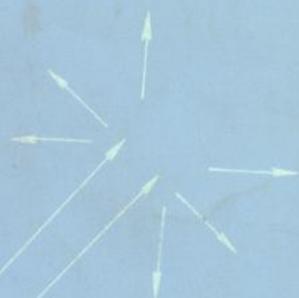


孙景群 编著



激光大气探测

科学出版社

379
491

激光大气探测

孙景群 编著

科学出版社

1986

8610428

DS86 103

内 容 简 介

本书介绍激光遥感探测大气物理量的基本内容、探测原理和观测实例，反映了这一大气探测领域的国内外现状，并展望激光大气遥感探测这一分支学科的发展前景。

本书可供从事大气物理、大气探测、空间物理、环境科学和激光应用等研究工作和实际工作人员参考。对于大专院校大气物理和激光等专业的教师、研究生和高年级学生，本书也有一定参考价值。

激 光 大 气 探 测

孙景群 编著

责任编辑 赵徐懿 谭卫峇

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1986年3月第一版 开本：787×1092 1/16

1986年3月第一次印刷 印张：17 1/2

印数：0001—1,400 字数：399,000

统一书号：13031·3085

本社书号：4336·13—15

定价：4.10元

序 言

用光学方法进行大气探测,早在本世纪三十年代就有过尝试,然而利用非相干光源进行大气探测,受到光源性能多方面的限制,从而使得大气光学探测这一分支学科进展缓慢。直至1960年激光问世以后,由于这一新型光源具有单色性好、相干性强、准直性高以及高亮度、大功率等特点,立即受到各有关方面的重视,并获得广泛应用。从1962年开始,一些先进国家就开始研制大气探测激光雷达,而且提出了大气探测的种种设想,并进行了实际探测。

我国自1965年开始,先后研制了大气探测激光雷达和激光测云仪等,并开展了一系列激光大气探测原理的研究和实际应用。例如,在激光探测云雾、气溶胶、烟羽、能见度以及大气污染气体浓度等方面都取得了不少进展,并在机场探测云底高度、研究大气污染的扩散规律和监测污染气体浓度等实际工作中获得一定应用。

目前,世界上已有近二十个国家开展了激光大气探测的研究,并取得了长足的进展。激光不仅能从地面探测大气污染,风和湍流,云雾、降水和能见度,高层大气以及大气温度、湿度和气压等;而且激光还有可能在航天飞机上由外层空间探测大气,为进一步将激光探测用于气象卫星奠定基础。

近年来,激光大气探测虽仍以探索激光大气探测的潜在能力和研究新的探测原理为主,然而,激光大气探测在实际工作和大气物理研究中的应用已日益受到重视。激光大气探测原理和探测技术也都取得了突飞猛进的发展,可以期望,正在蓬勃兴起的激光大气探测将成为很有前途的大气遥感探测新分支。

本书共分十章。第一章介绍激光大气探测的对象和大气环境的基本知识。第二章介绍激光在大气中的衰减、闪烁以及大气对激光的散射和吸收效应,这是激光大气探测的物理基础。第三章介绍激光雷达的结构和工作原理以及用于激光大气回波定量分析的光雷达方程和信噪比公式。第四章至第九章分别介绍污染气体浓度,烟和尘,风和湍流,云雾、降水和能见度,高层大气以及大气温度、湿度和气压等激光探测原理和观测实例。第十章展望了激光大气探测的前景,它将进一步发展成气象卫星主动遥感探测系统,并将随着激光大气探测在实际工作和大气物理研究中的应用,逐渐形成一门新的分支学科——激光气象学。

本书力求反映激光大气探测的国内外现状,不仅介绍一些较成熟的探测原理和应用实例,还介绍一些正在探索而又颇有前途的探测原理。但这一领域发展迅速,文献浩瀚,加上作者经验和水平有限,因此错误、疏漏和选材不当之处在所难免,欢迎读者批评指正。

本书承蒙毛节泰、殷宗昭、尹宏、霍宏暹、陈仲生、黄美元、吕乃平、洪钟祥、马振骅、黄润恒、周乐义、孔琴心、王明星、周明煜等同志审阅,并提出了许多宝贵意见,在此表示深切谢意。

作者 1981年10月于北京

目 录

序言	(i)
第一章 大气环境	(1)
第一节 大气温度、湿度和气压	(1)
一、大气温度和大气分层	(1)
二、气压和大气密度	(3)
三、大气湿度	(5)
第二节 大气成分	(8)
一、标准大气成分	(8)
二、大气臭氧	(9)
第三节 气溶胶和云雾、降水	(10)
一、气溶胶	(10)
二、云雾、降水	(15)
第四节 大气光学性质	(18)
一、大气透过率	(18)
二、大气消光系数	(21)
三、大气背景辐射	(22)
参考文献	(24)
第二章 激光与大气的相互作用	(26)
第一节 激光与大气相互作用的概况	(26)
一、大气的散射和吸收效应	(26)
二、大气湍流效应	(28)
第二节 大颗粒散射	(30)
一、基本概念	(30)
二、米散射理论	(32)
第三节 大气分子散射和大气分子吸收光谱	(36)
一、大气分子散射	(36)
二、大气分子吸收光谱	(40)
第四节 喇曼散射和共振散射	(43)
一、喇曼散射	(43)
二、共振散射	(45)
参考文献	(46)
第三章 激光雷达和光雷达方程	(48)
第一节 激光原理	(48)
一、激光的特点	(48)
二、激光原理	(49)

三、红宝石激光器	(53)
第二节 激光雷达的工作原理	(55)
一、脉冲激光雷达的工作原理	(56)
二、各种类型的激光雷达	(58)
第三节 激光雷达的基本组件	(60)
一、发射系统	(60)
二、接收系统	(62)
第四节 光雷达方程	(69)
一、大气回波的光雷达方程	(69)
二、漫反射平面回波的光雷达方程	(71)
第五节 激光雷达的主要性能	(72)
一、充填系数 $\eta(R)$	(72)
二、激光能量的稳定性	(75)
三、接收系统的动态范围	(76)
四、仪器常数	(76)
五、大气吸收效应的影响	(77)
六、空间分辨率	(78)
第六节 信噪比	(79)
参考文献	(81)
第四章 激光探测污染气体浓度	(84)
第一节 概况	(84)
第二节 激光探测污染气体浓度的喇曼散射原理	(86)
一、探测原理	(86)
二、喇曼散射激光雷达	(88)
三、观测实例	(91)
第三节 激光探测污染气体浓度的微分吸收原理	(94)
一、概述	(94)
二、长光程微分吸收原理	(97)
三、距离分辨微分吸收原理	(103)
参考文献	(106)
第五章 激光探测烟、尘	(109)
第一节 激光探测烟羽结构	(109)
一、探测烟羽不均匀结构	(109)
二、探测烟羽透过率和上升轨迹	(112)
第二节 激光探测烟羽浓度	(115)
一、探测人造烟羽浓度	(115)
二、探测工业排放烟羽的相对浓度	(119)
三、探测大气扩散参数	(122)
第三节 激光探测大气尘埃不均匀结构	(126)
一、探测大气尘埃郁积层	(126)
二、探测大气尘埃消光系数	(129)

第四节 激光探测飘尘浓度和尺度谱分布	(132)
一、探测飘尘浓度	(132)
二、探测飘尘尺度谱分布	(136)
参考文献	(139)
第六章 激光探测风和湍流	(142)
第一节 激光相关分析测风	(142)
一、激光相关分析测风原理	(142)
二、大气气溶胶的不均匀结构	(147)
三、激光相关分析测风观测实例	(150)
第二节 激光多普勒测风	(152)
一、多普勒测风原理	(152)
二、光外差多普勒测风	(155)
三、光谱分析多普勒测风	(159)
第三节 激光双光束干涉测风	(166)
第四节 激光闪烁测风	(169)
第五节 激光在探测大气湍流中的应用	(173)
参考文献	(178)
第七章 激光探测云雾、降水和能见度	(181)
第一节 激光探测云雾	(181)
一、探测云底高度、云厚和云的层次	(181)
二、探测云雾宏观结构	(186)
三、探测云雾物理参量	(188)
第二节 激光探测降水	(195)
一、由探测雨滴消光系数求取降雨强度	(195)
二、根据激光闪烁原理探测降雨强度和雨滴谱	(198)
第三节 激光探测能见度	(200)
一、能见度的基本概念	(201)
二、探测水平能见度	(204)
三、探测斜视能见度	(208)
参考文献	(212)
第八章 激光探测高层大气	(215)
第一节 激光探测高层大气气溶胶	(215)
一、探测原理	(215)
二、观测实例	(218)
第二节 激光探测高层大气密度、温度和气压	(223)
第三节 激光探测高层大气成分	(226)
一、探测钠原子浓度	(226)
二、探测臭氧浓度	(233)
参考文献	(236)
第九章 激光探测大气温度、湿度和气压	(239)

第一节 激光探测大气湿度	(239)
一、根据喇曼散射原理探测大气湿度	(239)
二、根据微分吸收原理探测大气湿度	(242)
第二节 激光探测大气密度和气压	(245)
一、根据喇曼散射原理探测大气密度	(245)
二、根据其他原理探测大气密度	(247)
第三节 激光探测大气温度	(248)
一、由探测大气密度求取大气温度	(248)
二、根据转动喇曼散射原理探测大气温度	(250)
三、根据转动吸收原理探测大气温度	(252)
四、根据共振散射谱线的多普勒展宽原理探测高层大气温度	(256)
参考文献	(259)
第十章 展望	(261)
第一节 激光大气探测	(261)
第二节 由外层空间探测大气	(264)
第三节 激光气象学	(265)
参考文献	(267)

第一章 大气环境

由于激光大气遥感探测的对象是大气本身，探测范围可从贴近地面的边界层直至上百公里甚至更高高度的高层大气，而激光大气探测原理又基于大气对激光的散射、吸收、消光和闪烁等物理过程。因此，在介绍本书主要内容之前，有必要首先介绍一下大气环境的一般情况，作为尔后激光大气探测各章的背景知识。

有关大气环境的内容是十分广泛的，在此仅选择介绍一些与激光大气探测密切相关的内容：大气温度、湿度和气压，大气成分，气溶胶，云雾、降水以及大气的光学特性等。介绍这些内容的一般特征，并给出一些平均结果。

第一节 大气温度、湿度和气压

一、大气温度和大气分层

90公里以下气温随高度的分布，已积累了大量的直接探测资料，其变化规律也比较清楚。90公里以上气温随高度的分布虽缺乏足够的直接探测结果，但其基本规律也已弄清。

整层大气可根据大气热状况分为数层，即根据大气中温度随高度的垂直分布特征，把大气分为对流层、平流层、中间层、热层和外层(或逃逸层)等五层。根据标准大气模式^[1]，

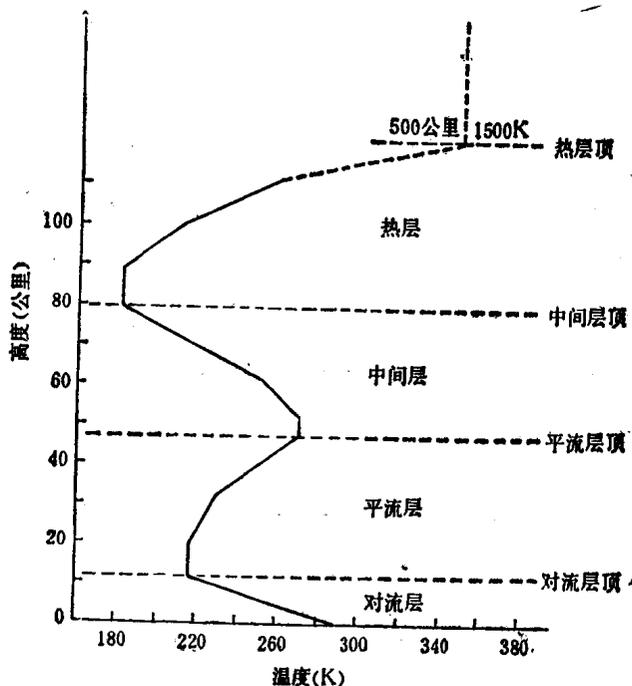


图 1.1 气温随高度的分布和大气分层

年平均气温随高度的变化示于图 1.1, 大气分层结构也同时标示在图上^[2,3]。

1. 对流层

对流层从地面到 11 公里高度左右。这一层大气最接近地表面, 由于地面吸收太阳辐射, 并向低层大气输送, 从而形成近地层大气的温度较高而较高层大气的温度较低, 气温随高度递减的分布特征, 常产生强烈的大气对流现象。在对流层中, 从地面至对流层顶的气温平均递减率为 $6.5\text{K}/\text{公里}$ (或 $6.5^\circ\text{C}/\text{公里}$)。在赤道附近, 对流层顶处的气温低达 190K (或 -83°C); 在极地附近, 对流层顶处的气温约 220K (或 -53°C)。对流层顶的高度随纬度和季节而异, 在中纬地区, 对流层顶的平均高度为 11 公里左右, 在极地约 9 公里, 而在赤道地区则可达 17 公里左右。对流层的厚度虽不大, 却包含了整层大气质量的四分之三左右, 并包含了几乎全部的水汽和绝大部分气溶胶。由于对流层中垂直输送强烈并含有丰富的水汽和凝结核, 因此, 云物理过程和天气活动十分频繁。

2. 平流层

平流层从 11 公里高度左右的对流层顶到 50 公里高度附近。在平流层中, 开始时气温随高度不变或缓慢增加, 这一等温区一直延伸到 20 公里高度附近。在此高度以上出现了臭氧层, 由于臭氧层强烈吸收波长小于 2900 埃的太阳紫外辐射, 从而使气温随高度递增。大约到了 50 公里高度附近, 温度最高, 约为 270K (或 -3°C), 这就是平流层顶。由于平流层中的臭氧在全球的分布是不均匀的, 而且随季节而变化, 所以平流层内的温度不论在时间上还是空间上也都有很大变化。在平流层中, 因气温随高度呈等温和逆温分布, 因此大气稳定, 垂直运动很弱, 加上水汽和凝结核含量稀少, 所以缺乏对流层中常见的云物理过程和各种天气现象, 主要是大尺度的平流运动。

3. 中间层

中间层大气从 50 公里高度左右的平流层顶到 85 公里高度附近。这一大气层中, 气温复又随高度递减, 到 80—90 公里高度附近达最低值, 约 $180\text{—}190\text{K}$ (或 $-93\text{—}-83^\circ\text{C}$), 这就是中间层顶。中间层大气中进行着强烈的光化学反应, 经常观测到的夜天光(气晖), 就是光化学反应的结果。

4. 热层

热层从 85 公里高度左右的中间层顶到 500 公里高度附近。在热层大气中, 由于氧原子大量吸收波长小于 1750 埃的太阳紫外辐射, 使气温随高度急剧上升。此外, 太阳的微粒辐射和宇宙空间的高能粒子, 对于热层大气的热状况也有显著影响。在 500 公里高度附近, 气温可达 1500K 左右, 此为热层顶。然后, 气温随高度缓慢增加。

5. 外层

外层从 500 公里高度附近的热层顶到 1000 公里高度左右的大气边界。从热层顶开始的大气层, 统称为外层大气。该气层中由于大气十分稀薄, 地球引力较弱, 大气质点不断向星际空间逃逸, 因此也叫逃逸层。外层的边界究竟多高尚无定论, 有人认为在 1000

公里高度以上,地球大气开始逐渐向行星际气体过渡,因此,大气边界高于1000公里。

除根据大气热状况将大气分为上述五层外,还可按大气成分随高度的分布,将大气分为均质大气和非均质大气。从地面到90公里高度附近的气层,由于各种气体混合均匀,除水汽和臭氧等少数气体外,大气中所含各种气体成分的比例几乎保持不变,所以称为均质层。从90公里高度到大气边界则情况相反,由于太阳的光化离解作用和重力分离作用等,大气中所含各种气体成分的比例随高度不断发生变化,较轻的气体成分将逐渐占优势。因此,这层大气称为非均质层。

此外,还可按大气的电离状况随高度的变化,将大气分为非电离层和电离层。60公里高度以下的大气,各种气体成分基本处于中性状态,所以称为非电离层。60公里高度以上的大气,在太阳紫外辐射和宇宙射线等作用下,气体成分开始电离,形成大量正、负离子和自由电子。这时,大气就成为由带电粒子和部分中性分子所组成的混合气体,所以60公里高度以上的大气称为电离层。大气分子被电离的状况随高度而异,因此,还可根据电子浓度随高度的分布,将电离层细分为D电离层、E电离层、F₁和F₂电离层。D层是电离层的最低层,高度约为60—85公里,仅存在于白天,夜间即行消失。E层约位于85—140公里高度,昼夜变化较小,较为稳定。F₁层约位于140—200公里高度,日变化较大,夜间即行消失。F₂层的高度位于200—1000公里左右,昼夜变化较小。有时也将F₁和F₂层统称为F层,它们在白天分为两层,夜间则为一层^[4]。

二、气压和大气密度

若大气温度随高度的分布已知,气压和大气密度就可通过大气静力学方程和气体状态方程计算求得。

熟知的大气静力学方程可表示为

$$dP(z) = -\rho(z)gz \quad (1.1)$$

式中 $P(z)$ 为气压,单位为达因/厘米²,习惯上常以毫巴为单位,1毫巴=10³达因/厘米²。 z 为高度,以厘米为单位。 $\rho(z)$ 为大气密度,单位取克/厘米³。 $g = 980.655$ 厘米/秒²,为重力加速度。

而气体状态方程则表示为

$$P(z) = \frac{1}{M} R^* \rho(z) T(z) \quad (1.2)$$

式中 $M = 28.964$,为大气分子量。 $R^* = 8.31432 \times 10^7$ 尔格/K·克分子,为通用气体常数。 $T(z)$ 为气温,以K为单位。

取海平面 $z = 0$ 处的气压 P_0 作为参考值,于是将状态方程(1.2)代入静力学方程(1.1),积分后可推得气压随高度变化的表达式:

$$P(z) = P_0 \exp \left[- \int_0^z \frac{Mg}{R^* T(z')} dz' \right] \quad (1.3)$$

若气温随高度的分布 $T(z')$ 已知,代入上式即可求得气压随高度的分布 $P(z)$ 。

由状态方程(1.2)和气压高度公式(1.3),可推得大气密度随高度分布的表达式:

表 1.1 标准大气的温度、气压和密度随高度的分布

高度(公里)	温 度		气 压			密 度	
	T(K)	t(°C)	P(毫巴)	P(毛)	P/P ₀	ρ(千克/米 ³)	ρ/ρ ₀
0	288.150	15.000	1.01325 +3*	7.60000+2	1.00000+0	1.2250 +0	1.0000 +0
1	281.651	8.501	8.9876 +2	6.7412 +2	8.8700 -1	1.1117 +0	9.0748 -1
2	275.154	2.004	7.9501 +2	5.9630 +2	7.8461 -1	1.0066 +0	8.2168 -1
3	268.659	-4.491	7.0121 +2	5.2595 +2	6.9204 -1	9.0925 -1	7.4225 -1
4	262.166	-10.984	6.1660 +2	4.6249 +2	6.0854 -1	8.1935 -1	6.6885 -1
5	255.676	-17.474	5.4048 +2	4.0539 +2	5.3341 -1	7.3643 -1	6.0117 -1
6	249.187	-23.963	4.7217 +2	3.5416 +2	4.7600 -1	6.6011 -1	5.3887 -1
7	242.700	-30.450	4.1105 +2	3.0831 +2	4.0567 -1	5.9002 -1	4.8165 -1
8	236.215	-36.935	3.5651 +2	2.6740 +2	3.5185 -1	5.2579 -1	4.2921 -1
9	229.733	-43.417	3.0800 +2	2.3102 +2	3.0397 -1	4.6706 -1	3.8128 -1
10	223.252	-49.898	2.6499 +2	1.9876 +2	2.6153 -1	4.1351 -1	3.3756 -1
11	216.774	-56.376	2.2699 +2	1.7026 +2	2.2403 -1	3.6480 -1	2.9780 -1
12	216.650	-56.500	1.9399 +2	1.4550 +2	1.9145 -1	3.1194 -1	2.5464 -1
13	216.650	-56.500	1.6579 +2	1.2435 +2	1.6362 -1	2.6660 -1	2.1763 -1
14	216.650	-56.500	1.4170 +2	1.0628 +2	1.3985 -1	2.2786 -1	1.8601 -1
15	216.650	-56.500	1.2111 +2	9.0846 +1	1.1953 -1	1.9476 -1	1.5898 -1
16	216.650	-56.500	1.0352 +2	7.7652 +1	1.0217 -1	1.6647 -1	1.3589 -1
17	216.650	-56.500	8.8497 +1	6.6378 +1	8.7340 -2	1.4230 -1	1.1616 -1
18	216.650	-56.500	7.5652 +1	5.6743 +1	7.4663 -2	1.2165 -1	9.9304 -2
19	216.650	-56.500	6.4674 +1	4.8510 +1	6.3829 -2	1.0400 -1	8.4894 -2
20	216.650	-56.500	5.5293 +1	4.1473 +1	5.4570 -2	8.8910 -2	7.2580 -2
21	217.581	-55.569	4.7289 +1	3.5469 +1	4.6671 -2	7.5715 -2	6.1808 -2
22	218.574	-54.576	4.0475 +1	3.0358 +1	3.9945 -2	6.4510 -2	5.2661 -2
23	219.567	-53.583	3.4668 +1	2.6003 +1	3.4215 -2	5.5006 -2	4.4903 -2
24	220.560	-52.590	2.9717 +1	2.2289 +1	2.9328 -2	4.6938 -2	3.8317 -2
25	221.552	-51.598	2.5492 +1	1.9120 +1	2.5158 -2	4.0084 -2	3.2722 -2
30	226.509	-46.641	1.1970 +1	8.9784 +0	1.1813 -2	1.8410 -2	1.5029 -2
35	236.513	-36.637	5.7459 +0	4.3098 +0	5.6708 -3	8.4634 -3	6.9089 -3
40	250.350	-22.800	2.8714 +0	2.1537 +0	2.8338 -3	3.9957 -3	3.2618 -3
45	264.164	-8.986	1.4910 +0	1.1183 +0	1.4715 -3	1.9663 -3	1.6051 -3
50	270.650	-2.500	7.9779 -1	5.9839 -1	7.8735 -4	1.0269 -3	8.3827 -4
55	260.771	-12.379	4.2525 -1	3.1896 -1	4.1969 -4	5.6810 -4	4.6376 -4
60	247.021	-26.129	2.1958 -1	1.6470 -1	2.1671 -4	3.0968 -4	2.5280 -4
65	233.292	-39.858	1.0929 -1	8.1979 -2	1.0786 -4	1.6321 -4	1.3323 -4
70	219.585	-53.565	5.2209 -2	3.9160 -2	5.1526 -5	8.2829 -5	6.7616 -5
75	208.399	-64.751	2.3881 -2	1.7912 -2	2.3569 -5	3.9921 -5	3.2589 -5
80	198.639	-74.511	1.0524 -2	7.8942 -3	1.0387 -5	1.8458 -5	1.5068 -5
85	188.893	-84.257	4.4568 -3	3.3429 -3	4.3985 -6	8.2196 -6	6.7099 -6
90	186.87	-86.28	1.8359 -3	1.3771 -3	1.8119 -6	3.416 -6	2.789 -6
95	188.42	-84.73	7.5966 -4	5.6979 -4	7.4973 -7	1.393 -6	1.137 -6
100	195.08	-78.07	3.2011 -4	2.4010 -4	3.1593 -7	5.604 -7	4.575 -7

* +3 表示×10³, 其他类同。

$$\rho(z) = \frac{\rho_0 T_0}{T(z)} \exp \left[- \int_0^z \frac{Mg}{R^* T(z')} dz' \right] \quad (1.4)$$

式中 ρ₀ 为海平面处的大气密度, T₀ 为海平面处的大气温度。于是根据气温随高度的分布

$T(z)$, 即可由上式求取大气密度随高度的分布 $\rho(z)$ 。

标准大气的气温、气压、密度和分子量等随高度分布的年平均状况示于图 1.2^[5]。

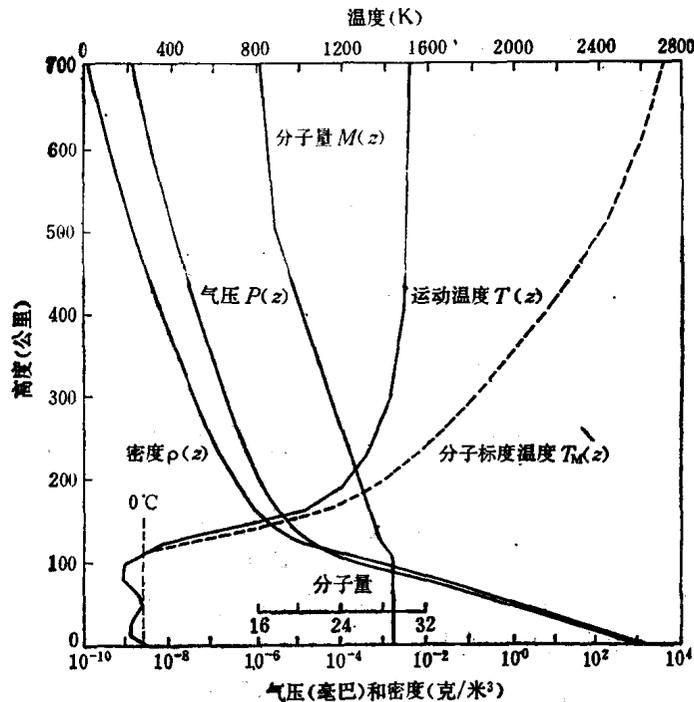


图 1.2 标准大气的气温、气压、密度和大气分子量随高度的分布

由于高层大气出现化学分解和电离作用, 因而在 90 公里高度以上, 大气分子量将随高度变化, 重力加速度也逐渐随高度递减, 而且大气静力学关系式的准确性也较差, 从而使 90 公里高度以上气压和密度的计算精度亦有所下降。

图 1.2 中的气温 $T(z)$ 表征了大气分子的平均动能, 因此也称之为运动温度。而分子标准温度 $T_M(z)$ 则定义为

$$T_M(z) = T(z) \frac{M}{M(z)} \quad (1.5)$$

式中 M 为海平面处的大气分子量, $M(z)$ 为 z 高度处的大气分子量。在高度低于 90 公里的大气中, 大气分子量不随高度变化, 这时运动温度即为分子标准温度。但在 90 公里高度以上的大气中, 大气分子量随高度的增加而递减, 于是运动温度与分子标准温度逐渐出现差异。

标准大气的温度、气压和密度随高度分布的年平均值列于表 1.1^[6]。标准大气模式的补充资料^[7] 则给出对应不同纬度和季节, 大气温度、气压和密度等气象要素随高度分布的平均值。

三、大气湿度

大气中的水汽主要集中在对流层下半部, 它是由海面和陆面的水蒸发而进入大气的。

水汽在大气物理过程中的作用很大。水汽凝结过程是形成云、雾和降水的云物理基本过程,而且水汽相变还伴随着大量潜热的吸收或释放。因此,水汽是各种天气现象的主要因子之一。

大气中的水汽含量随纬度、季节和天气的变化较大,因此,水汽随高度和纬度分布的平均结果,仅表示气候平均值。大气中水汽的实际含量可与平均值差几倍乃至十几倍,在实际应用水汽资料时,应注意这一特点。

大气湿度常用以下各量表示。

水汽压 e , 表示大气中的水汽分压强,单位取毫巴。

绝对湿度 a_h , 表示单位体积大气中所含水汽质量,即水汽密度,单位为克/米³(或克/厘米³)。水汽压 e 与绝对湿度 a_h 之间有关系式

$$a_h = \frac{M_{H_2O}e}{R^*T} \quad (1.6)$$

式中 $M_{H_2O} = 18$, 为水汽分子量。将水汽分子量 M_{H_2O} 和通用气体常数 R^* 的数值代入上式,可得

$$a_h(\text{克/米}^3) = 217 \frac{e(\text{毫巴})}{T(\text{K})} \quad (1.7)$$

比湿 q , 表示同体积大气中水汽质量与湿空气质量之比,单位为克/千克(或克/克)。比湿 q 与水汽压 e 和气压 P 之间有关系式

$$q(\text{克/千克}) = 622 \frac{e(\text{毫巴})}{P(\text{毫巴})} \quad (1.8)$$

混合比 s_h , 表示同体积大气中水汽质量与干空气质量之比,单位为克/千克(或克/克)。混合比 s_h 与水汽压 e 和气压 P 之间有关系式

$$s_h(\text{克/千克}) = 622 \frac{e(\text{毫巴})}{(P - e)(\text{毫巴})} \quad (1.9)$$

相对湿度 f , 表示空气中水汽压 e 与同温度下饱和水汽压 E 之比:

$$f = \frac{e(\text{毫巴})}{E(\text{毫巴})} \times 100\% \quad (1.10)$$

饱和水汽压 E 分为纯水平液面饱和水汽压 E_w 和纯水平冰面饱和水汽压 E_i 。

纯水平液面饱和水汽压可表示为^[8]

$$\begin{aligned} \lg E_w(\text{毫巴}) = & 10.79574 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5.02800 \lg \left(\frac{T}{T_1}\right) \\ & + 1.50475 \times 10^{-4} [1 - 10^{-8.2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)}] \\ & + 0.42873 \times 10^{-3} [10^{4.7692 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right)} - 1] + 0.78614 \end{aligned} \quad (1.11)$$

式中 $T_1 = 273.16\text{K}$, 为水的三相点温度。

纯水平冰面饱和水汽压可表示为^[8]

$$\begin{aligned} \lg E_i(\text{毫巴}) = & -9.09685 \left(\frac{T_1}{T} - 1\right) - 3.56654 \lg \left(\frac{T_1}{T}\right) \\ & + 0.87682 \left(1 - \frac{T}{T_1}\right) + 0.78614 \end{aligned} \quad (1.12)$$

露点温度 T_d 是将水汽压为 e 的水汽，等压冷却到饱和时的温度。露点温度与水汽压有关系式

$$\begin{aligned} \lg e(\text{毫巴}) = & 10.79574 \left(1 - \frac{T_1}{T_d}\right) - 5.02800 \lg \left(\frac{T_d}{T_1}\right) \\ & + 1.50475 \times 10^{-4} [1 - 10^{-8.2969(\frac{T_d}{T_1}-1)}] \\ & + 0.42873 \times 10^{-3} [10^{4.7695(1-\frac{T_1}{T_d})} - 1] + 0.78614 \end{aligned} \quad (1.13)$$

通常，露点温度以 $^{\circ}\text{C}$ 为单位，并表示为 t_d 。 t_d 与 T_d 之间有关系式

$$t_d(^{\circ}\text{C}) = T_d(\text{K}) - 273.16 \quad (1.14)$$

此外， $T - T_d$ 称为露点差，而 $E_w(T) - e(T)$ 称为饱和差。

大气湿度随高度增加而急剧递减。通常，中纬地区地面处水汽混合比的年平均值约 10 克/千克，至 500 毫巴高度递减为 1 克/千克左右，到了对流层顶仅为 10^{-2} 克/千克。图 1.3 给出了中纬地区水汽混合比随高度分布的年平均曲线^[9]。

大气湿度的分布还与纬度有关。例如，截面为 1 平方厘米整层大气气柱内水汽含量的年平均值，极地为 0.15 克，中纬地区为 1.2 克，热带为 4.7 克。图 1.4 给出了水汽混合比随高度和纬度变化的年平均结果^[10]。图中水汽混合比的等值线分布表明，水汽混合比不仅随高度增加而递减，而且还随纬度增加而递减。例如，高度为 1000 毫巴时，赤道地区的水汽混合比约为 15 克/千克，而极地仅为 2 克/千克左右。高度为 700 毫巴时，赤道地区的水汽混合比约为 6 克/千克，而极地仅为 1 克/千克左右。

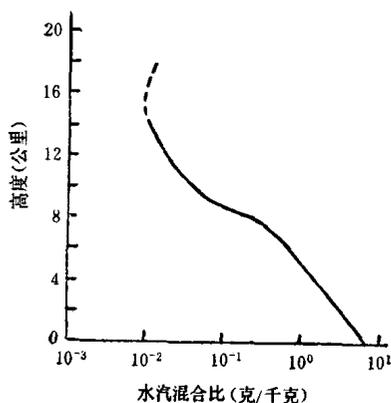


图 1.3 中纬地区水汽混合比年平均值随高度的分布

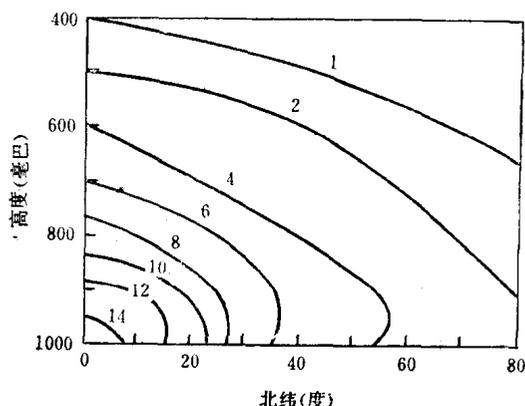


图 1.4 水汽混合比年平均值随高度和纬度的分布(单位: 克/千克)

此外，大气湿度还与下垫面和天气条件密切相关。例如，干冷气团内截面为 1 平方厘米整层大气气柱的水汽含量为 0.15 克，而湿热气团内则可高达 8 克以上^[11]。

近十多年来，利用火箭、高空气球和飞机对平流层内的水汽混合比作了一些观测^[12,13]，观测结果表明，对流层顶的水汽混合比为 $(10-30) \times 10^{-3}$ 克/千克，而到了 18 公里高度，混合比递减至 $(1-5) \times 10^{-3}$ 克/千克。然后，混合比随高度变化不大。但有的观测结果表明，25 公里高度的水汽混合比可达 10^{-2} 克/千克以上，且与夜光云的出现相对应^[14]。

第二节 大气成分

一、标准大气成分

在低层大气中,除含有氮、氧、氩、氖、氦和氙等含量比较稳定的气体成分外,还存在含量不断变化的水汽、二氧化碳、臭氧和二氧化硫等其他气体成分和污染气体成分。

大气中含量稳定的成分主要是氮(N₂)、氧(O₂)和氩(Ar)。按干空气中体积百分比,氮分子为78.09%,在大气中的含量约占五分之四;其次为氧分子,占20.95%;惰性气体氩则仅占0.93%。大气中水汽(H₂O)含量一般在1—4%范围内变动,二氧化碳(CO₂)约占0.03%,臭氧(O₃)在低层大气中含量较低,且与大气污染的情况密切相关。

表1.2列出了海平面高度干洁大气的成分以及各种气体成分在大气中所占百分比和分子量等^[1,14]。

表 1.2 海平面高度干洁大气的成分

大气成分	体积百分比(%)	质量百分比(%)	分子量	含量变化情况
氮(N ₂)	78.088	75.527	28.0134	—*
氧(O ₂)	20.949	23.143	31.9988	—
氩(Ar)	0.93	1.282	39.948	—
二氧化碳(CO ₂)	0.03	0.0456	44.00995	+
氖(Ne)	1.8×10 ⁻³	1.25×10 ⁻³	20.183	—
氦(He)	5.24×10 ⁻⁴	7.24×10 ⁻⁵	4.0026	—
氪(Kr)	1.14×10 ⁻⁴	3.30×10 ⁻⁴	83.80	—
氙(Xe)	8.6×10 ⁻⁶	3.90×10 ⁻⁵	131.30	—
氢(H ₂)	5×10 ⁻⁵	3.48×10 ⁻⁶	2.01594	?
甲烷(CH ₄)	1.4×10 ⁻⁴	7.75×10 ⁻⁵	16.04303	+
一氧化二氮(N ₂ O)	5×10 ⁻⁵	7.6×10 ⁻⁵	44.0128	—
臭氧(O ₃)	夏季: 0—7×10 ⁻⁶ 冬季: 0—2×10 ⁻⁶	,	47.9982	+
二氧化硫(SO ₂)	0—10 ⁻⁴		64.0628	+
二氧化氮(NO ₂)	0—2×10 ⁻⁶		46.0055	+
氨(NH ₃)	0—痕量		17.03061	+
一氧化碳(CO)	0—痕量		28.01055	+
碘(I ₂)	0—10 ⁻⁶		253.8088	+
干空气	100	100	28.964	

* “—”表示含量稳定,“+”表示含量变化。

在高层大气中,由于大气分子的离解、扩散分离和光化学反应等过程,大气成分与低层大气不同。例如,出现了臭氧层,并存在氮原子、氧原子、氢氧根和碱金属原子等。有关高层大气中大气成分随高度的分布,可参见文献[14, 15]。

在90公里高度以下干洁大气的分子量M基本不变,其值为28.964。90公里以上,由于分子的离解和扩散分离等过程,大气的分子量将随高度增加而递减,特别是在100公里以上,大气的分子量将随高度增加而急剧下降。例如,高度为100公里时, M = 28.48;但在200公里高度时, M = 21.30;至500公里高度时,大气的分子量递减至14.33,为海平

面时的二分之一左右^[1]。大气分子量随高度的分布示于图 1.2。

二、大气臭氧

在平流层大气中,存在一臭氧层,最大含量位于 20—25 公里高度附近。臭氧在紫外区有很强的光谱吸收带,因此,太阳紫外辐射受到臭氧的强烈吸收。臭氧层大约吸收了太阳总辐射能的 2% 左右,因此,臭氧是影响大气辐射的重要因素之一。

大气中臭氧含量有以下几种表示方法。

总含量 Q_{O_3} , 表示把整层大气气柱内的臭氧折合到标准状态时的厚度,单位为厘米。

质量混合比 s_{O_3} , 表示同体积大气中臭氧质量与空气质量之比,单位为毫克/克。

质量密度 ρ_{O_3} , 表示单位体积大气中所含臭氧质量,单位为毫克/米³。

柱密度 $\rho_{O_3}^*$, 表示单位厚度大气气柱内所含臭氧折合到标准状态时的厚度,单位为厘米/公里。

数密度 N_{O_3} , 表示单位体积大气中所含臭氧的分子数,单位为分子数/厘米³。

分压 e_{O_3} , 表示大气中臭氧的分压强,单位为毫巴。

上述表征臭氧含量的诸量之间,有以下关系式:

$$\rho_{O_3} (\text{毫克/米}^3) = 21.4 \rho_{O_3}^* (\text{厘米/公里}) \quad (1.15)$$

$$\rho_{O_3} (\text{毫克/米}^3) = 7.97 \times 10^{-14} N_{O_3} (\text{分子数/厘米}^3) \quad (1.16)$$

$$s_{O_3} (\text{毫克/克}) = 2.87 \times 10^{-3} \rho_{O_3} (\text{毫克/米}^3) \frac{T(K)}{e_{O_3} (\text{毫巴})} \quad (1.17)$$

大气中臭氧总含量的平均值为 0.347 厘米^[6]。臭氧含量随高度的变化示于图 1.5^[6]。图中臭氧的质量密度在 20—25 公里高度出现最大值,约 0.39 毫克/米³, 在 10 公里和 40 公里高度附近, 臭氧的质量密度下降到峰值时的六分之一左右。而臭氧的质量混合比则在 35 公里高度附近出现最大值, 数值为 1.3×10^{-2} 毫克/克, 高度为 15 公里左右的臭氧质量混合比, 比峰值小一个数量级左右。

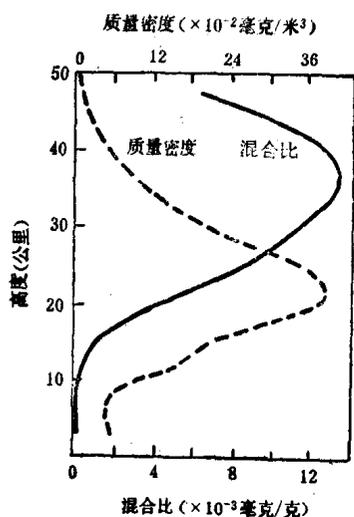


图 1.5 臭氧含量随高度的分布

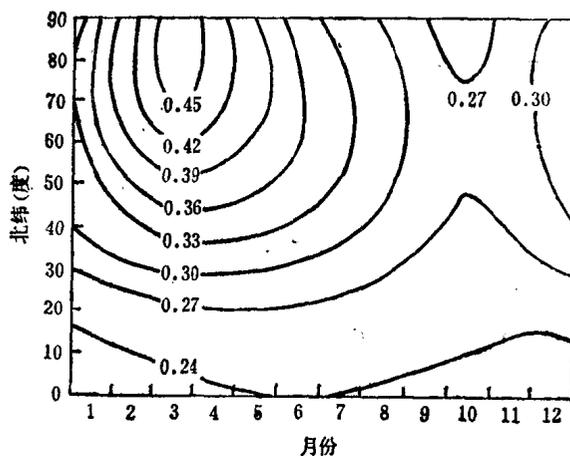


图 1.6 北半球臭氧总含量月平均分布(单位: 厘米)