

大气红外遥测原理

曾庆存 著

科学出版社

内 容 简 介

本书阐述利用红外方法遥测大气的物理参数的理论,以气象卫星的气象遥测问题为主,兼及其他。主要是运用数学物理分析方法对两类典型的遥测问题(气温和大气成分的垂直分布)进行较系统的分析,并对其中一些具体问题作具体和深入的探讨。内容包括红外遥测法的可能性和局限性、遥测方案的选择、求解法以及误差分析等方面。全书共分十章,另有四个附录。可供科研、教学及实际工作人员参考。

大气红外遥测原理

曾庆存 著

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1974年2月第一版 开本: 787×1092 1/16

1974年2月第一次印刷 印张: 11 1/2

印数: 0001—4,200 字数: 258,000

统一书号: 13031·164

本社书号: 286·13 15

定价: 1.20 元

只限国内发行

序

利用气象卫星可以获得全球的气象资料，是天气监视和预告以及大气科学研究的强有力的工具。因此，自从人造地球卫星发射成功以来，世界各国都十分注意气象卫星的发展。但是气象卫星只能在大气之外对大气状态进行间接的遥测。利用卫星和宇宙飞船等对地球或其他天体进行研究，大也都只能采取遥测的方式。因此就必须研究遥测的规划问题，研究遥测的理论和技術以及研究分析和应用这些遥测资料的理論和方法。对于气象学来说，这些也就构成了一个新的分支——“卫星气象学”的内容。

气象卫星除应用映象技术之外，还可以应用红外和微波等技术，对大气的物理状态进行定量的遥测。从一般原理上说，这些定量遥测方法都有共同性（特别是红外和微波），当然也有差别。红外技术目前已比较成熟，它在其他空间遥测问题上也得到广泛应用。另外，在地面上应用它也可以在一定程度上遥测得大气的一些物理参数。测量物体发出的热辐射可以推知其温度，利用物质的特有的光谱可以获知其化学成分及含量等，这些间接测量方法早已在天文、物理、化学和工业部门普遍而有效地应用着。但遥测理论作为一个专门的研究课题，则似乎是近十多年来由于空间技术以及尖端技术的需要及其发展才逐渐形成起来的。本书就是运用数学物理分析的方法，企图对大气红外遥测的一般理论问题作系统的阐述；同时从分析矛盾的特殊性入手，对一些具体问题作具体和深入的探讨。以卫星遥测问题为主，也兼及其他；并且着重讨论两类典型的遥测问题：气温遥测和大气成分的垂直分布的遥测。

为了有效地进行遥测，总起来说，就是要妥善解决“需要”和“可能”这对矛盾的问题。遥测理论研究的核心就是选取遥测的最优方案及求解问题。前者是为了规划和设计的需要，后者是为了分析和应用的需要。当然这两者是互相紧密地联系着的。本书就是以这个线索贯串其全部内容的。

要作出最优的遥测方案，就得研究这种遥测方法（例如红外法）的可能性和局限性。本书尽可能地分析了这些问题。书中对其中的一个基本问题给了足够的重视，就是遥测方程是否有解？解对测量误差的稳定度如何？由此也就决定了遥测精度、垂直分辨率等的限制。如果没有唯一的解，我们就还要研究应补加的合理的限制条件。例如，频谱法遥测气温方程一般没有唯一的解，解也是不稳定的，这是已经熟知的事，但如果加上必须满足“局地热力平衡”这样一个符合实际的和在物理上合理的限制条件，就可以得到唯一的解；此外，还需对观测误差进行一定的处理，它才有解。这同时也给求解时应当加入的限制和处理提供出明确的线索。至于在卫星上使用扫描法，则在计及地球曲率影响之后，即可证明其相应的遥测方程的解是存在、唯一和稳定的。因此，它就没有频谱法的那些限制。

在遥测法可能达到的范围之内，合理地选择方案，例如合理地选择遥测的频段（即所谓选“通道”），就是最关键的问题。我们发现，水汽等变动的大气成分的遥测问题和气温遥测问题有很大差别，不能简单地硬搬关于测温问题的方法。为此，书中提出“最佳信息

层”的概念,就是地球和大气向宇宙空间射出的辐射量对这一层的水汽含量的变化反应最为灵敏。所谓灵敏,可以是解析意义上的,也可以是统计意义上的。应用这个概念及相应的方法,不但能够解决水汽遥测通道的选择问题,还能十分清楚地显示出红外测湿法的一些特有的局限性,例如不能测出大气最低层的湿度等。最佳信息层概念可以直接用到其他气象要素的遥测问题以及其他遥测方法中去,这似乎可以把相当多的一类遥测问题统一起来,给出选通道的普遍原则和方法。但为了照顾到各问题的物理特点,书中仍然按照各个具体问题逐一介绍选通道的方法,相信读者在读完全书之后,不难自己运用这个概念将它们统一起来。

求解方法和误差分析无疑是十分重要的,它直接关系到选遥测方案及遥测结果的分析和应用。研究出可供日常大规模应用的求解法尤其具有重大意义。遥测方程的普遍求解法固然重要,但从分析矛盾的特殊性入手,充分利用具体问题的特点,却往往可以得到最有效的解法。这点或许是应该指出来的。本书对这些问题也给以较多的注意。

红外遥测理论牵涉到有关气象学、物理学和数学的许多问题,需要有大气辐射、分子光谱和数学物理方法等多方面的知识。要想在一本书中把所有这些问题都包括进去显然是很困难的。为便于阅读,特写了一些附录,尽可能地补充一些有关材料。本书常用到线代数和矩阵运算,但所用到的都是普通的内容,读者可以参阅任何有关的书籍。

伟大的无产阶级文化大革命,排除了刘少奇一类政治骗子的干扰,我国的科技研究工作毛主席的无产阶级革命路线指引下蓬勃发展。在大好形势下,我国卫星气象研究工作,自力更生,从无到有,在全国大规模地开展起来,正在快速向前发展。本书就是这整个研究工作中的一小部分,它是在中国科学院大气物理研究所和中央气象局等有关部门的领导、鼓励和大力支持以及一起工作的同志们的共同努力下写成的,它完全是领导和同志们集体辛勤劳动的结晶。

卫星气象学以及其中的大气遥测理论都还十分年轻,有很多问题有待解决,需要更多的人进行研究,促其发展。本书的内容部分取材于国外文献,大部分是我们研究结果,特别是第三章和遥测水汽的几章几乎全部是我们得到的结果。作者经验很少,错漏在所难免,敬求批评指正。如能由此提出问题,共同讨论提高,这是作者深切的希望。

作者

1973年4月

目 录

第一章 引言

§ 1 大气成分	1
§ 2 辐射传递方程	3
§ 3 大气红外吸收带	6
§ 4 射出辐射	7
§ 5 可遥测量和遥测方程	10
§ 6 关于遥测的问题	11

第二章 测温原理(一)——频谱法

§ 1 辐射表面的温度的遥测	13
§ 2 频谱法遥测气温垂直分布	15
§ 3 权重函数的计算	18
§ 4 有效信息量	22
§ 5 可测高度范围	25
§ 6 垂直分辨率	28
§ 7 测温精度。三吸收带的比较	30
§ 8 频谱法的局限性。附加条件	31
§ 9 地对空遥测	33

第三章 测温原理(二)——扫描法

§ 1 扫描法	37
§ 2 解的唯一性	40
§ 3 解及其对观测误差的稳定性	43
§ 4 非线性问题	46
§ 5 非单色辐射情况	48
§ 6 参考层气压 $\bar{p}$ 的确定	49
§ 7 垂直分辨率	50

第四章 求解气温垂直分布的方法

§ 1 化泛函方程为代数方程组	53
§ 2 最优光滑解	54
§ 3 光滑解(续)	57
§ 4 大气之窗通道的应用	59
§ 5 迭代法	60
§ 6 统计求解法(一)——最小二乘法	64
§ 7 统计求解法(二)——统计控制法	65
§ 8 统计最优光滑算子	67

§ 9 各方法的比较	69
第五章 误差分析	
§ 1 误差分析	71
§ 2 测量误差	72
§ 3 方程误差	72
§ 4 二者关系	74
§ 5 最优通道	76
第六章 水汽总含量的遥测	
§ 1 水汽垂直分布的一参数表示法	78
§ 2 测量太阳辐射	79
§ 3 测量大气辐射	81
§ 4 求解法	82
§ 5 最大可测精度	85
§ 6 透过率的一些参数的测定	88
第七章 水汽垂直分布的遥测	
§ 1 遥测等温层内水汽垂直分布的困难	89
§ 2 问题的实质	91
§ 3 应用频谱法的可能条件	93
§ 4 通道的选择。“最佳信息层”	94
§ 5 举例	98
§ 6 遥测大气最低层水汽含量的困难	100
§ 7 地对空遥测	101
§ 8 扫描法	102
第八章 求解水汽垂直分布的方法。误差分析	
§ 1 牛顿法及其变形	104
§ 2 分部迭代法	107
§ 3 一些特殊问题	108
§ 4 统计求解法	110
§ 5 统计求解法(续)——非线性方法	111
§ 6 误差分析	114
第九章 气象卫星的气象遥测实际问题	
§ 1 气象卫星的气象遥测实际问题	117
§ 2 合测温湿垂直分布的求解法	118
§ 3 云的特性参数及云的影响	120
§ 4 宽通道情况	124
第十章 臭氧总含量及垂直分布的遥测	
§ 1 臭氧总含量的红外遥测法	127
§ 2 地对空遥测	129
§ 3 频谱法存在的困难	130

§ 4 极区臭氧总含量的遥测法·····	131
§ 5 扫描法·····	132
§ 6 “掩星法”·····	134
§ 7 地面上测量直射太阳辐射·····	135
§ 8 地面上测量散射太阳辐射·····	137
§ 9 从空间测量散射太阳辐射·····	139
附录 1 大气结构 ·····	142
附录 2 光谱模式 ·····	148
附录 3 经验正交展开 ·····	158
附录 4 相关向量的回归方程 ·····	167
参考文献 ·····	170

第一章 引言

§ 1 大 气 成 分

我们要进行遥测的对象是地球上的大气圈。为了有效地对它进行遥测，必须尽可能多地事先了解其物质组成和物理状态。

地球上的大气圈，有氮(N_2)、氧(O_2)等常定的气体成分，有二氧化碳(CO_2)、一氧化二氮(N_2O)等含量大体上比较固定的气体成分，也有水汽(H_2O)和臭氧(O_3)等变动很大的气体成分。此外，还有悬浮其中的尘埃、水滴、冰晶等固体和液体微粒，这些统称为气溶胶。大气的气体成分，在高度为 60 公里以下大都是中性的分子。从 60 公里起，白天在太阳辐射作用下开始电离；在 90 公里以上，则大都处于电离状态——电离层。

大气中各气体成分的含量，常用相对于干空气（不计水汽）的混合比来表示。设干空气分子量为 μ_Σ ，密度为 ρ_Σ ，压力为 P ，绝对温度为 T ；某成分的分量为 μ_i ，密度 ρ_i ，分压力 P_i ，则量 q_i 称为该成分的质量混合比，或简称为混合比：

$$q_i = \rho_i / \rho_\Sigma. \quad (I.1)$$

也常用到所谓体积混合比 q_i^* 。设干空气在所处状态(P, T)下所占有的体积为 V ，将该成分抽出，使其温度不变，但分压变到等于 P ，此时所占体积为 V_i ，则定义 $q_i^* = V_i / V$ ，也就是在等温等压之下的体积之比。大气可看作理想气体，按理想气体的状态方程，就可以得出 q_i 和 q_i^* 的关系。取 V 为一单位，则该成分的质量等于 ρ_i ，化到(P, T)状态下的密度就是 $\rho'_i = \mu_i P (RT)^{-1}$ ，其中 $R = 8.31432 \times 10^7$ 厘米²·秒⁻²·K⁻¹ 为通用气体常数， K 表绝对温度，所以

$$V_i = \rho_i / \rho'_i = (q_i \rho_\Sigma) / [\mu_i P (RT)^{-1}] = q_i (\mu_\Sigma P / RT) \cdot (\mu_i P / RT)^{-1},$$

故有

$$q_i^* = V_i / V = \left(\frac{\mu_\Sigma}{\mu_i} \right) q_i. \quad (I.2)$$

按分压定律

$$P = \sum_i P_i,$$

可以用各成分的 q_i 及 μ_i 表示 μ_Σ ：

$$\mu_\Sigma^{-1} = \sum_i q_i (\mu_i)^{-1}. \quad (I.3)$$

大气中各成分的混合比及分子量如表(I-1)^[1,2]。

N_2, O_2, CO_2 和 Ar 等气体的混合比在 80 公里高度以下为常数，随地区、高度及时间的变化可以忽略不计，不过 CO_2 在低空由于人类活动尤其是工业而有缓慢增长的趋势。 N_2O 及 CH_4 等也有所变动，尚难测准。完全由于工业等活动所产生的 SO_2 等气体含量很微，对辐射测量的影响可以忽略。当然，其自身特有的辐射却可用来遥测其含量的分布和变化

表 I-1 大 气 成 分 表*

含量常定和比较常定的气体成分			含量变动的气体成分及气溶胶		
成 分	体 积 混 合 比	分 子 量	成 分	体 积 混 合 比	分 子 量
干空气	1	28.9644	臭氧 O ₃	0—7 × 10 ⁻⁸ (夏) 0—2 × 10 ⁻⁸ (冬)	47.9982
氮 N ₂	7.8084 × 10 ⁻¹	28.0134	水汽 H ₂ O	对流层 0—2 × 10 ⁻² 平流层 0—5 × 10 ⁻⁶	18.01534
氧 O ₂	2.09476 × 10 ⁻¹	31.9938	二氧化硫 SO ₂	0—1 × 10 ⁻⁶	64.0628
氩 Ar	9.34 × 10 ⁻³	39.943	一氧化碳 CO	0—7 × 10 ⁻⁸	28.01055
二氧化碳 CO ₂	3.14 × 10 ⁻⁴ —3.3 × 10 ⁻³	44.00995	二氧化氮 } NO ₂	0—2 × 10 ⁻⁸	46.0055
氖 Ne	1.818 × 10 ⁻⁵	20.183	一氧化氮 } NO		
氦 He	5.24 × 10 ⁻⁶	4.0026	氨 NH ₃	0—微量	17.03061
甲烷 CH ₄	2.0 × 10 ⁻⁶ —1.6 × 10 ⁻⁶	16.04303	碘 I ₂	0—1 × 10 ⁻⁸	253.8088
氪 Kr	1.14 × 10 ⁻⁶	83.80	水滴、冰晶、尘埃等		
氢 H ₂	5 × 10 ⁻⁷	2.01594			
一氧化二氮 N ₂ O	5 × 10 ⁻⁷ —2.6 × 10 ⁻⁷	44.0128			
氙 Xe	8.7 × 10 ⁻⁸	131.30			

* 分子量以 C₁₂=12 为单位；表中水汽含量为质量混合比。

(测大气污染)。O₃主要集中在 10—40 公里高空,水汽集中于 10 公里高度以下的对流层,由于它们有很大的变动,又有重要的气象意义,而成为需遥测的对象。关于水汽和臭氧分布的一些特点将在附录 1 中专门讲述。那里我们还一并给出大气温度、压力、密度和尘埃等的分布的特点。为了有效地对大气进行遥测,充分掌握这些实际情况是有益的。

同位素有不同的辐射特性,精确的辐射计算亦需知道它们。

常常需要知道在海平面上单位截面垂直气柱内各成分的总含量 w_{si} , 它的单位是克·厘米⁻²,常省去单位截面不写,而写成克。亦常表示成所谓“标准状态下的厘米数”,简记作厘米 N.T.P.或厘米 S.T.P.。它就是将含量为 w_{si} 的该气体成分化到标准状态 (P_0, T_0) 下(常取 $P_0=1013.25$ 毫巴, $T_0=273.15$ K), 在单位截面上所占有的高度 w_{si}^* 。设在标准状态下该气体成分的密度为 ρ_{0i} ,显然有:

$$w_{si}^* = w_{si} / \rho_{0i} = \left(\frac{w_{si}}{\mu_i} \right) \left(\frac{RT_0}{P_0} \right). \quad (\text{I} . 4)$$

若 P_0 的单位用毫巴, T_0 用绝对单位, R 用厘米²·秒⁻²·K⁻¹, 则当 w_{si} 为克·厘米⁻²时, w_{si}^* 就是“标准状态下的厘米数”。

因为大气在很高的精确度下可认为是静力平衡的, 设 g 为地球重力加速度(常取标准值为 980.665 厘米·秒⁻²), 又地面上气压的标准值是 $P_s = P_0 = 1013.25$ 毫巴(又称 1 大气压), 故干空气的总含量的标准值就是

$$w_{s\Sigma} = P_0 / g = (1013.25 \times 10^3) \div 980.665 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^{-2}, \quad (\text{I} . 5)$$

它亦称为一个大气质量。利用它可以很方便地求出混合比随高度不变的气体成分的总含量的标准值, 就是:

$$w_{si} = q_i w_{s\Sigma}, \quad (\text{I} . 6)$$

$$w_{si}^* = q_i^* \left(\frac{RT_0}{\mu_{\Sigma} g} \right) = q_i^* \times 8434.5 \times 10^2 \text{ 厘米 N.T.P.} \quad (\text{I} . 7)$$

例如 CO₂ 的总含量就是 248—253 厘米 N.T.P.。关于大气成分的这样一些定量资料, 在作

辐射测量时是常需知道的。

§ 2 辐射传递方程

红外辐射亦称热辐射或长波辐射，它是整个电磁波谱中的一段。波长 λ 大于红光 ($\lambda = 0.76 \mu$) 的就称为红外辐射，其中 $1 \mu = 10^{-4}$ 厘米。用现代的辐射仪可测出 $\lambda \leq 10^3 \mu$ 的辐射。波长为毫米和厘米量级的，除用相应的辐射仪外，还得应用无线电技术配合才能测出，称为微波辐射。

在红外技术中，除用波长外，常使用波数 $\nu = \lambda^{-1}$ ，其单位是厘米⁻¹。

充满辐射能的物质空间称为辐射场，表征场的性质的基本物理量是辐射强度。

观察空间某点 M 处一小面积 dS ，其法线方向为 $\mathbf{n}$ ，沿 $\mathbf{n}$ 张开一小立体角 $d\omega$ ，如图 I-1。设在时间 t 至 $t+dt$ 内沿方向 $\mathbf{n}$ 包含在 $d\omega$ 内通过 dS 的波长在 λ 至 $\lambda+d\lambda$ 内的辐射能为 dE ，则当 $dt, dS, d\omega$ 及 $d\lambda$ 趋向于 0 时的极限值

$$I_\lambda(M, t, \mathbf{n}) = \lim \frac{dE}{dt dS d\omega d\lambda} \quad (\text{I. 8})$$

就称为分谱辐射强度，或简称作辐射强度。在厘米·克·秒制 (CGS) 中它的单位是尔格·厘米⁻³·立体角⁻¹·秒⁻¹ (其中 λ 单位用厘米)。但在红外辐射中，常使用波数 ν ，今观察在 ν 至 $\nu+d\nu$ 内的辐射能通量，由此可以定义出另一极限值

$$I_\nu(M, t, \mathbf{n}) = \lim \frac{dE}{dt dS d\omega d\nu} \quad (\text{I. 9})$$

在 CGS 制中，它的单位是尔格·秒⁻¹·厘米⁻¹·立体角⁻¹ (其中 ν 单位用厘米⁻¹)。以后我们多用定义 (I. 9)，称它为辐射强度。由于

$$d\nu = -\lambda^{-2} d\lambda, \quad (\text{I. 10})$$

由此可得 I_λ 与 I_ν 的关系。但我们总是定义 I_λ 及 I_ν 都是正的，于是有

$$I_\nu = I_\lambda \left| \frac{d\lambda}{d\nu} \right| = I_\lambda \cdot \lambda^{-2}. \quad (\text{I. 11})$$

辐射强度是点 M，时间 t 和波数 ν 的函数，也是方向 $\mathbf{n}$ 的函数。以后我们只讨论在给定时刻的辐射场，省去标号 t 不写。

发出辐射的物体叫辐射源，辐射源表面的向外射出的辐射强度，亦常称为该表面的亮度。如它与方向无关，则称为漫射面。对于红外辐射而言，地表、洋面和云面都可大致看作漫射面。

辐射能在空间传播时，常遭到物质的吸收、散射而削弱，同时物质亦放射辐射而使之增强。对于红外辐射而言，在大气中一般可以忽略散射作用，折射也只在一些特殊情况才需考虑，因此，下面我们就略去散射和折射作用。

取空间 M 点附近沿方向 $\mathbf{l}$ 上的单位截面 ($dS=1$ 单位) 及长度为 dl 的小圆柱体，如图 I-2。它对入射辐射 $I_\nu(M, \mathbf{l})$ 的吸收量 $dI_\nu^{(1)}$ 可认为与 $I_\nu(M, \mathbf{l})$ 及吸收体质量

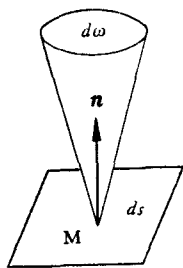


图 I-1

$dw = \rho dS dl$ 成正比 (其中 ρ 为吸收体密度), 即

$$dI_v^{(1)}(l) = k_v I_v(l) \rho dS dl. \quad (I.12)$$

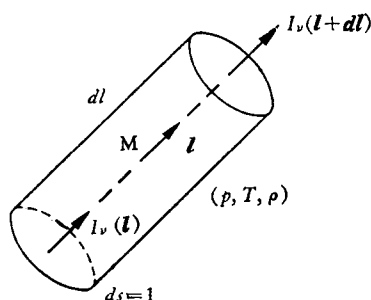


图 I-2

上式中我们省去了点 M 不写, l 有双重意义, 一方面它代表辐射的方向, 另一方面代表沿该方向的几何位置. 比例系数 k_v 称为质量吸收系数, 它的单位是 克^{-1} . 而 $k_v^* = k_v \rho dS$ 称体积吸收系数, 单位是 厘米^{-1} . 至于该元体积沿方向 l 的辐射, 亦可认为与 dw 成正比, 故由介质辐射而增强的量 $dI_v^{(2)}(l)$ 为:

$$dI_v^{(2)}(l) = \varepsilon_v(l) \rho dS dl. \quad (I.13)$$

其中 $\varepsilon_v(l)$ 称辐射系数. 故总的辐射强度的改变就是

$$I_v(l+dl) - I_v(l) = dI_v(l) = dI_v^{(2)}(l) - dI_v^{(1)}(l),$$

即

$$\frac{dI_v(l)}{\rho dl} = -k_v I_v(l) + \varepsilon_v(l). \quad (I.14)$$

其中省去 dS 不写, 因它为 1 单位. 上式称为辐射传递方程.

当 $\rho, k_v, \varepsilon_v(l)$ 沿光路的分布为已知时, 对于 $I_v(l)$ 来说, (I.14) 是非齐次线性常微分方程. 它的解可以从任何一本有关常微分方程的教科书中找到. 按此, 若已知光路上某一点 $l=l_1$ 的辐射强度 $I_v(l_1) \equiv I_{v1}$, 就可推出光路上任一点 $l=l_2$ 上的辐射强度 $I_v(l_2) \equiv I_{v2}$, 它是

$$I_{v2} = I_{v1} \tau_v(l_1, l_2) + \int_{l_1}^{l_2} \rho(l) \varepsilon_v(l) \tau_v(l, l_2) dl, \quad (I.15)$$

其中

$$\tau_v(l, l_2) \equiv \exp \left\{ - \int_l^{l_2} \rho(l') k_v(l') dl' \right\}, \quad (\exp\{-x\} \equiv e^{-x}) \quad (I.16)$$

称作由 l 至 l_2 光路上的透过函数, 或简称作透过率. $\tau_v(l_1, l_2)$ 就是当 $l \rightarrow l_1$ 时整光路的透过率. 如不计介质辐射而使辐射场增强 (即取 $\varepsilon_v(l) = 0$), 则由 (I.15) 得到

$$\tau_v(l_1, l_2) = I_{v2} / I_{v1},$$

亦即 $\tau_v(l_1, l_2)$ 是被吸收后的辐射强度和入射辐射强度之比, 这就是透过率的意义.

公式 (I.15) 有简单的物理意义. 到达某点 $l=l_2$ 上的辐射由两部分组成: 第一部分是入射辐射 I_{v1} 经由全光路削弱后所透过的部分 $I_{v1} \tau_v(l_1, l_2)$, 即右边第一项; 另一部分是沿途介质自身的辐射所增强的总效果, 它又可以细分: 试看 l 处的元段 dl , 其辐射强度为 $\varepsilon_v(l) \rho(l) dl$, 它在到达 l_2 的过程中, 要遭到 l 至 l_2 这一层介质的削弱, 只透过 $\varepsilon_v(l) \rho(l) dl \times \tau_v(l, l_2)$, 把所有这些元段的贡献加起来 (积分), 就得到总效果, 即右边第二项.

如果介质是均匀的, 且温度保持常定, 即处在所谓热力平衡状态, 这时有基希霍夫定律: 对于给定的物质, k_v 只是波数 ν , 压力 P 及绝对温度 T 的函数, 并且还有

$$\varepsilon_v = k_v B_\nu(T). \quad (I.17)$$

其中 $B_\nu(T)$ 为“黑体辐射强度”，它只是 ν 及 T 的函数，由蒲朗克公式给出：

$$B_\nu(T) = \frac{2hc^2\nu^3}{\exp\{h\nu/kT\} - 1}. \quad (\text{I.18})$$

此处 $h = (6.6237 \pm 0.0002) \times 10^{-27}$ 尔格·秒——蒲朗克常数， $k = (1.38024 \pm 0.00007) \times 10^{-16}$ 尔格·度 K^{-1} ——玻尔兹曼常数， $c = (2.99791 \pm 0.00001) \times 10^{10}$ 厘米·秒 $^{-1}$ ——真空中光速， T ——绝对温度(K)。于是当 ν 单位为厘米 $^{-1}$ 时， B_ν 的单位就是上面定义的辐射强度的单位。

大气虽既不均匀，温度亦非常定，但 R. M. 古第(Goody)^[22]指出，对于红外辐射，在高度为 50 公里以下满足“局地热力平衡”条件，可以应用基希霍夫定律。但若混合气体的混合比随高度不是常数，则 k_ν 不能单由状态函数 (P, T) 所决定，它还依赖于混合比沿空间的变化。

若在 ν 处大气有不只一种成分具有吸收作用，这时被吸收的和大气自身所发射的辐射量都可看作各成分作用之和，例如对吸收来说有：

$$dI_\nu^{(1)}(l) = \sum_i k_{\nu i} I_\nu(l) \rho_i dS dl,$$

其中 $k_{\nu i}$ 及 ρ_i 各为第 i 种吸收体的吸收系数及密度(其中还可以把气溶胶的作用也包括进去)。引入

$$k_\nu = \sum_i (k_{\nu i}) (\rho_i / \rho_\Sigma) = \sum_i k_{\nu i} q_i, \quad (\text{I.19})$$

就有：

$$dI_\nu^{(1)} = I_\nu k_\nu \rho_\Sigma dS dl. \quad (\text{I.20})$$

这里 ρ_Σ 为空气总密度。 k_ν 就可以定义为混合气体的质量吸收系数，相应地其体积吸收系数就是

$$k_\nu^* = k_\nu \rho_\Sigma dS = \sum_i k_{\nu i}^*.$$

按基希霍夫定律就可写出 $dI_\nu^{(2)}(l)$ ，于是辐射传递方程仍如 (I.14)，只需将 ρ, k_ν 理解为总密度及吸收系数就行了。(I.15)及(I.16)亦保持原形，只不过 τ_ν 表为各成分的透过率 $\tau_{\nu i}$ 的连乘积罢了：

$$\begin{aligned} \tau_\nu(l, l_2) &= \exp \left\{ - \int_l^{l_2} \rho_\Sigma(l') k_\nu(l') dl' \right\} \\ &= \exp \left\{ - \sum_i \int_l^{l_2} k_{\nu i}(l') \rho_i(l') dl' \right\} \\ &= \prod_i \tau_{\nu i}(l, l_2). \end{aligned} \quad (\text{I.21})$$

其中符号 $\prod$ 表连乘积。

如果在光路中有云，只要云有一定的厚度，红外辐射是穿透不过的，云就大体上可看作辐射表面。

最后指出，如无云滴等大颗粒存在，则对于微波辐射，也可不计散射过程，故上面的辐

射传递方程、基希霍夫定律及蒲朗克函数依然有效。但当有云时,微波辐射可以部分地穿透云层,作辐射表面看待是不行的,且需同时计入云滴等的散射作用。

对于散射过程,不管是分子散射(对于紫外光及可见光)还是大颗粒散射(例如云滴对微波的散射),也可以和(I.12)类似地引入散射系数 k_s 的概念,不过类似于(I.13)的函数 ε_s ,却是较复杂的,特别是对于必须考虑从各方向散射过来的“多次散射”过程。

当吸收和散射同时存在,则(I.12)仍对,只不过这时系数 k ,应理解为吸收系数及散射系数之和,称作削弱系数;而 $\varepsilon_s(l)$ 就应理解为辐射和散射增强之和,其中辐射部分仍可以用热力平衡时的关系式。

本书讲的是红外遥测理论。但由上面的说明可见,一般说来,它也适用于无云时的微波辐射问题。

§ 3 大气红外吸收带

气体分子吸收和发射辐射具有强烈的选择性。在某些波长区间内,吸收系数很大,称为吸收带;在吸收带以外,吸收系数很小或实际上等于零(不吸收)。吸收带又由许多谱线所组成。按分子光谱的量子力学理论可知,气体分子在红外区的吸收主要是由组成分子的原子之间的振动和转动能量级跃迁所形成,称为振转光谱。只有转动能量级跃迁的光谱,称为转动光谱,常发生在波长较长的远红外区及微波区。而只有电子能量级跃迁的光谱则常在紫外或很短的可见光区。

利用红外技术遥测大气中的物理参数,必须对红外吸收带有足够的了解,并有足够精确的吸收系数的定量资料。近来,分子光谱学有了很大的发展,已可按理论和一些实验资料定量地求出分子的吸收带和各谱线的精确位置、强度及谱线的微结构。由于问题的复杂性,我们这里不拟介绍,需要具体计算分子光谱的,可以参阅有关专著^[3-4]。附录2中我们将简要地介绍一些光谱的特性参数以及一些透过率模式,本节只列出大气的主要红外吸收带位置,也列出一些重要的非红外区吸收带,以供参考。

N_2 : 只在 4.3μ 附近有非常微弱的吸收。

O_2 : 有中心在 1.2683μ 及 1.0674μ 的近红外吸收带;中心在 0.5 厘米吸收带及 0.25 厘米吸收谱线; 0.7620μ , 0.6901μ 及 0.6313μ 吸收带;紫外区有许多强吸收带。

CO_2 : 有中心在 15μ 附近及 4.3μ 的基本振转吸收带,都很强。还有 10μ 带(很弱)、 5μ 带、 2.7μ 带、 2.0μ 带、 1.6μ 带及 1.4μ 带。

H_2O (水汽): 在红外直至微波区都有许多吸收带,其中有 6.25μ 基本振转带,波长大于 10μ 的转动带, 2.7μ 带、 3.2μ 带、 0.94μ 带(ρ, σ, τ 带)、 1.1μ 带(Φ 带)、 1.38μ 带(Ψ 带)、 1.87μ 带(Ω 带)以及可见光区波长为 $0.847-0.544\mu$ 吸收带。还有微波区中心在 1.348 厘米等吸收线。

HDO : 吸收带在 H_2O 吸收带附近,但以 3.7μ 带为最重要。

O_3 : 有中心在波数为 1043 厘米⁻¹的强吸收带(基本振转带),还有不强或很弱的吸收带,中心在 710 厘米⁻¹、 2105 厘米⁻¹、 1740 厘米⁻¹及 3050 厘米⁻¹。此外,在可见光区有 $0.45-0.74\mu$ 吸收带(Chappuis带),在紫外区有强吸收带,中心在 0.2553μ (Hartley-Huggins带),在微波区亦有很多弱吸收线。

CH₄: 有 7.66 μ 强吸收带, 以及 3.85—1.67 μ 一系列不强的吸收带。

N₂O: 吸收带中心在 2.13 μ , 2.3 μ , 2.9 μ , 3.57 μ , 3.9 μ , 4.5 μ , 7.8 μ , 8.6 μ 及 15 μ 。

CO: 吸收带中心在 2.35 μ 及 4.7 μ 。

可见, 在全红外区都几乎有大气吸收谱线, 但强度相差很大。对于地球和大气辐射而言, 最重要的是 CO₂ 的 4.3 μ 和 15 μ 吸收带、H₂O 的 6.3 μ 带和转动带和 O₃ 的 9.6 μ 带。CH₄ 的 7.66 μ 带和 N₂O 的 7.8 μ 带有时亦不可忽视。波长大于红光的比较透明的区间, 即所谓大气之窗区, 位于 3.5—4.0 μ 及 10.5—12.5 μ , 还有近红外区间及波长为毫米、厘米或更长的一些区间。即使在大气之窗区, 当水汽含量较大时, 亦需计入水汽的连续吸收作用(吸收系数在吸收带外随波长变化较缓慢, 称连续吸作)。当气溶胶较多时, 也要计入气溶胶的连续吸收作用。

§ 4 射 出 辐 射

为简单计, 设大气为水平均匀的分层介质, 即所有物理参数都只是高度 z 的函数; 并忽略地球曲率的影响, 把地面看作平面。设光路方向 l 与垂线夹角为 θ (“天顶角”), 如图 I-3。由于 50 公里以上大气质量很小, 如果 θ 不过分大, 则对于红外辐射来说, 可以忽略 50 公里以上大气的吸收和辐射, 这样就可将公式 (I.15) — (I.17) 应用于整个大气 (如果 50 公里以上也满足局地热力平衡条件, 例如对一些红外吸收带及微波吸收带是这样的, 则应用 (I.15) — (I.17) 于整个大气当然更无问题)。令 $l_2 \rightarrow \infty$, 并令 l_1 为地表, 并分别记 $I_{\nu,1}$ 及 $I_{\nu,2}$ 为 $I_{\nu,s}(\theta)$ 及 $I_{\nu}(\theta)$, 则因

$$dl = \sec \theta \cdot dz,$$

由 (I.15) — (I.17) 就可得到射出辐射强度 $I_{\nu}(\theta)$ 为:

$$I_{\nu}(\theta) = I_{\nu,s}(\theta) \tau_{\nu,s}(\theta) + \int_0^{\infty} \rho_{\Sigma}(z) k_{\nu}(z) B_{\nu}(T(z)) \tau_{\nu}(z, \theta) \sec \theta dz, \quad (\text{I.22})$$

其中

$$\begin{cases} \tau_{\nu}(z, \theta) \equiv \exp \left\{ - \int_z^{\infty} \rho_{\Sigma}(z') k_{\nu}(z') \sec \theta dz' \right\}, \\ \tau_{\nu,s}(\theta) \equiv \tau_{\nu}(0, \theta). \end{cases} \quad (\text{I.23})$$

利用 (I.23) 可得:

$$\frac{\partial \tau_{\nu}(z, \theta)}{\partial z} = \rho_{\Sigma}(z) k_{\nu}(z) \tau_{\nu}(z, \theta) \sec \theta. \quad (\text{I.24})$$

于是 (I.22) 又可写成较方便的形式:

$$I_{\nu}(\theta) = I_{\nu,s}(\theta) \tau_{\nu,s}(\theta) + \int_0^{\infty} B_{\nu}(T(z)) \frac{\partial \tau_{\nu}(z, \theta)}{\partial z} dz. \quad (\text{I.25})$$

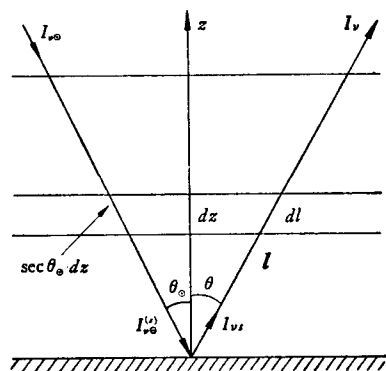


图 I-3

地面上沿方向 I 的辐射强度可以表成几部分之和。在夜里，有地表发出的辐射以及地表对来自各方向的大气向下辐射的反射；在白天，还要加上地表对太阳辐射的反射。

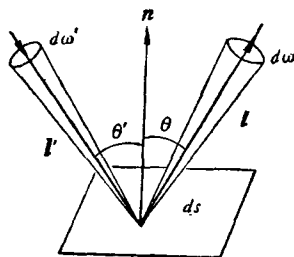


图 I-4

地表面可以看作漫射面，设表面温度为 T_s ，地表面自身发出的辐射强度为 $I_{vs}^{(1)}$ ，对入射辐射的吸收率为 a_{vs} ，则按基希霍夫定律，有

$$I_{vs}^{(1)} = a_{vs} B_v(T_s). \quad (I.26)$$

由此可见， a_{vs} 还是 $I_{vs}^{(1)}$ 与 $B_v(T_s)$ 的比值，亦称作比辐射率，它是表面的物质结构及温度的函数（在红外频段，可略去温度影响）。

设在方向 I' 上在 $d\omega'$ 内入射于表面 dS 上的辐射通量为 $I'_v(I')d\omega'$ ，由此而在方向 I 上产生反射辐射强度为 $dI_v(I)$ ，如图 I-4。则

$$dI_v(I) = \gamma'_v(I', I) I'_v(I') d\omega',$$

其中 γ'_v 称为反射率。设地表为漫反射面，则可令

$$\gamma'_v(I', I) = \frac{\gamma'_{vs}}{\pi} \cos \theta',$$

系数 γ'_{vs} 与方向 I' 及 I 无关。于是由上半空间所有方向来的入射辐射而在任何方向上产生的反射辐射强度为 I_v ：

$$I_v = \frac{\gamma'_{vs}}{\pi} \int_{\Omega} I'_v(I') \cos \theta' d\omega', \quad (I.27)$$

其中符号 $\int_{\Omega}$ 表沿上半空间的方向积分。由 (I.27) 可见，反射辐射通量

$$\pi I_v = \int_{\Omega} I_v \cos \theta d\theta$$

与入射辐射通量

$$\int_{\Omega} I'_v(I') \cos \theta' d\omega'$$

之比等于 γ'_{vs} ，故 γ'_{vs} 常称作反照率。按基希霍夫定律，就有：

$$\gamma'_{vs} = 1 - a_{vs}. \quad (I.28)$$

下面我们求反射太阳辐射强度 $I_{vs}^{(2)}$ 。设太阳天顶角为 θ_0 ，太阳截面所张开的立体角为 ω_0 ，入射于大气顶部的太阳辐射强度为 I_{v0} ，到达地面上的太阳辐射强度为 $I_{v0s}(\theta_0)$ ，就有：

$$\begin{aligned} I_{v0s}(\theta_0) &= I_{v0} \exp \left\{ - \int_0^{\infty} \rho_{\Sigma}(z') k_v(z') \sec \theta_0 dz' \right\} \\ &= I_{v0} \tau_{vs}(\theta_0). \end{aligned}$$

故反射太阳辐射强度 $I_{vs}^{(2)}$ 为：

$$I_{vs}^{(2)}(\theta) = \begin{cases} I_{v0} \omega_0 \tau^{-1} \cos \theta_0 (1 - a_{vs}) \tau_{vs}(\theta_0), & \left(\text{当 } \theta_0 < \frac{\pi}{2} \right) \\ 0 & \left(\text{当 } \theta_0 \geq \frac{\pi}{2} \right) \end{cases} \quad (I.29)$$

底下求反射大气辐射强度 $I_{vs}^{(3)}$ 。设大气为水平均匀的,则入射于地表面上的大气辐射强度 $I_{vs}(I') \downarrow$ 与方位角无关, 只与天顶角 θ' 有关,它可由辐射传递方程求出:

$$\begin{aligned} I_{vs}(\theta') \downarrow &= \int_0^\infty \rho_\Sigma(z') k_v(z') B_v(T(z')) \exp\left\{-\int_0^{z'} \rho_\Sigma(z'') k_v(z'') \sec\theta' dz''\right\} \sec\theta' dz' \\ &= -\int_0^\infty B_v(T(z')) \frac{\partial \tau_v(z', \theta') \downarrow}{\partial z'} dz', \end{aligned} \quad (I.30)$$

其中

$$\tau_v(z', \theta') \equiv \exp\left\{-\int_0^{z'} \rho_\Sigma(z'') k_v(z'') \sec\theta' dz''\right\}. \quad (I.31)$$

应用(I.27)及(I.28)便可得到 $I_{vs}^{(3)}$:

$$\begin{aligned} I_{vs}^{(3)}(\theta) &= \frac{1-a_{vs}}{\pi} \int_\Omega I_{vs}(\theta') \downarrow \cos\theta' d\omega' \\ &= 2(1-a_{vs}) \int_0^{\pi/2} I_{vs}(\theta') \downarrow \cos\theta' \sin\theta' d\theta' \\ &= 2(1-a_{vs}) \int_0^\infty B_v(z') dz' \int_0^{\pi/2} \left[-\frac{\partial \tau_v(z', \theta') \downarrow}{\partial z'}\right] \cos\theta' \sin\theta' d\theta' \\ &= 2(1-a_{vs}) \int_0^\infty B_v(z') \left[-\frac{\partial \tau_v(z') \downarrow}{\partial z'}\right] dz', \end{aligned} \quad (I.32)$$

其中

$$\tau_v(z') \downarrow \equiv \int_0^{\pi/2} \tau_v(z', \theta') \downarrow \cos\theta' \sin\theta' d\theta' \quad (I.33)$$

常称通量透过率。

综合起来,就有

$$I_{vs}(\theta) = I_{vs}^{(1)} + I_{vs}^{(2)} + I_{vs}^{(3)}. \quad (I.34)$$

在大气为水平均匀及地表为漫射面情况下,它与方向 θ 无关,但与 θ_0 有关。

方程(I.25)以及(I.26), (I.29), (I.32)和(I.34)就表示射出辐射强度 $I_v(\theta)$ 与大气物理参数 $T(z)$, $k_v(z)$ 及地表特性 a_{vs} 和 T_s 之间的关系,如果这些参数已知,就可以通过积分等运算算出 $I_v(\theta)$ 来,这就是所谓“正问题”。

如果天空布满了云,设云也是均匀的,云顶高度为 z_s , 则对于红外辐射言,上面的公式仍对,只需把云顶看作表面, a_{vs} , T_s 即为云顶比辐射率及温度,积分高度亦需由 0 改为由 z_s 开始。

由于在红外区,常有 $a_v \approx 1$,故在 $I_{vs}(\theta)$ 中可略去 $I_{vs}^{(3)}$; 当 $\lambda > 4.5 \mu$ 还可忽略 $I_{vs}^{(2)}$, 这时 $I_{vs}(\theta)$ 就有最简单的形式:

$$I_{vs}(\theta) = a_{vs} B_v(T_s). \quad (I.34)'$$

但在微波区且在洋面上,则因 a_{vs} 约为 0.5, $I_{vs}^{(3)}$ 是不能略去的。

§ 5 可遥测量和遥测方程

既然射出辐射强度 $I_\nu(\theta)$ 与大气中的物理参数及地表状况有关,若用人造地球卫星或别的什么工具,携带辐射仪测量射出辐射,就能提供有关大气状态等物理参数的信息,从而间接地推出它们。也就是说,我们是在大气之外,而不是在其中,对大气内部的物理量或地表状况进行间接的和远距离的、而不是直接的以及和被测物体进行接触的测量。这就是本书所讲的遥测法。红外辐射的测量也就提供了遥测大气状态等物理参数的一种方法。

在确定的时刻和地面上确定位置上, $I_\nu(\theta)$ 是 ν 及 θ 的函数,因而可以用两种方式进行测量:一种是固定 θ ,测不同波数 ν 的 I_ν ,后面称之为频谱法;另一种是固定 ν ,测不同天底角 θ 的 $I_\nu(\theta)$,后面称之为扫描法。当然,也可以二者混合使用,如果有必要的话。

究竟能遥测到些什么大气物理参数来呢?我们先对射出辐射强度包含有的参数分析一下:(1)出现在蒲朗克函数下的有 ν 及气温垂直分布 $T(z)$;(2)出现在 $\tau_\nu(z, \theta)$ 中的有 ν, θ 以及 $\rho_\Sigma(z')k_\nu(z')$ 。在一般情况下, $\rho_\Sigma(z)$ 可取平均值 $\bar{\rho}_\Sigma(z)$ 代替;而

$$k_\nu(z) = \sum_i q_i(z) \cdot k_{\nu i}(p(z), T(z))$$

则包含有 $p(z), T(z)$, 各吸收体的混合比 $q_i(z)$ 以及其在标准状态下的吸收系数 $k_{\nu i}(p_0, T_0)$ 。应用静力平衡方程,则当 $\rho_\Sigma(z)$ 及 $T(z)$ 已知时,即可推知 $p(z)$ (本来还需知道地表气压 p_s 才行,但 p_s 变动的范围一般在 5% 之下,对于红外遥测问题来说,完全可以把它看作常数)。因此, τ_ν 中只独立地含有 $T(z), q_i(z)$ 及 $k_{\nu i}(p_0, T_0)$ 。(3)地表(或云顶)的 $a_{\nu s}$ 及温度 T_s (如为云,则还有云顶高 z_s 及云量 c_s)。(4)入射太阳辐射 $I_{\nu 0}$,为简单起见,我们设它为已知。(5)云滴本应包含在对辐射有作用(吸收、散射)的成分之内,但我们已把云顶看作表面,从而把云内状态排除在外了。

一般说来,有关上列诸物理参数的信息都可望由红外遥测法提供,但仔细地分析射出辐射对这些参数的敏感度就可以发现,它们的可测精度并不是等同的,在某些情况下甚至是不可测得的,这在以后对具体问题的分析中将会见到。本书将着重讲述两类比较典型的遥测问题:测 $T(z)$ 及 $q_i(z)$ 。至于测 $q_i(z)$,则只讨论水汽和臭氧,因为它们中一个是集中在低空的气体成分,另一个是高空的气体成分,各有其特殊问题,有代表性。测表面温度及其他问题,只在有关时方涉及到。其它的量如 $a_{\nu s}$ 及 $k_{\nu i}(P_0, T_0)$ 一般就认为已知,因为它们可以用实验方法定出。

为简单起见,我们把欲测的 $T(z)$ 或 $q(z)$ 统一记作 $f(z)$,则 $I_\nu(\theta)$ 就是 $f(z)$ 的函数,也就是说,它是 $f(z)$ 的泛函* (如果 $T(z)$ 及 $q(z)$ 或数个 $q_i(z)$ 同时都是待求的话,则 $I_\nu(\theta)$ 还是多个函数的泛函)。故遥测问题就是泛函方程的反演算问题,即“反问题”。从这种意义上说,辐射传递方程也就是关于 $f(z)$ 的遥测方程。

在实际测量中,常常是测有限个频段或有限个扫描角的辐射量,以后每一个这样的辐射测量称为一个通道。以频谱法为例,每个通道总有一定的宽度。设中心波数为 ν_m

* 在[5]中,泛函方程具有更一般的形式,那里把多次散射也包括在方程中。不过,对于红外遥测问题,并无此必要。