绪　　论

§1　气象学概述

地球周围围绕着一层深厚的大气层，简称大气。人们习惯的称大气为空气。大气不断地进行着增热与冷却、水分蒸发与凝结、辐射能的吸收与放射等物理过程。伴随这些物理过程的发生，出现冷、暖、干、湿、风、云、雨、雪、光、声、雷、电等物理现象。大气中物理现象和物理过程的发生、发展和变化，首先决定于太阳辐射，同时也与大气本身的物理性质和下垫面状况有关。研究大气中所发生的各种物理现象和物理过程的科学称为气象学。

气象学的任务，一是要研究和掌握大气的变化规律；二是要根据所掌握的变化规律，预测大气的变化和发展过程。

气象学上常用太阳辐射、温度、湿度、风向、风速、降水量等可用仪器定量测定的物理量，以及云、雾、霜、能见度等许多目测定性的天气现象来说明大气物理现象，这些用来定性、定量描述大气物理过程和物理现象的因子称为气象要素。

气象学的范围广，涉及的问题很多，解决问题的方法也各不相同。随着科学技术的发展，气象学出现了许多分支，其中最基本的是天气学、气候学、大气物理学和小气候学。气象学的基本理论和科学技术应用于许多领域后，又出现了许多分支，如：军事气象学、航海气象学、航空气象学、水文气象学、农业气象学、林业气象学、商业气象学、医疗气象学等。近年来，随着旅游事业的发展，又出现了旅游气象学这个新的分支。　1988 年卢云亭教授提出了风景气象与风景气候的概念。1996 年王利溥先生编写的《旅游气象学》讲义在云南林学院的启用，都可以说是这个新分支学科的萌芽。

天气是指一定地区在较短时间内，由各项气象要素一定的组合所决定的大气状态，也就是说一个地区某一瞬间大气状态和大气现象的综合称为天气。研究天气过程的发生发展规律，并运用这些规律预报未来天气的学科，称为天气学。

气候是在一定地区一较长时段中大气的统计状态，是各种天气的综合表现，一般是用气候要素的统计量表示。气象要素的多年平均值、累积值、极端值(包括出现时间)、频率、保证率以及湿润度或干燥度等两个或多个气象要素组合的综合值称为气候要素。气候要素是反映一地气候特征的主要气候资料。此外，记载当地气候状况的各种文献和地方志等也是重要的气候资料。气候要素统计量往往随着时间和空间的转换而发生变化，这种变化称为气候变化。长时间的气候变化称为气候变迁。研究气候形成、分布和变化规律，综合分析、评价各地气候资源及其与人类关系的学科，称为气候学。

按照时间尺度，气候学可分为古代气候学、近代气候学和现代气候学；按照空间尺度，有世界气候、区域气候(例如亚洲气候、中国气候、日本气候、西北气候)、地方气候(例如湖南气候、溆浦气候、阳明山气候)和小气候等。

小气候的铅直范围和水平范围都很小。它是在具有相同大气候特征的范围内，由于下垫面

需要全本请访问 www.ertongbook.com

构造和特性不同，使热量和水分收支不一样而形成的近地层特殊气候，称为小气候。

§2 气候学发展简史

气候学是人类对气候认识的总结，它必然带着浓厚的社会影响。气候学是自然科学的一个组成部分，它必然会随着科学技术的进步而发展。自然科学的发展是以社会生产的发展为基础的。据考证，在350万年前，全球气候比较温暖，冬夏差别不大，一年四季花果盛开，人们处于满足于依靠自然的赐予而生活的年代（即社会发展中的原始社会）。但是，大约从350万年以后，气候变冷了，出现了第四纪冰河时期，人们为了战胜寒冷，把夏季植物果实种子留到冬天，开始了农业，把幼小的动物饲养到冬天，开始了牧业，从植物和兽皮中找到了衣着，从洞穴中找到了住宅，发明了火。总之，随着冰河时期的到来，人类在同寒冷冬天的斗争中开始了生产劳动，出现了最早的产业——农业和牧业，被称为“第一次浪潮”。人类在生产劳动过程中，必须知道一定的有关自然的知识，导致了古代自然科学知识的产生，古代气候学知识也在这样的条件下诞生了。随着生产劳动技能的提高，古代气候知识不断丰富，到了封建社会阶段，古代气候学的内容已极为丰富，丰富的古代气候学知识为当时的生产和生活作出了巨大贡献。

奴隶社会和封建社会的古代气候学知识虽然内容很丰富，但仍属于古代科学的范畴，那时的朴素辨证的认识仍属于直观经验的结果，并带有臆测性质。

15世纪下半叶，在欧洲出现了“第二次浪潮”，科学技术和生产力迅速发展，工业成为新的产业，资本主义社会代替了封建社会。自然科学开始向精确化、专业化发展。17世纪上半叶陆续出现了观测仪器。17世纪后半叶和18世纪许多气象学极为重要的物理学规律相继被发现。从18世纪起，气象台站网逐步发展形成，开始积累气象资料。1817年德国人洪堡德(H. V. Humboldt)绘制出全球等温线图，这被认为是近代气候学的开始。以后经过沃耶伊科夫(А. и. Воейков)和柯本(W. Koppen)等人的发展，气候学形成了一门自然科学。

竺可桢先生1916年发表的《中国之雨量和风暴说》是我国近代气候学最早的论文，以后他又在台风、季风、区域气候、农业气候、物候学和气候变迁等方面作过大量具有开创性意义的工作。抗日战争前夕，我国各省建立了40多个气象站和100多个雨量站，开始出版中国气候资料。这一时期，涂长望、张宝堃、沈孝凰、李宪之、黄仕松、赵九章、叶笃正、朱岗崑等的理论研究都为我国近代气候学作出了重要贡献。新中国成立后，我国气候学的研究得到了前所未有的进步，1953年和1955年出版了《中国气候图集》上、下集，1973年出版了《中国高空气候图集》，1979年出版了《中华人民共和国气候图集》，同时在气候普查、山区气候调查、农业气候调查、气候区划、气候变迁、气候形成等方面也都作了大量研究。

现代气候学的诞生，约在20世纪70年代。1972年2月在瑞士日内瓦召开的“世界气候大会”以及在会上提出的“世界气候计划”被认为是现代气候学诞生的明显标志。从此以后，气候学以引人注目的面貌出现在世界科技界。现在世界上有了高效能的巨型及微型计算机，有了卫星及雷达等探测手段，又有系统论、控制论等现代科学方法，使气候学研究又有了充分的科学技术基础，可以说“第三次浪潮”促进了现代气候学的诞生和发展。

任何一门学科都是整个自然科学系统中的一个组成部分，同时它本身也是由许多分支学科组成的一个复杂系统，气候学也是如此。气候学的基本理论在应用中不可能满足每个应用对

象的特殊要求，例如：工业、农业、交通运输业、旅游业和各项具体活动所相关的灾害与抗灾能力是不同的，它们的有利与不利的大气条件也是不同的，因此就有各种不同的应用气候数据问题和区划问题。应用气候就是气候学基本理论联系具体应用对象的一个中间环节，由基本理论到应用气候之间，体现为一般到特殊的转化过程。气候是一个环境因子，应用在各个行业、每项工程和活动中都开拓着把气候学同各门科学技术连结起来的纽带。应用气候学事实上是气候学与其他学科之间的边缘科学。气候学和工程学、技术科学之间形成了一系列边缘学科，为数众多的应用气候学就是这些边缘学科中的重要组成部分。例如，农业气候、林业气候、建筑气候、医疗气候、城市气候等都是相应的技术学科同地面大气层之间气候关系的应用气候学。随着旅游业的飞跃发展，气候学在旅游这个应用点上的迅速结合，即将诞生出新的分支——旅游气候学，这是社会生产发展的必然，也是科学技术发展的必然。研究旅游地开发建设、旅游资源保护利用、各种旅游活动与天气、气候之间相互关系的科学称为旅游气候学。

§3 气象、气候与旅游

气象、气候与人类旅游活动有直接或间接的关系。在不同的气象和气候条件下可以形成不同的自然景观和旅游环境，北方的冰雪景观、山地的云雾景观是旅游者的直接观赏内容。由于气候变化，影响山体、水体、动植物及各种人文景观发生变化，而这些变化又依其特定的功能作用于旅游者，这是气候对旅游的间接作用。气候犹如一个无比巨大的容器，把我们人类以及赖以生存的植物、动物和微生物尽装其内，我们的全部活动都在一定的气候环境中进行。例如选择外出旅游地，冬天避寒、夏天避暑就是选择适宜的气候环境。舒适是人的本能要求，追求适宜的气候是人们外出旅游的重要动机之一。但是，一次计划周密的旅游活动，往往被意外的天气过程所打扰，例如：大雾或暴雨阻碍了交通，旅游计划被迫改变的事情时有发生。人类旅游活动受气候和景观变化的左右，在同一地区，出现淡季、旺季和平季的变化，在世界各国范围内出现旅游热点、热线和冷点、冷线，形成游客时空分布的不均衡性。这些既说明气象和气候有直接的造景功能和间接的育景作用；又说明气象、气候条件既是开展旅游活动的有利因子，也是开展旅游活动的障碍因子，这就要求旅游者在安排游程时考虑气象、气候因素，以应付不测风云，趋利避害,因地制宜,因时制宜,调整旅游项目和内容。

气象和气候条件是旅游开发的重要背景因素之一。各旅游城市、旅游点都有各自不同的气候条件，制定旅游规划时，必须全面收集和研究当地气象、气候资料，对其有利和不利之处进行评价，以根据气象条件、气候特征设计和安排适合当地的旅游项目和旅游设施。

第一编　气象学基础

第一章　大气

§1.1　大气的组成

大气是一种混合气体，由多种气体成分与水汽、杂质混合而成。

§1.1.1　干洁空气

不含水汽、杂质的空气，称为干洁空气。不含水汽的空气称为干空气。离地表 25km 以下，干洁空气的成分及其含量见表 1.1。干洁空气中，主要气体是氮、氧、氩和二氧化碳等气体，氦、氖、氪、氙等惰性气体的含量极少。在 90km 以下，除臭氧外，其他气体成分的相对组成基本不变。

表 1.1　干洁空气的成分

气体	含量(按体积，%)	气体	含量(按体积，%)
氮	78.09	氦	5.24×10^{-4}
氧	20.95	氪	1.0×10^{-4}
氩	0.93	氢	5.0×10^{-5}
二氧化碳	0.03	氙	8.0×10^{-6}
氖	1.8×10^{-3}	臭氧	1.0×10^{-6}

实际大气是含有水汽的湿空气。此外，大气中还有大量固体和液体微粒。

空气中各主要成分对人类活动和天气变化的影响分述如下。

§1.1.2　主要大气成分的性质

1. 氧气

氧气是生物呼吸必需的气体。大气中氧的含量很高，也很稳定，可以满足植物需要。土壤中，植物根部的呼吸，细菌和真菌的活动都要消耗氧气，可是氧的补充过程十分缓慢，氧的含量常常不足。土壤水分过多和土壤板结情况下，植物有时会出现缺氧中毒现象。

2. 氮气

氮是大气中含量最多的常定气体成分。自然条件下，大气中的氮通过植物的根瘤菌作用，被固定在土壤中，成为植物所需的氮肥。闪电时，大气中的氮和氧结合成氮化物，随降水进入土壤，被植物吸收利用。

3. 二氧化碳

二氧化碳来源于燃料的燃烧，有机物的腐烂分解，以及生物的呼吸等。二氧化碳吸收和放射长波辐射的能力强，影响空气温度，也是植物光合作用制造有机物质不可缺少的原料。

大气中，二氧化碳含量不多，平均只有 0.03%，且集中在 20km 以下的低层大气中。二氧化碳含量随地区有差异，人烟稠密的工业区高，可达 0.05%或超过，农村中含量低。二氧化碳含

量也随时间而变化，一般白天少于夜间，夏季少于冬季。

自工业革命以来，由于大量燃烧煤、石油和天然气等化学燃料，大气中二氧化碳浓度不断增加。夏威夷岛冒纳罗亚观察台和两极监测站的记录指出，1958年二氧化碳浓度为315ppm[①]，1984年为345ppm，年增长率超过1ppm。多数科学家认为，到本世纪中叶，二氧化碳浓度仍将继续增加。关于全球二氧化碳含量增加能否导致空气温度升高以及对气候的影响等问题仍在研究中。

4. 水汽

水汽来自海洋、江河湖泊和潮湿陆地的蒸发，以及植物的蒸腾。大气中水汽含量不多，且集中在2～3km以下的低层。由空气的垂直运动把水汽带到高空，才能凝结并成云致雨，所以水汽是天气变化的主要角色。水汽吸收和放射长波辐射的能力很强，凝结时又释放潜热，它对空气温度有一定的影响。

水汽含量随地区的差异显著，一般低纬度地区比高纬度地区多；海洋上空比陆地上空多。随着空气的水平运动，海洋上空的水汽被带到大陆，所以离海愈远，水汽含量愈少。水汽含量随时间变化，在我国是夏季多于冬季。

5. 臭氧

大气中臭氧含量虽少，但很重要。臭氧集中在10～60km高度之间，在20～25km附近浓度最大。臭氧吸收了对生物有害的紫外辐射（波长为0.2～0.3μm，以及0.30～0.36μm），起了保护作用；在臭氧集中的高度上大气增暖，大约在50km附近出现一个暖区。

臭氧含量随纬度的分布是，由赤道向极地减少，并随季节变化，一般春季含量最多，秋季最少。

6. 液体和固体微粒

大气中总有许多固体和液体微粒，它们悬浮在空中。固体微粒的来源有：岩石或土壤风化后的尘粒，各种燃料燃烧产生的烟粒，海水飞溅经蒸发后余下的盐粒，火山爆发时的火山尘埃，流星燃烧后的灰烬，还有植物花粉、微生物和细菌等。液体微粒有水滴和冰晶等悬浮在大气中的水汽凝结物。这些微粒使空气混浊，水平能见度[②]降低。但是，它们吸收太阳辐射，其中固体微粒常常又是水汽凝结的核心（水汽凝结在微粒表面），所以对气温有一定影响，对云、雾和降水的生成有重要作用。

固体微粒多分布于低层大气中，其特点是陆地上空多于海洋上空；城市多于农村。它们随时间的变化是夜间多于白天；冬季多于夏季。

7. 大气中的污染物

现代工业和交通运输业迅速发展，工厂的烟囱、汽车和火车的排气管排出大量废气和灰粒，经扩散进入大气。因此，各地的大气成分中人为地增加了若干种含量多变的有毒气体和物质，它们污染大气，引起了人们的关注。据监测，目前已有百十余种大气污染物，其中对人类环境威胁较大，影响范围较广的污染物有煤粉尘（二氧化硫与烟粒混合而成）、二氧化硫、一氧化碳、二氧化氮、硫化氢和氨等。二氧化硫或氮化物等气体被云雾中的水滴吸收和转化，降下的雨水呈酸性，称酸雨。酸雨使土壤和水体酸化，导致植物叶片枯萎或落叶，乃至死亡。酸雨又能腐

① ppm表示该物质的体积分数为10^{-6}。

② 水平能见度是指正常人视力能将目标物从背景中区别出来的最大水平距离。白天一般选择离观测点不同距离的目标物，作为估计能见度的依据；夜间则选取观测站周围一定亮度的固定灯光来估计。

需要全本请访问 www.ertongbook.com

蚀建筑物。

目前，解决大气污染的措施有工程措施和生物措施，如采用集尘器和清洗器在排气前清除污染物，以及造林绿化等。

§1.2 大气的铅直分层

在地球引力作用下，大约空气质量的一半集中在离地 5.5km 以下的大气层内。随高度增加,空气密度减小,到 700～800km 高度处，空气分子间的距离已达几百米，这里的空气密度已很小。但是，无论在哪个高度上，空气密度都不会减小到零。所以严格说来，大气层和宇宙空间之间不存在截然的界面。尽管如此，气象学家们根据极光① 现象的出现与否，确定了大气物理上界为 1000～1200km。

20 世纪以来，气象部门用无线电探空仪、火箭和气象卫星等遥测仪器，探测了高层的大气状况，发现铅直方向上大气的物理性质有差异。世界气象组织主要根据温度的铅直分布、大气成分和电的特征等，将大气分为对流层、平流层、中间层、热层和外大气层等五层,见图 1.1。

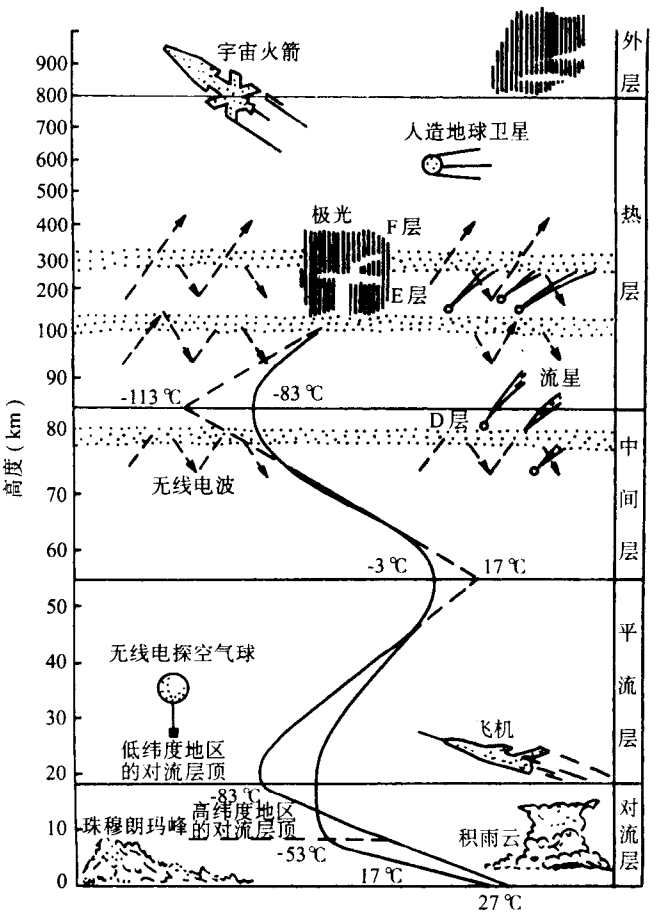


图 1.1 大气铅直结构示意图

§1.2.1 对流层

对流层位于大气最低层，它的下界与地面相接。对流层的上界高度随纬度、季节和天气状况而异，每日不等。平均来说，低纬度地区的上界高度为 17～18km，中纬度地区为 10～12km ,高纬度地区为 8～9km ；且夏季高于冬季。

对流层中，随高度增加气温降低,高度每增加 100m 温度平均降低 0.65℃。正由于下层空气的温度高于上层，所以对流发展旺盛，取名对流层。显然，赤道地区的气温高于极地，对流层比极地厚。对流层内大约集中了大气质量的 3/4 ，以及全部水汽。空气在对流过程中，把水汽和固体微粒带至高处，水汽凝结并成云致雨，所以大部分天气现象出现在对流层内。

①极光是出现在高纬度地区高空的一种辉煌闪烁的彩色光弧或光幕，多见于晴夜。

从地面向上,厚度为 600～1500m 的大气层称扰动层或摩擦层。这一层中气流受地面摩擦作用的影响最大，大气的不规则运动，即湍流（也称乱流）强盛。摩擦层以上是自由大气。摩擦层内，由地面到 100m 以下，称近地面层。近地面层是地球上生物生活的环境。地面向上，厚度为 2m 的大气层称贴地层。贴地层内的大气状态对农作物和苗木生长颇为重要。

在对流层和平流层之间，有一个厚度为数百米到 1～2km 的过渡层，称对流层顶。对流层顶以上才是平流层。通常，将对流层以上的大气区域称为高层大气。

§1.2.2 平流层

从对流层顶到离地面 55km 左右的空间称为平流层。平流层内，25km 以下，空气温度随高度不变或微升， 25km 以上，随高度增加空气温度显著升高， 50km 左右处，温度可达 270～290K。其原因是臭氧吸收了大量的太阳紫外辐射。平流层中对流很弱，大气以水平运动为主。

§1.2.3 中间层

从平流层顶到离地面 85km 左右的空间为中间层。该层特点是，随高度增加空气温度降低。虽然这里的温度分布有利于对流发展，但因空气稀薄，对流运动十分微弱。

60km 以上，在强烈的太阳辐射照射下，气体分子被电离，这里已是电离层的最低层。

§1.2.4 热层

从中间层顶到离地面 800km 左右的空间为热层。热层中的气体分子吸收了波长小于 0.175μm 的太阳紫外辐射，所以随高度增加空气温度显著递增，在热层顶部，温度可高达 1000K 或更高。高温使气体分子电离为原子，电离层的中层和上层都在热层内。短波的无线电波经过电离层时，电波被折射而返回地面，这一层对远距离无线电通讯起着重要作用。

§1.2.5 外大气层（外层）

热层顶以上就是外大气层。这里空气十分稀薄，受地球引力很小；空气温度也是随高度增加而升高，可高达数千度。外大气层的上部多为质子组成，大约在 1000km 高度以上。这些带电的微粒不断向星际空间逃逸，所以外大气层又称为散逸层。

复习思考题

1. 为什么说对流层对人类环境特别重要？对流层中除干洁空气气体外，还有什么成分，每种成分有哪些作用？

2. 大气铅直分层的依据是什么？简述各层的主要特点。对流层的厚度从冬季到夏季有什么变化，为什么？

3. 臭氧分布在哪些高度上，对地球上的生物和大气环境有什么影响？

第二章　太阳辐射和地面净辐射

太阳辐射给地球提供了热能和光能，它是大气运动的原动力，是天气变化和气候形成的基础。太阳辐射也是植物生长发育过程中的必要条件。

§2.1　辐射的基本知识

§2.1.1　定义

一切物体，其绝对温度在零度以上时都能发射电磁波，向四周传输能量，这种过程称为辐射，传递的能量就是辐射能。辐射是自然界中最重要的能量传输形式，它不同于分子传导和对流,辐射能的传递,不需要媒介物质。

辐射体发射电磁波，说明了辐射的波动性。电磁波的传递速度等于光速(3.0×1.0^{8} $m\cdot s^{-1}$)。电磁波的波长与传播速度有以下关系：

$$\lambda=\frac{c}{\gamma} \tag{2.1}$$

式中,λ是波长，常用单位为微米(μm);c是光速;γ是振动频率，单位赫兹(Hz)。

电磁波的波长范围很广，从波长为 10 纳米（nm）的宇宙射线到波长为数千米的无线电波。图 2.1 是各种辐射的波长范围。

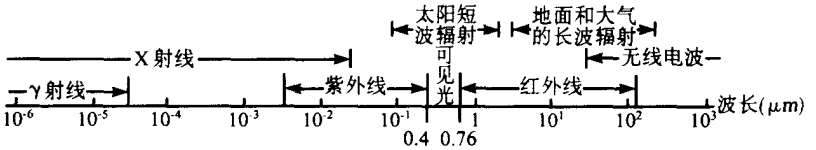


图 2.1　电磁波的波长范围

从微观来看，辐射是由大量微粒子流组成，所以辐射还有粒子性。这些微粒称为光子，每个光子具有一定的能量。在研究植物光合作用的能量转换时，需要应用辐射的粒子性概念。

§2.1.2　辐射的基本特征量

为了说明各种物体的辐射状况，常用下列物理量：

辐射通量　它是指单位时间通过任一表面的辐射能，单位是焦耳·秒$^{-1}$($J\cdot s^{-1}$)或瓦(W)。

辐射通量密度　它是指单位时间内通过单位面积的辐射能（包括发射的、传输的或接受的辐射能),现在法定计量单位为瓦·米$^{-2}$($W\cdot m^{-2}$)。气象学中过去常用的单位是卡·厘米$^{-2}$·分$^{-1}$($cal\cdot cm^{-2}\cdot min^{-1}$),两者的关系如下：

$$1\ cal\cdot cm^{-2}\cdot min^{-1}=697.8\ W\cdot m^{-2}$$

§2.1.3　辐射定律

斯蒂芬-波尔兹曼定律　该定律说明了黑体辐射的总能量（E，各波长发射的能量之和）

与发射体绝对温度(T) 的四次方成正比，可用下式表示，

$$E = \sigma T^4 \tag{2.2}$$

式中，σ 是斯蒂芬 - 波尔兹曼常数 $\sigma = 5.68 \times 10^{8}\mathrm{W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}}$。如太阳，其光球层的平均温度为 6000K，把太阳视作黑体，则 $E = 7348 \times 10^{4}\mathrm{W \cdot m^{-2}}$。

维恩位移定律　该定律说明了黑体辐射中能量最强的波长 (λ_{max})与发射体的绝对温度 (T)成反比，可用下式表示，

$$\lambda_{max} \cdot T = \text{常数} \tag{2.3}$$

式中，常数是 $2884\mu\mathrm{m \cdot K}$。公式表明黑体的温度愈高，辐射能量最强的波长愈短。以太阳为例，$\lambda_{max} = 0.48\mu\mathrm{m}$ ，即太阳光谱中的蓝绿色光的辐射能量最强。

§2.1.4　物体的吸收率、反射率和透射率

投射到物体上的辐射能一部分被吸收，一部分被反射，一部分透过物体，见示意图 2.2。物体吸收、反射和透射的辐射能(E_a, E_r, E_t) 与入射到该物体上的总能量(E)的百分比，分别称为吸收率(a)、反射率(r) 和透射率(t)，即

$$\frac{E_a}{E} = a, \quad \frac{E_r}{E} = r, \quad \frac{E_t}{E} = t$$

根据能量守恒定律，有

$$a + r + t = 1$$

物体的吸收率、反射率和透射率随辐射波长和物体性质而变化。图 2.3 是杨树叶片的透射率、反射率和吸收率。由图可见，在 $0.40 \sim 0.76\mu\mathrm{m}$ 波长范围内，叶片的吸收率远大于反射率和透射率 在 $1.5\mu\mathrm{m}$ 以内的红外区，叶片的透射率和反射率大，吸收率很小。

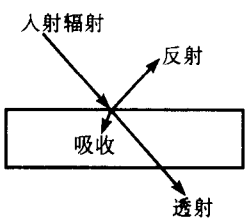


图 2.2　物体对辐射的吸收、反射和透射

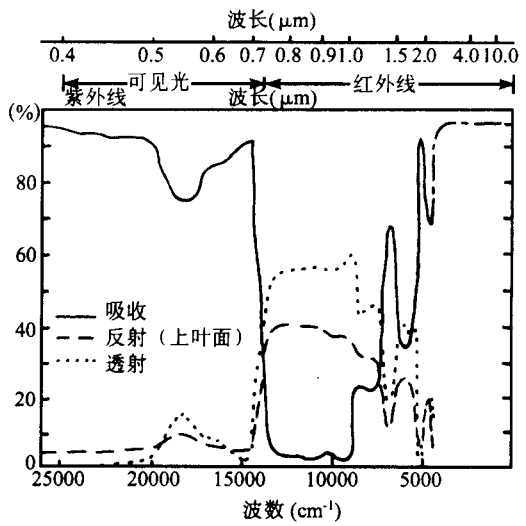


图 2.3　杨树叶片的吸收率、反射率和透射率

如果物体能全部吸收入射的辐射能，即 $a = 1$，这种物体称为绝对黑体，简称黑体。自然界中不存在黑体，但在一定的波长范围内，可把某些物体近似地视作黑体。如潮湿的黑色土壤在 $8 \sim 10\mu\mathrm{m}$ 波段内可认为是黑体。

§2.2 太阳辐射

§2.2.1 概述

太阳是距地球最近的一颗恒星。日地间平均距离是 1.495×10^{8}km，每日不等。1月2日，地球离太阳最近，距离为 1.47×10^{8}km，称近日点。7月4日，地球离太阳最远，距离为 1.52×10^{8}km，称远日点。

人们常见的太阳发光表面，称为光球。光球是由米粒状、大量发光的微小斑点组成，到达地球表面的太阳辐射就是由光球发射的。光球表面有太阳黑子和比较亮的光斑。太阳黑子是太阳表面的短期形成物。黑子生存时间为1日或1年不等，平均为2～3个月。黑子的大小极不相同，从依稀难辨的小黑点到直径为 3×10^{4}km 的黑子都有。长期观测资料表明，太阳黑子的数目具有4年、8年、11年和80年等四种周期性变化，至于变化原因尚不能很好地解释。但已经发现太阳黑子的周期性变化对地球上的高层大气和气候有一定影响。例如，太阳黑子多时，地球上雷雨和风暴也多。20世纪以来，还发现太阳黑子多的年份，北京地区多严寒。看来，研究太阳黑子的变化对长期天气预报有着重要意义。此外，还发现树木年轮宽窄交替的周期和太阳黑子活动的11年周期是一致的。

§2.2.2 太阳在天空中的位置

太阳在天空中的位置常用太阳高度角（h）和方位角（A）来标定。

1. 太阳高度角

太阳高度角是太阳光线与某测定点地平面的夹角，简称太阳高度，见图2.4。图中 $NESW$ 是观测点‘O’的真地平，Z 是天顶，OZ 是铅垂线，$NZSZ'$ 是子午圈，NOS 是过测点‘O’的子午线，M 是太阳，$\angle MOK = h$。h 为太阳高度。

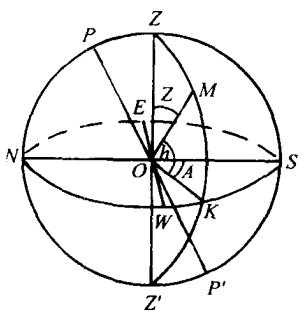


图2.4 太阳高度角和方位角

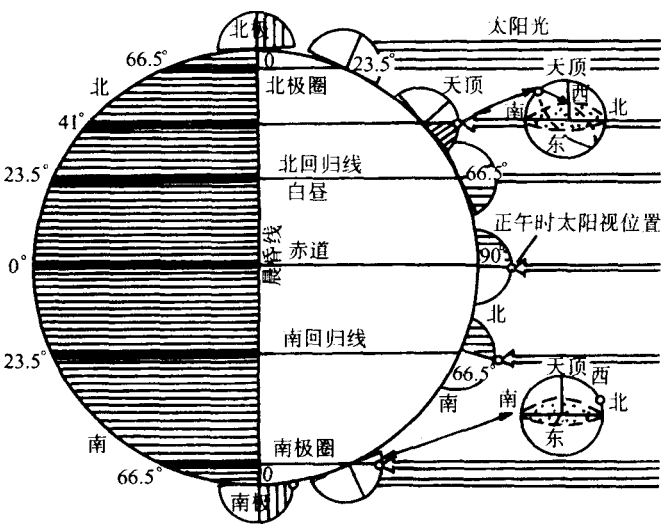


图2.5 北半球春分日正午时太阳高度

同一时刻，各纬度上的太阳高度角不等，即使正午时刻也只有个别地区的太阳高度是

90°，称直射；多数地区的太阳高度角小于 90°，称斜射。图 2.5 是北半球春分日正午时太阳高度的分布。由图可见，该日太阳直射赤道，其他地区均为斜射。

太阳高度具有周期性的日变化规律，即正午时刻最大，日出和日落时为零。图 2.6 是北京地区夏至日太阳高度的日变化曲线。

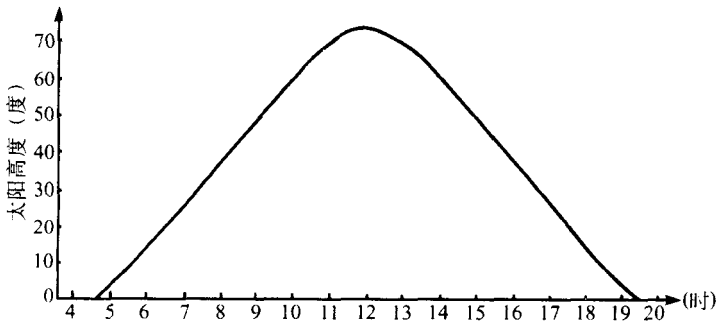


图 2.6 北京地区夏至日太阳高度日变化

就北半球来说，北回归线以南至赤道范围内，一年中有两天正午时太阳直射，赤道上分别是春分日和秋分日。北回归线上，只有夏至日的正午，太阳直射地面。北回归线以北地区，无直射，但全年仍以夏至日的太阳高度最高，冬至日最低。

2. 太阳方位角

太阳方位角是太阳光线在地平面上的投影线与测定点子午线之间的角度，即图 2.4 中的 $\angle KOS = A$。正午时，$A = 0°$，定为正南，顺时针取正值，即正西为 90°，逆时针取负值，即正东为 −90°。一年中只有春分日和秋分日，太阳才是东升西落。北半球，春分日后，太阳日出时的方位逐渐向北偏，纬度愈高，偏角愈大。夏至日偏角最大，以后偏角又渐渐减小。秋分日后，日出时的方位向南偏，直到冬至日，向南偏的角度最大，以后偏角又逐日减小，春分日为 −90°。

§2.2.3 太阳辐射光谱

太阳是一个炽热的气体球，表面温度约 6000K，愈向内部温度愈高，中心约 1500 万度。光球表面大约以 $7.3\times10^{7}\mathrm{W\cdot m^{-2}}$ 的速率不停地向四周发射能量。

太阳辐射能随波长的分布称为太阳辐射光谱。大气上界的太阳辐射光谱曲线见图 2.7 中的平滑曲线。太阳发射的能量绝大部分集中在 0.15～4μm 波段内，因波长比较短，所以称太阳辐射为短波辐射。太阳辐射能中，紫外光谱区（$\lambda<0.4\mu m$）的能量约占总能量的 7%。这种高频率的辐射能杀死细菌和病毒，但过强时则会使生物产生蛋白质凝固、血球溶解和生长停止等不良后果。幸而平流层中的臭氧吸收了大量紫外辐射，地面上的生物免受其害。可见光谱区（0.4～0.76μm）的能量约占总能量的 50%，其中又分红、橙、黄、绿、青、蓝、紫等色光。植物叶片吸收红橙光和蓝紫光，进行光合作用，合成有机物。太阳辐射能最强的波长（0.475μm）也在可见光光谱区内。该光谱区既有热效应，又有光效应，所以太阳辐射俗称阳光或日光。红外光谱区（$\lambda>0.76\mu m$）约占总能量的 43%，它只提供热量。太阳辐射光谱分布见图 2.7。

§2.2.4 太阳常数

太阳常数是指地球大气上界，日地间平均距离的情况下，单位时间通过与太阳光束垂直的单位面积的能量，以 S_0 表示。1981 年世界气象组织规定太阳常数的取值为 $1.367\mathrm{kW\cdot m^{-2}}$（即

需要全本请访问 www.ertongbook.com

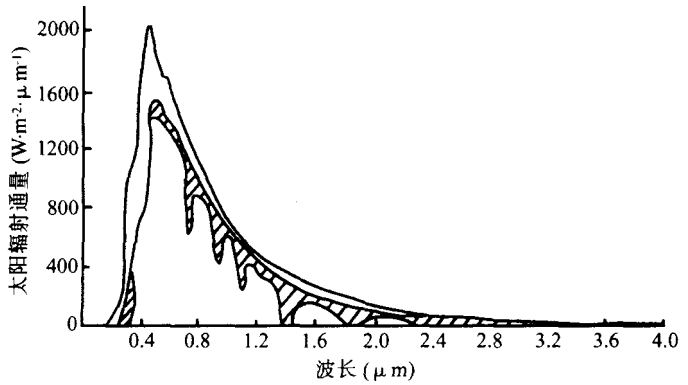


图 2.7　太阳辐射光谱

1.96cal·cm^{-2}·min^{-1})。每天的日地距离不等，太阳常数稍有差异。

§2.3　到达地面的太阳辐射

太阳常数是到达大气上界的太阳辐射通量，当它通过大气层时，被大气中的各种气体分子以及悬浮的微粒吸收和散射，所以到达地面的太阳辐射显著减少。图 2.7 中的锯齿形曲线就是被大气吸收后，地面上的太阳辐射光谱曲线，影线区表示被各种气体所吸收的量。

§2.3.1　太阳辐射在大气中的减弱

1. 大气对太阳辐射的吸收

大气中的氧、水汽、二氧化碳和臭氧等气体分子选择性地吸收一部分太阳辐射能。臭氧主要吸收紫外辐射。氧、水汽和二氧化碳主要吸收红外辐射。在可见光谱区中，也有几个氧的吸收带，但吸收的量不多。

云和雾也能吸收太阳辐射，吸收率随云状而异。

2. 大气对太阳辐射的散射

大气中的各种气体分子、悬浮的水滴和尘埃等微粒都能连续地把入射的电磁波，以相同的波长向四面八方发射，这种现象称散射。散射只改变辐射方向，不改变辐射性质。散射有分子散射和粗粒散射等两种。

空气分子的直径小于太阳辐射波长，其散射能力与波长的四次方成反比，称为分子散射。分子散射主要发生在可见光谱区，蓝光（0.425μm）的散射能力约为红光（0.650μm）的 5.5 倍，也比绿光和黄光的散射能力强。蓝光的能量比较多，又因人眼对蓝光视感好，所以人们常说蔚蓝色的天空。

水滴和灰尘等微粒的直径大于太阳辐射波长，它们对各种波长的辐射几乎具有同等的散射能力，称为粗粒散射。空气混浊或阴天和有雾时，天空便呈乳白色。

此外，天空有云时，云层表面能反射太阳辐射，云中水滴也能吸收太阳辐射。

虽然太阳辐射穿过大气层时被减弱，但平均来说，大约还有大气上界能量的 50%到达地面。

§2.3.2 影响大气辐射减弱的因子

太阳辐射穿过大气时辐射能被减弱，其减弱程度与阳光在大气中经历的路程和大气混浊程度有关，前者用大气光学质量(m)表示,后者用大气透明系数(p)表示。

1. 大气光学质量

如果不考虑地表面的曲率（视作平面）和大气对阳光的折射（取作直线路径），并令太阳高度 90°时,光线穿过大气到达地面所经历的路程是一个大气光学质量,即 $m=1$,见图 2.8。以此为量测标准，可以导出在其他路径($h<90°$)时的大气光学质量为

$$m=\frac{1}{\sin h}=\sec z=\csc h \tag{2.4}$$

式中,z是天顶矩,$h+z=90°$。大气光学质量是一无量纲的相对值，不同太阳高度下的大气光学质量见表 2.1。当太阳高度低于 10°时,(2.4)式的误差太大，不适用。

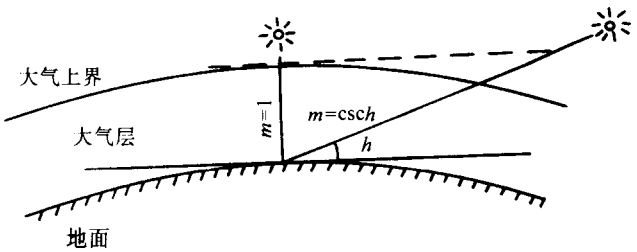


图 2.8 大气光学质量和太阳高度

表 2.1 大气光学质量

太阳高度(度)	0	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90
大气光学质量	∞	11.47	5.76	2.92	2.00	1.56	1.31	1.15	1.06	1.02	1.00

2. 大气透明系数

大气上界，太阳辐射的输入通量为 S_0，在大气中传输时辐射通量被减弱，余下的量为 S'_b，S'_b与 S_0 的关系是

$$S'_b=S_0\cdot e^{-km} \tag{2.5}$$

式中,k是质量减弱系数,S'_b是经过大气层后，垂直于太阳光的单位面积、单位时间内所接受的太阳辐射能，称为太阳直接辐射。

当 $m=1$ 时,(2.5)式可写成

$$\frac{S'_b}{S_0}=e^{-k}=p$$

可见，大气透明系数 p 是太阳辐射穿过一个大气光学质量的透射率，p 值小于 1。把 p 代入(2.5)式,得

$$S'_b=S_0\cdot p^m \tag{2.6}$$

(2.6)式是气象学上著名的比尔定律。该定律说明太阳辐射经过大气层时按指数律减弱。

§2.3.3 到达地面的太阳辐射能

到达地面的太阳辐射能由两部分组成：即太阳直接辐射和太阳漫射辐射，两者之和称为太阳总辐射，简称总辐射。

1. 地平面上接受的太阳直接辐射

因阳光斜射，地平面上接受的太阳直接辐射通量 S_b 小于 S'_b，见图 2.9。S_b 与 S'_b 的关系是

$$S_b = S'_b \cdot \sin h \tag{2.7}$$

由图 2.9 看出，太阳辐射投射到与日光垂直的 A' 面（正方形）上的辐射与射到地平面 A（矩形）上的辐射量相等，所以有

$$S'_b \cdot A' = S_b \cdot A$$

$$S_b = S'_b \cdot \frac{A'}{A}$$

即

$$S_b = S'_b \cdot \sin h$$

也可写成

$$S_b = S_0 \cdot p^m \cdot \sin h \tag{2.8}$$

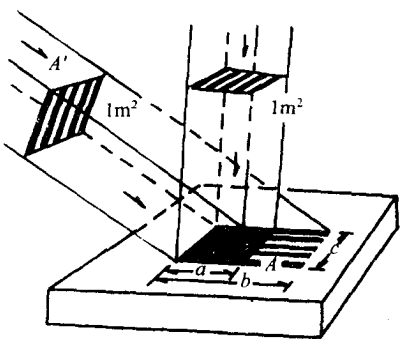


图 2.9 地平面上的太阳直接辐射

虽然地平面接受的太阳直接辐射与大气透明系数、大气光学质量和太阳高度等三者有关，但是大气光学质量也是太阳高度的函数，因此，S_b 取决于 p 和 h 两个因子。当 p 一定时，S_b 随太阳高度增高而增大；当 h 一定时，S_b 随大气透明系数 p 增大而增加。

2. 太阳漫射辐射

太阳漫射辐射又称天空辐射（S_d），它主要是指白天，地平面上接受的来自大气各方向向下的散射辐射。太阳漫射辐射是短波辐射，有光效应，称漫射光。阴雨天时，天空中的弱光就是漫射光，它对植物光合作用有效。

太阳漫射辐射通量也与太阳高度和大气透明系数有关。太阳高度增加，太阳辐射通过大气层时减弱少，供给散射质点的能量多，太阳漫射辐射也大。大气透明系数大，大气中含有的散射质点少，太阳漫射辐射通量则减小。

3. 太阳总辐射

太阳总辐射（S_t）是地平面上接受的太阳直接辐射和太阳漫射辐射之和，即

$$S_t = S_b + S_d$$

晴天时，总辐射由两部分组成，而且 S_b 远大于 S_d。阴天时，太阳被云遮蔽，总辐射等于太阳漫射辐射。

太阳总辐射如同 S_b 和 S_d 一样，也取决于太阳高度和大气透明系数。太阳高度是一天文因子，与大气状态无关。大气透明系数与云的关系十分密切。天空有云，特别是云量增多或云层增厚时，虽然散射质点增加，但是云的反射很强，大部分太阳直接辐射被返回宇宙，透过很少，所以太阳总辐射显著减少。

§2.3.4 地面吸收的太阳总辐射

太阳总辐射输送到地面上，一部分能量被地面反射又返回大气中，地面透射为零，余下的

能量便被地面吸收。如果地面反射辐射通量为 S_r，地面吸收的太阳总辐射为 $S_b + S_d - S_r$，用地面反射率表示，可写成

$$S'_t = (S_b + S_d)(1 - r) \quad 或 \quad S'_t = S_t(1 - r)$$

式中 S'_t 为地面吸收的太阳总辐射，r 为地面反射率。

地面反射率随地面性质、湿润程度、太阳高度等因子而变化。表 2.2 中列举了若干种自然表面的反射率。

表 2.2　几种自然表面的短波反射率

表　面	状　况	反射率(%)
地面		
沙地	浅色，干：太阳高度高	35
	太阳高度低	60
	灰色 湿	10
	干	20
	白色 湿	25
	干	35
岩石	沙岩渣土，干（太阳高度高）	20
	黑色煤渣土，干（太阳高度高）	5
土壤	暗色，有机质土	10
	粘土	20
	浅色沙土	30
植被		
草	一般草场	20
	死草 湿	20
	干	30
作物	谷类、烟叶	25
	棉花	20
树木	热带雨林	15
	按树	20
	混交阔叶林（有叶）	18
	红松林	10
雪		
	新雪 低密度	85
	高密度	65
	陈雪 干净的	55
	脏的	45

此外，人工措施可以改变地面性质和地面反射率，如在冰面或雪面上撒黑灰，可增加地面吸收率，加速冰雪融化。

§2.3.5　太阳总辐射的日变化和年变化

太阳高度是影响总辐射的主要因子，所以总辐射也有日变化，其特征是：夜间总辐射为零，

日出后逐渐增加，正午时出现最大值，午后又渐渐减少，见图 2.10。晴天情况下，上述规律具有普遍性。如果一日中云量多变，则上述日变化规律常常被破坏。

一年中，太阳高度和昼长（或可照时数，见 2.3.7）有变化，所以太阳辐射也有年变化，一般是夏季最大，冬季最小。图 2.11 是北京地区总辐射的年变化，这里夏季正逢雨季，阴雨日多，太阳辐射显著减少，以致全年最高值出现在 5 月份。各地总辐射年变化型不完全一样，低纬度地区和干湿两季分明的地区稍为复杂些。

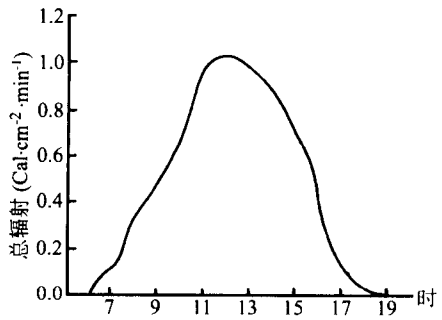


图 2.10　晴天北京地区总辐射日变化
（1983 年 10 月 2 日）

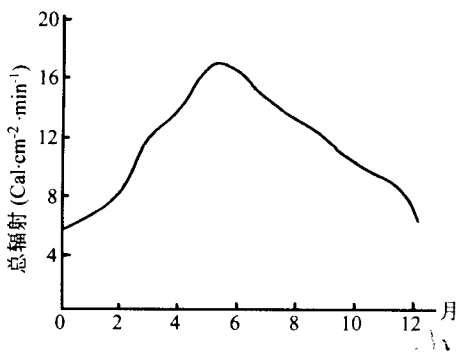


图 2.11　北京地区太阳总辐射年变化

一日内，每一时刻太阳总辐射之和就是太阳总辐射的日总量。它不仅取决于太阳高度和大气透明系数，还和太阳照射时间有关。

一年内，太阳总辐射日总量之和就是太阳总辐射的年总量。

§2.3.6　光合有效辐射

太阳辐射供给了植物光合过程所需要的光能。但是，只有波长在大约 0.4～0.7μm[①] 范围内的光对光合作用才是有效的，称为光合有效辐射区，以 PAR 表示。光合有效辐射区的能量约为太阳光谱区总能量的 40%～50%。

光合有效辐射区的波长范围与可见光光谱区的波长范围（0.4～0.76μm）十分接近。因此，一般把太阳辐射中的可见光谱区作为光合有效辐射区。

光合有效辐射通量（Q）多用经验公式估算，常用的公式是

$$Q = 0.43S_b + 0.57S_d \qquad (2.9)^{②}$$

§2.3.7　日照

日照是指太阳辐射中可见光的照射，常用日照时数和日照百分率表示。

日照时数是指日出（太阳中心出地平线）到日落（太阳中心入地平线），太阳照射到地平面的实际光照时间，以小时为单位。日照时数用日照计测定。日照受季节、天气、纬度、地形等的影响，各地日照时数有差异。

可照时数是不计天气状况，考虑了大气折射改正，从日出到日落太阳的可能光照时间。可照时数或用公式计算或查表（气象常用表 3 号）。可照时数随季节、纬度而改变。在北半球，夏

① 有些文献中光合有效辐射区的波长范围取 0.38～0.71μm。

② (2.9) 式适用于正午最小太阳高度角大于 20° 的地区。

季时可照时数随纬度增加而增长；冬季则反之。

在天文学上，从日出到日落太阳照射的时间称为昼长。昼长略少于可照时数，昼长随季节和纬度的分布规律与可照时数一样。

日照百分率是某地日照时数与该地同期可照时数的百分比。日照百分率是相对值，它也说明了一地日照的多少。

日出以前或日落以后的一段时间内，虽然太阳光不能直接照射地面，但阳光射入高层大气中，由于大气分子和尘埃对太阳光的散射作用，使天色仍有明亮，这种光称为曙暮光。

§2.4 地面有效辐射

地面有效辐射由地面辐射和大气辐射两部分组成。地面有效辐射是长波辐射。长波辐射是指波长大于 $4\mu m$ 的辐射，它只有热效应。

§2.4.1 地面辐射

地面日夜不停地向上发射长波辐射，称地面辐射，以 L_0 表示地面辐射通量，单位是 $W \cdot m^{-2}$。地面温度一般在 $-40 \sim 40℃$ 之间。如果把地面近似地视作黑体，则根据辐射定律可估算出地面长波辐射通量变动于 $1.67\times10^2 \sim 5.44\times10^2 W \cdot m^{-2}$ 之间。L_0 比太阳常数 S_0 小得多，但是与到达地平面的太阳直接辐射通量相似。地面发射的电磁波长主要在 $4 \sim 40\mu m$ 之间，发射能量最大的波长是 $10\mu m$ 附近。地面长波辐射通过大气层时，大气中的水汽、二氧化碳和水滴等吸收了绝大部分的地面辐射能，其中尤以水汽的吸收能力最强。可见，地面辐射是低层大气的主要能量源泉。

§2.4.2 大气辐射

大气也是辐射体。大气吸收太阳直接辐射和地面辐射的同时，自身也夜以继日地向四周发射长波辐射。大气辐射中，射向地面的部分称为大气逆辐射，其辐射通量用 L_a 表示。大气逆辐射传输到地面，大部分能量被地面吸收，反射不多。如果地面的长波吸收率是 A，那么地面吸收的大气逆辐射通量为 $A \cdot L_a$。

§2.4.3 地面有效辐射

地面有效辐射是地面辐射与地面吸收的大气逆辐射之差，以 L_n 表示。有

$$L_n = L_0 - A \cdot L_a \tag{2.10}$$

地面有效辐射说明了地面与大气间，在长波辐射的交换过程中，地面所获得或失去的净长波辐射能。当“L_n”为正值时，地面损失长波辐射能；“L_n”为负值时，地面获得长波辐射能。一般地面温度高于大气温度，地面有效辐射是‘正’值，即地面常常是损失能量。

地面有效辐射通量值决定于地面温度、大气温度和湿度以及云况。在其他条件相同情况下，地面温度高，地面辐射强，有效辐射大，地面损失能量多 大气温度高，或水汽含量多，大气逆辐射强，有效辐射小，地面损失能量少。云是影响地面有效辐射的重要因素。云量多，云层厚时，云犹如覆盖层，向下反射地面辐射，被地面吸收；云中微粒多，大气逆辐射强，也被地面吸收。因此，云多时，地面有效辐射损失的能量少，地面降温缓和，清晨最低温度不至于太低。晴朗少云的夜间，地面辐射强，失去的能量多，降温迅速，清晨最低温度也低。每当寒潮过境，夜间

需要全本请访问 www.ertongbook.com