

大气物理

——热力学与辐射基础

李万彪 编著



北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

大气物理

——热力学与辐射基础

李万彪 编著



北京大学出版社
PEKING UNIVERSITY PRESS

图书在版编目(CIP)数据

大气物理:热力学与辐射基础/李万彪编著. —北京:北京大学出版社,2010.6
ISBN 978-7-301-16095-4

I. 大… II. 李… III. ①热力学-高等学校-教材②辐射-高等学校-教材 IV. ①O414
②TL99

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 088020 号

书 名: 大气物理——热力学与辐射基础

著作责任者: 李万彪 编著

责任编辑: 顾卫宇

标准书号: ISBN 978-7-301-16095-4/P·0071

出版发行: 北京大学出版社

地 址: 北京市海淀区成府路 205 号 100871

网 址: <http://www.pup.cn> 电子邮箱: zpup@pup.pku.edu.cn

电 话: 邮购部 62752015 发行部 62750672 理科编辑部 62752021 出版部 62754962

印 刷 者: 北京鑫海金澳胶印有限公司

经 销 者: 新华书店

787mm×1092mm 16 开本 15.25 印张 375 千字

2010 年 6 月第 1 版 2010 年 6 月第 1 次印刷

印 数: 0001—4000 册

定 价: 32.00 元

未经许可,不得以任何方式复制或抄袭本书之部分或全部内容.

版权所有,侵权必究

举报电话:010-62752024 电子邮箱:fd@pup.pku.edu.cn

内 容 简 介

本书是作为大气物理学的基础教材编写的,是以后学习云物理学、卫星气象和遥感等课程的基础.

在介绍大气静力学的基础上,教材对大气热力学和大气辐射进行了较为详细的介绍和讨论.大气热力学详细讨论了大气中水的相变、等压过程、干绝热过程、湿绝热过程、混合过程、热力图及其应用和静力稳定度等.大气辐射讨论了辐射与物质的相互作用、太阳辐射、长波辐射和包括散射时的辐射传输,最后是辐射平衡的讨论和观测结果.

本书可作为高等院校大气科学学科本科生的专业课教材,也可供相关专业的本科生或研究生以及从事大气科学和大气环境工作的人员学习和参考.

前 言

早在二十多年前,作为学生,作者就在北京大学学习了大气物理学课程,使用的教材是北京大学大气物理教研室王永生等编著的《大气物理学》.多年以后,作为教师,作者在北京大学物理学院大气科学系讲授“大气物理学基础”课程,先后使用过的有这一本以及盛裴轩等编著的同名教材.

如今,《大气物理——热力学与辐射基础》在作者讲授“大气物理学基础”课程多次后,决定编写出版了.新教材以一学期教学内容为主,主要讲授大气静力学、大气热力学和大气辐射三部分内容.对于每一部分,编写内容尽量翔实,理论推导力求精确,课后习题不仅包括基础性的习题,也包括一些研究性质的习题.读者可以看到,新教材的章节分得更细,每章重点突出一个主题.

本书共分十七章.前两章是大气静力学部分,第三至十章是大气热力学部分,第十一至十七章是大气辐射部分.新教材的重点是大气热力学和大气辐射两部分,在开始讲授这两部分前,都首先对基础概念和理论进行介绍.大气热力学详细讨论了大气中水的相变、等压过程、干绝热过程、湿绝热过程、混合过程、热力图及其应用和静力稳定度等.大气辐射讨论了辐射与物质的相互作用、太阳辐射、长波辐射和包括散射时的辐射传输,最后是辐射平衡的讨论和观测结果.

大气物理学课程和教材传承了几代人不懈的努力探索和长期的积累,因此作者编写的这本书,实际上包含了前人的大量心血和劳动结晶.感谢第一本《大气物理学》教材编写组的王永生、秦瑜、刘式达、殷宗昭等教授,他们辛勤劳动编写的教材引导作者首次步入大气物理的殿堂.感谢第二本《大气物理学》教材编写组的盛裴轩、毛节泰、李建国、张霁琛、桑建国和潘乃先等教授,他们辛勤劳动编写的教材是作者任教以来传授学生知识的基石.新教材主要是以北京大学的这两本教材为参考书进行编写的.

新教材的编写得到了北京大学教务部、物理学院和“国家基础科学人才培养基金”(NFFTBS-J0630530)的支持,在此表示感谢.

李万彪

2010年1月

目 录

第一章 大气概况	(1)
1.1 行星大气和地球大气的演化	(1)
1.1.1 行星大气	(1)
1.1.2 地球大气演化过程	(2)
1.1.3 盖娅假说与大气演化	(3)
1.2 现代大气的组成和表示方法	(4)
1.2.1 现代大气组成	(4)
1.2.2 大气成分的度量	(5)
1.2.3 水汽量	(5)
1.3 状态方程.....	(11)
1.3.1 干空气的状态方程	(12)
1.3.2 湿空气的状态方程	(12)
1.4 大气与理想气体的差异.....	(14)
习题	(15)
第二章 大气静力平衡	(17)
2.1 流体静力学方程.....	(17)
2.1.1 重力位势和位势高度	(17)
2.1.2 流体静力平衡	(18)
2.1.3 测高方程.....	(19)
2.2 等垂直减温率大气.....	(20)
2.2.1 一般模式：多元大气	(20)
2.2.2 均质大气.....	(21)
2.2.3 干绝热大气	(22)
2.2.4 等温大气和大气标高	(22)
2.2.5 逆温层	(23)
2.3 标准大气.....	(24)
2.4 大气分层.....	(26)
2.4.1 按热力结构分层	(26)
2.4.2 逸散层	(28)
2.4.3 按大气成分特性分层	(29)
习题	(29)
第三章 热力学基础	(31)
3.1 大气系统.....	(31)

3.1.1	系统	(31)
3.1.2	气块假设	(32)
3.2	态函数	(32)
3.2.1	内能与热力学第一定律	(32)
3.2.2	焓与相变潜热	(33)
3.2.3	熵与热力学第二定律	(36)
3.3	理想气体的绝热过程	(38)
3.3.1	位温	(39)
3.3.2	干绝热减温率	(39)
3.3.3	大气熵最大时的温度分布	(40)
3.4	湿空气能量	(41)
3.4.1	湿空气热容量	(41)
3.4.2	大气能量	(42)
	习题	(44)
第四章	相态平衡	(45)
4.1	饱和水汽压	(45)
4.1.1	自由能与克劳修斯-克拉贝龙方程	(45)
4.1.2	饱和水汽压的理论表达式	(46)
4.1.3	相态平衡曲线	(48)
4.2	干空气对饱和水汽的影响	(48)
4.2.1	大气压对饱和水汽压的影响	(48)
4.2.2	干空气溶入水对饱和水汽压的影响	(50)
4.2.3	总体效应	(52)
4.3	球形液面的饱和水汽压	(53)
4.3.1	球形纯液滴的饱和水汽压	(53)
4.3.2	溶液滴的平衡水汽压	(54)
4.3.3	寇拉曲线	(54)
4.4	饱和状态变化和人体舒适度	(55)
4.4.1	沸点与气压的关系	(55)
4.4.2	熔点与气压的关系	(56)
4.4.3	接近饱和时人体舒适度	(57)
	习题	(57)
第五章	等压过程	(59)
5.1	等压冷却——露点和霜点	(59)
5.1.1	露和霜的形成过程	(59)
5.1.2	温度露点(霜点)差与相对湿度的关系	(60)
5.1.3	露点和霜点的关系	(61)
5.2	等压冷却凝结	(61)

5.2.1 一般方程	(62)
5.2.2 饱和水汽压变化和凝结液态水的估计	(62)
5.3 等压绝热过程——湿球温度和相当温度	(63)
5.3.1 等压湿球温度	(64)
5.3.2 等压相当温度	(65)
5.3.3 干湿表方程	(65)
习题	(67)
第六章 干绝热过程	(68)
6.1 湿空气的干绝热过程	(68)
6.1.1 湿空气的泊松方程	(68)
6.1.2 干绝热减温率	(69)
6.1.3 露点减温率	(69)
6.1.4 位温	(70)
6.2 抬升达到饱和时的特征量	(71)
6.2.1 抬升凝结高度的估计	(72)
6.2.2 饱和温度的估计	(72)
6.3 饱和成云	(74)
习题	(76)
第七章 湿绝热过程	(77)
7.1 湿绝热方程	(77)
7.1.1 饱和气块的熵	(77)
7.1.2 可逆饱和绝热过程	(78)
7.1.3 假绝热过程	(78)
7.2 湿绝热减温率	(79)
7.3 温湿参量	(82)
7.3.1 相当位温	(82)
7.3.2 假湿球位温和假湿球温度	(83)
7.3.3 假相当位温和假相当温度	(84)
7.4 焚风现象	(84)
7.4.1 焚风成因	(84)
7.4.2 理论计算	(85)
习题	(86)
第八章 混合过程	(88)
8.1 湿气块的等压绝热混合	(88)
8.2 混合成云	(89)
8.2.1 等压绝热混合后的凝结	(89)
8.2.2 凝结尾迹	(91)
8.3 垂直混合	(93)

8.4 混合层特征及云的形成	(94)
8.4.1 混合层的温度和湿度	(94)
8.4.2 垂直混合成云	(95)
习题	(96)
第九章 大气热力图	(98)
9.1 面积等价变换	(98)
9.2 热力图例	(100)
9.2.1 温熵图	(100)
9.2.2 温度对数压力图	(101)
9.3 热力图的应用	(102)
9.3.1 层结和路径曲线的绘制	(103)
9.3.2 温湿参量的确定	(103)
9.3.3 气层平均温度和等压面厚度	(105)
9.3.4 逆温层结的特征	(106)
9.3.5 混合凝结高度	(107)
习题	(108)
第十章 静力稳定度	(109)
10.1 气块运动	(109)
10.1.1 一般运动方程	(110)
10.1.2 气块作微小虚拟位移	(110)
10.1.3 气块作有限虚拟位移	(111)
10.2 静力稳定度判据	(112)
10.2.1 气块的位移和平衡条件	(112)
10.2.2 未饱和气块	(113)
10.2.3 饱和气块	(114)
10.2.4 稳定度类别	(114)
10.3 条件性不稳定	(115)
10.3.1 潜在不稳定	(116)
10.3.2 绝对稳定和绝对不稳定	(117)
10.3.3 热雷雨的预报	(117)
10.4 薄层法	(119)
10.4.1 假设和条件	(119)
10.4.2 薄层法判据	(120)
10.5 夹卷作用	(122)
10.5.1 假设条件和参数	(122)
10.5.2 云块减温率和夹卷积云模型	(123)
10.6 整层大气静力稳定度	(125)
10.6.1 升降中气层未饱和	(126)

10.6.2 升降中气层饱和	(127)
10.7 稳定度指数	(129)
习题	(130)
第十一章 辐射基本知识	(132)
11.1 基本物理量	(132)
11.1.1 电磁波特性	(132)
11.1.2 表征辐射场的物理量	(134)
11.2 辐射与物体	(136)
11.2.1 辐射源	(136)
11.2.2 辐射与物体的相互作用	(138)
11.2.3 辐射体	(139)
11.2.4 反射体	(140)
11.2.5 局地热力学平衡	(142)
11.3 平衡辐射的基本定律	(142)
11.3.1 基尔霍夫定律	(142)
11.3.2 斯特藩-玻尔兹曼定律	(143)
11.3.3 维恩定律	(143)
11.3.4 普朗克定律	(143)
11.4 辐射场的热力学特性	(145)
11.5 太阳辐射与地球辐射	(146)
习题	(148)
第十二章 发射和吸收	(149)
12.1 大气对辐射吸收的物理过程	(149)
12.1.1 大气成分的选择吸收	(149)
12.1.2 非量子化轨道与连续光谱	(151)
12.1.3 光化反应和光致电离	(151)
12.2 大气吸收光谱	(151)
12.3 辐射的吸收削弱	(154)
12.3.1 吸收系数	(154)
12.3.2 谱线的增宽	(155)
12.3.3 辐射能在吸收介质中的传输	(156)
12.4 大气垂直方向上的吸收和发射	(159)
12.4.1 光学厚度坐标	(159)
12.4.2 单色辐射吸收的垂直分布	(159)
习题	(161)
第十三章 大气散射	(163)
13.1 散射过程	(163)
13.1.1 散射过程的分类	(163)

13.1.2	描述散射过程的参数	(164)
13.1.3	散射对辐射的削弱	(166)
13.2	瑞利散射	(166)
13.3	均匀球状粒子的散射——米散射	(169)
13.4	非球形粒子的散射	(171)
	习题	(172)
第十四章	太阳辐射	(174)
14.1	大气上界太阳光谱及太阳常数	(174)
14.2	大气上界的太阳辐射能	(176)
14.2.1	日地运动关系	(176)
14.2.2	太阳位置	(177)
14.2.3	日射的计算和分布	(179)
14.3	地气系统中太阳辐射的吸收和散射	(180)
14.3.1	大气分子	(180)
14.3.2	气溶胶	(180)
14.3.3	云	(181)
14.3.4	地面	(182)
14.4	太阳直接辐射的传输	(183)
14.4.1	到达地面的太阳直接辐射	(183)
14.4.2	地基法测定太阳常数	(185)
	习题	(186)
第十五章	地气系统长波辐射	(188)
15.1	辐射传输方程	(188)
15.1.1	辐射传输方程的普遍形式	(188)
15.1.2	施瓦兹希尔德方程	(189)
15.2	辐射亮度的传输	(190)
15.2.1	平面平行大气的辐射传输方程	(190)
15.2.2	边界条件的影响	(192)
15.3	辐射通量密度的传输	(193)
15.3.1	漫射通量透过率	(193)
15.3.2	长波漫射辐射的传输方程	(195)
15.3.3	漫射近似	(196)
15.4	大气辐射光谱	(196)
	习题	(199)
第十六章	散射辐射传输	(201)
16.1	包括散射时的辐射传输方程	(201)
16.2	包括单散射时的辐射传输	(202)
16.3	散射相函数	(203)

16.4 包括多次散射时的辐射传输	(204)
16.4.1 各向同性散射的解	(205)
16.4.2 方位角平均的散射传输	(207)
16.4.3 反照率,透过率和吸收率	(208)
习题	(209)
第十七章 辐射平衡	(210)
17.1 地气系统的辐射平衡	(210)
17.1.1 地气系统辐射平衡温度	(210)
17.1.2 地球大气的温室效应	(211)
17.1.3 辐射沿纬度的变化	(213)
17.2 地气系统的净辐射	(214)
17.2.1 地面的净辐射	(214)
17.2.2 大气的净辐射	(216)
17.2.3 地气系统的净辐射	(218)
17.2.4 辐射强迫	(218)
17.3 修正的温室效应模型	(219)
17.4 辐射平衡与盖娅假说	(220)
17.4.1 地气系统总的辐射平衡	(221)
17.4.2 盖娅假说中的辐射平衡	(222)
习题	(223)
附录 物理常数	(226)
主要参考书和文献	(228)

第一章 大气概况

地球大气是包围地球的空气的总称,它同阳光和水一样是地球上一切生命赖以生存的重要物质之一.与太阳系其他行星相比,地球大气的独特演变成就了生命的诞生和繁衍.本章将讲授地球大气的演变和组成,组分的定量表示方法,大气的状态变化以及地球大气与理想气体的差异,以期使读者对地球大气有一个初步定量的了解.

1.1 行星大气和地球大气的演化

1.1.1 行星大气

地球形成于距今约 45 亿年前,是太阳系形成后环绕太阳运转的天体不断捕获其他天体并增生形成的.地球表面最初也许具有与太阳组成一样的原始大气,即主要是以氢和氦为主的挥发性气体成分.

在早期地球增生过程中,熔融状态的含铁物质等因比重较大而不断向地心沉积,导致地球物质分布发生变化.地心处形成富含铁的地核,上部较轻的物质形成地幔,地幔表层冷却形成原始的地壳.同时,地表的挥发性气体逃逸散失到空间,取而代之的是地球内部放出的气态物质.至少在 40 亿年前,地球大气圈已是富含水汽、二氧化碳、氮气以及少量其他气体组成的第二代大气(或次生大气),会产生降水、温室现象.

虽然类地行星(或带内行星)在形成和增生过程中,其大气经历相似的演化过程,但随着这些行星的演化,它们却拥有非常不同的现代大气(见表 1.1).这种现代大气组成的差异,反映了原始大气中气体含量的差异,但主要归因于太阳系中不同行星大气的演化方式.当其他行星的大气经历异常突变的演化时,地球大气的演化却相对缓慢.水星大气完全散失,金星大气发展成失控的温室使得金星表面岩石被液化,火星大部分的气体散失到空间,地球则在约 20 亿年前,随着大气氧含量的增加,出现了具有氧化性质的第三代大气.

表 1.1 火星、金星、地球以及地球假设无生命存在时的大气基本状况

行星	重要大气成分(体积比)			平均表面温度/K
	CO ₂	N ₂	O ₂	
火星	95.32%	2.7%	0.13%	~220
金星	96.5%	3.5%	极微量	~740
地球(无生命)	96.5%	3.5%	极微量	~560
地球(有生命)	0.038%	78.08%	20.95%	288

地球大气演化至今,处于化学不平衡状态,这从 N₂, O₂, CH₄, N₂O 和 NH₃ 等气体浓度要比达到完全平衡时的浓度高可以看出,在金星和火星的世界上则不存在这种不平衡状态.这是生物过程影响大气演化的重要事实.生物过程把光能有效转化为化学能,并将部分化学能储藏

在地球-大气系统中的化学不平衡态中,同时也重塑了地球的其他圈层.地球的各个圈层均含有大气的相应成分(与此形成鲜明对比的是,金星大气成分只在其大气中存在),而且大气中的主要四种元素(氮、氧、氢和碳)也是生物圈中最丰富的元素.因此行星大气中同时出现例如 O_2 和 CH_4 等气体,是此行星有生命迹象的信号.

地球大气中的水汽,是最有效的温室气体,在与海洋交换前平均有 10 天的生命期.即使作为现代大气主要成分的活动性弱的氮气,经过生物固氮、氧化和再还原循环过程的时间尺度是 1000 ~ 1500 万年,也远小于大气演化所经历的时间.因此,地球大气不仅是远离化学平衡态,而且也是动态平衡的.

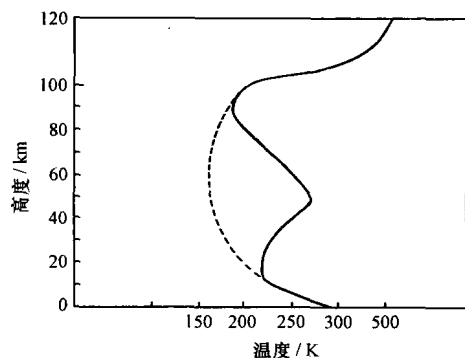


图 1.1 臭氧层对大气温度垂直结构的可能的影响,其中虚线代表了没有臭氧层时,气温随高度的可能变化

与相邻行星比较,地球大气还提供了一层保护生命抵御致命辐射的保护层,即臭氧层,这是在约 35 亿年的时间里完成的.臭氧层的出现也改变了地球大气的垂直结构,见图 1.1.地球温度垂直分布具有两个极小值,它们之间的大气因为臭氧层吸收太阳紫外辐射而升温,但其他行星就没有这么个臭氧层,因而它们的温度随高度的变化基本上只有一个极小值.如果地球大气没有臭氧层,大气温度的分布也将和其他行星一样.

1.1.2 地球大气演化过程

控制地球大气演化的过程,包括:太阳辐射、太阳风和粒子流的撞击等外部过程,火山作用和板块运动等内部过程,以及对地球大气影响深远的生物过程.大气光化学反应、火山作用和板块运动等一些过程驱动大气与地面、海洋或地球内部的蓄积物或元素进行交换,而其他过程却导致了大气长期不可逆的演化结果,如彗星和陨星撞击导致的新成分的增加、氢向太空的散失和较重元素向地球金属核心的沉积等过程.生物过程对大气演化的贡献是调节了大气和其他圈层的混合物的相互交换和转换过程,改变了大气成分的量,主要体现在大气中 O_2 , N_2 的增加和 CO_2 的减少.

原始大气受制于小行星的频繁撞击和地球含铁地核的形成等过程.小行星撞击带来了一些挥发性气体,但同时也使一些已存在的大气成分因撞击和高层大气的加热散失到太空.撞击造成对地表的破坏,也因此暴露出新鲜地表,加速了大气与地壳岩石的化学反应.地核形成时,除去了金属铁及含铁的硫、碳和氢的化合物,留给地表的主要是氧化混合物,如 CO_2 和 SO_2 等.

较轻的原子(如氢和氦)的热逃逸产生于逸散层(即地球大气的最上层).当这些原子拥有的速度超过逃逸速度,它们就脱离地球引力散失于太空.来自太阳的强烈的紫外辐射(大部分位于 121.4 nm 的氢的莱曼谱线)被逸散层之下的热层大气吸收并转换为热能,大气温度可达到 1200 K,有利于气体向逸散层扩散.强烈的辐射也通过光解作用和离解作用等产生具有超过逃逸速度的高能粒子.典型的高层大气温度足以让氢原子电离,损失一个电子变成带电质子,并被太阳风的电场加速至超过逃逸速度.

氢从逸散层向太空散失率很大,但现代大气中氢散失的实际效率受到了限制.早期大气中氢的逃逸速率会远远高于目前,主要原因是早期大气缺乏氧气,而现代大气中,氢与氧结合为水汽,主要存在于低层大气中;另一个原因是过去太阳活动强,产生的极紫外线(EUV)是氢逃逸的动力.

通过大气中水汽的光解作用释放 O_2 是大气氧气的一个来源,所生成的氧气虽然份额很小,但是通过氧的光化学作用会产生臭氧,并缓慢累积下来,逐步发展成地面生命的保护层.地球大气形成后,大气中臭氧、氧气和二氧化碳的可能演化趋势见图 1.2.

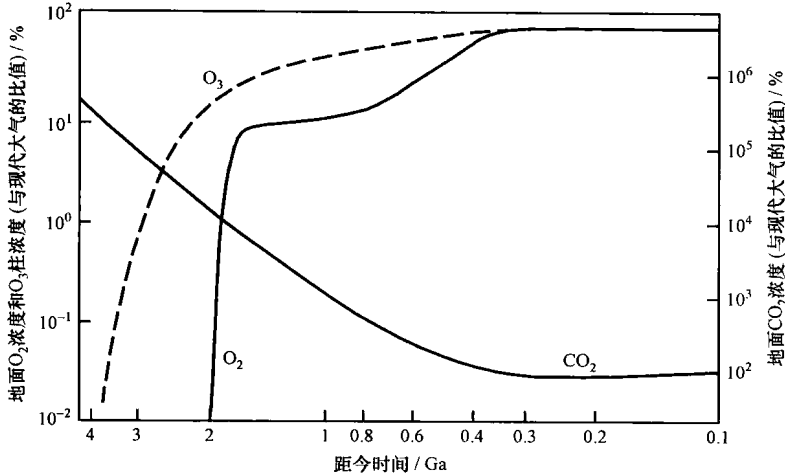


图 1.2 O_3 , O_2 和 CO_2 浓度演化示意图(与现代大气相比,以现代大气中的浓度为 1)(引自 Wayne, 1991)

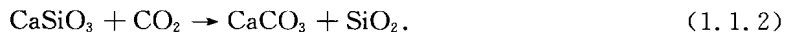
氧气主要是植物的光合作用提供的,即通过 CO_2 分解反应生成有机碳混合物和氧气:



如果有机碳混合物不会马上被再氧化,例如燃烧或其他生物体的呼吸作用,那么氧气就会进入大气中.在生物过程干涉下,光合作用氧的生成,超过了氧化作用对氧气的耗损,因此随生物过程大气氧气显著增加,同时消耗了 CO_2 .

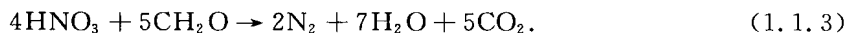
光合作用过程可能从距今 35 亿年前就开始了,生成的氧被海水中的铁离子等迅速化合沉积下来;因此,直到距今 25 亿年前仍为缺氧的还原性大气.直到 20 亿年前地质史上“成铁时期”的基本结束,大气氧气才迅速增加(见图 1.2).

生物过程不仅通过光合作用减少了大气 CO_2 ,也通过硅酸盐侵蚀和碳酸盐沉淀过程,对大气、海洋和岩石圈的二氧化碳进行了重新分配:



因此,持续发展进化的海洋和陆地生物体,导致了大气中 CO_2 的长期不断的减少.

生物起重要作用的第三个过程是依靠脱硝作用的氮再循环过程使得大气中氮气增加:



在没有生命时,硝酸是由紫外辐射和闪电作用生成,并随降水离开大气,在大约 10 亿年的时间内,大部分的 N_2 已经被清除了.生物过程是大气中氮气演化为目前水平的主要过程.

1.1.3 盖娅假说与大气演化

普遍接受的主星序演化理论中,太阳是一个典型的例子,自从太阳形成后,太阳发光度稳

定地增加了 40%。这样,如果地球大气成分保持不变,根据能量平衡,不考虑生物的作用,在 20 亿年前,地球的平均表面温度将低于水的冰点温度,但是沉积物记录显示地球上一直存在液态水。

此外,如果地球一直没有生命存在,大气演化将和金星类似(见表 1.1),大气中将充满 CO_2 (96.5%),而缺乏氧气,地表平均温度可高达 560 K ($\sim 290^\circ\text{C}$)。没有生命的地球与金星类似,而与有生命的地球的差距有如天壤之别。

对这些问题的合理解释,只能是生物过程。前面已经讨论了生物过程在大气演化中起了重要作用,这是盖娅假说的基础。在盖娅假说中,生物圈是一个高度整合、自行组织的系统调控实体,对大气圈的影响可以看作是有目的的,能够调节地球大气和气候来维持适合生命活动的适宜条件。地球大气在演化过程中受生物圈的自我调控影响,这仅仅是一个假设,存在证明上的困难。

目前,人类文明的快速发展,已经大大改变了地球环境,并影响了大气组成和地球气候,例如温室气体的增加,气候的暖化等等。人类最终将在地球大气的演化中扮演什么样的角色,依然有待将来证实。

1.2 现代大气的组成和表示方法

1.2.1 现代大气组成

现代地球大气由多种气体和悬浮于其中的固态粒子和液态粒子(云雾或大气气溶胶)组成。在不包括固态粒子和液态粒子时,不含水汽称为干洁大气,简称干空气;否则称为湿空气。

大气组分可分为三种。一是混合的气体,即干空气;二是水的三相(水汽、水粒和冰粒),包括水汽和云雾;三是固态或液态的其他小颗粒,即气溶胶粒子。其中水的三相对大气热力过程相当重要;而气溶胶对大气化学、云、降水和大气辐射较重要,但在大气热力过程中的作用可以忽略。

约 86 km 以下干空气的重要组成成分及其体积混合比见表 1.2,表中一些浓度更低的成分没有列出。一般根据各成分在干空气中的浓度,分为主要成分和次要成分,次要成分还可划分为微量成分和痕量成分。4 种主要成分为 N_2 , O_2 , Ar 和 CO_2 , 浓度在 300 ppmv(体积混合比

表 1.2 约 86 km 以下干空气成分的体积混合比

主要成分			次要成分		
气体	体积混合比/%	摩尔质量/ ($\text{kg} \cdot \text{kmol}^{-1}$)	气体	体积混合比/%	摩尔质量/ ($\text{kg} \cdot \text{kmol}^{-1}$)
N_2	78.084	28.0134	Ne	1.818×10^{-3}	20.183
O_2	20.948	31.9988	CH_4	$\sim 1.745 \times 10^{-4}$	16.04
Ar	0.934	39.948	He	5.24×10^{-4}	4.003
CO_2	~ 0.0383	44.0099	Kr	1.14×10^{-4}	83.80
			H_2	$\sim 5.5 \times 10^{-5}$	2.016
			N_2O	$\sim 5.0 \times 10^{-5}$	44.01
			Xe	8.7×10^{-6}	131.30
			O_3	$0 \sim 7.0 \times 10^{-6}$	47.998

0.03%, 1 ppmv = 10^{-6}) 以上, 其中前 3 种就占了空气体积的 99.966%; 痕量成分的浓度在 1 ppmv (体积混合比 0.0004%) 以下, 重要的有 O_3 , N_2O 等氮氧化物、硫化物及人类活动排放的一些物质如氟氯烃类有机化合物等。

1.2.2 大气成分的度量

大气成分量的度量, 根据研究目的有几种不同的表示方法, 例如表 1.2 中已经出现的体积混合比, 这是大气成分的相对量表示方法, 即表示某种大气成分的体积占大气总体积的百分比。此外, 大气成分量也用绝对量来表示, 如密度等。必须注意的是, 一些物理量与观测时的大气状态有关, 为了便于相互比较, 常需要换算成标准状态 (STP) 即 1 atm, 0°C 下的量。描述这些大气成分的主要物理量有:

数密度: 定义为单位体积大气中的某种气体成分的分子数或原子数, 单位: $\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$;

浓度(或密度): 单位体积大气中某种气体成分的质量, 单位 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$;

质量混合比: 某种气体的质量占大气中所有成分质量总和的比值, 单位通常用 ppmm (10^{-6}) 和 ppbm (10^{-9}) 等;

体积混合比(或称摩尔分数): 表示某种气体的体积与相同条件下大气体积的比值, 单位通常用 ppmv (10^{-6}) 和 ppbv (10^{-9}) 等;

分压: 是某种气体成分在大气中的分压强, 单位 mPa (10^{-5}hPa) 或 hPa 等; 这种气体分压 p 与数密度 n 的关系为

$$p = \frac{2}{3} n \bar{E}_k = nkT, \quad (1.2.1)$$

其中, \bar{E}_k 为分子平均动能, T 为气体绝对温度, k 为玻尔兹曼 (Boltzmann) 常数。

柱密度(也称压缩厚度): 即单位高度气柱内某气体成分的量折合成在标准状态下的厚度, 单位为大气厘米每千米 ($\text{atm} \cdot \text{cm} \cdot \text{km}^{-1}$)。

臭氧除了使用以上这些物理量表示外, 常用的表示量还有臭氧总量。它是观测站上空单位截面积气柱内的总臭氧含量, 以累计压缩厚度表示, 它是把垂直大气柱内所有的臭氧压缩到标准状态下的等效厚度, 单位为大气厘米 ($\text{atm} \cdot \text{cm}$) 或多普森单位 (Dobson Unit, DU)。1 DU 相当于在标准状态下, 等效厚度为 $10^{-3}\text{atm} \cdot \text{cm}$ 的臭氧含量。多普森单位由广泛使用的观测大气臭氧总量的多普森臭氧仪(多普森设计)而得名。用公式表示海平面以上的臭氧总量 X 为

$$X = \frac{1}{\rho_{30}} \int_0^{\infty} \rho_3(z) dz, \quad (1.2.2)$$

其中, $\rho_3(z)$ 为高度 z 处的臭氧密度, ρ_{30} 为标准状态下的臭氧密度, 其值为 $2.144 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

1.2.3 水汽量

水汽在整个大气中占的体积比例很小, 大约平均为 0.4%。近地面附近的水汽是非常活跃的, 体积比例为 0~4%。在热带海洋地区水汽含量大, 而在极地却很小。

大气中表示水汽量的物理量总称为空气湿度, 它是表示湿空气中水汽含量的多少或空气干湿程度的物理量。地表蒸发率和大气中形成云雾的凝结过程等, 调节着空气湿度的大小。由于历史原因和实际测量方法的不同, 空气湿度可以用不同的物理量表示, 包括水汽压、水汽密度、混合比、比湿、相对湿度和露点等。如果给定环境大气的温度和气压, 一个湿度变量就可以