

大 气

本章关键词

大气(atmosphere)

大气气溶胶(atmospheric aerosols)

臭氧(ozone)

对流层(troposphere)

气温垂直递减率(temperature lapse rate)

标准大气(standard atmosphere)

干洁空气(clean air)

水汽(water vapor)

摩擦层(frictional layer)

平流层(stratosphere)

逆温层(inversion layer)

我们把受地球重力吸引包围着地球表面的整个空气圈称为大气。人类生活在大气圈中,会感受到大气一幕幕千变万化的景象:有时蓝天白云烈日炎炎,有时烟雨蒙蒙如诗如画,有时乌云滚滚狼奔豕突,有时雷电交加暴雨倾盆。大气无时无刻不在演绎着天气的变化,与航空飞行活动息息相关。人类的飞行活动必须趋利避害,因此对大气进行探索是非常必要的,并且还需要对天气现象、过程进行科学分析。

1.1 地球大气的成分和结构

1.1.1 大气的成分

地球大气是随着地球的形成而出现的。在地球 46 亿年的漫长演化过程中,随着植物的进化,大气中的氧气从缓慢增加逐渐发展到快速增加,大约数亿年前达到了现代的组成,称为现代大气,也叫氧化大气。现代大气可看作一种混合物,按照其各种组成成分在大气过程中作用不同,现代大气主要由 3 个部分组成:干洁空气、水汽和大气杂质。

1. 干洁空气

干洁空气是构成大气的最主要成分,即一般意义上所说的空气。如图 1.1 所示,氮气和氧气是组成干洁空气的主要成分,其体积分别占整个干洁空气的 78% 和 21%;剩下的

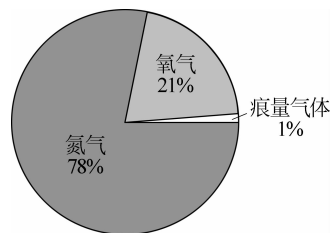


图 1.1 干洁空气的成分



1%由其他几种气体构成,如二氧化碳、臭氧、氙气、氡气等,这些气体被称为痕量气体。干洁空气的这一比例在 50km 高度以下基本保持不变。

在构成干洁空气的多种成分中,对天气影响较大的是二氧化碳和臭氧。

1) 二氧化碳

二氧化碳主要来自于化石燃料的燃烧、工业生产过程中排放的废气、动物的呼吸过程、火山喷发、森林开伐等。

除臭氧之外,大气中各种成分的气体几乎都不能直接吸收太阳短波辐射,因此大量的太阳辐射会穿过大气层到达地面,使地面增温。二氧化碳基本上也不直接吸收太阳短波辐射,而地面受热后放出的长波辐射能被二氧化碳吸收,这样热量不会大量向外层空间散发,对地球起到了保温作用。人们把二氧化碳气体类似温室的增温作用称为“温室效应”。

随着城市化进程的加快,大气中二氧化碳的浓度快速增加,对大气温度的影响已引起人们的广泛关注。气温变化会对天气、气候变化产生一系列重大影响,对飞行气象条件也会产生相应的影响。

2) 臭氧

臭氧是大气中最重要的痕量气体成分之一。在太阳辐射作用下,氧分子离解为氧原子,氧原子再和大气中的其他氧分子结合生成臭氧。在海拔高度 15~50km 之间的大气层是一个臭氧含量相对集中的层次,称为臭氧层。臭氧层通过吸收太阳紫外辐射而增温,改变了大气温度的垂直分布。但同时避免了地球生物遭受过多紫外线的照射。由于汽车、飞机及其他工业生产等大量废气的排放,臭氧层已遭到一定程度的破坏,科学家已观测到南极上空的臭氧空洞,即臭氧层遭到破坏后出现的臭氧减少或消失。这对地球上的天气、气候、地球生物等都可能产生长久的影响。

2. 水汽

水汽是由地表和潮湿物体表面的水分蒸发进入大气形成的,其主要来源于江河湖海的蒸发和植物的蒸腾作用。大气中水汽含量约占整个大气体积的 0~5%,并随着高度的增加而逐渐减少,在离地 1.5~2km 高度上,水汽含量约为地面的一半,5km 高度上仅为地面的 1/10。水汽的地理分布也不均匀,水汽含量(按体积比)平均为:从极区的 0.2%到热带的 2.6%,干燥的内陆沙漠近于零,而在温暖的洋面或热带丛林地区可达 3%~4%。

水汽是成云致雨的物质基础,因此大多数复杂天气都出现在中低空,而高空天气往往很晴朗。水汽随大气运动而运动,并可在一定条件下发生状态变化,即气态、液态和固态(水汽、水滴、冰粒)之间的相互转换。这一变化过程都会同时伴随着热量的释放或吸收,如水汽凝结成水滴时要放出热量,放出的热量称为凝结潜热。反之,液态的水蒸发成水汽时要吸收热量。水汽直接冻结成冰的过程叫凝华,而冰直接变成水汽的过程叫升华(见图 1.2)。

可变的水汽对大气的热力作用非常重要。在大气中运动的水汽,可通过其状态变化传输热量,如甲地水汽移到乙地凝结,就把热量从一个地方带到了另一个地方;或低层水汽上升到高空凝结,热量就从低空输送到了高空。热量的传递是大气中的一个重要物理过程,与气温及天气变化关系密切。

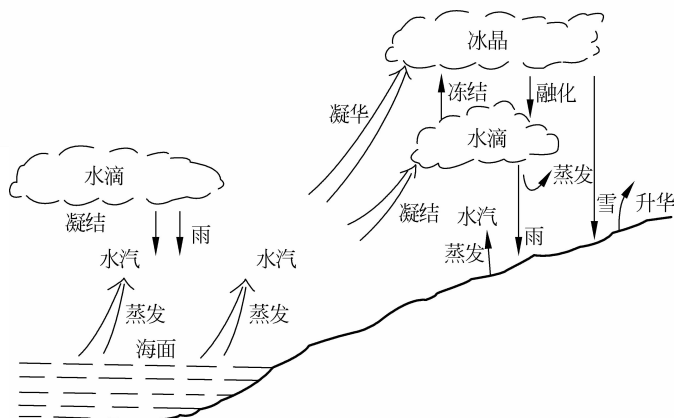


图 1.2 水汽相变与循环示意图

3. 大气杂质

大气杂质又称为气溶胶粒子,是指悬浮于大气中的固体微粒或水汽凝结物。固体微粒包括烟粒、盐粒、尘粒等。烟粒主要来源于物质燃烧,盐粒主要是溅入空中的海水蒸发后留下的盐核,而尘粒则是被风吹起的土壤微粒和火山喷发后在空中留下的尘埃。水汽凝结物包括大气中的水滴和冰粒。在一定的天气条件下,大气杂质聚集,会形成各种天气现象,如云、雾、雨、雪、风沙等,它们使大气透明度变差,并能吸收、散射和反射地面和太阳辐射,影响大气的温度。此外,固体杂质还可充当水汽的凝结核,在云、雾、降水等的形成过程中起着重要的作用。

1.1.2 大气的结构

整个大气层具有相当大的厚度,由于地球引力与距离的平方成反比,所以地球大气的成分、温度以及其他的物理属性随高度变化很大,但在水平方向上空气的性质却相对比较均匀,即大气表现出一定的层状结构。这一结构可通过对大气进行分层来加以描述。

1. 大气垂直分层的依据

大气分层的主要依据是气层气温的垂直分布特点,这一特点可用气温垂直递减率来描述。气温垂直递减率定义为

$$\gamma = -\Delta T / \Delta Z \quad (1.1)$$

式中, ΔZ 为高度变化量; ΔT 为相应的温度变化量; γ 为气温随高度变化的快慢。从式(1.1)可以看出,气温随高度的变化有3种情况:① $\gamma > 0$,即气温随高度上升而降低;② $\gamma < 0$,即气温随高度上升而升高;③ $\gamma = 0$,即气温不随高度的变化而变化。

在实际运用中, γ 的单位通常为“ $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ”,即摄氏度每100m。国外常用“ $^{\circ}\text{C}/1\,000\text{ft}$ ”,即摄氏度每1000ft。

如果已知某高度 Z_1 的气温为 T_1 ,气层的气温垂直递减率为 γ ,则另一高度 Z_2 的气温可用下式计算

$$T_2 = T_1 - \frac{Z_2 - Z_1}{100} \cdot \gamma \quad (1.2)$$



2. 大气垂直分层

通过大气探测发现,大气结构如图 1.3 所示。大气的结构可分为对流层、平流层、中间层、暖层和散逸层 5 层。下面主要讨论与飞行活动有关的对流层和平流层。

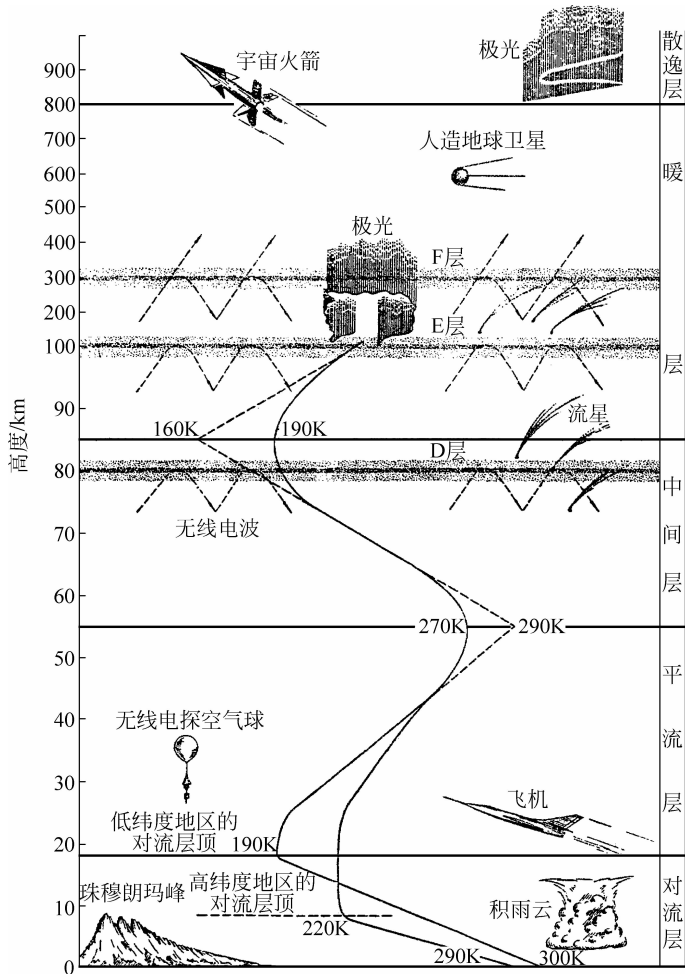


图 1.3 大气结构示意图

1) 对流层

对流层是地球大气中最低的一层,其中集中了约 75% 的大气质量和 99% 的水汽和大气杂质。90% 以上的水汽,云、雾、降水等天气基本上都出现在对流层,飞机也主要在这一层中飞行。

对流层以地面为下边界,上边界(对流层顶)的高度随纬度、季节、天气等因素而变化。平均而言,低纬度地区(南北纬 30° 之间)上边界高度为 17~18km,中纬度地区(纬度 30°~60°)为 10~12km,高纬度地区(纬度在 60° 以上)为 8~9km。同一地区对流层上边界高度是夏季大于冬季。此外,天气变化对对流层的厚度也有一定影响。

对流层主要有以下 3 个特征。



(1) 气温随高度升高而降低。对流层大气的热量来源于空气吸收地表长波辐射, 靠近地面的空气受热后将热量向高处传递, 因此在对流层中, 气温普遍随高度升高而降低, 即 $\gamma > 0$ 。高山常年积雪的原因也在于此。根据实际探测, 对流层中的平均气温垂直递减率 $\bar{\gamma} = 0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。利用这一数值, 如果已知某地地面气温为 T_0 , 则可以大致推算出该地 Z 高度上的气温 T_Z , 见式(1.3)。事实上, γ 会随时间、地点、高度的变化而变化, 因此按上述方法计算有时会出现误差。

$$T_Z = T_0 - \bar{\gamma}Z \quad (1.3)$$

通过实际观测可以发现, 在对流层中有时会出现气温随高度上升而升高 ($\gamma < 0$) 或者气温不随高度的变化而变化 ($\gamma = 0$) 的现象 (见图 1.4)。我们将气温随高度上升而升高的气层称为逆温层; 将气温不随高度变化而变化的气层称为等温层。这两种气层对大气运动或某些天气现象的形成具有特殊的作用, 这将在下文中进行讨论。

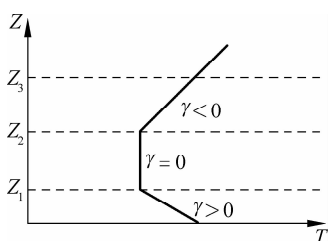


图 1.4 气温垂直递减方式

(2) 气温、湿度的水平分布很不均匀。对流层与地面相接, 其温度、湿度特性主要受地表性质的影响, 故在水平方向上分布很不均匀。如南北空气之间明显的温差, 海陆之间空气的湿度差异等。

(3) 空气具有强烈的垂直混合。由于对流层低层的暖空气总是具有上升的趋势, 而上层冷空气总是具有下沉的趋势, 加之温度水平分布不均匀, 因此对流层中空气多为垂直运动, 且具有强烈的垂直混合现象。这也是对流层得名的原因。

在对流层中, 按气流和天气现象分布的特点, 可分为下、中、上 3 个层次。

(1) 对流层下层 (自地面到 1 500m 高度, 又称为摩擦层) 厚度表现为夏季大于冬季, 白天大于夜间。该层受地表热力作用和摩擦作用的影响大, 由于该层对流和乱流很强, 水汽充足, 因而常有低云、雾霾等天气现象出现。地面到 100m 高度称近地面层, 此层气温、湿度和风速等变化最为强烈, 在短时间内和短距离内都能产生剧烈变化, 对飞机起降和低空飞行影响很大。在摩擦层顶以上, 大气几乎不受地表摩擦作用的影响, 称为自由大气。

(2) 中层 (摩擦层顶到 6 000m 高度) 空气运动受地表影响较小, 气流相对平稳, 可代表对流层气流的平均状态, 云和降水大多生成于这一层。

(3) 上层 (从 6 000m 高度到对流层顶) 受地表影响更小, 水汽含量很少, 气温通常在 0°C 以下, 该层的云主要是由冰晶或过冷水滴组成。对流层顶是对流层和平流层之间的过渡层, 厚度为数百米到 1~2km。对流层顶的气温随高度的增加突然降低缓慢, 或者几乎不变, 成为上下等温。它可以阻挡对流层中的对流运动, 从而使下边输送上来的水汽微尘聚集在其下方, 使该处大气的混浊度增大。

2) 平流层

平流层从对流层顶到大约 55km 的高度, 现代大型喷气式运输机的高度可达到平流层底层。在平流层中, 气温随高度的增加而升高。这是由于平流层中空气的热量主要来源于臭氧吸收太阳紫外辐射。平流层离地面较远, 受地表影响极小, 空气运动几乎不受地形阻碍及扰动, 因此气流运动及温度、湿度分布也比对流层有规律得多。平流层内气流比较平稳, 空气几乎没有垂直运动。平流层中空气稀薄, 水汽和杂质含量极少, 只有极少数垂直发展相当旺盛的云体能伸展到这一层来, 故平流层中通常天气晴朗, 飞行气象条件良好。



飞机在平流层中飞行比较平稳、阻力小,但因该层空气密度很小,故驾驶操纵的反应力也小,即在该层飞行,可操纵性要低于在对流层中飞行。

1.1.3 大气的性质

1. 地球大气的基本性质

大气在物理特性上属于流体,除了具有一般流体的连续性、流动性和黏滞性等特点以外,还具有非常特殊的可压缩性。

1) 连续性

在研究地球大气的运动规律时,常把大气视作连续介质,即把由离散的气体分子构成的实际流体,当作是由无数流体质点无间隙地连续分布而构成的,故在大气中形成各种物理量场,并能使用数学分析,对流体力学问题进行理论求解。关于连续介质的假设,在对流层和平流层中均能满足,但相对于飞机在空气中飞行,当出现空气动力学中的激波区时,只要把激波考虑成物理量场的间断面或不连续面,此时仍可采用连续介质的假设。

例如:在讲到某一点流体的密度时候,从微观上讲是无意义的,但从宏观上讲流体的密度就有意义,它就是

$$\rho = \lim_{\Delta v \rightarrow 0} \frac{\Delta M}{\Delta V} = \frac{dm}{dv} \quad (1.4)$$

式中, ρ 为空气密度; M 为空气质量; V 为空气体积。

2) 流动性

流体的流动性不难理解,就是在切应力的作用下,可以任意变形,没有一定的形状,只要时间充分,形变可以一直进行下去,这就是流体的流动性。

3) 黏性

流体分子之间存在着黏性,也叫黏滞性。表现为在两层流体间有相对运动时,因分子热运动的动量交换作用,在流体层之间存在一种相互牵制的作用力,称为分子黏性力。当运动速度较小时,黏性力对流体运动不起主导作用,尤其是大气,常可把它视作无黏性的理想流体,例如自由大气就是一种近似的理想流体。

4) 特殊的可压缩性

一般流体都是可压缩的,气体的可压缩性比液体的可压缩性更大。但当气流速度较小时,其可压缩性并不明显。气象学中常把大范围的空气水平运动当作不可压缩的流体来处理。

大气除了具有流体的共性之外,还具有气体的个性。

(1) 空气的运动常与热量的输送紧密联系,大气密度的空间分布不仅与气压有关,还与密度有关。

(2) 空气的运动常包含两种运动,一种是有规则的运动,另外一种是无规则的运动,即对流运动和湍流运动。

2. 大气的状态方程

大气密度的空间分布与压强和温度有关,所以大气的运动与热量传递有关。在通常的



温度、压强条件下,空气及其各组成气体均可视为理想气体,即满足理想气体状态方程。

$$\rho V = \frac{m}{M} R^* T \quad (1.5)$$

式中, ρ 为气压; V 为体积; M 为摩尔质量; m 为质量; $R^* = 8.31 \text{ J}/(\text{mol} \cdot \text{K})$, 称为摩尔气体常数; T 为温度。

1) 干空气状态方程

干空气作为由理想气体组成的均匀混合气体,可视为单一成分,故干空气状态方程为

$$p_d = \frac{m}{V} \frac{R^*}{M} T = \rho_d R_d T \quad (1.6)$$

式中, p_d 表示干空气压强; ρ_d 为干空气密度; R_d 为干空气的比气体常数, $R_d = \frac{R^*}{M_d} = 287 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$, $M_d = 28.964 \text{ kg}/\text{kmol}$ 。

2) 水汽状态方程

按照以上公式,可得水汽的状态方程

$$e = \rho_v R_v T \quad (1.7)$$

式中, e 表示水汽分压强,即水气压; ρ_v 为水汽密度; R_v 为水汽的比气体常数, $R_v = \frac{R^*}{M_v} = 461 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$, $M_v = 18.016 \text{ kg}/\text{kmol}$, 比气体常数表示单位质量理想气体的气体常数,随气体的种类而异。

3) 湿空气状态方程

在对流层中,尤其是低层、空气中总含有一定量的水汽,通常把含有水汽的空气称为湿空气(moist air), 以与干空气相区别。湿空气的状态方程可由湿空气密度 $\rho = \rho_d + \rho_v$ 的表达式来确定,并以 $p = \rho_d + e$ 表示湿空气的压强。

$$\rho = \rho_d + \rho_v = \frac{p_d}{R_d T} + \frac{e}{R_v T} = \frac{1.608(\rho - e) + e}{R_d T} = \frac{p}{R_d T} \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right)$$

必须指出的是,对湿空气中的水汽,道尔顿分压定律只是近似适用,故上述公式中使用水汽的状态方程式,会有一定的误差。

由于一般水汽含量较少,即 $e \ll p$, 故上述公式可改写为 $p = \rho R_d T \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right)^{-1}$

将上式的右端乘以 $\left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right) / \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right)$, 不计 $\left(0.378 \frac{e}{p}\right)^2$, 则得

$$p = \rho R_d T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p}\right)$$

常定义 $T_v = T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p}\right)$, 称为虚温(virtual temperature), 此时 $p = \rho R_d T_v$ 就变为 $p = \rho R_d T \left(1 + 0.378 \frac{e}{p}\right)$, 从形式上看可以发现该公式和干空气方程类似, 差别在于用虚温代替了实际温度。

由于湿空气中的水汽含量可变, 故使得湿空气的“比气体常数”可变, 但这样有悖于比气体常数的含义, 故引进虚温的概念, 仍以干空气比气体常数来表示湿空气状态方程相对来说比较方便。实际大气中含有 $0 \sim 7\%$ 的水汽, 由于水汽密度低于干空气密度, 故湿空气的密



度常小于由公式的计算值,对热带低层的潮湿空气,偏低约 $1\% \sim 2\%$,在比较精确的测定中,必须考虑湿空气中水汽引起的密度修正,此时应以虚温代替实际气温,即假设气温稍有升高或温度升高后,干空气的密度与湿空气的密度一致。

3. 正压大气与斜压大气

正压大气密度的分布只依赖于气压分布,是一种理想化的模式大气。在正压大气中,等压面、等密度面和等温面是重合的,因此,在等压面上没有等温线,水平温度梯度为零,热成风也为零。

在正压大气中,等压面上各点的温度相同,两个等压面之间的厚度也处处相同,等压面彼此是平行的,而且各个等压面上的风也一样,因此,可以用某一个等压面上的运动状态,代表整层大气的运动状态,这种模式称为正压模式。在实践中,常近似地把 500hPa (百帕)等压面当作正压场,用它代表整层大气的情况。

由于正压模式处理简单,而且可以改变其中的某些参数使其与斜压大气更接近,因此,正压模式至今仍在有效地应用。在低纬大气中,等压面上的等温线很稀疏,此时可用正压大气去近似。在正压大气中,扰动发展的能源主要来自平均运动的动能。

斜压大气密度的分布决定于气压,同时又依赖于气温的分布。与正压大气不同,斜压大气中的等压面、等密度面和等温面是彼此相交的。而且,等压面上的等温线越密集(温度梯度越大),斜压性越强,反之,等压面上的等温线越稀疏(温度梯度越小),斜压性越弱。因为地转风随高度的变化依赖于两等压面间的平均温度梯度,所以,在斜压大气中才有热成风,有地转风随高度的变化。在大气中斜压性较强的区域,常伴有运动状态的急剧变化或带来强烈的天气变化,例如,大气中的锋面区域。在斜压大气中,天气系统既有水平变化,也有一定的铅直结构,大气的运动状态,在不同高度上不同。因此,决不能用一个层次的状态来概括整个大气层的情况,而需用多层次的不同情况来分别描写,即用斜压模式。在斜压大气中,扰动发展的能源主要来自大气全势能的释放。

4. 标准大气

大气的物理状况复杂多变,实际大气状态是在不断变化着的,而飞机的性能和某些仪表(高度表、空速表等)的示度,都与大气状态有关。其中主要表现为气压、温度和密度的垂直分布,这些大气状态的参数在航空航天设计、飞行器技术、军事和空间科学中应用比较广泛。为了建立可供参考和比较的标准,根据大量的高空大气探测资料和有关理论,对主要大物理特性随高度的平均分布规定一种最接近实际大气的大气结构模式,称为标准大气。

世界气象组织关于标准大气的定义是:“能粗略地反映周年、中纬度状况的、取得国际认可的,假定的大气温度、压强和密度的垂直分布。假定空气服从使温度、气压和密度与位势建立关系的理想气体定律和流体静力学方程。考虑随地球的旋转,在周日循环和半年变化,从活动到平静的地磁影响条件范围,以及从活动到平静的太阳黑子条件的平均值。它的典型用途是作为气压高度表校准、飞机性能计算、飞机和火箭设计、弹道制表和气象制图的基准。在一个时期内,只能规定一个标准大气,这个标准大气,除相隔多年进行修正外,不允许经常变动”。

目前由国际民航组织统一采用的标准大气,与我国北纬 45° 地区的大气十分接近,低纬



度地区则有较大偏差。我国规定,在建立自己的标准大气之前,取其 30km 以下部分作为国家标准,其特性规定如下。

- (1) 干洁大气,且成分不随高度改变,平均分子量 $m = 28.9644$;
- (2) 具有理想气体性质;
- (3) 标准海平面重力加速度 $g_0 = 9.80665 \text{m/s}^2$;
- (4) 海平面气温 $T_0 = 288.16 \text{K} = 15^\circ\text{C}$; 海平面气压 $P_0 = 1013.25 \text{hPa} = 760 \text{mmHg} = 1$ 个大气压; 海平面空气密度 $\rho_0 = 1.225 \text{kg/m}^3$;
- (5) 处于流体静力平衡状态;
- (6) 在海拔 11 000m 以下,气温直减率为 $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$; 从 11 000 ~ 20 000m,气温不变,为 -56.5°C ; 从 20 000 ~ 30 000m,气温直减率为 $-0.1^\circ\text{C}/100\text{m}$ 。

标准大气的气温、气压和相对密度(某高度的空气密度与海平面空气密度之比)随高度的分布情况见表 1.1。

表 1.1 标准大气

高度/km	温度/ $^\circ\text{C}$	气压/hPa	相对密度/%
20.0	-56.5	54.7	7.2
17.5	-56.5	81.2	10.7
15.0	-56.5	120.5	15.8
12.5	-56.5	178.7	23.5
10.0	-50.0	264.4	33.7
7.5	-33.7	382.5	45.4
5.0	-17.5	540.2	60.1
2.5	-1.3	746.8	78.1
1.0	8.5	898.7	90.7
0.5	11.7	954.6	95.3
0.0	15.0	1 013.25	100.0

1.2 基本气象要素的变化对飞行的影响

表示大气状态的物理量和物理现象通称为气象要素。气温、气压、湿度等物理量是气象要素,风、云、降水等天气现象也是气象要素,它们都能在一定程度上反映当时的大气状况。本节讨论三种最基本的气象要素——气温、气压和空气湿度,它们也称为三大气象要素。

1.2.1 气温

1. 基本概念

气温是表示空气冷热程度的物理量,实质上是空气分子平均动能大小的宏观表现。一般情况下可将空气看作是理想气体,这样空气分子的平均动能就是空气内能,因此气温的升高或降低,也就是空气内能的增加或减少。气温通常用三种温标来量度,即摄氏温标($^\circ\text{C}$)、华氏温标($^\circ\text{F}$)和绝对温标(K)。



(1) 摄氏温标: 将标准状况下纯水的冰点定为 0°C , 沸点定为 100°C , 其间分为 100 等分, 每一等分为 1°C 。

(2) 华氏温标: 将纯水的冰点定为 32°F , 沸点定为 212°F , 其间分为 180 等分, 每一等分为 1°F 。 1°C 与 1°F 是不相等的, 通过式(1.8)可将摄氏度换算为华氏度。

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad (1.8)$$

式中, F 表示华氏温度; C 表示摄氏温度。

(3) 绝对温标: 在绝对温标下, 以冰、水和水汽平衡共存的三相点为此温标的 273.16K , 水的沸点为 373.16K 。绝对温标多用于热力学理论研究。

2. 气温变化的基本方式

在实际大气中, 气温变化的基本方式可分为非绝热变化和绝热变化。

1) 非绝热变化

非绝热变化是指空气块通过与外界的热量交换而产生的温度变化。气块与外界交换热量的方式主要有传导、辐射、对流、乱流和蒸发凝结(包括升华、凝华)。

(1) 传导。空气依靠分子的热运动, 将热量从高温物体直接传递给低温物体, 从而达到热量平衡的传热方式。由于空气分子间隙大, 通过传导交换的热量很少, 仅在贴地层中较为明显。

(2) 辐射。辐射是指物体以电磁波的形式向外放射能量的传热方式。一切温度不低于绝对零度的物体, 都会向周围放出辐射能, 同时也吸收周围的辐射能。物体温度越高, 辐射能力越强, 辐射的波长越短。如物体吸收的辐射能大于其放出的辐射能, 温度就要升高, 反之则温度降低。

地球一大气系统热量的主要来源是吸收太阳辐射(短波)。当太阳辐射通过大气层时, 有 24% 被大气直接吸收, 31% 被大气反射和散射到宇宙空间, 余下的 45% 到达地表。地面吸收其大部分后, 又以反射和辐射(长波)的形式回到大气中, 大部分被大气吸收。同时, 大气也在不断地放出长波辐射, 有一部分又被地表吸收。这种辐射能的交换情况极为复杂, 但对大气层而言, 对流层热量主要直接来自地面的长波辐射, 平流层的热量主要来自臭氧对太阳紫外线的吸收。因此这两层大气的气温分布有很大的差异。总的来说, 大气层白天由于太阳辐射而增温, 夜间由于向外放出辐射而降温。

(3) 对流。当暖而轻的空气上升时, 周围冷而重的空气便下降来补充, 这个升降运动称为对流。通过对流, 上下层空气互相混合, 热量随之得到交换, 使低层的热量传递到较高的层次。这是对流层中热量交换的重要方式。

(4) 乱流。空气不规则的小范围涡旋运动称为乱流, 又称湍流。乱流使空气微团产生混合, 气块间热量随之得到交换。摩擦层下层由于地表的摩擦阻碍而产生扰动, 以及地表增热不均而引起空气乱流, 是乱流活动最强烈的层次。乱流是摩擦层中热量交换的重要方式之一。

(5) 蒸发(升华)和凝结(凝华)。水的三态变化伴随着热量的释放或吸收。水在蒸发(或冰在升华)时要吸收热量; 而水汽在凝结(或凝华)时, 会放出热量。这些热量称为潜热。如果蒸发(升华)的水汽, 不是在原处凝结(凝华), 而是被带到别处去凝结(凝华), 就会使热