

辐射大气透过率对光电系统(跟踪系统、搜索系统、警戒系统和热成像系统等)的设计、性能和评价等具有重要影响。大气透过率对气象卫星光学遥感仪器的通道选择和气象卫星遥感的资料反演等民用工作也是至关重要的参数。大气窗口在气象卫星成像遥感工作中更为重要,利用它可得到表面温度、云图,也可用于监测火情和水情等。本章的主要目的是以红外辐射为例(延伸至可见光和近紫外),探讨大气中影响辐射传输的现象,并研究这些现象对系统性能影响的计算方法——大气透过率的工程理论计算方法,以及提供计算所需的一些基本资料。

红外辐射与物质相互作用的一个重要领域,就是红外辐射在气体、液体和固体等媒质中传播时发生的各种现象。其中包括:因媒质的吸收和散射效应引起的辐射衰减;在不同媒质交界面上引起入射辐射的反射与折射,甚至改变辐射的偏振;因不同波长辐射在媒质中传播速度不同而出现色散现象;若媒质的光学性质有随机起伏(如大气湍流),还会引起更复杂的现象。如此种种,辐射在其他波谱区虽有某些共性,但在红外谱区有许多值得研究的特殊机理和规律。从实用的观点看,研究红外辐射在(不同)媒质中的传播特性,具有十分重要的意义。它不仅指明某些红外技术与红外材料应用的可能性,而且也为红外系统的工程设计、系统性能评价、红外光学元件的研究和红外辐射度量等,提供必要的理论基础和实验依据。

对于辐射大气透过率的计算,以往的计算方法要么有一定的局限性,没有综合考虑高度修正、倾斜路程以及与大气衰减有关的因素,给系统设计和评价带来了一定的误差;要么需要提供太多参数,给实际使用带来不便,尤其是对非专业人员的使用带来较大困难。因此,建立有效、完整且便于工程应用的大气光谱透过率、平均透过率、积分透过率的模型与计算方法是必要的。

本章在介绍地球大气的组成与结构及其辐射吸收作用、大气衰减与透过率、大气中辐射衰减的物理基础、大气透过率数据表的基础上,分析海平面上大气气体的分子吸收、不同高度时的分子吸收修正问题、大气分子与微粒的散射、与气象条件(云、雾、雨、雪)有关的散射与衰减。接着,给出平均透过率与积分透过率的计算方法。然后,给出工程理论计算示例。最后,简要研讨辐射在湍流大气中的传输以及激光辐射与部分相干辐射在大气中的传输,并对几种大气辐射传输计算软件进行比较分析。

3.1 地球大气的组成与结构及其辐射吸收作用

通过分析地球大气的组成,以及大气层各层的特点,可以明晰辐射大气传输特性和规律,了解辐射吸收效应,尤其是对不同波段的具体大气窗口的情况,这将是光电系统的分析、设计和使用等诸多方面的基础。

3.1.1 地球大气的组成

大气由多种气体——氮(N₂)、氧(O₂)、水蒸气(H₂O)、二氧化碳(CO₂)、甲烷(CH₄)、一氧化碳(CO)、臭氧(O₃)、一氧化二氮(N₂O)(不稳定,遇光、湿或热变成二氧化氮(NO₂)及一氧化氮(NO),一氧化氮又变为二氧化氮)等,以及悬浮在大气之中的一些液体和固体的粒子组成(这些各种各样的悬浮粒子被称为“气溶胶”粒子)。大气的主要成分是氮(体积比约为78%)和氧(体积比约为20%)。水蒸气约占总量的1%,二氧化碳只占0.03%~0.05%。

在低层大气中,按气体组成百分比的变化程度,可分为不变气体和可变气体两部分。所谓不变气体是指那些组成百分比不随时间、空间而变的气体,主要有氮(N₂)、氧(O₂)和氩(Ar)等。所谓可变气体是指组成百分比随时间、空间而变的气体,主要有水蒸气(H₂O)、二氧化碳(CO₂)和臭氧(O₃)等。如果把大气中的水汽和气溶胶粒子除去,这样的大气常被称为干洁大气。在80km以下的干洁大气,其组成百分比基本保持不变。

表3.1列出了低层干洁大气的组成百分比的数字。从表中可以看到,N₂、O₂及Ar的总含量占整个大气的99.97%,其余的稀有气体如Ne、He、Kr、Xe、H₂等,总和不超过0.03%。二氧化碳在表中列为不变气体,但实际上从工业革命以来,因化石燃料的燃烧而一直在慢慢地增加。

表 3.1 海平面大气成分表

气 体	分 子 量	容积百分比/%
氮(N ₂)	28.0134	78.084
氧(O ₂)	31.9988	20.9476
氩(Ar)	39.948	0.934
二氧化碳(CO ₂)	44.009 95	0.0322 ^①
氖(Ne)	20.183	0.001 818
氦(He)	4.0026	0.000 524
氪(Kr)	83.80	0.000 114
氢(H ₂)	2.015 94	0.000 05
氙(Xe)	131.30	0.000 008 7
甲烷(CH ₄)	16.043	0.000 16
一氧化二氮(N ₂ O)	44	0.000 028
一氧化碳(CO)	28	0.000 007 5

① 据报道,此值目前已达到0.034,甚至以上。

实测表明,在高度 z 小于80km的大气层中,干洁大气组成百分比保持不变。若要计算80km以下某种成分的数密度 n_0 时,可按下式计算:

$$n_i = F_i N (z < 80\text{km}) \quad (3.1)$$

式中, F_i 为第 i 种气体成分在海平面大气中的容积百分比, N 为所研究高度上的大气总数密度, N 可参见表3.2。

在表3.2中同时列出了1000km以下的标准大气的主要参数温度、压力及密度随高度的变化。在表3.2中所谓的标准大气,是一种理想的、中纬度的在太阳黑子最多和最少活动范围内的年平均状况下的大气模型。所搜集的热带、中纬度夏季、中纬度冬季、北极夏季和北极冬季的五种大气模型在100km以下的数据库(见表3.3),可供计算不同纬度、季节时的大气光学特性的需要。在使用这些模式大气进行应用分析时,应注意这些模式大气只考虑纬度变化的地理特征,而没有考虑经度上的变化。实际上,不同纬度、不同季节的大气会有一定的变化。

表 3.2 标准大气的参数随高度的变化表

高度 z/m	温度 T/K	压 力		密 度		分子数密度 N/m^{-3}
		p/Pa	p/p_0	$\rho/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	ρ/ρ_0	
0	288.150	1.0133×10^5	1.0000	1.2250	1.0000	2.5470×10^{25}
100	287.500	1.0012×10^5	9.8820×10^{-1}	1.2133	9.9044×10^{-1}	2.5226×10^{25}
200	286.850	9.8945×10^4	9.7651×10^{-1}	1.2017	9.8094×10^{-1}	2.4984×10^{25}
300	286.200	9.7772×10^4	9.6494×10^{-1}	1.1901	9.7152×10^{-1}	2.4744×10^{25}
400	285.550	9.6611×10^4	9.5348×10^{-1}	1.1786	9.6216×10^{-1}	2.4506×10^{25}
500	284.900	9.5461×10^4	9.4212×10^{-1}	1.1673	9.5288×10^{-1}	2.4269×10^{25}
600	284.250	9.4322×10^4	9.3088×10^{-1}	1.1560	9.4366×10^{-1}	2.4035×10^{25}
700	283.601	9.3194×10^4	9.1975×10^{-1}	1.1448	9.3451×10^{-1}	2.3802×10^{25}
800	282.951	9.2077×10^4	9.0873×10^{-1}	1.1337	9.2543×10^{-1}	2.3571×10^{25}
900	282.301	9.0971×10^4	8.9781×10^{-1}	1.1226	9.1642×10^{-1}	2.3341×10^{25}
1000	281.651	8.9876×10^4	8.8700×10^{-1}	1.1117	9.0748×10^{-1}	2.3113×10^{25}
1100	281.001	8.8791×10^4	8.7630×10^{-1}	1.1008	8.9860×10^{-1}	2.2887×10^{25}
1200	280.351	8.7717×10^4	8.6570×10^{-1}	1.0900	8.8979×10^{-1}	2.2663×10^{25}
1300	279.702	8.6654×10^4	8.5521×10^{-1}	1.0793	8.8105×10^{-1}	2.2440×10^{25}
1400	279.052	8.5602×10^4	8.4482×10^{-1}	1.0687	8.7237×10^{-1}	2.2219×10^{25}
1500	278.402	8.4559×10^4	8.3453×10^{-1}	1.0581	8.6376×10^{-1}	2.2000×10^{25}
1600	277.753	8.3527×10^4	8.2435×10^{-1}	1.0476	8.5521×10^{-1}	2.1782×10^{25}
1700	277.103	8.2505×10^4	8.1427×10^{-1}	1.0372	8.4673×10^{-1}	2.1566×10^{25}
1800	276.453	8.1494×10^4	8.0428×10^{-1}	1.0269	8.3832×10^{-1}	2.1352×10^{25}
1900	275.804	8.0492×10^4	7.9440×10^{-1}	1.0167	8.2996×10^{-1}	2.1139×10^{25}
2000	275.154	7.9500×10^4	7.8461×10^{-1}	1.0066	8.2168×10^{-1}	2.0920×10^{25}
2200	273.855	7.7548×10^4	7.6534×10^{-1}	9.8648×10^{-1}	8.0529×10^{-1}	2.0511×10^{25}
2400	272.556	7.5634×10^4	7.4645×10^{-1}	9.6672×10^{-1}	7.8916×10^{-1}	2.0100×10^{25}
2600	271.257	7.3758×10^4	7.2794×10^{-1}	9.4726×10^{-1}	7.7328×10^{-1}	1.9695×10^{25}
2800	269.958	7.1921×10^4	7.0980×10^{-1}	9.2811×10^{-1}	7.5764×10^{-1}	1.9297×10^{25}
3000	268.659	7.0121×10^4	6.9204×10^{-1}	9.0925×10^{-1}	7.4225×10^{-1}	1.8905×10^{25}
3200	267.360	6.8357×10^4	6.7463×10^{-1}	8.9069×10^{-1}	7.2710×10^{-1}	1.8519×10^{25}
3400	266.062	6.6630×10^4	6.5759×10^{-1}	8.7243×10^{-1}	7.1219×10^{-1}	1.8139×10^{25}
3600	264.763	6.4939×10^4	6.4089×10^{-1}	8.5445×10^{-1}	6.9751×10^{-1}	1.7765×10^{25}
3800	263.465	6.3282×10^4	6.2454×10^{-1}	8.3676×10^{-1}	6.8307×10^{-1}	1.7398×10^{25}
4000	262.166	6.1660×10^4	6.0854×10^{-1}	8.1935×10^{-1}	6.6885×10^{-1}	1.7036×10^{25}
4200	260.868	6.0072×10^4	5.9286×10^{-1}	8.0222×10^{-1}	6.5487×10^{-1}	1.6679×10^{25}
4400	259.570	5.8517×10^4	5.7752×10^{-1}	7.8536×10^{-1}	6.4111×10^{-1}	1.6329×10^{25}
4600	258.272	5.6995×10^4	5.6250×10^{-1}	7.6878×10^{-1}	6.2758×10^{-1}	1.5984×10^{25}
4800	256.974	5.5506×10^4	5.4780×10^{-1}	7.5247×10^{-1}	6.1426×10^{-1}	1.5643×10^{25}
5000	255.676	5.4048×10^4	5.3341×10^{-1}	7.3643×10^{-1}	6.0117×10^{-1}	1.5312×10^{25}
5200	254.378	5.2621×10^4	5.1933×10^{-1}	7.2065×10^{-1}	5.8829×10^{-1}	1.4983×10^{25}
5400	253.080	5.1225×10^4	5.0556×10^{-1}	7.0513×10^{-1}	5.7562×10^{-1}	1.4661×10^{25}
5600	251.782	4.9860×10^4	4.9208×10^{-1}	6.8987×10^{-1}	5.6316×10^{-1}	1.4344×10^{25}
5800	250.484	4.8524×10^4	4.7889×10^{-1}	6.7487×10^{-1}	5.5091×10^{-1}	1.4032×10^{25}
6000	249.187	4.7217×10^4	4.6600×10^{-1}	6.6011×10^{-1}	5.3887×10^{-1}	1.3725×10^{25}

续表

高度 z/m	温度 T/K	压 力		密 度		分子数密度 N/m^{-3}
		p/Pa	p/p_0	$\rho/(kg \cdot m^{-3})$	ρ/ρ_0	
6500	245.943	4.4075×10^4	4.3499×10^{-1}	6.2431×10^{-1}	5.0946×10^{-1}	1.2981×10^{25}
7000	242.700	4.1105×10^4	4.0567×10^{-1}	5.9002×10^{-1}	4.8165×10^{-1}	1.2267×10^{25}
7500	239.457	3.8299×10^4	3.7798×10^{-1}	5.5719×10^{-1}	4.5485×10^{-1}	1.1585×10^{25}
8000	236.215	3.5651×10^4	3.5185×10^{-1}	5.2579×10^{-1}	4.2921×10^{-1}	1.0932×10^{25}
8500	232.974	3.3154×10^4	3.2720×10^{-1}	4.9576×10^{-1}	4.0470×10^{-1}	1.0308×10^{25}
9000	229.733	3.0800×10^4	3.0397×10^{-1}	4.6706×10^{-1}	3.8128×10^{-1}	9.7110×10^{24}
9500	226.492	2.8584×10^4	2.8210×10^{-1}	4.3966×10^{-1}	3.5891×10^{-1}	9.1413×10^{24}
10 000	223.252	2.6499×10^4	2.6153×10^{-1}	4.1351×10^{-1}	3.3756×10^{-1}	8.5976×10^{24}
11 000	216.774	2.2699×10^4	2.2403×10^{-1}	3.6480×10^{-1}	2.9780×10^{-1}	7.5848×10^{24}
12 000	216.650	1.9399×10^4	1.9145×10^{-1}	3.1194×10^{-1}	2.5464×10^{-1}	6.4857×10^{24}
13 000	216.650	1.6579×10^4	1.6302×10^{-1}	2.6660×10^{-1}	2.1763×10^{-1}	5.5430×10^{24}
14 000	216.650	1.4170×10^4	1.3985×10^{-1}	2.2786×10^{-1}	1.8601×10^{-1}	4.7375×10^{24}
15 000	216.650	1.2111×10^4	1.1953×10^{-1}	1.9476×10^{-1}	1.5898×10^{-1}	4.0493×10^{24}
16 000	216.650	1.0352×10^4	1.0217×10^{-1}	1.6647×10^{-1}	1.3589×10^{-1}	3.4612×10^{24}
17 000	216.650	8.8497×10^3	8.7340×10^{-2}	1.4230×10^{-1}	1.1616×10^{-1}	2.9587×10^{24}
18 000	216.650	7.5652×10^3	7.4663×10^{-2}	1.2165×10^{-1}	9.9304×10^{-2}	2.5292×10^{24}
19 000	216.650	6.4674×10^3	6.3829×10^{-2}	1.0400×10^{-1}	8.4894×10^{-2}	2.1622×10^{24}
20 000	216.650	5.5293×10^3	5.4570×10^{-2}	8.8910×10^{-2}	7.2580×10^{-2}	1.8486×10^{24}
21 000	217.581	4.7289×10^3	4.6671×10^{-2}	7.5715×10^{-2}	6.1808×10^{-2}	1.5742×10^{24}
22 000	218.574	4.0475×10^3	3.9945×10^{-2}	6.4510×10^{-2}	5.2661×10^{-2}	1.3413×10^{24}
23 000	219.567	3.4668×10^3	3.4215×10^{-2}	5.5006×10^{-2}	4.4903×10^{-2}	1.1437×10^{24}
24 000	220.560	2.9717×10^3	2.9328×10^{-2}	4.6938×10^{-2}	3.8317×10^{-2}	9.7591×10^{23}
25 000	221.552	2.5492×10^3	2.5158×10^{-2}	4.0084×10^{-2}	3.2722×10^{-2}	8.3341×10^{23}
26 000	222.544	2.1883×10^3	2.1597×10^{-2}	3.4257×10^{-2}	2.7965×10^{-2}	7.1225×10^{23}
27 000	223.536	1.8799×10^3	1.8553×10^{-2}	2.9298×10^{-2}	2.3917×10^{-2}	6.0916×10^{23}
28 000	224.527	1.6161×10^3	1.5950×10^{-2}	2.5076×10^{-2}	2.0470×10^{-2}	5.2138×10^{23}
29 000	225.518	1.3904×10^3	1.3722×10^{-2}	2.1478×10^{-2}	1.7533×10^{-2}	4.4657×10^{23}
30 000	226.509	1.1970×10^3	1.1813×10^{-2}	1.8410×10^{-2}	1.5029×10^{-2}	3.8278×10^{23}
32 000	228.490	8.8906×10^2	6.6685×10^{-3}	1.3555×10^{-2}	1.1065×10^{-2}	2.8183×10^{23}
34 000	233.743	6.6341×10^2	6.5473×10^{-3}	9.8874×10^{-3}	8.0714×10^{-3}	2.0558×10^{23}
36 000	239.282	4.9582×10^2	4.9200×10^{-3}	7.2579×10^{-3}	5.9248×10^{-3}	1.5090×10^{23}
38 000	244.818	3.7713×10^2	3.7220×10^{-3}	5.3666×10^{-3}	4.3809×10^{-3}	1.1158×10^{23}
40 000	250.350	2.8714×10^2	2.8338×10^{-3}	3.9957×10^{-3}	3.2618×10^{-3}	8.3077×10^{22}
42 000	255.878	2.1996×10^2	2.1709×10^{-3}	2.9948×10^{-3}	2.4447×10^{-3}	6.2266×10^{22}
44 000	261.403	1.6949×10^2	1.6728×10^{-3}	2.2589×10^{-3}	1.8440×10^{-3}	4.6965×10^{22}
46 000	266.925	1.3134×10^2	1.2962×10^{-3}	1.7142×10^{-3}	1.3993×10^{-3}	3.5640×10^{22}
48 000	270.650	1.0229×10^2	1.0095×10^{-3}	1.3167×10^{-3}	1.0749×10^{-3}	2.7376×10^{22}
50 000	270.650	7.9779×10	7.8735×10^{-4}	1.0269×10^{-3}	8.3827×10^{-4}	2.1351×10^{22}
55 000	260.771	4.2525×10	4.1969×10^{-4}	5.6810×10^{-4}	4.6376×10^{-4}	1.1812×10^{22}
60 000	247.021	2.1958×10	2.1671×10^{-4}	3.0968×10^{-4}	2.5280×10^{-4}	6.4387×10^{21}
65 000	233.292	1.0929×10	1.0786×10^{-4}	1.6321×10^{-4}	1.3323×10^{-4}	3.3934×10^{21}

续表

高度 z/m	温度 T/K	压 力		密 度		分子数密度 N/m^{-3}
		p/Pa	p/p_0	$\rho/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	ρ/ρ_0	
70 000	219.585	5.2209	5.1526×10^{-5}	8.2829×10^{-5}	6.7616×10^{-5}	1.7222×10^{21}
75 000	208.399	2.3881	2.3569×10^{-5}	3.9921×10^{-5}	3.2589×10^{-5}	8.3003×10^{20}
80 000	198.639	1.0524	1.0387×10^{-5}	1.8458×10^{-5}	1.5868×10^{-5}	3.8378×10^{20}
85 000	188.893	4.4568×10^{-1}	4.3985×10^{-6}	8.2196×10^{-6}	6.7099×10^{-6}	1.7090×10^{20}
90 000	186.87	1.8359×10^{-1}	1.8119×10^{-6}	3.416×10^{-6}	2.789×10^{-6}	7.116×10^{19}
95 000	188.42	7.5966×10^{-2}	7.4973×10^{-7}	1.393×10^{-6}	1.137×10^{-6}	2.920×10^{19}
100 000	195.08	3.2011×10^{-2}	3.1593×10^{-7}	5.604×10^{-7}	4.575×10^{-7}	1.189×10^{19}
110 000	240.00	7.1042×10^{-3}	7.0113×10^{-8}	9.708×10^{-8}	7.925×10^{-8}	2.144×10^{18}
120 000	360.00	2.5382×10^{-3}	2.5050×10^{-8}	2.222×10^{-8}	1.814×10^{-8}	5.107×10^{17}
130 000	469.27	1.2505×10	1.2341×10^{-8}	8.152×10^{-9}	6.655×10^{-9}	1.930×10^{17}
140 000	559.63	7.2028×10^{-4}	7.1087×10^{-9}	3.831×10^{-9}	3.128×10^{-9}	9.322×10^{16}
150 000	634.39	4.5422×10^{-4}	4.4828×10^{-9}	2.076×10^{-9}	1.694×10^{-9}	5.186×10^{16}
160 000	696.29	3.0395×10^{-4}	2.9997×10^{-9}	1.233×10^{-9}	1.007×10^{-9}	3.162×10^{16}
170 000	747.57	2.1210×10^{-4}	2.0933×10^{-9}	7.815×10^{-10}	6.380×10^{-10}	2.055×10^{16}
180 000	790.07	1.5271×10^{-4}	1.5072×10^{-9}	5.194×10^{-10}	4.240×10^{-10}	1.400×10^{16}
190 000	825.31	1.1266×10^{-4}	1.1118×10^{-9}	3.581×10^{-10}	2.923×10^{-10}	9.887×10^{15}
200 000	854.56	8.4736×10^{-5}	8.3628×10^{-10}	2.541×10^{-10}	2.074×10^{-10}	7.152×10^{15}
210 000	878.84	6.4576×10^{-5}	6.3910×10^{-10}	1.846×10^{-10}	1.507×10^{-10}	5.337×10^{15}
220 000	899.01	5.0149×10^{-5}	4.9494×10^{-10}	1.367×10^{-10}	1.116×10^{-10}	4.040×10^{15}
230 000	915.78	3.9276×10^{-5}	3.8763×10^{-10}	1.029×10^{-10}	8.402×10^{-11}	3.106×10^{15}
240 000	929.73	3.1059×10^{-5}	3.0653×10^{-10}	7.858×10^{-11}	6.415×10^{-11}	2.420×10^{15}
250 000	941.33	2.4767×10^{-5}	2.4443×10^{-10}	6.073×10^{-11}	4.957×10^{-11}	1.906×10^{15}
260 000	950.99	1.9894×10^{-5}	1.9634×10^{-10}	4.742×10^{-11}	3.871×10^{-11}	1.515×10^{15}
270 000	959.04	1.6083×10^{-5}	1.5872×10^{-10}	3.738×10^{-11}	3.052×10^{-11}	1.215×10^{15}
280 000	965.75	1.3076×10^{-5}	1.2905×10^{-10}	2.971×10^{-11}	2.429×10^{-11}	9.807×10^{14}
290 000	971.34	1.0685×10^{-5}	1.0545×10^{-10}	2.378×10^{-11}	1.941×10^{-11}	7.967×10^{14}
300 000	976.01	8.7704×10^{-6}	8.6557×10^{-11}	1.916×10^{-11}	1.564×10^{-11}	6.509×10^{14}
320 000	983.16	5.9796×10^{-6}	5.9014×10^{-11}	1.264×10^{-11}	1.032×10^{-11}	4.405×10^{14}
340 000	988.15	4.1320×10^{-6}	4.0779×10^{-11}	8.503×10^{-12}	6.941×10^{-12}	3.029×10^{14}
360 000	991.65	2.8878×10^{-6}	2.8501×10^{-11}	5.605×10^{-12}	4.739×10^{-12}	2.109×10^{14}
380 000	994.10	2.0384×10^{-6}	2.0117×10^{-11}	4.013×10^{-12}	3.276×10^{-12}	1.485×10^{14}
400 000	995.83	1.4518×10^{-6}	1.4328×10^{-11}	2.803×10^{-12}	2.288×10^{-12}	1.056×10^{14}
420 000	997.04	1.0427×10^{-6}	1.0219×10^{-11}	1.975×10^{-12}	1.612×10^{-12}	7.575×10^{13}
440 000	997.90	7.5517×10^{-7}	7.4529×10^{-12}	1.402×10^{-12}	1.144×10^{-12}	5.481×10^{13}
460 000	998.50	5.5155×10^{-7}	5.4434×10^{-12}	1.002×10^{-12}	8.180×10^{-13}	4.001×10^{13}
480 000	98.93	4.0642×10^{-7}	4.0111×10^{-12}	7.208×10^{-13}	5.884×10^{-13}	2.947×10^{13}
500 000	999.24	3.0236×10^{-7}	2.9840×10^{-12}	5.215×10^{-13}	4.257×10^{-13}	2.192×10^{13}
550 000	999.67	1.5137×10^{-7}	1.4939×10^{-12}	2.384×10^{-13}	1.946×10^{-13}	1.007×10^{13}
600 000	999.85	8.2130×10^{-8}	8.1056×10^{-13}	1.137×10^{-13}	9.279×10^{-14}	5.950×10^{12}
650 000	999.93	4.8865×10^{-8}	4.8226×10^{-13}	5.712×10^{-14}	4.663×10^{-14}	3.540×10^{12}
700 000	999.97	3.1908×10^{-8}	3.1491×10^{-13}	3.070×10^{-14}	2.506×10^{-14}	2.311×10^{12}

续表

高度 z/m	温度 T/K	压 力		密 度		分子数密度 N/m^{-3}
		p/Pa	p/p_0	$\rho/(kg \cdot m^{-3})$	ρ/ρ_0	
750 000	999.99	2.2599×10^{-8}	2.2303×10^{-13}	1.788×10^{-14}	1.460×10^{-14}	1.637×10^{12}
800 000	999.99	1.7036×10^{-8}	1.6813×10^{-13}	1.136×10^{-14}	9.272×10^{-15}	1.234×10^{12}
850 000	1000.00	1.3415×10^{-8}	1.3240×10^{-13}	7.824×10^{-15}	6.387×10^{-15}	9.717×10^{11}
900 000	1000.00	1.0873×10^{-8}	1.0731×10^{-13}	5.759×10^{-15}	4.701×10^{-15}	7.876×10^{11}
950 000	1000.00	8.9816×10^{-9}	8.8642×10^{-14}	4.453×10^{-15}	6.635×10^{-15}	6.505×10^{11}
1 000 000	1000.00	7.5138×10^{-9}	7.4155×10^{-14}	3.561×10^{-15}	2.907×10^{-15}	5.442×10^{11}

表 3.3 计算大气光学特性的五种大气模型

热 带					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/($g \cdot m^{-3}$)	水汽密度/($g \cdot m^{-3}$)	臭氧密度/($g \cdot m^{-3}$)
0	1.013×10^5	299.7	1.178×10^3	1.9×10	5.6×10^{-5}
1	9.040×10^4	294.7	1.073×10^3	1.3×10	5.6×10^{-5}
2	8.050×10^4	287.7	9.754×10^2	9.3	5.4×10^{-5}
3	7.150×10^4	283.7	8.787×10^2	4.7	5.1×10^{-5}
4	6.330×10^4	277.0	7.964×10^2	2.2	4.7×10^{-5}
5	5.590×10^4	270.3	7.209×10^2	1.5	4.5×10^{-5}
6	4.920×10^4	263.6	6.507×10^2	8.5×10^{-1}	4.3×10^{-5}
7	4.320×10^4	257.0	5.858×10^2	4.7×10^{-1}	4.1×10^{-5}
8	3.780×10^4	250.3	5.266×10^2	2.5×10^{-1}	3.9×10^{-5}
9	3.290×10^4	243.6	4.708×10^2	1.2×10^{-1}	3.9×10^{-5}
10	2.860×10^4	237.0	4.202×10^2	5.0×10^{-2}	3.9×10^{-5}
11	2.470×10^4	230.1	3.740×10^2	1.7×10^{-2}	4.1×10^{-5}
12	2.130×10^4	223.6	3.320×10^2	6.0×10^{-3}	4.3×10^{-5}
13	1.820×10^4	217.0	2.929×10^2	1.8×10^{-3}	4.5×10^{-5}
14	1.560×10^4	210.3	2.586×10^2	1.0×10^{-3}	4.5×10^{-5}
15	1.320×10^4	203.7	2.259×10^2	5.6×10^{-4}	4.7×10^{-5}
16	1.110×10^4	197.0	1.964×10^2	3.7×10^{-4}	4.7×10^{-5}
17	9.370×10^3	194.8	1.677×10^2	3.0×10^{-4}	6.9×10^{-5}
18	7.890×10^3	198.8	1.384×10^2	2.4×10^{-4}	1.1×10^{-4}
19	6.660×10^3	202.7	1.145×10^2	1.9×10^{-4}	1.8×10^{-4}
20	5.650×10^3	206.7	9.527×10	1.5×10^{-4}	2.2×10^{-4}
21	4.800×10^3	210.7	7.940×10	1.3×10^{-4}	2.4×10^{-4}
22	4.090×10^3	214.6	6.642×10	1.2×10^{-4}	2.6×10^{-4}
23	3.500×10^3	217.0	5.622×10	1.0×10^{-4}	3.2×10^{-4}
24	3.000×10^3	219.2	4.771×10	9.5×10^{-5}	3.4×10^{-4}
25	2.570×10^3	221.4	4.046×10	8.2×10^{-5}	3.6×10^{-4}
30	1.220×10^3	232.3	1.831×10	4.6×10^{-5}	2.8×10^{-4}
35	6.000×10^2	243.1	8.604	2.5×10^{-5}	1.4×10^{-4}
40	3.050×10^2	254.0	4.186	1.4×10^{-5}	5.2×10^{-5}
45	1.590×10^2	264.8	2.093	7.4×10^{-6}	1.6×10^{-5}
50	8.540×10	270.2	1.102	4.1×10^{-6}	5.1×10^{-6}
70	5.800	218.9	9.234×10^{-2}	2.6×10^{-7}	4.6×10^{-8}
100	2.890×10^{-2}	190.7	5.281×10^{-4}	1.3×10^{-10}	3.5×10^{-10}

续表

中纬度夏季					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
0	1.013×10 ⁵	294.2	1.200×10 ³	1.4×10	6.0×10 ⁻⁵
1	9.020×10 ⁴	289.7	1.085×10 ³	9.3	6.0×10 ⁻⁵
2	8.020×10 ⁴	285.2	9.802×10 ²	5.9	6.0×10 ⁻⁵
3	7.100×10 ⁴	279.2	8.864×10 ²	3.3	6.2×10 ⁻⁵
4	6.280×10 ⁴	273.2	8.013×10 ²	1.9	6.4×10 ⁻⁵
5	5.540×10 ⁴	267.2	7.229×10 ²	1.0	6.6×10 ⁻⁵
6	4.870×10 ⁴	261.2	6.498×10 ²	6.1×10 ⁻¹	6.9×10 ⁻⁵
7	4.260×10 ⁴	254.7	5.829×10 ²	3.7×10 ⁻¹	7.5×10 ⁻⁵
8	3.720×10 ⁴	248.2	5.223×10 ²	2.1×10 ⁻¹	7.9×10 ⁻⁵
9	3.240×10 ⁴	241.7	4.673×10 ²	1.2×10 ⁻¹	8.6×10 ⁻⁵
10	2.810×10 ⁴	235.3	4.163×10 ²	6.4×10 ⁻²	9.0×10 ⁻⁵
11	2.430×10 ⁴	228.8	3.702×10 ²	2.2×10 ⁻²	1.1×10 ⁻⁴
12	2.090×10 ⁴	222.3	3.277×10 ²	6.0×10 ⁻³	1.2×10 ⁻⁴
13	1.790×10 ⁴	215.8	2.891×10 ²	1.4×10 ⁻³	1.4×10 ⁻⁴
14	1.530×10 ⁴	215.7	2.473×10 ²	7.7×10 ⁻⁴	1.8×10 ⁻⁴
15	1.300×10 ⁴	215.7	2.101×10 ²	4.4×10 ⁻⁴	1.7×10 ⁻⁴
16	1.110×10 ⁴	215.7	1.794×10 ²	3.7×10 ⁻⁴	1.8×10 ⁻⁴
17	9.500×10 ³	215.7	1.535×10 ²	3.1×10 ⁻⁴	1.8×10 ⁻⁴
18	8.120×10 ³	216.8	1.306×10 ²	2.6×10 ⁻⁴	2.2×10 ⁻⁴
19	6.950×10 ³	217.9	1.112×10 ²	2.2×10 ⁻⁴	2.8×10 ⁻⁴
20	5.950×10 ³	219.2	9.460×10	1.9×10 ⁻⁴	3.1×10 ⁻⁴
21	5.100×10 ³	220.4	8.065×10	1.7×10 ⁻⁴	3.2×10 ⁻⁴
22	4.370×10 ³	221.6	6.873×10	1.5×10 ⁻⁴	3.3×10 ⁻⁴
23	3.760×10 ³	222.8	5.882×10	1.4×10 ⁻⁴	3.3×10 ⁻⁴
24	3.220×10 ³	223.9	5.011×10	1.2×10 ⁻⁴	3.3×10 ⁻⁴
25	2.770×10 ³	225.1	4.290×10	1.1×10 ⁻⁴	3.4×10 ⁻⁴
30	1.320×10 ³	233.7	1.969×10	5.8×10 ⁻⁵	2.3×10 ⁻⁴
35	6.520×10 ²	245.2	9.268	2.9×10 ⁻⁵	1.4×10 ⁻⁴
40	3.330×10 ²	257.5	4.508	1.4×10 ⁻⁵	5.6×10 ⁻⁵
45	1.760×10 ²	269.9	2.273	7.7×10 ⁻⁶	1.7×10 ⁻⁵
50	9.510×10	275.7	1.202	4.1×10 ⁻⁶	5.6×10 ⁻⁶
70	6.710	218.1	1.071×10 ⁻¹	2.5×10 ⁻⁷	7.1×10 ⁻⁸
100	2.580×10 ⁻²	190.5	4.721×10 ⁻⁴	1.2×10 ⁻¹⁰	3.1×10 ⁻¹⁰

中纬度冬季

高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
0	1.108×10 ⁵	272.2	1.301×10 ³	3.5	6.0×10 ⁻⁵
1	8.973×10 ⁴	268.7	1.162×10 ³	2.5	5.4×10 ⁻⁵
2	7.897×10 ⁴	265.2	1.037×10 ³	1.8	4.9×10 ⁻⁵
3	6.938×10 ⁴	261.7	9.244×10 ²	1.2	4.9×10 ⁻⁵
4	6.081×10 ⁴	255.7	8.291×10 ²	6.6×10 ⁻¹	4.9×10 ⁻⁵
5	5.313×10 ⁴	249.7	7.411×10 ²	3.8×10 ⁻¹	5.8×10 ⁻⁵
6	4.627×10 ⁴	243.7	6.614×10 ²	2.1×10 ⁻¹	6.4×10 ⁻⁵

续表

中纬度冬季					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
7	4.016×10 ⁴	237.7	5.892×10 ²	8.5×10 ⁻²	7.7×10 ⁻⁵
8	3.473×10 ⁴	231.7	5.222×10 ²	3.5×10 ⁻²	9.0×10 ⁻⁵
9	2.993×10 ⁴	225.7	4.623×10 ²	1.6×10 ⁻²	1.2×10 ⁻⁴
10	2.568×10 ⁴	219.7	4.072×10 ²	7.5×10 ⁻³	1.6×10 ⁻⁴
11	2.199×10 ⁴	219.2	3.497×10 ²	2.2×10 ⁻³	2.1×10 ⁻⁴
12	1.882×10 ⁴	218.7	3.000×10 ²	1.1×10 ⁻³	2.6×10 ⁻⁴
13	1.611×10 ⁴	218.2	2.574×10 ²	8.0×10 ⁻⁴	3.0×10 ⁻⁴
14	1.378×10 ⁴	217.7	2.207×10 ²	6.6×10 ⁻⁴	2.9×10 ⁻⁴
15	1.178×10 ⁴	217.2	1.891×10 ²	5.5×10 ⁻⁴	2.8×10 ⁻⁴
16	1.007×10 ⁴	216.7	1.620×10 ²	4.6×10 ⁻⁴	3.0×10 ⁻⁴
17	8.610×10 ³	216.2	1.388×10 ²	3.9×10 ⁻⁴	3.2×10 ⁻⁴
18	7.360×10 ³	215.7	1.189×10 ²	3.3×10 ⁻⁴	3.5×10 ⁻⁴
19	6.280×10 ³	215.2	1.017×10 ²	2.8×10 ⁻⁴	3.9×10 ⁻⁴
20	5.370×10 ³	215.2	8.700×10	2.4×10 ⁻⁴	4.2×10 ⁻⁴
21	4.580×10 ³	215.2	7.421×10	2.1×10 ⁻⁴	4.3×10 ⁻⁴
22	3.910×10 ³	215.2	6.334×10	1.8×10 ⁻⁴	4.1×10 ⁻⁴
23	3.340×10 ³	215.2	5.411×10	1.5×10 ⁻⁴	3.9×10 ⁻⁴
24	2.860×10 ³	215.2	4.633×10	1.3×10 ⁻⁴	3.6×10 ⁻⁴
25	2.440×10 ³	215.2	3.952×10	1.1×10 ⁻⁴	3.3×10 ⁻⁴
30	1.110×10 ³	217.4	1.780×10	5.3×10 ⁻⁵	1.8×10 ⁻⁴
35	5.180×10 ²	227.9	7.921	2.4×10 ⁻⁵	9.3×10 ⁻⁵
40	2.530×10 ²	243.2	3.626	1.1×10 ⁻⁵	4.1×10 ⁻⁵
45	1.290×10 ²	258.5	1.740	5.4×10 ⁻⁶	1.3×10 ⁻⁵
50	6.830×10	265.7	8.960×10 ⁻¹	2.8×10 ⁻⁶	4.1×10 ⁻⁶
70	4.700	230.7	7.104×10 ⁻²	1.5×10 ⁻⁷	3.8×10 ⁻⁸
100	4.074×10 ⁻²	218.6	6.498×10 ⁻⁴	1.6×10 ⁻¹⁰	4.3×10 ⁻¹⁰

北极夏季

高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
0	1.010×10 ⁵	287.2	1.226×10 ³	9.1	4.9×10 ⁻⁵
1	8.960×10 ⁴	281.7	1.109×10 ³	6.0	5.4×10 ⁻⁵
2	7.929×10 ⁴	276.3	1.000×10 ³	4.2	5.6×10 ⁻⁵
3	7.000×10 ⁴	270.9	9.008×10 ²	2.7	5.8×10 ⁻⁵
4	6.160×10 ⁴	265.5	8.089×10 ²	1.7	6.0×10 ⁻⁵
5	5.410×10 ⁴	260.1	7.253×10 ²	1.0	6.4×10 ⁻⁵
6	4.740×10 ⁴	253.1	6.526×10 ²	5.4×10 ⁻¹	7.1×10 ⁻⁵
7	4.130×10 ⁴	246.1	5.848×10 ²	2.9×10 ⁻¹	7.5×10 ⁻⁵
8	3.590×10 ⁴	239.2	5.233×10 ²	1.3×10 ⁻¹	7.9×10 ⁻⁵
9	3.108×10 ⁴	232.2	4.666×10 ²	3.8×10 ⁻²	1.1×10 ⁻⁴
10	2.677×10 ⁴	225.2	4.144×10 ²	1.1×10 ⁻²	1.3×10 ⁻⁴
11	2.300×10 ⁴	225.2	3.560×10 ²	2.9×10 ⁻³	1.8×10 ⁻⁴
12	1.977×10 ⁴	225.2	3.060×10 ²	1.1×10 ⁻³	2.1×10 ⁻⁴
13	1.700×10 ⁴	225.2	2.631×10 ²	7.3×10 ⁻⁴	2.2×10 ⁻⁴

续表

北 极 夏 季					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
14	1.460×10 ⁴	225.2	2.260×10 ²	5.6×10 ⁻⁴	2.2×10 ⁻⁴
15	1.260×10 ⁴	225.2	1.950×10 ²	4.8×10 ⁻⁴	2.3×10 ⁻⁴
16	1.080×10 ⁴	225.2	1.672×10 ²	4.2×10 ⁻⁴	2.4×10 ⁻⁴
17	9.280×10 ³	225.2	1.437×10 ²	3.6×10 ⁻⁴	2.4×10 ⁻⁴
18	7.980×10 ³	225.2	1.235×10 ²	3.3×10 ⁻⁴	2.7×10 ⁻⁴
19	6.860×10 ³	225.2	1.062×10 ²	3.0×10 ⁻⁴	3.0×10 ⁻⁴
20	5.900×10 ³	225.2	9.133×10	2.6×10 ⁻⁴	3.2×10 ⁻⁴
21	5.070×10 ³	225.2	7.849×10	2.3×10 ⁻⁴	3.5×10 ⁻⁴
22	4.360×10 ³	225.2	6.748×10	2.0×10 ⁻⁴	3.7×10 ⁻⁴
23	3.750×10 ³	225.2	5.805×10	1.7×10 ⁻⁴	3.6×10 ⁻⁴
24	3.228×10 ³	226.6	4.968×10	1.5×10 ⁻⁴	3.5×10 ⁻⁴
25	2.780×10 ³	228.1	4.249×10	1.3×10 ⁻⁴	3.2×10 ⁻⁴
30	1.340×10 ³	235.1	1.987×10	6.2×10 ⁻⁵	1.9×10 ⁻⁴
35	6.610×10 ²	247.2	9.321	2.9×10 ⁻⁵	1.2×10 ⁻⁴
40	3.400×10 ²	262.1	4.522	1.4×10 ⁻⁵	5.2×10 ⁻⁵
45	1.820×10 ²	273.6	2.319	7.2×10 ⁻⁶	1.6×10 ⁻⁵
50	9.870×10	277.2	1.241	3.8×10 ⁻⁶	5.1×10 ⁻⁶
70	7.100	216.6	1.143×10 ⁻¹	2.3×10 ⁻⁷	7.6×10 ⁻⁸
100	2.480×10 ⁻²	190.4	4.541×10 ⁻⁴	1.1×10 ⁻¹⁰	3.0×10 ⁻¹⁰

北 极 冬 季					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
0	1.013×10 ⁵	257.1	1.372×10 ³	1.2	4.1×10 ⁻⁵
1	8.878×10 ⁴	259.1	1.193×10 ³	1.2	4.1×10 ⁻⁵
2	7.775×10 ⁴	255.9	1.058×10 ³	9.4×10 ⁻¹	4.1×10 ⁻⁵
3	6.789×10 ⁴	252.7	9.378×10 ²	6.8×10 ⁻¹	4.3×10 ⁻⁵
4	5.932×10 ⁴	247.7	8.349×10 ²	4.1×10 ⁻¹	4.5×10 ⁻⁵
5	5.158×10 ⁴	240.9	7.464×10 ²	2.0×10 ⁻¹	4.7×10 ⁻⁵
6	4.467×10 ⁴	234.1	6.651×10 ²	9.8×10 ⁻²	4.9×10 ⁻⁵
7	3.853×10 ⁴	227.3	5.911×10 ²	5.4×10 ⁻²	7.1×10 ⁻⁵
8	3.308×10 ⁴	220.6	5.228×10 ²	1.1×10 ⁻²	9.0×10 ⁻⁵
9	2.829×10 ⁴	217.2	4.540×10 ²	8.4×10 ⁻³	1.6×10 ⁻⁴
10	2.418×10 ⁴	217.2	3.881×10 ²	4.8×10 ⁻³	1.9×10 ⁻⁴
11	2.067×10 ⁴	217.2	3.318×10 ²	2.1×10 ⁻³	1.9×10 ⁻⁴
12	1.766×10 ⁴	217.2	2.834×10 ²	1.1×10 ⁻³	1.9×10 ⁻⁴
13	1.510×10 ⁴	217.2	2.423×10 ²	6.7×10 ⁻⁴	2.6×10 ⁻⁴
14	1.291×10 ⁴	217.2	2.072×10 ²	5.8×10 ⁻⁴	3.1×10 ⁻⁴
15	1.103×10 ⁴	217.2	1.770×10 ²	5.0×10 ⁻⁴	3.5×10 ⁻⁴
16	9.431×10 ³	216.6	1.518×10 ²	4.3×10 ⁻⁴	3.8×10 ⁻⁴
17	8.058×10 ³	216.0	1.300×10 ²	3.8×10 ⁻⁴	4.1×10 ⁻⁴
18	6.882×10 ³	215.4	1.114×10 ²	3.3×10 ⁻⁴	4.5×10 ⁻⁴
19	5.875×10 ³	214.8	9.532×10	2.8×10 ⁻⁴	4.9×10 ⁻⁴
20	5.014×10 ³	214.2	8.162×10	2.4×10 ⁻⁴	5.0×10 ⁻⁴

续表

北 极 冬 季					
高度/km	压力/Pa	温度/K	密度/(g·m ⁻³)	水汽密度/(g·m ⁻³)	臭氧密度/(g·m ⁻³)
21	4.277×10^3	213.6	6.978×10	2.1×10^{-4}	4.6×10^{-4}
22	3.647×10^3	213.0	5.969×10	1.8×10^{-4}	4.2×10^{-4}
23	3.109×10^3	212.4	5.103×10	1.6×10^{-4}	3.8×10^{-4}
24	2.649×10^3	211.8	4.360×10	1.4×10^{-4}	3.3×10^{-4}
25	2.256×10^3	211.2	3.723×10	1.2×10^{-4}	2.9×10^{-4}
30	1.020×10^3	216.0	1.646×10	5.1×10^{-5}	1.5×10^{-4}
35	4.701×10^2	222.3	7.373	2.3×10^{-5}	7.6×10^{-5}
40	2.243×10^2	234.7	3.331	1.0×10^{-5}	3.3×10^{-5}
45	1.113×10^2	247.0	1.571	4.9×10^{-6}	1.1×10^{-5}
50	5.719×10	259.3	7.690×10^{-1}	2.4×10^{-6}	3.3×10^{-6}
70	4.000	245.4	5.680×10^{-2}	1.2×10^{-7}	4.7×10^{-8}
100	4.230×10^{-2}	218.5	6.748×10^{-4}	1.7×10^{-10}	4.5×10^{-10}

3.1.2 大气层结构

按照大气层内垂直方向的温度分布及运动特点,按国际通用的术语,可将整个大气层在铅垂方向分成五层。它们是对流层、平流层、中间层、暖层及散逸层(见图 3.1)。现将各层的特点简述如下。

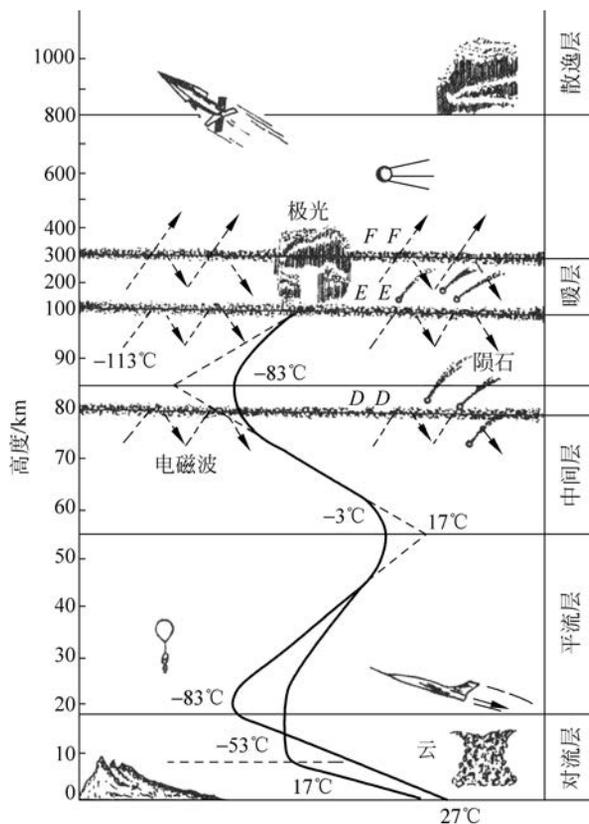


图 3.1 大气分层图

1. 对流层

对流层是大气层的最底层。它也是各层中最薄的一层。然而整个大气层质量的 3/4 和 90% 以上的水汽及主要的天气现象都集中在这一层内,因而此层也是和人类活动关系最密切的一层。由于不同纬度地球表面受太阳辐射加热的程度不同,不同季节时地球表面的受辐射加热的情况也不同,与之相应,大气的垂直运动也会不同,因而对流层的厚度会随纬度和季节而变化。对流层的厚度在热带平均为 17~18km,温带平均为 10~12km;在寒带则只有 8~9km。夏季的厚度通常要大于冬季的厚度。

对流层的特征是,它有强烈的对流运动,在高低层之间有质量和热交换,这就使近地面的水汽向上输送,形成云雨;在层内的大气温度随高度而线性地降低,其温度递减率为 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。显然,对流层厚度大的低纬度区域的对流层顶部的温度要比高纬度区域的顶部温度低。

2. 平流层

平流层是从对流层顶至 55km 高度之间的大气层。平流层的特征是:它没有强烈的上下对流运动,因之气流平稳,远程的喷气式客机通常在此层内飞行;在平流层的下部,温度随高度的变化很少,从 30km 左右的高度开始,温度随高度的增加而增加,到此层的顶层可达 $-3\sim-17^{\circ}\text{C}$ 。这主要是臭氧对太阳辐射的强烈吸收而造成的。此层内水汽和尘埃的含量均很少,空气透明度很好。

3. 中间层

中间层是高度为 55~85km 的一层大气。此层和对流层有相似的特点,温度随高度而迅速下降,至此层顶时温度已降至 $-83\sim-113^{\circ}\text{C}$ 。此层内也有相当强烈的上下对流运动,故也称为高空对流层。

在 0~85km 高度范围内,温度 T 可以用七个连续的线性方程描述,其形式为

$$T = T_b + L_b(H - H_b) \quad (3.2)$$

式中, T_b 为 b 层的温度, L_b 为 b 层的温度梯度, H 为高度, H_b 为 b 层的高度,脚注 b 的值为 0~6,第一层为 0,第二至第七层的 b 分别为 1~6, L_b 的值列在表 3.4 中。

表 3.4 0~85km 内温度廓线图各段的参考高度和梯度

b	高度 z/km	温度梯度 $L_b/(\text{K} \cdot \text{km}^{-1})$
0	0	-6.5
1	11	0.0
2	20	1.0
3	32	2.8
4	47	0.0
5	51	-2.8
6	71	-2.0
7	84.85	

在上述高度范围内的标准大气温度-高度廓线图如图 3.2 所示。

4. 暖层

暖层是从中间层顶部向上直至 800km 高度之间的一层大气。此层的大气温度随高度的增加而迅速上升。到 300km 高度时,温度可接近 1000°C 左右。此层内的大气由于强烈的太阳紫外线和宇宙线的照射,存在着几个电离层,即 D 、 E 、 F (包括 F_1 和 F_2) 层。这些电离层的高度及电子浓度如表 3.5 所示。

表 3.5 各电离层的高度及电子浓度

层次名称	组成	高度/km		最大电子浓度/(10^5 个· cm^{-3})	
		白天	夜间	白天	夜间
D	$\text{O}_2^+ + \text{e}^-$	60~90	—	0.15~2.0	0
E	$\text{O}_2^+ + \text{e}^-$	90~130	90~100	1.5~3.0	0.2
F ₁	$\text{N}_2^+ + \text{e}^-$	160~280	—	2.5~4.0	0
F ₂	$\text{O}^+ + \text{e}^-$	300~350	280~300	10~30	0.2

由于电离层的存在,使短波无线电的远距离传输成为可能。在 1000km 以下整个大气层的温度廓线图可参见图 3.3。

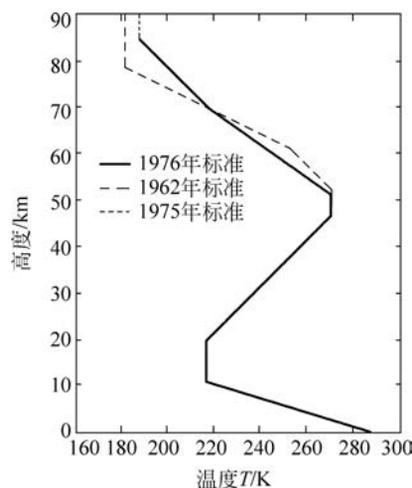


图 3.2 标准大气温度-高度廓线图

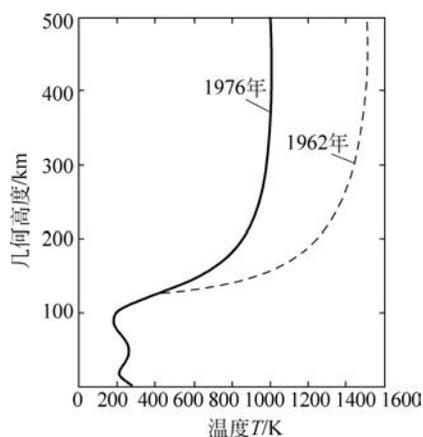


图 3.3 1000km 以下整个大气层的温度廓线图

5. 散逸层

自暖层向上,统称为散逸层。它是大气层和星际空间的过渡带。该层离地球较远,引力小,空气稀薄。某些高速运动的空气分子一旦被撞击出去,就很难再回向地球,因而不断散逸到宇宙空间。近代卫星探测资料表明,大气层上界为 2000~3000km。

3.1.3 大气的辐射吸收作用

大气的吸收和散射与波长有关,即有明显的选择性。例如,对于波长范围为 $1 \sim 1.1\mu\text{m}$ 、 $1.2 \sim 1.3\mu\text{m}$ 、 $1.6 \sim 1.75\mu\text{m}$ 、 $2.1 \sim 2.4\mu\text{m}$ 、 $3.4 \sim 4.2\mu\text{m}$ 和 $8 \sim 13\mu\text{m}$ 等波段内的辐射,大气的吸收作用较小,有所谓“大气窗口”的称谓。表 3.6 列出了八个大气窗口的波段范围、透过率值及其物理机制,其中,透过率值为特定条件下的典型平均值。有效利用大气窗口,可以使系统的作用距离达到相对最大化。值得一提的是,在高空使用,对红外系统有着更好的条件,这是因为高空水蒸气及 CO_2 很少的缘故。

表 3.6 八个大气窗口的波段范围、透过率值及其物理机制

序号	窗口名称	波段范围	透过率/%	散射吸收机制 γ 为散射系数
1	紫外、可见、近红外	$0.3 \sim 1.115\mu\text{m}$	70、95、80	瑞利散射, $\gamma \propto \lambda^{-4}$, 臭氧吸收
2	近红外窗口	$1.4 \sim 1.9\mu\text{m}$	60~95	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, CO_2 吸收
3	近红外窗口	$2.0 \sim 2.5\mu\text{m}$	80	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收

续表

序号	窗口名称	波段范围	透过率/%	散射吸收机制 γ 为散射系数
4	中红外窗口	3.5~5.0 μm	60~70	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收
5	远(热)红外窗口	8.0~14.0 μm	80	米氏散射, $\gamma \propto \lambda^{-2}$, H_2O 吸收
6	微波窗口	1.0~1.8mm	35~40	瑞利散射, $\gamma \propto \lambda^{-4}$, 可忽略
7	微波窗口	2.0~5.0mm	50~70	只在 1.63mm 和 3.48mm 处有水汽吸收带, 其他波长无吸收损失
8	微波窗口	8.0~1000mm	100	无任何散射和吸收损失

CO_2 在 2.7 μm 、4.3 μm 为中心的附近及 11.4~20 μm 间的区域有吸收带, 在 1.4 μm 、1.6 μm 、2.0 μm 、4.8 μm 、5.2 μm 、9.4 μm 、10.4 μm 处有弱的吸收带。水汽在 1.87 μm 、2.7 μm 、6.27 μm 处有强吸收带, 在 0.94 μm 、1.1 μm 、1.38 μm 、5.2 μm 处有弱吸收带。 N_2O 在 4.5 μm 处有一个较强的吸收带, 在 2.9 μm 、4.05 μm 、7.7 μm 、8.6 μm 、17.1 μm 处还有弱吸收带。 CO 在 4.6 μm 处有一个较强的吸收带, 在 2.3 μm 处有一个弱的吸收带。 CH_4 在 3.31 μm 、6.5 μm 、7.65 μm 处有吸收带。 O_3 在 9.6 μm 处有一个较强的吸收带, 在 4.7 μm 、8.9 μm 、14 μm 处有弱吸收带。

综合统计分析可知, 吸收红外辐射的主要因素是水蒸气, 它主要集中在 2~3km 大气层以下; 虽然 CO_2 只占大气体积的 0.03%~0.05%, 但它是红外辐射衰减的另一重要原因, 它在空气中的分布比水蒸气均匀。大气中 O_3 含量很少, 它主要位于 10~40km 空间范围中, 特别是集中在 20~30km 高度上。而在 20km 以下的大气层中, O_3 对辐射的吸收影响是非常小的, 只有在雷雨之后, 大气中 O_3 的含量才突然增大。因此对用在 20km 以下的红外系统, O_3 的衰减作用可以忽略不计。另外, 在下层大气中, NO 、 NO_2 和 CO 等气体的吸收, 通常可以忽略。

3.2 大气衰减与透过率

大多数光电系统必须通过地球大气才能观察到目标, 从设计者的角度来看, 这是不利的。因为从目标来的辐射量在到达光电传感器之前, 受到大气中某些气体的选择性吸收, 大气中悬浮微粒的散射, 同时还要经受大气某些特性剧烈变化的调制。对于干洁大气, 服从瑞利的分子散射定律。但在通常情况下, 实际大气中总含有较大的悬浮质点, 特别是在近地层大气中, 常常存在有雾、雨和尘粒等, 其大小不仅与入射辐射的波长相仿, 而且还可能远远超过波长。因此当辐射落在这些质点上时, 将会发生散射、衍射及折射现象。

当大气分子或微粒遇到入射的光时, 会受激而向四面八方发射出频率与入射光相同的光, 这种现象就是光的散射。当有散射存在时, 沿某一方向传输的光会因散射而使传输受到衰减。此种因散射产生的衰减将和吸收造成的衰减一样, 服从朗伯-比尔定律。通过大气而减弱的整个过程称为衰减。通过大气的透过率可以表达如下:

$$\tau = e^{-\sigma x} \quad (3.3)$$

式中, σ 称为衰减系数, x 是路程长度。大气对辐射能传播的衰减作用表现为散射损失、吸收损失和反射损失三种物理机制。因此, 大气光谱衰减系数 σ 可表示为

$$\sigma = \alpha + \gamma + \sigma_{\text{反射}} \quad (3.4)$$

式中, α 、 γ 、 $\sigma_{\text{反射}}$ 分别表示由大气分子吸收、散射、反射机制引起的大气衰减系数 (km^{-1})。这里 α 是吸收系数, 起因于大气分子的吸收; 而 γ 是散射系数, 起因于气体分子、烟、雾等的散射。可想而知, α 和 γ 二

者均随波长而变化。其中, γ 与辐射波长的 λ^{-4} 或 λ^{-2} 成正比(瑞利散射定律或米氏散射定律), 即波长越大, 散射损失越小。

实验测定, 大气微粒包括水滴(云雾和降水)、冰粒和尘埃, 它们的直径一般不超过 $100\mu\text{m}$; 大气降水云层的粒子中包括有雨滴、冰粒、雪花和干湿冰雹, 其直径均大于 $100\mu\text{m}$, 有的可达几毫米(如雨滴)、几厘米(如冰雹)。可见在绝大部分(除了冰雹)天候情况下, 它们都远小于微波波长, 尤其是对于波长为 $8.0\sim 1000\text{mm}$ 的微波, 不存在散射和吸收损失, 大气透过率为 100% 。一般而言, 对于红外、可见和紫外三个波段, 它们的大气透过率大小的排序依次是 $\tau_{\text{红外}} > \tau_{\text{可见}} > \tau_{\text{紫外}}$ 。

在大多数情况下, 如果忽略 $\sigma_{\text{反射}}$, 则衰减由吸收、散射因素造成, 可得 $\sigma = \alpha + \gamma$ 。

在红外波段, 吸收比散射严重得多。雾和云、霾、雨、雪等是很强的散射物质, 实际上对红外辐射衰减很大。正因如此, 红外系统受天气影响较严重, 难以具有全天候性能, 尤其是被动红外系统。

辐射的大气透过率取决于大气气体的性质和它的质点浓度、分布。因而也就取决于气象条件, 特别是在大气中的水蒸气、其他气体和尘粒的含量不断变化, 大气透过率也随之变化, 同时还与海拔高度有关。理论研究只能对上述关系得出近似的结果, 因此需要在各种气象条件下, 对不同高度和不同波长进行大量的测量弥补理论研究之不足, 从试验数据中构成经验公式和半经验公式, 从而可以近似求出各种大气条件下的大气透过率。因此, 辐射的大气透过率取决于气象条件, 而且随天气条件和高度而变。用理论方法只可求出近似的大气衰减和透过率, 而在一定的天气条件和高度下, 可用已推导出的经验公式求出精确的近似值。

值得一提的是, 在大气层外(距地表 100km 外)气象变化小, 大气极其稀薄, 其大气透过率可近似为 100% 。

3.3 大气中辐射衰减的物理基础

光电(红外)系统用于观测、搜索、跟踪远距离目标时, 目标辐射在到达系统的光学系统之前必须通过大气, 并被衰减。在衰减的同时, 因大气梯度和湍流引起空气折射率不均, 使辐射发生畸变。此外, 大气是固有辐射源。所有这些现象使远距离目标的图像质量变坏。光与物质相互作用时的可能情况包括透射、反射与散射。大气传输过程依赖于大气分子的种类和浓度以及悬浮粒子的大小特征; 同时还受传输路径下的压强、温度和气候条件的影响。大气对光电(红外)系统的影响基本表现在辐射衰减, (红外)辐射衰减主要与以下三种现象有关:

(1) 大气气体分子的吸收。主要是 CO_2 、 H_2O 、 O_2 、 O_3 等分子的选择性吸收, 这些分子的分布函数受大气高度的影响。其中 H_2O 和 CO_2 的吸收带确定红外大气窗口区域, O_2 和 H_2O 的吸收带确定毫米波和微波的大气窗口区域。

(2) 大气中分子、气溶胶、微粒的散射。包括气体分子和波长级大小的粒子的瑞利散射; 气溶胶粒子吸收、米氏散射、多次散射和折射。

(3) 因气象条件(云、雾、雨、雪)而产生的衰减。亦即大气湍流、气象条件的衰减等其他因素。

这样, 在分析红外系统工作时必须全面考虑上述三种现象。同时值得一提的是, 当气象衰减与天气条件有关时, 气体分子和微粒的红外辐射吸收与散射经常发生。

大气传输的特征是, 光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 和衰减系数(消光系数) $\mu(\lambda)$ 之间的关系可用布盖乐-朗伯定律表示, 即

$$\tau_a(\lambda) = \varphi_e(\lambda, R) / \varphi_e(\lambda, 0) = \exp(-\mu(\lambda)R) \quad (3.5)$$

式中, R 为目标与红外系统之间的距离, $\varphi_e(\lambda, R)$ 为距离 R 处(或红外系统处)目标或背景辐射通量光谱密度, $\varphi_e(\lambda, 0)$ 为 $R=0$ 时 $\varphi_e(\lambda, R)$ 的特例, λ 为波长。

平均透过率和平均衰减系数分别为

$$\bar{\tau}_a = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau_a(\lambda) d\lambda \quad (3.6)$$

$$\bar{\mu} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \mu(\lambda) d\lambda \quad (3.7)$$

式中, $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 为光谱范围。积分透过率为

$$\tau_a = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_e(\lambda, 0) \tau_a(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi_e(\lambda, 0) d\lambda} \quad (3.8)$$

大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 用下式确定:

$$\tau_a(\lambda) = \tau_1(\lambda) \cdot \tau_2(\lambda) \cdot \tau_3(\lambda) \quad (3.9)$$

式中, $\tau_1(\lambda)$ 、 $\tau_2(\lambda)$ 和 $\tau_3(\lambda)$ 分别为被吸收、散射和因气象衰减制约的大气光谱透过率。

3.4 大气透过率数据表

早期关于大气红外衰减方面的研究,主要集中在大气气体分子的带吸收研究,这期间在实验室和野外都进行了大量的测量工作,限于当时的理论和实验手段,所得的大气红外辐射和传输特性数据没有足够高的光谱分辨力,限制了这些数据在实际工程中的应用。由波带模型法描述的大气吸收模型已被广泛地应用到工程计算中。但是,在用波带模型法计算中,需要知道谱线的参数,如线强、线宽和线距等,然而这些参数的获得并非易事。

很早以前,有些学者将实验确定的透过率数据,和经考察的一些有用的测量,制成了以 $0.1\mu\text{m}$ 为间隔、范围为 $0.3 \sim 7\mu\text{m}$ 的一个很宽的吸收物质浓度范围内的光谱透过率表。表 3.7 是可降水分含量为 $0.1 \sim 1000\text{mm}$ 的水蒸气光谱透过率表;表 3.8 是路程长度 $0.1 \sim 1000\text{km}$ 的二氧化碳光谱透过率表。之后,小哈得逊将这两个表格从 $7\mu\text{m}$ 扩展到 $14\mu\text{m}$,水蒸气的计算结果列在表 3.9 中,二氧化碳的计算结果列在表 3.10 中。这些表格是基于实验数据并用 Elsasser 波带模型插值而编制的,最后形成波长间隔为 $0.1\mu\text{m}$ 的光谱透过率表。

表 3.7 海平面水平路程上的水蒸气的光谱透过率(0.3~6.9 μm)

波长/ μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
0.3	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
0.4	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
0.5	0.986	0.980	0.968	0.956	0.937	0.901	0.861	0.804	0.695	0.579	0.433	0.215	0.079
0.6	0.990	0.986	0.977	0.968	0.955	0.929	0.900	0.860	0.779	0.692	0.575	0.375	0.210
0.7	0.991	0.987	0.980	0.972	0.960	0.937	0.910	0.873	0.800	0.722	0.615	0.425	0.260
0.8	0.989	0.984	0.975	0.965	0.950	0.922	0.891	0.845	0.758	0.663	0.539	0.330	0.168
0.9	0.965	0.951	0.922	0.890	0.844	0.757	0.661	0.535	0.326	0.165	0.050	0.002	0
1.0	0.990	0.986	0.977	0.968	0.955	0.929	0.900	0.860	0.779	0.692	0.575	0.375	0.210

续表

波长/ μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
1.1	0.970	0.958	0.932	0.905	0.866	0.790	0.707	0.595	0.406	0.235	0.093	0.008	0
1.2	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
1.3	0.726	0.611	0.432	0.268	0.116	0.013	0	0	0	0	0	0	0
1.4	0.930	0.902	0.844	0.782	0.695	0.536	0.381	0.216	0.064	0.005	0	0	0
1.5	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
1.6	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
1.7	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
1.8	0.792	0.707	0.555	0.406	0.239	0.062	0.008	0	0	0	0	0	0
1.9	0.960	0.943	0.911	0.874	0.822	0.723	0.617	0.478	0.262	0.113	0.024	0	0
2.0	0.985	0.979	0.966	0.953	0.933	0.894	0.851	0.790	0.674	0.552	0.401	0.184	0.006
2.1	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
2.2	0.998	0.997	0.996	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
2.3	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
2.4	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
2.5	0.930	0.902	0.844	0.782	0.695	0.536	0.381	0.216	0.064	0.005	0	0	0
2.6	0.617	0.479	0.261	0.110	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0
2.7	0.361	0.196	0.040	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2.8	0.453	0.289	0.092	0.017	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
2.9	0.689	0.571	0.369	0.205	0.073	0.005	0	0	0	0	0	0	0
3.0	0.851	0.790	0.673	0.552	0.401	0.184	0.060	0.008	0	0	0	0	0
3.1	0.900	0.860	0.779	0.692	0.574	0.375	0.210	0.076	0.005	0	0	0	0
3.2	0.925	0.894	0.833	0.766	0.674	0.506	0.347	0.184	0.035	0.003	0	0	0
3.3	0.950	0.930	0.888	0.843	0.779	0.658	0.531	0.377	0.161	0.048	0.005	0	0
3.4	0.973	0.962	0.939	0.914	0.880	0.811	0.735	0.633	0.448	0.285	0.130	0.017	0.001
3.5	0.988	0.983	0.973	0.962	0.946	0.915	0.881	0.832	0.736	0.635	0.502	0.287	0.133
3.6	0.994	0.992	0.987	0.982	0.973	0.958	0.947	0.916	0.866	0.812	0.738	0.596	0.452
3.7	0.997	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
3.8	0.998	0.997	0.995	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
3.9	0.998	0.997	0.995	0.994	0.991	0.986	0.980	0.972	0.956	0.937	0.911	0.860	0.802
4.0	0.997	0.995	0.993	0.990	0.987	0.977	0.970	0.960	0.930	0.900	0.870	0.790	0.700
4.1	0.977	0.994	0.991	0.988	0.982	0.972	0.960	0.944	0.911	0.874	0.823	0.724	0.616
4.2	0.994	0.992	0.987	0.982	0.973	0.958	0.947	0.916	0.866	0.812	0.738	0.596	0.452
4.3	0.991	0.984	0.975	0.972	0.950	0.937	0.910	0.873	0.800	0.722	0.615	0.425	0.260
4.4	0.980	0.972	0.955	0.937	0.911	0.860	0.802	0.723	0.574	0.428	0.263	0.076	0.012
4.5	0.970	0.958	0.932	0.905	0.866	0.790	0.707	0.595	0.400	0.235	0.093	0.008	0
4.6	0.980	0.943	0.911	0.874	0.822	0.723	0.617	0.478	0.262	0.113	0.024	0	0
4.7	0.950	0.930	0.888	0.843	0.779	0.658	0.531	0.377	0.161	0.048	0.005	0	0
4.8	0.940	0.915	0.866	0.812	0.736	0.595	0.452	0.289	0.117	0.018	0.001	0	0
4.9	0.930	0.902	0.844	0.782	0.695	0.536	0.381	0.216	0.064	0.005	0	0	0
5.0	0.915	0.880	0.811	0.736	0.634	0.451	0.286	0.132	0.017	0	0	0	0
5.1	0.885	0.839	0.747	0.649	0.519	0.308	0.149	0.041	0.001	0	0	0	0

续表

波长/ μm	水蒸气含量(可降水分毫米数)												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
5.2	0.846	0.784	0.664	0.539	0.385	0.169	0.052	0.006	0	0	0	0	0
5.3	0.792	0.707	0.555	0.406	0.239	0.062	0.008	0	0	0	0	0	0
5.4	0.726	0.611	0.432	0.268	0.116	0.013	0	0	0	0	0	0	0
5.5	0.617	0.479	0.261	0.110	0.035	0	0	0	0	0	0	0	0
5.6	0.491	0.331	0.121	0.029	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0
5.7	0.361	0.196	0.040	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5.8	0.141	0.044	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5.9	0.141	0.044	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.0	0.180	0.058	0.003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.1	0.260	0.112	0.012	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.2	0.652	0.524	0.313	0.153	0.043	0.001	0	0	0	0	0	0	0
6.3	0.552	0.401	0.182	0.060	0.008	0	0	0	0	0	0	0	0
6.4	0.317	0.157	0.025	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.5	0.164	0.049	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.6	0.138	0.042	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.7	0.322	0.162	0.037	0.002	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.8	0.361	0.196	0.040	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.9	0.416	0.250	0.068	0.010	0	0	0	0	0	0	0	0	0

表 3.8 海平面水平路程上的二氧化碳的光谱透过率(0.3~6.9 μm)

波长/ μm	路程长度/km												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
0.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
0.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.3	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
1.4	0.996	0.995	0.992	0.988	0.984	0.975	0.964	0.949	0.919	0.885	0.838	0.747	0.649
1.5	0.999	0.999	0.998	0.998	0.997	0.995	0.993	0.990	0.984	0.976	0.967	0.949	0.927
1.6	0.996	0.995	0.992	0.988	0.984	0.975	0.964	0.949	0.919	0.885	0.838	0.747	0.649
1.7	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
1.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1.9	1	1	1	0.999	0.999	0.999	0.998	0.997	0.996	0.994	0.992	0.987	0.982
2.0	0.978	0.969	0.951	0.931	0.903	0.847	0.785	0.699	0.541	0.387	0.221	0.053	0.006

续表

波长/ μm	路程长度/km												
	0.1	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	500	1000
6.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
6.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

表 3.9 海平面水平路程上的水蒸气的光谱透过率(7.0~13.9 μm)

波长/ μm	水蒸气含量(可降水毫米数)										
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200	
7.0	0.569	0.245	0.060	0.004	0	0	0	0	0	0	
7.1	0.716	0.433	0.188	0.035	0	0	0	0	0	0	
7.2	0.782	0.540	0.292	0.085	0.002	0	0	0	0	0	
7.3	0.849	0.664	0.441	0.194	0.017	0	0	0	0	0	
7.4	0.922	0.817	0.666	0.444	0.132	0.018	0	0	0	0	
7.5	0.947	0.874	0.762	0.582	0.258	0.066	0	0	0	0	
7.6	0.922	0.817	0.666	0.444	0.132	0.018	0	0	0	0	
7.7	0.978	0.944	0.884	0.796	0.564	0.328	0.102	0.003	0	0	
7.8	0.974	0.937	0.878	0.771	0.523	0.273	0.074	0.002	0	0	
7.9	0.982	0.959	0.920	0.842	0.658	0.433	0.187	0.015	0	0	
8.0	0.990	0.975	0.951	0.904	0.777	0.603	0.365	0.080	0.006	0	
8.1	0.994	0.986	0.972	0.945	0.869	0.754	0.568	0.244	0.059	0.003	
8.2	0.993	0.982	0.964	0.930	0.834	0.696	0.484	0.163	0.027	0	
8.3	0.995	0.988	0.976	0.953	0.887	0.786	0.618	0.300	0.090	0.008	
8.4	0.995	0.987	0.975	0.950	0.880	0.774	0.599	0.278	0.077	0.006	
8.5	0.994	0.986	0.972	0.944	0.866	0.750	0.562	0.237	0.056	0.003	
8.6	0.996	0.992	0.982	0.965	0.915	0.837	0.702	0.411	0.169	0.029	
8.7	0.996	0.992	0.983	0.966	0.916	0.839	0.704	0.416	0.173	0.030	
8.8	0.997	0.993	0.983	0.966	0.917	0.841	0.707	0.421	0.177	0.031	
8.9	0.997	0.992	0.983	0.966	0.918	0.843	0.709	0.425	0.180	0.032	
9.0	0.997	0.992	0.984	0.968	0.921	0.848	0.719	0.440	0.193	0.037	
9.1	0.997	0.992	0.985	0.970	0.926	0.858	0.735	0.464	0.215	0.046	
9.2	0.997	0.993	0.985	0.971	0.929	0.863	0.744	0.478	0.228	0.052	
9.3	0.997	0.993	0.986	0.972	0.930	0.867	0.750	0.489	0.239	0.057	
9.4	0.997	0.993	0.986	0.973	0.933	0.870	0.756	0.498	0.248	0.061	
9.5	0.997	0.993	0.987	0.973	0.934	0.873	0.762	0.507	0.257	0.066	
9.6	0.997	0.993	0.987	0.974	0.936	0.876	0.766	0.516	0.265	0.070	
9.7	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073	
9.8	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.773	0.526	0.277	0.077	

续表

波长/ μm	水蒸气含量(可降水毫米数)									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
9.9	0.997	0.994	0.987	0.975	0.939	0.882	0.777	0.532	0.283	0.080
10.0	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.1	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.2	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.780	0.538	0.289	0.083
10.3	0.998	0.994	0.988	0.976	0.940	0.884	0.781	0.540	0.292	0.085
10.4	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.885	0.782	0.542	0.294	0.086
10.5	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.886	0.784	0.544	0.295	0.087
10.6	0.998	0.994	0.988	0.976	0.942	0.887	0.786	0.548	0.300	0.089
10.7	0.998	0.994	0.988	0.976	0.942	0.887	0.787	0.550	0.302	0.091
10.8	0.998	0.994	0.988	0.976	0.941	0.886	0.784	0.544	0.295	0.087
10.9	0.998	0.994	0.988	0.976	0.940	0.884	0.781	0.540	0.292	0.085
11.0	0.998	0.994	0.988	0.975	0.940	0.883	0.779	0.536	0.287	0.082
11.1	0.998	0.994	0.987	0.975	0.939	0.882	0.777	0.532	0.283	0.080
11.2	0.997	0.993	0.986	0.972	0.931	0.867	0.750	0.487	0.237	0.056
11.3	0.997	0.992	0.985	0.970	0.927	0.859	0.738	0.467	0.218	0.048
11.4	0.997	0.993	0.986	0.971	0.930	0.865	0.748	0.485	0.235	0.055
11.5	0.997	0.993	0.986	0.972	0.932	0.868	0.753	0.493	0.243	0.059
11.6	0.997	0.993	0.987	0.974	0.935	0.875	0.765	0.513	0.262	0.069
11.7	0.996	0.990	0.980	0.961	0.906	0.820	0.673	0.372	0.138	0.019
11.8	0.997	0.992	0.982	0.969	0.925	0.863	0.733	0.460	0.212	0.045
11.9	0.997	0.993	0.986	0.972	0.932	0.869	0.755	0.495	0.245	0.060
12.0	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073
12.1	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.773	0.526	0.277	0.077
12.2	0.997	0.994	0.987	0.975	0.938	0.880	0.775	0.528	0.279	0.078
12.3	0.997	0.993	0.987	0.974	0.937	0.878	0.770	0.521	0.270	0.073
12.4	0.997	0.993	0.987	0.974	0.935	0.874	0.764	0.511	0.261	0.068
12.5	0.997	0.993	0.986	0.973	0.933	0.871	0.759	0.502	0.252	0.063
12.6	0.997	0.993	0.986	0.972	0.931	0.868	0.752	0.491	0.241	0.058
12.7	0.997	0.993	0.985	0.971	0.929	0.863	0.744	0.478	0.228	0.052
12.8	0.997	0.992	0.985	0.970	0.926	0.858	0.736	0.466	0.217	0.047
12.9	0.997	0.992	0.984	0.969	0.924	0.853	0.728	0.452	0.204	0.041
13.0	0.997	0.992	0.984	0.967	0.921	0.846	0.718	0.437	0.191	0.036
13.1	0.996	0.991	0.983	0.966	0.918	0.843	0.709	0.424	0.180	0.032
13.2	0.996	0.991	0.982	0.965	0.915	0.837	0.701	0.411	0.169	0.028
13.3	0.996	0.991	0.982	0.964	0.912	0.831	0.690	0.397	0.153	0.025
13.4	0.996	0.990	0.981	0.962	0.908	0.825	0.681	0.382	0.146	0.021
13.5	0.996	0.990	0.980	0.961	0.905	0.819	0.670	0.368	0.136	0.019
13.6	0.996	0.990	0.979	0.959	0.902	0.813	0.661	0.355	0.126	0.016
13.7	0.996	0.989	0.979	0.958	0.898	0.807	0.651	0.342	0.117	0.014
13.8	0.996	0.989	0.978	0.956	0.894	0.800	0.640	0.328	0.107	0.011
13.9	0.995	0.988	0.977	0.955	0.891	0.793	0.629	0.313	0.098	0.010

表 3.10 海平面水平路程上的二氧化碳的光谱透过率(7.0~13.9 μm)

波长/ μm	路程长度/km									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
7.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
7.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.6	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.8	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
8.9	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
9.0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
9.1	1	1	0.999	0.999	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
9.2	1	1	0.999	0.998	0.995	0.991	0.982	0.955	0.913	0.834
9.3	0.999	0.997	0.995	0.990	0.975	0.951	0.904	0.776	0.605	0.363
9.4	0.993	0.982	0.965	0.931	0.837	0.700	0.491	0.168	0.028	0.001
9.5	0.993	0.983	0.967	0.935	0.842	0.715	0.512	0.187	0.035	0.001
9.6	0.996	0.990	0.980	0.961	0.906	0.821	0.675	0.363	0.140	0.029
9.7	0.995	0.986	0.973	0.947	0.873	0.761	0.580	0.256	0.065	0.004
9.8	0.997	0.992	0.984	0.969	0.924	0.858	0.730	0.455	0.206	0.043
9.9	0.998	0.995	0.989	0.979	0.948	0.897	0.811	0.585	0.342	0.123
10.0	1	1	0.999	0.997	0.994	0.989	0.978	0.945	0.892	0.797
10.1	1	0.999	0.998	0.996	0.990	0.980	0.960	0.902	0.814	0.663
10.2	0.997	0.994	0.988	0.977	0.943	0.890	0.792	0.558	0.312	0.097
10.3	0.997	0.994	0.987	0.975	0.939	0.881	0.777	0.532	0.283	0.080
10.4	1	1	0.999	0.998	0.995	0.991	0.982	0.955	0.913	0.834
10.5	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.6	1	1	0.999	0.999	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.7	1	1	1	0.999	0.999	0.997	0.995	0.986	0.973	0.947
10.8	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
10.9	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.973	0.934	0.872	0.761
11.0	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.973	0.934	0.872	0.761

续表

波长/ μm	路程长度/km									
	0.2	0.5	1	2	5	10	20	50	100	200
11.1	1	0.999	0.998	0.997	0.992	0.984	0.969	0.923	0.855	0.726
11.2	1	0.999	0.998	0.995	0.989	0.978	0.955	0.892	0.796	0.633
11.3	0.999	0.999	0.997	0.994	0.985	0.971	0.942	0.862	0.742	0.552
11.4	0.999	0.998	0.997	0.993	0.983	0.966	0.934	0.842	0.709	0.503
11.5	0.999	0.998	0.996	0.992	0.980	0.960	0.921	0.814	0.661	0.438
11.6	0.999	0.998	0.995	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.632	0.399
11.7	0.999	0.998	0.995	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.632	0.399
11.8	0.999	0.998	0.997	0.993	0.983	0.966	0.934	0.842	0.709	0.503
11.9	1	0.999	0.998	0.995	0.989	0.978	0.955	0.892	0.796	0.633
12.0	1	1	0.999	0.999	0.997	0.993	0.986	0.966	0.934	0.872
12.1	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
12.2	1	1	0.999	0.998	0.998	0.995	0.991	0.978	0.955	0.914
12.3	0.998	0.995	0.990	0.981	0.952	0.907	0.823	0.614	0.376	0.142
12.4	0.994	0.985	0.970	0.941	0.859	0.738	0.545	0.218	0.048	0.002
12.5	0.987	0.968	0.936	0.877	0.719	0.517	0.268	0.037	0.001	0
12.6	0.980	0.950	0.903	0.815	0.599	0.358	0.129	0.006	0	0
12.7	0.996	0.989	0.979	0.959	0.899	0.809	0.654	0.346	0.120	0.015
12.8	0.990	0.974	0.949	0.901	0.770	0.592	0.351	0.072	0.005	0
12.9	0.985	0.962	0.925	0.856	0.677	0.458	0.210	0.020	0	0
13.0	0.991	0.977	0.955	0.912	0.794	0.630	0.397	0.099	0.010	0
13.1	0.990	0.974	0.949	0.900	0.768	0.592	0.348	0.071	0.005	0
13.2	0.978	0.946	0.895	0.801	0.575	0.330	0.109	0.004	0	0
13.3	0.952	0.884	0.782	0.611	0.292	0.085	0.007	0	0	0
13.4	0.935	0.846	0.715	0.512	0.187	0.035	0.001	0	0	0
13.5	0.901	0.767	0.593	0.352	0.070	0.005	0	0	0	0
13.6	0.901	0.792	0.627	0.351	0.097	0.009	0	0	0	0
13.7	0.916	0.803	0.644	0.415	0.110	0.012	0	0	0	0
13.8	0.858	0.681	0.464	0.215	0.021	0	0	0	0	0
13.9	0.778	0.534	0.286	0.082	0.002	0	0	0	0	0

表 3.7~表 3.10 的使用并不困难。例如,要想求得某一段水平路程上与水蒸气有关的透过率,那么可以根据已知的气象条件(温度、湿度),以及水平路程的长度计算可凝结水量,再通过查表得各波长上或 $0.1\mu\text{m}$ 波长间隔的与水蒸气有关的透过率。同样,根据已知的水平路程,可以由表查得各个波长上或 $0.1\mu\text{m}$ 波长间隔的与二氧化碳有关的透过率。

这些表只适用于海平面的水平路程上。在高空,由于大气压力和温度降低,光谱吸收线和光谱带的宽度都变窄了。可以预料,通过同样的路程时,吸收变小,所以大气的透过率就会增加。伴随温度的降低,也使透过率稍有增加,不过其影响很小,一般都忽略不计。如果作稍微简单的修正,这些表格就可用于高空。在高度为 h 的 x 水平路程上,其光谱透过率等于水平长度为 x_0 的等效海平面路程上的透过率, x 和 x_0 有如下关系:

$$x_0 = x(P/P_0)^k \quad (3.10)$$

式中, P/P_0 是 h 高度的大气压力与海平面大气压力之比; k 为常数, 对水蒸气是 0.5, 对二氧化碳是 1.5。值得一提的是, 等效海平面路程是大气透过率计算时的一个重要概念, 很显然, 在具有相同透过率的情况下, 高空的路程要比海平面的路程更长一些。如果要计算某一高度上的一段路程上的透过率时, 可以根据表 3.11 给出的高度修正因子, 再由式(3.10)求出等效海平面路程, 这样就可以计算不同高度的水平路程的透过率了。

表 3.11 用以折合成等效海平面路程的高度修正因子 $(P/P_0)^k$ 的值

高度/km	高度修正因子		高度/km	高度修正因子	
	水蒸气	二氧化碳		水蒸气	二氧化碳
0.305	0.981	0.940	6.10	0.670	0.299
0.610	0.961	0.833	6.86	0.643	0.266
0.915	0.942	0.840	7.62	0.609	0.226
1.22	0.923	0.774	9.15	0.552	0.168
1.52	0.904	0.743	10.7	0.486	0.115
1.83	0.886	0.699	12.2	0.441	0.085
2.14	0.869	0.660	15.2	0.348	0.042
2.44	0.852	0.620	18.3	0.272	0.020
2.74	0.835	0.580	21.4	0.214	0.010
3.05	0.819	0.548	24.4	0.167	0.005
3.81	0.790	0.494	27.4	0.134	0.002
4.57	0.739	0.404	30.5	0.105	0.001
5.34	0.714	0.364			

3.5 海平面上大气气体的分子吸收

水汽(H_2O)、 CO_2 分子产生最强的选择性红外辐射吸收, 因此, 综合透过率结果为水汽透过率 $\tau_{H_2O}(\lambda)$ 和 CO_2 分子透过率 $\tau_{CO_2}(\lambda)$ 的乘积, 即

$$\tau_1(\lambda) = \tau_{H_2O}(\lambda) \cdot \tau_{CO_2}(\lambda) \quad (3.11)$$

1) $\tau_{H_2O}(\lambda)$ 的确定

引用“可降水分”的概念, 可降水分 ω 是由底面 S_a 和长度等于红外系统到目标距离 R 的圆柱体内大气含水汽凝结的水层厚度来量度的。也可表述为: 截面积为 1cm^2 , 长度等于全部辐射路程的水蒸气气柱中所含水蒸气凝结成为液态水后的水柱长度。重要的是, 不要把给定厚度的可降水分的吸收和相同厚度的液体水的吸收混淆了。10mm 厚的液体水层, 在超过 $1.5\mu\text{m}$ 的波段上, 实际就不透过了, 而对含有 10mm 可降水分的路程的透过率则超过 60%。 ω_0 为每千米路程的可降水分(相对湿度 $H_f = 100\%$)时, 可查表 3.12, 由绝对湿度 H_a (大气中水蒸气的量, 单位为 g/m^3) 而得, 即

$$\omega_0 = \frac{1}{10\rho} H_a \quad (3.12)$$

式中, ρ 为水的密度。

$$\omega = \omega_0 R \quad (3.13)$$

ω_0 也可查表 3.13 得到。

表 3.12 标准大气的绝对湿度

单位: g/m^3

$t/^\circ C$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-40	0.1200	0.1075	0.0962	0.0861	0.0769	0.0687	0.0612	0.0545	0.0485	0.0431
-30	0.341	0.308	0.279	0.252	0.227	0.205	0.1849	0.166	0.149	0.134
-20	0.888	0.810	0.738	0.672	0.611	0.556	0.505	0.458	0.415	0.376
-10	2.154	1.971	1.808	1.658	1.520	1.393	1.275	1.166	1.066	0.973
-0	4.84	4.47	4.13	3.82	3.52	3.25	2.99	2.76	2.54	2.33
0	4.84	5.18	5.55	5.94	6.35	6.79	7.25	7.74	8.26	8.81
10	9.39	10.00	10.64	11.33	12.05	12.81	13.61	14.45	15.34	16.28
20	17.3	18.3	19.4	20.5	21.7	23.0	24.3	25.7	27.2	28.7
30	30.3	32.0	33.7	35.6	37.5	39.5	41.6	43.6	46.1	48.5
40	51.0	53.6	56.3	59.2	62.1	65.2	68.4	71.8	75.3	78.9

表 3.13 $H_r=100\%$ 时,不同温度下每千米大气中的可降水厘米数

单位: cm/km

$t/^\circ C$	0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	0.486	0.493	0.500	0.507	0.514
1	0.521	0.528	0.535	0.543	0.550
2	0.557	0.565	0.573	0.580	0.588
3	0.596	0.604	0.612	0.621	0.629
4	0.637	0.646	0.655	0.663	0.672
5	0.681	0.690	0.700	0.709	0.719
6	0.728	0.738	0.748	0.758	0.768
7	0.778	0.788	0.798	0.808	0.818
8	0.828	0.839	0.851	0.862	0.874
9	0.885	0.896	0.907	0.919	0.930
10	0.941	0.953	0.965	0.978	0.990
11	1.002	1.015	1.028	1.042	1.055
12	1.068	1.082	1.095	1.109	1.122
13	1.136	1.150	1.165	1.179	1.194
14	1.208	1.223	1.238	1.253	1.268
15	1.283	1.299	1.316	1.332	1.349
16	1.365	1.382	1.399	1.415	1.432
17	1.449	1.467	1.485	1.503	1.521
18	1.539	1.558	1.572	1.597	1.613
19	1.632	1.652	1.672	1.692	1.712
20	1.732	1.753	1.773	1.794	1.814
21	1.835	1.857	1.897	1.901	1.923
22	1.945	1.963	1.991	2.013	2.036
23	2.059	2.083	2.108	2.132	2.157
24	2.181	2.206	2.231	2.255	2.280
25	2.305	2.332	2.359	2.386	2.413
26	2.440	2.467	2.495	2.522	2.550
27	2.577	2.607	2.636	2.666	2.695
28	2.725	2.775	2.785	2.815	2.846

续表

$t/^\circ\text{C}$	0	0.2	0.4	0.6	0.8
29	2.876	2.908	2.941	2.973	3.006
30	3.038				
-30	0.046				
-29	0.050	0.049	0.048	0.046	0.045
-28	0.054	0.053	0.052	0.052	0.051
-27	0.059	0.058	0.057	0.056	0.055
-26	0.065	0.064	0.063	0.061	0.060
-25	0.070	0.069	0.068	0.067	0.066
-24	0.076	0.075	0.074	0.072	0.071
-23	0.084	0.082	0.081	0.079	0.078
-22	0.091	0.090	0.088	0.087	0.085
-21	0.099	0.097	0.096	0.094	0.093
-20	0.108	0.106	0.104	0.103	0.101
-19	0.117	0.115	0.113	0.112	0.110
-18	0.127	0.125	0.123	0.121	0.119
-17	0.137	0.135	0.133	0.131	0.129
-16	0.149	0.147	0.144	0.142	0.139
-15	0.161	0.159	0.156	0.154	0.151
-14	0.174	0.171	0.169	0.166	0.164
-13	0.188	0.185	0.182	0.180	0.177
-12	0.203	0.200	0.197	0.194	0.191
-11	0.219	0.216	0.213	0.209	0.206
-10	0.237	0.233	0.230	0.226	0.233
-9	0.255	0.251	0.248	0.241	0.241
-8	0.274	0.270	0.266	0.263	0.259
-7	0.295	0.291	0.287	0.282	0.278
-6	0.318	0.313	0.309	0.304	0.300
-5	0.341	0.336	0.332	0.327	0.323
-4	0.367	0.362	0.357	0.351	0.346
-3	0.394	0.389	0.383	0.378	0.372
-2	0.423	0.417	0.411	0.406	0.400
-1	0.453	0.447	0.441	0.435	0.429
-0	0.486	0.479	0.473	0.466	0.460

已知空气温度 t ，查表 3.13 得到 ω_0 ，然后乘以实际空气相对湿度 H_r ，即得到此实际空气相对湿度下的可降水分 ω

$$\omega = \omega_0 H_r R = \omega_0 R \cdot H_r \quad (3.14)$$

由可降水分 ω 查海平面水平路程上水汽光谱透过率表，即可求得不同波长时所对应的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。如果不能直接查表得到，可通过外推法或内插法求得。

2) $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 的确定

研究试验证明， CO_2 的密度在大气近表层中实际保持不变，直到非常高的高空， CO_2 在大气中的浓度是常数，因而它在大气中的分布随时间变化是很小的，系数 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 只与辐射通过的距离有关。因此，

由 CO_2 的吸收造成的辐射衰减, 可以认为与气象条件无关, $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 只与辐射通过的距离有关。表 3.8 和表 3.10 列出了海平面路程 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 的值: 在 $0.3 \sim 6.9 \mu\text{m}$ 、海平面水平路程为 $0.1 \sim 1000 \text{km}$, 以及在 $7.0 \sim 13.9 \mu\text{m}$ 、海平面水平路程为 $0.2 \sim 200 \text{km}$ 的光谱透过率。 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 可以通过查表得到。

在波段 $3 \sim 5 \mu\text{m}$ 和 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 内, 为求取与吸收损耗有关的平均大气透过率 $\bar{\tau}_a$, J. M. Lloyd 采用近似式:

$$\bar{\tau}_a = 0.8326 - 0.0277\omega_0 \quad (3.15)$$

为评价在水汽和 CO_2 中与可降水 ω_0 有关的平均衰减系数, 在 $10 \mu\text{m} \pm 0.1 \mu\text{m}$ 、 $10 \mu\text{m} \pm 2 \mu\text{m}$ 范围内, 可采用经验公式:

$$\bar{\alpha}_a(10 \pm 0.1) = 0.0124\sqrt{\omega_0} + 0.0088 \quad (3.16)$$

$$\bar{\alpha}_a(10 \pm 2) = 0.0338\sqrt{\omega_0} + 0.045 \quad (3.17)$$

式中, $\bar{\alpha}_a$ 的单位为 km^{-1} 。

3.6 不同高度时的分子吸收修正问题

对不同高度, 由于气温和气压的不同, 辐射的吸收是不同的; 同时, 分子密度也是不同的。因此, 应从以下两方面考虑分子吸收修正的问题。

3.6.1 吸收本领随高度而改变所引起的修正

由 3.5 节可知, 水汽对辐射的吸收会随气温和气压而变, 因此对于高空的情况需要进行修正。也就是说, 修正时, 只需用修正系数乘以该高度处的水平距离, 就得到等效海平面距离, 并以此等效海平面距离计算积水厚度(可降水)。修正系数 $\beta_{\text{H}_2\text{O}}$ 由下式确定:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{1/2} \left(\frac{T_0}{T}\right)^{(1/4)} \quad (3.18)$$

式中, P_0 、 T_0 为海平面上的气压和气温; P 、 T 为给定高度上的气压和气温。

由式(3.18)可知, 温度的影响很小($\leq 4\%$), 可以忽略不计, 因此, 一般取高度修正系数:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = (P/P_0)^{1/2} \quad (3.19)$$

假定用 ω_e 表示辐射传输路程中按吸收本领折算成大气近地层水汽的等效可降水的有效厚度, 用 ω_H 表示 H 高度下可降水分的实际厚度, 则

$$\omega_e = \omega_H \beta_{\text{H}_2\text{O}} \quad (3.20)$$

$\beta_{\text{H}_2\text{O}}$ 可以通过查修正系数表得到, 或者在实际应用中, 得到具有足够精度的近似值, 可由下式确定:

$$\beta_{\text{H}_2\text{O}} = e^{-0.0654H} \quad (3.21)$$

式中, H 的单位为 km 。

对于 CO_2 , 类似可得到下列关系式:

$$\beta_{\text{CO}_2} = (P/P_0)^{1.5} \approx e^{-0.19H} \quad (3.22)$$

$$R_e = R'_H \beta_{\text{CO}_2} \quad (3.23)$$

式中, R'_H 为在高度 H 上辐射传输的距离(此处 R'_H 未考虑 CO_2 质量引起的修正); R_e 为按吸收本领折算成近地层的有效距离。

3.6.2 分子密度随高度而改变所引起的修正

由于高度不同,引起水平、倾斜路程中水汽量的不同,以及空气压强和质量的不同,因而分子密度也是不同的。为此,因高度变化带来的对可降水分和路程长度的影响需要进行修正。

1. 水平、倾斜路程中水汽量变化引起的修正

由式(3.14)和式(3.20)可得:

$$\omega_H = \omega_0 H'_r R = \omega_0 R H'_r \quad (3.24)$$

式中, R 为给定高度处的水平路程, $\omega_0 H'_r$ 为相应高度处的可降水分。 $\omega_0 H'_r$ 是与相应高度处的温度、湿度有关的,忽略气温变化的影响, $\omega_0 H'_r$ 与湿度有关,而湿度随高度的分布服从下面的定律(对于标准大气):

$$H_{a,H} = H_{a,0} e^{-\beta H} \quad (3.25)$$

式中, $H_{a,H}$ 为高度 H 处的绝对湿度; $H_{a,0}$ 为近地处或海平面处的绝对湿度; β 为 $0.45/\text{km}$ 。

由相对湿度和绝对湿度的定义可知:

$$H'_r = k H_{a,H} \quad (3.26)$$

$$H_r = k H_{a,0} \quad (3.27)$$

式中, H'_r 和 H_r 分别为高度 H 处、海平面处的相对湿度; k 为一定温度下饱和空气中的水蒸气质量,仅与温度有关,在忽略高度 H 处和海平面处的温度差异时,可知不同高度的 k 值相同。

由式(3.25)、式(3.26)和式(3.27)可得:

$$H'_r = H_r e^{-\beta H} = H_r e^{-0.45H} \quad (3.28)$$

将式(3.28)代入式(3.24)得到:

$$\omega_H = \omega_0 R H_r e^{-0.45H} \quad (3.29)$$

综合考虑水汽的吸收本领和水汽量随高度的变化,结合式(3.20)和式(3.21),得到距海平面上高度为 H 的辐射沿水平传输路程中的可降水的有效厚度的公式为

$$\omega_e = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.45H} \cdot e^{-0.0654H} = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.515H} \quad (3.30)$$

在倾斜路程中的可降水的有效厚度可由下面的方法计算。根据式(3.30),位于高度 h 处的大气层 ds (见图3.4)中的可降水的有效厚度为

$$d\omega_e = \omega_0 H_r e^{-0.515H} ds \quad (3.31)$$

式中, $h = s \cos \gamma$,为高度的瞬时值; γ 为地面(海平面)法线与辐射传输方向之间的夹角。

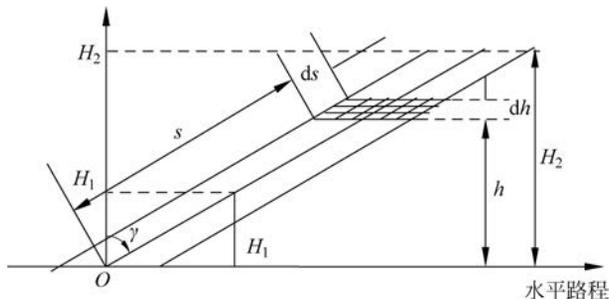


图 3.4 倾斜路程中可降水的有效厚度计算

在不考虑地面曲率的情况下,对式(3.31)积分可求得从高度 $H_1 \sim H_2$ 的倾斜路程上大气中可降水的有效总厚度为

$$\omega_e = \omega_0 H_r \int_{s_1}^{s_2} e^{-0.5154s \cos \gamma} ds = \omega_0 H_r \frac{e^{-0.5154H_1} - e^{-0.5154H_2}}{0.5154 \cos \gamma} \quad (3.32)$$

式中, $H_1 = s_1 \cos \gamma$, $H_2 = s_2 \cos \gamma$ 。如果 $H_1 = 0$, $H_2 = H$, 则有

$$\omega_e = \omega_0 H_r \frac{1 - e^{-0.5154H}}{0.5154 \cos \gamma} \quad (3.33)$$

值得一提的是, 令 $\gamma = 0$, 就可以由式(3.32)求得垂直路程上大气中可降水的有效总厚度。

2. 水平、倾斜路程中因空气压强和质量引起的修正

因为空气压强随高度的变化规律如下:

$$P_H = P_0 e^{-0.123H} \quad (3.34)$$

考虑到式(3.34), 可按式(3.34)把距地面(海平面)高度为 H 的水平路程折算成近地水平路程:

$$R'_H = R_H e^{-0.123H} \quad (3.35)$$

式中, R_H 为高度 H 上的辐射传输距离; R'_H 为等效近地水平路程。

在倾斜路程的情况下, 与式(3.32)和式(3.33)类似, 可得到折算成近地层辐射路程的公式。

在 $H_1 \sim H_2$ 范围内

$$R'_H = \frac{e^{-0.123H_1} - e^{-0.123H_2}}{0.123 \cos \gamma} \quad (3.36)$$

综合考虑 CO_2 的吸收本领和质量随高度的变化, 结合式(3.23)和式(3.35), 得到折算成近地层的路程有效长度为

$$R_e = R_H e^{-0.123H} \cdot e^{-0.19H} = R_H e^{-0.313H} \quad (3.37)$$

在倾斜路程的情况下, 按 CO_2 的吸收能力折算成大气近地层的的路程有效长度的计算公式, 由式(3.37), 类似得到折算成近地层的的路程有效长度:

(1) 对于高度从 $H_1 \sim H_2$ 的范围

$$R_e = \frac{e^{-0.313H_1} - e^{-0.313H_2}}{0.313 \cos \gamma} \quad (3.38)$$

(2) 对于高度从 $0 \sim H$ 情况下, 即 $H_1 = 0$, $H_2 = H$, 则有

$$R_e = \frac{1 - e^{-0.313H}}{0.313 \cos \gamma} \quad (3.39)$$

3.6.3 纯吸收时的透过率计算方法

仅考虑纯吸收的透过率时, 可按下述方法计算:

1. 对水蒸气

(1) 根据温度, 查 $H_r = 100\%$ 时, 地面上每千米大气中的可降水分厘米数表, 或根据表 3.7 和表 3.8, 求出地面上的可降水分, 得到 ω_0 。

(2) 根据高度进行辐射传输距离修正(吸收本领和大气本身密度随高度减小所产生的影响)。

(3) 求出全路程的可降水分 ω_e , 即 $\omega_e = \omega_0 H_r \cdot$ 修正以后得到的近地层有效距离。亦即, 根据不同的要求, 由式(3.30)或式(3.32)计算 ω_e 。

(4) 查海平面水平路程上水蒸气的光谱透过率表, 得到仅考虑水蒸气时的大气透过率 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

2. 对 CO_2

(1) 同上, 根据高度进行路程距离修正, 亦即, 按不同的要求, 由式(3.37)或式(3.38)计算成近地层

的路程有效长度 R_e 。

(2) 查海平面水平路程上的 CO_2 光谱透过率表, 得到仅考虑 CO_2 时的大气透过率 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

3. 连乘得到纯吸收时的透过率 $\tau_1(\lambda)$

$$\tau_1(\lambda) = \tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \cdot \tau_{\text{CO}_2}(\lambda) \quad (3.40)$$

3.7 大气的散射衰减

从微观上说, 当光(电磁)波射入介质时(按经典电磁学的说法是光(电磁)波; 按量子力学的说法是光(量子), 即通常所说的光), 若介质中存在某些不均匀性(如电场、相位、粒子数密度、声速等)使光波的传播发生变化, 这就是光散射。经典电磁波(场)的观点是: 介质中的电子在光波电磁场的作用下做受迫振动, 消耗能量, 激发电子振动。因而电子产生次波, 次波再变为沿各个方向传播的辐射。因此, 光散射就是一种电磁辐射, 是在很小范围的不均匀性引起的衍射, 而且在 4π 立体角内都能检测到。按经典量子力学的说法是: 当电子感应偶极矩遵从一定选择定则的初、末态能级之间发生跃迁时, 就发生了光散射。光与介质之间作用可以有以下三种情况:

(1) 若介质是均匀的, 且不考虑其热起伏, 光通过介质后, 不发生任何变化: 沿原光(电磁)波传播方向进行, 与介质间无任何作用。这是一种理想的情况, 几乎找不到与之相应的真实过程。

(2) 若介质不很均匀(有某种起伏), 光(电磁)波与其作用后, 被散射到其他方向; 只要该起伏与时间无关, 散射光的频率就不会发生变化, 只是波矢方向受到偏射, 这就是弹性散射。这种情况与真实的瑞利散射、米氏散射、非选择性(或无选择)散射等相对应。

(3) 若介质的不均匀性随时间而变化, 光(电磁)波与这些起伏交换能量, 使散射光的能量, 即频率发生了变化, 这就产生了非弹性散射。这种情况与真实的非弹性散射过程(拉曼散射、布里渊散射)的情况相对应。布里渊散射的谱线对称分布在瑞利谱线的两侧, 而拉曼散射的谱线不仅对称分布在瑞利谱线的两侧, 而且谱线分布得很广。

这里主要考虑以上第(2)种情况。

从宏观上说, 电磁波在传播的路径上遇到原子、分子或气溶胶等小微粒时, 将改变传播的方向, 向各个方向散开, 这种现象称为散射。在可见光谱段内, 吸收的作用对光波的影响很小, 消光的主要原因是散射作用。散射的影响可表现为下列几个方面:

(1) 使到达地面的辐射削弱, 或地面辐射到外界的强度减弱。

(2) 改变了太阳辐射的方向。太阳辐射的大部分能量仍以原来的方向传播, 而散射的太阳光则依据散射形式的不同射向 4π 的不同空间方向。

(3) 散射光中的一部分向下辐射, 增加地面的辐照, 还有一部分向上辐射进入传感器。向下辐射与向上辐射的强度一般是不相同的, 而向上辐射进入传感器对光电系统(如光学遥感系统)是不利的, 它减小了目标的对比度、降低了 MTF。

辐射在大气中传输时, 除因吸收引起的辐射衰减外, 大气中的分子和各种悬浮微粒的散射作用也会导致辐射衰减。在仅考虑散射的情况下, 通过距离 R 的透过率为

$$\tau_s(\lambda, R) = \exp[-(\gamma(\lambda))R] \quad (3.41)$$

式中, R 为作用距离(km), $\gamma(\lambda)$ 为散射系数(km^{-1}), λ 为波长(μm)。

散射产生于媒质的不均匀性。大气中的气体分子和密度起伏, 各种悬浮微粒都是大气的散射元。散射过程可看作辐射光子与散射元粒子之间的碰撞过程。若为简单起见只考虑弹性碰撞, 则散射后不

会改变辐射能量的光谱分布,即纯散射不引起总辐射能量的损耗,但会使辐射能量改变其原来的空间分布或偏振状态。因此,散射后在原来方向或以某种偏振方式传输的辐射受到衰减。在红外区,随着波长增大,散射衰减逐渐减小。但在吸收很低的大气窗口区,相对来说,散射就是辐射衰减的重要原因了。散射的强弱与大气中散射元的浓度、大小及辐射波长有密切关系,并用散射系数 $\gamma(\lambda)$ 表征。

3.7.1 散射系数

任何散射理论必须解决的基本问题,是确定散射随辐射波长、方向角及散射元的特性和尺寸的变化关系。在分析散射时通常采用一个尺寸因子对大气的散射衰减进行分类。定义散射元尺寸因子为

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.42)$$

式中, r 为散射粒子的半径; λ 为入射光波长。

根据被散射的辐射波长与散射元尺寸之间的关系,可以得到三种处理方法和散射规律: ①瑞利散射; ②米氏散射; ③非选择性散射。

1. 瑞利散射

当辐射波长比粒子半径大得多时 ($a < 2.0$ 时), 产生的散射称为瑞利散射。也有定义为比辐射波长小得多的 (< 0.1 倍) 粒子 (即空气分子) 的散射。因为这种情况下的散射元基本上是大 气中的气体分子 (尤其在可见光范围), 所以, 有时也把瑞利散射称为分子散射。下面会证明散射强度与 λ^{-4} 成正比。在图 3.5 中 (a) 为瑞利散射的散射强度角分布。

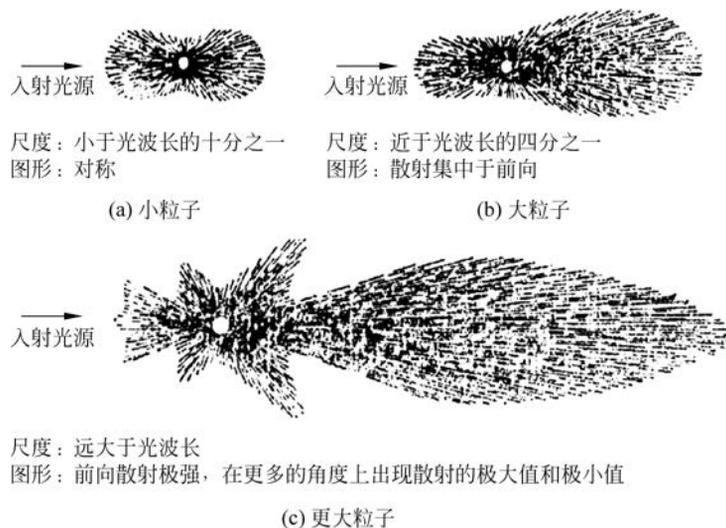


图 3.5 粒子相对波长的散射强度角分布

设想在小体积元 dv 中包含 $N_s = n_s dv$ 个散射元,若它受到光谱辐照度为 $E_i(\lambda)$ 的平行单色辐射的照射,则在沿空间方向 φ (或叫散射角) 的单位立体角内,被 dv 中的散射元散射掉的光谱辐射功率 $P_s(\lambda)$,应该正比于入射的光谱辐照度 $E_i(\lambda)$ 及 dv 内的散射元数目 N_s ,亦即

$$\frac{dP_s(\lambda)}{d\Omega} = I_s(\lambda) = \alpha(\lambda, \varphi) N_s E_i(\lambda) = \alpha(\lambda, \varphi) n_s E_i(\lambda) dv = \alpha(\lambda, \varphi) n_s P_i(\lambda) dx \quad (3.43)$$

式中, $\alpha(\lambda, \varphi)$ 是与散射角 φ 及波长 λ 有关的比例系数, n_s 是散射元浓度, $E_i(\lambda) dv = P_i(\lambda) dx$ 是在厚度 dx 的元体积上的入射光谱辐射功率。

因只考虑散射而忽略吸收过程,于是应有

$$P_i(\lambda) = P_s(\lambda) + P_r(\lambda) \quad (3.44)$$

式中, $P_r(\lambda)$ 为透射辐射。因此,被散射的辐射功率

$$d^2 P_s(\lambda) = P_i(\lambda) \alpha(\lambda, \varphi) n_s d\Omega dx = -d^2 P_r(\lambda) \quad (3.45)$$

即散射的增量等于透射的减少量。将式(3.45)对立体角元 $d\Omega = \sin\varphi d\varphi d\theta$ 积分后(θ 为方位角),得到

$$dP_r(\lambda) = -P_i(\lambda) n_s \left[\int_0^{2\pi} d\theta \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi \right] dx \quad (3.46)$$

或

$$\frac{dP_r(\lambda)}{P_i(\lambda)} = -n_s \left[2\pi \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi \right] dx \quad (3.47)$$

对 x 积分后得到

$$\frac{P_r(\lambda)}{P_i(\lambda)} = \tau_s(\lambda, R) = e^{-\gamma(\lambda)R} = \exp \left[- \left(n_s 2\pi \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi \right) R \right] \quad (3.48)$$

因此得到散射系数为

$$\gamma(\lambda) = n_s 2\pi \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi = n_s \sigma(\lambda) \quad (3.49)$$

式中, $\sigma(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi$ 是每个散射元对波长 λ 辐射束的散射截面,而 $\alpha(\lambda, \varphi)$ 一般称为微分散射截面。式(3.49)就是散射系数的最普遍描述。

在瑞利散射情况下,若假设散射元是折射率为 n 、体积为 V_s (cm^3) 的均匀球体,则应用经典电磁理论可以证明,散射系数可表示为

$$\gamma(\lambda) = \frac{4\pi^2 n_s V_s^2 (n^2 - n_0^2)}{(n^2 + 2n_0^2)} \cdot \frac{1}{\lambda^4} (\text{cm}^{-1}) \quad (3.50)$$

式中, n_0 是支撑散射元的媒质折射率。对于悬浮在空气中的球形微细水珠而言,当不考虑吸收带附近的反常色散时,因 $n = 1.33$, $n_0 = 1$,所以可将式(3.50)简化为

$$\gamma(\lambda) = 0.827 n_s A^3 / \lambda^4 \quad (3.51)$$

式中, A 是散射水珠的横截面积 (cm^2)。由此可见,与辐射波长 λ 相比,只要散射元直径 ($2\sqrt{A/\pi}$) 很小,则当乘积 $n_s A^3$ 相同时,对大量的小粒子或少量的大粒子可以产生同样的散射衰减。此外,式(3.50)或式(3.51)表明,瑞利散射系数与辐射波长的四次方成反比。因此,短波辐射(尤其紫外和可见光)比长波红外辐射的瑞利散射强得多。这就是白天的晴朗天空呈蓝色,傍晚前后的太阳呈橘红色的原因。基于上述理由,与可见光相比,大气分子对红外辐射的瑞利散射可以忽略。但对波长几十微米的远红外辐射而言,半径几微米的悬浮微粒的散射,仍属于瑞利散射。

在天空中无云、能见度极好的情况下,辐射衰减几乎全是由瑞利散射引起的。散射物质是气体分子,分子尺寸近似 1nm ,远小于大气窗口的短波限 $0.3\mu\text{m}$ 。分子散射是偶极散射,散射光强与 λ^{-4} 成正比,且有方向因子 $(1 + \cos^2\varphi)$ (归一化的瑞利散射的相函数为 $3(1 + \cos^2\varphi)/4$),散射光是部分偏振光。瑞利散射引起的消光系数还有文献表述为

$$\gamma(\lambda) = 32\pi^3 \frac{(n'_0 - 1)^2}{3N_1 \lambda^4} \quad (3.52)$$

式中, N_1 为单位体积中的分子数; n'_0 为空气折射率。

大气中 N_1 及 n'_0 的值是相当稳定的,随气候不变化,因此瑞利散射引起的衰减量也是比较稳定的。

由于瑞利散射与 λ^{-4} 成正比,所以散射强度随波长的增加很快减小,例如对 $\lambda = 4\mu\text{m}$ 的红外光,它的散射强度只有 $\lambda = 0.4\mu\text{m}$ 的蓝光散射强度的万分之一。因此,瑞利散射对可见光的影响较大,而对红外辐射的影响较小,对微波的影响就更可忽略不计。

2. 米氏散射和非选择性散射

当粒子的尺寸和辐射波长差不多时($a = 2.0 \sim 20$ 时),发生的散射为米氏散射。也有定义为大小与辐射波长相近的(0.1~10 倍)粒子的散射,是大气中的微粒,如烟、尘埃、小水滴及气溶胶等小颗粒粒子引起的散射。图 3.5 中(b)、(c)为米氏散射强度角分布,随着粒子线度的增大,散射光强度波动的幅度逐渐减小,且散射光主要集中在入射方向上。当粒子尺寸与电磁波的波长相近时,散射就不是偶极散射,必须考虑各散射元之间的相干性。米氏散射的散射强度与 λ^{-2} 成正比,并且主要是前向散射,米氏散射光的偏振度也比瑞利散射要小。如云雾的粒子大小与红外光(0.76~15 μm)的波长接近,云、雾对红外光的散射主要是米氏散射,所以在多云潮湿天气,米氏散射对光传输影响较大。云雾的米氏散射是影响红外大气衰减的主要因素。当颗粒直径较大时,米氏散射可近似为夫琅禾费衍射。

米氏散射理论是对于处于均匀介质的各向同性的单个介质球在单色平行光照射下,基于麦克斯韦方程边界条件下的严格数学解。多年来,米氏散射理论得到了很大发展,适用范围逐渐推广。如颗粒形状推广到多层的各向同性介质球和折射率渐变的各向同性介质球,无限长圆柱形颗粒(折射率按柱面分布)。入射光束从很宽的平行光束推广到高斯光束和其他形状光束,称为广义米氏理论。广义米氏理论还可推广到椭球散射体。

而当粒子尺寸比辐射波长大很多时($a > 20$ 时),则发生非选择性散射。也有定义为尺寸比辐射波长大得多的粒子的散射。如云、雾等对可见光的散射就属于非选择性散射;雾滴的半径为 1~60 μm ,比可见光波长大得多,雾对可见光各波长光散射相同。非选择性散射的散射强度与波长无关,粒子对辐射的反射和折射占主要地位,在宏观上形成散射。其散射系数数值可简化为等于单位体积内所含有半径为 r_i 的 N 个粒子的截面积总和,即

$$\gamma = \pi \sum_{i=1}^N r_i^2 \quad (3.53)$$

雨的粒子半径通常在 0.25~3nm,对于波长小于 15 μm 的红外辐射满足 $r \gg \lambda$ 的条件,所以也是非选择性散射,散射系数取决于每秒降落在单位水平面积的雨滴数。因此,此时红外系统性能虽然将要下降,但仍能继续工作。雨在红外谱段的散射系数的一个经验公式为

$$\gamma_{\text{雨}} = 0.248 J_{\text{雨}}^{0.67} \quad (3.54)$$

式中, $J_{\text{雨}}$ 为降雨速率(mm/h)。

式(3.43)表明,球形粒子散射的辐射强度 $I_s(\lambda)$ 与方位角 θ 无关,只是仰角(散射角) φ 的函数。因此,在所有方向上散射的总辐射功率为

$$P_s(\lambda) = \int_0^{4\pi} I_s(\lambda) d\Omega = 2\pi \int_0^\pi I_s(\lambda) \sin\varphi d\varphi \quad (3.55)$$

而每个粒子对单位辐照度的散射功率为

$$\frac{P_s(\lambda)}{N_s E_i(\lambda)} = 2\pi \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi = \sigma(\lambda) \quad (3.56)$$

若将上式两边除以散射元的横截面积 πr^2 ,其中 r 为粒子半径,则得到

$$K(\lambda) = \frac{P_s(\lambda)}{N_s E_i(\lambda) \pi r^2} = \frac{2}{r^2} \int_0^\pi \alpha(\lambda, \varphi) \sin\varphi d\varphi = \frac{\sigma(\lambda)}{\pi r^2} \quad (3.57)$$

式中, $K(\lambda)$ 称为散射面积比, 它表示被粒子散射的辐射波前面积与粒子本身横截面积之比。于是, 对于具有相同散射截面的粒子群, 由式(3.49)得到

$$\gamma(\lambda) = n_s \sigma(\lambda) = K(\lambda) n_s \pi r^2 \quad (3.58)$$

对于 m 种不同类型的粒子群, 散射系数为

$$\gamma(\lambda) = \pi \sum_{j=1}^m n_{sj} K_j(\lambda) r_j^2 \quad (3.59)$$

式中, n_{sj} 是半径为 r_j 的 j 型散射元浓度, $K_j(\lambda)$ 是 j 型粒子的散射面积比。对于散射元浓度随半径连续变化的大量粒子情况, 式(3.59)变为下列积分:

$$\gamma(\lambda) = \pi \int_{r_1}^{r_2} r^2 K(\lambda) n_s(r) dr \quad (3.60)$$

由此可见, 要想确定任意尺寸分布的散射元的散射系数, 必须知道散射面积比 $K(\lambda)$ 。一般情况下, 完成 $K(\lambda)$ 的计算是烦琐而冗长的, 虽然当 $r/\lambda > 1.5$ 时可以应用几何光学方法计算, 但是当 $r/\lambda < 1.5$ 时, 必须运用电磁理论的普遍方法, 即严格按照散射场所决定的边界条件, 求解平面波与均匀球体相互作用的麦克斯韦方程组。在此, 只引用对于辐射在大气中传输研究有重要意义的结果。对于没有吸收的球形水珠散射的特殊情况, 折射率为实数并等于 1.33, 散射面积比

$$K(\lambda) = 2 - \frac{4}{\rho} \sin \rho + \frac{4}{\rho^2} (1 - \cos \rho) \quad (3.61)$$

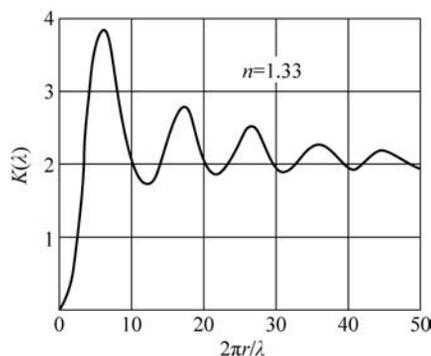


图 3.6 球形水珠 ($n=1.33$) 的散射面积比随 $2\pi r/\lambda$ 的变化

式中, $\rho = 2a(n-1)$, $a = \frac{2\pi r}{\lambda}$ 。由此得到的散射面积比随 $2\pi r/\lambda$ 的函数变化关系如图 3.6 所示。在表 3.14 中还列举了其他一些特殊情况下的散射面积比。由图 3.6 和表 3.14 看出, 对于 $n=1.33$ 的球形水珠而言, 当粒子半径 r 比辐射波长 λ 小很多时, $K(\lambda)$ 随波长 λ 的缩短(或粒子半径的增加)迅速增大, 直到 $2\pi r/\lambda \approx 5$ 时, $K(\lambda)$ 达到极大值 3.8。随着 $2\pi r/\lambda$ 的进一步增大, $K(\lambda)$ 值作衰减振荡形式的变化。但对于足够大的 r/λ 值, $K(\lambda)$ 逐渐趋于恒值 2, 并且与波长 λ 几乎无关。因此, 当 $r \gg \lambda$ 时, 则为非选择性散射, 此时的散射面积比 $K(\lambda) \approx 2$ 。而当 $r \approx \lambda$ 时, 则为米氏散射, 此时的散射系数按式(3.58)和式(3.61)计算。

表 3.14 几种特殊情况下的散射面积比

a	$n-1$	$(n-1)a$	散射面积比 $K(\lambda)$
$\ll 1$	$\ll 1$	$\ll 1$	$K(\lambda) = \frac{32}{27} (n-1)^2 a^4$
$\gg 1$	$\ll 1$	$\ll 1$	$K(\lambda) = 2(n-1)^2 a^2$
$\gg 1$	$\ll 1$	$\gg 1$	$K(\lambda) = 2$
$\gg 1$	$\gg 1$	$\gg 1$	$K(\lambda) = 2$
$\ll 1$	$\gg 1$	$\gg 1$	$K(\lambda) = \frac{10}{3} a^4$
$\ll 1$	$\gg 1$	$\ll 1$	$K(\lambda) = \frac{8}{3} a^4$
$\ll 1$	任意值	$\ll 1$	瑞利散射

由于云雾粒子半径在 $5\sim 15\mu\text{m}$ 间出现分布最大值,所以对常用的 $\lambda < 15\mu\text{m}$ 红外波段, $K(\lambda) \approx 3.8$ 。出现强烈的米氏散射。但对可见光($r \gg \lambda$),在云和雾中出现非选择性散射,因此雾呈白色,透过雾看太阳呈白色圆盘形状。工业区上空的霾粒子半径很少超过 $0.5\mu\text{m}$,比红外波长小得多,因而从散射的观点看,红外辐射透霾能力比可见光要强。因为霾对短波辐射有较强的散射,所以含有大量霾粒子的上空呈淡蓝灰色。

上述讨论的散射系数单位均以 cm^{-1} 表示,若乘以 10^5 ,则可以把散射系数单位化为 km^{-1} 。

云对太阳的辐射影响很大。这些大水滴对辐射的吸收很少,当厚度超过 500m 时吸收已成为一常数,而反射的作用是主要的。当云层厚度超过 1200m 时太阳的辐射已全部遮挡。在大气窗口内,辐射的衰减主要是因为散射而损失。如在可见光区,吸收的能量只占衰减能量的 3% 。散射衰减的类型和强弱与波长密切相关,如云中小雨滴的散射对可见光是非选择性散射,而对微波波段,雨滴的直径小于微波波长,因而是属于瑞利散射。根据瑞利散射的规律,散射光强与 λ^{-4} 成正比,而微波波长比可见光波长长 1000 倍以上,散射强度要弱 10^{-12} 以上,因此微波有极强的穿透云层的能力。红外辐射穿透云层的能力虽不如微波,但比可见光的穿透能力要大 10 倍以上。也可以说波长增加,传播距离增加,这就是为什么红外光比可见光传播距离远,而无线电波又比红外光传播远的原因之一。

3.7.2 大气分子与微粒的散射

大气中传输的辐射通量,同样会受到空气分子散射(大气分子散射和微粒散射),微粒散射即为仅存在于大气中的地球表面灰尘、烟雾、水滴和盐粒等不同粒子的散射。分子散射可以作较精确的计算,而微粒散射与大气状态有关。

由于分子热运动造成分子密度的局部涨落所引起的散射称为分子散射。此时有瑞利定律,即线性散射系数 $\gamma_{\lambda\varphi}$ 为

$$\gamma_{\lambda\varphi} = \frac{8\pi^3(n^2 - 1)}{3\lambda^4 N}(1 + \cos^2\varphi) \quad (3.62)$$

式中, $\gamma_{\lambda\varphi}$ 为与波长为 λ 的辐射通量成 φ 角的方向上的线性散射系数; n 为大气折射率; N 为分子密度(cm^{-3})。

瑞利定律适用于散射质点的直径远小于波长的情况。对于直径不超过 $0.42\mu\text{m}$ 的小质点,瑞利定律成立。对于红外波段来说,这种散射是很弱的,在大多数情况下,在每单位体积内仅散射原光束能量的 $10^{-6} \sim 10^{-7}$ 。因为瑞利散射与 λ^{-4} 有关系,所以当波长超过 $2\mu\text{m}$ 时,分子散射就没有意义了。结果是与吸收相比,微粒大小远小于波长的分子散射是没有意义的,而只有分子聚集才产生散射。

实际大气并不是干净的,而含有各种液态或固态的杂质,因此它不服从瑞利定律,而服从米氏散射理论。在此情况下,它的线性散射系数为

$$\gamma_{\lambda} = 2\pi N r^2 K(a) \quad (3.63)$$

$$a = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (3.64)$$

式中, r 为散射粒子的半径; $K(a)$ 为波长的函数,并由介质的折射率决定。对于水滴来说, $K(a)$ 的具体数值如表 3.15 所示。

表 3.15 $K(a)$ 函数表

a	$K(a)$	a	$K(a)$	a	$K(a)$
1	0.06	8	1.7	15	1.35
2	0.07	9	1.4	20	1.35
3	0.82	10	1.12	25	1.15
4	1.45	11	0.89	30	1.09
5	1.83	11.2	0.82	35	1.06
6	1.95	12	1.00	40	1.03
7	1.90	13	1.25		

在不同能见度情况下,大气中所含微粒的情况如表 3.16 所示。计算 γ_λ 时,应根据当时当地的气象条件,选好 N 和 a ,再按式(3.63)计算不同波长的线性散射系数,从而得到散射情况下的透过率。

表 3.16 大气中所含微粒情况

大气情况	大多数微粒直径/ μm	直径范围 $d/\mu\text{m}$	微粒数 N/cm^{-3}	气象能见度/ m
海烟	16	1~45	1~5	2750
海雾	16~32	1~45	1~10	90~360
地烟	0.2	0.2~1.4	1~200	约 9000
地雾(非工业区)	3~18	1~40	1~3000	90~360
地雾(工业区)	2~10	1~100	1~8000	约 50
压层云	2~10	1~70	450~9000	<50

由此可知,利用线性散射系数计算由于散射引起的大气衰减时,均需知道大气中悬浮粒子的材料、大小以及密度等详细资料,而这些资料又是很难确定和测量的。因此在气象学中,采用一种实验方法处理散射问题,这就是如下所述的利用气象能见度求光谱线性散射系数的方法,即采用依标准气象能见度 D_V 确定的试验数据计算光谱透过率,这种方法在应用时既方便,又可靠。

气象能见度(气象学距离) D_V 表征大气的模糊度,并且是白天能看见天空背景下水平方向上角尺度大于 $30'$ 模糊物体的最大距离。它代表了大气的透射性能在可见光区的指定波长 λ_0 处(通常取 $\lambda_0 = 0.555\mu\text{m}$ 或 $\lambda_0 = 0.61\mu\text{m}$),目标和背景之间对比减弱的程度。在这些波长处,大气的吸收为零,因而影响透射的原因将只是散射这一种因素。

表 3.17 列出了国际能见度等级和与之相应的能见度、透过系数及线性消光系数的值,以供参考。

表 3.17 国际能见度等级

等级	能见度特征	气象能见度 D_V/km	观察条件	τ^*	μ
0	很差	<0.05	浓雾	< 10^{-34}	>78
1		0.05~0.2	大雾、稠密的大雪	$10^{-8.5}$	19.5
2		0.2~0.5	中雾、大雪	$10^{-3.4}$	7.8
3	差	0.5~1	薄雾、中雪	0.02	3.9
4		1~2	暴雨、中等薄雾或雪	0.14	1.95
5	中等	2~4	大雨、小雾或小雪	0.38	0.98
6		4~10	中雨、很小的雾或雪	0.68	0.39
7	好	10~20	无沉积物或小雨	0.82	0.195
8	很好	20~50	无沉积物	0.92	0.078
9	非常好	>50	纯洁空气	>0.92	<0.078

线性消光系数 $\mu = \text{线性散射系数 } \gamma + \text{线性吸收系数 } \alpha$ 。

即透过率

$$\tau = e^{-\mu R} = e^{-(\gamma+\alpha)R} \quad (3.65)$$

当距离 $R=1\text{km}$ 时的透过率称为透过系数,用 τ^* 表示,即

$$\tau^* = e^{-\mu} \quad (3.66)$$

表 3.18 列出了国际能见度等级与散射系数的关系,可供参考。

表 3.18 国际能见度等级与散射系数的关系

等 级	气象能见度 D_V/km	散射系数 γ/km^{-1}
0	<0.05	>78.2
1	0.05	78.2
	0.2	19.6
2	0.2	19.6
	0.5	7.82
3	0.5	7.82
	1	3.91
4	1	3.91
	2	1.96
5	2	1.96
	4	0.954
6	4	0.954
	10	0.391
7	10	0.391
	20	0.196
8	20	0.196
	50	0.078
9	>50	0.078
纯净空气	277km	0.0141

注:表中数值是由分子散射构成。

3.7.3 大气散射系数的经验算法

在确定由大气散射决定的透过率的经验方法中,除利用模型大气的图解法和低分辨率透射率程序 (LOWTRAN) 等方法外,较简单且实用的方法是利用气象能见度,以经验公式计算大气对给定辐射波长的散射系数。

气象能见度或可见距离,通常定义为人眼对着地平线天空刚好能分辨出大的黑色(无反射)目标的平均距离。严格讲,就是在可见区的指定波长 λ_0 (通常取 $\lambda_0=0.555$ 或 $0.61\mu\text{m}$) 处目标与背景对比度降低到它在零距离值的 2% 的距离。

因在距观察点 R 千米的目标与背景对比度

$$C_R = \frac{L_R(t) - L(b)}{L(b)} \quad (3.67)$$

式中, $L_R(t)$ 和 $L(b)$ 分别为在距离 R 千米处的目标和背景(通常是天空)的表观辐亮度。若用 C_{D_V} 和 C_0 分别表示上述对比度在 $R=D_V$ 和 $R=0$ 处的值,则根据上述定义,满足下列关系式的距离 D_V 就是

气象能见度:

$$\frac{C_{D_V}}{C_0} = \frac{L_{D_V}(t) - L(b)}{L(b)} \bigg/ \frac{L_0(t) - L(b)}{L(b)} = 0.02 \quad (3.68)$$

因背景(天空)表观辐亮度不随距离变化,故当 $L(t) \gg L(b)$ 时,式(3.68)简化为

$$\frac{C_{D_V}}{C_0} \approx \frac{L_{D_V}(t)}{L_0(t)} = 0.02 \quad (3.69)$$

因在选定的波长 λ_0 处大气吸收可忽略,所以,在距离 D_V 内的大气对 λ_0 辐射的透过率,完全由大气散射所决定:

$$\tau_s(\lambda_0, D_V) = \frac{L_{D_V}(t)}{L_0(t)} = e^{-\gamma(\lambda_0) \cdot D_V} \quad (3.70)$$

由式(3.69)和式(3.70)得到

$$\ln \tau_s(\lambda_0, D_V) = -\gamma(\lambda_0) \cdot D_V = \ln 0.02 = -3.91 \quad (3.71)$$

因此得到波长 λ_0 的散射系数 $\gamma(\lambda_0)$ 与 D_V 的关系式

$$\gamma(\lambda_0) = \frac{3.91}{D_V} \quad \text{或} \quad D_V = \frac{\ln 50}{\gamma(\lambda_0)} \quad (3.72)$$

气象能见度 D_V 可从当时当地的气象部门取得,也可进行野外测量。用 $\lambda_0 = 0.55 \mu\text{m}$ 或 $0.61 \mu\text{m}$ 辐射,在给定距 $R(\text{km})$ 路程上测量大气透过率 $\tau_s(\lambda_0, R)$,因波长 λ_0 的辐射在大气中的吸收实际为零,所以

$$\tau_s(\lambda_0, R) = e^{-\gamma(\lambda_0) \cdot R} \quad (3.73)$$

利用式(3.72),从而得到气象能见度为

$$D_V = -\frac{3.91R}{\ln \tau_s(\lambda_0, R)} = \frac{-R \ln 50}{\ln \tau_s(\lambda_0, R)} \quad (3.74)$$

剩下的问题是如何根据已知的气象能见度计算任意波长的散射系数。已经知道,除粒子半径远大于波长的非选择性散射情况外,无论瑞利散射还是米氏散射,散射系数 $\gamma(\lambda)$ 都是波长的函数,并随波长的增加而减小。因此,原则上,可设想把散射系数表示成下列形式:

$$\gamma(\lambda) = A\lambda^{-q} + B\lambda^{-4} \quad (3.75)$$

式中, A 、 B 和 q 都是待定参数。其中第二项正好表示瑞利散射,在红外区可忽略,于是可改写成

$$\gamma(\lambda) = A\lambda^{-q} \quad (3.76)$$

当 $D_V > 80 \text{ km}$ 时,取式中经验常数 $q = 1.6$,在中等能见度的典型大气中,取 $q = 1.3$ 。对于 $D_V < 6 \text{ km}$ 的浓霾大气,可取 $q = 0.585 D_V^{1/3}$,其中 D_V 的单位为 km 。

因为关系式(3.76)同样满足波长 λ_0 处的散射系数,所以,利用式(3.72)和式(3.76)可以得到

$$\gamma(\lambda_0) = \frac{3.91}{D_V} = A\lambda_0^{-q} \quad (3.77)$$

由此可以确定出待定参数

$$A = \frac{3.91}{D_V} \cdot \lambda_0^q \quad (3.78)$$

代入式(3.76)后,得到任意波长 λ 的散射系数为

$$\gamma(\lambda) = \frac{3.91}{D_V} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^q \quad (3.79)$$

也有文献,对任意波长 λ 的散射系数通过如下推导得到。

眼睛感知的最小对比度(阈值对比度)等于2%,因此,气象能见度 D_V 就是目标对比度 $K_V(0)$ 为1时,通过大气后感知的对比度 $K_V(D_V)$ 为0.02的距离,即

$$K_V(D_V) = K_V(0) \exp(-\alpha_V D_V) \quad (3.80)$$

式中, $K_V(0)=1, K_V(D_V)=0.02$ 。

由此得:

$$\alpha_V = -\frac{1}{D_V} \ln \frac{K_V(D_V)}{K_V(0)} = \frac{3.91}{D_V} \quad (3.81)$$

式中, D_V 的单位为km, α_V 的单位为 km^{-1} 。

由实测结果确定,在 $0.3 \sim 14 \mu\text{m}$ 的衰减系数与散射 $\gamma \sim \lambda^{-q}$ 有关,因此,依赖大气分子微粒散射的光谱散射系数 $\gamma(\lambda)$ 可用下式得到:

$$\gamma(\lambda) = \alpha_V(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^q = \frac{3.91}{D_V} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^q \quad (3.82)$$

式中, λ_0 取 $0.555 \mu\text{m}(0.61 \mu\text{m})$; λ 为红外辐射波长(μm); 对能见度特别好(例如 $D_V > 50 \text{km}$ 时),修正因子 $q=1.6$; 对于中等能见度(例如 $D_V = 10 \text{km}$), $q=1.3$; 如果大气中的霾很厚,以致能见度很差($D_V < 6 \text{km}$)时,可取 $q=0.585 D_V^{1/3}$; 对于 $0.3 \sim 14 \mu\text{m}$ 区间,一般可取 $q=1.3$ 。表3.19详细列出了不同气象能见度对应的修正因子。

表 3.19 不同能见度对应的修正因子

修正因子 q	气象能见度 D_V/km	等级	气象状况
1.6	>50	9	极晴朗
1.3	$6 < D_V < 50$	6~8	晴朗
$0.16 D_V + 0.34$	$1 < D_V < 6$	4~6	霾
$D_V - 0.5$	$0.5 < D_V < 1$	3	轻雾
0	$D_V < 0.5$	< 3	中、浓、厚雾

从而由式(3.82)求得纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$ 为

$$\tau_2(\lambda) = \exp(-\alpha_V R) = \exp\left[-\frac{3.91}{D_V} \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^q \cdot R\right] \quad (3.83)$$

式中, R 为作用距离。

此外,还有文献把式(3.72)中的因子 $\ln 50$ 用一个随波长增加而减小的因子 A_λ 代替,因而推广到任意波长的散射系数为

$$\gamma(\lambda) = \frac{A_\lambda}{D_V} \quad (3.84)$$

式中, A_λ 与波长及大气的气象能见度 D_V 有关。根据各种大气模型的统计资料和内插法,得到在 $0.55 \sim 10.6 \mu\text{m}$ 之间计算任意波长散射系数的下列经验公式:

$$\gamma(\lambda) = \frac{\exp[1.144 - 0.0128 D_V - (0.368 + 0.0214 D_V) \ln \lambda]}{D_V} \quad (3.85)$$

应该指出,与雾不同的是,霾在气象学上的定义为在大气相对湿度 H_r 小于80%时,由大气中悬浮的大量微小颗粒物(沙尘、烟煤等)使水平能见度降低到10km以下的天气现象。同时,霾也是一种灾害性天气,其灾害性具体表现为:①大大降低能见度;②导致局部气候恶劣,影响民众的日常生活和健康

状况。通常将霾按不同能见度分为4个等级,如表3.20所示。

表 3.20 霾的划分等级

等级	相对湿度	能见度	等级	相对湿度	能见度
轻微霾	$H_r \leq 80\%$	$5\text{km} < D_v \leq 10\text{km}$	中度霾	$H_r \leq 80\%$	$2\text{km} < D_v \leq 3\text{km}$
轻度霾	$H_r \leq 80\%$	$3\text{km} < D_v \leq 5\text{km}$	重度霾	$H_r \leq 80\%$	$D_v \leq 2\text{km}$

在现实生活中,雾天气和霾天气给普通人带来的视觉感受是类似的,很难区分。但是,当光电系统在实际雾霾天气中应用时,由于雾和霾的本质区别,应将两种天气环境加以区分,从两种天气的本质入手,更好地研究雾环境和霾环境对辐射传输造成的影响。如表3.21所示,列出了两种环境的不同点。

表 3.21 雾与霾的不同点

特征区别	雾	霾
组成成分	细微水滴、冰晶质点及其混合物	大气中悬浮的沙尘颗粒、烟煤颗粒等
相对湿度	$H_r \geq 90\%$	$H_r \leq 80\%$
边界特征	浅淡掺和	模糊杂糅
外观颜色	白色、灰色	黄色、橙灰色
能见度	$D_v \leq 30\text{km}$	$D_v \leq 10\text{km}$

在有霾的情况下,人们根据多次观察数据,提出一个由于霾的散射所造成的大气透过率经验计算公式:

$$\tau'_2 = (0.998)^\omega \quad (3.86)$$

式中, ω 为可降水分(cm/km)。

3.8 与气象条件(云、雾、雨、雪)有关的散射衰减

辐射在云和雾中被吸收和散射衰减,取决于微粒的浓度、尺寸分布、折射率和云雾层的厚度。若已清楚了解这些参数,则可根据前述理论作出估算。然而,不同种类的云(卷云、卷层云、高积云、积云、高层云和雨层云)和雾(水滴雾、冰雾等),具有不同的结构和光学性质,而且在不同地理条件、高度和季节,可能会有不同的尺寸及浓度分布。例如,天然雾和低水平的云,一般由球形水滴组成,而卷云和高积云等往往由六角形片状或柱状冰晶组成。因此,当辐射通过不同种类的云和雾时,不仅受到的吸收有所变化,而且散射也有差别。此外,当冰晶有一定相互取向时,还会引起偏振现象。

雾是悬浮在近地面大气中的大量可见微细水滴(或冰晶)的集合体,是由近地面悬浮着的水滴和冰晶粒子经过长时间沉降形成的一种气溶胶系统。它会使地面的水平能见度下降,雾中的粒子会吸收光(激光)和散射光(激光),使得传输的光(激光)发生衰减。与初生雾相比,长时间存在或趋于消散阶段的雾滴间的尺度相差较大。雾滴在形成初期或消散过程中其半径 r 可能小于 $1\mu\text{m}$ 。当能见度小于50m时, r 可达 $20\sim 30\mu\text{m}$;当能见度大于100m时,大部分雾滴的平均半径小于 $8\mu\text{m}$ 。当环境温度 $T > 0^\circ\text{C}$ 时, r 通常在 $7\sim 15\mu\text{m}$,如我国南方的暖雾;当环境温度 $T < 0^\circ\text{C}$ 时, r 通常在 $2\sim 5\mu\text{m}$,如我国北方的冷雾。

根据地域和形成机理,雾可分成平流雾(海雾)和辐射雾(内陆雾)两大类。平流雾的平均直径约为 $20\mu\text{m}$,辐射雾的雾滴直径通常小于 $20\mu\text{m}$ 。

根据形成雾环境的过程划分,还可以将其分为以下几类:①辐射雾:由于白天气温较高,地表会受

到太阳持续不断的热辐射。当太阳落山后,地表逐渐冷却,造成近地面潮湿空气中的水汽冷凝析出所形成的雾;②平流雾:潮湿空气中的水汽受到流经的低温环境的影响而形成的雾;③蒸发雾:水面上积聚的水蒸气在冷空气的作用下冷凝析出形成的雾;④锋面雾:在冷暖空气的交界面附近,较大的温差导致温暖的潮湿空气冷凝析出形成的雾。

大气中悬浮的雾滴粒子可以使大气的水平能见度大幅降低,根据水平能见度 D_V 的大小,如表 3.22 所示,将雾按浓度分为以下几个等级。

表 3.22 雾的浓度分级

等级	能见度 D_V	分级名称
0	$D_V \leq 0.05\text{km}$	重雾
1	$0.05\text{km} < D_V \leq 0.2\text{km}$	浓雾
2	$0.2\text{km} < D_V \leq 0.5\text{km}$	大雾
3	$0.5\text{km} < D_V \leq 1\text{km}$	轻雾
4	$1\text{km} < D_V \leq 2\text{km}$	弱雾
5	$2\text{km} < D_V \leq 4\text{km}$	薄雾

雾环境的发展趋势和稳定程度决定了雾滴粒子的尺寸大小。一般情况下,对于形成初期的雾环境而言,雾滴的大小分布较为均匀。而对于即将消散的雾环境,雾滴粒子之间的尺寸差距会变大,且谱分布会变得较宽。

雨比雾对红外辐射的散射衰减要低一些,原因是雨滴比红外辐射波长大多倍,故散射与波长无关。通常,雨的散射系数可用降雨量 z (cm/s)和雨滴半径 r (cm)按下式计算:

$$\gamma = 1.25 \times 10^{-6} \frac{z}{r^3} (\text{cm}^{-1}) \quad (3.87)$$

因为雨滴半径是随机分布的,所以,应用式(3.87)时不能采用平均或等效雨滴尺寸,而需采用统计分布。雪的衰减因其晶粒形状的复杂性,理论计算较为困难。有实验表明,对于给定的等量液态水而言,雪介于雨和雾的衰减之间。

为了计算云、雾、雨等的衰减系数 $\beta(\lambda)$,可以仿照式(3.60),把它写成下列形式:

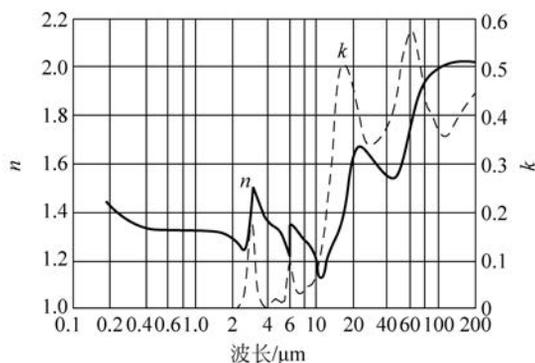
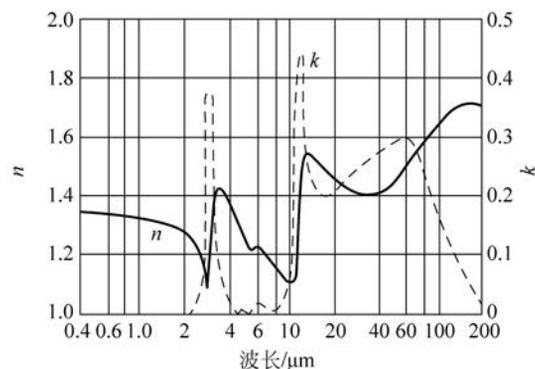
$$\beta(\lambda) = \pi \int_{r_1}^{r_2} Q(\lambda, r) n(r) r^2 dr \quad (3.88)$$

式中, $Q(\lambda, r) = K(\lambda, r) + \frac{C(\lambda, r)}{\pi r^2}$, $K(\lambda, r)$ 是半径为 r 的微粒对波长 λ 辐射的散射面积比, $C(\lambda, r)$ 为吸收截面。若假定云、雾或雨中水滴近似为球形,则运用几何光学与惠更斯原理的结合,或者利用米氏的严格电磁理论计算,可以得到下列结果:

$$Q(\lambda, r) = 2 - 4e^{-\rho \tan \varphi} \left(\frac{\cos \varphi}{\rho} \right) \sin(\rho - \varphi) - 4e^{-\rho \tan \varphi} \left(\frac{\cos \varphi}{\rho} \right)^2 \cos(\rho - 2\varphi) + 4 \left(\frac{\cos \varphi}{\rho} \right)^2 \cos 2\varphi \quad (3.89)$$

式中, $\rho = \frac{4\pi r}{\lambda} (n-1)$, $\tan \varphi = \frac{k}{n-1}$, $n - jk = \hat{N}$ 为水滴的复折射率,它们随波长的变化如图 3.7 所示。若云和雾可看作由球形冰晶组成,则式(3.89)仍适用,但折射率应取图 3.8 所示的冰的折射率值。很明显,当把水滴近似看作无吸收($k=0$)的球形水珠时,从式(3.89)可以直接得到散射面积比表达式(3.61)。

应该指出,式(3.89)是在假设 $(n-1) \ll 1$, $k \ll 1$ 和 $\frac{2\pi r}{\lambda} \gg 1$ 的情况下推出的,但对 $|n-1-jk| \ll 1$ 和 $\frac{2\pi r}{\lambda} \gg 1$ 依然适用。而且,当 $\rho \ll 1$ 时,式(3.89)简化为

图 3.7 液态水的复折射率($n-jk$)图 3.8 冰的复折射率($n-jk$)

$$Q(\lambda, r) = \frac{4}{3}\rho \tan\varphi + \frac{1}{2}\rho^2(1 - \tan^2\varphi) \quad (3.90)$$

为了按照式(3.88)计算衰减系数,通常采用下列液滴数密度模型:

$$n\left(\frac{r}{r_m}\right) = C\left(\frac{r}{r_m}\right)^p \exp\left[-D\left(\frac{r}{r_m}\right)^{q'}\right] \quad (3.91)$$

式中, $C = \left(\frac{p}{q'}\right)^{(p+1)/q'} \cdot \frac{q'}{\Gamma\left(\frac{p+1}{q'}\right)} \cdot \frac{N}{r_m}$, $D = \frac{p}{q'}$; N 为每单位体积的液滴总数; r_m 为个数最多液滴半

径; p 和 q' 为能够调整为适合实际液滴尺寸分布的参数; $\Gamma\left(\frac{p+1}{q'}\right)$ 为 Γ 函数。

应该指出,式(3.91)给出的液滴分布模型,对于不同地理位置、不同时间(如起雾和消散过程中)和不同类型的云中,可能会有较大的偏差。

因为气象(雾、雨、雪)粒子尺寸通常比红外辐射波长大得多,所以根据米氏理论,这样的粒子产生非选择的辐射散射。

雾粒的尺寸各有不同。虽然辐射在雾中有吸收衰减,但随波长的变化,比在大气分子和粒子散射时要弱些,而不比 $8\sim 14\mu\text{m}$ 透过窗口的衰减小,通常在雾中红外辐射的衰减比可见光的衰减小 $2\sim 2.5$ 倍。

对于小粒状雾,光谱散射衰减系数可按式(3.82)近似计算。

在可见光和红外光谱区,雨和雪的辐射衰减与雾的衰减有别,是非选择性的。因此,对于决定与其强度相关的雨、雪的衰减系数可采用在 $10.6\mu\text{m}$ 波长得到的经验公式:

$$a_{\text{雨}} = 0.66J_{\text{雨}}^{0.66} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.92)$$

$$a_{\text{雪}} = 6.5J_{\text{雪}}^{0.7} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.93)$$

式中, $J_{\text{雨}}$ 、 $J_{\text{雪}}$ 分别为与气象条件有关的降雨、降雪强度(mm/h)。

在没有实测数据的情况下,可采用下面的降雨(雪)强度数值进行估算:小雨(雪), 2.5mm/h ; 中雨(雪), 12.5mm/h ; 大雨(雪), 25mm/h ; 倾盆大雨: 100mm/h 。

由雨的衰减所导致的透过率为

$$\tau'_3 = \exp(-a_{\text{雨}} \cdot R) \quad (3.94)$$

由雪的衰减所导致的透过率为

$$\tau''_3(\lambda) = \exp(-a_{\text{雪}} \cdot R) \quad (3.95)$$

式中, R 为作用距离。

3.9 平均透过率与积分透过率的计算方法

对于非连续的离散型数据,可采用将积分形式变为求和形式的方法计算平均透过率与积分透过率。

3.9.1 平均透过率的计算方法

如上所述,首先求出 $\tau_1(\lambda)$ 、 $\tau_2(\lambda)$ 和 $\tau_3(\lambda)$,由式(3.9)即可求出大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$,然后将平均透过率的积分形式变为求和形式,即由式(3.6)变为下式:

$$\begin{aligned}\bar{\tau}_a &= \frac{1}{\Delta\lambda} \left[\tau_a(\lambda_1) \times \frac{1}{2} d\lambda + \tau_a(\lambda_1 + d\lambda) d\lambda + \cdots + \tau_a(\lambda_1 + (n-1)d\lambda) d\lambda + \frac{1}{2} \tau_a(\lambda_2) d\lambda \right] \\ &= \frac{d\lambda}{\Delta\lambda} \left[\frac{1}{2} (\tau_a(\lambda_1) + \tau_a(\lambda_2)) + \sum_{i=1}^{n-1} \tau_a(\lambda_1 + i d\lambda) \right]\end{aligned}\quad (3.96)$$

式中, $\lambda_1 \sim \lambda_2$ 为光谱范围; $\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$; $d\lambda$ 为光谱间隔,亦即求和间隔; $n = \Delta\lambda / d\lambda$, n 应为正整数, n 越大, $\bar{\tau}_a$ 的精确程度越高。

将有关数据代入式(3.96),可以求出平均透过率 $\bar{\tau}_a$ 。

3.9.2 积分透过率的计算方法

积分透过率的计算方法如下:

(1) 用式(3.9)求出波段内的大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$ 。

(2) 确定大气积分透过率。

把式(3.8)中的积分形式变为求和形式,即用下式确定大气积分透过率:

$$\tau_a = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} \varphi_e(\lambda_1 + i d\lambda) \tau_a(\lambda_1 + i d\lambda)}{\sum_{i=0}^{N-1} \varphi_e(\lambda_1 + i d\lambda)}\quad (3.97)$$

式中, $d\lambda$ 为求和间隔; $N = (\lambda_2 - \lambda_1) / d\lambda$ 。

目标辐射通量由下式确定(对朗伯灰体辐射源):

$$\varphi_e(\lambda) = \epsilon_0 M_e(\lambda, T) S_0\quad (3.98)$$

式中, ϵ_0 为灰体辐射系数; $M_e(\lambda, T)$ 为绝对黑体的辐射出射度; S_0 为目标辐射的面积; T 为目标热力学温度。

将式(3.98)代入式(3.97),得:

$$\tau_a = \frac{\sum_{i=0}^{N-1} M_e(\lambda_1 + i d\lambda) \tau_a(\lambda_1 + i d\lambda)}{\sum_{i=0}^{N-1} M_e(\lambda_1 + i d\lambda)}\quad (3.99)$$

(3) 计算 $M_e(\lambda, T)$ 。

在红外系统中, $M_e(\lambda, T)$ 的常用形式为

$$M_e(\lambda) = c_1 / [\lambda^5 (\exp(c_2 / \lambda T) - 1)]\quad (3.100)$$

式中, c_1 为第一辐射常量; c_2 为第二辐射常量; λ 为辐射波长(μm)。

(4) 求 τ_a 。

由 $M_e(\lambda_1 + i d \lambda)$ 和 $\tau_a(\lambda_1 + i d \lambda)$, 代入式(3.99)可求得 τ_a 。

3.10 计算示例

【例 3.1】 气象条件如下: 水平路程距离 $D=2\text{km}$, 气象能见度 $D_V=20\text{km}$ (在 $\lambda_0=0.55\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B=20^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r=80\%$, 无雾和雨。计算 $\lambda_1=4\mu\text{m}$ 和 $\lambda_2=10\mu\text{m}$ 时的大气光谱透过率。

解:

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B=20^\circ\text{C}$, 查表 3.13 得到空气相对湿度 $H_r=100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%)=17.3\text{mm/km}$, 由式(3.14)可知, 相对湿度 $H_r=80\%$ 、路程距离 $D=2\text{km}$ 的可降水分

$$\omega = \omega_0 D H_r = 27.7\text{mm}$$

由表 3.7 和表 3.9, 用插值法或外推法可分别求出:

$$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda_1) = 0.952, \quad \tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda_2) = 0.718$$

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

路程距离 $D=2\text{km}$ 时, 从表 3.8 和表 3.10 中查得

$$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda_1) = 0.991, \quad \tau_{\text{CO}_2}(\lambda_2) = 0.997$$

(3) 求 $\tau_2(\lambda_1)$ 、 $\tau_2(\lambda_2)$ 。

根据式(3.83)求出纯粹由散射导致的透过率为

$$\tau_2(\lambda_1) = 0.972, \quad \tau_2(\lambda_2) = 0.991$$

(4) 求 $\tau_a(\lambda_1)$ 、 $\tau_a(\lambda_2)$ 。

由于没有气象衰减, 所以 $\tau_3(\lambda)=1$, 因此由式(3.9)得到:

$$\tau_a(\lambda_1) = 0.952 \times 0.991 \times 0.972 = 0.917$$

$$\tau_a(\lambda_2) = 0.718 \times 0.997 \times 0.991 = 0.709$$

【例 3.2】 气象条件如下: 水平路程距离 $D=2\text{km}$, 气象能见度 $D_V=10\text{km}$ (在 $\lambda_0=0.55\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B=5^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r=85\%$, 小雨强度为 1mm/h 。计算 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的大气光谱透过率。

解:

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B=5^\circ\text{C}$, 查表 3.13 得到空气相对湿度 $H_r=100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%)=6.8\text{mm/km}$, 由式(3.14)可知, 相对湿度 $H_r=85\%$ 、路程距离 $D=2\text{km}$ 的可降水分

$$\omega = \omega_0 D H_r = 11.6\text{mm}$$

由表 3.9 用插值法或外推法, 可分别求出 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$, 结果列于表 3.23。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由表 3.10, 对路程距离 $D=2\text{km}$ 时, 可确定 $8\sim 14\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$, 结果列于表 3.23。

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.83)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$, 结果列于表 3.23。

(4) 求 $\tau'_3(\lambda)$ 。

由式(3.92)得 $a_{\text{雨}} = 0.66 \times 1^{0.66} = 0.66 \text{ km}^{-1}$, 由式(3.94)计算出小雨的衰减所导致的非选择气象透过率 $\tau'_3(\lambda) = e^{-2 \times 0.66} = 0.267$ 。

(5) 求 $\tau_a(\lambda)$ 。

由式(3.9)可计算出 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 范围内的大气光谱透过率 $\tau_a(\lambda)$, 结果列于表 3.23, 按照此表, 可作出相应的大气光谱透过率曲线。为了说明计算方法, 这里仅列出了有限的几组数据。

表 3.23 例 3.2 的大气光谱透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$
8.0	0.565	1	0.976	0.147
8.4	0.746	1	0.978	0.195
8.8	0.820	1	0.979	0.214
9.6	0.858	0.961	0.981	0.216
10.0	0.867	0.997	0.982	0.226
10.4	0.869	0.998	0.983	0.228
10.6	0.871	0.999	0.983	0.228
11.0	0.866	0.997	0.984	0.227
11.8	0.842	0.993	0.986	0.220
12.6	0.849	0.815	0.987	0.182
13.0	0.826	0.912	0.987	0.199
13.6	0.789	0.351	0.988	0.073
13.8	0.774	0.215	0.988	0.044

【例 3.3】 气象条件如下: 水平路程距离 $D = 3 \text{ km}$, 气象能见度 $D_V = 15 \text{ km}$ (在 $\lambda_0 = 0.55 \mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B = 27^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r = 70\%$, 无雾和雨, 目标是温度 $t_0 = 27^\circ\text{C}$ 的朗伯灰体辐射源。计算在 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 范围内的大气积分透过率。

解: 与例 3.2 类似, 首先用式(3.9)确定大气光谱透过率, 然后由式(3.99)计算大气积分透过率。

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B = 27^\circ\text{C}$, 查表 3.13 得到空气相对湿度 $H_r = 100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%) = 25.8 \text{ mm/km}$, 由式(3.14)可知, 相对湿度 $H_r = 70\%$ 、路程距离 $D = 3 \text{ km}$ 的可降水分

$$\omega = \omega_0 D H_r = 54 \text{ mm}$$

由表 3.9 用插值法或外推法, 可分别求出 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$, 结果列于表 3.24。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由表 3.10, 对路程距离 $D = 3 \text{ km}$ 时, 用外推法确定 $8 \sim 14 \mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$, 结果列于表 3.24。

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.83)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$, 结果列于表 3.24。

用式(3.9)计算出大气光谱透过率, 结果列于表 3.24。

表 3.24 例 3.3 的大气光谱透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$
8.0	0.07	1	0.98	0.07
8.4	0.26	1	0.98	0.25

续表

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\tau_a(\lambda)$
8.8	0.40	1	0.98	0.39
9.6	0.49	0.94	0.98	0.45
10.0	0.51	0.99	0.98	0.49
10.4	0.52	0.99	0.98	0.50
10.6	0.52	1	0.98	0.51
11.0	0.51	0.99	0.98	0.50
11.8	0.44	0.99	0.99	0.43
12.6	0.47	0.74	0.99	0.34
13.0	0.41	0.87	0.99	0.35
13.6	0.34	0.27	0.99	0.09
13.8	0.31	0.15	0.99	0.05

(4) 计算大气积分透过率。

取求和间隔 $\Delta\lambda = 0.5\mu\text{m}$, 由式(3.99)和式(3.100)计算大气积分透过率。计算得到:

$$\tau_a = 0.39$$

【例 3.4】 气象条件如下: 水平路程距离 $D = 1.8\text{km}$, 高度 $H = 2\text{km}$, 气象能见度 $D_V = 13.8\text{ km}$ (在 $\lambda_0 = 0.61\mu\text{m}$ 处), 空气温度 $t_B = 2^\circ\text{C}$, 空气相对湿度 $H_r = 50\%$ 。计算 $2.0 \sim 2.5\mu\text{m}$ 波段内的平均大气透过率。

解:

(1) 求 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ 。

根据 $t_B = 2^\circ\text{C}$, 查表 3.13 得到空气相对湿度 $H_r = 100\%$ 时的可降水分, $\omega_0(100\%) = 0.557\text{cm/km}$, 由式(3.30)可知, 相对湿度 $H_r = 50\%$ 、 $D = 1.8\text{km}$ 、 $H = 2\text{km}$ 上的可降水分为

$$\omega_e = \omega_0 R \cdot H_r e^{-0.515H} = 0.178\text{cm} \approx 0.2\text{cm}$$

由表 3.7 可查出 $2.0 \sim 2.5\mu\text{m}$ 范围内的 $\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$, 结果列于表 3.25。

(2) 求 $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 。

由式(3.37)可得到有效海平面距离为

$$R_e = R_H e^{-0.313H} = 0.962\text{km}$$

查表 3.8, $\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$ 结果列于表 3.25。

表 3.25 例 3.4 的大气光谱透过率和平均大气透过率

$\lambda/\mu\text{m}$	$\tau_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$	$\tau_{\text{CO}_2}(\lambda)$	$\tau_2(\lambda)$	$\bar{\tau}_a$
2.0	0.933	0.931	0.91	0.845
2.1	0.982	0.994		
2.2	0.991	1.000		
2.3	0.982	1.000		
2.4	0.911	1.000		
2.5	0.695	1.000		

(3) 求 $\tau_2(\lambda)$ 。

根据式(3.83)求出纯粹由散射导致的透过率 $\tau_2(\lambda)$ 。由于 $D_V = 13.8\text{km}$, 故取 $q = 1.3$ 。因为这个光谱带很窄, 由散射导致的透过率随波长变化较慢, 故取光谱带的中心波长 $\lambda = 2.25\mu\text{m}$ 处的 $\tau_2(\lambda)$ 作为

平均的 $\tau_2(\lambda)$, 得 $\tau_2(2.25) = 91\%$ 。

(4) 求 $\bar{\tau}_a$ 。

由式(3.96)可计算出 $2.0 \sim 2.5 \mu\text{m}$ 的平均大气光谱透过率 $\bar{\tau}_a$ 。取 $\Delta\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, 而光谱间隔 $d\lambda = 0.1 \mu\text{m}$, 得 $\bar{\tau}_a = 0.845$ 。

这里所述的计算方法, 仅需要查阅有关的基本数据表, 就可以顺利地进行多种情况下大气透过率的较准确计算, 尤其是对大气窗口的透过率计算, 并且便于工程应用。此外, 还可以在计算机上编制软件进行计算。

3.11 激光辐射在大气中的传输及计算方法

由于对流层以上对激光传输的影响是很小的, 实际大气对激光的传输影响主要是指对流层对激光传输的影响。对流层是多种气体(N_2 、 O_2 、 CO_2 等)与水蒸气的混合体, 处于大气的最底层, 其大气密度随高度的增加而下降, 其介电特性随时空而变, 激光在其中传输会产生折射效应, 对流层大气有明显的大尺度变化, 同时还叠加大气的局部湍流运动, 其气体分子和水气凝结物(云、雾、雨、雪)具有吸收和散射作用, 激光通过对流层大气时, 因大气密度不均而出现折射现象, 大气折射率与光波波长、空气温度、湿度、压强、高度等有关。因此激光在大气中传输路径是弯曲的, 大气折射率使光程加长, 光束角度发生变化, 引起测量距离和高度误差。

激光在大气中传输时, 受到大气气溶胶的折射、吸收、散射、湍流畸变、热晕畸变等多种因素的综合作用。在低能激光作用下, 主要是大气湍流影响占优势; 在高能激光作用下, 热晕引起的畸变影响显得突出。在低空、湿度较大的大气中, 大气的吸收、散射、湍流作用都较强, 同时这些较强的作用将增加热晕效应的影响; 而在高空、干洁的大气中, 大气的吸收、散射、湍流、热畸变效应都将明显减弱。

激光在大气中传输时, 受到大气分子和气溶胶的吸收与散射, 其强度将受到衰减。由于大气湍流的影响, 将导致目标上的光斑扩大。这两者属于激光在大气中传输的线性光学效应。当激光功率足够大时, 还会产生非线性的热晕现象。热晕效应属于非线性光学效应, 其效应的大小与激光强度密切相关。这些效应将会使目标上的激光功率密度下降, 影响激光对目标的作用效果。

与非相干辐射光束类似, 大气湍流对相干光束特性的影响程度与形式同光束直径与湍流尺度有很大关系, 大致可分为三种情况: 当光束直径远远小于湍流尺度时, 湍流主要使光束产生随机偏折, 接收机端光束漂移; 当湍流尺度约等于光束直径时, 湍流主要使光束截面发生随机偏转, 从而形成到达角起伏, 使接收端的焦平面上出现像点抖动; 更常见的情况是, 即光束直径远大于湍流尺度, 湍流对光束起衍射作用, 引起光束强度和相位在时空上的随机分布, 导致光束截面的扩展, 这时光束截面内包含许多小湍流旋涡, 各自对照射的那一小部分光束起衍射作用, 相干性退化, 光束面积也会扩大, 衰减总体接收光强。

激光对目标的作用主要取决于功率密度, 即主要取决于传递到远场的激光功率和远场的光斑半径。传递到远场的激光功率主要取决于大气透过率和发射端激光功率。远场光斑半径的扩展可分为激光光束在自由空间传播时由衍射造成的光束扩展, 激光光束在实际大气中传播时由大气湍流、热晕产生的扩展半径以及由瞄准抖动产生的扩展半径。光束的扩展对实际激光的作用效果影响很大。如果激光光束扩展太大, 即使不存在由大气造成的功率损耗, 光束强度也将随传输距离的增大而迅速减小。

高功率激光在大气中传输时, 除受到大气分子和气溶胶粒子造成的吸收、散射, 大气湍流引起的光束随机漂移、扩展和畸变等多种线性效应因素的影响之外, 同时还会受到大气击穿、非线性热晕以及受

激拉曼散射等非线性效应的影响。

激光在大气中传输,当激光功率密度大于空气击穿阈值时,将在空气周围形成等离子体效应,激光束在等离子区域将被强烈吸收,不能穿过等离子区继续向前传播,形成“屏蔽”效应。研究激光传输问题,激光功率密度必须小于击穿阈值。当激光脉宽大于 1.0ns 时,大气击穿阈值功率 p_{th} 与波长 λ 的关系为

$$p_{th} = 3.2 \times 10^{11} / \lambda^2 \quad (3.101)$$

一般而言,干洁大气中,CO₂ 激光的击穿阈值为 $10^8 \sim 10^{10} \text{ W/cm}^2$, Nd:YAG 激光的击穿阈值为 $10^{10} \sim 10^{12} \text{ W/cm}^2$,短波的击穿阈值高于长波。当空气中含有气溶胶等杂质粒子时,击穿阈值大约要降低 2~3 个数量级,实际大气中或多或少地存在气溶胶等杂质粒子,激光功率密度小于 10^7 W/cm^2 时,强激光在大气中传输时不会产生“屏蔽”现象。可以自由传播。对激光系统,在光束传输中将激光击穿阈值条件定为 10^7 W/cm^2 相对合适,在这一条件以内,光束可以自由传输。

因此,激光辐射在大气中传输,除遇到非相干红外辐射传输时碰到的共同问题(吸收和散射衰减,大气闪烁等)以外,由于激光束的相干性和高功率密度,还会出现一些特殊效应。影响激光在大气中传输的重要因素包括:①大气分子和悬浮微粒的线性吸收和散射;②大气湍流引起的光束随机漂移、扩展和畸变;③非线性热晕效应;④强光下气体击穿引起的等离子体强烈衰减效应;⑤云雾中的复杂散射问题。上述诸因素既取决于大气的各种条件,也取决于激光波长以及工作方式是连续波还是脉冲的,激光传输还与发射机和接收机的光束宽度有重要关系。应该指出,激光在大气中传输时,这些因素中,主要会受到大气三种因素效应的影响:大气分子和气溶胶的吸收与散射效应,大气湍流效应,非线性热晕效应。这些效应会使目标上的激光功率密度下降,从而影响激光对目标的作用效果。

此外,当激光在大气湍流中传输时,由于大气折射率的随机起伏,将会产生光强闪烁、光束扩展和光斑漂移等效应。在强起伏情况下,多次散射的出现将会导致激光相干性严重退化,激光在传输过程中由完全相干光变成了部分相干光。

3.11.1 线性传输效应及计算方法

激光束在大气中产生的传输效应,包括光束漂移、光强闪烁、相位起伏与偏振变化、光束扩展,以及吸收和散射产生的衰减效应等。

1. 光束漂移、光强闪烁、相位起伏与偏振变化

具体如下所述。

1) 光束漂移

当激光通过湍流大气时,传播方向的随机起伏造成光束偏离预期位置,这种效应称为光束漂移,通常采用漂移角或漂移幅度来度量。漂移角为光斑中心偏离其平均位置的角度;到达角为光束入射到接收面时的发散角。可以证明,到达角起伏方差为漂移角起伏方差的 3 倍。

光束漂移反映了光斑空间位置随时间的变化。光束漂移对激光在大气中的应用具有重要的影响。理论和实验研究光束漂移通常以光斑质心位置的变化来描述。光斑漂移与波长无关,汇聚光束的漂移小于准直光束。

光束漂移和像点抖动的概率分布是正态分布,一般情况下漂移角和到达角起伏都小于 $50 \mu\text{rad}$ 。光漂移角和折射率结构常数随时间变化一致,折射率结构常数变大时,漂移角也变大,反之亦然。由于折射率结构常数是大气光学中的一个重要的参数,它描述了大气折射率起伏的强度,可以用它来表示湍流的强弱,成为表征湍流强度的物理量,所以光束漂移和湍流强度密切相连,湍流强时漂移角大,湍流弱时

漂移角小。

2) 光强闪烁

光强闪烁是当光束直径比湍流尺度大很多时,光束截面内包含多个湍流漩涡,每个漩涡各自对照射其上的那部分光束独立散射和衍射,引起光强的忽大忽小,即大气闪烁。在激光通信系统中,大气闪烁可引起接收机探测电流的随机涨落,从而导致探测系统的噪声增加。

3) 相位起伏

大气折射率的起伏与不均匀性引起波前畸变。随着时间和路程的增加,引起各部分光束的光程起伏和相位起伏,从而使到达接收机孔径的相位发生显著的不规则变化。在相干光束情况下,该起伏效应明显破坏光束相干性,使波束发散,频率漂移和图像模糊。

4) 偏振变化

偏振光束通过湍流大气后,偏振方向将产生变化。当折射率有 10^{-2} 数量级的变化时,偏振变化约为 $1^\circ \sim 2^\circ$ 。

2. 衍射和抖动引起的光束扩展

在连续波情况下,为评价在特定焦距时的大气传输特性,常用对随机抖动和湍流效应平均的峰值焦点辐照度来描述。若为方便起见,假设光源光束为高斯型,则在良好近似下,有光束抖动和湍流引起漂移与扩展效应的平均焦点辐照度图形也是高斯型的,其峰值辐照度为

$$E_p = \frac{P}{\pi\rho^2} \exp(-\beta R) \quad (3.102)$$

式中, P 为激光总发射功率; β 为衰减系数; R 为距离; ρ 为无热晕时平均辐照图像的 $1/e$ 半径。由光源的光束质量、衍射、抖动和大气湍流等各种效应共同决定的均方根光束半径 ρ 由下式确定:

$$\rho^2 = \rho_d^2 + \rho_j^2 + \rho_i^2 \quad (3.103)$$

式中, ρ_d^2 为衍射效应项; ρ_j^2 为光束抖动项; ρ_i^2 为光束扩展项。

$$\rho_d^2 = B^2 \frac{R}{k^2 \rho_0^2} + \rho_0^2 \left(1 - \frac{R}{F}\right)^2 \quad (3.104)$$

式中, ρ_0 、 F 和 $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ 分别是波长为 λ 的光源 $1/e$ 光束半径、焦距和波数。 $F = \infty$ 或 R 分别对应于准直光束或在距离 R 上聚焦的光束。 B 是以源的远场或焦距光束半径来表征的源光束质量参数,这个远场或焦距光束半径就是参数 B 乘以衍射极限半径。当光源波前的像差或缺陷很小时,参数 B 与均方波前误差 $\overline{\Delta\phi^2}$ 的关系为 $B^2 = 1 + \overline{\Delta\phi^2}$ 。

式(3.103)中的光束抖动项 ρ_j^2 可以用焦点的均方径向位移给出:

$$\rho_j^2 = 2\langle\alpha_x^2\rangle R^2 \quad (3.105)$$

式中, $\langle\alpha_x^2\rangle$ 是单轴抖动角的方差。若假定各向同性,则 $\langle\alpha_x^2\rangle = \langle\alpha_y^2\rangle$ 。

3. 在湍流中的光束扩展

大气衰减往往未考虑大气的动态特性。实际上大气始终处于一种湍流状态,即大气的折射率随空间、时间作无规则的变化。而折射率起伏直接影响激光的传输特性。大气湍流效应对激光光束的影响主要包括光斑漂移、光斑(束)扩展和光斑闪烁。大气湍流对光束传播的影响与光束直径、湍流尺度之比有关。这些效应不是独立存在的,因为湍流尺度是分布在一定范围内的,不同尺度的湍流各自起着相应的作用。

激光在大气湍流中传播时,其光斑在时刻漂移着。湍流大气会使激光束的瞬时光斑扩大,通常称为

短时扩展。而湍流大气中传播的激光光斑又在时刻漂移着,如果长时间观测(长曝光光斑),由于瞬时光斑随机漂移引起的累加效应,在接收端上会形成比瞬时光斑(短曝光光斑)大得多得弥散斑,通常称为长时扩展。弱起伏条件下的光传播理论分析中,假定光源为高斯光束的激光经大气传播后,被湍流扩展后的短时和长时扩展光斑的空间分布仍然服从高斯分布。

这里主要讨论激光在大气湍流中存在的光束扩展相关问题。

1) 光束扩展

许多文献广泛地研究了激光辐射在湍流大气中的传输效应,并得到式(3.103)中湍流引起的光束扩展项 ρ_t 的近似表达式:

$$\rho_t = \frac{2R}{k\omega_0} \quad (3.106)$$

$$\omega'_0 = (0.545k^2 C_n^2 R)^{-3/5} \quad (3.107)$$

式中, ω'_0 是当沿路程有均匀湍流度时球面波的横向相干长度。 C_n^2 为大气折射率结构常数或大气结构常数(量纲是 $\text{m}^{-2/3}$)。

当 $C_n^2 > 2.5 \times 10^{-13}$ 时,大气湍流为强湍流;当 $6.4 \times 10^{-17} < C_n^2 < 2.5 \times 10^{-13}$ 时,大气湍流为中等强度湍流;当 $C_n^2 < 6.4 \times 10^{-17}$ 时,大气湍流为弱湍流。

对于大气湍流理论,Kolmogorov 率先提出了著名的“2/3 定律”,即两个相距长度为 r 的在自由空间中的点,二者的大气折射率结构表达式为 $D_n(r) = C_n^2 r^{2/3}$ 。

Tatarskii 以 Kolmogorov 理论模型为基础,提出了电磁波在湍流信道中进行传输的模型。其后,Freid 基于该模型提出了又一个表述湍流强弱的概念,被称为大气相干长度,用 r_0 来表示。假设激光在大气湍流中传输距离为 R 时,其穿过湍流的衍射极限通常用激光截面上的相干距离来表述,有表达式 $r_0 = (0.423k^2 C_n^2 R)^{-3/5}$,其中 k 为波数, $k = 2\pi/\lambda$, λ 为波长。

由于大气湍流的不确定性和复杂性,尽管大气湍流领域经过几十年的发展,还没有出现一个统一的湍流模型。在众多模型中,Kolmogorov 模型是经常被采用的一种大气湍流模型。

对式(3.107),最有意义的路程范围为 $Z_0 < R < Z_i$ 。

$$Z_c = (0.39k^2 C_n^2 L_0^{5/3})^{-1} \quad Z_i = (0.39k^2 C_n^2 l_0^{5/3})^{-1} \quad (3.108)$$

式中, l_0 和 L_0 分别为湍流的内、外标尺,通常 $l_0 \approx (1 \sim 10) \text{mm}$, $L_0 \approx (10 \sim 100) \text{m}$ 。当 $R < Z_c$ 时,因 $\omega'_0 \sim \infty$,故湍流扩展可忽略。当 $R > Z_i$ 时,相干长度取下列形式:

$$\omega'_0 = (0.76C_n R^{1/2} l_0^{-1/6} k)^{-1} \quad (3.109)$$

它依赖于内标尺 l_0 。在 $R \geq Z_i$ 的情况下,从式(3.106)和式(3.109)看出,湍流光束与波长无关。然而,对于大多数情况而言,湍流光束扩展与波长有关,并且,根据式(3.106)和式(3.107)有

$$\rho_t = 2.01(\lambda^{-1/5} C_n^{6/5} R^{8/5}) \quad (3.110)$$

虽然湍流光束扩展与 $\lambda^{-1/5}$ 成比例表明与波长变化并不很密切,但是,因为衍射造成的光束扩展与 λ 成比例,所以,对于给定的湍流水平、范围和孔径的传播,应该有一种最佳波长。

如果可以忽略式(3.103)中的光束抖动项,则式(3.102)给出的平均峰值辐照度与 $(\rho_d^2 + \rho_t^2)$ 成反比,因此,假如设光束在距离 R 处聚焦,那么,波长 λ 与某种基准波长 λ_0 的峰值辐照度之比为

$$\frac{E(\lambda)}{E(\lambda_0)} = \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^2 \frac{1+A}{1+A(\lambda_0/\lambda)^{12/5}} \quad (3.111)$$

式中, $A = \left(\frac{\rho_t}{\rho_d}\right)_{\lambda=\lambda_0}^2 = 16.12\pi^2 \rho_0 (C_n^2 R \lambda_0^{-2})^{6/5} / B^2$ 。所以,峰值辐照度随波长的缩小而增大。由式(3.111)

可以证明,存在一个临界波长 $\lambda_c = (A/5)^{5/12} \lambda_0$, 当 $\lambda < \lambda_c$ 时, 在衍射极限聚焦中以湍流扩展为主, 并且, 辐照度随波长 $\lambda^{2/5}$ 而减弱。

2) 角加宽和相关距离

当激光束在湍流大气中传输时, 接收机处光波不仅来自发射机的定向入射, 而且由于多次散射作用, 将出现一定的角度加宽(见图 3.9)。这个角加宽 θ_c 的大小近似由下式确定:

$$\theta_c = (1.46 C_n^2 k^{1/3} R)^{3/5} \quad (3.112)$$

应该指出, 只要角加宽 θ_c 小于接收机束宽 θ_{r_0} , 则对无湍流自由空间输出归一化的输出不受接收机特性的影响。但是, 若角加宽 θ_c 与 θ_{r_0} 相当或大于该束宽, 则输出将受接收机特性的影响。

接收机的相关距离 ρ_c 通过下式与 θ_c 相联系:

$$\rho_c = (k\theta_c)^{-1} \quad (3.113)$$

3) 脉冲加宽和相干带宽

当激光束以短脉冲形式在湍流大气中传输时, 接收到的脉冲 $I(t)$ 具有图 3.10 所示的一般形状。开始陡峭上升, 尾部缓慢下降。

脉冲加宽 T_c 为:

$$T_c = 2.6 \times 10^{-9} C_n^{12/5} k^{2/5} R^{11/5} \quad (3.114)$$

脉冲加宽 T_c 与角加宽 θ_c 之间有如下关系:

$$\frac{T_c}{R/C} = \theta_c^2 / 2 \quad (3.115)$$

式中, C 为光速。因角加宽 θ_c 很小, 所以式(3.115)表明脉冲加宽 T_c 是在距离为 R 的路程内脉冲总传播时间 R/C 的一个很小部分, 并且意味着脉冲加宽 T_c 相当于直接路程和夹角为 θ_c 的路程之差(见图 3.11)。

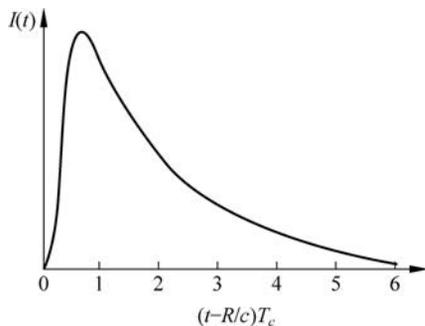


图 3.10 湍流中脉冲加宽(R/C 是自由空间的传输时间)

相干带宽 f_c 与脉冲加宽 T_c 的倒数关系为

$$f_c = (2\pi T_c)^{-1} = 6.12 \times 10^7 (C_n^{12/5} k^{2/5} R^{11/5})^{-1} \quad (3.116)$$

4. 吸收和散射产生的衰减效应

大气会对激光束传输产生衰减效应。激光通过大气传输时由于气体分子和大气气溶胶的吸收和散射作用引起的能量损失为大气衰减。大气分子和气溶胶的吸收与散射是造成光束能量衰减的主要因素。大气吸收使激光的功率衰减, 但不改变光束质量。而大气散射不会造成散射方向上的激光能量量

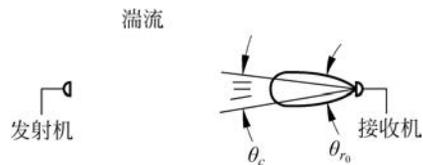


图 3.9 入射到接收机上的光束角加宽

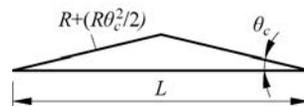


图 3.11 角加宽和脉冲加宽之间的关系

失,但是它将改变激光强度的分布,改变光斑。大气衰减程度与大气条件、辐射波长以及激光在大气中的传输距离有关。对于 $1.064\mu\text{m}$ 波长的激光来说,激光在大气传输中分子吸收和散射可忽略,主要衰减是气溶胶的吸收和散射。

计算激光在大气中的吸收和散射,仍可应用前面 3.3 节给出的物理基础。但在具体处理吸收问题时,必须根据极精确的谱线参数作高分辨率的计算。这是因为激光波长的微小变化,都会导致吸收的显著改变。

在雨、雪天气,激光衰减系数有如下近似经验公式:对于 $1.06\mu\text{m}$ 波长, $\alpha_{\text{雨}} = 0.25J_{\text{雨}}^{0.59}$ 和 $\alpha_{\text{雪}} = 0.56J_{\text{雪}}^{0.57}$; 对 $3\sim 5\mu\text{m}$ 波长, $\alpha_{\text{雨}} = 0.336J_{\text{雨}}^{0.577}$; 对 $8\sim 12\mu\text{m}$ 波长, $\alpha_{\text{雨}} = 0.444J_{\text{雨}}^{0.525}$ 。

在雾环境下激光衰减系数有如下模型:

1) Kreid 模型

Kreid 模型建立了雾环境下激光衰减系数 $\alpha_{\text{雾}}$ 与能见度 D_V 之间的关系,如式(3.117)所示。

$$\alpha_{\text{雾}} = 4.343q''/D_V \quad (3.117)$$

式中, q'' 为经验系数,如表 3.26 所示; D_V 为能见度(km)。

表 3.26 不同波长对应的 q'' 值

$\lambda/\mu\text{m}$	0.53	0.65	1.06	10.6
q''	2.46	3.18	3.06	2.1

2) Chylek 模型

Chylek 针对雾滴粒径小于 $13\mu\text{m}$ 时的衰减系数 $\alpha_{\text{雾}}$ 提出了一个广适性的经验公式,如式(3.118)所示。

$$\alpha_{\text{雾}} = 1500\pi C'W/\lambda \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.118)$$

式中, W 为雾的含水量,单位是 g/m^3 ; 平流雾的含水量和能见度的经验关系公式为 $W = 0.0156D_V^{-1.43}$, 辐射雾的含水量和能见度的经验关系公式为 $W = 0.00316D_V^{-1.54}$; λ 为波长, C' 为常数,不同波长所对应的 C' 值如表 3.27 所示。

表 3.27 不同波长对应的 C' 值

$\lambda/\mu\text{m}$	1.06	3.8	5.3	10.6	11	12
C'	0.61	0.68	0.58	0.33	0.30	0.35

在得到对应的波长和 C' 值后,利用式(3.118),建立不同入射波长时对应的衰减系数与能见度的关系:

(1) 当激光波长为 $1.06\mu\text{m}$ 时,平流雾与辐射雾的衰减系数 α_{adv} 、 α_{rad} 分别如式(3.119)和式(3.120)所示。

$$\alpha_{\text{adv}} = 42.3048D_V^{-1.43} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.119)$$

$$\alpha_{\text{rad}} = 8.5694D_V^{-1.54} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.120)$$

(2) 当激光波长为 $10.6\mu\text{m}$ 时,平流雾与辐射雾的衰减系数 α_{adv} 、 α_{rad} 分别如式(3.121)和式(3.122)所示。

$$\alpha_{\text{adv}} = 2.288619D_V^{-1.43} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.121)$$

$$\alpha_{\text{rad}} = 0.46359D_V^{-1.54} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.122)$$

3) Naboulsi 模型

在 Naboulsi 提出的经验模型中,激光在平流雾与辐射雾中的衰减系数 α_{adv} 、 α_{rad} 分别如式(3.123)和

式(3.124)所示。

$$\alpha_{\text{adv}} = \frac{0.11478\lambda + 3.8367}{D_V} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.123)$$

$$\alpha_{\text{rad}} = \frac{0.18126\lambda^2 + 0.13709\lambda + 3.7502}{D_V} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.124)$$

4) Vasseur 模型

Vasseur 提出的激光入射波长为 $0.63\mu\text{m}$ 和 $10.6\mu\text{m}$ 对应的衰减系数经验模型 $\alpha_{0.63}$ 、 $\alpha_{10.6}$ 分别如式(3.125)和式(3.126)所示。

$$\alpha_{0.63} = 360W^{0.64} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.125)$$

$$\alpha_{10.6} = 610W \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.126)$$

当激光波长为 $0.63\mu\text{m}$ 时,有

$$\alpha_{\text{adv}} = 360W^{0.64} = 25.1132D_V^{-0.9152} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.127)$$

$$\alpha_{\text{rad}} = 360W^{0.64} = 9.038622D_V^{-0.9856} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.128)$$

当激光波长为 $10.6\mu\text{m}$ 时,有

$$\alpha_{\text{adv}} = 610W = 9.516D_V^{-1.43} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.129)$$

$$\alpha_{\text{rad}} = 610W = 1.9276D_V^{-1.54} \quad (\text{km}^{-1}) \quad (3.130)$$

经过分析,比较式(3.118)~式(3.130)和式(3.82)模型,对不同波长对应的衰减系数随能见度变化的曲线均表现出相对一致的下降趋势,其中长波长激光的衰减系数小于短波长激光。在能见度 $1\text{km} < D_V < 30\text{km}$ 时各模型对应的衰减系数结果较为接近,能见度 $0\text{km} < D_V < 1\text{km}$ 时的衰减曲线略有区别。

对入射波长为 $1.06\mu\text{m}$ 和 $10.6\mu\text{m}$ 时各模型衰减系数,在能见度较低时的衰减系数差别较大,这是因为用经验模型分析雾环境中的激光传输衰减特性时,在低能见度的情况下,由多重散射所造成的衰减影响是不可忽略的,且有多种因素会对多次散射的效果造成影响。

应该强调指出,激光在无规媒质中传输时,由于云雾和其他物质微粒的散射,不仅导致辐射衰减,而且引起相干性、束宽和脉冲波形的变化。这种变化既取决于媒质特性,也依赖于发射机与接收机的特性。

3.11.2 非线性传输效应(热晕)

当一束高能激光通过大气传输时,光束的部分能量被空气中的某些分子或特定物质吸收,使得传输路径上的空气被加热,气体以声速膨胀,密度降低以使压力趋于平衡,从而导致传输路径上的气体介质的折射率下降,产生一个负透镜效应,使光束发散。这种效应称为热晕。当存在侧向风时,在光轴顺风方向空气密度降低,因而光轴逆风方向的折射率减小,形成特有的弯向上风的弯月形光束分布,造成光束的畸变、弯曲和发散,严重影响了光束质量和到达靶面的激光功率密度。热晕效应是由于大气分子、气溶胶吸收激光能量导致发射激光束横截面上空气折射率的变化,从而使激光束发生弯曲、畸变等。大气热晕属于非线性效应。热晕效应与激光的强度有关。热晕效应是由于大气对激光能量有吸收才产生的,因此理论上认为只要大气对激光能量有吸收就会产生热晕效应。

当激光功率增加到一定值时,靶面上的功率密度达到最大值。而当激光功率进一步增加,不仅不会增加靶面上的功率密度,而且靶面上的功率密度反而会减小。热晕不仅造成光束偏转、扩展、畸变,而且还限制了激光在大气中传输的最高功率密度。如果激光功率超过了临界功率,随着发射功率的增加,远场聚焦功率密度反而下降。这个功率密度伴随着大气湍流的存在而进一步减小。即所谓的湍流与热晕相互作用的小尺度热晕不稳定性。

也就是说,激光在大气中传输时,因与大气组分相互作用而产生一系列非线性效应。如动力冷却效应、自聚焦或增强效应、吸收饱和效应以及因粒子蒸发引起的气溶胶加热饱和效应等。但对大功率激光传输而言,很重要的非线性效应就是大气分子和气溶胶吸收激光功率引起的热晕效应。热晕指的就是激光束的自感扩展、畸变和弯曲。因空气吸收了激光辐射而变热,形成密度梯度和折射率梯度。这种梯度起着非线性透镜作用。热晕限制激光大气传输的最高功率密度,如果激光功率超过了临界功率,随着发射功率的增加,远场聚焦功率密度反而下降。因此,热晕除使光束畸变外,还限制了传输到目标的最大辐照度。与有效发射功率无关,但与工作方式是连续的还是脉冲的有关。

1. 连续波热晕效应

为估计连续波传输中热晕效应对峰值辐照度的影响,可将式(3.102)乘以因子 $F(N)$,因而得到

$$E_p = \frac{P}{\pi\rho^2} \exp(-\beta R) F(N) \quad (3.131)$$

式中,因子 $F(N)$ 是有晕和无晕时峰值辐照度之比。虽然可用非线性波动光学传输模式测定每种有意义情况下的 $F(N)$ 值,但更为方便和有效的是用该因子与无量纲热畸变参数 N 的依赖关系。实验与理论比较得到的简单经验关系式为

$$F(N) = \frac{1}{1 + 0.0625N^2} \quad (3.132)$$

式中,热畸变参数 N 包含了光束功率与直径、焦距、目标距离和移动,以及大气吸收和风速等参数的共同影响,并由下式给出:

$$N = N_0 \left[\frac{2}{R^2} \int_0^R \frac{\rho_0}{\rho(R')} dR' \int_0^{R'} \frac{\rho_0^2 v_0 \exp(-\beta R'')}{\rho^2(R'') v(R'')} dR'' \right] \quad (3.133)$$

式中, v_0 为光束路径上的均匀横向风速; $v(R'')$ 是非均匀速度分布; N_0 是 $1/e$ 半径为 ρ_0 (假设为高光束) 的准直光束在弱衰减极限(即 $\beta R \ll 1$) 和均匀风速 v_0 时的畸变参数,并可表示为

$$N_0 = \frac{-n_T \alpha P R^2}{\pi n_0 d_0 c_p v_0 \rho_0^3} \quad (3.134)$$

式中, n_0 、 n_T 、 α 、 d_0 和 c_p 分别为折射率、随温度变化的折射率系数、吸收系数、密度和媒质定压比热, P 和 R 分别为激光功率和距离。

热晕过程的一个重要特征是它与激光光束功率 P 的依赖关系。具体讲,对于给定的光束大小、焦距和大气条件而言,有一个临界功率 P_c ,在该功率下峰值辐照度达到最大值。超过该功率时峰值辐照度开始下降。对于大功率激光器的应用,热晕成为一种严重的潜在限制,并且,不能像线性传输那样以简单地增大激光功率来克服。可以证明,该临界激光功率为

$$P_c = \frac{N_c}{N} P = \frac{N_c \pi n_0 d_0 c_p v_0 \rho_0^3}{-n_T \alpha f g s R^2} \quad (3.135)$$

式中, N_c 为临界畸变参数,它与 $F(N)$ 基本上可看作是一个具体光束形状、光束参数及传输条件在有限距离变化下的常数。对适用于式(3.132)的经验模型而言,可以证明, $N_c = 4$, $F(N_c) = 0.5$ 。式(3.135)中的因子 f 、 g 和 s 分别为

$$\left. \begin{aligned} f(N_A) &= \frac{2}{N_A^2} [N_A - 1 + \exp(-N_A)] \\ g(x) &= \frac{2x^2}{x-1} \left(1 - \frac{\ln x}{x-1}\right) \\ s(N_\infty) &= \frac{2}{N_\infty^2} [(N_\infty + 1) \ln(N_\infty + 1) - N_\infty] \end{aligned} \right\} \quad (3.136)$$

式中, $N_A = \beta R$, $x = \frac{\rho_0}{\rho}$, 扭摆数 $N_\infty = \omega R / v_0$ 是在距离 R 处发射机光束以角速度 ω 扭摆的速度与均匀风速 v_0 之比。由式(3.136)得到临界辐照度为

$$E_c = \frac{N_c F(N_c) n_0 d_0 c_p v_0}{-n_T \alpha f g s} \frac{\rho_0^3}{\rho^2 R^2} \exp(-\beta R) \quad (3.137)$$

利用 $F(N)$ 和 $N = 4P/P_c$ 关系式的经验模型, 得到峰值辐照度与功率的关系为

$$E_p = E_{p_0}(P_c) \frac{P/P_c}{1 + (P/P_c)} \quad (3.138)$$

式中, $E_{p_0}(P_c) = \frac{P_c}{\pi \rho^2} \exp(-\beta R)$ 是在无热晕的情况下 $P = P_c$ 时的峰值辐照度。这些结果表明, 虽然 $P \ll P_c$ 是峰值辐照度如在真空传输那样随功率线性增大, 但热晕效应把峰值辐照度限制在 $P = P_c$ 时所得的最大值 E_c , 而当功率 $P > P_c$ 时, 峰值辐照度将会下降。

2. 脉冲波热晕效应

为在大气中获得最佳大功率传输, 对连续与脉冲激光工作的选择, 一方面包括连续光束静态热晕效应间的折中; 另一方面包括脉冲光束瞬态和静态热晕及气体击穿之间作出折中。

在海平面条件下, 单脉冲和程度较轻的连续波传输, 分别受到颇严重的瞬时及静态热晕效应限制, 至少原则上可看到热晕限制如何因多脉冲传输而下降。基本途径是:

(1) 利用一系列短得足以避免单脉冲热晕的脉冲, 因定性地讲大气没有时间来响应每个脉冲吸收激光束的能量所引起的加热。

(2) 以某种脉冲重复率发射, 该脉冲重复率能以风和光扭摆的联合效应将早期脉冲引起的受热空气从光束路程中排除掉。

脉冲有多短才能避免大气的瞬时热晕效应, 基本上由流体力学时间 $t_h = \rho_d / c_s$ 、吸收的能量和光束几何形状确定。其中流体力学时间一般是以速度 c_s 横跨聚焦光束半径 ρ_d 的声波传播时间。对于脉冲长度 $t_p \ll t_h$, 密度变化按 t^3 增长, 导致在这一段时间 t 内出现热晕, 并称作 t 立方热晕。有固定吸收能量的 t 立方热晕的强度与脉冲长度的平方成比例, 而利用很短脉冲则可把它减到最小。当有固定脉冲能量的脉冲长度变得更短时, 峰值辐照度增大, 直到气体击穿占支配地位并变为一种限制因素为止。

最佳多脉冲和临界或最佳连续波方式传输的比较表明, 在长距离内, 多脉冲比连续波传输优越, 而且, 最佳多脉冲方式的波长依赖关系比最佳连续波情况下要弱一些。

3.12 部分相干辐射在大气中的传输

通常将频率相同, 且振动方向相同的辐射(光)称为相干辐射(光), 两束满足相干条件的光也可称为相干光。时间相干性和空间相干性都很好。而完全非相干光, 它的光源谱线范围和线度都无限大, 无时间相干性和空间相干性, 任意两个时空点间的扰动没有相互联系。

长期以来, 人们对光束的认知局限于完全相干光束和完全非相干光束, 而没有部分相干光束的意识。其中, 部分相干光束的部分相干针对的是空间上或者时间上。实际上, 从发光的量子本质来讲, 在外界温度、湿度、振动等多方面因素及发光原子本身的统计涨落及非均匀衰减的影响下, 光场的振幅和位相不可避免地受到扰动。因此对于激光谐振腔而言, 原子所激发的相干波列不可能无限长, 即使其相干长度为几十千米也是有限的。而被认为是完全非相干的太阳光, 其相干长度一般也有几十微米并不

是完全非相干光。因此可以说自然界中的所有的光束都是部分相干光束。亦即所接触到的光束都为部分相干光束,相干度介于 $0\sim 1$,即介于完全相干光束与完全非相干光束之间的一种,而后面两种只能存在理想情况。而且部分相干光束和相干光束在传输方面也有很大的不同。

基于对部分相干光束的不断研究和拓展,部分相干光束理论取得了长足的发展,提出了各式各样的部分相干光束源模型,典型代表有高斯-谢尔模型(Gaussian Schell-Model, GSM),其相干度(关联函数)为高斯分布,称为传统空间关联结构分布的部分相干光束。此外还有关联函数为贝塞尔函数的部分相干光束,其传输特性与完全相干光束非常相似,并且在远场形成空心光强分布。

由于激光在大气中传播时,其在接收面上的光强分布等因素都受到大气湍流影响。通过分析可以得出部分相干光受大气湍流的影响要比完全相干光小。部分相干光,可以有效地减小大气湍流对其闪烁指数的影响。

对波长为 $1.55\mu\text{m}$,光束半径为 10mm ,相干长度为 0.01m ,内标尺为 10mm ,外标尺为 1m ,在不同大气折射率结构常数情况下,部分相干 GSM 光束扩展半径随传输距离的变化关系,可以得出,随着大气湍流的减小,波束扩展逐渐减弱。当大气折射率结构常数 $C_n^2 = 1.0 \times 10^{-14}$ 时,在大气湍流中传输的部分相干 GSM 光束扩展半径已经很接近与在自由空间中传输的光束扩展半径。随着相干长度的减小,即光源相干性变差,光束的相对扩展半径会逐渐增加。但是,当相干长度为 0.1m 时,部分相干光在大气湍流中的相对扩展半径和其在真空中传播时相比,变化比较大;而随着相干长度的减小(从 0.1m 减小到 0.01m)时,部分相干光在大气湍流中的相对扩展半径和其在真空中传播时相比,之间差别也在逐渐减小。这表明当光束在大气湍流中传播时,随着光源相干长度的减小,光源相干性变差,光束受到湍流的影响也会逐渐减小。

完全相干光在大气湍流中传输时的峰值光强要比其在真空中传输时的峰值光强要小得多,由大气湍流引起的波束扩展也非常明显。在自由空间中部分相干光的光强分布不集中,引起的光束扩展比完全相干光要严重得多;但是,部分相干光在大气湍流中的峰值光强和其在真空中传输时的峰值光强相比,变化并不明显,而且由大气湍流引起的波束扩展程度也不大。相对而言,部分相干光受到大气湍流的影响程度要比完全相干光束小很多。

当传输距离较近时,随着光源相干度的减小,即相干性下降,闪烁指数同时减小。但当距离较大时,部分相干光的闪烁指数有可能超过完全相干光,这可能是由于随着部分相干光的传播,光束越来越接近于球面波的原因。部分相干光的离轴闪烁指数比完全相干光的离轴闪烁指数小,当光束接近完全非相干光时,离轴闪烁指数接近零,降低光源的相干性会减小离轴闪烁指数,并降低光束闪烁指数对离轴距离的依赖性。

因此,部分相干光受大气湍流的影响较完全相干光要小,利用部分相干光可以减小大气湍流对光束光强分布、光强闪烁和光束扩展等效应的的影响。在实际应用中,选择合适的光束参数,利用部分相干光来减小大气湍流的影响,可以有效地改善大气激光通信等系统的性能,提高系统的(通信)作用距离。

应用研究表明,部分相干光束在光束强度的均匀性、传输的不变性等方面具有显著优势,这使得部分相干光束在许多领域得到广泛应用。研究者发现,虽然降低相干性,会导致光束在传输的过程中发散角增大等,但是在有些方面,反而起到更好的效果,比如在激光材料表面热处理、激光涂覆等方面,由于降低相干性,能使光束能量分布更均匀,从而有更好的效果;当激光在湍流介质传输中,发现低相干光束要比高相干光束更稳定,包括光束闪烁指数变小以及光束漂移减小,这个在大气通信有着重要的作用。从而表明研究部分相干光束的重要性。由此针对其传输优势,部分相干光束被广泛地应用于自由空间的光通信、空间目标的跟踪与探测、空间遥感等诸多领域。由于传输介质的影响,特别是湍流大气

对光束传输的影响,阻碍了部分相干光束研究的进一步发展与应用。因此,如何降低部分相干光束在传输过程中受传输介质的不良影响,成为科研人员重点研究的课题。目前,部分相干辐射(光束)大气透过率的工程理论计算方法还处于进一步发展中,具体可关注和参阅相关最新文献。

3.13 几种大气辐射传输计算软件应用比较分析

当前国内外已有多种大气辐射传输的模式与算法,常见的有 LOWTRAN(Low Resolution Transmission)、FASCODE(Fast High Resolution Code)、MODTRAN(Moderate Resolution Transmission)、PCMODWIN(Personal Computing Modtran for Windows Interface)、DISORT(Discrete Ordinate Method)大气辐射传输计算软件。此外,还有 6S(Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum)软件、SBDART(Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer)软件、中国科学院安徽光机所的通用大气辐射传输软件 CART(Combined Atmospheric Radiative Transfer)等。

大气辐射传输软件主要包括大气分子吸收谱线数据库(如 HITRAN(High Resolution Transmission))、逐线积分程序(如 LBLRTM(Line-by-line Radiative Transfer Mode))、谱带吸收透过率程序(如 MODTRAN、6S)、辐射传输方程(多次散射)求解程序(如 CART、DISORT、SBDART),以及矢量(偏振)辐射传输方程求解程序(如 6SV1(6S 的矢量版))等。从实用角度看,常用算法软件主要分为两大类:一类是以 MODTRAN 为代表的“应用型”软件;另一类是以 DISORT 为代表的“数学型”软件。

就低分辨力(分辨力 $\geq 20\text{cm}^{-1}$)大气辐射传输模式而言,美国空军地球物理实验室(AFGL)开发的低分辨力透过率计算模式(LOWTRAN)程序是公认的有效而方便的大气效应计算软件,是一种 FORTRAN 的计算机程序。LOWTRAN 从 1970 年推出至今已有 7 个版本。LOWTRAN 从一开始就是为应用而建,在 50 多年的发展过程中不断扩充和修订基础资料,改进算法,增加可计算的辐射传输结果,从原意义上的“低分辨力大气透过率计算模式”扩展到目前能导出复杂天气条件下多种辐射传输量的“低分辨力大气辐射传输计算模式”,提供了许多新的应用可能性,已被国际上许多应用专家广泛应用于各自的实际问题。它的主要用途是为了军事和遥感的工程应用,以 20cm^{-1} 的光谱分辨力的单参数带模式计算 $0\sim 50000\text{cm}^{-1}$ 的大气透过率、大气背景辐射、单次散射的阳光和月光辐射亮度,亦即用于计算低频谱分辨力(20cm^{-1})系统给定大气路径的平均透过率和路程辐射亮度。LOWTRAN 可计算从紫外到微波($0.2\mu\text{m}\sim$ 微波波段)的大气传输问题。早期的 LOWTRAN 主要用于计算光在大气中的透过率。后来的版本可用于计算给定倾斜路程的大气透过率、大气辐射及背景由太阳光和月光散射的辐射。应用于大气透过率计算、背景辐射计算、探测几何路径、大气折射、吸收气体含量、非对称因子的光谱分布。特点优势:计算迅速、结构灵活多变、可作为下层大气的辅助工具和地表面战术系统的辅助工具等。

LOWTRAN 7 版本是一款功能较强大的大气透过率和背景辐射计算软件,一个单参数带模式的低分辨力大气透过率和背景辐射计算软件包,它能够有效地帮助用户快速计算出大气透过率和背景辐射,软件规模小巧,操作简单,支持大气温度、气压、密度的垂直廓线、水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和二氧化碳等大气模式输入,是工程计算人员的一个辅助工具。包含了大气分子的吸收和散射、水汽吸收、气溶胶的散射和吸收、大气背景辐射,日光或月光的单次散射和地表反射、直接大气辐射以及日光、大气热辐射的多次散射等。大气模式设立了热带、中纬度夏季/冬季、近北极夏季/冬季、1976 年美国标准大气及自定义模式选择。气溶胶消光扩充为城市型、乡村型、海洋型、对流层和平流层等多种模式,并考虑了对风速的依赖关系,建立了雾、雨和卷云的模型。由于该版本软件引入了多次散射模型,从实际计算效果

看,多次散射的影响可能会比较明显,会损失信息细节,这种现象在一些气象条件较差的情况下会表现出来。

LOWTRAN 7 大致可分为如下三大块:

(1) 大气模式输入。包括大气温度、气压、密度的垂直廓线、水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和二氧化氮的混合比垂直廓线及其他 13 种微量气体的垂直廓线,城乡大气气溶胶、雾、沙尘、火山灰、云、雨的廓线和辐射参量,如消光系数、吸收系数、非对称因子的光谱分布及地外太阳光谱。

(2) 探测几何路径、大气折射及吸收气体含量。

(3) 光谱透过率计算及大气太阳背景辐射计算(包括或不包括多次散射)。

LOWTRAN 7 共有五个主输入卡。LOWTRAN 考虑因素较全面,只要给定温度、气压、水汽含量、气溶胶模型、能见度距离、辐射波长范围、路径长度和类型(水平或斜程)等,就能得到光谱透过率等结果。在一些仿真软件系统中,LOWTRAN 模块已成为一个重要的组成部分。

LOWTRAN 从 1989 年的版本 7 以后就发展成中光谱分辨力大气辐射传输模式(MODTRAN)。其目的在于改进 LOWTRAN 光谱分辨力,它将光谱的半宽度由 LOWTRAN 的 20cm^{-1} 减小到 2cm^{-1} ;它的主要改进包括发展了一种 2cm^{-1} 光谱分辨力的分子吸收的算法和更新了对分子吸收的气压温度关系的处理,同时维持 LOWTRAN 7 的基本程序和使用结构;程序以卡片的形式进行参数设置,操作起来清晰简洁。

MODTRAN 是目前流行的红外辐射传输计算模型。应用 FORTRAN 语言编写源代码,设计了 MODTRAN 软件图形界面。针对 FORTRAN 语言计算效率高而图形功能弱,Visual Basic(VB)计算效率低而图形功能强的特点,用 VB 和 FORTRAN 两种语言混合编程,实现 FORTRAN 计算程序资源的再利用。应用于:计算吸收物质的路径透过率、计算吸收物质的大气辐射率、计算吸收物质单次(多次)散射的太阳/月亮辐射率、计算中等光谱分辨力、计算大气透过率。特点优势:模式选择性强;辐射过程几乎考虑了大气中所有大气分子的吸收、散射和气溶胶、云的吸收和散射效应;数据输入、结果输出方便等。

MODTRAN 较之 LOWTRAN 不但提高了光谱分辨力,而且还包括了多次散射辐射传输精确算法——离散纵标法。对有散射大气的辐射传输如太阳短波辐射,比 LOWTRAN 中的近似算法有更高的精度和更大的灵活性。该软件在以下各方面有应用:

(1) 计算不同地面反射率、太阳天顶角、云类型、气溶胶条件和臭氧分布情况下的紫外、可见光波段的辐射。

(2) 计算平流层上层的辐射场,并与气球辐射探测作比较。

(3) 计算地表辐射场,并与地基辐射观测作对比。

(4) 对紫外和可见波段,作不同近似条件下的辐射传输方程的精度评估。

MODTRAN 3 版本使用说明与早期的 LOWTRAN 7 版本类似,但是已经加入了一些新的参数,增加了一张新输入卡片,对另外两张卡片也作了一些小改动。新参数主要是为了控制:

(1) 第二个多次散射选项(根据 DISORT 多流算法)。

(2) 新的带可选的三角光滑函数的高分辨力太阳光谱辐照度(根据全部计算的辐照度)。

(3) 对 CO_2 混合比的“步”更新。

目前 MODTRAN 的版本为 MODTRAN 5。

与 LOWTRAN、MODTRAN 同步发展的是 FASCODE。FASCODE 提供了标准大气模式、大量的气溶胶模式(包括雾、沙漠尘埃和海洋气溶胶等)、水和冰云模式。它假定大气为球面分层结构,其最佳

分层已经达到辐射的出射度或透过率计算中的特定精度。它具有比 LOWTRAN 更高的光谱分辨力,相应的计算量也大一些。FASCODE 适用于研究精确的单色波长和激光大气传输问题。对一般光电系统分析和设计,LOWTRAN 已具有足够的精度。

PCMODWIN 程序是由美国空军菲利普斯实验室以 LOWTRAN 模式系列为基础而发展的 Windows 环境下运行的程序包,PCMODWIN 的内核是 MODTRAN 3,最初发行年份为 1997 年,包含 LOWTRAN 7 低等分辨力和 MODTRAN 中等分辨力辐射模式,可以进行大气透过率、辐射传输计算。该程序有以下特点:

(1) 模式选择性强,可任意选择 LOWTRAN 7 或 MODTRAN 辐射传输模式,在选择的模式下,可以计算吸收物质的路径透过率、大气辐射率、单次(多次)散射的太阳/月亮辐射率和直接透过的太阳辐射等。

(2) 辐射过程几乎考虑了大气中所有大气分子的吸收、散射和气溶胶、云的吸收和散射效应。

(3) 数据输入、结果输出方便,既可以应用现有标准模式大气和模式气溶胶、云等,又可以由用户直接输入观测或指定资料进行模式计算,当某些观测(如 CH_4 、 N_2O 等)缺失时,这种输入方式对辐射传输计算特别有效。

(4) 该程序在 Windows 环境下操作,操作界面简便直观,输出结果丰富,既可以在 Windows 窗口下直观地看到模式计算结果的辐射图解,还可以按设计要求的透过函数进行模拟计算。当计算所得大气透过率或辐射随波数起伏较大时,可以进行过滤平滑,得到以 ASCII 码形式给出的结果,便于后续进行有关分析。

DISORT 是一种能处理多次散射的辐射传输计算方法,用于散射吸收大气的单色辐射传输计算,是用 FORTRAN 语言编写的按照结构化程序设计的辐射传输计算专用软件。DISORT 软件包最早是由 Stamnes 等于 1988 年开发的,采用离散坐标法求解辐射传输方程,给出了完全稳定的解析解,已经成为辐射传输精确算法的实用软件包。该软件可求解从紫外到微波段、垂直非均匀、各向异性并含热源的平面平行介质中的辐射传输问题,计算包括热辐射、散射、吸收、下边界双向反射和发射等物理过程。后来 DISORT 软件包又加入了大气模式参数,以及消光系数、相函数和光学厚度计算等多个子程序,使其成为用户使用方便的实用软件(UVSPEC)。UVSPEC 是针对紫外和可见光波段(176~850nm)设计的,光谱分辨率为 1nm,可计算 0~100km 高度的散射、直射辐射通量和辐射强度。与 LOWTRAN 7 比较,离散坐标法虽是一种精确的辐射传输计算方法,但它的计算精度与所采用的流数有关,而且在视角很大的方向上,它考虑的是平面平行大气,没有考虑地球曲率和大气折射的影响,可能有较大的误差。