

有云时大气红外遥感及其反演问题

I. 理论研究

李 俊 曾庆存

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 我们已经研究了晴空情况下的大气红外遥感及其反演问题。本文对有云情况下的
大气红外遥感及其反演问题进行了研究, 首先指出国际上通用的处理有云反演的晴空订正法
存在误差放大问题, 然后提出了 3×3 相邻视场同步反演法, 在该方法中, 假定 3×3 相邻视
场具有共同的大气温度廓线和大气水汽廓线, 从而使求解方程数增加到9倍, 而反演参数只
增加有限的几个, 大大提高了有云情况下反演的稳定性。

关键词 晴空订正法 相邻视场 同步反演法

1 引言

晴空时的大气红外遥感及反演问题已作了研究^[1,2], 在有云情况下卫星感应器观测到的辐射值既包含大气吸收的信息, 也包含云高和云量的信息。假如一个视场中只有部分云存在, 则从卫星红外观测资料中同步反演大气廓线(温度、水汽), 表层温度及云参数(云高及云量)是可能的, 但由于以下特殊情况, 使得有云情况下的反演问题变得更为困难。

(1) 云的复杂性, 由于云的复杂性和多样性, 使得在大气辐射传输过程中云的量化和描述比较困难。

(2) 增加反演问题的不稳定性, 在有云情况下, 由于增加了要反演的参数个数, 同时云在大气辐射传输过程中的效应比温度、水汽明显, 因此使得反演问题更不稳定。

(3) 高度的非线性, 由于云的存在, 使得求解方程变得高度非线性, 增加了求解的难度。

(4) 缺少大量的样本资料, 由于缺少大量的有云情况下大气廓线及云参数的样本资料, 因此很难从统计意义上找到有云情况下大气参数以及云参数与卫星红外观测资料之间的关系, 有云时反演问题所必须的附加条件受到削弱。

要解决有云时大气及云参数的反演问题, 首先必须面对来自以上几个方面的挑战。有云情况下大气廓线及云参数的反演问题研究已有一些研究和尝试, 曾庆存^[3]指出, 处理有云大气的反演问题时首先必须对云作“整齐划一”处理, 即只反演等效云量和云高。Smith^[4,5], Chahine^[6]和 Susskind^[7]发展了一套晴空订正法, 即首先将有云辐射值订正到晴空辐射值, 然后作晴空反演, 这也是目前国际上通用的业务化了的方法, 但晴空订

正法存在一些问题,从而影响了反演精度,本章下一小节将对这个问题进行讨论。

本文提出另外一套处理有云时反演问题的方法,和传统观念相反,我们在卫星红外观测资料中将云看作一种信息而不是传统意义上的噪声或污染。首先利用微波通道(例如 MSU, AMSU 和 MHS)得到大气温度廓线和水汽廓线的初始猜值;然后利用“广义 CO₂ 分割法”得到云量和云高的初始猜值;最后,假定相邻视场具有相同的大气温度廓线、水汽廓线和云高(只是表层温度和云量不一样),利用 3×3 相邻视场所有的 9 个观测值同步反演该 3×3 视场内共同的大气温度廓线,共同的大气水汽廓线,共同的云高及 9 个不同的表层温度,9 个不同的云量,这样使反演的求解方程数增加到 9 倍,而反演参数只增加了有限的几个,使得反演的稳定性得到极大提高,同时对克服观测误差在反演中的影响有帮助,避免了晴空订正法中存在的不足。

2 晴空订正法及存在的问题

晴空订正法是由 Smith^[4]提出来的,其要点是从辐射强度中除去云的影响,得到等效的晴空辐射强度,以便应用在无云时的辐射传输方程中。下面我们说明求出晴空辐射强度的方法。在有云情况下,地、云、气系统的辐射传输方程为

$$R = NR_{\text{cd}} + (1 - N)R_{\text{cr}}, \quad (1)$$

其中

$$R_{\text{cd}} = B_c \tau_c - \int_0^{P_c} B d\tau, \quad (2)$$

$$R_{\text{cr}} = B_s \tau_s - \int_0^{P_s} B d\tau, \quad (3)$$

N 是云量, P_c 是云顶高度, R_{cr} 是视场中晴空辐射强度, R_{cd} 是视场中全云时的辐射强度,实际上我们在这里作了如下假定:大部分的云(除了卷云之外)对红外辐射完全不透明。在(1)式中,我们也可以把 N 和 P_c 看作等效云量和云高。

现考虑红外感应器两相邻的视场,其部分云量分别为 N_1 和 N_2 ,那么在这两个视场中(1)式可分别写成

$$R_1 = N_1 R_{\text{cd}1} + (1 - N_1)R_{\text{cr}1}, \quad (4)$$

$$R_2 = N_2 R_{\text{cd}2} + (1 - N_2)R_{\text{cr}2}, \quad (5)$$

假设视场 1 和 2 中云块在水平方向是均匀的,也就是说,云顶高度是相同的,云的组成和温度也是均匀的,此外两个视场中的大气温度结构和水汽分布也是相同的。在这些假设下,我们有

$$R_{\text{cd}} = R_{\text{cd}1} = R_{\text{cd}2}, \quad (6)$$

$$R_{\text{cr}} = R_{\text{cr}1} = R_{\text{cr}2}, \quad (7)$$

(4)和(5)式可以改写为

$$R_1 - R_{\text{cr}} = N_1(R_{\text{cd}} - R_{\text{cr}}), \quad (8)$$

$$R_2 - R_{\text{cr}} = N_2(R_{\text{cd}} - R_{\text{cr}}), \quad (9)$$

将(8)除以(9)得

$$\frac{R_1 - R_{cr}}{R_2 - R_{cr}} = \frac{N_1}{N_2}, \quad (10)$$

令云量 N_1 和 N_2 之比为 N^* , 即

$$N^* = \frac{N_1}{N_2}, \quad (11)$$

现在把(10)改写成

$$R_{cr} = \frac{R_1 - N^* R_2}{1 - N^*}, \quad (12)$$

(12)是求出晴空辐射强度的式子。现在只要决定出 N^* 就可以利用(12)式了。有好几种方法决定 N^* , 例如, 若用别的方法可决定表层温度 T_s 的近似值, 那么在一窗区频道 w 观测时, (10)式可以写为

$$N^* = \frac{R_1(w) - B(w, T_s)}{R_2(w) - B(w, T_s)}, \quad (13)$$

用上式求得的 N^* 代入(12)式后就可以得到 R_{cr} 了。当然还有其他一些方法可以定 N^* 。这种晴空订正法由于对 N^* 的依赖性强, 因此也叫 N^* 法。

N^* 法的不足之处在于噪声放大, 即 N^* 对观测误差的敏感性极强, 导致 N^* 不准确, 因而影响了晴空辐射强度反演的精度^[8]。经 N^* 法后得到的晴空辐射强度其误差大大高于仪器噪声水平, 假如再作晴空大气反演, 则反演的温度误差和水汽误差将会大大增加。

3 相邻视场同步反演法处理有云情况下的反演问题

为了克服上节中提到的 N^* 法中存在的问题, 本文发展了一种新的处理有云情况下反演问题的方法。上面提到在传统方法中, 云是作为一种噪声而加以排除或订正, 与传统方法相反, 我们将云看作一种信号, 利用相邻视场的红外观测资料同步反演大气温度廓线, 大气水汽廓线, 表层温度及云量、云高等。在处理有云大气反演时, 我们作如下假定:

(1)“整齐划一”假定^[3], 即假定大部分云对红外辐射完全不透明, 并且只反演部分云时的等效云量和云高。

(2)假定 3×3 相邻视场具有相同的大气温度廓线, 相同的大气水汽廓线, 相同的云高; 不同的表层温度, 不同的云量。随着红外垂直探测仪器空间分辨率的提高 (例如 GOES 星下点为 8 km), 这一假定是有实际意义的。

作(1)和(2)假定后, 由于求解方程数增加到原来的 9 倍而反演参数只增加有限的几个, 使得反演过程能够帮助克服观测误差的影响, 从而极大地提高了反演的稳定性。该方法具有 N^* 的所有优点而克服了 N^* 中存在的缺点, 例如噪声放大。

下面研究有云时的反演过程及求解的迭代形式, 在有云情况下, 地、云、气系统到达卫星感应器 9 个相邻视场的辐射强度为

$$R_i = (1 - N_i)R_{cr} + N_i R_{cd}, \quad i = 1, 2, \dots, 9, \quad (14)$$

其中

$$R_{cri} = B_{si} \tau_s - \int_0^{P_s} B d\tau, \quad (15)$$

$$R_{cd} = B_c \tau_c - \int_0^{P_c} B d\tau. \quad (16)$$

我们仍然在方程中忽略波数符号 v , 将(14)式线性化得

$$\delta R_i = (1 - N_i) \delta R_{cri} + N_i \delta R_{cd} + (R_{cd} - R_{cri}) \delta N_i. \quad (17)$$

根据前文^[1]的推导有

$$\delta R_{cri} = \tau_s \delta B_{si} - \int_0^{P_s} \delta B d\tau + \int_0^{P_s} \delta \ln q \left\{ (B_{si} - B_a) \tau_s + \int_p^{P_s} \tau dB \right\} d \ln \tau_w, \quad (18)$$

对方程(16)的线性化与形式(18)相比, 只不过多了云顶气压部分, 即

$$\delta R_{cd} = \tau_c \delta B_c - \int_0^{P_c} \delta B d\tau + \int_0^{P_c} \delta \ln q \left\{ \int_p^{P_c} \tau dB \right\} d \ln \tau_w + \frac{\partial R_{cd}}{\partial P_c} \delta P_c. \quad (19)$$

将方程(18)和(19)代入(17), 并且定义

$$C_i(p) = \begin{cases} 1, & p \leq P_c, \\ 1 - N_i, & p > P_c, \end{cases}$$

则有

$$\begin{aligned} \delta R_i &= (1 - N_i) \tau_s \delta B_{si} - \int_0^{P_s} C_i(p) \delta B d\tau \\ &\quad + \int_0^{P_s} \delta \ln q \left\{ (1 - N_i) (B_{si} - B_a) \tau_s + C_i(p) \int_p^{P_s} \tau dB \right\} d \ln \tau_w \\ &\quad + N_i \tau_c \delta B_c + (R_{cd} - R_{cri}) \delta N_i + N_i \frac{\partial R_{cd}}{\partial P_c} \delta P_c. \end{aligned} \quad (20)$$

利用一阶线性近似 $\delta B = \frac{\partial B}{\partial T} \delta T$, $\delta R = \frac{\partial R}{\partial T_B} \delta T_B$, 并且定义 $\beta(p) = \frac{\partial B / \partial T}{\partial R / \partial T_B}$ 则方程

(20)可以写成

$$\begin{aligned} \delta T_{Bi} &= (1 - N_i) \tau_s \beta_s \delta T_{si} - \int_0^{P_s} C_i(p) \beta \frac{\partial \tau}{\partial p} \delta T dp \\ &\quad + \int_0^{P_s} \delta \ln q \left\{ (1 - N_i) (T_{si} - T_a) \tau_s \beta_s + C_i(p) \int_p^{P_s} \beta \tau \frac{\partial T}{\partial p} dp \right\} \frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p} dp \\ &\quad + N_i \beta_c \tau_c \delta T_c + \frac{R_{cd} - R_{cri}}{\partial R_i / \partial T_{Bi}} \delta N_i + N_i \frac{\partial R_{cd} / \partial P_c}{\partial R_i / \partial T_{Bi}} \delta P_c \\ &= W_{T_{si}} \delta T_{si} + \int_0^{P_s} W_{T_i} \delta T dp + \int_0^{P_s} W_{q_i} \delta \ln q dp + W_{P_{ci}} \delta P_c \\ &\quad + W_{N_i} \delta N_i, \end{aligned} \quad (21)$$

其中

$$W_{T_{si}} = (1 - N_i) \beta_s \tau_s,$$

$$W_{T_i} = \begin{cases} -C_i(p)\beta\frac{\partial\tau}{\partial p}, & P \neq P_c, \\ -C_i(p)\beta\frac{\partial\tau}{\partial p} + N_i\beta_c\tau_c, & P = P_c. \end{cases}$$

$$W_{q_i} = \{(1 - N_i)(T_{s_i} - T_a)\beta_s\tau_s\}\frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p} + \left\{C_i(p)\int_P^{P_s}\beta\tau\frac{\partial T}{\partial p}\right\}\frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p},$$

$$W_{P_{ci}} = N_i\frac{\partial R_{cd}/\partial P_c}{\partial R_i/\partial T_{Bi}},$$

$$W_{N_i} = \frac{R_{cd} - R_{cn}}{\partial R_i/\partial T_{Bi}}.$$

$W_{T_{11}}$, W_{T_1} , W_{q_i} , $W_{P_{ci}}$ 及 W_{N_i} 分别称之为第 i 视场内表层温度, 大气温度, 大气水汽, 云顶气压及云量的权重函数。只要给定大气状态 (包括云状态), 这些权重函数很容易被计算。

让我们考虑一个向量 X , X 包含 L 层大气温度, L 层大气水汽混合比 (对数形式), 9 个表层温度, 9 个云量和 1 个云高, X 是 3×3 视场内要反演的参数向量, 即

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_{2L+19})$$

$$= (T_1, T_2, \dots, T_L, \ln q_1, \ln q_2, \dots, \ln q_L, T_{S_1}, T_{S_2}, \dots, T_{S_9}, P_c, N_1, N_2, \dots, N_9)^T,$$

则方程(21)可以写成离散化形式

$$\delta T_{Bi} = \sum_{j=1}^{2L+19} w_{ij} \delta x_j, \quad (22)$$

这里上标 T 表示矩阵转置, 并且

$$\begin{aligned} w_{i1} &= 0.5W_{T_{11}}(P_2 - P_1), \\ w_{ij} &= 0.5W_{T_{ij}}(P_{j+1} - P_{j-1}), & \text{当 } 1 < j < L, \\ w_{iL} &= 0.5W_{T_{iL}}(P_L - P_{L-1}), \\ w_{ij} &= 0.5W_{q_{ij}}(P_2 - P_1), & \text{当 } j = L+1, \\ w_{ij} &= 0.5W_{q_{ij^*}}(P_{j-L+1} - P_{j-L-1}), & \text{当 } L+1 < j < 2L, \text{ 其中 } j^* = j-L, \\ w_{ij} &= 0.5W_{q_{iL}} = 0.5(P_L - P_{L-1}), & \text{当 } j = 2L, \\ w_{ij} &= W_{T_{Sj}}h(i, j-2L), & \text{当 } 2L+1 < j < 2L+9, \\ w_{ii} &= W_{P_{ci}}, & \text{当 } j = 2L+10, \\ w_{ii} &= W_{N_i}h(i, j-2L-10), & \text{当 } 2L+11 < j < 2L+19, \\ h(i, i^*) &= \begin{cases} 1, & i^* = i, \\ 0, & i^* \neq i, \end{cases} & i^* = 1, 2, \dots, 9. \end{aligned}$$

假如总共有 K 个通道同时观测一个视场, 定义

$$Y = (y_1, y_2, \dots, y_{9K})$$

$$= (T_{B11}, T_{B12}, \dots, T_{B1K}, T_{B21}, T_{B22}, \dots, T_{B2K}, \dots, T_{B91}, T_{B92}, \dots, T_{B9K})^T.$$

即排列次序为视场 1 的 K 个观测值, 视场 2 的 K 个观测值, ..., 视场 9 的 K 个观测

值, 因此在 3×3 视场中对于 K 个通道, 方程(22)可以改写成

$$\delta T_{Bik} = \sum_{j=1}^{2L+19} w_{ijk} \delta X_j, \quad j=1,2,\dots,9, k=1,2,\dots,K, \quad (23)$$

写成矩阵形式, 方程(23)变成

$$\delta Y = F \cdot \delta X, \quad (24)$$

同样利用第三章的牛顿迭代法同样得到

$$\delta X_{n+1} = (F_n^T \cdot E^{-1} \cdot F_n + \gamma B^{-1})^{-1} \cdot F_n^T \cdot E^{-1} \cdot (\delta Y_n + F_n \cdot \delta X_n). \quad (25)$$

同样大气温度廓线和水汽廓线可分别用各自 EOF 表示, 即

$$\delta X = \Phi A, \quad (26)$$

其中

$$\Phi = \begin{bmatrix} \Phi_T & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \Phi_q & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \Phi_{T_s} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \Phi_{p_c} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \Phi_N \end{bmatrix}$$

Φ_T 是前 $\tilde{L}_T$ 个大气温度 EOF 组成的矩阵, Φ_q 是前 $\tilde{L}_q$ 个大气水汽混合比 EOF 组成的矩阵, $\Phi_{p_c} = 1$,

$$\Phi_{T_s}(i, j) = \Phi_N(i, j) = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases} \quad i, j = 1, 2, \dots, 9.$$

$M = \tilde{L}_T + \tilde{L}_q + 19$, 显然也有

$$\Phi^T \Phi = I, \quad (27)$$

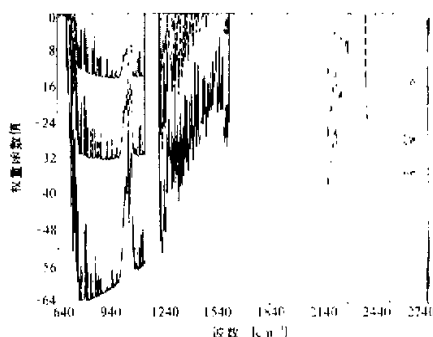


图 1 AIRS 850, 500 和 200 hPa 的云量权重函数谱分布
上、中、下曲线分别表示 850, 500 和 200 hPa 的云量权重函数谱分布

I 是单位矩阵, 同样利用前文的结果, 我们有另外一种迭代形式如下

$$A_{n+1} = (\tilde{F}_n \cdot E^{-1} \cdot \tilde{F}_n + \gamma B_A^{-1})^{-1} \cdot \tilde{F}_n^T \cdot E^{-1} \cdot (\delta Y_n + \tilde{F}_n \cdot A_n), \quad (28)$$

其中 $\tilde{F} = F \cdot \Phi$, $B_A^{-1} = \Phi^T B^{-1} \Phi$.

我们首先看一看云量的权重函数, 图 1 是 AIRS 850, 500 和 200 hPa 的云量权重函数谱分布, 从图 1 可以看到, 越是较低的云 (云顶气压高) 其权重函数越小, 卫星感应器得到的辐射强度对云的敏感性越小, 云量就越难反演; 反之, 越是较高的云 (云顶气压低), 其权重函数值也越大, 卫星感应器得到的辐射强度对云的敏

感性越大, 云量也就较容易反演。对云高也有同样的结论。在实际资料处理中, 有些高云例如卷云是很难反演的, 通常首先滤掉卷云视场, 然后进行反演处理。

4 结论

本章对有云情况下大气温度廓线、水汽廓线、表层温度、云高及云量的同步反演进行了研究, 分析了有云情况下反演问题所面临的挑战, 指出了国际上通用的处理有云反演的晴空订正法中存在误差放大的问题, 提出了用相邻视场同步反演法处理有云情况下大气参数和云参数的反演方法, 该方法和晴空订正法相比, 具有其所有优点而克服了其缺点, 例如误差放大。

参 考 文 献

- 1 李俊、曾庆存, 1997, 晴空时大气红外遥感及其反演问题, I. 理论研究, 大气科学, 21, 1~9
- 2 李俊、曾庆存, 1997, 晴空时大气红外遥感及其反演问题, II. 反演试验研究, 大气科学, 21, 214~222.
- 3 曾庆存, 1974, 大气红外遥测原理, 科学出版社, 1~174.
- 4 Smith, W. L., 1969, An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiance measurements, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 387~396.
- 5 Smith, W. L., et al., 1974, The Nimbus-ITPR experiment, *Appl. Opt.*, 13, 449~455.
- 6 Chahine, M. T., 1974, Remote sounding of cloudy atmospheres, I: The single layer cloud, *J. Atmos. Sci.*, 31, 233~243.
- 7 Susskind, J. et al., 1984, Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS/MSU on TIROS-N, *J. Geophys. Res.*, 89, 4677~4697.
- 8 McMillin, L. M., 1994, Report on AIRS cloudy test, AIRS Science Team Meeting, Nov. 2-4, LORAL/LIRIS, Lexington, MI, 1~10.

Study of Infrared Remote Sensing of the Cloudy Atmosphere and the Inversion Problem, Part I: Theoretical Study

Li Jun and Zeng Qingcun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract In our previous papers, the retrieval of clear atmospheric parameters from satellite observed infrared radiances was studied. In this paper, the retrieval of the atmospheric temperature profile, moisture profile, surface skin temperature, cloud top pressure and cloud amount from the infrared sounder radiances under the cloudy condition is studied. We assume that the 3 by 3 adjacent fields of view (FOV) have the same atmospheric temperature profile, water vapor mixing ratio profile and cloud height, except the surface skin temperature and cloud amount which have different values in the 9 FOVs. Thus, one atmospheric temperature profile, one moisture profile, 9 surface skin temperatures, one cloud top pressure and 9 cloud amounts are retrieved simultaneously from the 3 by 3 FOV infrared sounder observations. Since the number of equations for retrieval is increased by 9 times, the inversion problem is well conditioned.

Key words cloud clearing method adjacent field of view simultaneous retrieval method