

第 1 章 太阳及太阳能基础知识

1.1 太阳能热利用基础知识

1.1.1 太阳的结构

太阳 是太阳系的中心天体,它是离地球最近的一颗恒星,与地球的平均距离为 14 960 万 km,太阳的直径 139 万 km,为地球的 109 倍,体积为地球的 130 万倍,太阳的质量为 1.989×10^{30} kg,是地球质量的 33 万倍。它的密度不均匀,越靠近中心,密度越大,中心密度为 1.60×10^5 kg/m³,平均密度为 1.409×10^3 kg/m³,约为地球平均密度的 0.26 倍。太阳表面温度约 6000℃,中心温度为 1500 万℃,内部压力高达 3.4×10^{16} Pa,超过地球的 340 亿倍,因此太阳内部能不间断地进行由氢核转变成氦核的核聚变反应,并产生大量的能量。图 1-1 是太阳的照片^[1.1],图 1-2 是太阳结构示意图^[1.2],从太阳中心到边缘可分为核反应区、辐射区、对流区和太阳大气四层。我们在地球上肉眼看到的太阳表面层叫“光球”,光球上面的一层叫“色球”,最外层叫“日冕”,它们组成了太阳的大气。

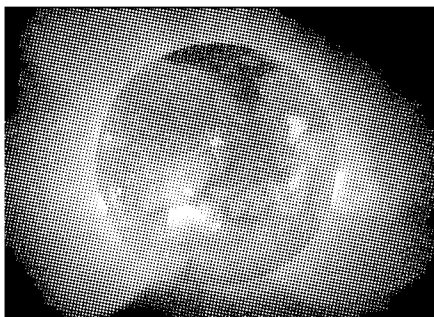


图 1-1 太阳的照片

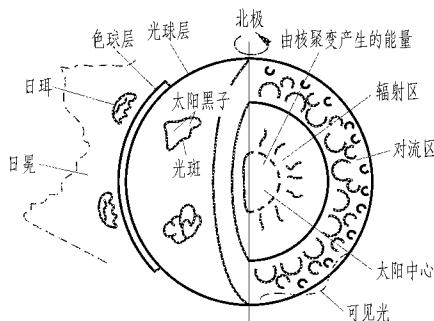


图 1-2 太阳结构示意图

核反应区 从太阳中心至大约 0.25 倍太阳半径的区域。体积大约只占总体积的 1/64,但集中了太阳质量的一半,太阳能量的 99%是在这里产生的。在这里高温、高压的环境下,4 个氢原子核经过一连串的核反应,变成 1 个氦原子核。在核聚变反应过程中,释放出大量的能量。太阳每秒钟由于核聚变而损耗的质量大约为 4.26×10^9 kg,产生 3.83×10^{26} J 的能量。

辐射区 是日核外的中间层在核反应区的外面大约 0.25~0.86 倍太阳半径的区域。其密度和温度都很快向外减小,核反应区产生的能量经此区以辐射的方式向外传播。

对流区 在辐射区的上面至太阳表面附近的区域(也叫对流层)。在这里,密度和温度进一步向外减小,主要以对流方式向外传播能量。由于外层氢的电离造成此层内气体比热容增加,破坏了辐射平衡要求的温度梯度,从而使物质难以平衡,产生流动,进而发展为湍流。

太阳大气 对流区及其下面部分是看不见的,合称为太阳内部或太阳本体,其性质靠理论计算来确定。而对流区上面的太阳大气,其性质可以由观测来确定。太阳大气大致可以分为光球、色球、日冕三个层次,各层的物理性质具有显著差别。

光球层 在太阳大气的最下层。厚度约 500 km,相对于太阳半径,光球层很薄,有时就被称为太阳的表面。光球层的底层温度较高,约为 6600 K,上层的温度较低,约为 4300 K,所有的太阳辐射都是从这一层产生的。光球中布满米粒组织,它们实际上是对流层里上升的热气团冲击太阳表面形成的。在光球的活动区,有太阳黑子、光斑等。

色球层 光球层外面是色球层,平均厚度约为 2500 km。由于光球层太亮了,只有在日全食时,观测者才能用肉眼看到太阳视圆面周围的这一层玫瑰色的光辉,平时只能用专门仪器(色球望远镜)才能看到。色球层的物质很稀薄,大约只有 $1 \times 10^{-9} \text{ kg/m}^3$,并且随高度增加,密度急剧下降。在色球层内,温度从光球顶部的 4300 K 增加到色球顶部的几万度。由于磁场的不稳定性,色球层经常产生激烈的耀斑爆发以及和耀斑共生的日珥等。

日冕 日冕是太阳大气的最外层,也是最厚的一层。在日全食时,在色球层之外可以看到广延的白色微弱光辉,这就是“日冕”,日冕主要由高度电离的离子和高速的自由电子组成。日冕物质以很高的速度向外膨胀,形成所谓的“太阳风”。在地球附近,太阳风的速度约为 450 km/s。日冕的温度最高可达 $2 \times 10^6 \text{ K}$,其中气体的平均密度为 10^{15} 个气体原子每立方米,接近真空。日冕的形状非常不规则,随太阳活动的强弱而变,当太阳活动剧烈时,日冕接近于圆形,当太阳活动较弱时,形状较扁。图 1-3 是太阳分层结构示意图^[1, 2]。

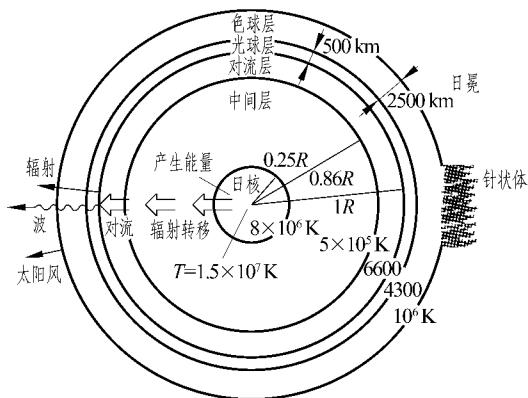


图 1-3 太阳分层结构示意图

1.1.2 太阳和地球的关系

地球是太阳系中的一颗行星，地球绕着太阳运转，同时还在自转，地球绕着太阳的运转叫公转，公转一周的时间是一年，自转一周的时间是一天，太阳本身也在自转，自转的周期为 25 天，两极区约为 35 天。

1. 地球自转、公转与昼夜和四季

地球绕着自转轴不停地旋转，每转一圈就是一天。自转产生了昼夜交替，朝着太阳的一面是白天，背着太阳的一面是夜晚。因为地球自转的方向是自西向东的，所以我们会看到日月星辰逐渐从东方升起，向西方降落。

地球不但自转，同时也围绕太阳公转。地球绕太阳逆时针旋转，地球公转的轨道是椭圆的，公转轨道的半长径为 149 597 870 km，轨道的偏心率约为 0.0167，公转平均速度为 29.79 km/s，公转轨道面与赤道面的交角约为 $23^{\circ}27'$ ，且存在周期性变化。图 1-4 是地球公转和四季关系示意图。

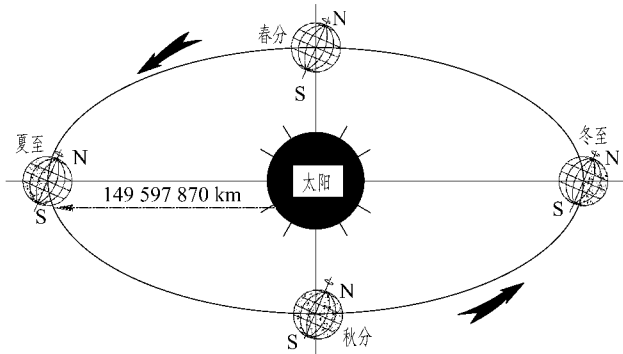


图 1-4 地球公转和四季关系示意图

由于地球自转轴与公转轨道平面斜交成约 $66^{\circ}33'$ 的倾角，因此，在地球绕太阳公转的一年中，有时地球北半球倾向太阳，有时南半球倾向太阳。总之太阳的直射点总是在南北回归线之间移动，于是产生了昼夜长短的变化和四季的交替。图 1-5 是地球公转轨道面与自转轴关系示意图。

在天文学中，四季分别以春分、夏至、秋分、冬至开始，但这样划分的季节，不能完全反映出各个地方每个季节的物候特征。因此，我们祖先又把一年分为 24 节气，每一节气又分成 3 候(5 天为一候)。气候还常用候平均气温来划分四季：候平均气温小于

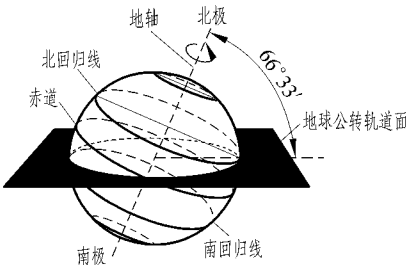


图 1-5 地球公转轨道面与自转轴关系示意图

10℃为冬季;大于 22℃时为夏季;平均气温在 10~22℃时为春季和秋季^[1,3]。

2. 经度和纬度

地理坐标系是确定物体在地球上位置的坐标系。最常用的地理坐标系是经纬度坐标系,这个坐标系可以确定地球上任何一点的位置,如果将地球看作是一个球体,经纬网就是地球表面的地理坐标参照系格网,经度和纬度是从地球中心对地球表面给定点量测得到的角度,经度是东西方向,而纬度是南北方向,经线从地球南北极穿过,而纬线是平行于赤道的环线。

所有通过地轴的平面和地球表面相交而成的圆叫经度圈,所有经度圈都通过地球南北两极,每个经圈被南北两极等分成两个 180°的半圆,这样的半圆叫经线或子午线。按 1°为等分单位,全球 180 个经圈,分成 360 条经线。国际上以英国伦敦的格林尼治天文台所在的子午线为全世界通用的本初子午线,该子午线定义为零度线。

经度 就是本初子午线(零度线)所在的平面与某地子午线所在平面的夹角,自零度线向东分为 180°,叫东经,向西也分为 180°,称为西经。图 1-6 是地球经线和经度示意图。

所有垂直于地轴的平面同地球表面相割而成的圆,就是纬线,它们彼此平行。其中通过地心的纬线叫赤道。赤道所在的赤道面将地球分成南半球和北半球。

纬度 是地平面的垂直线与赤道平面的夹角,是在本地子午线上度量的。赤道面是纬度度量起点,赤道上的纬度为零,自赤道向北极方向分为 90°,称为北纬,向南极方向也分为 90°,称为南纬,图 1-7 是地球纬度和纬线示意图。

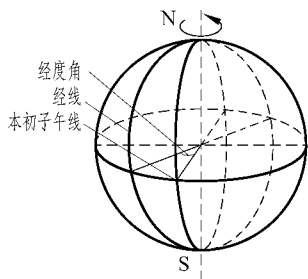


图 1-6 地球经线和经度示意图

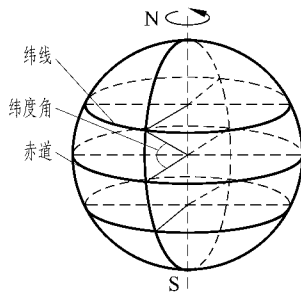


图 1-7 地球纬度和纬线示意图

3. 太阳的赤纬角与时角

我们一般用赤纬角 δ 和时角 ω 来表示太阳和地球的相对位置。

赤纬角 是指太阳入射光与地球赤道之间的角度。由于地球自转轴与公转平面之间的角度基本不变,因此太阳的赤纬角随季节不同而周期性变化,变化的周期等于地球的公转周期,即一年。太阳赤纬角的最高度数为 $23^{\circ}27'$,夏至时太阳的赤纬为 $+23^{\circ}27'$,冬至时太阳的赤纬角为 $-23^{\circ}27'$ 。春分和秋分时太阳的赤纬角为

0°。太阳光线直射地球的范围,在南北纬 23°27′之间作周期性的变化,从而形成了春夏秋冬四季的更替,图 1-8 反映了太阳赤纬角与太阳日照之间的关系。

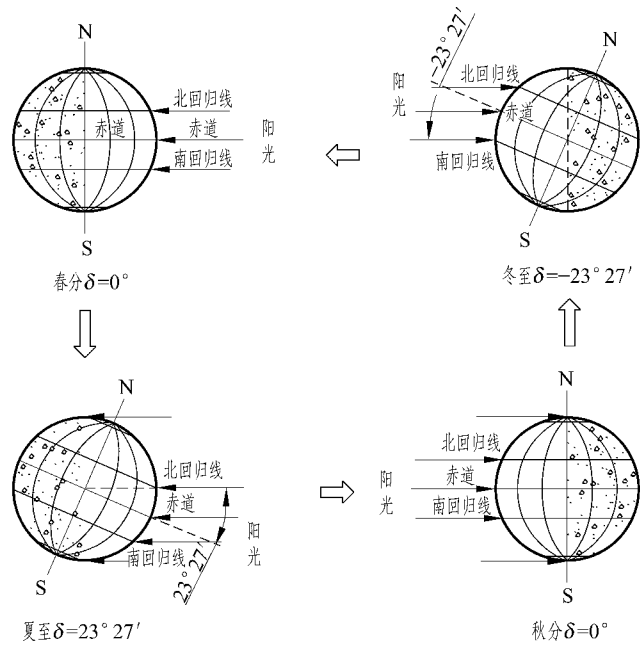


图 1-8 太阳赤纬角与日照之间的关系

太阳赤纬角 δ 可采用 Cooper 方程进行近似计算^[1,4]:

$$\delta = 23.45^\circ \sin \left(360 \times \frac{284 + n}{365} \right) \tag{1-1}$$

式中, n ——一年中的日期序号,即所求日期在一年中的日子数,根据公式计算出的一年之中不同季节的赤纬角见表 1-1。

表 1-1 不同季节太阳赤纬角

| 季节 | 日 期 | 太阳赤纬角 δ | 日 期 | 季节 |
|----|------------|----------------|------------|----|
| 夏至 | 6 月 21 日左右 | +23°27′ | — | — |
| 芒种 | 6 月 5 日左右 | +22°30′ | 7 月 7 日左右 | 小暑 |
| 小满 | 5 月 21 日左右 | +20°00′ | 7 月 22 日左右 | 大暑 |
| 立夏 | 5 月 5 日左右 | +15°00′ | 8 月 7 日左右 | 立秋 |
| 谷雨 | 4 月 20 日左右 | +11°00′ | 8 月 22 日左右 | 处暑 |
| 清明 | 4 月 4 日左右 | +5°30′ | 9 月 7 日左右 | 白露 |
| 春分 | 3 月 20 日左右 | 0° | 9 月 22 日左右 | 秋分 |

续表

| 季节 | 日 期 | 太阳赤纬角 δ | 日 期 | 季节 |
|----|------------|------------------|-------------|----|
| 惊蛰 | 3 月 5 日左右 | $-5^{\circ}30'$ | 10 月 8 日左右 | 寒露 |
| 雨水 | 2 月 20 日左右 | $-11^{\circ}00'$ | 10 月 22 日左右 | 霜降 |
| 立春 | 2 月 4 日左右 | $-15^{\circ}00'$ | 11 月 7 日左右 | 立冬 |
| 大寒 | 1 月 21 日左右 | $-20^{\circ}00'$ | 11 月 22 日左右 | 小雪 |
| 小寒 | 1 月 7 日左右 | $-22^{\circ}30'$ | 12 月 7 日左右 | 大雪 |
| — | — | $-23^{\circ}27'$ | 12 月 22 日左右 | 冬至 |

由表 1-1 可以看到主要季节太阳赤纬角 δ 的变化,一年四季太阳赤纬角变化情况也可以用图 1-9 更直观地表示。

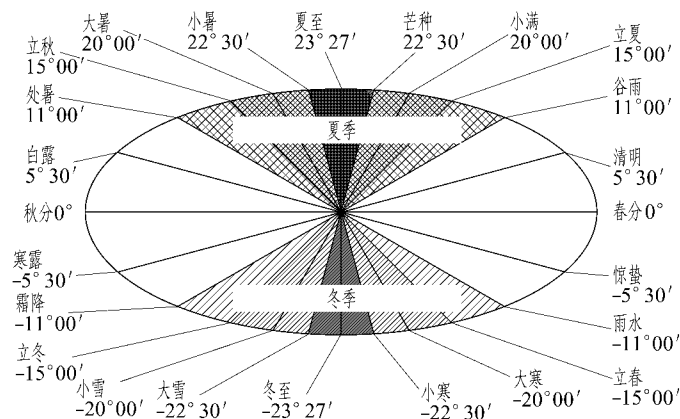


图 1-9 太阳赤纬角随季节变化图

时角 ω 是地球自转时转过的角度,地球 24 小时自转一周为 360° ,

它的角速度 $= 360 \div 24 = 15^{\circ}/h$

而相对于地球上的观测者而言,我们看到的是太阳每小时运动 15° ,因此我们也称为太阳时角,于是定义当地太阳时正午 12 点时,时角为 0,某一时刻太阳时角为 15° 乘以从当地太阳时正午 12 时算起到该时刻的小时数,即

$$\omega = (h_s - 12) \times 15^{\circ} \quad (1-2)$$

式中, h_s ——当地太阳时,也就是当地钟表显示的时间。

1.1.3 太阳位置的表示方法

太阳是一个空间球体,为了研究的方便,人们要知道它在空间的位置,为此人

们用高度角和方位角来定义太阳的位置。

1. 太阳的高度角与方位角

地球上某一点所看到的太阳方向,称为太阳位置。太阳位置常用两个角度来表示,即太阳高度角(h)和太阳方位角(A_s)。影响太阳高度角和方位角的因素有三:赤纬角(δ),它表明季节(日期)的变化;时角(ω),它表明时间的变化;地理纬度(φ),它表明观察点所在的位置。

太阳高度角(h) 是指太阳直射光线与地平面间的夹角,也可以理解为太阳直射光线与它在水平面上的投影(水平分量)间的夹角。

太阳高度角随着地方时和太阳赤纬角的变化而变化。太阳赤纬角以 δ 表示,观测地的地理纬度用 φ 表示,地方时(时角)以 ω 表示,则太阳高度角的计算公式如式(1-3)所示^[1.5]:

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (1-3)$$

式中, φ ——当地纬度;

δ ——太阳赤纬角;

ω ——当地时角。

由于正午时太阳时角 $\omega=0^\circ$,式(1-3)可以简化为

$$\sin H = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \quad (1-4)$$

其中, H 表示正午太阳高度角。式(1-4)可以进一步简化为

$$\sin H = \cos(\varphi - \delta) \quad (1-5)$$

因此,对于北半球而言,

$$H = 90^\circ - (\varphi - \delta) \quad (1-6)$$

对于南半球而言,

$$H = 90^\circ - (\delta - \varphi) \quad (1-7)$$

太阳方位角(A_s) 是指太阳直射光线在地平面上的投影与地平面正南方向所夹的角。正南点 $A_s=0^\circ$,向西为正,向东为负。

根据地平坐标系里对高度角、方位角的定义可以知道:在日出、日落时,任何一个地区,太阳的高度角 $h=0^\circ$;一天中的正午,即当地太阳时 12 时,太阳高度角最大,此时太阳位于正南,即太阳方位角 $A_s=0$ (见图 1-10)。在任何一天里,上、下午太阳的位置对称于中午,例如下午 1 点对称于上午 11 点,两者太阳的高度角和方位角的数值相同,只是方位角的符号相反。在计算公式中,用 α 表示方位角 A_s 。

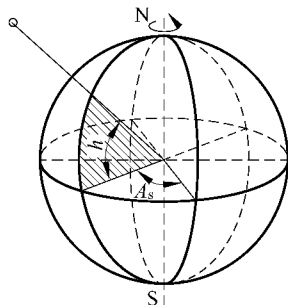


图 1-10 太阳高度角和方位角示意图

方位角的计算

太阳方位角可以用式(1-8)计算^[1.5]：

$$\sin \alpha = \frac{\cos \delta \times \sin \omega}{\cos h} \quad (1-8)$$

当采用此式计算出的 $\sin \alpha$ 大于 1, 或 $\sin \alpha$ 的绝对值较小时, 可以用式(1-9)计算：

$$\cos \alpha = \frac{\sin h \times \sin \varphi - \sin \delta}{\cos h \times \cos \varphi} \quad (1-9)$$

2. 日出、日没时角 ω_0 及日照时数

太阳中心在出没地平线的瞬间, 太阳高度角 $h=0^\circ$ 。如果不考虑地表曲线及大气折射的影响, 由式(1-3)即可得日出、日没时角 ω_0 的表达式^[1.5]：

$$\cos \omega_0 = -\tan \varphi \tan \delta \quad (1-10)$$

$$\omega_0 = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (1-11)$$

由于 $\cos \omega_0 = \cos(-\omega_0)$, 这两个解是：

$$\omega_{0\text{日出}} = -\omega_0, \quad \omega_{0\text{日没}} = \omega_0 \quad (1-12)$$

ω_0 以($^\circ$)表示, 负值表示日出时角 $\omega_{0\text{日出}}$, 正值表示日没时角 $\omega_{0\text{日没}}$ 。

由于当地中午 12 点时刻的太阳时角为 0° , 且地球每小时的自转角度是 15° , 因此在求出某天的日出、日没时角后, 就可以计算出某天的日出日没具体时间, 同时也可以计算出当天理论上的日照时间(之所以称为理论上的日照时间, 是因为计算出的该时间是指太阳升起和降落期间的时间间隔, 但由于有云层和其他自然现象的存在, 在太阳升起和降落期间的时间间隔内并不一定有太阳光线辐射到地面)。当地某天的理论日照时间的计算公式见式(1-13)^[1.5]：

$$N = \frac{2}{15} \arccos(-\tan \varphi \tan \delta) \quad (1-13)$$

日照 是指可使地物投射出清晰阴影的直接日射。以直射辐照度大于等于 $(120 \pm 24) \text{ W/m}^2$ 为阈值, 也就是说一天中当太阳直射辐照度大于等于 $(120 \pm 24) \text{ W/m}^2$ 时为有日照时间, 其他时间为无日照时间。

日照时数 是指地表给定地区每天实际接受日照的时间。以日照记录仪记录的结果累计计算。日照时数的单位为[小]时, 它有双重含义：

(1) 地表给定地区每天可能接受日照的时间。以日出至日没的全部时间计算。它完全由该地区的纬度和日期决定。

(2) 地表给定地区每天实际可能接受日照的时间。以日出后至日没前辐射照度达到或超过 $(120 \pm 24) \text{ W/m}^2$ 的最长时间计算。

时差 由于世界各地是以当地午时定义为 12 时, 因此世界各地存在时差。把真太阳时与平太阳时之差定义为时差, 为方便世界各地计时, 把本初子午线的平太阳时定义为世界时间。以该地区的时间为标准时间, 不同区域与该时间的差值

即为当地时差。

时区 自本初子午线起,将地球上每隔 15° 的 24 条经线作为其东西两侧各 7.5° 经度范围内的中央子午线所形成的 24 个区域称为时区;东、西两半球各 12 个时区,每相邻时区时间相差 1 h。为保证各国时区的完整性,在时区划分中实际上还参考了行政区域的界限。一般以一时区内中央子午线的平太阳时为区时。

注意:我国通用的北京时系东八时区中央子午线(东经 120°)的平太阳时。世界时间与北京时间相差 8 h。

采光面倾角 S 为了获得最大的太阳能,必须将采光面在正午时垂直于太阳光线,即: $S+h=90^\circ$,将 $\omega=0^\circ$ 代入到式(1-3)可得

$$S = \varphi - \delta, \quad \varphi > \delta \quad (1-14)$$

$$S = \delta - \varphi, \quad \delta > \varphi \quad (1-15)$$

倾斜采光面上的太阳光线入射角 θ_T 在实际应用中,往往需要计算采光面倾角为 S 的斜面上的太阳辐射。为此,我们还需要有一个表示太阳在空间方位的角度,即有太阳光线(观测点与太阳的连线)和斜面的法线 n 之间的夹角 θ_T (称为入射角)。太阳角的关系见图 1-11。由于采光面是面向赤道的,所以任意倾斜角 S 的倾斜面可用下式表示^[1,5]:

$$\begin{aligned} \cos \theta_T = & \cos h \cos \alpha \sin S \cos Z_c \\ & + \cos h \sin Z_c \sin S \sin \alpha + \sin h \cos S \end{aligned} \quad (1-16)$$

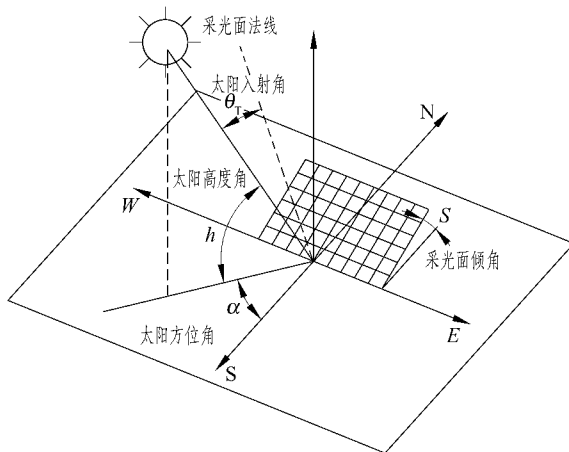


图 1-11 太阳角的关系

当倾斜面朝向正南,即 $Z_c=0$,则上式简化为

$$\cos \theta_T = \cos h \cos \alpha \sin S + \sin h \cos S \quad (1-17)$$

式中, Z_c ——采光面方位角,即采光面正向与正南向间的夹角。

1.2 太阳的能量

太阳的能量主要来源于太阳内部的核聚变反应,每秒钟约有 $6.57 \times 10^{11} \text{ kg}$ 的氢聚合成氦,释放出 $3.83 \times 10^{26} \text{ J}$ 的能量。这些能量以电磁波的形式,以 $3 \times 10^5 \text{ km/s}$ 的速度射向太空的四面八方。地球能接收到的能量只是太阳总能量的 22 亿分之一,即每秒只有 $1.74 \times 10^{17} \text{ J}$ 的能量到达地球大气层上边缘,由于穿越大气层时的衰减,最后到达地球表面的能量衰减为 $8.36 \times 10^{16} \text{ J/s}$,这一数值相当于全球发电量的几十万倍。太阳能量传播到地球的主要途径是电磁辐射。

1.2.1 太阳辐射

太阳辐射是地球表层能量的主要来源。太阳辐射在大气上界的分布是由地球的天文位置决定的,称此为天文辐射。由天文辐射决定的气候称为天文气候。天文气候反映了全球气候的空间分布和时间变化的基本轮廓。太阳辐射随季节变化呈现有规律的变化,形成了四季。太阳光线与地平面的夹角称为太阳高度角,它有日变化和年变化。太阳高度角大,则太阳辐射强。

天文辐射的变化特点是:①全年以赤道获得的辐射最多,极地最少。这种热量不均匀分布,必然导致地表各纬度的气温产生差异,在地球表面出现热带、温带和寒带气候。②天文辐射夏季大冬季小,导致夏季气温高冬季气温低。

太阳辐射分为电磁辐射和微粒辐射两种类型,其中微粒辐射所占比例非常小。太阳从光球层表面发射出来的光辐射,以电磁波的形式传播光和热,因此称为电磁辐射,这种辐射是由可见光和人眼看不见的不可见光组成的。微粒辐射是带正电荷的质子和带负电荷的电子以及其他微粒所组成的粒子流,微粒辐射平时较弱,能量也不稳定,只有在太阳活动极大期时才比较强烈,对人类和地球高层大气才有一定影响。一般情况下不等它辐射到地球表面便在遥远的路途中逐渐消失了,不会给地球带来什么热量,因此太阳辐射主要是指电磁辐射或称为光辐射。

太阳辐射从太阳内部的核聚变开始,不仅要穿越太阳的各个组成层,还要穿越太阳和地球之间的遥远空间,这中间还要遇到各种阻拦和影响。

从地球表层到外空间有一层厚度在 $900 \sim 1200 \text{ km}$ 高度的大气层,覆盖在地球表面上的大气层由气体所组成。如果没有引力,这些大气会迅速蔓延在宇宙空间,而远离地球。大气层能够存在于地球表面,是因为地球重力的作用。所以,越靠近地面,空气的密度就越高,90%的大气存在于 10 km 的范围内。在这 10 km 的空间里,大气受对流影响,因此把这个空间范围称为对流层。有关地球大气层的结构示意图见图 1-12 和图 1-13。

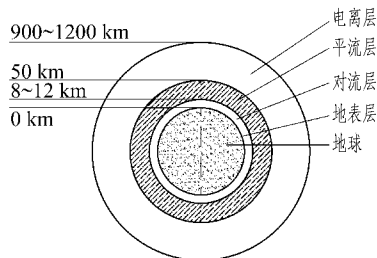


图 1-12 地球大气层结构示意图之一

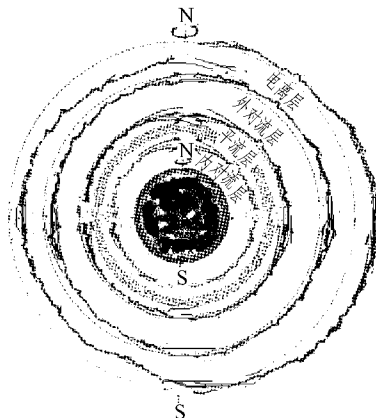


图 1-13 地球大气层结构示意图之二

我们人类生活在大气底层，地球表层的压力为大气压力。一个标准大气压相当于 1 cm^2 的面积上施加 1.03 kg 的压力。地球中心方向上，一定高度上的大气压力，与这个高度上的气体重量成正比，因此，高度升高，气压则减少。在对流层中大约每 5.5 km 气压就减少到原来的一半。而且一定体积中包含的大气量与气压成正比，因此高度越高，大气越稀薄。另一方面，大气的温度，即气温的变化，也取决于接受太阳热量的多少。气温随着离地层的高度增加而降低。

大气层外的空间叫地球的磁层，当太阳光线和微粒经过磁层时，磁层就如一堵墙把太阳微粒阻挡住，使其无法进入大气层，这是地球对自身保护的“第一道门槛”；当太阳光穿过大气层时，其电离层不仅可以吸收或反射太阳辐射中的无线电波，而且还会阻挡有害的紫外线和 X 射线使其不能到达地面，这是地球的“第二道防线”；平流层中有一层特殊的物质叫臭氧层，它能吸收大量的紫外线，人们把它称为地球的“第三道防线”，一旦臭氧层遭到破坏，大量的紫外线就会穿过大气层到达地球表面，那将导致全球气候变暖，这就是全球限制 CO_2 排放，保护臭氧层的意义。

从以上分析可以看出，大气对太阳辐射的削弱作用包括大气对太阳辐射的吸收、散射和反射。太阳辐射经过整层大气时， $0.29 \mu\text{m}$ 以下的紫外线几乎全部被吸收，在可见光区大气吸收很少，在红外区有很强的吸收带。大气中吸收太阳辐射的物质主要有氧、臭氧、水汽和液态水，其次有二氧化碳、甲烷、一氧化二氮和尘埃等。云层能强烈吸收和散射太阳辐射，同时还强烈吸收地面反射的太阳辐射。云的平均反射率为 $0.50 \sim 0.55$ 。

经过大气削弱之后到达地面的太阳直接辐射和散射辐射之和称为太阳总辐射。就全球平均而言，太阳总辐射只占到达大气上界太阳辐射的 45% 。总辐射量随纬度升高而减小，随高度升高而增大。一天内中午前后最大，夜间为 0；一年内

夏季大冬季小。

太阳辐射能 E_λ 在可见光线 ($0.4 \sim 0.76 \mu\text{m}$)、红外线 ($>0.76 \mu\text{m}$) 和紫外线 ($<0.4 \mu\text{m}$) 分别占 50%、43% 和 7%，即集中于短波波段，故又将太阳辐射称为短波辐射。图 1-14 是太阳辐射透过大气层光谱分布图。

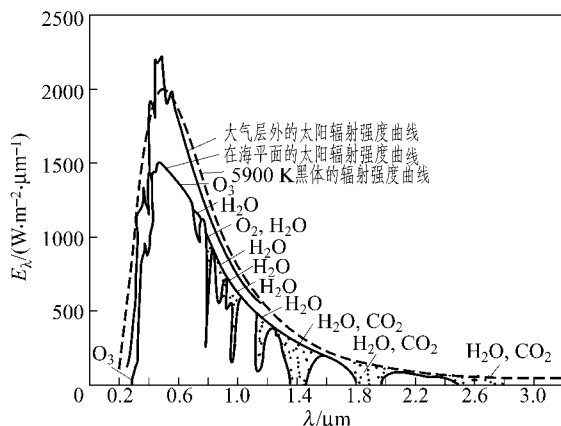


图 1-14 太阳辐射光谱分布图

1.2.2 太阳辐射强度

为了更好地理解太阳辐射强度，需要把有关太阳辐射强度的概念和影响太阳辐射强度的因素在本节中介绍一下，一般把太阳辐射强度分成太阳辐射直射强度、太阳辐射散射强度和太阳辐射总射强度三种。

太阳常数 我们在应用太阳能热利用技术时想知道地球在单位面积上单位时间内能接收多少太阳能，由于地球绕太阳公转的轨道是椭圆的，因此不同季节和时间地球接收太阳能量是不同的，但是由于太阳和地球之间的距离比地球公转直径大很多，为便于计算和研究，可以忽略由于地球公转轨道变化引起的太阳辐射强度的变化，而认为太阳辐射能有一个相对恒定的数值——太阳常数。地球位于日地平均距离处，在大气层外垂直于太阳辐射束平面上单位时间在单位面积上所获得的太阳辐射能定义为太阳常数，国际上公认的现代测量值为 $(1367 \pm 7) \text{ W/m}^2$ （注：太阳常数并非严格的物理常数）。

辐射通量 太阳以辐射形式发出的功率，称为太阳辐射通量，单位为瓦[特] (W)，也可以称为辐射功率。

辐照度 (E) 投射到单位面积上的辐射能量称为辐照度。单位为瓦/平方米 (W/m^2)。一般情况下用平均辐照度来表示比较合理。既可以用一段时间内连续测量的辐照量与该时段持续时间之比来表示，也可以用给定时段内的若干次辐照

度测定值的算术平均数来表示。

大气质量(m) 由于大气的存在,太阳辐射能在到达地表之前将被极大衰减,为表示这种衰减的程度,定义了“大气质量”,并用大气质量来描述衰减程度。太阳光线通过大气路程与太阳在天顶时通过大气路程之比为大气质量。图 1-15 是大气质量定义示意图,图中 A 点为测量点(地球海平面上一点), O 是太阳在天顶位置时大气层上界的点, S' 是太阳实际位置,它通过大气层上界的 O' 点照射到 A 点,则这时的大气质量为

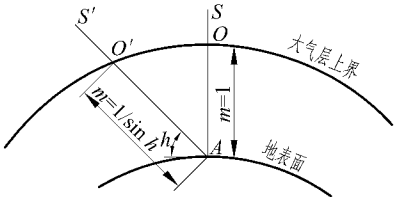


图 1-15 大气质量示意图

$$m = \frac{O'A}{OA} = \frac{1}{\sin h} \tag{1-18}$$

如果计算出该比值为 1.5,就称大气质量为 1.5,表示为 AM1.5。在大气层外,大气质量为 0,通常表示为 AM0。由式(1-18)可知 AM1.5 时的太阳高度角是 41.8° 。

从式(1-18)和图 1-15 可知,太阳愈接近地平线,太阳的高度角 h 愈小,则大气质量 m 愈大,表明太阳受大气衰减的程度愈大。式(1-18)没有考虑大气的曲率和折射因素的影响,在 $h > 30^\circ$ 时该公式计算结果与实际值相比较准,但当 $h < 30^\circ$ 时计算误差就比较大,这时可以采用式(1-19)来计算:

$$m = \sqrt{1229 + (614 \sin h)^2} - 614 \sin h \tag{1-19}$$

为方便查找,表 1-2^[1.4] 列出了当 $h < 20^\circ$ 时的大气质量值。

表 1-2 大气质量 m 值

| <div><div><div><div><div><div></div><div>h(小数)</div></div><div><div>m</div><div>h(整数)</div></div></div></div><div></div></div></div> | 0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 |
|---|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1 | 27.0 | 26.0 | 25.0 | 24.5 | 24.0 | 23.0 | 22.0 | 21.0 | 20.7 | 20.4 |
| 2 | 20.0 | 19.5 | 19.0 | 18.5 | 18.0 | 17.5 | 17.0 | 16.5 | 16.0 | 15.7 |
| 3 | 15.9 | 15.0 | 14.7 | 14.4 | 14.0 | 13.8 | 13.5 | 13.3 | 13.0 | 12.7 |
| 4 | 12.5 | 12.3 | 12.0 | 11.8 | 11.6 | 11.4 | 11.2 | 11.0 | 10.8 | 10.6 |
| 5 | 10.4 | 10.2 | 10.0 | 9.9 | 9.7 | 9.6 | 9.5 | 9.4 | 9.2 | 9.0 |
| 6 | 8.9 | 8.7 | 8.6 | 8.5 | 8.4 | 8.3 | 8.2 | 8.1 | 8.0 | 7.9 |
| 7 | 7.8 | 7.7 | 7.6 | 7.5 | 7.4 | 7.3 | 7.3 | 7.2 | 7.1 | 7.0 |
| 8 | 6.9 | 6.8 | 6.8 | 6.7 | 6.6 | 6.5 | 6.4 | 6.4 | 6.3 | 6.3 |
| 9 | 6.2 | 6.1 | 6.1 | 6.0 | 6.0 | 5.9 | 5.9 | 5.8 | 5.8 | 5.8 |

续表

| $\begin{matrix} h(\text{小数}) \\ m \\ h(\text{整数}) \end{matrix}$ | 0 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 10 | 5.7 | 5.7 | 5.6 | 5.6 | 5.6 | 5.5 | 5.5 | 5.4 | 5.4 | 5.3 |
| 11 | 5.2 | 5.2 | 5.1 | 5.0 | 5.0 | 4.9 | 4.9 | 4.9 | 4.8 | 4.8 |
| 12 | 4.8 | 4.7 | 4.7 | 4.7 | 4.6 | 4.6 | 4.5 | 4.5 | 4.5 | 4.4 |
| 13 | 4.4 | 4.4 | 4.4 | 4.3 | 4.3 | 4.3 | 4.2 | 4.2 | 4.2 | 4.1 |
| 14 | 4.1 | 4.1 | 4.1 | 4.0 | 4.0 | 4.0 | 3.9 | 3.9 | 3.9 | 3.9 |
| 15 | 3.8 | 3.8 | 3.8 | 3.8 | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.6 | 3.6 |
| 16 | 3.6 | 3.6 | 3.5 | 3.5 | 3.5 | 3.5 | 3.5 | 3.4 | 3.4 | 3.4 |
| 17 | 3.4 | 3.4 | 3.3 | 3.3 | 3.3 | 3.3 | 3.3 | 3.3 | 3.2 | 3.2 |
| 18 | 3.2 | 3.2 | 3.2 | 3.2 | 3.1 | 3.1 | 3.1 | 3.1 | 3.1 | 3.1 |
| 19 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 3.0 | 2.9 | 2.9 | 2.9 |

大气浑浊度 表征太阳辐射受到大气中固态、液态和气态杂质(除云外)的吸收与散射后在大气中透射降低程度的指标。也可以用大气透明度来表示,它们反映的是同一内容,只是叫法不同。在大气层上界,与太阳入射光线垂直的平面上太阳辐照度基本上是常数,但当太阳光到达地球表面时由于大气中含有各种微粒和水分,太阳的辐照量会明显减少,为比较这种变化才引入大气浑浊度或大气透明度的概念。

太阳辐射按方向可分为直射辐射和散射辐射,直射辐射是直接来自太阳而不改变方向的太阳辐射,散射辐射是受大气层散射影响而改变方向的太阳辐射。

太阳直接辐射 是指来自日盘 0.5° 立体角内,与该立体角轴垂直的面上的太阳辐射^[1.6]。

太阳辐射直射强度 是指单位面积上,接受太阳直射辐射量,并用 I_{DN} 表示,单位为 W/m^2 。

太阳散射辐射 是指地平面上,收到的来自天穹 2π 立体角向下的大气等的散射和反射的太阳辐射^[1.6]。

太阳辐射散射强度 是指单位面积上,接受太阳散射辐射量,并用 I_{D} 表示,单位为 W/m^2 。

太阳总辐射 是指地平面接收的太阳直接辐射和散射辐射之和^[1.6]。

太阳辐射总射强度 是指单位面积上,接受总太阳辐射量,并用 I_{t} 表示,单位为 W/m^2 。

1.2.3 太阳辐射强度的计算

为进行太阳能利用研究及统计日照资源,太阳辐射强度的计算是非常重要的,不对太阳辐射强度进行计算,不仅无法确定太阳能利用系统的效率,也难以对所讨论地区使用这些系统在经济上是否合理作出正确的判断。

太阳辐射是指从太阳圆球面向宇宙空间发射的电磁波。研究太阳辐射强度有很多方法,主要有ASHARE法^[1,7]、日地距离修正法、大气透明度法等。这里主要采用美国采暖冷冻空调工程师协会(ASHARE)的太阳辐射强度计算方法^[1,7]。

1. 太阳辐射的直射强度计算

考虑到在同样条件下不同地方的大气条件的差异,在计算过程中引入一个随地区而异的系数——大气浑浊或大气透明度,它们是通过分析、统计后确定的。以下讨论太阳辐射直射强度的计算方法^[1,5]。

以 l 表示大气层厚度,建立如图 1-16 所示的坐标系。 I_0 表示大气层外表面接受到的太阳辐射强度, I_{DN} 表示太阳辐射到达地表平面时的强度。太阳辐射经过大气层,其强度有所衰减。根据研究,这一减弱量与通过大气层的路线长度成比例,并且还与辐射强度自身大小有关。从而对 dx 这一微元大气层,太阳辐射通过它以后的减弱量为

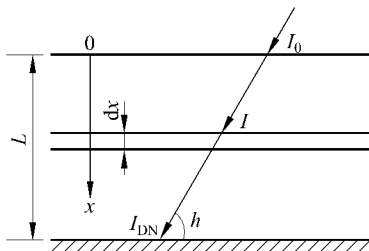


图 1-16 太阳辐射直射强度示意图

$$dI = -KI \frac{dx}{\sin h} \quad (1-20)$$

式中, K ——大气吸收太阳辐射能力的系数,称为消光系数, m^{-1} ;

dx ——所研究的微元大气层的厚度, m ;

I ——进入微元大气层的太阳辐射强度, W/m^2 ;

h ——太阳高度角, $(^\circ)$ 。

式(1-20)可改写为下式:

$$\frac{dI}{I} = -K \frac{dx}{\sin h} \quad (1-21)$$

对上式进行积分:

$$\int_{I_0}^{I_{DN}} \frac{dI}{I} = -\frac{K}{\sin h} \int_0^L dx \quad (1-22)$$

即得

$$I_{DN} = I_0 \exp(-KL/\sin h) \quad (1-23)$$

令

$$P = \exp(-KL) \quad (1-24)$$

式中, P 称为大气透过率, 其含义是: 当太阳在天顶时 ($h=90^\circ$), 到达地面的大气辐射强度与大气层外表面太阳辐射强度之比, 即

$$P = \frac{I_{\text{DN}}}{I_0} \Big|_{h=90^\circ} \quad (1-25)$$

将式(1-24)代入式(1-23)得到

$$I_{\text{DN}} = I_0 P^{(1/\sin h)} \quad (1-26)$$

到达地球大气层外表面的平均太阳辐射强度, 通常称为太阳常数(国际上公认的现代测量值为 $(1367 \pm 7) \text{ W/m}^2$)。由于地球绕太阳旋转的轨道是椭圆的, 各月大气层外表面接受到的太阳辐射强度 I_0 是不同的, 具体数值见表 1-3。太阳高度角 h 可由式(1-3)计算得到。于是只要知道 P 值, 就可以计算任意时期、任意时刻的太阳辐射强度。 P 值随地点而异, 即使在同一地点, P 值还随时间而异。 P 的具体数值应通过对实测值的统计和分析来确定。

表 1-3 各月的 I_0 值^[1.7]

单位: W/m^2

| 月份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------|------|------|------|------|------|------|
| I_0 | 1405 | 1394 | 1378 | 1353 | 1334 | 1316 |
| 月份 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| I_0 | 1308 | 1315 | 1330 | 1350 | 1372 | 1392 |

下式引用了美国 ASHARE 提出的太阳辐射直射强度计算公式:

$$I_{\text{DN}} = A(CN) \exp(-B/\sin h) \quad (1-27)$$

式中, CN ——大气透明系数, 随地区而异。

比较式(1-23)和式(1-27), 两者的形式基本是一致的。但式(1-23)中的 $\exp(-KL)$ 随地点而异, 而式(1-27)中的 B 值不随地点而变化, 而用 CN 来考虑不同地点的大气透明情况。

A 、 B 的逐月值见表 1-4, A 的单位是 kW/m^2 , B 为无量纲数。

表 1-4 A 、 B 的逐月值^[1.7]

单位: kW/m^2

| 月份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| A | 1.230 | 1.213 | 1.186 | 1.135 | 1.104 | 1.088 |
| B | 0.142 | 0.144 | 0.156 | 0.180 | 0.196 | 0.205 |
| 月份 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| A | 1.085 | 1.107 | 1.152 | 1.192 | 1.220 | 1.233 |
| B | 0.207 | 0.201 | 0.177 | 0.160 | 0.149 | 0.142 |

根据 I_{DN} 即可算出与水平面成任意夹角的斜面接受的太阳直射强度^[1.5] I_{B} :

$$I_{\text{B}} = I_{\text{DN}} \cos \theta_{\text{T}} \quad (1-28)$$

式中, θ_{T} 为太阳直射光线与该表面法线间的夹角, 其计算见式(1-16)。

2. 太阳辐射的散射强度

太阳辐射到达地面以后有一部分被反射, 在大多数情况下, 这种反射属于漫反射, 加之天空散射, 构成对地面物体的总散射辐射强度^[1.5]:

$$I_{\text{D}} = I_{\text{ds}} + I_{\text{dg}} \quad (1-29)$$

式中, I_{D} ——总散射辐射强度, W/m^2 ;

I_{ds} ——天空散射强度, W/m^2 ;

I_{dg} ——地面反射辐射强度, W/m^2 。

天空辐射是一个相当复杂的问题, 迄今为止研究的还不够。ASHARE 推荐了如下公式:

$$I_{\text{D}} = CI_{\text{DN}} \quad (1-30)$$

式中, C ——一个随月份而异的无量纲数, 见表 1-5。

表 1-5 无量纲数 C 的逐月值^[1.7]

| 月份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| C | 0.058 | 0.060 | 0.071 | 0.097 | 0.121 | 0.134 |
| 月份 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| C | 0.136 | 0.122 | 0.092 | 0.073 | 0.063 | 0.057 |

对于垂直面或倾斜面, 在上式中需引入该面与天空的角系数 F_{s} :

$$I_{\text{ds}} = CI_{\text{DN}} F_{\text{s}} \quad (1-31)$$

用 F_{g} 表示该面与地面间的角系数, 则有

$$F_{\text{s}} = 1 - F_{\text{g}} \quad (1-32)$$

而 F_{g} 可用下式计算:

$$F_{\text{g}} = 0.5(1 - \cos S) \quad (1-33)$$

式中, S ——斜面的倾角。

地面反射辐射强度 I_{dg} 可用下式计算:

$$\begin{aligned} I_{\text{dg}} &= \rho_{\text{g}} F_{\text{g}} (CI_{\text{DN}} + I_{\text{DN}} \sin h) \\ &= \rho_{\text{g}} F_{\text{g}} I_{\text{DN}} (C + \sin h) \end{aligned} \quad (1-34)$$

式中, ρ_{g} ——地面反射率, 随地面情况和入射角(指太阳光线和地面法线间的夹角)而异, 见表 1-6^[1.5]。

表 1-6 不同地面的反射率

| 地 面 情 况 | 入 射 角 | | | | | |
|---------|-------|------|------|------|------|------|
| | 20° | 30° | 40° | 50° | 60° | 70° |
| 新混凝土 | 0.31 | 0.31 | 0.32 | 0.32 | 0.33 | 0.34 |
| 旧混凝土 | 0.22 | 0.22 | 0.22 | 0.23 | 0.23 | 0.25 |
| 绿草地 | 0.21 | 0.22 | 0.23 | 0.25 | 0.28 | 0.31 |
| 碎石 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| 沥青砾石屋顶 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.14 |
| 沥青停车场 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.12 |

3. 太阳辐射总辐射强度

由前面的计算结果即可得到任意平面接受的太阳总辐射强度 I_t ：

$$I_t = I_B + I_D = I_B + I_{ds} + I_{dg} \quad (1-35)$$

式(1-35)是晴天情况下的太阳总辐射强度,对于阴天或多云的天气,还需对其进行云层遮挡修正。云遮修正系数 C_c 与太阳高度角 α 、云量 C_q 和云类 C_T 有关。云量分 1~10 十种情况,表明天空被覆盖的程度。云类分 0,1 和 2 三种。0 代表卷云,属于太阳辐射最易透过的情况;1 代表层云,属于太阳辐射最不易透过的情况;2 代表 0~1 之间的情况^[1,5]。

因此,有云的天气地球表面的太阳辐射强度为

$$I_{tc} = I_t \cdot C_c \quad (1-36)$$

式中, I_{tc} ——透过云层投射到某一平面上的太阳辐射强度, kW/m^2 ;

C_c ——云遮修正系数,见表 1-7。

对于实际运行时的云类和云量,可通过逐时记录得到。

表 1-7 云遮修正系数 C_c

| 太阳高度角 $\alpha/(^{\circ})$ | 云类 C_T | 云量 C_q | | | | | | | | | |
|---------------------------|----------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| ≤ 45 | $\neq 0$ | 0.6 | 0.6 | 0.58 | 0.58 | 0.57 | 0.53 | 0.49 | 0.43 | 0.35 | 0.27 |
| ≤ 45 | $= 0$ | 0.84 | 0.83 | 0.83 | 0.82 | 0.80 | 0.79 | 0.74 | 0.67 | 0.60 | 0.49 |
| > 45 | $\neq 0$ | 0.88 | 0.88 | 0.88 | 0.87 | 0.85 | 0.83 | 0.79 | 0.73 | 0.61 | 0.46 |
| > 45 | $= 0$ | 1 | 1 | 1 | 1 | 0.99 | 0.98 | 0.95 | 0.90 | 0.84 | 0.74 |

由于云类以及云量很难确定,并且每天、每个地区云的遮盖情况都不一样,这使得阴天时的太阳辐射强度很难确定。考虑到天气变化的规律性,根据《民用建筑

热工设计规范》比较整理出采暖期的天气系数 C_w ：

$$C_w = I_{\text{tc},w} / I_{\text{tq}} \quad (1-37)$$

式中, $I_{\text{tc},w}$ ——考虑阴天情况下的南向垂直面采暖期平均日总辐射量, W/m^2 ；

I_{tq} ——全按晴天计算的南向垂直面采暖期平均日总辐射量, W/m^2 。

北方主要城市的天气系数 C_w 见表 1-8。

表 1-8 北方主要城市的天气系数 C_w

| | 西安 | 兰州 | 北京 | 沈阳 | 乌鲁木齐 | 哈尔滨 |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 纬度/ $^{\circ}$ | 34.25 | 36.05 | 40 | 41.8 | 43.77 | 45.75 |
| 天气系数 C_w | 0.588 | 0.706 | 0.882 | 0.883 | 0.857 | 0.909 |

根据所在地区的纬度、所计算的季节、时间等气象参数,以及倾角,可以计算出该平面的太阳辐射强度。

4. 太阳辐射强度计算的应用

平面采光面无阴影影响最佳方位角的确定

对于全天无阴影遮盖的采光面而言,如果采光面的倾角固定,则必然存在一个能够获得全天最多太阳总辐射能的采光面最佳朝向,即最佳方位角。由于太阳总辐射中的散射部分与采光面的朝向无关,所以只需考查采光面上太阳直射辐射强度随采光面朝向的变化即可。由式(1-16)~式(1-28)可得投射到某一无阴影遮盖采光面的全天太阳直射辐射能量 E_D 的计算公式如下^[1,8]：

$$E_D = \int_{h_{s1}}^{h_{s2}} A(CN) \exp(-B/\sin h) (\cos h \cos \alpha \sin S \cos Z_c + \cos h \sin \alpha \sin S \sin Z_c + \sin h \cos S) dh_s \quad (1-38)$$

式中, h_{s1} ——当地太阳时日出时间；

h_{s2} ——当地太阳时日落时间。

假定该计算日内天空云况恒定,即 CN 值保持不变,为了求解 Z_c 的最佳值,将 E_D 对 Z_c 求导得到：

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_D}{\partial Z_c} &= A(CN) \cos Z_c \sin S \int_{h_{s1}}^{h_{s2}} \exp(-B/\sin h) (\cos h \sin \alpha) dh_s \\ &\quad - A(CN) \sin Z_c \sin S \int_{h_{s1}}^{h_{s2}} \exp(-B/\sin h) (\cos h \cos \alpha) dh_s \end{aligned} \quad (1-39)$$

由式(1-39)将积分变量 h_s 变为太阳时角 ω , 则有

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_D}{\partial Z_c} &= \frac{1}{15} A(CN) \cos Z_c \sin S \int_{\omega_1}^{\omega_2} \exp(-B/\sin h) (\cos h \sin \alpha) d\omega \\ &\quad - \frac{1}{15} A(CN) \sin Z_c \sin S \int_{\omega_1}^{\omega_2} \exp(-B/\sin h) (\cos h \cos \alpha) d\omega \end{aligned} \quad (1-40)$$

式中, ω_1 ——日出时间对应的太阳时角;

ω_2 ——日落时间对应的太阳时角。

由当地太阳时及太阳时角的定义,式(1-40)中的积分区间 $[\omega_1, \omega_2]$ 是关于原点的对称区间。由式(1-3)可知,太阳高度角的正弦 $\sin h$ 是太阳时角 ω 的偶函数。于是, $\exp(-B/\sin h)$ 也是太阳时角 ω 的偶函数。不难推导,太阳高度角的余弦 $\cos h$ 同样是太阳时角 ω 的偶函数。由式(1-8)可知,太阳方位角的正弦 $\sin \alpha$ 是太阳时角 ω 的奇函数。根据上述分析,由函数理论可知,式(1-40)等号右边的第一项中的积分结果为零,而第二项中的积分结果不为零。于是,令式(1-40)为零来求解 Z_c 最佳值,可得 $\sin Z_c$ 为零,即 Z_c 的最佳值为零。

从以上结果可以看出,对于倾角确定的采光面而言,若白天云况恒定,则最佳方位角为零度,即北半球的平面采光面朝向正南能获得白天最多的太阳能收益。由于最佳倾角的推导与地理位置有关,与计算日无关,所以最佳方位角的结论适用于任何地点、任何计算日。不难推导,假设以天为单位的任何时期内白天均为晴天,对北半球而言,对于一个月、一年等以天为单位的任何时期,采光面始终朝向正南能获得最多的太阳能收益^[1,5]。

采光面最佳倾角算例

以下为计算无阴影遮盖采光面逐月、每半月最佳倾角的算例。计算条件如下:

- (1) 计算地点位于哈尔滨,经度 126.63° ,纬度 45.75° ;
- (2) 采光面方位角为 0° ;
- (3) 采光面所处环境为旧水泥建筑;
- (4) 假设计算日皆为晴天,且采光面无阴影遮挡。

由此计算出年最佳倾角为 45.7° 。逐月最佳倾角 S_{opt} 计算结果及计算流程图如表 1-9 和图 1-17 所示^[1,5]。

表 1-9 逐月最佳倾角计算结果

| 月份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $S_{opt}/(^{\circ})$ | 69.96 | 62.23 | 48.87 | 32.70 | 17.93 | 10.9 |
| 月份 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| $S_{opt}/(^{\circ})$ | 14.41 | 27.77 | 43.95 | 58.71 | 68.56 | 72.07 |

若太阳投射到年最佳倾角采光面的月总能量为 E_y ,投射到月最佳倾角采光面的月总能量为 E_m ,其收益差 δ 的百分比可按下式计算:

$$\delta = \frac{E_m - E_y}{E_y} \times 100\% \quad (1-41)$$