

大气对红外窗区遥感的影响

周凤仙 任丽新 赵高祥 孔琴心*

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文简述大气对红外窗区遥感的影响。给出处理遥感资料的辐射传输方程。用简化的辐射传输方程处理一次海空试验的资料,将遥感测量与常规测量作了比较,结果较为满意。

遥感探测是近年来发展极为迅速的一种探测手段,利用卫星或飞机作为运载工具,从其携带的各种辐射计所接收的电磁辐射强度中,找出人们所需要的信息。农业上通过遥感探测可以估计农作物的收成、病虫害的状况;地质上用来探矿;军事上用来搜索目标;气象上则用来收集全球范围的温度、湿度、云、降水以及臭氧含量等各种要素,为天气预报提供数量众多,质量较好的资料,提高预报时效和准确率。

遥感探测所涉及的电磁波有可见、红外、微波等,在可见区域仪器接收的是反射的太阳辐射,而在红外和微波波段则是接收来自目标及大气本身的辐射。

根据不同的探测原理,有些辐射仪器工作在吸收带区域,而在一般的军事应用和资源探测上则经常使用所谓“大气窗区”波段。因为在大气窗区,目标的发射受到大气的削弱较少。

本文阐述大气对窗区红外遥感的影响,给出处理遥感资料的辐射传输方程,用简化的辐射传输方程处理一次海空试验的遥感资料,并将遥感测量结果与常规测量结果作一比较。

一、测量原理

波长为3—5微米及8—14微米的红外辐射在大气中比较容易穿透,这二个波段称之为红外“大气窗区”,并经常用来遥测目标物的温度。气象卫星就是按照这个原理遥测地表和云顶的温度。机载红外测温仪也能快速地获得大面积的海水温度资料。但无论是航空还是航天遥感,中间都隔着一层大气,地表或云顶的辐射在到达飞机或卫星上的辐射计前都要受到大气的的影响,这种影响包括大气对辐射的吸收及大气自身辐射二部份。对于大气窗区而言,主要对辐射有影响的物质是水汽、气溶胶和云等。我们的任务就是要估计出它们的影响,正确地算出目标物的温度。

在某一高度 Z_1 , 飞机上携带的辐射计垂直向下测得的能量由地表或云顶辐射,中间

1977年9月7日收到。

* 许炳权,张明仁,谷修福,刘巧校等同志参加了试验及部分资料分析处理工作。

一层大气的辐射以及反射的天空辐射(其中包括反射的云的辐射,在白天还要考虑反射太阳辐射)三部份组成,可以用下面辐射传输方程表示^[1]

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} B_\nu(T_i) \phi_\nu d\nu = \int_{\nu_1}^{\nu_2} \left\{ \epsilon_{\nu r} B_\nu(T_i) \tau_{\nu r} + \int_0^{Z_1} B_\nu(T(Z)) \frac{\partial \tau_\nu(Z)}{\partial Z} dZ \right. \\ \left. + 2(1 - \epsilon_{\nu r}) \tau_{\nu r} \int_0^\infty B_\nu(T(Z')) \left[-\frac{\partial t_\nu(Z') \downarrow}{\partial Z'} \right] dZ' \right\} \phi_\nu d\nu \quad (1)$$

式中 B_ν 为普朗克黑体辐射强度,它与辐射温度 T 及频率 ν 的关系为

$$B_\nu(T) = \frac{C_1 \nu^3}{\text{Exp}(C_2 \nu / T) - 1}$$

或

$$T = \frac{C_2 \nu}{\text{Ln}(C_1 \nu^3 / B_\nu(T) + 1)} \quad (2)$$

其中 $C_1 = 1.1906 \times 10^{-5}$ 尔格·厘米²·秒⁻¹

$C_2 = 1.4387$ 厘米·度

T_i 为辐射计指示的亮度温度, T_r 为地表或云顶温度, $T(Z)$ 为大气温度, $\epsilon_{\nu r}$ 为地表或云顶的比辐射率, $\tau_\nu(Z)$ 为大气透过率, $t_\nu(Z') \downarrow$ 为通量透过率。

$$\begin{cases} \tau_\nu(Z) = \text{Exp} \left\{ - \int_Z^{Z_1} \rho_z(Z') k_\nu(Z') dZ' \right\} \\ \tau_{\nu r} = \tau_\nu(0) \\ \begin{cases} t_\nu(Z') = \int_0^{\pi/2} \tau_\nu(Z', \theta') \downarrow \cos \theta' \sin \theta' d\theta' \\ \tau_\nu(Z', \theta') \downarrow = \text{Exp} \left\{ - \int_0^{Z'} \rho_z(Z'') k_\nu(Z'') \sec \theta' dZ'' \right\} \end{cases} \end{cases}$$

式中 ρ_z ——空气密度, k_ν ——混合气体的质量吸收系数, ϕ_ν 为仪器函数, ν_1, ν_2 为泸光片截止频率。把方程(1)中的积分上限 $Z_1 \rightarrow \infty$, 就由航空遥感问题转化到航天遥感问题。

据估计,对于 8—14 微米的窗区来说,反射太阳辐射比地表辐射小 3—4 个数量级左右,因此太阳的影响可以不予考虑,白天和黑夜使用起来都较方便。但对于 3—5 微米窗区,反射太阳辐射的影响竟达百分之几到百分之几十,接收到的辐射受到太阳极大“污染”,于是在处理白天遥感资料时,不能把反射太阳辐射项略去((1)式中未考虑此项),因此 3—5 微米窗区不宜于白天遥测。

从(1)式可以看出,如果已知当时的大气结构参数(主要是温度和湿度),气溶胶的成分和含量,则根据目前对辐射有影响物质的红外吸收系数的了解可求出透过率^[2]。于是由接收到的辐射量即可反演出目标温度 T_r (若目标的比辐射率已知),或者,预先测出目标的温度,则从(1)式可求出目标的比辐射率 $\epsilon_{\nu r}$ 。

二、用简化方法处理一次海空试验资料

1. 试验简况 试验时间为 1976 年 5—6 月,地点为我国东海。使用二台辐射计,其波段分别为 8.5—12.2 微米及 8.8—12.2 微米,视场角约 2°。飞行高度从 200 米至 600 米。海面上有 1 至 2 艘调查船配合取得实际海温资料以及海面温、湿、压、水平能见度等

气象资料。至于反演时所需要的大气温、湿、压等结构参数则由飞机气象仪及无线电探空给出。

2. 简化公式 先把公式(1)进行简化,一般说来,在我们所选取的 ν_1, ν_2 范围内, $B_\nu, \varepsilon_\nu, \tau_\nu, \phi_\nu$ 的变化均不很大,可用波段内的平均值来代替而移出积分号外,于是

$$B_\nu(T_i) = \varepsilon_\nu B_\nu(T_s) \tau_{\nu r} + \int_0^{Z_1} B_\nu(T(Z)) \frac{\partial \tau_\nu(Z)}{\partial Z} dZ + 2(1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} \int_0^\infty B_\nu(T(Z')) \left[-\frac{\partial \tau_\nu(Z')}{\partial Z'} \right] dZ' \quad (3)$$

令 T_4 为晴空或云底辐射在地表面处的亮度温度,则上式右边第三项——反射天空辐射项,可以简单地用 $(1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} B_\nu(T_4)$ 代替,(3)式即可写成

$$B_\nu(T_i) = \varepsilon_\nu \tau_{\nu r} B_\nu(T_s) + \int_0^{Z_1} B_\nu(T(Z)) \frac{\partial \tau_\nu}{\partial Z} dZ + (1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} B_\nu(T_4) \quad (4)$$

(4)式中下标 ν 可以看成波段中间的某一频率。对于标准大气,(4)式亦是满足的,即

$$B_\nu(\bar{T}_i) = \varepsilon_\nu \tau_{\nu r} B_\nu(\bar{T}_s) + \int_0^{Z_1} B_\nu(\bar{T}(Z)) \frac{\partial \tau_\nu}{\partial Z} dZ + (1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} B_\nu(\bar{T}_4) \quad (4')$$

把(4)或(4')式相减并利用下面泰勒展开关系式(只取第一项)

$$B_\nu(T) - B_\nu(\bar{T}) \approx \frac{dB_\nu(\bar{T})}{dT} (T - \bar{T})$$

于是得到

$$\begin{aligned} \frac{dB_\nu(\bar{T}_i)}{dT} (T_i - \bar{T}_i) &= \varepsilon_\nu \tau_{\nu r} \frac{dB_\nu(\bar{T}_s)}{dT} (T_s - \bar{T}_s) \\ &+ \int_{\tau_{\nu r}}^1 \frac{dB_\nu(\bar{T}(Z))}{dT} (T(Z) - \bar{T}(Z)) d\tau + (1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} \frac{dB_\nu(\bar{T}_4)}{dT} (T_4 - \bar{T}_4) \end{aligned}$$

对于低高度的飞行测量, $\bar{T}_i$ 与 $\bar{T}_s, \bar{T}(Z)$ 值相当接近,可用三者的平均值 $\bar{T}$ 代替。而右边第三项中 $\bar{T}_4$ 与 $\bar{T}$ 相差较远,不能随意互相替代,这样上式变为

$$\begin{aligned} (T_i - \bar{T}) &= \varepsilon_\nu \tau_{\nu r} (T_s - \bar{T}) + \int_{\tau_{\nu r}}^1 [T(Z) - \bar{T}] d\tau \\ &+ (1 - \varepsilon_\nu) \tau_{\nu r} \left[\frac{dB_\nu(\bar{T}_4)}{dT} / \frac{dB_\nu(\bar{T})}{dT} \right] (T_4 - \bar{T}) \end{aligned} \quad (5)$$

(5) 右边第三项对海上遥感而言贡献是比较少的,还不到总量的 1%。其原因是海水比辐射率的很高,一般在 0.99 以上,因而海面反射率 $(1 - \varepsilon_\nu)$ 值很小,另外当 $\bar{T} > \bar{T}_4$ 时, $[dB(\bar{T}_4)/dT]/[dB(\bar{T})/dT] < 1$, 加上 $\tau_{\nu r} < 1$, T_4 与 $\bar{T}_4$ 相差又不大,因此该项很小。对于陆地表面遥感,随着红外反射率的增加,其贡献亦有所增加。从(3)式看出,要计算该项的贡献并非易事,一般的处理方法是根据天空状况作经验估计。例如对于海上测量而言,当飞机上空出现低云时,由该项造成的海水温度订正值约为 0.1℃ 到 0.2℃,中云的订正值 0.3℃—0.4℃,而高云或晴空的订正值达 0.5℃ 到 0.6℃^[3]。因此我们在下面公式推导中暂且把该项略去,于是

$$(T_i - \bar{T}) = \varepsilon_\nu \tau_{\nu r} (T_s - \bar{T}) + \int_{\tau_{\nu r}}^1 [T(Z) - \bar{T}] d\tau \quad (5')$$

令 $T_i - \bar{T} = t'_i, T_s - \bar{T} = t_s, T(Z) - \bar{T} = t(Z)$

(5') 式变为

$$t'_i = \varepsilon_{vs} \tau_{vs} t_s + \int_{\tau_{vs}}^1 t(Z) d\tau \quad (5'')$$

式中亮度温度差 t'_i ，空气温度差 t 均可由实际测量确定。如果大气的温湿结构已知，反映气溶胶状况的水平能见度亦已给出，则根据 Selby 等^[2]给出的程序，即可计算大气透过率 τ 。(5'')中剩下的未知量为 t_s 及 ε_{vs} ，只需知道其中之一，即可求出另一个值。

实际处理资料时可把 0 到 Z_1 范围内的气层分成若干个水平均匀的小气层，称之为 0—1 层，1—2 层，2—3 层，……， $n-1-n$ 层，气层的透过率分别用 τ_{01} ， τ_{12} ， τ_{23} ， τ_{02} ， τ_{03} ……等表示。小气层的温度用平均气温 $T_{1/2}$ ， $T_{3/2}$ ， $T_{5/2}$ ……代表，分层越细，计算越准确。这样(5)式中的积分项可用求和代替

$$t'_i = \varepsilon_{vs} \tau_{0n} t_s + [t_{1/2}(\tau_{1n} - \tau_{0n}) + t_{3/2}(\tau_{2n} - \tau_{1n}) + t_{(2n-1)/2}(1 - \tau_{n-1n})]$$

变换一下得

$$t_s = \frac{t_i - [t_{1/2}(\tau_{1n} - \tau_{0n}) + t_{3/2}(\tau_{2n} - \tau_{1n}) + \cdots + t_{(2n-1)/2}(1 - \tau_{n-1n})]}{\varepsilon_{vs} \tau_{0n}} \quad (6)$$

$$\varepsilon_{vs} = \frac{t_i - [t_{1/2}(\tau_{1n} - \tau_{0n}) + t_{3/2}(\tau_{2n} - \tau_{1n}) + \cdots + t_{(2n-1)/2}(1 - \tau_{n-1n})]}{t_i \tau_{0n}} \quad (7)$$

(6)式是由已知 ε_{vs} 值求表面温度 $T_s (=t_s + \bar{T})$ ，而(7)式则把 T_s 作为实测量以求各种地物的比辐射率。

3. 求解海温 我们是用公式(6)求取海水温度的，在求解时作了以下三个假定：
①采用一层大气模式，即海面与飞行高度间不再分层，其温度用平均气温代替；②计算透过率时使用模式大气而不是实际大气。考虑到试验地点和季节，我们采用中纬度夏季，水平能见度为 23 公里这种大气模式，与实际情况相差不很远。表 1 中列出中纬度夏季 8—13 微米波段气层的平均透过率；③ $\bar{T}$ 取 273°K。

表 1 8—13 微米平均透过率

气 层	0—200 米	0—300 米	0—400 米	0—500 米	0—600 米
透 过 率	0.92	0.89	0.86	0.84	0.82

表 2 为用简化辐射传输方程(6)反演出的海水温度。为作比较起见，表中亦列出调查船上同时用“水桶法”测得的海水温度，并求出两者的均方根差。从表中看出，当海水比辐射率值采用一般值 0.988 时，反演的海温与“水桶法”测温的均方根差对二台辐射计分别为 0.35℃ 及 0.32℃，可见反演结果能够满足海温测量的要求。(一般要求误差 < 0.5℃)。

三、结 语

前面我们用简化辐射传输方程处理了一次红外窗区航空遥感的资料，虽然方法还比较粗糙，但从结果看仍然是可取的。

今后为提高遥感资料的反演精度，首先要从解比较完备的辐射传输方程(1)着手。先

表 2 遥测海温与实测海温的比较

时 间	船 位	飞行高度 (米)	实测海温 $t_s(^{\circ}\text{C})$	亮 度		温 度		反 演		海 温		温 差	
				(2) $t_s(^{\circ}\text{C})$	(3) $t_s(^{\circ}\text{C})$	(2) $t_s(^{\circ}\text{C})$	(3) $t_s(^{\circ}\text{C})$	(2) t_s	(3) t_s	(2) $t_s - t_s$	(3) $t_s - t_s$	(2) $t_s - t_s$	(3) $t_s - t_s$
6月6日	2*	200	19.8	20.2	20.0	20.5	20.2	-0.7	-0.4				
5月13日	1*	300	16.4	16.3	16.4	16.6	16.7	-0.2	-0.3				
5月13日	2*	300	17.1	16.6	16.6	16.9	16.9	0.2	0.2				
5月23日	1*	300	17.7	17.7	17.5	18.2	18.0	-0.5	-0.3				
5月23日	2*	300	17.5	17.4	17.2	17.6	17.4	-0.1	0.1				
5月30日	1*	300	19.0	19.5	19.6	19.4	19.6	-0.4	-0.6				
5月30日	2*	300	23.9	23.6	23.4	24.0	23.8	-0.1	0.1				
6月11日	1*	300	19.9	19.9	20.1	19.9	20.1	0	-0.2				
6月11日	2*	300	20.4	20.3	20.6	20.4	20.7	0	-0.3				
6月15日	1*	300	20.4	20.8	19.8	21.0	19.9	-0.6	0.5				
6月15日	2*	300	21.5	21.9	21.5	22.1	21.6	-0.6	-0.1				
6月20日	1*	300	23.0	22.8	—	23.0	—	0	—				
6月20日	2*	300	23.2	23.1	22.9	23.3	23.1	-0.1	0.1				
6月6日	2*	400	19.9	19.9	19.8	20.2	20.1	-0.3	-0.2				
5月14日	2*	500	17.2	17.2	17.3	16.7	16.9	0.5	0.3				
6月11日	1*	600	19.9	20.1	20.0	20.0	19.9	-0.1	0				
6月11日	2*	600	20.4	20.6	20.5	20.6	20.5	-0.2	-0.1				
6月11日(晚)	1*	600	20.9	21.1	21.3	21.0	21.2	-0.1	-0.3				
6月11日(晚)	2*	600	20.5	21.2	21.3	21.2	21.4	-0.7	-0.9				
6月15日	1*	600	20.8	20.7	20.5	21.0	20.7	-0.2	0.1				
6月15日	2*	600	21.1	21.2	21.0	21.4	21.1	-0.3	0.0				
6月20日	1*	600	22.8	22.4	22.3	22.6	22.5	0.2	0.3				
6月20日	2*	600	23.2	22.9	23.0	23.2	23.3	0	-0.1				
均方根差										0.35 $^{\circ}\text{C}$	0.32 $^{\circ}\text{C}$		

由(1)式解出目标的黑体辐射强度 $B_b(T_s)$ 后,再由(2)式求得目标温度 T_s 。此外必须提高辐射计的定标精度和稳定可靠性,这样才能保证方程(1)左边遥测量的精度。当然对窗区辐射有影响物质,如水汽、气溶胶等的含量、分布及其温度资料必须取好,因为它们直接影响到大气辐射强度及透过率的计算。最后鉴于目前关于红外窗区的吸收理论还不够成熟,现有的吸收资料与实际测量尚有出入^[4],因此必须加强对窗区吸收机制的理论研究和实际测量工作。

由于遥感探测在我国应用越来越广泛,特别是红外窗区遥感探测更为各个部门所普遍使用,建立一套比较可靠的遥感资料处理程序已成为刻不容缓的事情。我们准备在前

段工作的基础上继续努力,争取得到更好的结果。

本文所依据的原始资料是在与国家海洋局天津海洋仪器研究所密切合作下取得的。曾庆存同志给本文提出不少宝贵的意见,在此一并致谢。

参 考 资 料

- [1] 曾庆存, 大气红外遥测原理, 科学出版社, 1974.
- [2] J. E. A. Selby, et al., *Atmospheric transmittance from 0.25 to 38.5 micrometers computer code Lowtran 3*, AD-A 017734, 1975.
- [3] J. F. Church and P. F. Twitchell, *Atmospheric correction for airborne radiation thermometers*, AD 747011, 1972.
- [4] R. E. Roberts, et al., *Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in 8—12 micrometers window*, *Appl. Opt.*, Vol. 15, No. 9, pp. 2085—2090, 1976.