



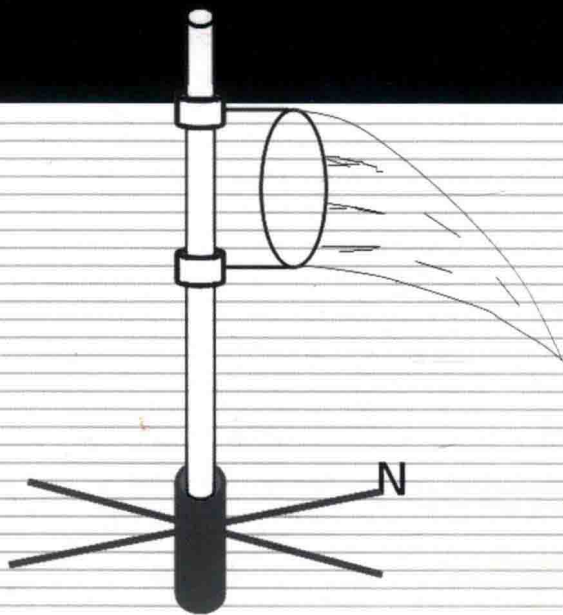
“十二五”江苏省高等学校重点教材（编号2014-1-083）


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

（第二版）

主 编：王振会
副主编：黄兴友 马舒庆



 气象出版社
China Meteorological Press

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

(第二版)

主 编：王振会

副主编：黄兴友 马舒庆



 气象出版社
China Meteorological Press

内 容 简 介

本教材是在2011年第一版基础上修订而成的。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内容)的基本概念和技术为主,偏重于宏观、定性、介绍性,多用图示图解,浅显易懂。本教材对其他课程或教材的依赖性较小,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、相关专业本科生和研究生以及工程技术人员的参考书。

图书在版编目(CIP)数据

大气探测学 / 王振会主编. -- 2版. -- 北京: 气象出版社, 2016.6

ISBN 978-7-5029-6350-7

I. ①大… II. ①王… III. ①大气探测 IV. ①P41

中国版本图书馆CIP数据核字(2016)第109632号

Daqi Tancexue

大气探测学(第二版)

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

邮政编码: 100081

电 话: 010-68407112(总编室) 010-68409198(发行部)

网 址: <http://www.qxcbs.com>

E-mail: qxcbs@cma.gov.cn

责任编辑: 王萃萃

终 审: 邵俊年

责任校对: 王丽梅

责任技编: 赵相宁

封面设计: 燕 彤

印 刷: 三河市百盛印装有限公司

开 本: 720 mm×960 mm 1/16

印 张: 23.25

字 数: 472千字

彩 插: 4

版 次: 2016年6月第2版

印 次: 2016年6月第2次印刷

定 价: 58.00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

0 绪论	(1)
0.1 大气的基础状态	(1)
0.2 大气探测的任务和发展特点	(8)
0.3 我国的综合气象观测系统	(11)
0.4 大气探测原理及仪器特性	(13)
0.5 本教材使用须知	(16)
习题	(17)
第 1 章 云的观测	(18)
1.1 云的分类与识别特征	(18)
1.2 云状的相互演变	(27)
1.3 云量的观测	(28)
1.4 云高的观测	(30)
习题	(32)
第 2 章 能见度的观测	(33)
2.1 气象能见度与气象光学视程	(33)
2.2 气象能见度目测法	(35)
2.3 能见度器测原理	(36)
2.4 能见度仪的种类和应用	(37)
习题	(45)
第 3 章 天气现象的观测	(46)
3.1 天气现象的特征	(46)
3.2 天气现象人工观测和记录	(55)
3.3 天气现象器测简介	(56)
习题	(60)
第 4 章 温度的测量	(62)
4.1 温度单位和温标	(62)
4.2 测温元件和仪器	(63)

4.3	测温元件的热滞效应	(70)
4.4	气温测量中的防辐射	(73)
	习题	(76)
第5章	空气湿度的测量	(78)
5.1	湿度的表示和基本测量方法	(78)
5.2	干湿球温度表测湿	(81)
5.3	露点仪测湿	(83)
5.4	电子测湿元件	(85)
5.5	吸收光谱法湿度计	(86)
	习题	(88)
第6章	气压的测量	(89)
6.1	水银气压表的原理及构造	(89)
6.2	水银气压表的安装和观测方法	(94)
6.3	气压及其订正	(95)
6.4	空盒气压表测压	(96)
6.5	空盒气压计测压	(98)
6.6	沸点气压表测压	(100)
6.7	气压测量传感器	(100)
	习题	(102)
第7章	地面风的测量	(103)
7.1	风向与风速	(103)
7.2	风向的测量	(105)
7.3	风速的测量	(107)
7.4	测风仪器使用注意事项	(113)
	习题	(114)
第8章	降水的测量	(115)
8.1	降水测量方法	(115)
8.2	自记雨量计	(119)
8.3	降雪和积雪的测量	(125)
	习题	(130)
第9章	蒸发的测量	(131)
9.1	测量方法与仪器	(132)
9.2	小型蒸发器	(132)
9.3	E601B型蒸发器	(134)

9.4	美国 A 级蒸发器	(137)
9.5	俄罗斯 GGI-3000 蒸发器	(138)
	习题	(139)
第 10 章	辐射及日照时数的观测	(140)
10.1	太阳直接辐射的测量	(143)
10.2	短波总辐射和散射辐射的测量	(147)
10.3	全波辐射、净辐射和长波辐射的测量	(150)
10.4	日照时数的测量	(154)
	习题	(156)
第 11 章	地基雷电观测	(158)
11.1	低频/甚低频雷电定位技术	(158)
11.2	甚高频雷电定位技术	(162)
11.3	雷电电磁场测量系统	(167)
	习题	(172)
第 12 章	自动气象站	(173)
12.1	自动气象站组成	(173)
12.2	自动气象站工作原理	(175)
12.3	自动气象站主要功能	(176)
12.4	自动气象站基本技术指标	(177)
12.5	自动气象站网	(179)
12.6	自动气象站应用和实例	(180)
	习题	(185)
第 13 章	高空探测	(187)
13.1	气球测风	(187)
13.2	经纬仪测高空风	(190)
13.3	无线电探空	(192)
13.4	GTX II 系留气球低空探测系统	(194)
	习题	(194)
第 14 章	飞机气象探测	(196)
14.1	飞机气象探测项目与仪器	(196)
14.2	有人驾驶飞机气象探测	(201)
14.3	无人驾驶飞机气象探测	(203)
14.4	飞机探测台风	(206)
	习题	(210)

第 15 章 天气雷达探测	(211)
15.1 天气雷达的工作原理、组成及技术指标	(212)
15.2 天气雷达资料的分析应用	(228)
习题	(238)
第 16 章 激光雷达探测	(239)
16.1 激光雷达的结构与工作原理	(239)
16.2 激光雷达的应用	(241)
习题	(252)
第 17 章 风廓线雷达	(254)
17.1 风廓线雷达的分类	(254)
17.2 风廓线雷达探测原理	(255)
17.3 相控阵风廓线雷达	(259)
17.4 风廓线雷达的应用	(261)
习题	(267)
第 18 章 微波辐射计	(268)
18.1 微波辐射基本概念及测量原理	(268)
18.2 微波辐射计简介	(273)
18.3 微波辐射计的应用	(276)
习题	(283)
第 19 章 卫星观测	(285)
19.1 卫星遥感的基本概念	(286)
19.2 气象卫星的轨道	(290)
19.3 星载辐射计及其观测	(294)
19.4 星载雷达及其观测	(298)
19.5 卫星资料的应用	(298)
19.6 国际新一代对地观测系统简介	(309)
习题	(312)
第 20 章 GNSS 气象探测	(313)
20.1 导航卫星系统原理	(314)
20.2 地基 GNSS/MET	(316)
20.3 天基 GPS/MET(掩星观测)	(318)
习题	(322)
第 21 章 专业气象观测	(323)
21.1 近地面通量观测	(323)

21.2	生态气象观测	(327)
21.3	海洋观测	(333)
21.4	冰雪、冰川、冻土观测	(335)
	习题	(338)
第 22 章	数据传输和质量控制	(339)
22.1	数据传输	(339)
22.2	质量控制	(344)
22.3	观测规范信息	(349)
	习题	(349)
	参考文献	(351)
	附录	(361)
附录 A	气象观测工作中通常使用的单位	(361)
附录 B	气象业务对仪器准确度等性能的要求	(361)
附录 C	全球资料处理系统对三维场和地面场观测资料的要求	(363)

0 绪论

我们生活在地球大气中。大气对我们非常重要——在没有食物的情况下也许我们能活几星期,没有水时我们能活几天,而没有了空气我们活不了几分钟(Ahrens, 2001)。我们希望了解大气——大气的物理状态、化学成分、时空变化,等等。本绪论将简要回顾有关地球大气的基本状态和一些概念,为进一步阅读后面有关章节、学习本课程奠定基础。

0.1 大气的基础状态

0.1.1 大气成分

地球周围的大气是由多种气体组成的混合气体(Wallace 和 Hobbs, 2006)。表 0.1 给出所占体积百分比较大的 12 种成分。

表 0.1 大气中各气体所占体积比例

大气成分(英文名称)	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	44.010	380 ppm
氖气(Neon)	Ne	20.18	18 ppm
氦气(Helium)	He	4.00	5 ppm
甲烷(Methane)	CH ₄	16.042	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	44.012	0.3 ppm
臭氧(Ozone)	O ₃	48.00	0~0.1 ppm

注:ppm 表示百万分之一。

氮气(N₂)和氧气(O₂)是地球大气的主要成分,且含量比较恒定。动植物的呼

吸、物质的燃烧、动植物的腐烂、钢铁的锈蚀都需要耗用大量的氧气,但是绿色植物在日光下进行光合作用,放出氧气的总量比它呼吸时需要氧的量多 20 倍左右。植物生长需要的氮元素靠闪电、豆科植物的根瘤菌和人工技术等来取自空气中的氮气,而一类叫反硝化细菌的微生物分解植物、将氮气返回大气。就这样,氮和氧在自然界中循环,使得大气中氮、氧含量几乎保持恒定。

大气成分中水汽的含量变化很大。在最冷地区,大气中的水汽仅占 10 ppmv,而在湿热的空气团中水汽可占总体积的 5%,这一变化范围可相差超过三个量级以上。由于水汽在全球能量循环、水循环以及生态平衡等过程中的重要作用,气象上对水汽含量的观(探)测一直都很重要。

大气中臭氧浓度变化也很大。大气中臭氧集中的高度层,称为大气臭氧层,一般指高度在 10~50 km 的大气层,也有指大约 20~30 km 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只不过仅为百万分之几,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免受强烈的太阳紫外辐射伤害。臭氧吸收太阳紫外辐射而引起的加热作用,则影响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起到消毒作用,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。臭氧强烈刺激人的呼吸道,引发支气管炎、肺气肿;臭氧会造成人的神经中毒,头晕头痛、视力下降、记忆力衰退;臭氧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,致使孕妇生畸形儿等。所以,对臭氧的观(探)测也非常重要。

大气中的惰性气体中百分比浓度最大的是氩(Ar),为 0.93%。其他如氖(Ne)、氦(He)、氪(Kr)等,含量都很少,故称为稀有气体。

大气中还有一些痕量气体分子元素,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化而进入大气。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。

大气中还有气溶胶和云滴,它们仅占大气总质量的很小一部分,但在大气中却很重要:参与调节全球水循环过程中大气的水汽含量,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

地球大气对来自于太阳的辐射(能量主要集中在可见光波段)基本是透明的,但对由地球表面发射的向外辐射(能量主要集中在红外波段)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(见图 0.1)。

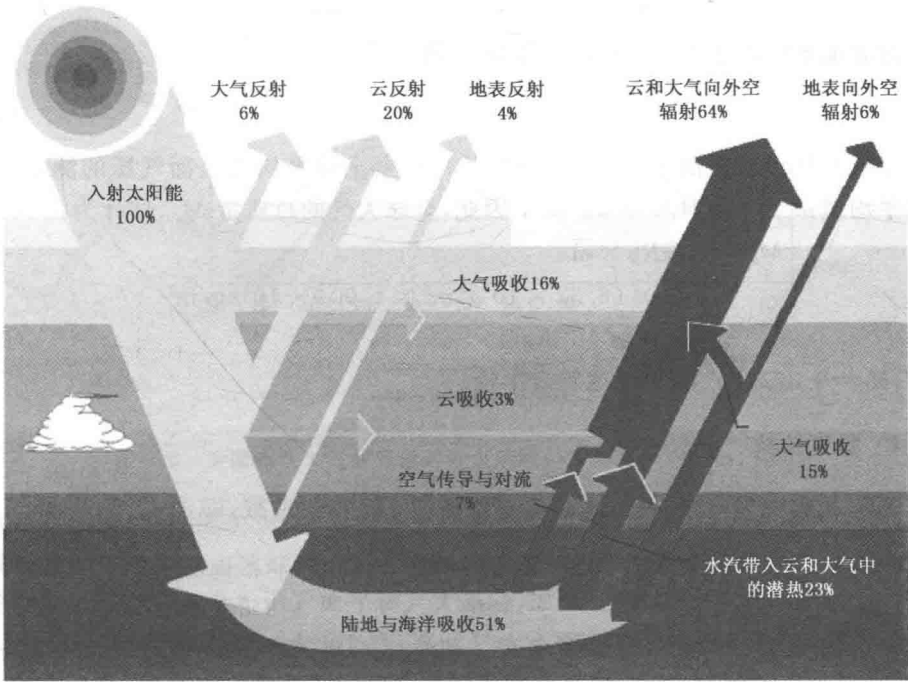


图 0.1 大气在地球系统能量平衡中的作用

大气对向外辐射的阻挡作用,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,主要指表 0.1 中的水汽、二氧化碳、甲烷等。各种空气分子以及云和气溶胶既吸收向外辐射,同时也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,从而产生一系列的大气光学效应,如蓝天、白云、虹、晕等。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被吸收。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。关于温室气体以及云和气溶胶在全球气候变化中所起的作用,一直受人们关注。因此,大气探测也包含对温室气体的含量以及云和气溶胶的浓度、粒子大小、形状、成分

的观测,以及对来自不同方向、处于不同波段的辐射强度的观测(即辐射观测)。

0.1.3 大气密度与大气质量

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

地表面单位面积上空气柱的总质量 m 为

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

m 决定着空气对地表面的压强(即“气压”),根据全球平均地表面气压的测量, m 的全球平均值 \bar{m} 为 $1.004 \times 10^4 \text{ kg/m}^2$,因此,全球大气的总质量 M_{atm} 估计为:

$$\begin{aligned} M_{\text{atm}} &= 4\pi R_E^2 \times \bar{m} \\ &= 4\pi \times (6.37 \times 10^6)^2 \text{ m}^2 \times 1.004 \times 10^4 \text{ kg/m}^2 \\ &= 5.12 \times 10^{18} \text{ kg} \end{aligned} \quad (0.2)$$

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 和大气密度一样,也几乎随着高度 z 呈指数递减,即:

$$p \approx p_0 e^{-z/H} \quad (0.3)$$

式中, p_0 为某一参考平面的气压(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 被称为大气标高,在 100 km 高度以下, $H \approx 8 \text{ km}$ 。由此,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十分之一,如图 0.2 所示。

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^①。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 高度以上,分子自由程超过 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、氢气和氦气)。当太

^① 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均匀混合。

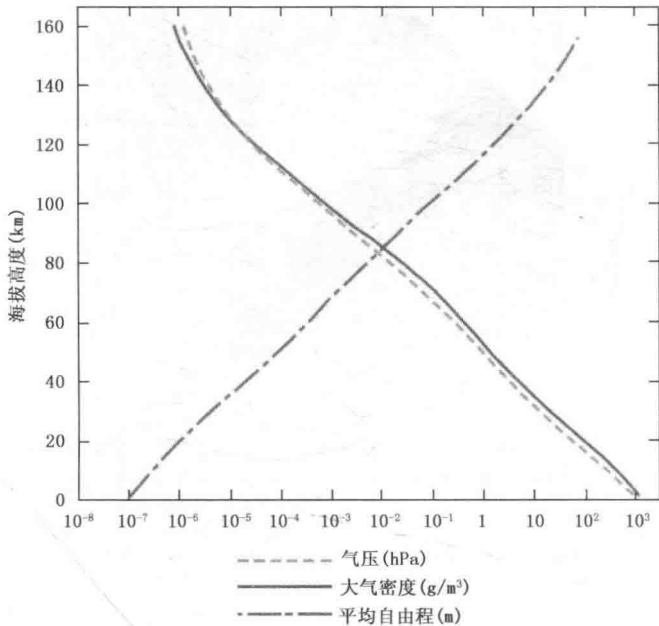


图 0.2 美国标准大气各变量的垂直廓线 (Wallace 和 Hobbs, 2006)

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,大气从下到上依次分为 4 层,即对流层、平流层、中间层和热层,各层的上边界限分别称为对流层顶、平流层顶、中间层顶和热层层顶。

对流层大气温度随高度递减,其平均递减率大约为 $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。对流层内下暖上冷,因此利于气体上升运动、垂直混合强烈均匀。对流层大气占大气总质量的 80%。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云,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。但火山爆发和人类活动所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 世纪五六十年代氢弹试验产生的放射性物质在平

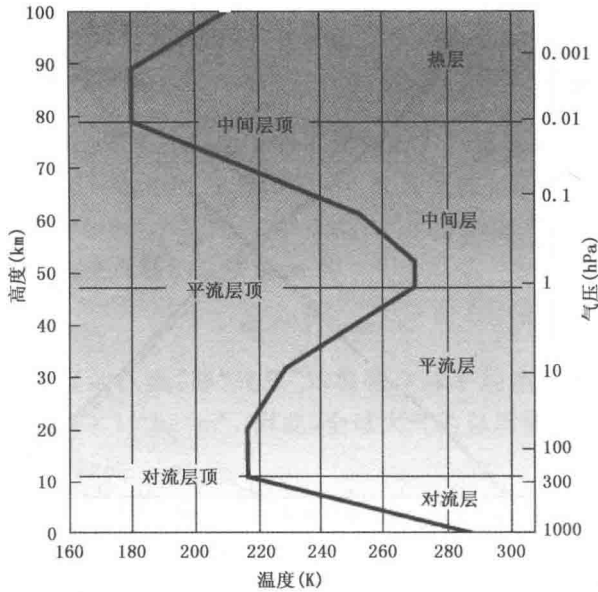


图 0.3 美国中纬地区标准大气温度廓线 (Wallace 和 Hobbs, 2006)

流层滞留了两年之久。

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、二价氮分子和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。这些过程称为光离解和光化电离。大气热层以外的温度,因太阳紫外线和 X 射线辐射的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 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°C ,高纬度对流层顶平均高度为 10 km 左右。

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。

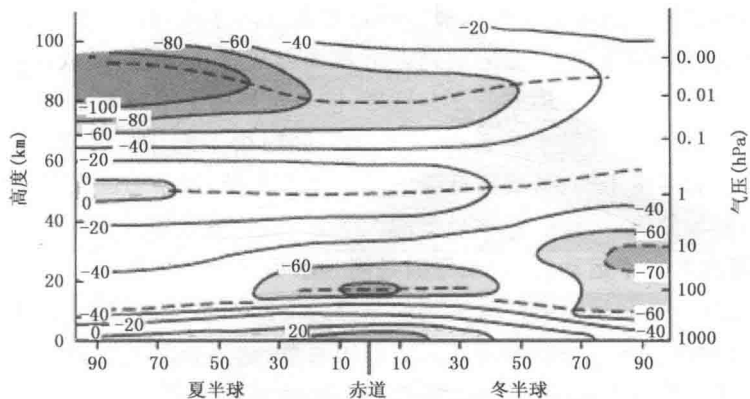


图 0.4 纬向平均温度(°C)的经向剖面图。等值线间距为 20°C;浅阴影代表较暖区,深阴影代表较冷区。虚线标注出了对流层顶、平流层顶和中间层顶的位置(Wallace 和 Hobbs,2006)

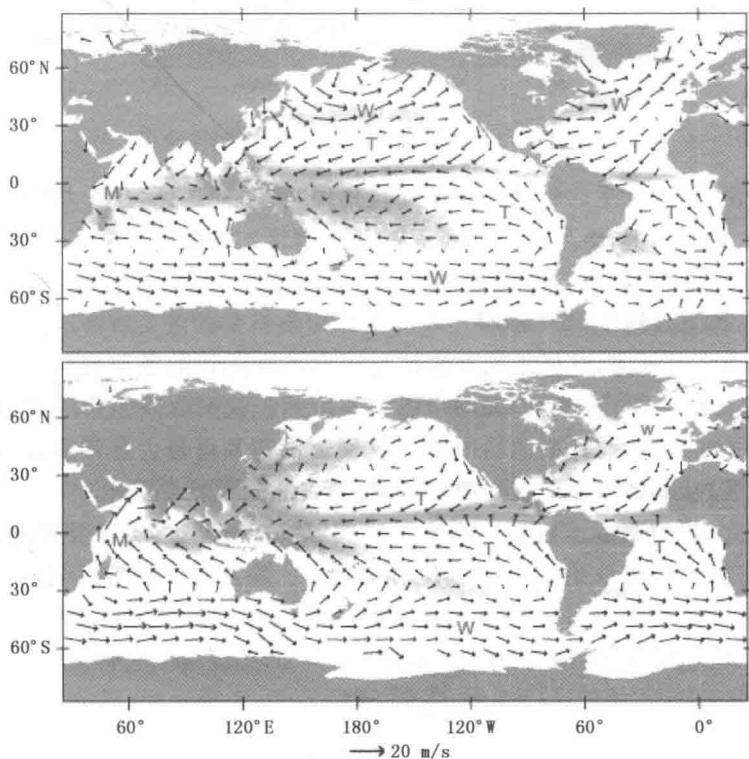


图 0.5 洋面风场分布。上部:12—2月平均,下部:6—8月平均。根据三年的卫星观测资料得到。图中较浅的阴影对应主要的降水带。M代表季风环流,W代表西风带,T代表信风。图的下方注明了风力大小(Wallace 和 Hobbs,2006)

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、建筑等都会改变风的速度和方向特征。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

全球来说,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。全球年平均降水量大约为1000 mm,或者说大约2.75 mm/d。

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1月份和7月份的降水分布气候平均,如(彩)图0.6所示。狭窄强降水带主要分布在热带大西洋和太平洋地区,与洋面风场中的热带辐合带基本重合。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。

尽管如此,我们通常感到降水的发生时间、地点、强度等都有很大的不确定性。例如,我国有些地区数日无雨形成大旱,而有时一天降水量可达数百毫米、形成涝灾。因此,要加强对降水的观测,充分了解降水强度及降水量的时空分布特征。

0.2 大气探测的任务和发展特点

如上所述,虽然大气有比较确定的气候统计特征,但各要素(温度、湿度、气压、风向、风速、降水、辐射等)总会有时间和地点的差异,尤其是中小尺度降水天气,经常伴随着与气候统计特征差异很大的短时狂风骤雨。这就需要在熟知大气的气候统

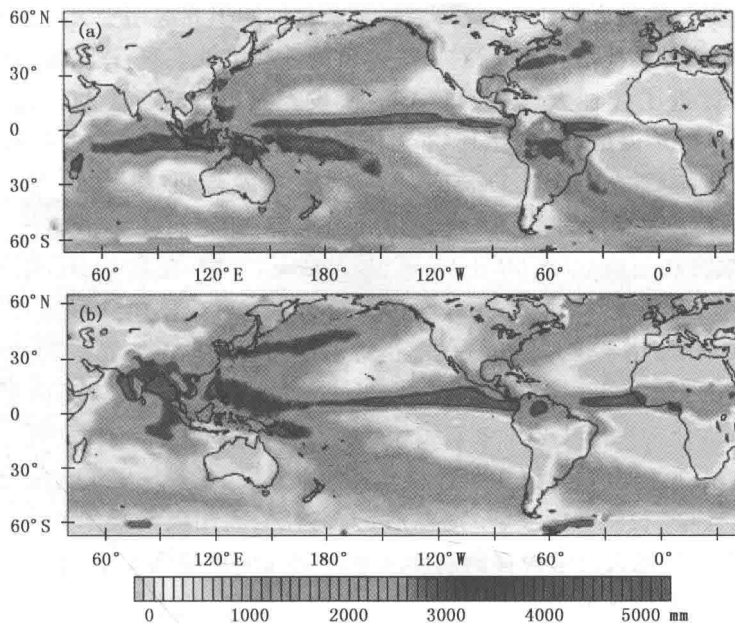


图 0.6 气候平均的降水分布图(a)1月;(b)7月

(Wallace 和 Hobbs,2006)

计特征基础上,进一步了解更加细致的时空变化分布特征。

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、监测大气状态并为预报大气状态各种参数的变化提供数据支撑。地球大气探测,主要针对地球大气对表征大气状况的要素(即气象要素)、天气现象及其变化过程进行系统地、连续地观察和测定,并对获得的记录进行整理,了解大气内部的物理、化学特征及其变化。

大气探测通常分为近地面层大气探测和高空大气探测。近地面层大气探测,主要是对地表层和近地层大气状况进行观测和探测,又分别称为地面气象观测和近地层大气探测。地面气象观测是对地球表面一定范围内的气象状况及其变化过程进行系统地、连续地观察和测定,为天气预报、气象情报、气候分析、科学研究和气象服务提供重要的依据。地面气象观测项目包括:气温、湿度、气压、风速、风向、云、能见度和天气现象状况,降水、蒸发、辐射,以及地温、土壤湿度等。近地层大气探测(0~3000 m)的项目包括:大气温度、大气湿度、压力、风速、风向等(标准气象观测站的风速、风向观测高度为 10 m)。通常把~1.5 km 高度以下的大气探测称为边界层大气探测。高空大气探测,主要对 3000 m 以上大气层的大气温度、气压、风速、风向和湿度等状况进行探测。

人类认识自然并与自然和谐相处的重要手段之一,就是气象观测。“早霞不出