


全国普通高等教育师范类地理系列教材

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

气象学与气候学

回姜世中 主编

 科学出版社
www.sciencep.com

全国普通高等教育师范类地理系列教材

气象学与气候学

姜世中 主编

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书是大学本科地理科学类专业的专业基础课教材。全书分为气象、天气和气候三篇,内容包括大气结构、辐射、大气运动、大气降水、天气系统、天气过程、气候形成因子、气候分类与区划、气候变化,以及五个实验。本书结合国内外现代大气科学的最新发展成果,采用了较多的图表、公式、权威最新数据阐明本学科的基本原理、方法,略去了繁琐的公式推导,突出基本定理、基本公式的物理意义及应用,描述了当前最引人注目的天气、气候现象。

本书为高校地理科学专业、资源环境与城乡规划管理专业、地理信息系统专业、大气科学专业、应用气象专业的本科生教材,可作为农林、水利、环境、生态等学科中相关专业的教材或教学参考书,也可供相关科技人员和中学地理教师参考使用。

图书在版编目(CIP)数据

气象学与气候学 / 姜世中主编. —北京: 科学出版社, 2010

全国普通高等教育师范类地理系列教材
ISBN 978-7-03-029417-3

I. ①气… II. ①姜… III. ①气象学—高等学校—教材②气候学—高等学校—教材 IV. ①P4

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 214649 号

责任编辑: 许 健 韩 芳 / 责任校对: 刘珊珊
责任印制: 刘 学 / 封面设计: 殷 靓

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码: 100717

<http://www.sciencep.com>

南京展望文化发展有限公司排版

江苏省句容市排印厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2010 年 11 月第 一 版 开本: 889×1194 1/16

2010 年 11 月第一次印刷 印张: 19½

印数: 1—4 200 字数: 634 000

定价: 39.00 元

《气象学与气候学》编委会名单



主 编

姜世中

副主编

刘贤赵 黄秀英

编 委

(按姓氏笔画排序)

丁 辉(四川师范大学)

刘 鹏(绵阳师范学院)

刘长秀(绵阳师范学院)

刘贤赵(鲁东大学)

刘春燕(江西师范大学)

张海鹰(齐齐哈尔大学)

陈子玉(南京晓庄学院)

陈艳梅(河北师范大学)

罗礼洪(四川省气象局)

周 丽(内江师范学院)

胡晓东(内江师范学院)

姜世中(四川师范大学)

骆 红(四川大学)

郭太平(山西师范大学)

黄秀英(佳木斯大学)

雷金蓉(西华师范大学)

雷建华(重庆师范大学)

《全国普通高等教育师范类地理系列教材》 专家委员会



主任

曾从盛(福建师范大学)

副主任

明庆忠(云南师范大学)

任建兰(山东师范大学)

周国华(湖南师范大学)

委员

(按姓氏笔画排序)

万鲁河(哈尔滨师范大学)

毛德华(湖南师范大学)

石培基(西北师范大学)

全川(福建师范大学)

毕华(海南师范大学)

杨新(湖南师范大学)

杨玉盛(福建师范大学)

李小娟(首都师范大学)

李玉江(山东师范大学)

李永化(辽宁师范大学)

沙晋明(福建师范大学)

张戈(辽宁师范大学)

张果(四川师范大学)

张永清(山西师范大学)

张军海(河北师范大学)

张述林(重庆师范大学)

张祖陆(山东师范大学)

张雪萍(哈尔滨师范大学)

陆林(安徽师范大学)

陈晓玲(江西师范大学)

陈健飞(广州大学)

金海龙(新疆师范大学)

姜世中(四川师范大学)

宫辉力(首都师范大学)

骆高远(浙江师范大学)

秦树辉(内蒙古师范大学)

袁书琪(福建师范大学)

高峻(上海师范大学)

高传喜(天津师范大学)

海春兴(内蒙古师范大学)

康建成(上海师范大学)

梁雨华(吉林师范大学)

葛京凤(河北师范大学)

程道平(山东师范大学)

舒晓波(江西师范大学)

温家洪(上海师范大学)

管华(徐州师范大学)

翟有龙(西华师范大学)



正值中国地理学会在北京人民大会堂举行百年庆典之际,欣闻科学出版社组织全国高等师范院校共同编写地理科学类系列精编教材,以适应我国高等师范院校教学改革和综合化发展的需要,我作为教育部地球科学教学指导委员会主任委员感到由衷地高兴和鼓舞。

众所周知,高等师范院校的设置和发展可以说是中国高等教育在世界上的特色之一,为我国开展基础教育、提高国民素质教育作出了杰出贡献。地理科学类专业最早于1921年在东南大学(今南京大学的前身)设立了我国大学中的第一个地理学系,随后清华大学、金陵大学、北平师范大学纷纷增设地理学或地学系,因此地理科学类专业教育迄今已有八十多年的历史,培养了一大批服务于地理、环境与社会经济的地理科学人才。现今随着日益凸显的全球性的资源环境问题与人地关系矛盾的加剧和地理信息技术的迅速兴起、发展与应用,地理科学新的快速发展与拓展,地理科学类专业由原较单一的地理教育专业发展为地理科学、地理信息系统、资源环境与城乡规划管理等三个本科专业,并在综合性大学、高等师范院校、农林类高校等都有广泛开办。其中,高等师范院校较完整地设立了三个专业,在培养地理科学类的地理教学师资、地理信息系统、资源环境和城乡规划管理等人才方面发挥了主力军的作用,成为了我国培养这一类型人才的重要阵地,多被誉为“教师的摇篮”;与此同时,高等师范院校根据我国师范院校的性质和发展战略方向,以及我国高等教育改革的趋势,依托各区域的地理特点和文化积淀,针对社会的迫切需求,办出了不同于综合性大学的立足本土与本身的基础教育师资和区域性应用人才的特色。

由高等师范院校的资源环境与地理科学类的学院联合撰写系列精品教材,可紧密结合高等师范院校地理科学类专业的特点,量体裁衣,因校制宜,形成高等师范院校不同于综合性大学的自己系列精品教材;同时,可充分发挥师范院校教师们对师范院校地理科学类专业教学经验丰富和服务于基础教育及地方社会经济发展等的优势,将多年来精品课程建设、实践(实验)教学、专业建设、教学研究与教学改革等成果融入其中,形成真正的精品教材;再者,高等师范院校共同搭建系列精品教材编写平台,每本教材以1~2校为主编单位,多家院校参与、相互学习、相互交流、相互借鉴,取长补短,优势互补,共同提高,不仅利于每本教材编写水平的提升,也可促进师范院校专业建设和整体教学水平的提高,将提高本科教学质量、培养高素质人才、服务于地方基础教育和社会经济发展

Preface

落到实处,推动我国高等教育的改革和发展。

我相信,科学出版社和高等师范院校精诚团结,真诚合作,各院校相互交流协作,一定能编出适合中国国情与需要,适应我国高等教育发展,适合高等师范院校的一系列精品教材。



中国科学院院士

教育部高等学校地球科学教学指导委员会主任委员

前 言

本教材是为了满足高等师范院校地理科学、资源环境与城乡规划管理、地理信息系统、环境科学等专业开设的《气象学与气候学》课程教学需要,按照地理科学类专业培养目标的要求,在九所高等院校的通力合作下,共同商定了编写大纲,以国内现有教材为基础,并结合国内外大气科学的最新发展成果,总结过去教学经验的基础上,编写而成的。

随着计算机、卫星遥感技术的提高,大气科学有了长足发展,取得了许多创新与突破,揭示了许多新的观测事实,包括那些最引人注目的极端天气、气候事件。本教材尽可能地反映这些新理论、新进展。同时,针对高师本科学生将来主要在中学任教,注重与中学相关内容衔接,适应当前中学新课标改革,并兼顾学生考研需要。高师多次调整教学计划,重基础、宽口径,培养通识性人才,强调培养学生创新能力和动手能力。本教材采用图表、公式等简捷直观形象描述,注重与我国实际相结合,尽量用简明物理概念说明问题,避免繁琐叙述和繁杂公式推导,尽力做到内容深入,知识要点突出,基本概念和原理简明扼要、通俗易懂,便于教师在课时短缺情况下完成教学任务。

本教材在内容上安排了气象、天气、气候及实习四个方面的内容,包括太阳、地面和大气的辐射,降水形成机制,地转风和梯度风,大气环流,天气系统,天气过程,气候形成因子,气候分类与区划,气候变化。以天气、气候的形成原理为核心和纽带,使各部分内容协调统一。对本课程教学中的一些难点问题及全球最关注的天气、气候现象,以翔实资料和权威数据进行了全面阐述。例如,亚洲季风类型、范围划分及各成员相互作用;视示力(惯性离心力、地转偏向力)的本质;暖池、海洋传动带、沃克环流、厄尔尼诺、拉尼娜和南方涛动、冰盖及海冰、青藏高原影响、气溶胶气候效应等。为了加强实践环节,共安排了五个实验,可根据实验课时多少加以取舍。

本书编写分工如下:绪论,第七章——姜世中;第一章,第六章——刘贤赵;第二章,第八章第二节、第三节——黄秀英;第三章——丁辉、姜世中;第四章——雷建华;第五章——雷金蓉、骆红、罗礼洪;第八章第一节——胡晓东;第九章——陈艳梅;实验五——周丽、刘长秀。姜世中对全书内容进行了审定、补正和统稿,经过充分讨论和进一步完善,最后定稿。

尽管在诸多方面作了不少努力,但由于编者学识所限,谬误仍在所难免,我们真诚地欢迎大家批评、指正。

编 者

2010年7月22日

目 录

序
前言
绪论 /1

气 象 篇

10

- 第一章 大气的成分、状态与结构 10
 - 第一节 大气的组成 10
 - 第二节 大气的垂直结构 16
- 第二章 大气的热能和温度 20
 - 第一节 辐射的基本知识 20
 - 第二节 太阳辐射 24
 - 第三节 地-气系统的长波辐射 34
 - 第四节 辐射差额 37
 - 第五节 大气的增温和冷却 40
 - 实验一 空气温度和日照的观测 54
- 第三章 大气动力学基础 58
 - 第一节 气压的时空分布 58
 - 第二节 大气的水平运动 66
 - 第三节 大气环流 81
 - 第四节 季风与海陆风 94
 - 实验二 气压和风的观测 102
- 第四章 水汽凝结物与降水 106
 - 第一节 大气中的水相变化 106
 - 第二节 降水 119
 - 实验三 空气湿度、蒸发和降水的观测 127

天 气 篇

131

- 第五章 天气系统 131
 - 第一节 中、高纬度天气系统 131

Contents

- 第二节 低纬度天气系统 151
- 第六章 天气过程 166**
 - 第一节 寒潮天气过程 166
 - 第二节 大型降水天气过程 170
 - 第三节 对流性天气过程 172
 - 实验四 天气图的认读 177

气候篇

180

- 第七章 气候形成因子 180**
 - 第一节 太阳辐射因子 180
 - 第二节 环流因子 185
 - 第三节 下垫面因子 191
 - 第四节 人类活动 230
- 第八章 气候分类 254**
 - 第一节 柯本气候分类法 254
 - 第二节 全球主要气候类型 257
 - 第三节 中国气候区划简介 271
 - 实验五 气候类型的判别 274
- 第九章 气候变化 278**
 - 第一节 气候变化概述 278
 - 第二节 气候变化的原因 292

参考文献 298

绪 论

一、气象学与气候学的研究对象和分科

地球科学的研究对象是大气圈、水圈、冰雪圈和岩石圈,其主要任务在于揭示地球本身的发展规律,揭示人类活动与地球环境相互作用的效应,从而为合理开发与利用自然资源、防治自然灾害、保护和优化生态环境,为社会经济发展提供基础理论和资料。地球科学有众多分支学科,包括地理学、地质学、海洋学和大气科学等。

大气科学的研究对象是大气圈,是研究大气中各种现象、过程的成因和时空分布规律,以及如何利用这些规律为人类服务的科学。大气科学的主要分支科学有大气物理学、大气化学、大气探测学、天气学、动力气象学、气候学、灾害气象学、大气环境学、应用气象学、全球变化化学等。

气象学与气候学的研究对象是大气圈,即研究大气圈及大气圈与水圈、冰雪圈、岩石圈、生物圈之间的相互作用,通过对大气、天气和气候的探索,掌握大气中各种现象和过程的时空分布规律和成因,并用以为人类服务。气象学与气候学研究的内容包括大气科学分支学科中大气探测学、大气物理学、大气化学、天气学、气候学的基础知识。

大气探测学:主要研究各种气象要素观测仪器的原理、构造与观测方法,观测数据的计算,地基遥感与空基遥感仪器的原理、构造和观测方法。

大气物理学:主要研究大气现象与过程的物理机制和规律。即研究大气结构与成分,大气热力学原理,大气中所发生的光、电、声和云、雾、霜、雨、雪等现象和机制,以及人工局部影响大气中发生物理现象的原理。

大气化学:主要研究大气温室气体和痕量气体、气溶胶的化学过程及气候效应,在大气、海洋中化学物质的循环过程及其对全球气候的影响。

天气学:以不同尺度的天气系统(如气旋、反气旋、锋面、低压槽、高压脊和台风等)为研究对象,研究天气系统和天气现象的特征、分布和发生、发展、演变规律及其诊断分析和预报方法的科学。20世纪50年代以前,在天气学研究中基本上采用天气图方法,分析和预报方法多是定性的;60年代以后,随着电子计算机的发展和普及,数值量化成为天气学发展的主流。数值模拟诊断分析成为了解天气系统物理机制的重要工具,根据流体力学原理和统计学原理设计的数值预报方法,分别在天气形势和现象的预报中取得愈来愈好的预报效果。除天气图外,卫星探测资料、雷达回波也成为天气学研究的基本工具。一般把60年代以后的天气学称为近代天气学。

气候学:以气候系统(包括大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈)为研究对象,研究气候的形成原因、时空分布特点,以及与其他自然环境因子和人类活动的相互关系,并有效地预报未来的气候及其变化趋势的科学。气候学内容广泛,分支学科很多。按研究目的可分为理论气候学、区域气候学和应用气候学;按研究所用的分析方法可分为统计气候学、天气气候学、物理气候学、动力气候学、卫星气候学和地理气候学等;按研究尺度大小可分为大气候学、局地气候学和小气候学;按研究时段可分为地质时期气候学、历史时期气候学和近代气候学等。

动力气象学:主要研究控制大气运动的基本动力、热力方程组,大气中动力、热力过程的基本问题,大气中各种空间尺度运动的物理机制。

大气环境学:主要研究大气边界层的物理过程、大气湍流、边界层数值模拟、大气污染及其污染物在大气的扩散过程、酸雨、环境保护与治理等。

灾害气象学:主要研究灾害性天气(如气旋、台风、雷暴、阵雨、暴雨、龙卷、沙尘暴及积云对流、锋、飚线、中尺度对流等其他扰动产生的灾害效应)、灾害性气候及其损失评估。

应用气象学:主要研究农业气象、林业气象、水文气象、医疗气象、局地气候与小气候、应用气候。

全球变化学:以气候系统为研究对象,研究发生在气候系统各部分的各种现象和过程,以及各部分之间

的相互作用和非线性多重耦合系统的运行机制,包括大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈之间相互作用的物理、化学和生物学过程,以及人与环境相互作用过程。目前,全球变化研究已成为规模最大的跨学科、跨国界的国际合作研究活动,涉及地球科学、生物科学、环境科学、天体科学及遥感技术、GIS 和高网络化高科技技术的应用等众多的学科领域。

二、大气、天气、气候和气候系统的概念

(一) 大气的概念

包围着地球的整个空气层称为大气。大气与地球上的一切生命休戚相关,大约在 4 亿年前,当陆地绿色植物出现时,地球大气就已经演变成现在结构的组成了。大气层使生物免受过多太阳紫外辐射的伤害,并且大气中许多气体满足了生物圈中动物和植物维持生命的需要。大气层中各种尺度的天气系统的产生、发展、消亡和移动成为全球气候的基础。各种天气现象及其变化可以造福人类,但也可带来严寒、酷热、干旱、洪水、冰雹和龙卷等灾害性天气和气候,给工农业生产、交通运输和人民生活造成巨大破坏,甚至威胁人民的生命财产。每年气象灾害均会造成全世界数百亿美元的经济损失。

(二) 天气的概念

天气指某一地区在某一瞬间或某一短时间内大气状态(如气温、湿度、压强等)和大气现象(如风、云、雾、降水等)的综合。天气随时间的变化,即天气变化。

(三) 气候的概念

气候是地球与大气之间长期进行能量交换和物质交换所形成的自然现象。气候的形成原因复杂多样,并且人类对气候及其变化的认识不断深化,因此,气候的概念不仅复杂而且还在不断深化。

1. 古代的气候概念 “气候”一词源于希腊语中的 klima,意思是倾斜,指的是太阳光线照射到地球表面各地的倾斜角大小。古希腊人就已经知道如果太阳倾角较小,则气候较冷,因此,接近赤道的地方较热,而高纬度地区较冷。我国汉代《淮南子》中就记载了完整的二十四节气,15 天为一“气”。汉代《逸周书》中的一篇《时训解》又将每气分为三“候”,即 5 天为 1 候。

2. 经典的气候概念 长期以来,人们都把气候看着气象要素的平均,指某一地区长时期的大气平均状态,即长时期的天气的综合表现。所谓长期的时间范围,通常指半个月以上时间。因此,月平均气温、月总降水量、月平均气压就构成了气候的三大要素。既然气候是一种平均概念,对气候统计量取时间平均就成为至关重要的问题。世界气象组织(WMO)规定,30 年为整编气候资料时段长度的最短年限,并以 1931~1960 年的气候要素的统计量作为可比较标准。对于当前气候,规定用刚刚过去的 30 年的平均值作为准平均,每过 10 年更新一次。目前应用 1971~2000 年准平均,2011 年将更新为 1981~2010 年准平均。从有气象观测记录以来,将 30 年的气候平均值进行对比,可以发现它们具有近似稳定性。气候统计通常更注重其平均值,但人们最感兴趣的却是那些持续时间较长的极端天气事件,如 20 世纪 70 年代初期撒赫勒和埃塞俄比亚的干旱、印度季风区连年少雨和巴西的洪水等,这些不常发生但非常危险,乃至致命的灾难事件。人们逐渐认识到气候可以而且确实在迅速地变化着,并且在很大程度上影响我们的社会经济活动。虽然气候不能被看做是一成不变的自然现象,但只要提及气候,人们首先想到的还是温、湿、压三个要素。

3. 现代的气候概念 自 20 世纪 70 年代以来,人们认识到要解释气候的形成、预测气候的变化,绝不能仅限于研究古典气候的三个要素,也不能仅限于研究大气圈,而是要研究包括大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈的整个系统——气候系统。气候变化是由气候系统作用的结果已成为共识。因此,现代气候指包括大气圈、水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈在内的整个气候系统物理状态的统计特征,包括平均值、极值、各阶矩和各气候变量的联合概率分布,反映了气候相对稳定又不断变化的双重性。

天气和气候是两个既有区别又有联系的两个不同的概念。天气指在特定短时间内大气的活动情况,而

气候则是对月、季或年时间尺度上大气状况的一种估计,是对多年观测的统计结果。天气和气候的空间尺度基本一致,从几千米到几千千米乃至上万千米。而时间尺度却相差悬殊,天气的时间尺度从几小时到几天、十几天,天气过程是大气中的短期过程;气候的时间尺度要长得多,从一个月到一年甚至千年、万年。气候是一直持续不断的,而天气只能延续几天。

4. 气候变化、气候变率和气候变迁的概念 了解气候变化规律,特别是异常气候出现的规律和原因,不仅是气候学家们致力研究的难题,而且也是许多国家的政府和人民关心的重大问题。气候变化指气象状况持续多年的变动。气候变化可能只包括单一的气候要素,如温度或降水量,但通常也伴随着天气型的改变,如持续的气候变暖、干旱和日照状况的变化。在世界气象组织规定的各个基本时段之内,气候要素平均值的差异所反映的就是现代气候变化,气候变化总是与全球变暖或变冷紧密联系。而在世界气象组织规定的表现气候状态的基本时段(30年)内气候振动称为气候变率。振幅愈大气候变率就愈大,反之亦然。随着气候变暖,气候变率很可能也随之增大。气候变迁指气候的长期演变,指时间尺度为万年的地质时期的气候变化。

(四) 气候系统的概念

气候系统是20世纪70年代以后出现的一个概念。由大气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈和生物圈组成的整个系统,以及系统内各子系统间一系列复杂的相互作用过程统称为气候系统。可见,气候系统实际上是包括大气及地球表面的一个整体系统,是一个包括大气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈和生物圈在内的,能够决定气候形成、气候分布和气候变化的统一的物理系统。太阳辐射是气候系统的主要能源,气候系统受入射太阳辐射的能量驱动而运行,并通过向太空放射热辐射而达到能量平衡。在太阳辐射的作用下,气候系统内部产生一系列相互作用的复杂过程,且各组成部分之间,通过物质交换和能量交换,紧密地结合成一个复杂的、有机联系的物理系统(图0-1)。

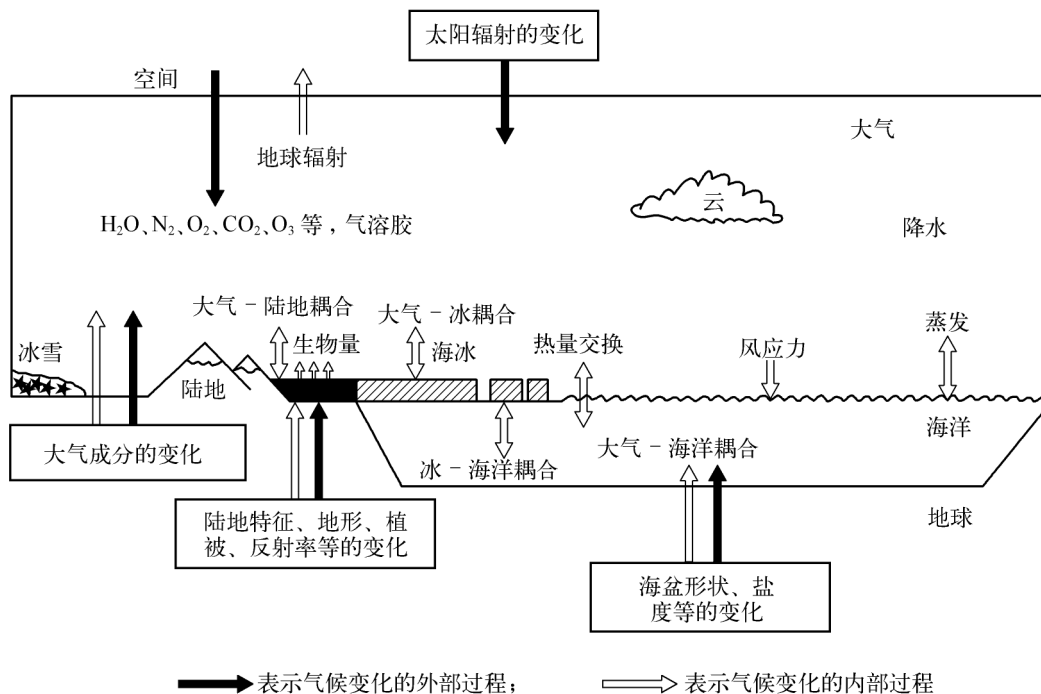


图0-1 气候系统示意图

1. 大气圈 它是气候系统的主体部分,也是最活跃的、变化最大的部分。即使认为气候系统只包括100 m深的海洋表层,大气圈具有的热量也仅占整个气候系统总热量的3.4%,因此,大气对气候系统其他成员的影响主要是动力作用,而海洋、冰雪、陆面等其他成员对大气的影晌主要是热力作用。在经典气候学中,大气环流与太阳辐射、海陆分布并列列为气候形成的三大因子。干旱、洪涝、热浪、严冬等气候异常也正是大气

环流异常所致。通过大气运动对垂直和水平的热量传输,去适应大气圈外部施加的影响的响应时间称为热力调整时间,约为1个月。如果没有大气动能的补充过程,动能因摩擦作用而耗尽的时间也需要1个月。另外,大气成分通过吸收、散射太阳辐射和地面热辐射来影响大气系统的能量传输过程,从而影响地球表面和大气的温度状况。对气候变化影响最重要的有水汽、CO₂、CH₄、O₃、氯氟烃等气体成分和炭黑气溶胶粒子。由于自然或人为的原因,大气成分及气溶胶产生激烈变化,改变气候系统的热量平衡,从而改变气候。例如,火山活动造成平流层气溶胶,散射太阳辐射,减少地面接收到的太阳能,形成“阳伞效应”;人为活动造成大气中CO₂等温室气体浓度增加,使“温室效应”加剧等。

2. 水圈 包括海洋、湖泊、河流、地下水及大气中的液态水,其中海洋对气候变化影响最大。

海洋是气候系统中热容量最大的成员,是气候系统的热量储藏库与调节器。海洋约占地球表面积的70.8%,最深处约11 km,它的总体积相当于用2.6 km厚的水层覆盖整个地球表面。海洋总质量约为大气质量的250倍。仅100 m深的表层海水,就占整个气候系统总热量的95.6%。穿过大气到达地球表面的太阳辐射,约有80%被海洋吸收,然后,通过长波辐射、潜热释放及感热输送的形式传输给大气。由于海洋热惯性大,海温异常不仅空间尺度大,持续时间也长,一般在中高纬可持续数月之久,低纬持续时间则更长。海洋上层与大气间的相互作用时间尺度为数月至数年,而海洋深层的热力调整时间尺度则为世纪。

海洋在海-气系统中具有低通滤波作用。海洋的热容量大,而大气密度小、热容量小,因此,在海-气耦合系统中,海洋是大气的稳定器。许多大气中瞬变天气波动仅仅只能引起海洋运动的微弱变化,并且大气很多的快速变化输入到海洋后,会被海洋所滤掉,随后在此耦合系统中呈现出一种缓慢的低频运动,如在赤道太平洋每隔3~4年就经常发生1次厄尔尼诺、南方涛动事件(ENSO事件),这就是这个耦合系统中一种低频运动。

海洋与大气之间不仅有能量交换,而且还有水汽、CO₂等大气化学成分的交流,对CO₂增加造成温室效应的估计,就与海洋对CO₂的溶解及向深海的输送有密切关系。

短期数值天气预报的经验表明,对24小时以上的预报,下垫面的加热已经有决定性的作用。进行月平均环流的气候预报则需要考虑下垫面,尤其是海洋状况的异常。因此,海洋对气候变化与气候异常的形成具有重要意义。

3. 冰雪圈 包括大陆冰盖、海冰、高山冰川、季节性雪被、永久性冻土以及湖冰和河冰。目前全球陆地约有10.6%被冰覆盖。海冰的面积比陆冰要大,但由于世界海洋广阔,仅占海洋面积的6.5%。冰雪圈是大气和海洋的冷源。冰雪圈对气候系统储热贡献很大,在夏季储存大量热量,在冬季释放同等的热量;增加反照率(反照率与辐射成正反馈);阻止地表与大气间的热量交换;在极区通过吸收和释放淡水影响海洋的温盐环流,同时冰雪储藏的大量水资源对全球海平面高度产生影响。在冰雪圈中,冰原、高山冰川和永冻土要在数百年或更长时间内才会呈现出明显变化。因此,在研究长期气候变化时,常把冰川进退作为一个重要指标。但由于惯性作用,冰川的变化常落后于气候变化。滞后时间从几年到几十年,随冰川大小及具体环境而异。在近年的全球变暖过程中,海冰、高山冰川、永冻土以及南极冰原的范围和厚度都已明显减少,反映它们对气候变化的敏感性。海冰和季节性雪与气候系统的相互作用时间尺度较短,为几个月至几年,尤其是海冰,它与气候的年际和年代际变化有十分密切的联系,这正是目前气候模拟和气候变化研究的时间尺度。冰雪圈既是气候变化的指示器,又对气候长期变化产生反馈作用。

4. 岩石圈 亦称陆面,包括山脉、地表岩石、沉积物、土壤和洋底。古代大陆漂移、造山运动、火山爆发等这些岩石圈的巨大变化,对地质时期的气候形成和变化影响巨大。但是,在气候系统所有组成部分中,陆地位置、地形的变化是最缓慢的,其时间尺度可与地球本身年龄相比拟。例如,造山运动和大陆板块移动,时间尺度为10万~100万年。因此,对于月、季到几十年,最多几百年的气候变化,全球海陆分布和地形的变化是可以忽略不计的。这时,陆面对大气主要有动力和热力两个方面的影响。海陆分布和山脉大地形是大气环流形成的重要因素。土壤温度和湿度对土壤反射率、蒸发、局地环流和气候均有显著影响。另外,土壤还是大气气溶胶的源,它们对气候变化具有重要意义。

5. 生物圈 指地球上的动物、植物和微生物,其中包括人类本身。生物圈各组成部分变化的时间尺度差异很大,农田为数周,大片森林可长达数十年至数百年。生物对气候变化十分敏感,反过来生物也影响气候。气候会影响森林、草原、冻原和沙漠的地理分布和状况,从而影响动物及人类。全球生物群落的分布主要取决于气温、降水量和太阳辐射。冻原和森林的分界线由年平均气温决定,不同陆地植被类型的分界线

主要由植被所需的水量决定。在全年皆冬、最热月平均气温也低于 10°C 的地区,其主要植被类型就是苔原。森林比草原需要更多的水分,而草原又比沙漠的需水量多。反过来,植物的生长与破坏又会改变地表反照率、粗糙度、蒸散发和物质循环,从而影响气候。自然植被(如森林)的反照率一般仅有土壤的一半大小,植被破坏会减少对太阳辐射的吸收,同时还会影响水分循环。大范围的植被变化甚至可能影响全球的热量平衡及水分平衡,更容易使局部地区气候恶化。砍伐森林,燃烧化石燃料,增加了大气中的 CO_2 ,导致 20 世纪末的全球年平均气温比 19 世纪末高 0.6°C 。西非萨赫勒地区从 20 世纪 60 年代末到 90 年代持续干旱,沙漠以大约 50 km a^{-1} 的速度向南推进,每年有超过 $2\,000 \times 10^4\text{ hm}^2$ 的肥沃土地(相当于比利时国土总面积)变成颗粒无收的沙漠。撒哈拉沙漠显著扩张,一方面归因于人类过度放牧,以及引入深井技术改变了牧民逐草而牧的传统游牧生活,使牲畜长期逗留在深井附近,过度啃食植被,土壤也发生了严重退化。植被受到破坏后,地表反射率就会增大,反过来又会加速荒漠化进程。这是由于裸露地表比植被反射更多的太阳辐射,沙漠吸收的热量较少,在雨季(6~9 月)热带辐合带向北移至萨赫勒时,对流减弱,降水减少。同时,气溶胶可以作为水汽凝结核,有助于形成云雨,而植被减少会使大气中生物源气溶胶减少,降水也会减少。另一方面原因是大尺度气候波动的作用。研究表明,沙漠边缘植被的改变主要是由降水的年代际变化所引起的。在干旱地区,植物种子能休眠好几年,一旦有降水就会生根发芽。卫星观测表明,雨季的植被变化与降水量变化密切相关,多雨年植被面积显著增加。1980~1995 年,随着降水的年际变化,萨赫勒西部的沙漠范围可扩大或缩小 300 km 。

可见,气候系统这一概念的引入,极大地拓宽了传统气候学的研究范畴。现代的气候学从概念上已经不再是过去常常被作为气象学或地理学的一个分支的经典气候学,而是大气科学、海洋学、地球物理、地球化学、地理学、冰川学、地质学、天文学、生物学等众多学科相互渗透、共同研究的交叉科学。气候系统是一个非常复杂的非线性系统,各子系统彼此独立,又相互作用。只有研究整个气候系统,才能正确认识气候形成和气候变化。现代监测手段,如卫星、火箭等能够提供许多过去很少了解的宝贵信息,如冰雪分布、广阔大洋的海温,地面射出长波辐射、反照率等。这些资料大大地增进了人们对气候系统的认识,也为理论研究及数值实验研究提供了基础资料。

三、气象学与气候学的研究方法

(一) 气象观测

气象学与气候学的研究对象是地球大气,不同于物理、化学等可以在实验室做实验的学科。大气科学的一切知识均来源于对大气中发生的物理的、动力的和化学的现象进行实地观测,然后根据观测事实分析出这些现象变化的规律和成因。因此,气象观测是气象学与气候学的基础。气象观测的发展经历了地面气象要素观测系统的建立与发展、高空气象要素探测系统的建立与发展、大气遥感技术应用三个阶段。

从 16 世纪末至 20 世纪初的 200 多年里,是地面气象观测发展并趋于成熟的阶段。气象观测仪器的陆续发明和不断改进,使气压、气温、大气湿度、风速等实现了定量观测。1597 年,意大利的物理学家和天文学家伽利略(Galileo)发明了空气温度表;1643 年,伽利略的学生托里拆利(Torricelli)发明了水银气压表;1662 年,英国的雷恩(Wren)发明了虹吸式自记雨量计;1667 年,英国物理学家和数学家胡克(Hooke)发明了压板式风速器,后来又发明了自记仪器上的自记钟;1674 年,英国的玻义耳(Robert Boyle)制作出了自记湿度计;1783 年,瑞士的索修尔(Saussure)发明了毛发湿度计;1794 年,英国的卢瑟福(Daniel Rutherford)研制出最高、最低温度表;1799 年,英国的赖斯拉(John Leslie)研制出干湿球湿度表;1802 年,法国的拉马克(Chevalier de Lamarck)进行了云状分类,逐步发展成为现今使用的云与天气现象的目测内容;1810 年,法国的福丁(J. Fortin)设计出福丁式水银气压表;1825 年,英国的赫歇耳(John Herschel)发明了黑白球日射计;1828 年,德国的奥古斯特(August)创制出干湿球温度表;1838 年,英国的乔唐(T. B. Jordan)发明日照计;1846 年,英国的罗宾逊(John Robinson)制造出转杯型风速表;1866 年,英国的斯蒂文森(Thomas Stevenson)发明百叶箱;1891 年,德国的阿斯曼(Richard Assmann)创制出通风干湿表。从 19 世纪中期开始,一些船舶开始在海洋上进行系统的气象观测,这些观测数据最初是用来加强航海安全的,而后来却成了研究气候系统的珍贵资料。从 19 世纪后期到 20 世纪 30 年代,世界范围的气象观测还仅限于地面气温、降水量和气压。现

代天气和气候观测站网是构建在 19 世纪后半叶建立的观测网之上的。

第二阶段是 20 世纪 30 年代之后,逐渐有了高空探测。20 世纪 20 年代,人们开始使用飞机对低层大气进行观测。1928 年,苏联的莫尔恰诺夫发明无线电探空仪,使得高空观测网迅速建立,从而出现了高空环流图,大气探测扩展到了更广阔的三维空间。20 世纪 40 年代开始,探测高度从平流层底部、对流层顶部扩展到二三十千米的高度,而火箭探测的应用进一步把探测高度提高到 100 km。

第三阶段是大气遥感技术的应用。1941~1942 年开始应用专门的云雨测量雷达,一台气象雷达可以对数百千米范围内的雷暴云雨系统分布及其结构进行连续性观测。1960 年 4 月,美国发射第一颗气象卫星泰罗斯-1 号,开创了从宇宙空间观测全球大气的时代。一颗极轨气象卫星每 12 小时就给出一次全球气象观测资料,而静止卫星(位于地球赤道上方,与地球同步旋转)则每 30 分钟就向地面发送全圆面图片资料。气象卫星不仅能够观测陆地、海洋表面及不同高度大气层的温度,而且还可以对极地冰和雪的范围变化、海洋风速和波浪情况,以及从极地到赤道的植被状况进行日常观测,甚至还可以用于全球污染和臭氧层变化等方面的监测,使得广阔的海洋、高原无法建立气象观测站的地方可以通过气象卫星来获得气象观测资料。另外,自 20 世纪 90 年代以来,全球建立了很多地面观测自动气象站。由于测量探头十分坚固而稳定,并且拥有低功耗控制板和收发系统,即使在荒芜的地区和严酷的气候条件下,也能保证测站稳定可靠地运行。这些自动气象台站系统还包括许多以往必须依赖于目测的项目,如能见度和降水性质的鉴别等。

海洋观测包括海面温度(SST)、盐度、洋流及深层海温等,但资料最丰富的是海面温度。在卫星观测系统建立之前,海面温度主要依靠商船进行观测,覆盖面很小。随着卫星观测精度的提高,目前已经可以提供海面温度的格点资料,但还达不到船舶观测的精度,所以多用混合资料绘制海面温度的距平图。对盐度及深层海温还缺少系统的长期观测。

雪盖与海冰面积观测是对冰雪圈监测的主要内容。在卫星观测系统建立之前,除了个别站有局地雪盖观测之外,只有前苏联有目测海冰序列。它开始于 1924 年,且每年只有 8 月份的值。目前,美国科罗拉多大学与美国国家海洋大气管理局联合设立了全球冰雪分析中心,公布每周及月平均南北半球海冰及雪盖面积。雪盖序列从 1966 年开始,海冰序列从 1974 年开始。至今对陆面还缺少系统的观测,特别缺少土壤温度和湿度的大范围观测资料。

为了监视世界各地的天气,给出最好的气候图,由世界气象组织主持,并于 1968 年开始构建世界天气监视网。它由全球观测系统、全球资料处理系统和全球电信系统三大部分组成。我国是世界天气监视网的参加国,有义务向世界天气监视网提供气象观测资料进行交换,也有权利通过世界天气监视网获得其他国家的气象观测资料和成品。

全球观测系统的职能为获得全球各地的观测资料,供日常业务和研究之用。全球观测系统包括卫星、火箭、雷达、飞机、船舶、定高气球、海洋浮标和地面常规观测网等,分为两个基本副系统:① 地面基本副系统,由区域基本天气网(有地面站 9 000 个)和其他陆地、海洋站网(如自动气象站、固定的海洋站、船舶站、供气象和海洋用的自动海洋站以及本底污染站等)及飞机观测所构成。在 20 世纪初期,地面基本副系统还有很多观测空白区域,但到 20 世纪末,除了条件恶劣的极地地区以外,气象观测网络已经遍布世界各地。② 空间卫星副系统,由若干极轨卫星和五颗地球静止卫星组成。它们可以观测到全球云量和云的特征、有可能发展为风暴和飓风的天气系统,可以测量海面温度(精确到 1°C)及温度和水汽的铅直廓线,并可根据云的移动推算风速。到 90 年代末,全球观测系统就向全世界各个国家和地区提供地面气压、温度、露点和风速,高空温度、风速和相对湿度,洋面温度,卫星云图等全球气象观测资料。

全球资料处理系统由世界气象中心、区域气象中心和国家气象中心所构成。其主要职能是提供分析和预报以及对气象资料进行加工、整编、存储和复原,供气候研究之用。世界气象中心有三个,分别设在墨尔本、华盛顿和莫斯科,它们从全世界收集常规资料和卫星资料,并以数字和图片形式在相互之间以及向区域气象中心和国家气象中心提供加工后的基本气象资料及半球范围的大尺度(1 000~5 000 km 以上)天气分析和预报,还有储存资料的职责,也承担全球通信系统的任务,为收集、编辑并传送本世界中心负责范围的气象情报,接收并发送其他世界气象中心的传真等。区域气象中心有 24 个,它们用电子计算机或手工进行本区域的大尺度和中尺度(100~1 000 km)分析和预报,向国家气象中心及航空、农业等部门提供服务。1997 年发布的百年时间尺度资料集包括全球约 7 000 个地面观测站的逐月地表观测。第二版的全球历史气候网是目前可获得的最完整的数字化气候数据集之一。

全球电信系统的主要功能是迅速、可靠、有效地收集、交换、分发气象观测资料和加工产品,以满足世界气象组织各会员国气象业务部门以及世界气象中心、区域气象中心的需要。全球电信系统由主干电信网(包括支线)、区域气象电信网和国家气象电信网三级网路组成。目前共有 12 段主干线及 5 条支线,它们组成的闭合回路,环绕北半球并伸至南半球的布宜诺斯艾利斯、巴西利亚、墨尔本和内罗毕,把 11 个区域电信枢纽和 3 个世界气象中心连接在一起。其中,已有 11 段主干线和 4 条支线使用卫星或电缆。华盛顿、莫斯科和墨尔本 3 个世界气象中心和布拉克内尔、新德里、巴黎、奥芬巴赫、布拉格、东京、北京 7 个区域电信枢纽,已完全或部分实现自动化,提高了资料传递的精度和速度。区域气象电信网由 246 条线路组成,目前已有 127 条使用卫星和电缆,有 7 条使用高频 甚高频线路。

自有观测记录以来,人们对气候及气候变化的研究主要基于两方面的资料。其一是来源于天气预报、飞机航行和船舶航海等常规服务;另一来源是全球环境监测系统的有关专项科学实验和计划。由于许多观测本身不是直接为了气候研究和业务目的而设计的,如天气预报要求资料更准确,促使气象观测仪器不断改进,把这些长时间序列资料用于气候变化研究时,会带入因观测仪器改变而产生的系统偏差,从而影响气候变化研究结果。1992 年,在世界气象组织(WMO)、联合国环境署(UNEP)等国际组织的支持下,在世界天气监视网全球观测系统和综合性全球海洋站系统的基础上建立了全球气候观测系统(GCOS),其主要任务是监测全球气候要素的变化以及气候系统中云-辐射的变化,海洋、水文、陆地生态系统和冰雪的变化。全球气候观测系统由大气观测系统、海洋观测系统和陆地观测系统三个子系统组成,其部分内容与全球海洋观测系统(GOOS)和全球陆地观测系统(GTOS)相交叉。全球气候观测系统使大气观测系统和海洋、水文、陆地和冰雪的观测系统统一起来,并以此综合观测系统来代替全球各地日常进行的气象常规观测的世界天气监视网(WWW)。

(二) 天气与气候分析

1. 天气气候图分析 1820 年,德国的布兰德斯(Brandes)利用《巴拉丁气象学会杂志》刊载的气象观测资料,将 1783 年西欧与中欧稀少的同期多天的气压和风的记录填在地图上,绘制了世界上第一张天气图。它虽然是用历史资料而不是用当时资料绘制成的,但已为分析气压、风和天气的关系以及建立天气系统的概念做出了贡献。现代的天气图就是在此基础上发展起来的。电报的发明,为各地气象观测资料的迅速传递和集中提供了条件,使绘制当日天气图成为可能。1851 年,英国的格莱谢尔(James Glaisher)用电报传送资料,绘制了天气图。1856 年,法国政府组织了气象观测网,1860 年,创立风暴警报业务。从此,绘制天气图便成为一项日常业务,并陆续推广到欧美各国。1857 年,荷兰的白贝罗(Buys-Ballot)提出风压定律。1861 年,美国的费雷尔(Ferrel)引入科里奥利力。当时天气分析预报的业务工作只能采用简单的外推法来预报高、低气压系统的移动。至 20 世纪 20~30 年代,以皮叶克尼斯(V. Bjerknes)为首的挪威学派,奠定了锋面天气的基础。20 世纪 20 年代前后,他们在挪威沿海等地组建了稠密的地面气象观测网,并仔细分析了由稠密站网所提供的资料绘制而成的天气图,在 1917~1918 年间发现了暖锋,并得出了概括冷锋、暖锋、锢囚锋、静止锋和低压及其云雨分布的完整的气旋模式。他们还提出了反映气旋生命史的极锋学说,并把上述模式、理论和学说用于日常的天气分析和天气预报。从此以后,锋面和气团便成为天气分析预报业务的主要对象和依据。芝加哥学派的创始人罗斯贝(Rossby),在高空天气图上发现了长波,1939 年,他提出了长波动力学,并由此引出了位势涡度理论,创立了长波理论。同时,1940 年,苏联的基培尔提出了计算气压和温度局地变化的方法,揭开了近代动力数值预报的序幕。第二次世界大战以后,世界高空观测网大大加密,在日常业务工作中开始大量分析和应用高空天气图。天气分析从二维扩充到三维,由电子计算机制作气压形势预报图开始在天气预报业务中应用。

2. 四维分析 天气图和气候图分析是三维分析,由于海洋和高原地区缺少定时观测资料,因此在海洋和高原地区只能利用飞机、气象卫星对这些地区观测的气象资料。但飞机只能沿它飞行的航线、气象卫星只能沿它运行的轨道对地球大气或地面进行观测,且观测资料是不定时的,必须采用最优内插方法把这些观测资料引用到天气预报中,这就是四维分析。四维分析是当今数值天气预报业务最常用的分析方法。四维分析方法与传统的天气图分析方法不同,它利用最优内插方法或变分方法把一个数值天气预报模式的预报值与卫星、飞机等非定时气象要素值的最优同化到定时观测时刻的气象要素值,从而可以弥补定时观测系统

在海洋和高原上空没有资料的不足。它是一个连续分析系统,这个系统中利用数值天气模式,不断输入定时和非定时观测系统所观测的资料,从而分析出天气图。

3. 统计分析 统计预报方法是利用数理统计的原理,导出预报量与预报因子的关系式进行天气预报的方法。统计方法的优点是它以观测的实际大气的特点为依据。不足之处在于,根据现有的气候资料序列建立起来的一些简单的回归方程具有显著的抽样误差,也不能反映大气中复杂的非线性物理过程和动力过程。统计预报方法可以分为经典统计方法(CS)和统计-动力预报方法。经典统计方法需要得到初条件与某个以后时刻条件之间的统计后延关系。用这种关系可直接由今天的观测资料预报明天或后天的天气。这种方法完全不考虑数值预报或动力模式的结果,是一种纯统计方法。经典统计方法包括概率天气预报方法、分类预报(是/否预报、多类预报)、相关回归预报(一元或多元回归、逐次回归、事件概率回归等)、判别分析(一元与多元判别、逐步判别)、时间序列分析(平稳分析、谱波分析)、谱分析与过滤技术等。

4. 诊断分析 诊断分析是根据气象观测资料,用不含有时间变量的动力学和热力学方程(称为诊断方程)对所研究天气现象、天气系统或天气过程的影响因素进行定量计算,从而定量地分析与解释这些天气现象的物理过程,证明大气中所发生现象的变化应满足的物理上或动力上的定则,并推断各影响因素与天气、气候的关系,分析各种因素的相对重要性。诊断分析是认识和理解天气、气候过程的一种有效途径,许多现象的规律和成因所满足的定则是利用这种诊断方法来发现的,其结果可以为预报提供依据。现代的诊断分析往往要利用电子计算机根据诊断方程计算各种不直接观测的物理量,所分析的量都是观测或计算的“实况”,这是与数值试验不同的。大气中最主要的诊断方程有平衡方程、地转关系、静力关系、 ω 方程等。其中,平衡方程和地转关系描述气压场与流场之间的平衡关系;静力方程描述气压场与温度场之间的平衡关系; ω 方程描述气压场、温度场、流场以及非绝热作用与空气垂直速度 ω 之间的关系。

(1) 气候变化的诊断 判别气候变化需要有一个标准,即气候平均值差异有多大时才能认为气候发生了变化。一般用 t-检验,检查某个 30 年平均与 100 年平均或长时期平均的差异达到多高的置信度,或者检查两段 30 年平均的差异达到多高置信度。通常至少要达到 95%,最好达到 99%的置信度才能认为气候发生了变化。当然诊断气候突变还有其他方法,如曼-肯达尔(Mann-Kendall)法、小波分析法等,但最简单而通用的方法还是 t-检验法。

(2) 气候异常的诊断 衡量气候是否异常的标准则是气候要素的方差值。如果该要素接近正态分布,超过或低于平均值一个方差的概率为 15.9%。世界气象组织(WMO)曾经把达到两倍方差作为气候异常的标准,日本气象厅采用了这一标准。但近来在 WMO 的监测公报中采取概率 10%为异常的标准,大约相当于 1.3 倍方差。然而对气温采用高斯分布,对降水量采用 Γ 分布。

(三) 天气与气候的数值模拟

天气、气候一个重要特点是不能在实验室做实验,但是有了电子计算机以后,就可以借助于电子计算机和大气运动方程组的数值模式,通过改变模式的物理因子或改变初始场的结构,或改变模式边界条件,对天气、气候状态及其变化进行数值模拟和预测分析。早在 1904 年,皮叶克尼斯首次提出数值天气预报的理论思想,将预测大气未来时刻的状态问题归结为一组数学物理方程的初值问题。1922 年,英国气象学家理查逊(Richardson)首次尝试实践皮叶克尼斯的数值天气预报的理论思想,用差分法求解,制作了数值天气预报。虽然由于观测站网的密度和资料的精确度不够,用的又是完全的原始方程组,所取的时间和空间的间隔不合适,使计算出现不稳定,导致预报试验失败,但它却为后来开展数值预报积累了经验。1950 年,诺伊曼和查尼等利用计算机做出了第一张数值天气预报图,首次成功地做出了数值天气预报。1956 年,美国气象学家菲利普斯采用低纬加热、高纬冷却的热源热汇,同时考虑地面摩擦,成功地模拟出中纬度的西风急流和费雷尔环流。到 20 世纪 60 年代初,不少国家都已建立了数值预报的业务预报。目前数值预报的业务预报能力不断提高,预报准确率到 90 年代提高了一倍,从 30%提高到 60%;环流的预报能力也从 3 天增加到一周或 10 天。从数值模式看,也变得愈来愈复杂和完善。最早用的是正压模式和地转模式,以后变成半球的原始方程模式,又发展到全球模式,并用实际风观测资料直接输入。同时为满足要素预报又发展了区域模式、细网格模式和套网格模式(用大网格模式预报结果为中、小网格预报模式提供边界条件)。目前美国使用的有限区细网格模式仅限于北美,预报时效为 24~48 小时。在最近 30 年中,模式的垂直分辨率和水平分辨率都大大

提高。1960年时水平格距是300~500 km,层次是4~6层;现在水平格距多在100~300 km,垂直层次在10层或更多。最近10年来数值预报有更明显的改进,用现在最好的模式所做的3天预报,其误差已小于10年前的准地转模式所做的24小时预报。这主要是模式改进的结果。近年来,在美国和欧洲中期天气预报中心广泛地对谱模式和格点模式做了比较,结果是对于同样的代价或同样的计算机时间,用谱模式做的预报较好。1980年,美国国家气象中心已将其业务模式改变为谱模式。

四、气象学与气候学发展简史

气象学与气候学是一门既古老又年轻的科学,其发展历程分为四个阶段。

1. 天气与气候现象的定性描述和知识积累阶段(人类有文字记载~1596年) 人类有文字记载至16世纪末这一时期的主要特点是人们仅凭借眼睛观察天气和气候现象,对天气和气候变化的认识还处于描述性和经验性的知识积累阶段。例如,在公元前1217年,我国在殷墟的甲骨文中就有风、云、雨、雪等文字记载;先秦时期的科学文献《夏小正》上,已有气象和物候的专述。

2. 天气与气候的定量观测和定量研究阶段(1597~1819年) 16世纪末~19世纪初大气科学产生了第一次飞跃,代表性成就是温度表、气压表、风向风速仪、毛发湿度表、无线电探空仪等气象观测仪器的相继发明,气压、气温、大气湿度、风速等气象要素实现了定量观测和定量分析。人们逐步认识到气压变化在天气与气候演变中的重要作用,为天气学的发展指明了方向。

3. 大气科学基础理论的创立和天气图分析预报阶段(1820~1939年) 19世纪初~20世纪中叶大气科学产生了第二次飞跃,主要标志如下:无线电报发明;地面气象观测网产生;天气图诞生;挪威学派创立了气团及锋面学说,提出了著名的斜压理论和环流原理;罗斯贝(Rossby)发现了大气长波,创立了长波动力学。天气学、天气气候学和动力气象学形成并得到迅速发展。

4. 数值天气分析预报与大气遥感技术综合应用阶段(1940年至今) 19世纪中叶至今大气科学产生了第三次飞跃,突出标志首先是1940年基培尔提出了计算气压和温度局地变化的方法,揭开了近代动力数值预报的序幕。自1950年,诺伊曼和查尼等利用计算机制作了第一张数值天气预报图后,数值天气预报的方法已成为日常业务预报的一种不可缺少的极其重要的工具。其次是1960年4月美国发射第一颗气象卫星,开创了从宇宙空间观测全球大气的时代,大气科学试验正从局部的专业试验向全球的综合性试验过渡,气候研究正朝着更加广泛、更加精确、更加综合的方向发展,这不仅将其自身推向科学发展的前沿阵地,其研究结果也将极大地改变整个社会经济活动的结构和步伐。

气象篇

第一章 大气的成分、状态与结构

大气是自然环境的重要组成物质和最活跃的因素,在地理环境物质交换与能量转化过程中起着非常重要的作用。大气层中各种天气系统的生成与消亡、发展与运动,都与大气本身的物理特征有着密切的联系。大气层既是使生物免受辐射的保护层,同时也是促进地表形态变化的重要动力和媒介。大气所含气体不仅满足了植物、动物维持生命活动的需要,而且也是人类赖以生存必不可少的物质条件。因此,要正确地解释发生在大气层中的各种物理现象和物理过程,掌握它们的变化规律,首先必须对大气的成分、结构和基本的物理性质有一个清晰的了解。

第一节 大气的组成

大气本身的可压缩性、太阳辐射、地球的形状和它的重力、地球的公转和自转、地球表面的海陆分布和地形起伏、地球的演化和地球生态系统等是造成地球大气特定组分、特定结构和特定运动状态的主要自然条件。人类活动及其对生态因素所起的作用,是影响大气组分、大气结构和大气运动的人为条件。

一、大气成分分类

大气是多种气体的混合物。90 km 以下的大气成分基本上(或绝大部分)都处在中性分子状态,并且由于大气的湍流、分子扩散及垂直和水平运动,使不同高度、不同地区的空气得以交换和混合,使从地面到 80~100 km 的低层大气中的氮和氧的比例非常稳定。但平均约从 80 km 开始,由于紫外线的照射,氮和氧已有不同程度的离解。在 100 km 以上,氧分子已几乎全部离解为氧原子。到 250 km 以上,氮也基本上都解离为氮原子。低层大气部分成分的浓度及其寿命如表 1-1 所示。

表 1-1 大气的成分(25 km 高度以下)

成分	体积比重	寿命	临界温度 / $^{\circ}\text{C}$	临界压强 /大气压
氮 N_2	78.08%	$(1\sim 20)\times 10^6\text{a}$	-147.2	33.5
氧 O_2	20.95%	$5\times 10^3\sim 10^4\text{a}$	-118.9	49.7
氩 Ar	0.93%	$\leq 10^7\text{a}$	-122.0	48.0
二氧化碳 CO_2	0.038%	30~200a	31.0	73.0
氖 Ne	1.82×10^{-6}	$\leq 10^7\text{a}$	-228.0	26.0
氦 He	5.2×10^{-6}	$\leq 10^7\text{a}$	-257.9	2.3
氪 Kr	1.1×10^{-6}	$\leq 10^7\text{a}$	-63.0	54.0
氙 Xe	0.1×10^{-6}	$\leq 10^7\text{a}$	16.6	58.2
甲烷 CH_4	1.75×10^{-6}	$\leq 10\text{a}$	-82.6	45.4
氢 H_2	0.5×10^{-6}	6~8a	-240.0	12.8
氧化亚氮 N_2O	0.3×10^{-6}	$\leq 150\text{a}$	—	—
一氧化碳 CO	0.1×10^{-6}	0.2~0.5a	—	—

续表

成分	体积比重	寿命	临界温度 / $^{\circ}\text{C}$	临界压强 /大气压
臭氧 O_3	$(1\sim 5)\times 10^{-8}$	$\leq 2\text{a}$	-5.0	92.3
二氧化硫 SO_2	$(0.003\sim 3)\times 10^{-8}$	$\leq 2\text{d}$	—	—
硫化氢 H_2S	$(0.6\sim 60)\times 10^{-11}$	0.5~4d	—	—
氨 NH_3	$(0.01\sim 1)\times 10^{-8}$	5~6d	—	—
二氧化氮 NO_2	1×10^{-8}	8~11d	—	—
甲醛 CH_2O	$(0\sim 0.1)\times 10^{-8}$			
氯 Cl_2	$(3\sim 15)\times 10^{-10}$			
水汽 H_2O	赤道 3%, 极地附近 0.2%	$\leq 10\text{d}$	—	—
气溶胶	$(0.1\sim 100)\times 10^{-8}$	$\leq 10\text{d}$	—	—
干空气	100%	—	-140.7	37.2

按大气成分的性质,可以把从地面到 100 km 高度的大气可以视为由干洁大气、水汽及气溶胶质粒三部分组成。

二、大气各成分特性

(一) 干洁大气

除去水汽及悬浮在大气中的固、液体质粒以外的整个混合气体称为干洁大气。

1. 干洁大气基本特征 干洁空气中氧气和氮气约占 99%,它们与氩气合在一起,约占 99.9%(表 1-1)。对于氮、氧及惰性气体等长寿命和高浓度成分,人类活动的现代强度与它们的自然源和汇的强度及它们的自然贮库的尺度相比还是微不足道的。而那些短寿命的微量和痕量成分,它们浓度虽然很低,但对地-气系统辐射收支有重要影响,尤其是那些纯属人为产生的成分,它们的变化将会引起一系列天气气候效应和环境效应。这就是为什么我们在讨论化石燃料问题时只注意二氧化碳问题而无需深究氧的消耗。

干洁大气中各种气体成分的临界温度都很低。例如,氮为 -147.2°C ,氧为 -118.9°C ,氩为 -122.0°C 。二氧化碳与氩气的临界温度虽然比较高,分别为 31°C 和 16.6°C 。但是它们的临界压强远超过实际大气的压力。因此,干洁大气可以看作是理想气体,没有任何相变过程。当然,实际大气远不是干洁大气,在任意时刻、任何空间位置上,实际大气中都含有水汽与气溶胶粒子。

2. 几种重要气体的来源及其作用

(1) 氧气 地球大气中的氧气主要来源于水的离解和光化学反应以及植物的呼吸,是人类赖以生存的物质基础。氧气的出现及其含量的变化,同地球的形成过程和生物的演化过程密切相关,如岩石破碎(风化作用)是非常缓慢的氧化作用形式。除了游离存在的氧气外,氧还以硅酸盐、氧化物、水等化合物形式存在,在高空还有臭氧和原子氧。氧气在波长小于 $0.24\ \mu\text{m}$ 的辐射作用下受到分解,大气中臭氧的形成与氧气的分解有关。

(2) 氮气 大气中的氮气一方面来自火山喷发(4%),另一方面是通过复杂的生化作用由氮和生物有机体转化而来,是地球上生命体的基本成分。氮气是一种“惰性气体”,在常温常压下不易与氧气化合,不能被植物利用,只能通过豆科植物的根瘤菌部分固定在土壤中,因而得到积累成为大气中最多的成分。氮对太阳辐射远紫外光区 $0.03\sim 0.13\ \mu\text{m}$ 具有选择性吸收。

(3) 二氧化碳 大气中的二氧化碳含量受植物的光合作用、动物的呼吸作用、有机物质的燃烧与腐烂以及海水对二氧化碳的吸收作用的影响,是绿色植物光合作用中不可缺少的物质。在人类活动影响加剧的情况下,大气中的二氧化碳含量与年俱增。二氧化碳的浓度在工业化(1800年)前为 $280\ \mu\text{L/L}$,到2005年已经增至 $379\ \mu\text{L/L}$,目前正以每年0.46%的速率增长。二氧化碳对太阳短波辐射的吸收很少,但能强烈吸收地面长波辐射和放射长波,致使从地表辐射的热量不易散失到大气中,对地面起保温作用。因此,二氧化碳

可能改变大气热平衡,导致地面和低层温度上升,引起严重的气候问题。

(4) 臭氧 大气中臭氧的含量极少,而且随高度而变化。大气臭氧主要分布在 10~50 km 的大气层中,极大值在 20~25 km 处,称为臭氧层。臭氧能强烈吸收太阳紫外辐射(波长小于 0.3 μm),对人类和地地生物起着十分重要的保护作用。同时,还使臭氧层增暖,影响大气温度的垂直分布,从而对地球大气环流和气候的形成起着重要的作用。由于人类活动(如大量使用化肥以及和作冷冻剂的氟利昂的产生)对高空光化学过程的影响会引起臭氧含量的变化,能使平流层的臭氧遭到破坏,因此 20 世纪 70 年代以来,南极上空大气的臭氧含量不断减少,在南极上空形成臭氧洞。臭氧层的破坏可能引起一系列不利于人类的气候生物效应。因此,人类活动对臭氧含量影响的研究,已成为医学界和气象学界共同关注的问题。

3. 大气的状态参量 空气状态通常用密度、体积、压强、温度等参量进行表示。大气的海平面平均气压为 1013.3 hPa,气温为 288.15 K,密度为 1.225 kg m^{-3} 。对于一定质量的空气,其体积、压强、温度之间存在函数关系。例如,一小团空气从地面上升时,随着高度的增加,其受到的压力减小,随之发生体积膨胀增大,因膨胀时做功,消耗了内能,气温乃降低。这说明空气状态发生了变化。如果三个量都不变,就称空气处于一定的状态中,因此研究这些量的关系就可以得到空气状态变化的基本规律。

(1) 气压 气压是指大气压强,一般用 P 表示。它是空气具有重量和空气分子运动的综合反映。在静止大气中,任意高度的气压值等于该高度处单位面积所承受的空气柱重量。当空气有垂直加速运动时,气压值与单位面积上承受的大气柱重量就有一定的差值,但在一般情况下,空气垂直运动加速度很小,这种差别可以忽略不计。测量气压的仪器通常有水银气压表和空盒气压计两种。气压的单位曾经用毫米水银柱高度(mmHg)和毫巴(mbar)表示,国际上常用帕斯卡(Pa)表示,大气科学上常用百帕(hPa)表示。上述单位之间的关系为: 1 hPa = 100 N m^{-2} = 1 mb = 3 A mmHg; 气象中规定 1 000 mb = 750 mmHg。

气象上曾规定,当气温为 0°C,在纬度 45°的海平面上,760 mm 水银柱高时的大气压称为标准大气压,1 标准大气压 = 1 013.25 hPa。1 hPa 近似地相当于 1 cm 静压水位。地面(海平面)气压值一般在 980 hPa~1 040 hPa 之间变动。

(2) 气温 气温是表示空气冷热程度的物理量,一般用 t (摄氏温标)或 T (绝对温标)表示。温度是分子平均动能大小的度量。当空气获得热量时,其分子运动的平均速度增大,平均动能增加,气温也就升高;反之亦然。气象台站观测气温,是把温度表放置在百叶箱内,既不受太阳光直射,又能保持空气流通,其读数能准确反映周围空气的温度。通常所说的地面气温是百叶箱中距离地面 1.5 m 高处空气的温度(干球温度表的读数)。气温的单位一般用摄氏温标(°C)和绝对温标(K),少数国家也用华氏温标(°F)。

1) 摄氏温标: 规定在一个标准大气压下,纯水的冰点为 0 度,沸点为 100 度,其间等分为 100 等份,每份即为 1 摄氏度。摄氏温度用 °C 表示,是 1742 年由瑞典人摄尔司发明的。

2) 华氏温标: 规定在一个标准大气压下,水的冰点为 32 度,沸点为 212 度,其间分为 180 等份,每等份代表 1 华氏度。华氏温度用 °F 表示,是 1709 年由德国人华伦海发明的。

3) 开氏温标: 也称绝对温标、热力学温标,用 K 表示。绝对温标中 1 度的间隔和摄氏度标完全相同,不同的是它以理论上所说的分子热运动将完全停止时的温度作为零度,即 -273.16°C 作为零度。开氏温标(Kelvin)是 1848 年由英国物理学家开尔文所创立。1960 年第十一届国际计量大会规定热力学温标以开尔文为单位。我国常用摄氏温标,英国、美国、加拿大、澳大利亚和印度等国常用华氏温标,而理论研究常用绝对温标。三种温标之间换算关系如表 1-2 所示。

我国气象台站每日分别在北京时间 2 时、8 时、14 时、20 时进行定时气温观测。在每次定时观测前 10 分钟左右观测干湿球温度表,20 时观测最高、最低温度表。

表 1-2 温度单位换算表

开 K	摄氏温标 °C	华氏温标 °F
t	$t - 273.15$	$9/5(t - 273.15) + 32$
$t + 273.15$	t	$9/5 t + 32$
$5/9(t - 32) + 273.15$	$5/9(t - 32)$	t

4. 干空气状态方程 空气的状态方程指气体的气压、密度和温度这三个气体的基本状态参数之间的函数关系式。如果这三个量都不变,则空气处于一定的状态中,依次研究这些量的关系就可以得到空气状态变化的基本规律。

(1) 理想气体的状态方程 理想气体是指分子为一质点,分子仅具有质量但自身体积为零(即气体分子所能自由运动的全部空间,故理想气体的体积等于容器的体积),且分子间无作用力(故理想气体不能液化或固化)的气体。由物理学已知,单位质量的单一成分理想气体的状态方程可写成

$$P = \rho RT \quad (1-1)$$

式中, P 为气压; ρ 为气体密度; T 为温度; R 为比气体常数,其计算公式为

$$R = \frac{R^*}{\mu} \quad (1-2)$$

这里, $R^* = 8.31 \text{ J} / (\text{mol} \cdot \text{K})$ 为普适气体常数; μ 为分子量。气体成分不同, μ 就不同,因而比气体常数 R 也不同。

理想气体状态方程说明了当温度保持不变,空气的体积改变与气压成反比,这种关系是物理学常见的玻义耳(R. Boyle)定律;当压力保持不变,空气的体积与温度成正比,这就是一般热膨胀原理;当体积保持不变,则该体积的压力与温度成正比,这种关系在物理上又称查理(A. C. Charles)定律。

(2) 干洁大气的状态方程 大气并不是单一气体,而是由多种气体混合而成,但由于干洁大气的各种气体均可看成理想气体,且干洁大气的各种气体的比例是固定的,因此,在常温常压下,可以把干洁大气视为分子量为 28.97 的单一成分的理想气体,这样干空气的比气体常数 R_d 为

$$R_d = \frac{R^*}{\mu_d} = \frac{8.31}{28.97} = 0.287 \text{ J} / (\text{g} \cdot \text{K}) \quad (1-3)$$

干洁大气的状态方程为

$$P_d = \rho_d R_d T \quad (1-4)$$

式中, ρ_d 为干空气的密度; R_d 为干洁大气的比气体常数。

式 1-4 表明,干空气的密度随气压及温度而变化。若温度一定,气压加大时,密度增大;若在等压情况下,当温度升高时,密度减小。这是因为气压的大小决定于器壁单位面积上单位时间内受到的分子碰撞次数及每次碰撞的平均动能,如果分子平均动能大,单位时间里碰撞次数多,要使气压保持不变,密度将减小。

(二) 水汽

1. 大气中水汽的基本特征 大气中的水汽主要来源于江、河、湖、海、潮湿陆面的水分蒸发以及植物表面的蒸腾作用(图 1-1)。大气中的水汽含量随时间、地点和条件不同有较大的变化,一般低纬大于高纬、沿海大于内陆、夏季大于冬季,按容积计算,其变化范围在 0~4%。由于水汽来源于下垫面,由大气中的垂直交换作用输送到上层,所以大气中的水汽主要集中在近地层,高度越高,水汽含量越少。据观测,在 1.5~2 km 的高度上空气中的水汽含量已减少为地面的一半,在 5 km 高度上减少为地面的 1/10,再向上含量就更少了。大气中的水汽总质量为 $1.24 \times 10^{10} \text{ g}$,占地球总水量的 0.001%,相当于 24 mm 厚的水层。水汽在大气中的含量虽少,但由于它能在常温条件下发生三相变化,成云致雨,因而对大气中的物理过程起着重要作用,是天气变化的主要

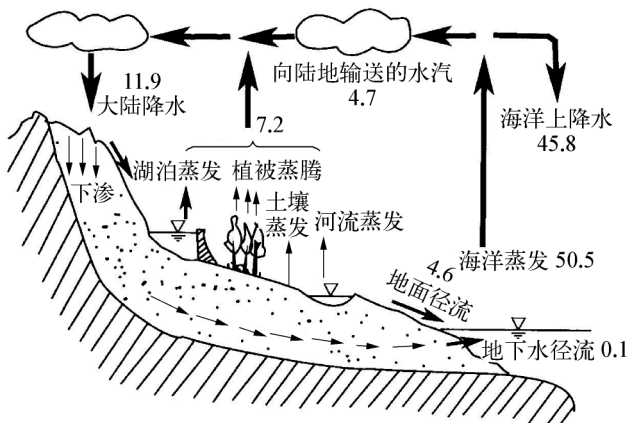


图 1-1 水分循环示意图

注: 图中数字单位为 $10^4 \text{ km}^3/\text{年}$

角色。水的相变和水文循环过程不仅把大气圈同水圈、岩石圈、生物圈紧密地联系在一起,而且水汽在相变过程中要吸收和放出潜热,同时水汽又易吸收和放射长波辐射,所以大气中水汽含量的多少能直接影响地面和空气的温度,影响天气及天气系统的变化和发展。此外,大气中的降水对污染物是一种清除过程。

2. 表示空气湿度的物理量 表示空气中水汽含量多少或潮湿程度的物理量称为空气湿度,简称湿度。空气湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素。由于测定方法和实际应用的不同,采用多个湿度参量表示空气湿度。

(1) 水汽压与饱和水汽压 由空气中的水汽所产生的分压力称水汽压(e)。它的单位与气压相同,也用 hPa 表示。在大气科学中由干、湿球温度差经过换算而求得。

在一定温度下,从水面或冰面进入空气中的水分子数与从空气中进入水面或冰面的水分子数相等时的水汽压称为饱和水汽压(E)。当温度一定时,一定体积的空气所能容纳的水汽分子数是有一个最大限度的。如果空气中的水汽含量达到或超过此限度,则水汽呈饱和或过饱和状态,这时的空气称为饱和空气。因此,饱和水汽压表示空气能容纳水汽的最大能力,它只是温度的函数,随温度的升高而增大。常用的计算公式是马格努斯(Magnus)经验公式,即

$$E = E_0 10^{\frac{at}{b-t}} \quad (1-5)$$

式中, t 是温度,单位为 $^{\circ}\text{C}$; $E_0 = 6.11$ hPa,是 0°C 时的湿空气饱和水汽压; a 、 b 均为常数,对水面, $a = 7.5^{\circ}\text{C}$ 、 $b = 237.3^{\circ}\text{C}$,对冰面, $a = 9.5^{\circ}\text{C}$ 、 $b = 265.5^{\circ}\text{C}$ 。冰面饱和水汽压低于同温度下的水面饱和水汽压,其差值在 -12°C 时最大。不同温度下水面和冰面的饱和水汽压可查《气象常用表》。

在一定的温度下,饱和水汽压(E)与空气中实际水汽压(e)之差,叫饱和差(d),即 $d = E - e$ 。饱和差表示湿空气距离饱和的程度。饱和差愈小,湿空气愈接近饱和,饱和湿空气的饱和差为零。饱和差能反映水分子的蒸发能力,在研究水面蒸发时常用到它。

(2) 绝对湿度和相对湿度 单位体积湿空气中所含的水汽质量,称为绝对湿度(a),也就是空气中的水汽密度。其单位是 g/m^3 ,即表示每立方米湿空气中含有多少克的水汽。绝对湿度不能直接测量,但可间接算出。绝对湿度与水汽压之间的计算公式为

$$a = 217 \frac{e}{T} \quad (1-6)$$

式中, a 为湿空气的绝对湿度,单位为 g/m^3 ; e 为水汽压,单位为 hPa; T 为温度,单位为 K。当气温等于 16°C 时,绝对湿度和水汽压在数值上相等。一般情况下,地面实际气温与 16°C 相差不大,所以在要求不精确的情况下,在近地面处水汽压的量值可以近似代替绝对湿度,但需要注意,两者单位不同。

相对湿度(f)指空气的实际水汽压(e)与同一温度下的饱和水汽压(E)之比,以百分数表示,即

$$f = \frac{e}{E} \times 100\% \quad (1-7)$$

相对湿度的大小表示空气接近饱和的程度。对于未饱和空气, $f < 100\%$,当其愈接近 100% 时,表明空气愈接近于饱和;对于饱和空气, $f = 100\%$;对于过饱和空气, $f > 100\%$ 。当温度变化时,饱和水汽压和实际水汽压都要发生变化,但实际水汽压的变化远小于饱和水汽压的变化。因此,当气温升高时,相对湿度会减小;当气温降低时,相对湿度将增大。

在日常生活中,与人们关系最密切的是水汽压和相对湿度,绝对湿度用得较少。

(3) 露点温度 湿空气在水汽含量不变条件下,等压降温达到饱和时的温度称为露点温度,简称露点(T_d)。其单位与气温相同,为 $^{\circ}\text{C}$ 。按照露点的定义,当气压一定、水汽含量不变时,实际水汽压就会不变,而温度降低却会使饱和水汽压减小,当饱和水汽压减小到与实际水汽压相等时,空气冷却所达到的温度值就是露点。例如,图 1-2 是饱和水汽压 E_0 的曲线, A 点处于未

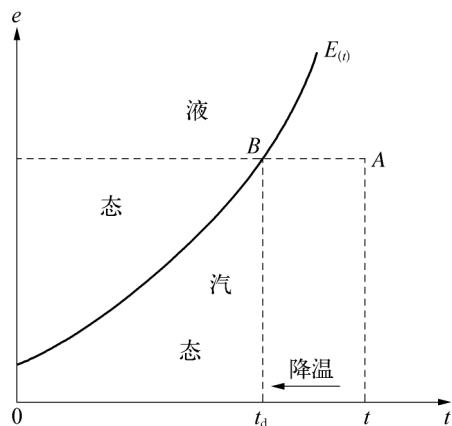


图 1-2 露点的定义

饱和状态(温度为 t),当水汽压 e 保持不变,温度降至 B 点(温度为 t_d)时与 E_d 曲线相交,即达到饱和。

露点的单位虽然与温度一致,但它表征的是空气中水汽含量的多少。在气压一定时,露点的高低只与空气中的水汽含量有关,水汽含量愈多,露点愈高。在地球表面,气压随时间和地点不同而发生的变化仅有百分之几,因此,露点是空气中湿度的很好指标。由于空气一般是未饱和的,故露点常常比气温低($T_d < T$),只有空气达到饱和时,露点才和气温相等,所以根据温度露点差($T - T_d$)可以判断空气距离饱和的程度。气温降低到露点,是水汽凝结的必要条件。在暖湿天气里,露点也是人们不舒适程度的一个简便指标。例如,当露点升到 20°C 以上时,大多数人开始感到不舒适,而空气露点约在 22°C 以上时,一般就会觉得非常潮湿或闷热。幸运的是超过这个温度的露点即使在热带也很少见。

3. 湿空气状态方程 湿空气状态方程的常见形式为

$$P = \rho R_d T \left[1 + 0.378 \frac{e}{P} \right] \quad (1-8)$$

如果引进虚温(T_v),则有

$$T_v = \left[1 + 0.378 \frac{e}{P} \right] T \quad (1-9)$$

由于 $\left[1 + 0.378 \frac{e}{P} \right] T$ 恒大于 1,因此虚温总高于湿空气的实际温度。引入虚温后,湿空气的状态方程可写为

$$P = \rho R T_v \quad (1-10)$$

比较湿空气和干空气的状态方程,在形式上是一致的,其区别仅在于把方程右边实际气温换成了虚温。虚温的意义是在同一压强下,干空气密度等于湿空气密度时,干空气应有的温度。虚温 and 实际温度之差 ΔT 为

$$\Delta T = T_v - T = 0.378 \frac{e}{P} > 0 \quad (1-11)$$

可见空气中水汽压 e 愈大,这一差值便愈大。在低层大气,尤其在夏季, e 值较高,这时必须用湿空气状态方程,但在高空, e 值相对较小,因而 ΔT 很小,这时便可用于干空气状态方程,而不致造成较大的误差。

(三) 大气气溶胶粒子

大气气溶胶指大气与悬浮在其中的固体和液体微粒共同组成的多相体系。大气气溶胶粒子指悬浮大气中的固体、液体微粒,包括烟粒、尘埃、盐粒、水滴、冰晶、微生物、植物的孢子和花粉等。它是低层大气的重要组成部分。烟粒主要来源于生产、生活方面物质的燃烧;尘埃主要来自地面扬尘及火山爆发后产生的火山灰、流星燃烧的灰烬;盐粒则主要是海水溅沫蒸发后残留在空气中形成的。在实际大气中,固体和液体微粒的浓度很低,以至于大气气溶胶这一多相体系的流体动力学特征基本上不因微粒的存在而改变,所以,一般把大气气溶胶和大气气溶胶粒子这两个不同的概念等同起来。

大气气溶胶粒子的尺度范围很大,小到直径为千分之几微米的分子团,大到几毫米大小的雨滴,甚至更大的冰雹、陨石等。表示气溶胶粒子浓度有数浓度、质量浓度。单位体积空气悬浮的粒子数目(或物质总质量)称为数浓度(或质量浓度)。大气气溶胶的数浓度平均约为 $10 \sim 10^7$ 个 cm^3 ,质量浓度范围约为 $1 \sim 2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。

一般情况下,大气气溶胶主要集中在近地面 $1 \sim 2 \text{ km}$ 的大气层内,这是因为大气气溶胶大部分来自地表和海洋。大气气溶胶粒子对辐射的吸收与散射、云雾降水的形成以及大气污染的产生等都具有重要作用。例如,烟中的烟黑是致癌物质,粉尘中含有大量的重金属(镉、铬、铅等)以及许多有毒有害的有机化合物,都对人体有一定的危害。气溶胶粒子还在大气的许多光化学过程中起重要作用。例如,燃烧排放出一氧化氮、二氧化氮、二氧化硫等气体,在紫外线的照射下会发生氧化,遇水滴或在高温的情况下生成硝酸、亚硝酸、硫酸及各种盐类,形成光化学烟雾、酸雨污染。

第二节 大气的垂直结构

一、大气的上界

大气总质量约为 5.3×10^{15} t, 相当于地球质量 (5.98×10^{21} t) 的百万分之一。大气质量的主要部分集中在低层, 10 km 以下占 75%, 20 km 以下占 95%, 只有 5% 的空气散布在 20 km 以上的高空中, 到 700~800 km 高度处空气分子之间的距离可达数百米远, 但即使到离地 2 000 km 以外的空间大气密度也不会减少到零的程度。大气密度随高度的增加呈指数递减并逐渐趋于稀薄, 向星际空间过渡且无明确的上界。因此, 只能通过物理分析, 确定大气的大致上界。有两种划分法: ① 根据极光(瑰丽的极光是自 80~1 200 km 范围内常出现的一种大气光学现象, 它是由于太阳发射的高速带电粒子流与高层稀薄的空气分子或原子相撞, 使之电离, 并在地球磁场的作用下, 移向南北两极而形成, 所以极光常出现在高纬度地区)出现的最大高度, 一般将大气上界高度定为 1 200 km; ② 以大气密度接近星际气体密度(1 个中性气体质点 cm^3) 的高度作为标准, 大气上界约为 2 000~3 000 km。

二、大气的垂直分层

在垂直方向上, 大气有各种不同的分层方法。

(一) 按热力结构分层

根据大气温度垂直分布和大气垂直运动的特征, 将大气分为五层, 由地表向上, 依次分为对流层、平流层、中间层、热层和散逸层, 如图 1-3 所示。

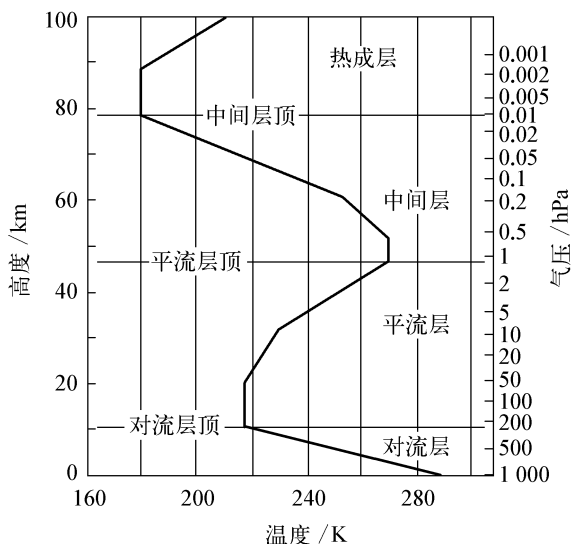


图 1-3 大气的垂直分层

1. 对流层 对流层的下界为地面, 上界则随纬度和季节而变。就纬度而言, 对流层上界从赤道向两极递减: 低纬度地区平均为 17~18 km; 中纬度地区平均为 10~12 km; 高纬度地区平均为 8~9 km。从季节看, 夏季大气上界的高度大于冬季。对流层有以下四个主要特征:

(1) 气温随高度增加而降低 由于对流层空气的热源是地面(对流层空气主要通过吸收地面长波辐射而得到热量), 愈靠近地面空气受热愈多, 从而致使气温随高度升高而降低。

气温直减率, 亦称温度垂直递减率或温度垂直梯度, 指上升一个单位高度时, 大气温度下降的数值, 用 γ 表示, 公式为

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} \quad (1-12)$$

式中, 负号表示气温垂直向上减小; T 为气温度。当 $\gamma > 0$ 时, 表示气温随高度升高而降低; 当 $\gamma < 0$ 时, 表示气温随高度增高而升高(这种气层称为逆温层); 当 $\gamma = 0$ 时, 表示气温随高度不变(这种气层称为等温层)。实际使用时, γ 通常取高度每升高 100 m 时, 气温降低的数值表示。

在对流层内, γ 随时空变化很大, 平均约为 $\gamma = 0.65^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$, 即每上升 100 m 约降低 0.65°C 。除近地面气层外, γ 从未超过 $1^\circ\text{C} / 100 \text{ m}$ 。

(2) 对流运动显著 对流层由此而得名。由于地表的起伏和对空气的不均匀加热, 使空气中的无规则的湍流运动和有规则的垂直运动都十分强烈。强烈的垂直混合使得上、下层空气得以交换, 使近地面的热

量、水汽、杂质等向高空输送,对成云致雨有重要的作用。

(3) 主要天气现象均发生在对流层 对流层的厚度同整个大气圈相比,十分浅薄,但它几乎集中了整个大气质量的 75%和全部的水汽。对流层受地表影响大,层内对流旺盛,大气中的主要天气现象如云、雨、雾、雪、雷电等都发生在这一层。对流层是对人类生产、生活影响最大的一层,也是气象学与气候学研究的重点层次。

(4) 气象要素水平分布不均匀 对流层受地表的影响最大,因此在对流层中,温度、湿度等的水平分布很不均匀。不仅南方和北方空气性质有差别,就是同一纬度上,由于地表性质不均匀,空气性质也有差别。

2. 平流层 自对流层顶到 55 km 左右为平流层,其质量约占大气圈总质量的 20%。平流层的主要特征如下:

1) 臭氧含量丰富,在 20~25 km 高度处存在臭氧层。约 90%的大气臭氧集中在平流层,而对流层大气中臭氧所占比例不到 10%。平流层中的臭氧层对太阳紫外线的吸收作用,使地球适合人类居住,所以称它是地球生物的保护伞。

2) 在平流层内,25 km 以下气温保持不变或微升,25 km 以上气温随高度增加而显著升高,大约到 30 km 左右温度随高度的升高增加很快,到平流层顶部气温可升到 $-3\sim 17^{\circ}\text{C}$ (270~290 K)。这是由于在平流层中,空气不再受下垫面的影响,该处臭氧的密度大,吸收的紫外辐射能转化为分子的动能所致。虽然 30 km 以上臭氧含量已逐渐减少,但这里紫外线辐射很强烈,故温度随高度增加得以迅速增高,造成显著的暖层。

3) 空气运动以水平运动为主,无明显的垂直运动。

4) 大气中水汽和尘埃含量极少,非常干燥,晴朗少云,透明度好,气流比较平稳,适宜于飞机航行。仅在高纬度 20 km 以上高度处,有时在早晚可观测到贝母云。当火山猛烈爆发时,火山尘可到达平流层,影响能见度和气温。

3. 中间层 自平流层顶到 85 km 左右为中间层。中间层的主要特征如下:

1) 气温随高度增加迅速降低,垂直温度梯度很大,其顶部温度可降到 $-113\sim -83^{\circ}\text{C}$ (160~190 K),是大气层中的最低温度。这是由于该层中几乎没有臭氧,而氮和氧等气体所能直接吸收的那些波长更短的太阳辐射又大部分被上层大气吸收掉了,因此气温随高度增加而迅速下降。

2) 空气有强烈的垂直运动。故亦称高空对流层,但气压和空气密度随高度升高降低的程度远慢于低层大气。

3) 水汽含量极少,几乎没有云层出现。仅在高纬地区的黄昏前后,在 75~90 km 的高度处,偶尔能观测到一种薄而带银白色的夜光云,对这种云的组成还不十分清楚,有人认为是由极细微的尘埃组成。该层的顶部已出现弱的电离现象。

4. 暖层 从中间层顶到 800 km 为暖层,亦称热层、热成层、电离层。该层的空气密度很小,质量只占大气总质量的 0.5%。在 120 km 处,空气密度已小到声波难以传播的程度,300 km 处空气密度仅为地面空气密度的千亿分之一。暖层的主要特征如下:

1) 气温随高度增加迅速升高。因为太阳辐射中所有波长小于 0.175 μm 的紫外辐射几乎全部都被该层中的分子氧和原子氧吸收了。虽然这些辐射在太阳辐射中所占比例很小,但气层内分子稀少,被质量极少的大气吸收,造成很大的增温。这层内大气热量主要传输方式为热传导,由于分子很稀少,热传导率小,在各高度上热量达到平衡时,必然会有巨大的垂直温度梯度。因此,在热层内,温度很快就升到几百度,再往上升速度渐渐变缓,在 500 km 处温度高达 2 000 K,500 km 以上温度变化不大,趋于常数,约 1 000~2 000 K。这一层的温度与太阳活动强弱有关,当太阳活动强烈时,温度随高度增加很快,500 km 处的温度可增至 2 000 K;当太阳活动宁静时,温度随高度增加较慢,500 km 处的温度也只有 500 K。

2) 空气质点(N_2 、 O_2 气体成分)在强烈太阳紫外辐射和宇宙射线作用下,处于高度电离状态,故暖层又称为电离层。电离层具有反射无线电波的能力,故它在远距离短波无线电通讯方面具有重要意义。

5. 散逸层 800 km 以上的大气层称为散逸层,亦称外层,是大气圈向星际空间的过渡地带。该层空气极度稀薄,温度随高度增加而略微升高。因离地面太远,地球引力很小,空气粒子运动速度很快,所以气体质点不断向星际空间逃逸。

(二) 按电磁特性分层

按气体的电离状况与受地磁作用,将大气分为中性层(60 km 以下)、电离层和磁层。

1. 电离层 平流层以上的大气称为高层大气。电离层指 60 km 至 500~1 000 km 的气层。在 60 km 以上,强辐射迫使原子电离,大气中带电离子和自由电子的存在使高层大气中能够产生电流和磁场,并可以反射无线电波。在高层大气中,电子数密度较大且存在相当多的中性成分,能显著影响无线电波传播的区域称为电离层。电离层由自由电子、离子和未电离的中性成分组成。根据卫星探测结果,60~300 km,自由电子的数密度随高度单调增大,其中有一些小的波动。电子密度在 90 km、100 km、300 km 处有峰值,且在 300 km 处电子密度最大(图 1-4)。依次向上称为 D 区(60~90 km)、E 区(90~140 km)和 F 区(140~500 km 或 1 000 km),其中 F 区在白天还分为 F₁ 和 F₂ 两个区。夜间,光致电离作用停止,较低的 D 区和 E 区的大多数电子与正离子复合,D 区消失。太阳活动对电离层有很大影响。电离层各区的高度、厚度和电子密度有明显的日变化、季节变化和纬度变化。

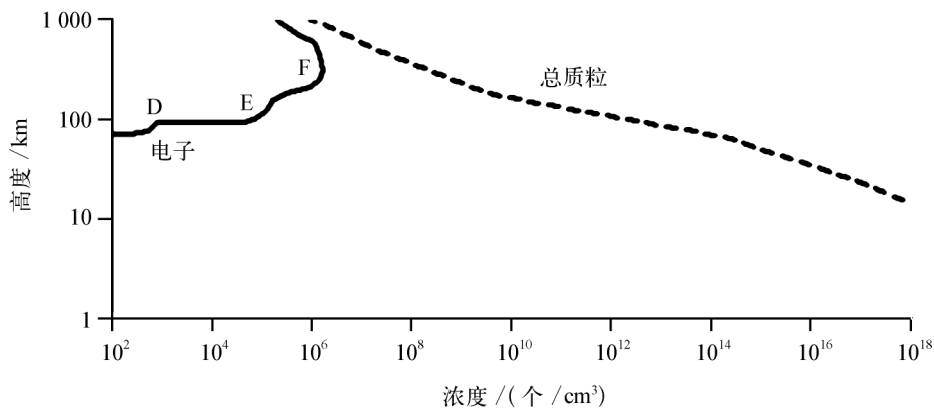


图 1-4 总质点密度(虚线)和电子数密度(实线)随高度的变化

2. 磁层 地球磁层指地球之外受太阳发射的高能离子流——太阳风所包围的地磁场控制的区域。磁层的范围起始于电离层 F 区上界(500~1 000 km),外部边界为磁层顶,磁层顶在向日面离地心约 10 个地球半径,在背日面达几百个至一千个地球半径(图 1-5)。

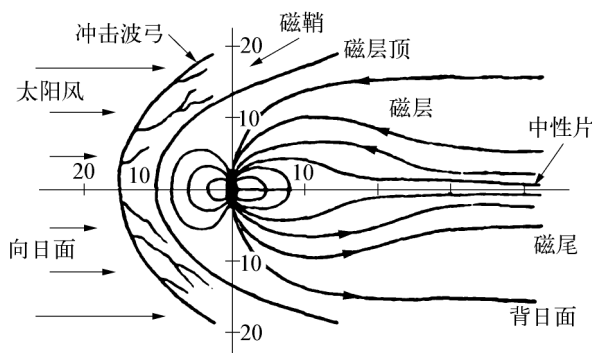


图 1-5 地球磁层

注:图中数字为以地球半径为单位的距离

由于电离层 F 区(500~1 000 km)以上的电子数密度随高度递减,在这个高度上的带电粒子和中性气体粒子之间很少有碰撞机会,相互作用很小,所以带电粒子愈来愈受地球磁场的控制,并沿着地球的磁力线做回旋运动,故称为磁层。在磁层的外边界,太阳风动能密度与地磁场磁能密度相平衡的曲面称为磁层顶。磁层同大气层一样,随着地球绕太阳公转。由于太阳风和地磁场的相互作用,改变了地磁场的对称分布,向日面地磁场被压缩,几乎成一球面形,磁层顶离地心约 8~11 个地球半径,当太阳

激烈活动时,则被突然增强的太阳风压缩到 5~7 个地球半径。背日面,因太阳风不能对地磁场施以任何有效的压力,因此磁层在地球背日一侧拉得很长,可以延伸到几百甚至一千个地球半径以外,形状近似圆柱体,称为磁尾。整个磁层的形状像一颗彗星。磁尾中存在一个特殊的界面,称为中性片,在界面两边磁力线突然改变方向,中性片的磁场强度近于零。由于太阳风以超声速度吹向地球,因而在磁层顶外形成一个激波,称为地球弓形激波。波阵面与磁层顶之间的过渡区称为磁鞘,厚度为 3~4 个地球半径。太阳耀斑的喷出物以及太阳风高速流的前缘往往形成激波,当激波扫过地球时,地球磁场被强烈地扰动而形成磁暴。

磁层顶把太阳风粒子与被束缚于磁层内的带电粒子分隔开来,太阳风只能绕着磁层顶的外侧连续流动,无法进入磁层,从而保护了地球上的生物免受太阳风和宇宙线的袭击,因此磁层是一个保护地球的天然屏障,也是地球上的生物得以生存和繁衍的一个重要条件。但少量的太阳粒子能从磁层最弱的磁极区进入地球磁极附近,冲击高层大气,使分子或原子受到激发后,与其他粒子碰撞或自身辐射回到基态时发出可见光,

形成白天的极光。有的太阳风粒子绕到磁尾才能进入磁层,然后到达磁极附近冲击大气,形成夜晚的极光。磁层是一个重要的空间领域,许多重要的地球物理现象都发生在磁层内,通过太阳风-磁层-电离层-上层大气之间的相互耦合过程,有可能弄清楚太阳-天气-气候关系的机制问题。

(三) 按化学成分分层

根据大气成分垂直分布的特点,将大气分成均质层和非均质层。

1. 均质层或湍流层 均质大气指空气密度不随高度改变的大气。80~90 km 高度以下,包括对流层、平流层、中层在内,由于湍流扩散、分子扩散及垂直和水平运动,使不同高度、不同地区的空气得以交换和混合,大气中各种成分所占的比例,除臭氧等可变成成分外,在垂直方向和水平方向保持基本不变,可以把 90 km 以下干空气视为分子量为 28.964 的单一成分。

2. 非均质层 平均约从 80~90 km 高度开始,由于紫外线的照射,氮和氧已有不同程度的离解。在 100 km 以上,氧分子已几乎全部解离为氧原子。到 250 km 以上,氮也基本上都解离为氮原子。在非均质层里,由于重力分离作用及光化学作用,大气各成分的比例随高度而变化,平均分子量随高度逐渐减小。在 500 km 高度处,大气主要中性成分为 O、He、N₂ 和 H、O₂; 1 000 km 高度处,仅有 He、H 和 O。在非均质层的不同高度处,数密度最大的气体成分依次为 O(180~650 km)、He(650~1 000 km)、H(1 000 km 以上)。氧原子浓度的峰值约在 100 km 高度处,其相对浓度则随高度而迅速增加。这是因为高空的太阳紫外辐射强,光解作用生成的氧原子多,而气体分子密度小,碰撞频率也小,复合机会少,使氧原子能成为一个稳定的成分。

第二章 大气的热能和温度

太阳不断地向宇宙空间放射出巨额的辐射能,仅被地球接受的部分高达 $1.7 \times 10^{16} \text{ J/s}$,这是气候系统最主要的能量来源。地面和大气在获得太阳辐射能增温的同时,自身又放出热辐射。也就是说,太阳、地球和大气之间不断地以辐射方式进行着能量转换,形成地表复杂的大气热力状况,维持着地表的热量平衡,是天气变化和气候形成及演变的基本因素。

第一节 辐射的基本知识

一、辐射及其特性

(一) 辐射的本质

自然界中的一切物体(只要其温度高于绝对零度)都时刻不停地以电磁波方式向周围放射能量,无需介质作为媒介。以电磁波形式向周围传递能量的方式称为辐射。以辐射方式传递的能量称为辐射能,也简称辐射,单位可用焦耳(J)或卡(cal, $1 \text{ cal}=4.18 \text{ J}$)。物理学中,直接把辐射作为电磁波。辐射是能量传递方式之一,也是太阳能传递到地球的唯一途径。一切辐射过程都必须要有能量供给。光辐射和电辐射主要是靠外部不断输送给物体能量;化学辐射是靠物体内部的化学反应过程释放的能量;依赖于物体温度的辐射称为热辐射,它是靠吸收外界传递给物体的热能,或减少物体本身的内能。辐射既具有电磁波的波动性,又具有微粒子的量子性,亦称波粒二象性。每个光子的能量 E_ν 为

$$E_\nu = h\nu = \frac{hc_0}{\lambda} \quad (2-1)$$

式中, ν 为辐射的频率,单位为 Hz , $1 \text{ Hz}=1 \text{ s}^{-1}$; h 为普朗克(Planck)常数, $h=6.626 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$; c_0 为光速; λ 为辐射的波长,常用单位为微米(μm)、纳米(nm)或埃(\AA),其换算关系为 $1 \text{ \AA}=0.0001 \mu\text{m}=0.1 \text{ nm}$ 。

(二) 电磁波谱

不同波长的电磁波具有不同的物理性质,因此可以按波长或频率来区分辐射,确定其名称。将电磁波按其波长次序排成一个谱系,称为电磁波谱。传递辐射能的电磁波的波长范围很广,从波长 $10^{-10} \mu\text{m}$ 的宇宙射线,到波长达几千米的无线电波。人眼看得见的是 $0.4 \sim 0.76 \mu\text{m}$ 的波长,称为可见光(图 2-1)。

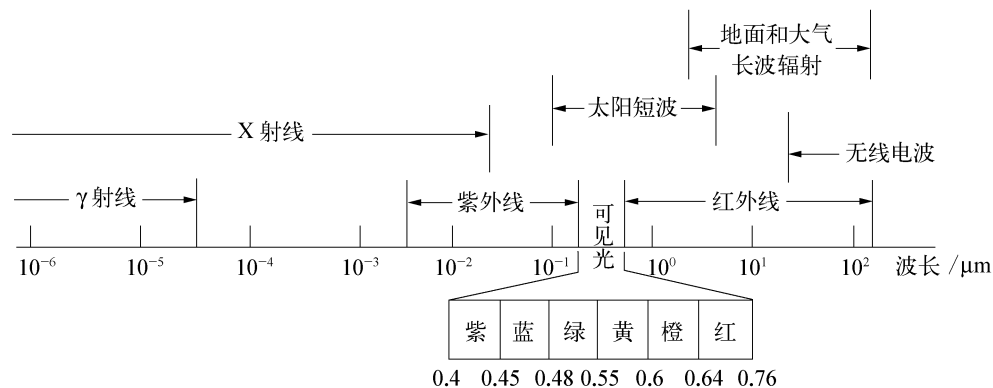


图 2-1 各种辐射的波长范围