

大气物理学

王永生等编著

气象出版社



D 92
WYS

大气物理学

北京大学大气物理学编写组

气象出版社

内 容 简 介

本书系统地讲述了大气物理学方面的基础知识，内容除包括以往出版的大气物理学教科书的基本知识外，还增加了大气电学、大气光学、大气声学等新内容，是一本比较全面的大专院校大气物理专业的教学参考书。

本书可供高等院校大气物理专业和气象专业的师生以及从事大气物理方面的科技工作者阅读参考。

大气物理学

北京大学大气物理学编写组 编

责任编辑 陶国庆

* * *

高 等 出 版 社 出 版

(北京西郊白石桥路46号)

北京市昌平环球科技印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 全国各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：28 字数：688千字

1987年12月第一版 1987年12月第一次印刷

印数：1—3000 定价：4.90元

ISBN 7-5029-0011-X/P·0007

前 言

这本《大气物理学》是作为大专院校大气物理专业基础课教材而编写的。本书内容基本上符合1985年我国高等院校气象类教材会议确定的教学大纲的要求。它是以北京大学大气物理专业使用的教材为基础，参照了国内外近年出版的同类文献，并根据多年来教学实践的经验，在内容的广度和深度上做了新的调整而写成的。我们希望本书对于其他院校以及其他专业也具有通用性，可以把它作为学习大气物理基础知识的专业基础参考教材。本课程一般是安排在大学二、三年级进行讲授，这时候学员已经具备了必要的高等数学和物理基础。

本书共分十一章，内容包括大气结构、大气热力学、大气动力学、大气辐射学、大气边界层物理、云与降水物理学、大气电学、大气光学、大气声学等大气物理学的各个方面。近二十多年来，大气科学有了很大的进展，内容不断丰富和深入，大气物理学的许多方面已逐渐发展成为独立的分支学科。编写本书的目的是要全面系统而又比较精简地把大气物理学中最基础的、比较成熟的知识 and 基本原理加以阐述，为学员今后更深入地学习大气物理专门化课程打下一个全面坚实的基础。一般说来，在大学期间只能要求一个学生在大气物理学的某一两个方面进行更深入地学习，这要通过选修专门化课程来进行。本书中的各章，有的是可以并行讲授的，同时应考虑到与大气探测原理课程学习的配合。

为便于学习和掌握本书的内容，每章之后都有小结，并且给出了必要的习题。我们认为做习题是教学中的重要环节，通过做习题可以加深对原理的理解，并掌握一些定量的知识，更重要的是培养运用物理原理解决大气实际问题的能力。

本书中基本上采用国际单位制(SI)和我国法定计量单位，但是限于很多资料的来源，目前尚不能彻底把过去惯用的一些单位全改过来，这是今后必须努力做到的。各章中所使用的符号也由于考虑到一些习惯用法，未能做到全书统一，学习时务必注意。

《大气物理学》编写组由王永生任主编，各章的编写者有：盛裴轩（第一、二章）、刘式达（第三、四章）、王永生（第五章）、殷宗昭（第六章）、秦瑜（第七、八、九章）、毛节泰（第十、十一章）。本书的一些素材是取自北京大学以前编写的教材，其中有严开伟、赵柏林、尹宏、李其琛以及现在编写组成员所写的讲义。在本书编写过程中，得到各方面有关同志的支持和帮助，在此，我们仅向所有为本书做出宝贵贡献的同志们表示衷心的感谢！

我们恳切希望读者对本书中存在的缺点和错误给予批评和指教，以便今后予以改正。

《大气物理学》编写组

一九八五年十二月

目 录

前言

第一章 大气概论	1
§1 地球大气的成份及垂直分布	2
§2 大气中的氧	5
§3 空气的微量成份	8
§4 氢和气体的逃逸	12
§5 地面气温	14
§6 大气压强	16
§7 空气湿度参量及状态方程	17
§8 大气静力学方程及其应用	23
§9 标准大气	30
§10 大气的垂直分层	33
§11 水汽的分布	37
§12 大气气溶胶粒子	38
§13 大气质量及其垂直分布	41
第一章小结	42
习题	45
第二章 大气热力学基础	47
§1 热力学定律在大气过程中的应用	47
§2 干绝热过程	54
§3 绝热混合过程	58
§4 等压凝结过程	60
§5 湿绝热过程和假绝热过程	61
§6 热力学图解	64
§7 温湿特征	70
§8 大气的静力稳定度	73
§9 厚气层的静力稳定度	76
§10 整层气层升降时稳定度的变化	79
第二章小结	82
习题	82

第三章 大气动力过程	84
§1 流体力学的基本概念	84
§2 大气运动方程	88
§3 地转风、梯度风和热成风	92
§4 连续方程式和流函数	97
§5 大气运动封闭方程组及其简化	100
§6 涡度和涡度方程	106
§7 大气波动	111
§8 大气运动的稳定性	120
第三章小结	123
习题	124
第四章 大气湍流	127
§1 大气湍流及其重要性	127
§2 大气湍流的一般性质, 雷诺应力	128
§3 湍流的统计描述	131
§4 相关和尺度	134
§5 湍流能谱	136
§6 局地各向同性湍流	137
§7 湍流描述的K理论	141
§8 大气湍流的机制, Ri数	143
§9 湍流扩散	145
第四章小结	146
习题	147
第五章 大气中的辐射能量传输	149
§1 辐射的物理本质	149
§2 辐射能的度量	151
§3 表征辐射性质的基本概念	153
§4 热辐射的基本定律	155
§5 太阳辐射的性质	161
§6 大气上界太阳辐照度的分布与变化	165
§7 大气对太阳辐射的吸收与散射	167
§8 太阳直接辐射的削弱	180
§9 太阳辐射的反射率	186
§10 地面收到的太阳辐射能	189
§11 地面和大气的长波辐射性质	191
§12 长波辐射在大气中的传输	194

§13 地面有效辐射	202
§14 地面、大气及地-气系统的辐射平衡	203
第五章小结	208
习题	209
第六章 大气边界层	212
§1 近地面层的湍流输送	213
§2 下垫面和活动层的热传导及温度分布	216
§3 热量平衡方程	222
§4 大气边界层内风、温度和湿度的分布	224
§5 局地污染扩散问题	237
第六章小结	250
习题	251
第七章 云和云系	254
§1 云的分类和生成条件	254
§2 几种降水云系的宏观特征	257
§3 云和降水的微观特征	270
§4 积云的数值模拟	275
第七章小结	281
习题	282
第八章 气溶胶力学和云的微物理学	284
§1 气溶胶力学简介	284
§2 云粒子的核化过程	294
§3 云粒子的凝结和凝华增长	303
§4 云粒子的碰并增长	307
§5 自然降水机制	313
§6 人工影响天气简介	323
第八章小结	330
习题	331
第九章 大气电学	332
§1 大气中的离子	332
§2 晴天大气电场和大气电流	335
§3 云雨电学	339
§4 大气中的放电过程	343
第九章小结	346
习题	347

第十章 大气光学	348
§1 光在大气中的散射	348
§2 分子散射 (瑞利散射)	353
§3 大气气溶胶粒子的散射和吸收 (米散射)	356
§4 大气中的散射	363
§5 大气层的散射光	370
§6 曙暮光	379
§7 大气光学量的观测	383
§8 大气的折射率和光的折射	388
§9 射线在大气中的折射	390
§10 大气折射率对测量的影响	394
§11 天文折射和地文折射	397
§12 能见度问题	399
§13 云雾光学问题	406
§14 光在湍流大气中的传输	415
第十章小结	418
习题	418
第十一章 大气声学	421
§1 声波的基本方程	421
§2 无风大气中的声速	423
§3 大气中声线的轨迹	424
§4 声线理论的应用	429
§5 声波在大气中的衰减	433
§6 起源于气象的声音	437
第十一章小结	437
习题	438
参考文献	438
常用物理常数	440

第一章 大气概论

从人造卫星上观察地球大气，它好象是地球的一层薄壳，呈浅蓝色而且透明。自地球形成以来，在46亿年的漫长而又曲折的演化过程中，大气的成份和结构有了很大的变化。它经历了原始大气、还原大气和氧化大气（现代大气）这三个阶段，目前的以氮、氧为主要成份的大气已经是第三代了。

太阳系的几大行星几乎都被一层大气所包围。由于各个行星距离太阳的远近以及行星本身的质量和密度等各不相同，因此大气的成份、温度和表面压强都不同，现将行星大气的简况列于表1.1。比较这九大行星的状况，唯有地球的表面环境、温度和大气成份适宜于生物的繁殖和生长，其它行星上至今还未发现任何生命现象存在。

关于地球大气的起源和演变有各种假说。大体说来，原始大气可能是以氢为主，也可能是以氢、碳、氮、氧的化合物甲烷(CH₄)、氨(NH₃)和水汽为主。这和离太阳很远的土星、木星、海王星等行星上目前的大气成份类似。第二代大气主要是由二氧化碳、一氧化碳、水汽、甲烷等组成，这又和地球的姐妹——金星、火星上的大气类似。地球大气中原来几乎没有氧气，氧气是在地球上出现了原始生命以后，主要由植物的光合作用产生的。光合作用使二氧化碳逐渐减少，氧气逐渐增多，并在高空出现了臭氧层，地球上的生物也就繁衍、兴旺起来了。

表 1.1 行星大气简况

行 星	平均表面温度 (K)	表面压力 (1个标准大气压)	重力加速度 (m/s ²)	逃逸速度 (km/s)	距日平均距离 (日地距离=1)	主 要 成 份	说 明
水 星	700 (阳面) ~600 100 (阴面)		3.7	4.3	0.4		未发现大气
金 星	750	90	8.8	10.3	0.7	CO ₂ 97% N ₂ 2%	被浓硫酸的厚云雾覆盖
地 球	288	1	9.8	11.2	1.0	N ₂ 78% O ₂ 21%	
火 星	240	0.007	3.8	5.0	1.5	CO ₂ 80%	大气稀薄
木 星	134(云顶)	2(云顶)	26.2	60	5.2	H ₂ 、He、CH ₄	
土 星	78		11.3	36	9.5	H ₂ 、CH ₄ 、NH ₃	
天 王 星	62		9.7	21	19.2	H ₂ 、CH ₄	
海 王 星	46		11.4	23	30.1	H ₂ 、CH ₄	
冥 王 星	42		0.5	1.2	39.4		

地球大气中还有很多微量成份，如臭氧及某些碳、硫、氮的氧化物。随着人类空间活动的增加和工业产生的大量污染物进入大气，为了保护人类赖以生存的环境，对这些微量气体成份浓度的变化及其发生在大气中的化学反应的研究已日益被重视。本章将简单地介绍这些气体的源、汇及循环过程，重点是二氧化碳和臭氧。

温度、压力和湿度是反映大气状态的主要气象要素。在通常的大气条件下，空气可看成

是理想气体，并且处于静力平衡状态。因此，理想气体状态方程和静力学方程是大气物理学中常用的两个基本方程，这是本章的一个重点。

为了对大气三度空间的全貌有一个初步了解，本章将通过大气的垂直分层，简要介绍大气温度、压力、成份和电离状况的垂直分布特征，并且讨论了水汽和气溶胶粒子的状况及大气质量的垂直分布。对于在实际工作中很有用的大气模式——标准大气，我们也作了介绍。

§1 地球大气的成份及垂直分布

地球大气由多种气体混合组成。在85km以下的各种气体成份中，一般可以分成两类。第一类称为常定成份，各成份之间大致保持固定的比例。这些气体主要是氮、氧、氩，还有微量的惰性气体，氦、氪、氙及氡等。第二类称为可变成份，这些气体在大气中所占的比例随时间、地点而变，其中以水汽为最重要，它的变化幅度很大，并有相变。二氧化碳和臭氧所占的比例虽小，但它们含量的变化会影响气候，因此已引起人们的重视。此外，还有一些碳、硫、氮的化合物，如一氧化碳、甲烷、二氧化氮、硫化氢、二氧化硫、……，等，含量虽极微少，但由于人类活动的影响或特殊的自然条件，在某些局部地区浓度可能很大，这是有害的。

通常把除水汽以外的纯净大气称为干洁大气，简称干空气。干空气的四种主要成份列于表 1.2，次要成份列于表 1.3。

表 1.2 干空气的主要成份（对流层内）

气 体	分子 量	按 容 积 百 分 比	按 质 量 百 分 比	浓 度 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)	同 位 素		比气体常数 ($\text{J}/\text{kg} \cdot \text{K}$)	
常 定 成 份	氮(N_2)	28.0134	78.084	75.52	9.76×10^8	N^{14}	99.635%	296.80
						N^{15}	0.365%	
	氧(O_2)	31.9988	20.948	23.15	2.98×10^8	O^{16}	99.759%	259.83
						O^{17}	0.0374%	
						O^{18}	0.2039%	
	氩(Ar)	39.948	0.934	1.28	1.66×10^7	A^{40}	99.600%	208.13
A^{38}						0.063%		
A^{36}						0.337%		
可 变 成 份	二氧化碳(CO_2)	44.0099	0.033 (近地面平均)	0.05	$(4-8) \times 10^5$	C^{12}	98.9%	188.92
					C^{13}	1.1%		
					C^{14}	$2 \times 10^{-10}\%$		

表 1.3 干空气的次要成份（对流层内）

气 体	分子 式	分 子 量	浓 度		
			ppmv	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	
定 常 成 份	氖	Ne	20.183	18.18	1.6×10^4
	氦	He	4.003	5.24	920
	氪	Kr	83.80	1.14	4100
	氙	Xe	131.30	0.087	500

续表

气 体	分 子 式	分 子 量	浓 度		
			ppmv	$\mu\text{g}/\text{m}^3$	
可 变 成 份	一 氧 化 碳	CO	28.01	0.01—0.2	10—200
	甲 烷	CH ₄	16.04	1.2—1.5	850—1100
	甲 醛	CH ₂ O	30.03	0—0.1	0—16
	氧 化 亚 氮	N ₂ O	44.01	0.25—0.6	500—1200
	氨	NH ₃	17.03	0.002—0.02	2—20
	二 氧 化 氮	NO ₂	46.00	$(1—4.5) \times 10^{-4}$	2—8
	二 氧 化 硫	SO ₂	64.06	0—0.02	0—50
	硫 化 氢	H ₂ S	34.07	$(2—20) \times 10^{-3}$	3—30
	氯	Cl ₂	70.90	$(3—15) \times 10^{-4}$	1—5
	碘 氢 臭	I ₂	253.80	$(0.4—4) \times 10^{-4}$	0.05—0.5
	H ₂	2.016	0.4—1.0	36—90	
	O ₃	47.998	0—0.05	0—100	

由表 1.2 可见, 氮、氧、氩三种气体就占了空气容积的 99.66%, 如再加上二氧化碳, 则剩下的次要成份所占的容积是极微小的。

空气可以看成是有多种化学成份的混合理想气体。混合理想气体的状态方程是

$$pV = \frac{m}{\mu} R^* T \quad (1.1)$$

式中 p 是总压强, V 是气体容积, T 是绝对温度, m 是气体的总质量, R^* 是普适气体常数, $R^* = 8.3143 \times 10^3 \text{ J/kmol} \cdot \text{K}$, μ 是平均 mol 质量。

根据气体状态方程和道尔顿分压定律, 可定义混合理想气体的平均 mol 质量 μ 为

$$\mu = \frac{m}{n} = m / \sum \frac{m_i}{\mu_i} = 1 / \sum \left(\frac{m_i}{m} \frac{1}{\mu_i} \right) \quad (1.2)$$

n 是气体总的 mol 数, m_i 及 μ_i 是第 i 种气体的质量和 mol 质量。也可以导出用容积百分比计算的公式为

$$\mu = \frac{\sum (V_i \mu_i)}{V} = \sum \frac{V_i}{V} \cdot \mu_i \quad (1.3)$$

利用表 1.2 及表 1.3 中各种气体的质量百分比或容积百分比, 就可以算出 80 km 以下干洁大气的平均 mol 质量 $\mu = 28.9644 \text{ kg/kmol}$ 。比气体常数 R_d 是

$$R_d = \frac{R^*}{\mu} = 287.05 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$$

令干空气的密度为 ρ , 则干空气的状态方程可以写成以下的形式:

$$p = \rho R_d T \quad (1.4)$$

干空气的比热可按下列方式求出。若各气体成份的比热分别为 c_1, c_2, \dots, c_N , 则 m 克混合气体增温 ΔT 所需的热量为

$$\Delta Q = \sum c_i m_i \Delta T$$

混合气体的比热就 c 是

$$c = \frac{\Delta Q}{m \Delta T} = \frac{\sum c_i m_i}{m} = \sum \left(c_i \frac{m_i}{m} \right) \quad (1.5)$$

由上式求得的干空气的定压比热和定容比热分别为

$$c_{p,d} = 1004 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$$

$$c_{v,d} = 717 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$$

大气各种成份随高度的分布，主要受重力场及大气中对流、湍流、分子扩散等作用的控制。假设大气处于完全静止状态，没有对流和湍流混合作用，则在重力场作用和分子扩散作用达到平衡时，各种气体的分压将分别按静压状态随高度分布。根据 § 9 (1.52) 式有压高公式

$$p_i = p_{0,i} \exp\left(-\frac{\mu_i}{R^*} \int_0^z \frac{g}{T} dz\right)$$

p_i 及 μ_i 是该种气体的分压和 mol 质量， g 是重力加速度。由上式可知，分压随高度的减小与气体的 mol 质量有关，mol 质量大的气体，分压强，减小得快。这种重力分离的结果，使混合气体中重的成份集中于低层，高层则主要是轻的气体，空气平均 mol 质量随高度减小，这就是扩散平衡状态。如果大气处于另一种极端状况，湍流混合作用极强，各种成份就没有机会在重力作用下按其轻重而调整分布，由低层到高层，各种气体的比例不变，平均 mol 质量为常数，这就是完全的混合状态。

实际的大气是，由地面到 80km 左右，干空气的成份保持不变，处于完全混合状态。由此往上到 120km 左右，大气状态逐渐由完全混合过渡到扩散平衡，同时存在着湍流混合、分子扩散和分子氧的光离解作用。120 km 以上分子扩散开始占主导地位，这个高度也有人称为湍流层顶。在更高的大气层中，虽然大气仍有运动，但已很微弱，大气处于扩散平衡状态。

大气高层的五种主要成份：氮(N_2)、氧(O_2 、O)、氩(Ar)、氢(H)、氦(He)随高度的变化如图 1.1 所示。表 1.4 给出了不同高度上这五种气体的数密度值(资料均取自美国 1976 年标准大气)。高层大气中，氧分子吸收太阳紫外辐射离解成氧原子，氧原子浓度的峰值在 100km 高度处。随着氧原子数的增加，氧分子迅速减少。在 500km 以上，占统治地位

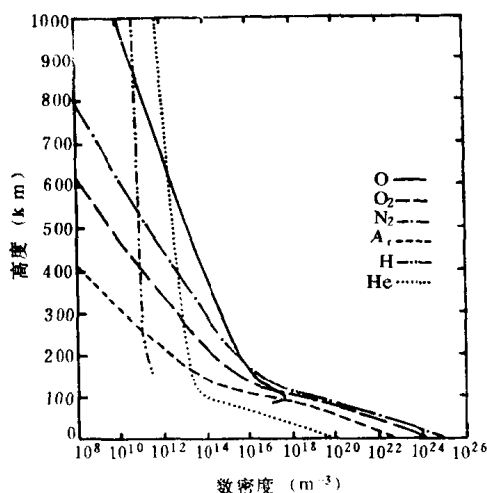


图 1.1 大气成份的垂直分布
(美国标准大气, 1976)

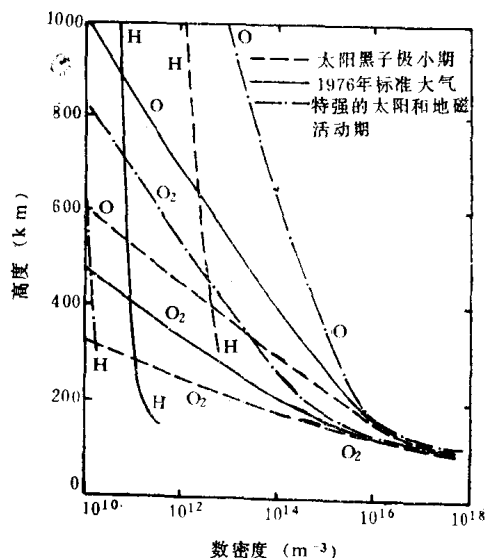


图 1.2 大气成份随高度分布与太阳活动的关系
(美国标准大气, 1976)

的是原子氧、原子氢、原子氮以及分子氮和分子氧。在 1000km 高度，大气的主要成份就只是原子态的氮、氢和氧了。

高层大气平均 mol 质量的计算公式是

$$\mu = \frac{\sum n_i \mu_i}{\sum n_i} \quad (1.6)$$

式中 n_i 是各气体成份的数密度。一般采用表 1.4 所列的几种主要成份，计算 80km 以上大气的 μ 值，其它成份的影响很小，可以不考虑。

空气的各种成份随高度的分布还和太阳活动有关。图 1.2 给出 O_2 、O 和 H 在太阳活动高峰期和宁静期的变化。

表 1.4 高层大气主要成份的数密度 (m^{-8}) (1976 年美国标准大气)

气体	86km	120km	160km	300km	500km	700km	1000km
N_2	1.130×10^{20}	3.726×10^{17}	1.774×10^{16}	9.593×10^{13}	2.592×10^{11}	1.036×10^9	4.625×10^3
O	8.600×10^{16}	9.275×10^{16}	1.238×10^{16}	5.433×10^{14}	1.836×10^{13}	7.840×10^{11}	9.562×10^9
O_2	3.031×10^{19}	4.395×10^{16}	1.460×10^{15}	3.942×10^{12}	4.607×10^9	8.410×10^6	1.251×10^3
Ar	1.351×10^{18}	1.366×10^{15}	2.321×10^{13}	1.568×10^{10}	3.445×10^6	1.313×10^3	2.188×10^{-2}
He	7.582×10^{14}	3.888×10^{13}	1.861×10^{13}	7.566×10^{12}	3.215×10^{12}	1.461×10^{12}	4.850×10^{11}
H	—	—	2.911×10^{11}	1.049×10^{11}	8.000×10^{10}	6.566×10^{10}	4.967×10^{10}

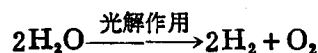
§2 大气中的氧

氧气占地球大气质量的 23%，丰富的氧气是动植物赖以生存、繁殖的必要条件。除了游离存在的氧气以外，氧还以硅酸盐、氧化物和水等化合物形式存在，在高空则还有臭氧及原子氧。因此，氧约占包括海洋和大气在内的地壳质量的 49.5%。

1. 氧

大气中氧气的最主要来源是植物的光合作用。植物在光合作用中，吸收二氧化碳放出氧气。据估计，每公顷树木每天大约可吸收 1t (吨) 二氧化碳，产生 0.73t 氧气；每公顷绿地每天能吸收约 0.9t 二氧化碳，产生 0.6t 氧气。有机物的呼吸和腐烂，又会从大气中夺走氧而放出二氧化碳，因此氧循环与碳循环是密切相关的。一小部分未腐烂的有机物残骸经过地壳运动埋葬在沉积层内变成矿物燃料，矿物燃料燃烧时需要氧，并放出二氧化碳，这是光合作用的逆过程。

根据地球演化历史的研究，地球上没有生物以前，大气中游离态的氧气是极少的，这少量的氧气是水汽被太阳紫外辐射分解产生的，



分解出的氢气扩散到高空，逐渐逃逸出了地球。约 35 亿年以前，地球上开始出现了原始生物，它首先是在无氧的环境下发展的。在 30~20 亿年前，开始有了原始的低等植物。由于陆地上的太阳紫外辐射的强烈杀伤作用，又需要吸收可见光起光合作用，因此它们最初是在海洋里出现的。植物的光合作用使大气中氧的含量缓慢增加，这促使了生物的发展，并且在高空逐渐形成了臭氧层。臭氧层将来自太阳的强紫外辐射阻挡住，因而保护了地球上的生

物，使植物有可能移向海洋的表面层，以至到达陆地。随着繁茂的植物的生长，放出了更多的氧气，就在这样一个互相促进的“正反馈”过程中，生物从海洋发展到陆地，从低级形态发展到高级形态。

低层大气中，主要成份的氧和氮都保持着一个稳定的比率。高层大气中，氧分子吸收太阳紫外辐射发生光化学变化，其结果就是在平流层内形成臭氧层，原子氧浓度也随高度而增加。

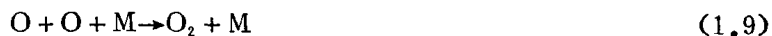
根据 Chapman (1930 年) 提出的“经典”的光化学理论，若只考虑氧的光离解而不涉及其它分子，则有以下基本反应式。在高层大气中，分子氧吸收短于 $0.24\mu\text{m}$ 的紫外辐射而分解成原子氧，



由于这部分能量被大气吸收，光离解作用也随高度的降低而减小。原子氧很活泼，它能和分子氧结合成臭氧，



也能重新复合成分子氧，



M 是第三种分子 (N_2 、 O_2 或其它分子)，它的作用是吸收反应中释放的化学能。新分子若不能丢弃多余的能量，则它还会重新分开。所以以上两个反应只能在那些气体分子比较密集的高度上发生。

臭氧分子强烈吸收短于 $0.32\mu\text{m}$ 的紫外辐射，又能分解成分子氧和原子氧，实际上可见光就能使臭氧分解，



O^* 是激发状态下的原子氧，它和臭氧分子碰撞后，使臭氧消失而生成分子氧。

在气体分子密度小的高空，由于分子碰撞频率小，原子氧复合机会少，所以原子氧是一个稳定的成份，并且在 100km 以上的大气中成为主要成份之一。高层的原子氧通过扩散和混合作用向下输送。在 50km 以下，气体分子密度大，分子碰撞频繁，原子氧很快与分子氧结合生成臭氧；低空由于光离解的原子氧少，也不易生成臭氧，因而臭氧主要分布在平流层内。

2. 臭氧

臭氧主要分布在 $10\sim 40\text{km}$ 高度处，近地面层含量很少，极大值在 $20\sim 25\text{km}$ 附近。虽然臭氧在大气中占的比例极小，但因它对太阳紫外辐射 ($0.2\sim 0.3\mu$) 有强烈的吸收作用，所以是一个重要的成份。臭氧层吸收的太阳紫外辐射能量使平流层大气加热，并对平流层的温度场和环流起着决定性作用，因而也影响到平流层下面的对流层中的大气运动。臭氧层吸收了部份太阳辐射能，估计能使地面的平均温度降低 $1\sim 2^\circ\text{C}$ ，但更重要的是，臭氧层阻挡了强紫外辐射到达地面，保护了地球上的生命，可以说，如果没有臭氧层这个保护罩，就不能存在这个世界。

测量臭氧垂直分布的方法有多种，可在地面或卫星上遥测，也可用气球或火箭直接收集资料。由于测量方法的不同，表示臭氧垂直分布的单位也有多种，主要有数密度、密度、质量混合比、体积混合比和臭氧分压等。根据本章最后的附表 4 “气体的单位”，可以导出这几种单位之间的转换关系。

观测所得的臭氧垂直分布见图1.3。中纬度的冬春季在13km附近常有第二个极大值存在。根据火箭、卫星和气球观测资料所建立的北半球“中纬度臭氧分布模式”指出，臭氧数密度约在22km高度上达到最大，为 $4.8 \times 10^{18}/\text{m}^3$ 左右，此高度上的分压约为 $1.47 \times 10^{-4} \text{hPa}$ ，而最大质量混合比却在35km处，近似为 $15 \mu\text{g}/\text{g}$ 。

早期的资料是用光学方法测得的，因此观测数据常以柱密度（也称压缩厚度）为单位，它是标准温度(273K)、标准压强（一个大气压）——STP下单位距离内的臭氧厚度，记作 $\text{cm STP}/\text{km}$ 。在上述的臭氧“模式”中，22km处的柱密度约为 $1.8 \times 10^{-2} \text{cm STP}/\text{km}$ ，即1 km中只有0.018cm的臭氧。

一个观测站上空总臭氧含量用臭氧厚度表示，它是指把垂直大气柱内所有的臭氧压缩到标准条件下的等效厚度，也就是将柱密度对高度积分，单位是 cm STP ，有时也采用一种称为Dobson单位的较小单位，其缩写为D.U.。在标准条件下，等效厚度为 10^{-3}cm 的臭氧即相当于1D.U.。

观测表明，总臭氧含量随纬度和季节变化，各地的分布不同，约从200 D.U.变化到450D.U.。图1.4给出两个半球上总臭氧含量(D.U.)随季节的分布图。南半球的季节变化比较小，最大臭氧带靠近中纬度。在北半球，大部份地区的臭氧层的厚度在春季最大，秋季

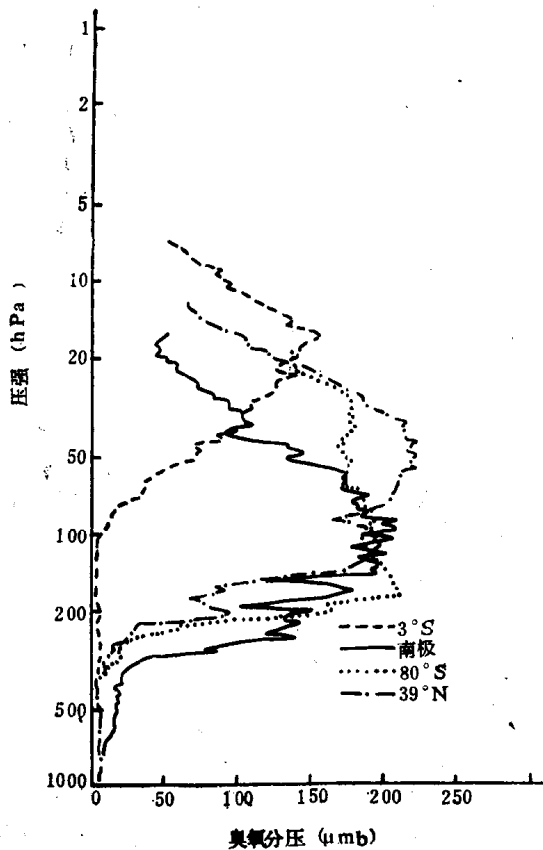


图 1.3 臭氧的垂直分布
(引自A. X. Хргиан, 1978)

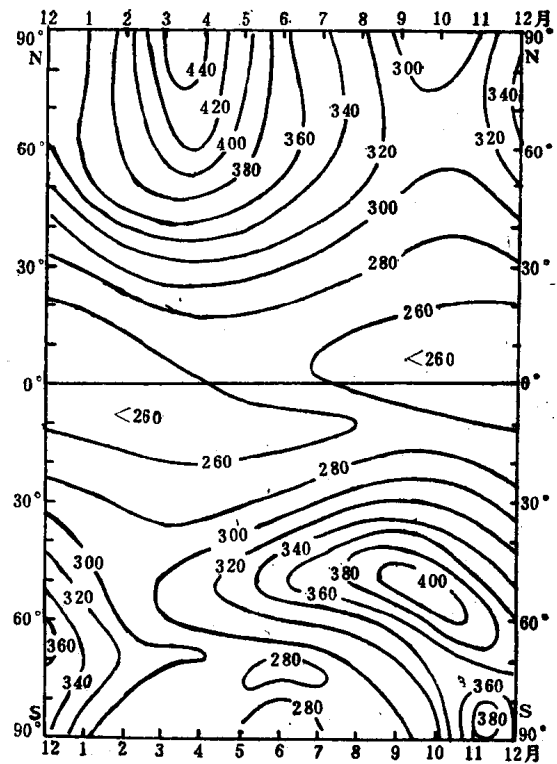


图 1.4 臭氧的总含量(D.U.)随纬度和季节的变化
(引自A. X. Хргиан, 1978)

最小，高纬地区的季节变化更明显，最大臭氧带靠近极地。此外，总臭氧含量也有年变化和日变化。总之，大气中臭氧含量是极少的，若把气柱内全部臭氧在标准条件下压缩，也不足

0.5cm 厚。

对流层内的臭氧主要是从平流层以扩散和湍流的方式输送来的。根据观测，夏天地面臭氧的含量稍大一些，估计雷暴是对流层低层臭氧形成的原因之一，但作用并不很大。在近地面层，由于自发的分解和可见光的光合作用，臭氧很快被破坏，所以含量很少。但需指出，在某些工矿企业的空气中，臭氧会达到与二氧化硫相同的浓度，这种过量的臭氧（超过 $300\mu\text{g}/\text{m}^3$ ）对人体健康是有害的。

臭氧形成与消亡的光化学理论已在前面介绍，由 (1.7)~(1.11) 式描述了氧的光离解作用。在平流层上部，达到上述光化学平衡所需的时间很短，臭氧始终处于平衡状态。对流层内则不同，光化学平衡时间需几百天，因此当臭氧突然增多或受到破坏而减少时，就不易由光化学反应重新达到平衡，臭氧浓度的这种保守性，使它可以作为平流层下层环流和对流层内大气运动的示踪剂。观测表明，当西伯利亚气团入侵时，臭氧含量明显增加；而赤道气团来临时，臭氧含量减少，这可能和北半球臭氧带的地理分布有关。

大气中还有一些气体，如 NO_x 和 Cl 等也能和臭氧发生光化学反应。通常它们都处于光化学平衡中，若 NO_x 和 Cl 的含量增大，就可能把 O_3 很快地分解而破坏现有的平衡。平流层超音速飞机的飞行和核爆炸会产生 NO_x ；作为冷冻剂和航空上用的氟里昂 (CFCl_3 , CF_2Cl_2) 化学性质稳定，能长期滞留在大气中，一部分将输送到平流层，它在高空受到紫外辐射分解出氯原子 Cl 参加光化学反应。臭氧是否会由于上述原因产生 NO_x 和 Cl 而减少，并进一步影响大气的热平衡，目前还无定论。因为臭氧层浓度的减少或增加，会对气候变化和人类生活带来巨大影响，因此，目前世界上对于臭氧的观测和研究都很重视。

§3 空气的微量成份

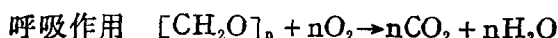
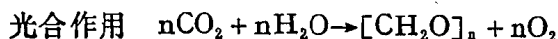
空气的微量成份包括臭氧、水汽及碳、硫、氮等的化合物，它们的含量虽少，和人类的关系却很密切。这些微量气体有的能影响大气的辐射平衡，有的能产生酸雨改变土壤的化学过程，有的气体对人和动、植物有害。近几十年来，随着工业和航空事业的发展，大量污染物进入大气，了解这些微量气体浓度的变化和分布，以及研究在大气中发生的种种化学反应和过程已显得越来越重要。

本节仅简要介绍几种主要微量气体的源和汇及其循环过程，臭氧已在前面叙述过，水汽将另有一节专门讨论，此处从略。

1. 碳的化合物

地球大气中碳的化合物有：二氧化碳 (CO_2)、一氧化碳 (CO)、甲烷 (CH_4) 和甲醛 (CH_2O) 等。其中值得重视的是二氧化碳，不仅它的浓度大，而且它对于生命活动，对大气中能量的平衡都起着重要的作用。

二氧化碳来源于地球表面，主要的人工源是矿物燃料燃烧和工业活动。此外，死亡的生物体的腐败和呼吸作用也都排出二氧化碳，而植物的光合作用又使二氧化碳还原。这个循环可用以下反应式表示：



光合作用产生的 $[\text{CH}_2\text{O}]_n$ 俗称碳水化合物，即糖类，它将转化为以淀粉为主的有机物，构成植物体。因此，生物圈对二氧化碳含量影响最大的是森林和绿地。

海洋能吸收大量二氧化碳,好比是一个巨大的储存库。海水中所能溶解的二氧化碳的浓度取决于海水的酸度 (pH 值)、温度和含盐量。在温度低而且酸度小的洋面上,二氧化碳的平衡蒸汽压也低。据研究,高纬寒冷地区的洋面主要起汇的作用,吸收大气中的二氧化碳;而热带和低纬地区的洋面是大气中二氧化碳的源,往往放出二氧化碳。深海里的水流把一部份二氧化碳从高纬地区带往低纬地区,一部份二氧化碳转变成碳酸盐矿物(例如贝壳)沉积于海底。因此,海洋对于全球大气中的二氧化碳起调节作用。二氧化碳是在地壳、大气层、海洋和生物圈之间循环的(见图1.5)。

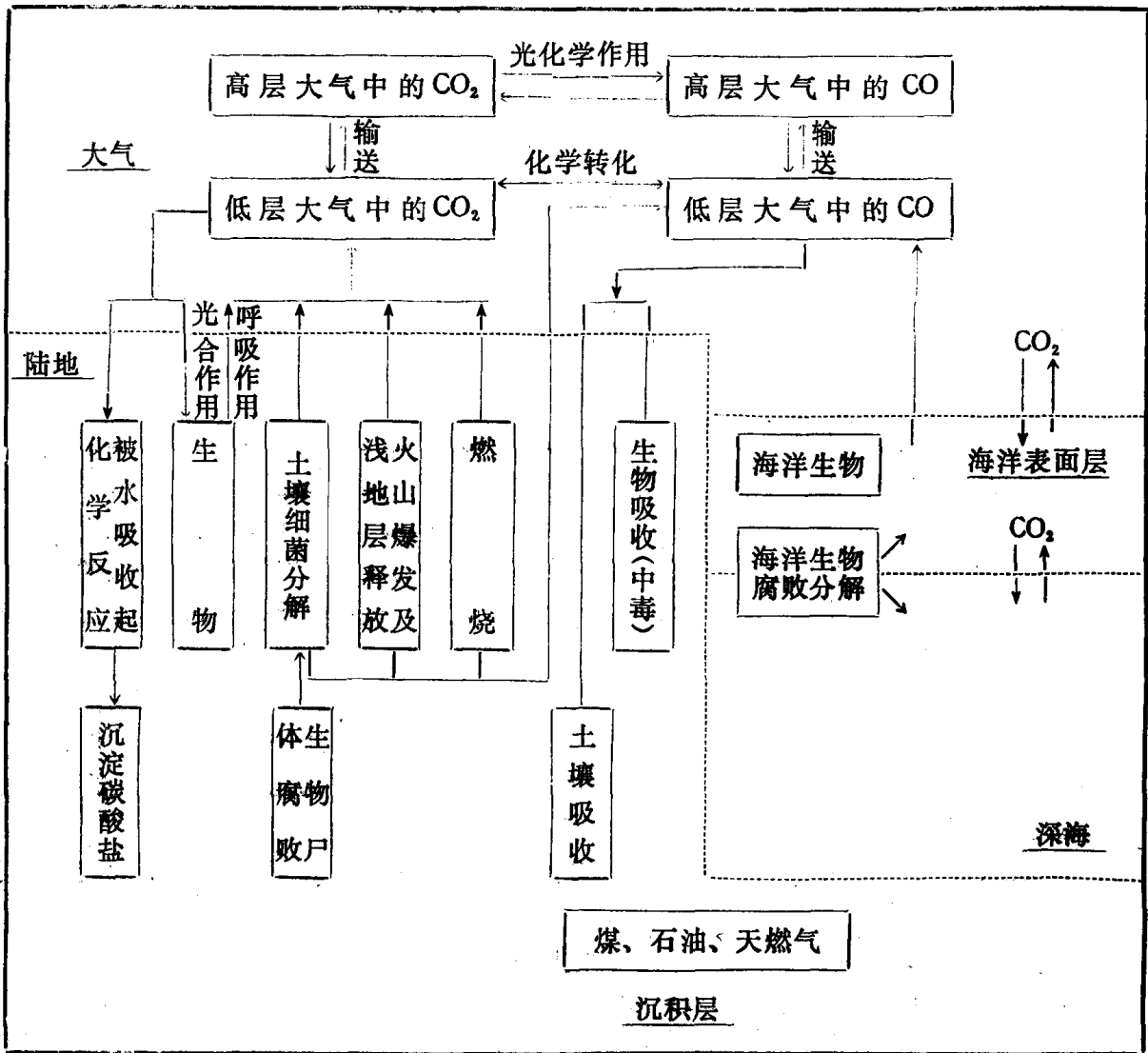


图 1.5 二氧化碳和一氧化碳的循环

大气中二氧化碳含量的变化主要是燃烧煤、石油、天然气等燃料所引起的,火山爆发及从碳酸盐矿物、浅地层里释放二氧化碳是次要的原因。因此,随着工业的发展及世界人口的增长,全球大气中二氧化碳含量也在逐年增加。从有准确观测的1957年开始,23年中二氧化碳的增加趋势见图1.6所示。1979年全球平均的二氧化碳浓度大约是335ppmv,1970—1978年每年约增加1.19ppmv。检验极地冰层里的气体成份后推算出,距今约10,000年以前的