有哪些?
3. 治理气态污染物的主要方式有哪些?
4. 汽车尾气污染与其他气态污染物有哪些异同? 常用的治理方式有哪一种?
5. 全球气候变暖的主要原因是什么? 其主要的危害是什么? 如何能够有效地解决全球气候变暖问题?
6. 酸雨的主要类型是哪些? 它的产生原因与主要危害是什么?
7. 如何认识臭氧在大气层中的作用? 臭氧层破坏的主要原因是什么? 臭氧层空洞的存在会带来什么后果?
8. 你认为防治大气污染最有效的方法有哪些?