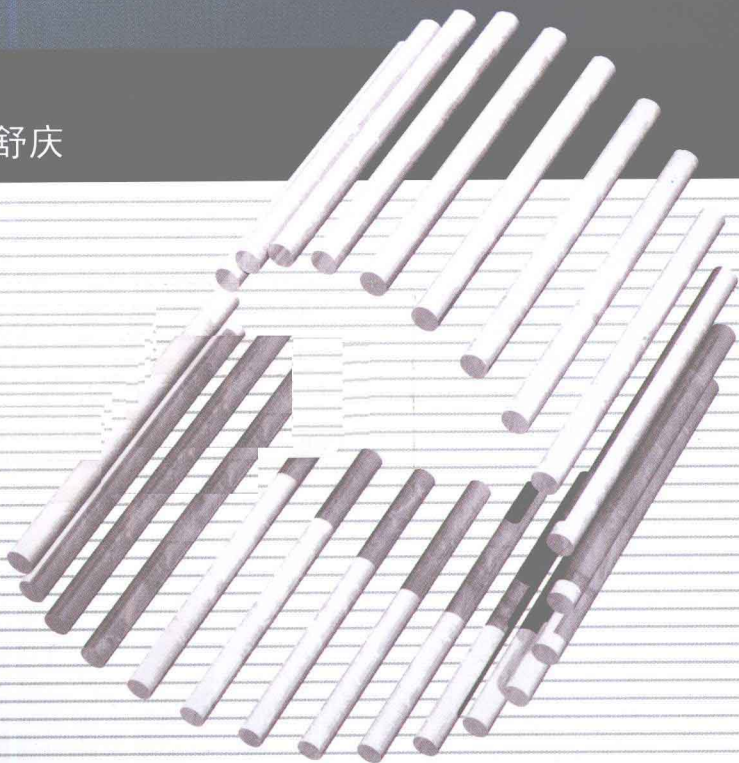


中国气象局 南京信息工程大学共建项目资助精品教材

大气探测学

主 编：王振会
副主编：黄兴友 马舒庆

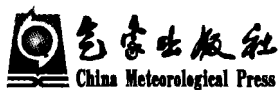


中国气象局 南京信息工程大学共建项目资助精品教材

大气探测学

主 编：王振会

副主编：黄兴友 马舒庆



内 容 提 要

本书以介绍大气探测(含常规地面气象观测、常规高空气象探测、雷达卫星遥感探测、气象观测新技术、专业气象探测、数据传输与质量控制等)的基本概念和技术为主,侧重于宏观、定性、介绍性;以数学关系式的物理意义为主,多用图示图解,浅显易懂。本教材主要用于非大气科学类专业本科生的大气探测学通修课,也可作为大气科学类专业本科生、相关专业各层次学生和工程技术人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

大气探测学/王振会,黄兴友,马舒庆主编. —北京:气象出版社,2011.4

ISBN 978-7-5029-5192-4

I. ①大… II. ①王… ②黄… ③马… III. ①大气探测
IV. ①P41

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2011)第 043136 号

Daqi Tancexue

大气探测学

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.cmp.cma.gov.cn>

责任编辑:王萃萃 李太宇

封面设计:博雅思企划

责任校对:赵 璇

印 刷:北京京科印刷有限公司

开 本:720 mm×960 mm 1/16

字 数:508 千字

版 次:2011 年 3 月第 1 版

印 数:1~5000 册

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxchs@263.net

终 审:周诗健

责任技编:吴庭芳

印 张:24.25

彩 页:6

印 次:2011 年 3 月第 1 次印刷

定 价:45.00 元

本书如存在文字不清、漏印以及缺页、倒页、脱页等,请与本社发行部联系调换

目 录

| | |
|---------------------------------------|---------------|
| 绪 论 | (1) |
| 0.1 大气的基础知识 | (1) |
| 0.2 大气探测的任务和特点 | (9) |
| 0.3 气象观测系统的发展趋势 | (10) |
| 0.4 我国的气象综合观测系统 | (12) |
| 0.5 大气探测原理及仪器特性 | (13) |
| 0.6 本教材使用须知 | (17) |
| 主要参考文献 | (17) |
| 附录 0. A 气象观测工作中通常使用的单位 | (18) |
| 附录 0. B 气象业务对仪器准确度等性能的要求 | (19) |
| 附录 0. C 全球资料处理系统对三维场和地面场观测资料的要求 | (20) |
| 习题 | (21) |
| 第 1 章 云的观测 | (22) |
| 1.1 云的分类与识别特征 | (22) |
| 1.2 云状的相互演变 | (34) |
| 1.3 云量的观测 | (35) |
| 1.4 云高的观测 | (36) |
| 主要参考文献 | (39) |
| 习题 | (39) |
| 第 2 章 能见度的观测 | (40) |
| 2.1 气象能见度与气象光学视程 | (40) |
| 2.2 气象能见度目测法 | (43) |
| 2.3 能见度器测原理 | (44) |
| 2.4 能见度仪的种类和应用 | (44) |

| | |
|----------------------|---------|
| 主要参考文献 | (52) |
| 习题 | (52) |
| 第 3 章 天气现象的观测 | (53) |
| 3.1 天气现象的特征 | (53) |
| 3.2 天气现象人工观测和记录 | (62) |
| 3.3 天气现象器测简介 | (68) |
| 主要参考文献 | (72) |
| 习题 | (73) |
| 第 4 章 温度的测量 | (76) |
| 4.1 温度单位和温标 | (76) |
| 4.2 测温元件和仪器 | (77) |
| 4.3 测温元件的热滞效应 | (84) |
| 4.4 气温测量中的防辐射 | (87) |
| 主要参考文献 | (89) |
| 习题 | (89) |
| 第 5 章 湿度的测量 | (91) |
| 5.1 湿度的表示和基本测量方法分类 | (91) |
| 5.2 干湿球温度表测湿 | (93) |
| 5.3 露点仪测湿 | (95) |
| 5.4 毛发测湿 | (97) |
| 5.5 电子测湿元件 | (98) |
| 主要参考文献 | (99) |
| 习题 | (100) |
| 第 6 章 气压的测量 | (101) |
| 6.1 水银气压表的原理及构造 | (101) |
| 6.2 水银气压表的安装和观测方法 | (105) |
| 6.3 气压及其订正 | (108) |
| 6.4 空盒气压表测压 | (109) |
| 6.5 空盒气压计测压 | (110) |
| 6.6 沸点气压表测压 | (112) |

| | |
|------------------------------|--------------|
| 6.7 气压测量传感器 | (112) |
| 主要参考文献 | (114) |
| 习题 | (114) |
| 第7章 地面风的测量 | (116) |
| 7.1 风向与风速 | (116) |
| 7.2 风向的测量 | (118) |
| 7.3 风速的测量 | (120) |
| 7.4 测风仪器使用注意事项 | (125) |
| 主要参考文献 | (126) |
| 习题 | (126) |
| 第8章 降水的测量 | (127) |
| 8.1 降水测量方法 | (127) |
| 8.2 自记雨量计 | (129) |
| 8.3 降雪和积雪的测量 | (134) |
| 主要参考文献 | (137) |
| 习题 | (138) |
| 第9章 蒸发的测量 | (139) |
| 9.1 测量方法与仪器 | (140) |
| 9.2 蒸发器的误差来源 | (144) |
| 9.3 蒸发器的维护 | (145) |
| 9.4 自然表面蒸发的观测和估算方法 | (145) |
| 主要参考文献 | (148) |
| 习题 | (148) |
| 第10章 辐射及日照时数的观测 | (149) |
| 10.1 太阳直接辐射的测量 | (152) |
| 10.2 短波总辐射和散射辐射的测量 | (156) |
| 10.3 全波辐射、净辐射和长波辐射的测量 | (158) |
| 10.4 日照时数的测量 | (162) |
| 主要参考文献 | (165) |
| 习题 | (165) |

| | |
|------------------------------|-------|
| 第 11 章 地基雷电观测 | (166) |
| 11.1 低频/甚低频雷电定位技术 | (166) |
| 11.2 甚高频(VHF)雷电定位技术 | (170) |
| 11.3 雷电电磁场测量系统 | (174) |
| 主要参考文献 | (178) |
| 习题 | (180) |
| 第 12 章 自动气象站 | (181) |
| 12.1 自动气象站组成 | (181) |
| 12.2 自动气象站工作原理 | (183) |
| 12.3 自动气象站主要功能 | (184) |
| 12.4 自动气象站基本技术指标 | (185) |
| 12.5 自动气象站网 | (187) |
| 12.6 自动气象站应用和实例 | (188) |
| 主要参考文献 | (194) |
| 习题 | (194) |
| 第 13 章 高空探测 | (195) |
| 13.1 气球测风 | (195) |
| 13.2 经纬仪测高空风 | (198) |
| 13.3 无线电探空 | (203) |
| 13.4 GTX II 系留气球低空探测系统 | (204) |
| 主要参考文献 | (205) |
| 习题 | (205) |
| 第 14 章 飞机气象探测 | (207) |
| 14.1 飞机气象探测项目与仪器 | (207) |
| 14.2 有人驾驶飞机气象探测 | (213) |
| 14.3 无人驾驶飞机气象探测 | (215) |
| 14.4 飞机探测台风 | (219) |
| 主要参考文献 | (221) |
| 习题 | (223) |

| | |
|-------------------------------|-------|
| 第 15 章 天气雷达探测 | (224) |
| 15.1 天气雷达的工作原理、组成及其技术指标 | (225) |
| 15.2 天气雷达资料的分析应用 | (238) |
| 主要参考文献 | (248) |
| 习题 | (248) |
| 第 16 章 激光雷达探测 | (250) |
| 16.1 激光雷达的结构与工作原理 | (250) |
| 16.2 激光雷达的应用 | (252) |
| 主要参考文献 | (263) |
| 习题 | (264) |
| 第 17 章 风廓线雷达 | (265) |
| 17.1 风廓线雷达的分类 | (265) |
| 17.2 风廓线雷达探测原理 | (266) |
| 17.3 相控阵风廓线雷达 | (271) |
| 17.4 风廓线雷达的应用 | (274) |
| 主要参考文献 | (279) |
| 习题 | (280) |
| 第 18 章 微波辐射计 | (281) |
| 18.1 微波辐射基本概念及测量原理 | (282) |
| 18.2 微波辐射计简介 | (286) |
| 18.3 微波辐射计的应用 | (289) |
| 主要参考文献 | (298) |
| 习题 | (299) |
| 第 19 章 卫星观测 | (300) |
| 19.1 卫星遥感的基本概念 | (301) |
| 19.2 气象卫星的轨道 | (304) |
| 19.3 星载辐射计及其观测 | (309) |
| 19.4 星载雷达及其观测 | (313) |
| 19.5 卫星资料的应用 | (313) |

| | |
|-------------------------|--------------|
| 19.6 国际新一代对地观测系统简介 | (324) |
| 主要参考文献 | (327) |
| 习题 | (327) |
| 第 20 章 GNSS 气象探测 | (329) |
| 20.1 GPS 原理 | (331) |
| 20.2 地基 GPS/MET | (332) |
| 20.3 天基 GPS/MET(掩星观测) | (336) |
| 主要参考文献 | (340) |
| 习题 | (341) |
| 第 21 章 专业气象观测 | (342) |
| 21.1 近地面通量观测 | (342) |
| 21.2 生态气象观测 | (346) |
| 21.3 海洋观测 | (351) |
| 21.4 冰雪、冰川、冻土观测 | (354) |
| 主要参考文献 | (357) |
| 习题 | (357) |
| 第 22 章 数据传输和质量控制 | (358) |
| 22.1 数据传输 | (358) |
| 22.2 质量控制 | (369) |
| 22.3 观测规范 | (374) |
| 主要参考文献 | (380) |
| 习题 | (380) |

绪 论

我们生活在地球大气中。我们希望了解大气——大气的物理状态、化学成分、时空变化。大气探测,是了解大气的手段。大气探测的目的就是了解大气、监测大气状态并预报大气状态各种参数的变化。

0.1 大气的基础知识

0.1.1 大气成分

大气是由多种气体组成的混合气体。表 0.1 给出所占体积百分比较大的 12 种成分。

表 0.1 大气中各气体所占比例 (Wallacet 和 Hobbs, 2008)

| 大气成分 | 分子式 | 分子量 | 体积浓度 |
|-------|----------------------------------|--------|-----------|
| 氮气 | Nitrogen(N ₂) | 28.013 | 78.08% |
| 氧气 | Oxygen(O ₂) | 32.000 | 20.95% |
| 氩气 | Argon(Ar) | 39.95 | 0.93% |
| 水汽 | Water vapor(H ₂ O) | 18.02 | 0~5% |
| 二氧化碳 | Carbon dioxide(CO ₂) | 44.01 | 380 ppm* |
| 氖气 | Neon(Ne) | 20.18 | 18 ppm |
| 氦气 | Helium(He) | 4.00 | 5 ppm |
| 甲烷 | Methane(CH ₄) | 16.04 | 1.75 ppm |
| 氙气 | Krypton(Kr) | 83.80 | 1 ppm |
| 氢气 | Hydrogen(H ₂) | 2.02 | 0.5 ppm |
| 一氧化二氮 | Nitrous oxide(N ₂ O) | 44.01 | 0.3 ppm |
| 臭氧 | Ozone(O ₃) | 48.00 | 0~0.1 ppm |

氮气(N₂)和氧气(O₂)是地球大气的主要成分,而惰性气体中氩(Ar)的百分比浓

* 注: ppm 表示百万分之一。

度远远高于氟、氦、氩、氙等。

水汽约占大气质量的 0.25%，它是变化很大的一种大气成分，在最冷地区的大气中水汽仅占 10 ppmv，而在湿热的空气团中水汽可占总体积的 5%，它的变化范围可相差超过三个量级以上。由于空气中水汽百分比浓度的可变性太大，因此通常都是给出在干空气中的百分比。

大气中臭氧浓度变化也很大。大气中臭氧集中的层次，称为大气臭氧层，一般指高度在 10~50 km 之间的大气层，也有指大约 20~30 km 之间的臭氧浓度最大的大气层。即使在臭氧层内浓度最大处，所含臭氧对空气的体积比也不过为百万分之几，在标准状态(气压 1013.25 hPa, 温度 273 K)下，臭氧的总累积厚度为 0.15~0.45 cm，平均约 0.30 cm。其含量虽少，却能将大部分太阳紫外辐射吸收，使地球上的人类和其他生物，不致于被强烈的太阳紫外辐射所伤害；臭氧吸收太阳紫外辐射而引起的加热作用，还影响着大气的温度结构和环流。据估计，大气臭氧层中臭氧的减少，最终将造成平流层变冷和地面变暖。空气中低浓度的臭氧可消毒，但超标的臭氧则是个无形杀手。若大气中的臭氧浓度大于 10 ppm，将威胁人类健康。它强烈刺激人的呼吸道，引发支气管炎、肺气肿；它会造成人的神经中毒，头晕头痛、视力下降、记忆力衰退；它会对人体皮肤中的维生素 E 起到破坏作用，致使人的皮肤起皱、出现黑斑；甚至还会破坏人体的免疫机能，诱发淋巴细胞染色体病变，加速衰老，致使孕妇生畸形胎儿等。

大气中的痕量气体分子元素主要包含碳分子、氮分子和硫原子，这些都是最初形成生命有机体细胞的元素。这些气体通过植物和化石燃料的燃烧、植物的排放以及动植物的腐烂而进入大气。由于大气中氢氧基(OH)的作用，这些化学物质又通过氧化作用从大气中排出。有些氮和硫的化合物结合成新的微粒并溶入雨滴，从而形成酸雨降到地面。

大气中的气溶胶和云滴仅占大气总质量的很小一部分，但它们在大气中却很重要：调节水循环过程中大气中的水汽含量，参与并作为媒介发生一些重要的大气化学反应，引起大气中的正、负电荷分离，产生多种大气光学现象，等等。

0.1.2 光学和辐射特性

地球大气对人射的太阳辐射基本是透明的，但对由地球表面发射的向外辐射却是相当不透明的。这在地球系统能量平衡过程中起到非常重要的作用(图 0.1)。大气对向外长波辐射的阻挡作用，使得地球表面的温度比没有大气时要高许多。大气的这种阻挡作用称为温室效应。有这种阻挡作用的大气成分称为温室气体，如表 0.1 中字体加粗的气体成分。空气分子、云和气溶胶既吸收外来的辐射，同时也向外发射相同波长的辐射。

大气中的空气分子和云滴可以向外空反射太阳辐射,对穿过它的太阳辐射进行散射、折射、反射与衍射,从而产生一系列的光学效应,如蓝天、白云、虹、晕、华等。由于大气层中空气分子、云和气溶胶的存在,大约 26% 的入射太阳辐射被向外空散射而不能吸收。云层和气溶胶对太阳辐射的向外散射作用,对温室效应有抵消作用。

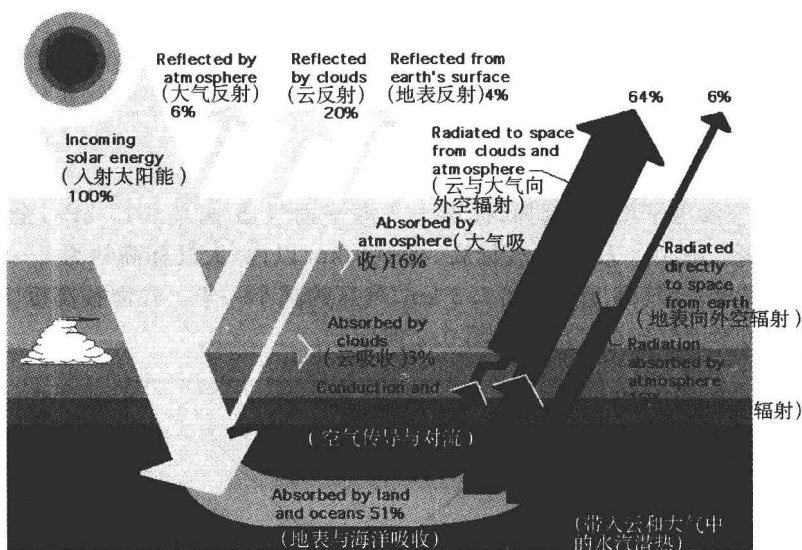


图 0.1 大气在地球系统能量平衡中的作用(Wallace 和 Hobbs,2008)

0.1.3 大气质量

大气中任何高度处,单位体积空气的质量称为大气密度 ρ 。一般情况下,大气密度 ρ 随高度增加而减小(图 0.2)。海平面高度处的大气密度 ρ_0 近似等于 1.25 kg/m^3 。

地表面单位面积上空气柱的总质量为

$$m = \int_0^{\infty} \rho dz \quad (0.1)$$

由于地球的引力,该空气柱受到向下的拉力(即重力),称为地表面气压 p_s ,为

$$p_s = mg_0 \quad (0.2)$$

其中 $g_0 = 9.80665 \text{ m/s}^2$ 是重力加速度平均值(实际上,重力加速度随纬度、经度和高度有微小变化)。

全球平均地表面气压约为 $985 \text{ hPa} = 98500 \text{ Pa}$ 。由上式可以估算出

$$\bar{m} = \frac{98500}{9.807} = 1.004 \times 10^4 \text{ kg/m}^2$$

因此,全球大气的总质量估计为:

$$\begin{aligned}
 M_{atm} &= 4\pi R_E^2 \times \bar{m} \\
 &= 4\pi \times (6.37 \times 10^6)^2 \text{ m}^2 \times 1.004 \times 10^4 \text{ kg/m}^2 \\
 &= 5.10 \times 10^{14} \text{ m}^2 \times 1.004 \times 10^4 \text{ kg/m}^2 \\
 &= 5.10 \times 10^{18} \text{ kg}
 \end{aligned}$$

其中 $R_E = 6.37 \times 10^6 \text{ m}$ 为地球等效半径。

0.1.4 垂直结构

气压 p 几乎随着高度 z 呈指数递减, 即:

$$p = p_0 e^{-z/H} \tag{0.3}$$

式中 p_0 为某一参考平面气压(如, 标准大气海平面气压 $p_0 = 1013 \text{ hPa}$, 全球平均地表面气压为 985 hPa)。 H 为大气标高, 在 100 km 以内, 大气标高约为 $7 \sim 8 \text{ km}$ 。 由此可以估计得出, 大气高度每增加 5.5 km , 气压约减小一半。 在海拔高度 17 km 处, 气压减小到海平面气压的 $1/10$, 如图 0.2 所示。

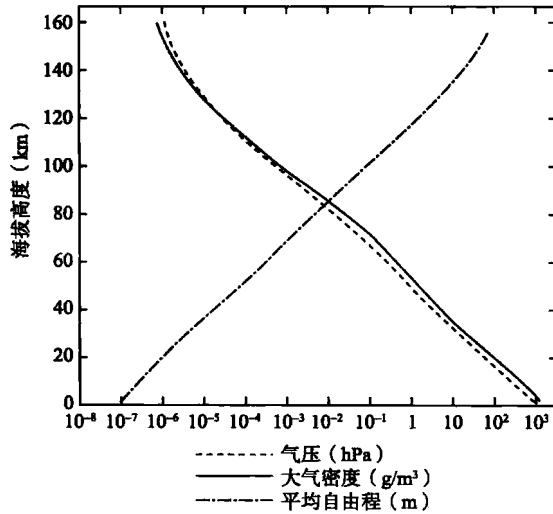


图 0.2 美国标准大气(1962)各变量的垂直廓线
(Wallace 和 Hobbs, 2008)

一般情况下, 在大气层低层, 大气中氮(N_2)、氧(O_2)、氩(Ar)、二氧化碳(CO_2)等气体分子在各高度上比例均衡(即均质层), 基本不随高度变化*。但随着高度增高, 分子间碰撞的平均距离(即分子自由程)增加, 在大约 105 km 以上, 分子自由程超过

* 水汽和臭氧则不是这样。水汽一般集中在最低的几千米大气中, 因为当空气被抬升后, 上层的水汽将凝结降落下来。臭氧在大气中存留的时间较短, 也难以使其在大气中充分地混合均匀。

1 m(如图 0.2 中点划线所示),此时,单个的分子都能充分自由地运动,就像只有它自己存在,而不受别的分子的制约。在这种情况下,较重气体(分子量较大)的浓度比例随高度迅速减少,各气体的标高与其分子量成反比。因此,大气层上层主要是分子量较小的气体,称之为非均质层。

大气最外层的气体主要由分子量最小的元素组成(氢原子、氢气和氦)。当太阳变得活跃时,距离地表 500 km 以外的一部分氢原子可获得很大的速度,足以从分子间碰撞的间隙中逃离地球引力场。在地球生命期中,氢原子的逃逸对地球系统的化学组成有重要的影响。

图 0.3 给出了有代表性的地球大气温度的垂直分布。按照温度结构,大气分为四层,即对流层、平流层、中间层和热层,各层上界限分别称为对流层顶、平流层顶、中间层顶和热层层顶。

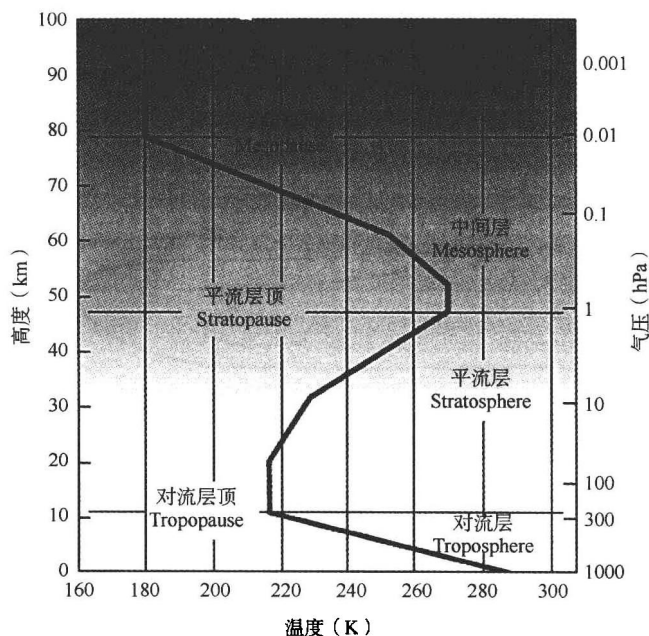


图 0.3 美国中纬地区标准大气温度廓线(Wallace 和 Hobbs,2008)

对流层大气温度随高度递减,其平均递减率大约为 $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。对流层内下暖上冷,因此利于气体上升运动、垂直混合强烈。对流层大气占大气总质量的 80%,混合均匀。云滴和冰晶因吸附浮尘,可对该层大气起到净化作用,其中一些以雨或雪的形式降到地面。在对流层中,会有一些薄气层,其温度随高度增加(上暖下冷),称此为逆温层。逆温层中,几乎没有气体的垂直混合。对流层顶温度很低,这一“冷区”,限制对流层内的水汽向上输送。

在平流层中,温度随高度增加(可以看成是深厚的逆温层),大气垂直混合非常有限。强雷暴或火山爆发而生成的云层,其云顶增长会因为对流层顶和平流层的抑制而形成砧状云。但如果火山爆发和人类活动而产生的浮尘一旦进入平流层,在平流层中停留的时间就会相当长。例如,20世纪50、60年代氢弹试验产生的放射性物质在平流层滞留了2年之久。

平流层中大气非常干燥,臭氧含量丰富。平流层中的臭氧层对太阳紫外线辐射的吸收作用,使得地球适合人类居住。臭氧分子吸收紫外线辐射,使得在约50 km高度处气温达到最高,该处称为平流层顶。

平流层以上为中间层。在该层气温随高度递减,到中间层顶达到最低。再向上就是热层。由于对太阳辐射的吸收、二价氮分子与氧分子的分离以及原子中电子的脱离等,使该层的温度随高度增加。这些过程称为光解和光化电离。大气热层以外的温度,因太阳紫外线和X射线辐射变化很大而变化很大。

在任一给定的高度,气温还随纬度变化。在对流层中,气温一般是向两极地区逐渐降低,如图0.4(另见彩图1)所示。经向温度梯度在冬半球会大一些,此时极圈内为极夜。热带对流层顶平均高度约为17 km,温度可低至-80℃,高纬度对流层顶平均高度为10 km左右。

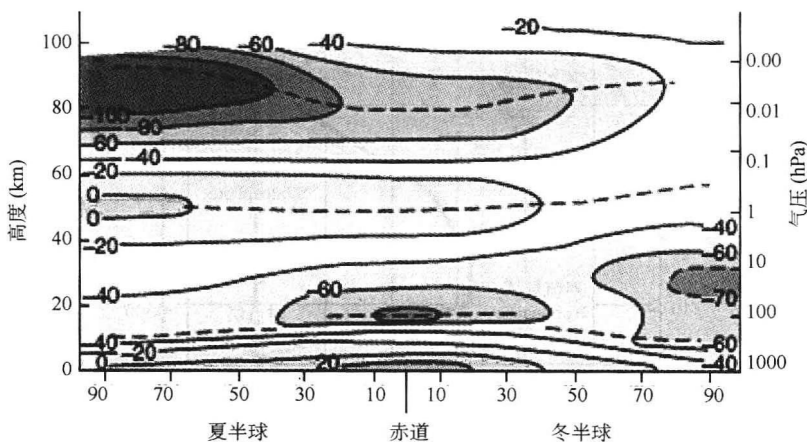


图 0.4(另见彩图 1) 纬向平均温度(°C)的经向剖面图。等值线间距为 20℃;粉色阴影代表较暖区,青色阴影代表较冷区。虚线分别标注出了对流层顶、平流层顶和中间层顶的位置(Wallace 和 Hobbs,2008)

0.1.5 风

风就是指大气的水平运动。通过大气的运动,进行热量和水汽的输送,产生多种天气变化。图 0.5 给出用 QuikSCAT 卫星测量的洋面上 12—2 月平均风场和 6—

8月平均风场以及伴随的全球降水分布。

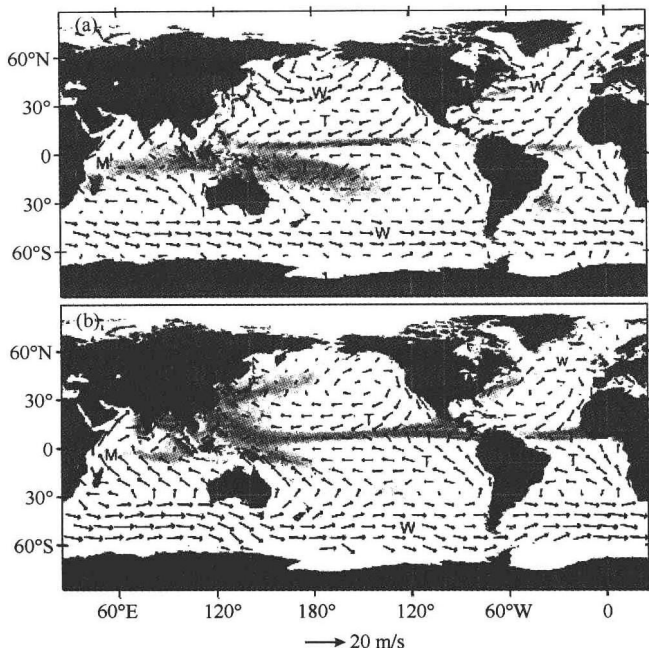


图 0.5 洋面风场分布。(a)12—2月平均;(b)6—8月平均。根据3年的卫星观测资料得到。图中较浅的阴影对应主要的降水带。M代表季风环流,W代表西风带,T代表信风。图的下方注明了风速大小(Wallace和Hobbs,2008)

大气运动的能量来源于太阳辐射。局地地表受热不均匀,使空气做垂直运动(空气受热上升、冷却下降),有上升运动则在近地面形成低压、高空形成高压,而下降运动在近地面形成高压,高空形成低压。这样,同一水平面上形成高、低气压中心,产生水平气压梯度、引起空气做水平运动,形成风。同时由于地球的形状,造成各纬度获得的太阳辐射能多少不均,造成高低纬度间温度的差异,这是引起大尺度“三圈环流”大气运动的根本原因。可见,各种尺度的大气运动,首先是垂直运动,其运动原因是受热不均,其次是水平运动,其运动原因是同一水平面上有气压差。

下垫面条件不同,运动的空气受到的摩擦力不同。摩擦力与风向方向相反,它既减小风速,也影响风向。在沙漠地区人们利用麦草、稻草和芦苇等材料,在公路、铁路沿线流动沙丘上扎设方格状挡风墙,形成一定宽度和长度的沙障,就是为了增加地表面粗糙度而增大摩擦力,达到减小风速的目的。树林、建筑等都会使风的速度和方向特征产生变化。山坡对气流有导向作用。当水平运动的气流爬上山坡时,气流拥有了上升运动

分量,有可能引起空气中的水汽抬升凝结而产生云甚至降水。过山的爬流和绕流使降水分布呈块状,在山的迎风坡,空气抬升降水加强,而在背风坡空气下沉,降水被抑制。

0.1.6 降水

一般来说,降水发生的时间和地点都较集中,在不同地区,年平均降水量差别显著,可达两个量级以上,干旱地区每年只有几百毫米,而在降水最多的地区,例如在ITCZ(热带辐合带),每年有几千毫米的降水量。在世界大多数地方,气候平均降水都呈现出基本一致的季节变化。全球年平均降水量大约为 1000 mm 液态水,或者说大约 2.75 mm/d。

图 0.6(另见彩图 2)给出了 1 月份和 7 月份的降水分布气候平均图。主要分布在热带大西洋和太平洋地区的狭窄强降水带,与洋面风场中的热带辐合带基本重合。在太平洋和大西洋地区,热带辐合带两侧为宽广的干旱地区,从非洲沙漠一直向西延伸,覆盖大部分副热带海洋。

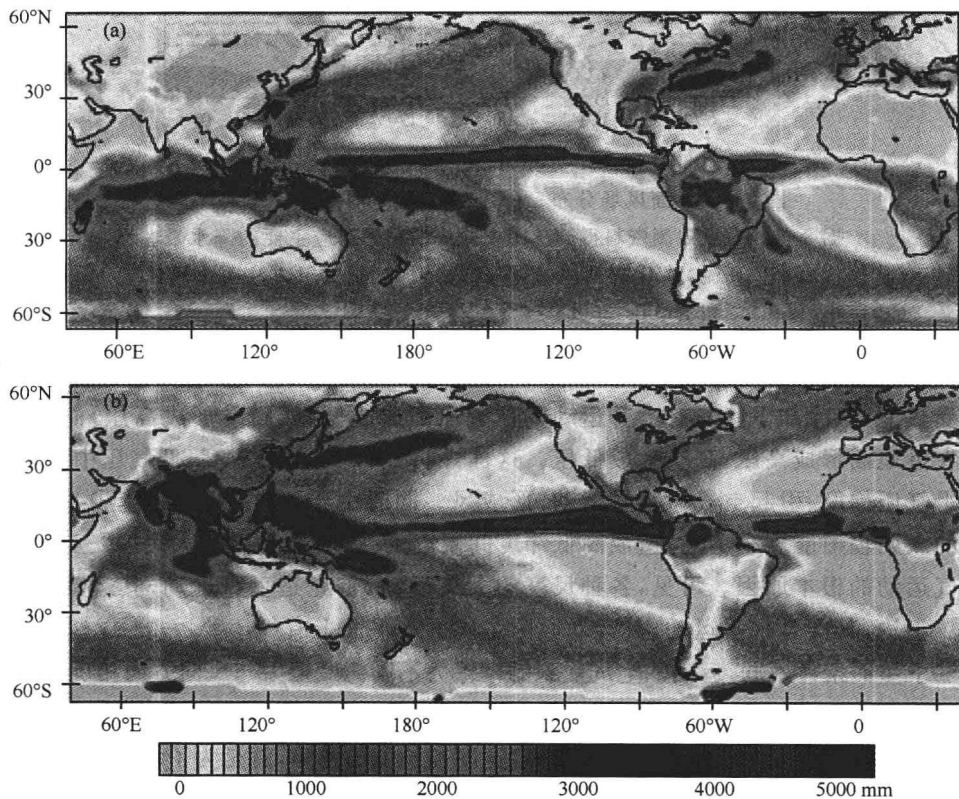


图 0.6(另见彩图 2) 气候平均的降水分布图(a)1月;(b)7月(Wallace 和 Hobbs,2008)