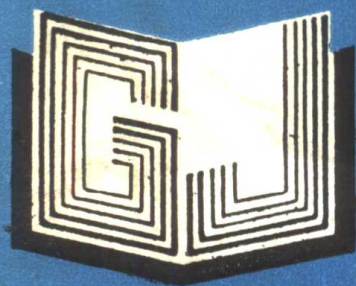


983295



高等学校教材

气象学与气候学

四川联合大学 张志明
河海大学 范钟秀 合编



高等学校教材

气象学与气候学

四川联合大学 张志明
河海大学 范钟秀 合编

中国水利水电出版社

内 容 提 要

本书根据水文、水资源、水环境专业的“气象学与气候学”的教学大纲编写，系统地介绍了气象学、天气学和气候学的基础知识。第一章至第四章属气象学内容，包括大气物理状况、辐射收支与热量平衡、大气运动力学和大气中水汽凝结、云雨形成，以及水分从地表面向大气的蒸发过程。第五章属于天气学内容，它是研究天气变化规律和天气预报方法的科学。第六章至第八章属气候学内容，分别讲解了气候的形成原因、气候的区划和气候变迁。

本书为水文、水资源、水环境专业大学本科教材。亦可供农林、环保及地学各专业等与气象学有关的科技工作者参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

气象学与气候学/张志明, 范钟秀编. —北京: 中国水利水电出版社, 1995
高等学校教材

ISBN 7-80124-029-4

I. 气… I. ①张…②范… III. ①气象学-高等学校-教材②气候学-高等学校-教材 IV. ①P4②P46

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (95) 第 08876 号

书 名	高等学校教材 气象学与气候学
作 者	四川联合大学 张志明 合编 河海大学 范钟秀
出 版 发 行 经 售	中国水利水电出版社 (北京市三里河路 6 号 100044) 新华书店北京发行所 全国各地新华书店
排 版	北京市京建照排厂
印 刷	北京市朝阳区小红门印刷厂
规 格	787×1092 毫米 16 开本 19.25 印张 13.1 千字 1 插页
版 次	1996 年 6 月第一版 1996 年 6 月北京第一次印刷
印 数	001—6700 册
定 价	14.80 元

前 言

1988年5月,高等学校水利水电类专业教学委员会会议规划出版“气象学与气候学”一书,作为水文专业(现改名为水文、水资源、水环境专业)的教材。历经数年的努力,现在该书终于出版了。

参加本书编写的都是在水文专业从事教学工作30多年的教师。在教材内容取舍方面充分考虑了水文专业的需要。在讲解方法上,融汇了教师多年来从事教学的经验,做到深入浅出,易学易懂,使学生在在学习过程中得到能力方面的锻炼,在分析问题与解决问题方面得到启发。为了拓宽学生的知识面,培养学生的辩证唯物主义世界观,本书对地球大气的形成过程及太阳活动等方面都作了必要的介绍。对影响环境的大气微量气体、臭氧空洞及温室效应诸方面都有涉及。所使用的名词都以全国自然科学名词审定委员会公布的大气科学名词为准。使用的单位一律为国际单位,计算公式中则采用标准国际单位制单位。

本课程内容共分三部分,即气象学、天气学和气候学。第一章至第四章属气象学内容,它以物理学规律为基础来研究大气中发生的物理过程,包括大气物理状况(第一章)、大气中辐射收支与热量平衡(第二章)、大气运动力学(第三章)及大气中水汽的凝结(云、雨的形成)和水分从地表向大气的蒸发过程(第四章)。第五章属于天气学内容,它是研究天气(短时间内的天气物理状况)变化规律和天气预报方法的科学。第六章至第八章属气候学内容,讲解气候的形成、区划和变迁。气候是长时间的天气状况和天气过程的综合。一地区的气候状况和水文状况密切相关,沙漠中缺水这一水文特征就是因为该地区具有降水量很少这一气候特征,而沼泽的水文特征则是与降水多、温度低(太阳辐射不多)、蒸发慢的气候特征相联系的。一定的水文特征是在一定的气候特征背景下形成的。随着气候特征发生变化,水文特征也会发生变化。所以有关气候形成、区划和变迁的基本知识也是一个水文工作者所必需的。

为适应水文专业的需要,本教材对计算蒸发量的原理和方法作了较全面的介绍。这包括辐射差额及其分量的计算、水面蒸发量及潜在蒸发量的计算、流域实际蒸发量的测定与计算等。

书中第三章第五节第四段及第四章第十节第二段,若时间不够可略去,对全书学习无影响。这部分内容是学生毕业后在工作中很可能要用到的。

本书未单独设大气热力学一章,而把有关内容分别放在第二章第十一节“对流层中的垂直热传递”及第四章第二节“潜热释放与垂直运动”中讲解,以显示前一部分内容与地表、大气之间的热交换有关,后一部分内容则是与云的形成密切相关的潜在不稳定与对流不稳定问题。这样安排,使学生更明确学习这部分内容的必要性。

本书绪论、第一章至第四章由张志明编写,第五章由范钟秀编写,第六章至第八章由熊学农编写。全书由张志明统稿,吴和赓审稿。

张志明

全体参加编写和审稿的教师都认真作了不少工作，但难免仍有不妥甚至错误之处，恳请指正。

编者

1993年6月

目 录

前 言	
绪 论	1
第一章 大气概述	3
第一节 大气的组成	3
第二节 大气的垂直分层	8
第三节 空气状态方程	10
第四节 气象要素	11
第五节 大气静力学方程及其应用	20
习题与思考题	25
第二章 辐射收支与热量平衡	27
第一节 太阳概况	27
第二节 有关辐射的基本知识	29
第三节 大气上界太阳辐射辐照度随季节和纬度的分布	35
第四节 太阳直接辐射经过大气时的削弱	38
第五节 到达地面的太阳辐射	43
第六节 地面有效辐射	46
第七节 地球表面与大气上界的辐射差额	47
第八节 地面热量平衡与地气系统热量收支	49
第九节 计算辐射各分量的经验公式	52
第十节 土壤和水体中的热传递	56
第十一节 对流层中的垂直热传递	61
习题与思考题	64
第三章 大气运动力学	65
第一节 作用于空气的力	65
第二节 大气运动方程及其简化	69
第三节 自由大气中的风	72
第四节 摩擦层中的风	77
第五节 近地面层风随高度的变化	79
第六节 地转偏差	87
第七节 连续性方程	88
习题与思考题	91
第四章 大气中的水循环	93
第一节 水的相位变化	93
第二节 潜热释放与垂直运动	94

第三节	大气中水汽凝结与云滴形成	101
第四节	地表凝结物	105
第五节	雾与云	106
第六节	降水形态与降水形成的物理过程	109
第七节	水汽收支方程	111
第八节	蒸发过程的物理实质	113
第九节	蒸发和蒸散的一般测定方法	115
第十节	通量廓线关系方法	117
第十一节	总体传输法与经验公式	118
第十二节	利用鲍恩比计算蒸发量	120
第十三节	潜在蒸发量的计算	121
第十四节	计算实际蒸散发量的方法	125
	习题与思考题	128
第五章	天气系统与天气预报	130
第一节	天气系统与天气分析	130
第二节	气团与锋	136
第三节	气旋与反气旋	144
第四节	大气环流	152
第五节	西风带天气系统	162
第六节	副热带高压	169
第七节	热带天气系统	174
第八节	中小尺度天气系统	180
第九节	天气预报	184
	习题与思考题	201
第六章	气候的形成	204
第一节	气候系统	204
第二节	气候形成的辐射因子	207
第三节	气候形成的环流因子	213
第四节	气候形成的地理因子	221
第五节	热量、水分条件与地理地带性	237
	习题与思考题	241
第七章	气候分类与中国气候区划	242
第一节	柯本气候分类法	242
第二节	斯特拉勒气候分类法	246
第三节	低纬度气候	250
第四节	中纬度气候	252
第五节	高纬度气候	254
第六节	中国气候及中国气候区划	256
	习题与思考题	266
第八章	气候变化及旱涝	267

第一节 地质年代的气候变化	268
第二节 历史时期的气候变化	274
第三节 近代气候变化	275
第四节 人类活动对气候的影响	280
第五节 旱涝灾害	281
习题与思考题	289
附录	290
I 天气图填图格式及分析	290
II 常用常数	297
参考文献	299

绪 论

约 55 亿年以前地球在太阳系中形成,其后约在 20 亿年前地球的外面才形成一层空气,它包围着地球构成一个气体的海洋。从原始人类在地球上出现以来,100 万年人类就生活在这大气海洋的海底。在有了氢气球、飞机以后,人们便可从“海底”升起,对“大气海洋”进行探测研究。以后又相继发明了无线电探空仪、火箭、人造地球卫星和宇宙飞船,对大气的探测活动就越来越多,越来越高。现在人们可以作到从“大气海洋”的洋面飞出,到月球上去探险;或用无人飞行器去探测整个太阳系的奥秘。

研究大气中所发生的物理现象和物理过程的科学便是气象学,它是地球物理学的一个分支。

气象学研究的范围很广,根据所研究的对象和所用的方法的不同,它又可分为普通气象学、应用气象学、高空气象学、动力气象学、天气学和气候学等。

普通气象学所研究的是大气中所发生的各种物理现象,包括力学的、热学的、光电声方面的现象。这就是说普通气象学要研究空气压力的垂直变化和水平变化,空气的水平运动和垂直运动,空气温度的变化,辐射能和热能在大气中的传递、吸收过程;同时普通气象学也要研究发生在大气中的水的相变过程,即水汽的凝结、云雾的形成、降水过程及水汽从水面、陆面和植物表面向大气中输送的蒸发过程等。

由于很多生产实践活动都与气象现象有关,应用气象学就包括农业、林业、渔业、盐业、航空、航海、医疗、建筑、军事和环境保护等有关的各分支。

把大气中发生的力学和热学过程,用数学方程式描写出来,从而研究大气的力学和热学状况的变化和发展,这便是动力气象学研究的内容。在动力气象学研究成果的基础上,人们发展了数值天气预报方法和数值模拟气候变化的方法。

一地区在某一短时间内的气象要素(即大气物理状况,如温度、压力、湿度等)的综合就是该地区当时的天气。研究天气变化发展的科学称为天气学。天气学的主要任务就是要预报天气的变化发展。

气候则是一地在长时段内许多天气状况和天气过程的综合。太阳辐射强度的时空变化、海陆分布、下垫面特性(地形、植被、冰雪覆盖和土壤湿度等)、空气和海水的大规模流动,甚至地球运动轨道参数的改变等,都和气候的形成和变化有密切的关系。气候学是研究气候的形成过程、不同气候特征的分类及地区分布规律,以及气候变迁规律的科学。太阳活动的强弱变化,地球上陆地板块运动,造山运动,火山爆发,地球运行轨道参数(倾斜度、偏心率、春分点的移动等)的变动等都会引起气候的巨大变化。

气象学与水文学有紧密的关系。陆地水文学是研究陆地上水文循环规律的科学,它包括降水的时空分布,水面、陆面和植物表面的水分蒸发,以及地表径流和河川径流的形成过程等,也研究地下水的运动规律。而降水过程和蒸发过程都与气象学有关。地表与大气

之间的热量和水分交换过程，在不同地区之间有很大差异，在年总量上以及年内分配方面都不同，这就导致不同地区有不同的气候，也就有了不同的水文现象、不同的河川径流量及其年内分配。河流的封冻与融解、水库和湖泊的水温变化与涌浪等水文问题的解决，都要用到气象学方面的知识。在水库设计中，水文工作者要提供决定库容（即坝高）及溢洪道宽度的资料，库容决定于来水量即流域的降水量和蒸发量之差，溢洪道宽度即决定于流域的降水强度，为解决这些问题也必须用到气象知识。这就说明了为什么水文工作者一定要懂得一些气象学知识。

我国在春秋战国时期（公元前 500 年），已懂得了春、夏、秋、冬四季的划分，准确地确定了春分、秋分、夏至和冬至等 24 节气的日期，在指导农业生产中起到了重要作用。秦汉时代有不少关于物候及灾害性天气的记载（见《吕氏春秋》、《淮南子》等）。在西汉（公元前 104 年）就有测定风向的仪器，同时也知道了称量羽毛、木炭的重量变化以测定空气湿度的方法。宋代沈括、朱熹便分别阐述过虹和云雨的成因。南宋（1247 年）时便有测定雨雪的仪器。欧洲到 17 世纪随着手工业的发展，发明了温度表和气压表。17 世纪中叶意大利南部首先建立气象站，此后其他国家也相继建立地面气象观测站，开始积累气象资料。19 世纪发明了无线电技术，可以探测高层大气的温度、气压和湿度，同时也可以及时在各地之间传递气象资料。19 世纪末各国便先后绘出地面天气图（地面的气温、气压和湿度及天气状况的分布图）。从此气象学便得到快速的发展，气象学家对天气的演变有了越来越深刻的了解。

随着科技的飞跃进步，气象科学也得到了重大发展。目前的状况是用气象卫星遥测广大地区的天气状况，用雷达监测局部地区的天气变化，各地观测得到的气象资料借助于现代通讯技术高速传递处理，用大规模的计算机求解描述天气演变发展的流体力学、热力学方程对天气状况作客观定量预报。气象科学正在为国民经济建设、国防建设，以及人民的日常生活作出巨大的贡献。

第一章 大气概述

第一节 大气的组成

一、概述

从航天飞机上观察地球，地球大气宛如地球的一层薄壳，呈浅蓝色而且透明。在地球形成以后的 55 亿年演变过程中，大气的成分有了很大的变化。最初的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。第二代大气主要是由二氧化碳、一氧化碳、水汽、甲烷等组成。目前以氮、氧为主要成分的大气已经是第三代了。地球大气中原来几乎没有氧气，氧气主要是在地球上出现了原始生命以后，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。臭氧层保护地面生物免受紫外线杀伤，地球上的生命也就逐渐繁衍、兴旺起来了。

地球大气由多种气体混合而成。在 85km 以下的各种气体成分中，一般可分成两类。第一类是常定成分，所占比例大致不变，这些气体主要是氮、氧、氩，还有微量的惰性气体——氦、氖、氙及氡等。第二类是可变成分，它们在大气中所占比例随时间、地点而变。其中以水汽为主，它能发生相变，所占比例变化很大；其次是二氧化碳和臭氧，所占比例很小，但对地球的热状况和生态状况影响很大，所以引起人们的广泛重视。其他一些碳、氮、硫的化合物如一氧化碳、甲烷、二氧化氮、硫化氢、二氧化硫……等，含量虽极微小，但它们是有毒气体，在特定条件下可达到致害浓度，也值得重视。

大气中除了气体成分之外，还悬浮有一些固体和液体微粒。清除了固体和液体微粒以及水汽以后的大气称为干洁大气。85km 以下干洁大气的主要成分列于表 1-1 中。

表 1-1 干洁空气的成分

气体种类 和分子式	含 量 (%)		临界温度 (°C)	临界压力 (10 ⁵ Pa)	分子量 μ	比气体常数 [J/(kg·K)]
	按 容 积	按 质 量				
氮 N ₂	78.08	75.52	-147.2	32.8	28.016	296.80
氧 O ₂	20.96	23.15	-118.9	48.7	32.000	259.83
氩 Ar	0.93	1.28	-122.0	47.0	39.944	208.13
二氧化碳 CO ₂	0.03	0.05	31.0	71.5	44.010	188.92
臭氧 O ₃			-5.0	90.5	48.010	173.18
干洁空气	100	100	-140.7	36.5	28.966	287.04

从表 1-1 可知，干洁空气中，氮、氧、氩三种气体的总量按质量计占 99.95%，按容积计则占 99.96%，再加上二氧化碳的含量，其他成分所占比例就极其微小了。

该表中所列各比气体常数是用普适气体常数 $R^* = 8.3143 \times 10^3 \text{ J}/(\text{kmol} \cdot \text{K})$ 分别除以

各分子的千克摩尔质量的结果。按主要气体成分的质量百分比进行加权平均可求得干洁空气的比气体常数为 $287.04\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ 。同样可算得干洁空气的加权平均千克摩尔质量为 $28.966\text{kg}/\text{kmol}$ 。在进行计算时可以把干洁空气当作分子量为 28.966 的单一气体。

临界温度和临界压力是物质的液态与气态能共存的最高温度与最高压力。在保持压力大于临界压力时，物质可因降温而由气体状态变为液体状态，但这一变化是突然发生的，不是一部分一部分地变化的，小于临界温度就变成液体，大于临界温度则是气体。当保持温度大于临界温度时，无论如何也不能用加压的方法使气态变成液态。由于氮、氧、氩的临界温度都很低，远远低于自然条件下的温度，因此不可能由于它们的分压力变化而发生相变。二氧化碳的临界温度较高，在低于 31°C 的条件下可以用加压的办法使之逐步液化并最后变为固态。固态二氧化碳称为干冰，可用于人工降水。但在自然条件下，由于二氧化碳的分压力极小，因而不可能自发地发生相变。

水的临界温度和临界压力分别为 374°C 和 221000hPa ，自然界的温度远低于其临界温度，所以在自然条件下可以发生水的三相转变，从而有降水和蒸发等水分循环过程，也就有了陆地水文科学工作者所重点研究的径流形成过程。

二、与生态环境有关的几种气体

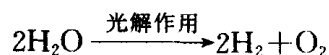
现就几种对人类生存的生态环境起重要作用的大气成分及其化合物再作些说明。

1. 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。除了以分子氧存在的形式以外，氧还以硅酸盐、氧化物和水等化合物形式存在。此外，在高空还有臭氧及原子氧。因此，氧约占包括海洋、陆地和大气在内的地壳（含大气层）质量的 49.5% 。

在大气中，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 10000m^2 面积森林每天大约可吸收 1t 二氧化碳，产生 0.73t 氧气。有机物的呼吸和腐烂，则会消耗氧而放出二氧化碳，因此氧循环与碳循环是密切相关的。矿物燃料是古代动植物变成的，其燃烧也要消耗氧而产生二氧化碳。这些都是植物光合作用的逆过程。

根据地球演化历史的研究，地球上没有生物以前，大气中的氧是极少的，这少量的氧是太阳紫外辐射分解水汽而产生的，这一过程可表示为



所分解出的氢扩散到高空，逐渐逸出了地球大气。约 35 亿年以前，在少氧的环境下出现了原始生物。在 $30\sim 20$ 亿年前，开始有了原始低等植物。植物要吸收可见光起光合作用，但又怕紫外光的杀伤，所以最初只能在海洋中出现，因为表层的海水可以吸收紫外光。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，同时在高空逐渐形成了臭氧层。臭氧层挡住了太阳的强紫外辐射，保护了地球上的生命，使植物有可能出现在海洋表层，进而移到陆地。于是地球上植物更多了，氧气也更多了，同时生物从海洋发展到陆地，从低级形态发展到高级形态。

2. 臭氧

臭氧主要分布在10~40km高度处,含量极大值出现在20~25km高度内,近地面层含量却极少。因为臭氧能强烈吸收紫外辐射(0.2~0.3 μm 波长),保护了地球上的生物,所以是一个重要成分。臭氧吸收紫外辐射,加热了15~50km高度范围内的空气,同时也使地面温度降低了1~2 $^{\circ}\text{C}$ 。没有臭氧层就没有目前地球上的生物世界。

在高层大气中,氧分子吸收太阳紫外辐射发生光化学反应,分解成原子氧,原子氧的浓度也随之增加。同时原子氧又与氧分子结合形成臭氧,构成臭氧层。臭氧能强烈吸收波长短于0.32 μm 的紫外辐射,又可分解成原子氧和分子氧。

在气体分子密度小的高空,由于分子碰撞频率小,原子氧复合为分子氧的机率小,所以在高空大气中,原子氧稳定,成为100km以上大气的主要成分之一。在50km高度以下,碰撞频繁,原子氧很快与分子氧结合成臭氧。10km以下的低空,光离解形成的原子氧少,也不易生成臭氧,因此臭氧主要分布在10~40km高度范围内。

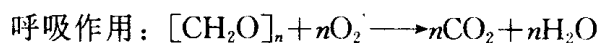
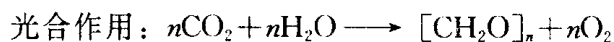
臭氧的含量很小,它的数密度在25km高度上达到最大为 4.8×10^{18} 个/ m^3 ,而最大质量混合比在35km高度处,近似为15 $\mu\text{g/g}$,即1g空气中含有15 μg 臭氧。

大气中还有一些气体如 NO_x 和氯等能和臭氧发生光化学反应。通常它们都处于光化学平衡中。若这些气体增加,臭氧可很快分解而含量减少。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)化学性质稳定,能长期存在于大气中。它在高空吸收紫外辐射分解出氯原子参加光化学反应,导致臭氧的分解。近年来南极臭氧层空洞的发现,引起人们的忧虑。人们怀疑是人类活动引起了臭氧层的破裂,并且惧怕臭氧层空洞的进一步扩大会破坏生物生存的环境,使人类遭受毁灭的大灾难。

3. 碳的化合物

地球大气中,碳的化合物包括二氧化碳(CO_2)、一氧化碳(CO)、甲烷(CH_4)和甲醛(CH_2O)等。其中,二氧化碳浓度大,对于地球上的生命活动和大气热状况都有重要影响。

二氧化碳主要来源于矿物燃料的燃烧、工业生产活动、生物的呼吸作用和生物体的腐败等过程。火山爆发及浅地层所释放出的 CO_2 是次要的。植物的光合作用又使二氧化碳还原。这两个过程可表示为



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

检测极地冰层里的气体成分后推算出,距今约一万年以前最后一次冰河期尚未转暖时,大气中的 CO_2 浓度比200ppmv(ppmv——按体积计算的百万分之一)还要低,到本世纪初估计也只有290ppmv。随着工业发展及世界人口的增长,全球 CO_2 含量也在逐年增加。图1-1显示了1957年以来的增长趋势。1970~1978年每年约增加1.19ppmv,1979年全球平均的 CO_2 浓度大约是335ppmv。

二氧化碳能强烈地吸收地面发射出的长波辐射(波长3~120 μm)同时放出长波辐射,其中向下放射部分被地面所吸收,增加了地面的辐射收入,也就升高了地面温度。这种效

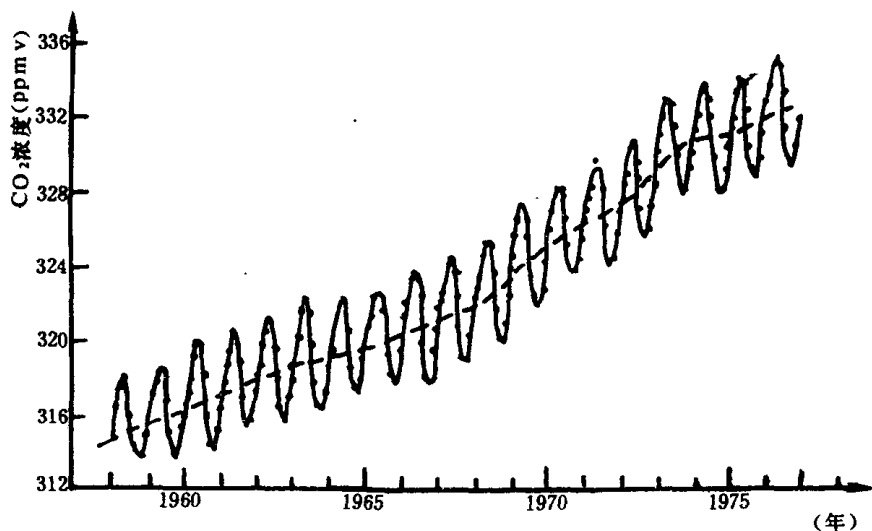


图 1-1 二氧化碳月平均浓度和年变化趋势 [测自夏威夷的冒纳罗亚 (Mauna Loa)]

应称为“大气保温效应”。当二氧化碳含量增加时，地面温度也就会增高，引起极冰融化（极冰覆盖面积为 $1.6 \times 10^{13} \text{m}^2$ ，占洋面的 4%，极冰厚为 1800m）和海面上升，同时还会引起天气系统和洋流流动路径的变化，也即引起全球气候的变化，影响到人类的生活。目前这一问题成为科学工作者研究的热点之一。

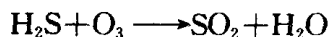
大气中还有少量一氧化碳，它来源于植物叶绿素的腐败及海洋表面微生物的光分解作用。不完全的燃烧过程及汽车废气也产生一氧化碳。一氧化碳是稳定的气体，它只能在高空与原子氧化合成二氧化碳，或被土壤中的细菌氧化成二氧化碳。

在湖泊、沼泽里，生物体由细菌分解常生成甲烷。天然气、工业废水和污水也是甲烷的一个来源。在高空它可能被紫外光分解。实际情况显示，甲烷很稳定，在大气中可驻留几十年。

甲醛在大气中浓度很小，来源也不十分清楚。

4. 硫的化合物

大气中除了有悬浮着的硫酸盐颗粒外，还有含硫的气体，例如二氧化硫 (SO_2)、硫化氢 (H_2S) 等。大气中 80%~90% 的硫存在于二氧化硫和硫化氢中。硫化物在大气中是不稳定的。硫化氢来源丰富，但大气中浓度却不大，因为它能很快被氧化。在溶液（云滴）中，它会被臭氧氧化。



二氧化硫溶于水以后能进一步氧化，并生成亚硫酸。



溶液中所含氢离子浓度 $[\text{H}^+]$ （摩尔/升）的负对数称为溶液的 pH 值，它表示溶液的酸碱度。

$$\text{pH} = -\lg [\text{H}^+]$$

中性溶液的 pH 值等于 7；酸性溶液的 pH 值小于 7；碱性溶液的 pH 值大于 7。pH 值越小，酸性越强。因此二氧化硫溶于降水中，将减小降水的 pH 值，使降水呈酸性。

在云滴和雨滴中, SO_2 比较容易氧化成 SO_3 , 并生成硫酸。若云中还含有 NH_4^+ 、 Ca^{++} 、 Na^+ 等正离子, 就能生成 $(\text{Na})_2\text{SO}_4$ 和 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 等盐类。含盐云滴蒸发后形成硫酸盐颗粒, 它是很好的凝结核。降水清除了大气中的 SO_2 和硫酸盐, 这称为湿沉降。 SO_2 也能被植物吸收, 硫酸盐颗粒本身还会逐渐沉落到地面, 这些过程称为干沉降。

土壤的分解和生物体腐烂都放出 H_2S 和 SO_2 。海浪溅起的小水滴蒸发后也产生相当数量的硫酸盐颗粒。火山爆发也喷射出 H_2S 、 SO_2 和硫酸盐类。随着工业的发展, 煤和石油的燃烧放出的二氧化硫也在增加。在工业区的下风方向由二氧化硫及其生成物产生的酸雨, 可造成严重的环境污染: 植物死亡, 水体酸化, 生态系统严重破坏。

三、水汽

大气中水汽来源于水面和陆面的蒸发, 特别是海洋表面的蒸发。水汽在大气中凝结成云以后, 又以降水的形式回到陆地和海洋上。

地球上的水主要储存在海洋和极冰中, 大气中的水只占总量的 0.001%。表 1-2 中给出了全球各种水分所占百分比。

表 1-2 全球各种水分估算值

	分布面积 (km^2)	水体积 (km^3)	占总水量百分数 (%)
淡水	147900000	37300000	2.70
极地冰雪与冰川	15100000	28200000	2.04
地下水			
800~4000m 深度	130900000	4710000	0.34
小于 800m 深度	130900000	3740000	0.27
湖沼	830000	125000	0.009
土壤水分	130900000	69000	0.005
大气中水汽	510100000	13500	0.001
河流		1500	0.0001
咸水		1348000000	97.3
海洋	362200000	1348000000	97.3
咸湖及内陆海	700000	105000	0.008
总计		1385000000	100.00

大气中所含水汽变成水后平摊在地球表面约有 25mm 厚, 而全球平均年降水量约为 1000mm, 所以大气中的水汽经常处于更换之中, 平均每 9 天更换一批。

大气中水汽含量随地区、时间和气象条件变化很大。水汽含量不能超过大气的饱和水汽含量; 温度越高饱和水汽含量越大, 所以一般低纬地区大气中的水汽含量比高纬地区的要大; 就一地而言, 夏季空气中的水汽含量比冬季的大。目前测得的最大地面值为 1kg 空气中含有 35g 水汽 (阿拉伯半岛的沙加海滨), 而最小值为 1kg 空气中仅含 10^{-4} g 水汽 (南极的苏联东方站, 气温为 -88.2°C)。夏季在北京 1kg 空气中可含 30g 水汽, 而在冬季则可少于 5g。

水汽含量随高度增高而减小很快。每升高 1.5~2.0km, 水汽含量减少至 1/2; 到 5km

高度上，水汽含量减少为地面上的 1/10。

自然界的水可发生三相变化，在天气演变中起着非常重要的作用。地表水分蒸发要吸收热量，在大气中凝结成云再把热量释放出来，所以水在地表面与大气之间的热量交换中起着重要作用。大气中的云对太阳光的反射，云和水汽对地面放射的红外辐射的吸收及本身对红外辐射的放射等对大气热状况都起着重要作用。所以大气中水汽含量虽然不多，但在气象科学中却扮演着重要角色。

第二节 大气的垂直分层

地球大气在不同的高度有不同的特征，根据这些特征可对大气进行分层。按气温的垂直变化可以把大气分为对流层、平流层、中间层和热层（图 1-2）。大气质量的 3/4 集中在对流层；平流层和中间层包含了大气质量的 1/4；热层所含质量极其微小。

一、对流层

对流层是大气的最低层，下界为地面，上界为对流层顶。对流层顶高度随纬度和季节而不同，在低纬地区，它的高度为 15~20km；在中纬地区，对流层顶在高度上不连续，有时有两层或更多层，有时却没有明显的对流层顶，其高度变化于 7~13km 之间；在极地地区，对流层顶高度变化于 8~10km 之间；从它的季节变化来说，夏季的对流层的厚度要比冬季的大。

对流层的主要特点是：①温度随高度增高而降低；②大气的垂直混合作用强；③气象要素水平分布不均匀。

太阳辐射是地球的主要能量来源。但是因为大气本身对太阳辐射的吸收能力不强，直接吸收太阳辐射所得能量仅占大气收入的 15%，而大气吸收的地表红外辐射则占收入

的 68%，其余 17% 是由地表传入大气的感热和潜热。由于大气中绝大部分热量来源于地表，所以对流层中各高度气温平均是向上降低的。平均气温向上递减率为 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。在低纬地区，对流层顶的高度较高，其温度约为 -70°C ；在高纬地区，对流层顶的高度较低，它的温度反而高些，约为 -50°C 。

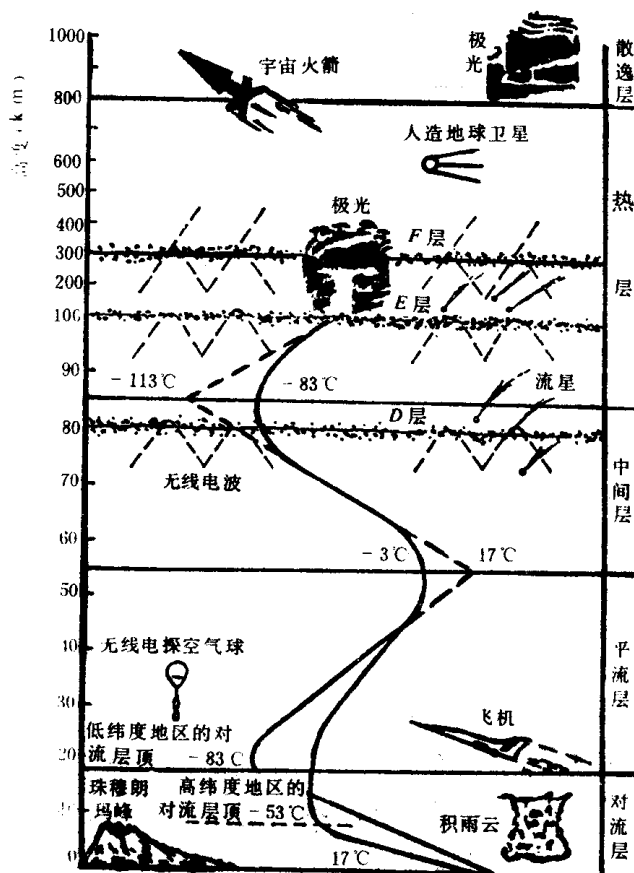


图 1-2 大气垂直分层图

对流层中包含了大气中 9/10 的水汽质量，有大范围的水平运动和垂直运动，甚至还有局部的强烈对流运动，因此主要的天气现象和过程如寒潮、台风、雷雨和闪电等都发生在这一层。同时这一层也就成为气象学和天气学研究的主要对象。

由于地理纬度不同和海陆差别，各地区大块空气的温度及水汽含量都不同，空气在水平方向的性质也就不均匀。我们把水平方向温度、湿度比较均匀、天气现象比较类似的大范围空气称为气团。气团的水平范围常达几千千米，垂直厚度为几千米至十几千米。它是较长时间驻留于性质近似的地理环境中形成的；例如，冬季在西伯利亚大平原上形成的极地气团，在热带和副热带洋面上形成的热带气团等。依据气团彼此温度的相对比较可分为冷气团和暖气团。冷暖气团的交界面称为锋面。锋面是一个倾斜的曲面，其坡度约为 $1/50 \sim 1/200$ 。这些知识在后面将详加说明。

在垂直方向，对流层又可划分为行星边界层和自由大气层。从地面向上到 600~800m（有的规定为到 1000~1500m）的范围内，称为行星边界层或摩擦层。这一层内湍流垂直交换激烈，借助于湍流运动，地面与大气之间进行着动量、热量和水汽的交换。行星边界层再进一步划分为粘滞副层（紧贴地面 1cm 左右）、近地面副层（50~100m 以下）和埃克曼层或上部摩擦层。

行星边界层以上的大气称为自由大气，在自由大气中摩擦力可忽略不计。

二、平流层

由对流层顶向上到约 55km 高度称为平流层。平流层的下半部温度随高度变化较小，而上半部则由于臭氧密度较大，臭氧吸收紫外辐射能量转化成分子动能，使温度随着高度增加而显著增高，到 50km 高度附近达到 -3°C 左右。由于温度向上增高，平流层大气很稳定，大气的垂直运动很弱，多为平流运动并且范围很大。

平流层中水汽含量很少，几乎没有对流层中经常出现的各种天气现象，空气中尘埃也很少，大气的透明度很高。

三、中间层

从平流层顶到 85km 高度附近称为中间层。这层大气对太阳辐射吸收较少，温度随高度增高而降低。到中间层顶温度降至 -93°C ，夏季高纬地区，其温度可低至 -113°C 。

四、热层

从中间层顶到 800km 高度附近是热层。太阳辐射中波长小于 $0.17\mu\text{m}$ 的紫外辐射几乎全被热层中的分子氧和原子氧所吸收，并使之温度升高。太阳的微粒辐射和宇宙空间的高能粒子也明显影响大气的热状况。由于该层气体分子和原子本身向外辐射电磁波的能力很微弱，热量主要靠热传导过程向下传递，又由于分子很稀少，热传导率小，因此该层温度可升至 1000°C 左右。在热层下部存在着巨大的温度向下递减率，在如此巨大的温度梯度作用下，热量得以向下传递。由于大气稀薄，分子碰撞机会极少，大气温度只有动力学的意义。在热层、气温的日变化可达几百度；在太阳活动的高峰期和宁静期也可差几百度。

由于中间层的上半部分和热层中（即 60km 高度以上的大气）的气体分子在波长小于 $0.1\mu\text{m}$ 的紫外辐射的作用下电离为正离子和自由电子，然后又释放出能量复合为中性分子。这一过程达到动态平衡，形成电子密度不同的电离层。虽然电子密度和中性分子密度