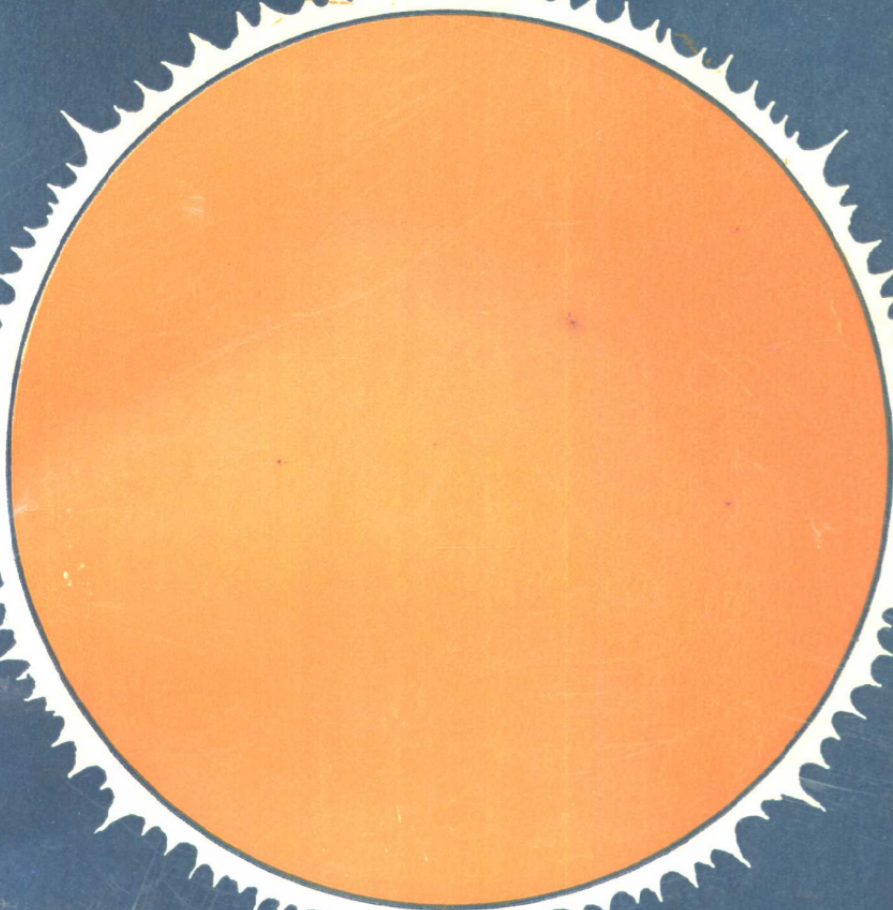




TAIYANG FUSHE YU RENENG

高等学校教材

太阳辐射与热能

陈仲全 邓先瑞

高等教育出版社

高等学校教材

太阳辐射与热能

陈仲全 邓先瑞 编

高等教育出版社

一九八九

高等学校教材

太阳辐射与热能

陈仲全 郑先瑞 编

*

高等教育出版社出版

新华书店北京发行所发行

国防出版社印刷厂印刷

*

开本 850×1168 1/32 印张 6.875 插页 1 字数 180 000

1989年10月第1版 1989年10月第1次印刷

印数0001— 480

ISBN 7-04-002383-0/K·111

定价：2.20元

前 言

本书是1982年理科地理教材编委会所确定的气象学教学丛书之一，是配合周淑贞先生主编的《气象学与气候学》教材的辅助参考书。1988年列入甘肃省高校教材建设规划，经甘肃省教材建设指导委员会评审，认为书稿质量较好，推荐出版。气象学与气候学是涉及理、工、农、医、师范等各类高等学校有关专业教学的重要学科。为了加深并拓宽它的太阳辐射与热能部分的理论，充实最新研究资料，并进一步联系实际阐明其重要机理，由西北师范大学教授陈仲全和华中师范大学教授邓先瑞合作编写了本书——太阳辐射与热能。其中，第一、四、五、六章由陈仲全教授编写，第二、三章由邓先瑞教授编写。

气候是极其复杂的系统，太阳辐射与热能既是其重要能源，也反映其重要热力特性，它密切关联到气候系统内的各种机制和过程的存在与发展变化。大气是构成气候系统的主要实体，也是太阳辐射与热能作用过程的主要物质客体 and 对象，二者是密切相互联系与相互制约的。因此，本书第一章首先着重介绍了大气起源、组成和结构的一些新内容，并对有关大气性状的基本理论进行了论述。第二、三章阐述了太阳辐射、地球辐射与净辐射作用过程及机理，加深了辐射能基本知识、辐射过程、探测与应用部分内容，充实了近年来太阳辐射研究的大量新材料。第四章从不同下垫面热状况，蒸散和分量收支分析的基础上，探讨了下垫面的热量平衡。第五、六章在介绍热力学定律的基础上，阐述了热量传递与绝热过程，阐述了与大气热力特性密切相关的大气稳定度，充实了热力学图解部分内容。

本书所用资料新颖，系统严密，论述清楚，图文并茂，便于自学。为照顾初学者的困难，对公式、定律、基础理论的阐述，

注意了逐步推导、循序渐进。

本书编写过程中，一直得到周淑贞教授的指导和支持，书稿并由高等教育出版社张月娥副编审审校。另外，张超、张如一、杨美华等教授也对本书的出版提供过有益建议和帮助，在此，一并表示衷心感谢。

编 者

1988 年 11 月 19 日

目 录

第一章 大气概述	1
第一节 大气的起源和组成	1
一、行星大气	1
二、地球大气的起源	3
三、均匀层大气的组成	6
四、非均匀层大气的组成	12
第二节 大气的结构	13
一、大气的范畴	13
二、大气的垂直分层	17
第三节 大气的基本物理状态	22
一、气体的状态参量	23
二、理想气体的状态方程	26
第二章 太阳辐射	31
第一节 辐射的基本知识	31
一、能量的传输方式之一——辐射	31
二、物体发射光能的形式——发光和热辐射	35
三、辐射场的基本特征量	37
四、黑体与灰体	42
五、辐射的基本定律	43
第二节 太阳与太阳常数	52
一、太阳概观	52
二、太阳辐射光谱	55
三、太阳常数	56
四、米兰柯维奇理论	58
五、太阳辐射的理论计算	60
第三节 太阳辐射的减弱	65
一、太阳辐射减弱的原因	65

二、太阳辐射减弱的规律	72
三、大气污染与太阳辐射	76
四、火山活动与太阳辐射	78
第四节 到达地面的太阳辐射	81
一、太阳直接辐射	81
二、散射辐射	84
三、总辐射	85
四、地面对太阳辐射的反射	90
五、地球行星反射率	92
第三章 地球辐射与净辐射	95
第一节 地面辐射	95
第二节 大气辐射	97
一、大气对长波辐射的吸收	97
二、大气逆辐射与大气效应	98
第三节 地面有效辐射	100
一、地面有效辐射及其变化	100
二、地面有效辐射的计算	101
第四节 云对大气辐射和有效辐射的影响	105
一、云对大气辐射的影响	105
二、云对有效辐射的影响	106
第五节 净辐射	107
一、地面净辐射	108
二、地气系统的净辐射	112
三、辐射的探测与应用	114
第四章 下垫面的热量平衡	121
第一节 下垫面的热状况	121
一、土壤的热状况	121
二、下垫面的蒸散	133
第二节 下垫面的热量平衡方程	139
一、地球表面的热量平衡方程	139
二、海陆下垫面增温冷却的差异	148

第五章 大气中的热量传递与绝热过程	150
第一节 热力学第一定律	150
一、功与热	150
二、热力学第一定律的表达式	151
第二节 大气中的热量传递	153
一、分子热交换	154
二、湍流和对流热交换	155
三、由于水的位相变化引起的热交换	157
四、湍流大气中的热流入方程	158
第三节 干空气的绝热过程	160
一、干绝热方程	160
二、位温	164
第四节 热力学第二定律和熵	167
一、热力学第二定律	168
二、熵的计算与位温	171
第五节 湿空气的绝热过程	172
一、未饱和湿空气的绝热过程	172
二、饱和湿空气的绝热过程和假相当位温	174
三、热流量方程	179
第六章 大气稳定度	181
第一节 热力学图解	181
一、温度—对数压力图解的构造	181
二、温度—对数压力图的应用	183
三、温熵图和斜温图	184
第二节 大气稳定度的概念与基本判别式	186
一、大气稳定度的概念	186
二、大气稳定度的基本判别式	187
三、不稳定对流高度	188
第三节 干空气和未饱和湿空气的稳定度	189
一、干空气和未饱和湿空气稳定度的判据	189
二、用位温判别干空气的稳定度	190
第四节 饱和湿空气的稳定度	192

一、饱和湿空气稳定度的判据	192
二、用假相当位温判别饱和湿空气的稳定度	194
第五节 条件性不稳定与不稳定能量	194
一、条件性不稳定	194
二、不稳定能量的表示	195
三、条件不稳定气层的类型	196
第六节 影响大气稳定度变化的因子	197
一、温度对大气稳定度的影响	197
二、湿度对稳定度变化的影响	199
附录 I 单位换算和常数	202
附录 II 美国气象卫星系列一览	204
参考文献	210

第一章 大气概述

第一节 大气的起源和组成

一、行星大气

大气或大气圈是环绕地球或其他行星的气层。在太阳系内，除水星以外，每个行星都包围着一层大气。距太阳近的金星、地球、火星的大气组成含氢量都较少，例如，金星与火星的大气成分是以二氧化碳为主；地球的大气成分，几乎全由氮、氧组成。距太阳远的外行星的大气成分都含有氢、氦、氨、甲烷。在最远的三个行星上（天王星、海王星、冥王星）氨已冻结，大气的主要成分由甲烷构成。外行星的星体质量巨大，有稠密而深厚的气层。由于距太阳较远，它们的气温很低。表 1-1 是地球及其邻近行星大气层的部分资料。

行星大气的组成和密度的差异，一般受以下几方面条件的影响：

1. 行星到太阳的距离：由于行星形成以前，星云中各种气体离太阳的远近不等，所以，距太阳较近的地族行星缺乏轻元素氢，而距太阳较远的木族行星则富集着氢。表面温度特别低的外行星——土星、天王星、海王星的大气则主要由难于液化的氨与甲烷所组成。

2. 大气层的气体同星体壳物质的化学反应：化学性活泼的气体氧、二氧化碳易于同行星外壳中其他物质化合，并易从大气中消失掉，因而在大气层中比较缺乏。

3. 生物化学反应：地球上具有的植物光合作用和呼吸反应使地球大气层中富含氧气，并失去一部分二氧化碳。

表 1-1 地球及其邻近行星大气层的部分资料

名称	太阳到行星 距离(R) (天文单位)	反射率 (A)	平均表 面温度 (K)	表面气压		重力加速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)	自转周期 (d)	Mr 分子量	主要组成	Te估算有效 温度 (K)
				(atm) ^①	PaN/m ²					
金星	0.72	0.77	750	90	9119250	8.84	243	44	79% CO ₂ 全为 厚层云覆盖	227
地球	1.00	0.30	280	1	101325	9.81	1.00	28.8	N ₂ 78%、O ₂ 21%、 约50%为水云覆盖	256
火星	1.52	0.15	240	0.007	707.275	3.76	1.03	44	78%CO ₂ , 一些 很薄的水云	216
木星	5.20	0.58	134 ^②	2	202650	26	0.41	2	H ₂ 、He, 有 NH ₃ 云	98

注: ① atm为地球平均气压 = 1013毫巴 = 1013百帕

② 在云顶

表 1-1 最后一栏内的 T_e 估算有效温度, 是按照行星吸收的太阳辐射等于它放射的红外辐射的公式^① 粗略估算的行星表面的有效温度, 它比表 1-1 第三栏内行星表面平均温度的数值明显偏低。其中木星的有效温度比平均表面温度低得多, 这是因为木星吸收的太阳辐射量仅仅是维持现有平均表面温度所需能量的一半, 另一半是木星内部产生供给的。金星上的这两项温度数值的差别是由于有很浓密的完全覆盖金星的云层, 主要由 CO_2 组成, 它象一层严实的盖层, 几乎完全阻挡了金星向外放射的所有红外辐射, 形成著名的“温室效应”, 维持较高的表面平均温度。在地球与火星上, 也由于有这类效应而提高了其表面平均气温, 但程度上比木星有所减弱。

二、地球大气的起源

地球现有大气的组成, 除去尘埃以外, 基本上只有 6 种化学元素 (N、O、Ar、C、He、H)。因此, 地球大气的化学组成比地球的岩石圈和水圈贫乏得多。

为什么仅有上述 6 种气体能存在于地球大气层中呢? 原因之一是这些气体的液化点或凝固点都低于目前地球大气层的一般温度。在一定临界压力下, 使气体开始变为液体的温度, 称为临界温度。表 1-2 列出了大气中主要气体的临界温度和临界压力。从表中可看出, 目前地球大气层中主要气体的临界温度远低于大气的一般温度, 它们在地球大气层内是完全稳定的。这几种气体只能在离太阳很远的十分寒冷的行星上发生液化和“冻结”。只有水能以三种聚集态存在于大气中。二氧化碳在约一个大气压的条件下, 需要 -78.5°C 的低温才能使它凝固。

① 计算平衡条件的有效温度 T_e 的公式如下:

$$4\pi a^2 \sigma T_e^4 = \pi a^2 (1 - A) F / R^2$$

公式内 σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, a 为行星的半径, R 为行星到太阳的距离 (用天文单位), F 为近地球表面垂直于太阳光线的太阳辐射通量 (等于 1370 W/m^2), A 为行星反射率。

公式右端是假定行星为黑体所吸收的太阳辐射, 左端为黑体放射的辐射。

表1-2 大气中主要气体的临界温度和临界压力

气 体	氮(N)	氧(O)	氩(Ar)	二氧化碳(CO ₂)	水汽	氢(H)	氦(He)
分子量	28	32	40	44	18	2	4
临界温度(°C)	- 147	- 118.8	- 122.4	31.0	374.0	- 240	- 267.4
临界压力(大气压)	33.5	50.0	48.0	72.9	218.0	12.8	2.2
Pa(N/m ²)	3394387.5	5066250	4863600	7386592.5	22088850	1296960	222015

这些气体能存在于大气层中也与地球对气体的吸引力有关,这种吸引力取决于气体的分子量和地球的质量与半径。如果气体分子运动速度达到所谓“临界速度”或“抛物速度”时,气体分子将脱离地球(或其他行星)的引力,逃逸到宇宙空间去,气体的临界速度 $V = \sqrt{2gr}$ ^①。就地球而言, V 等于11.2千米每秒,而月球为2.4千米每秒,火星为5.1千米每秒,土星为36.8千米每秒,木星为61千米每秒。

就地球大气层中气体分子平均运动速度的总体而论,地球大气是同地球牢牢地联系在一起的。但在500千米以上的大气,因受高温的影响,密度很小,轻的气体发生逃逸。

关于地球现有大气的形成过程,有关学者曾提出过各种理论。一般认为地球大气的演化经过了以下三个阶段:

1. 地球的原始大气:原始地球的体积小,质量、引力也小。以原始星云物质、气体、尘埃构成的原始大气,在距今 4.5×10^9 年以前,在太阳热力、光压作用下散失。所以,在地球刚刚形成的时期,地球的原始大气散逸,可以说有一段时期地球上是没有大气的。

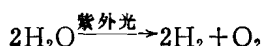
① 一个空气质点要逃出地球的引力场,它具有的动能必须大于它所受的重力位能。设质点在外逸层的径向距离为 r_1 ,质量为 m ,速度为 V ,则必须 $\frac{1}{2}mV^2$

$> mg_1 r_1$, g_1 为 r_1 处重力加速度,因此,临界速度(逃逸速度)为,

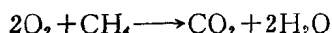
$$V_c = \sqrt{2gr_1}.$$

2. 地球的第二代大气——还原大气：随着地球质量的逐渐增大，引力增大，内部温度升高，地球内部的放射性物质受到激发，地幔对流使外壳物质熔融成液体状态，在靠近地面冷却时，结晶中排出的水才以蒸汽的形式溢出。花岗岩及其他岩石都包含一部分水分。花岗岩含水占总体积的6—10%。所以地球造壳时期，大量熔融物质不断从地幔上升到地球表面，同时火山喷发出水蒸汽和多种化学元素，可能含有氢（H₂）、水（H₂O）、二氧化碳（CO₂）、一氧化碳（CO）、氮（N）、硫化氢（H₂S）、盐酸（HCl）。其中碳（C）与氢（H）作用生成甲烷（CH₄），氮（N）与氢（H）作用生成氨（NH₃）。

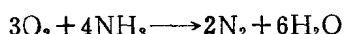
在上述火山喷出的大气的上层，经过太阳紫外辐射的作用，把水分子分裂成氢和氧（光致离解）即：



产生的氢逃逸出地球，而留下来的氧一部分以自由态存在，另一部分则与甲烷作用形成二氧化碳和水，即



呈自由态存在的氧一部分又与氮作用形成氮与水，即：



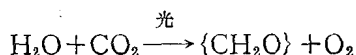
氮与地壳中的矿物质发生缓慢作用形成硝酸盐，而剩下的二氧化碳就成为地球第二代大气的主要成分。

一旦二氧化碳成为大气的主要成分，紫外辐射就不会再通过水分子的离解而使大气进一步变化了。因为，当氧开始以自由态形式积累起来的时候，在高层大气中就会形成一层薄薄的臭氧层，阻碍紫外辐射进入低层大气，从而阻止进一步发生光致离解。因此，二氧化碳为主的大气是稳定的。

1962—1970年，人类对火星、金星的多次探测证明，火星上的大气是以二氧化碳为主要成分的。1970年12月金星探测器在金星表面着陆，已证明金星的大气成分也以二氧化碳为主。

3 地球的第二代大气：地质资料证明，植物生命的原始形

式在距今 $2-3 \times 10^9$ 年以前, 已通过光合作用开始释放少量的氧。大气上层的臭氧层的逐渐形成, 使渗透到地面来的紫外辐射大大减少, 而使光合作用的基本成分——可见光透到地面增多。光合作用使更多的二氧化碳转变为氧, 即:



光合作用中产生的 $\{\text{CH}_2\text{O}\}$ 单体是形成植物生命细胞中碳氢分子结构的基础, 它又使植物生命的发展日益有利, 使距今 4×10^8 年以前植物出现在大陆上, 以致进一步产生更多的氧。

地球历史上经植物生命产生的氧的净数量 (也就是光合作用产生的氧减去通过有机物的腐烂而消耗的氧) 仅有 10% 储存在大气中, 而大多数氧是通过 Fe_2O_3 和碳酸盐化合物的氧化 (CaCO_3 和 MgCO_3) 构成了地壳。碳酸盐是通过一些海洋生物中的离子交换作用而形成的。

另外, 由火山喷发释放入大气中的多数氮仍保留在大气中。因此, 地球上植物生命的出现和光合作用, 使大气中 CO_2 减少, 氧增多, 把地球的第二代大气, 即以二氧化碳为主的还原大气转变成地球的第三代大气, 以氮、氧为主的大气。

值得注意的是地球的含氧大气仅是地球全部历史中 $1/10$ 的最后时段的特征。在 6×10^8 年前, 大气中氧的含量也仅仅是现在的 $1/10$ 。

三、均匀层大气的组成

在没有源和汇的条件下, 大气中不同气体的比例决定于分子扩散和流体运动引起的混合比。在距地球表面 90—100 千米以下, 大气的密度比上层大, 分子运动平均自由程短, 因分子扩散引起大气轻和重的分子进行分异所需要的时间, 一般比流体运动混合 (使轻的和重的分子均匀混合) 要求的时间要长好几个数量级。所以, 由流体运动混合使轻的和重的分子均匀化的作用大于由分子扩散引起轻的和重的分子分异的作用。在 90—100 千米以下的大

气层中，各种气体组成的比例几乎保持不变（仅极少数气体例外），故称为均匀层。在 90—100 千米高处，上述两种作用大约相等，称为均匀层顶或湍流层顶。

在 90—100 千米以上的大气中，大气密度很小，分子运动平均自由程长，由分子扩散引起的轻的和重的分子的分异作用为主，各种气体组成的比例随高度变化，称为非均匀层。

均匀层大气是由多种气体和少量固体、液体微粒组成的混合物。习惯上把不含水汽和固体、液体微粒的大气称为干洁大气，其平均分子量为 28.966，在标准状况下，密度为 $1293 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。另外，按气体组成在大气中自然变化幅度的大小，又分为大气的固定成分和变动成分（见表 1-3）。前者是指大气成分维持固定比例，基本上不随时间、空间而变化，并以氮、氧、氩为主，其总量占干洁空气总容积的 99.97%，其余气体总共不过 0.03%（图 1-1）。其中二氧化碳含量少，在自然生态平衡状况下，它的变化不大。但是，本世纪以来，由于人为的影响，二氧化碳的含量已发生明显变化。后者为水汽和臭氧等微量组成，与其他组成比较，水汽和臭氧的浓度在空间和时间上都有高度的变化性，它们在吸收通过大气的辐射与大气能量平衡方面起着极重要的作用。

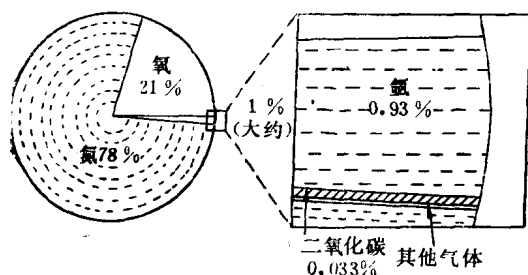


图 1-1 下层大气的组成（数字为体积百分比）

臭氧在地面附近只有空气总质量的亿分之一。在海平面的温度和气压下，如果把大气中所有臭氧集成一层，它的厚度一般在 2.5 毫米左右（从 1.5—5.5mm）。距地面以上 25 千米附近的臭氧浓度最大。在 20—33 千米气层内臭氧含量为 7×10^{-6} ，再向

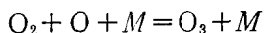
表1-3 均匀层大气组成

固 定 成 分		变 动 成 分	
成分名称	占容积的(%)	成分名称	占容积的(%)
氮(N ₂)	78.084 ± 0.004 (按质量占 75.51%)	水汽(H ₂ O)	< 4
氧(O ₂)	20.946 ± 0.002 (按质量占 23.14%)	臭氧(O ₃)	1.0 × 10 ⁻⁶ (气压 4863600Pa)
氩(Ar)	0.934 ± 0.001 (按质量占 1.28%)	二氧化硫(SO ₂)	< 1 × 10 ⁻⁴
二氧化碳(CO ₂) ^①	0.033 ± 0.001	二氧化氮(NO ₂)	< 0.02 × 10 ⁻⁴
氖(Ne)	18.8 × 10 ⁻⁴ ± 0.04	氨(NH ₃)	微 量
氦(He)	5.24 × 10 ⁻⁴ ± 0.004	一氧化碳(CO)	0 - 0.2 × 10 ⁻⁴
氪(Kr)	1.14 × 10 ⁻⁴ ± 0.01	微 尘	< 10 ⁻⁵
氙(Xe)	0.087 × 10 ⁻⁴ ± 0.001	水 (液态) 固态	< 1
氢(H ₂)	0.5 × 10 ⁻⁴		
沼气(CH ₄)	2.0 × 10 ⁻⁴		
氧化氮(N ₂ O)	0.5 × 10 ⁻⁴ ± 0.1		
氡(Rn)	6 × 10 ⁻¹⁸		

① 全球平均。

上, 臭氧的含量大大减少。臭氧含量虽然很少, 但它能吸收 < 0.3μm 波长的对生物有害的紫外线, 使其很少到达地面。因此, 在保护近地面附近生物免受短波紫外线危害方面, 臭氧有非常重要的作用。波长为 0.1—0.2μm 的太阳辐射, 实际全部为光解 O₂ 所吸收, 即: $O_2 + h\nu = 2O$

这类光解作用产生的原子氧是高于 100 千米大气层的主要组成之一, 但在 100 千米以下的层次内也有这种光解作用产生的原子氧。大气中臭氧的产生是: 一个原子氧和一个分子氧, 再加上第三者的“触媒”质点如氮, 共同碰撞而形成, 即



这里 M 代表“触媒”质点, 它是要求带走这一作用过程中过剩能量的第三种分子, 如氮分子。上述作用过程中三体碰撞可能性的增长与气体的密度成正比。在密度很低的大气中, 一个自由原子氧几乎能独立存在; 在密度很高的大气中, 它存在的时间可