

晴空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 本文首先研究了晴空情况下大气温度、湿廓线及表层温度等参数的同步反演问题。利用一阶变分原理, 从红外辐射传输方程中得到了大气温度、水汽权重函数的解析形式, 然后利用牛顿非线性迭代法求解大气温度廓线、大气水汽廓线和表层温度。并从“最佳信息层”的概念出发, 指出水汽遥感反演的两个特点。

关键词 反演 权重函数 牛顿非线性迭代法

1 引言

在以前的二十几年中, 在反演大气温度、湿度方面已取得一定进展, 然而其精度并没有达到数值天气预报的要求。主要原因有两个, 第一是目前业务上使用的是低分辨率的红外垂直探测仪器, 如 TIROS-N 业务垂直探测器(TOVS)^[1], 其局限在于权重函数被加宽, 卫星感应器接收到的能量是来自某一厚层的大气的辐射, 使得小尺度的垂直结构很难反演, 解决这一问题的办法在于发展高分辨率的红外垂直探测仪器。随着光学上关键技术的突破, 发展高分辨率红外垂直探测仪器成为可能, 例如由威斯康星-麦迪逊大学研究的高分辨率干涉仪探测器(HIS)^[2]已装载在 NASA 的 ER-2 飞机上, 能够提供机载观测资料, 另外还有 NASA 正在研制的 2000 年后将安装在极轨平台上作为地球观测系统(EOS)一部分的大气红外探测器(AIRS)^[3]。第二是反演处理上存在的一些问题以及大气透过率计算中的误差, 下垫面的一些未知因素, 云的影响等, 解决的办法是提高大气透过率计算精度, 发展微波探测仪器, 例如先进微波探测器(AMSU), 另外必须发展一套高效率的反演算法。由于反演问题是一个非适定问题, 即其解是不唯一, 不稳定的, 必须在求解过程中增加一些附加条件后才能得到一个稳定的解。

Smith^[4], Susskind^[5]等提出了物理反演法, Chedin^[6]等提出了改进的初始化反演法或叫统计物理法。Eyre^[7]提出了最优估计法。这些方法并没有解决好有云情况下大气参数和云参数的反演, 并且水汽权重函数的计算基本上是基于数值方法(差分算法), 很费时, 业务上不实用, 特别是在高分辨率多通道反演处理中很不方便。曾庆存^[8]早就对大气红外遥感的理论问题作了系统的论述, 在权重函数计算, 水汽反演研究方面独到的见解, 特别是“最佳信息层”概念, 将一类遥感问题统一起来。

本文根据曾庆存^[8]提出的一些方法, 利用一阶变分原理, 得到了大气各参数权重函

数在气压坐标下的解析形式,然后利用牛顿非线性迭代法求解大气及云参数,并从“最佳信息层”的概念出发,分析了水汽遥感反演的两个特点。

同时,将大气温度廓线、大气水汽廓线表示成经验正交函数的线性组合,使得要反演的参数大为减少,从而提高了解的稳定性。

2 晴空情况下反演表层温度及大气参数所面临的实际问题

由于晴空情况下大气参数的反演是有云情况下反演的基础,因此要解决反演问题,必须首先解决晴空情况下大气各参数的反演。关于从卫星红外观测资料中反演大气温度,Smith^[9]提出了一种迭代算法,称 Smith 迭代法,Chahine^[10]提出了一种松弛法,称为 Chahine 松弛法,由于这两种方法忽略了大气温度场的内在联系,从而影响了反演的精度,目前业务上基本上不采用这两种方法,较常用的有 Smith^[4]的物理反演法和 Chedin^[6]的 3I 方法。曾庆存^[8]也提出了一种迭代方法,该方法可以联合反演温度和水汽廓线,同时又指出可用最速下降法来求解温度和水汽廓线。本文将要提到的牛顿非线性迭代法,是该方法的一种变形。虽然晴空情况下大气温湿廓线的反演已有许多研究工作,但在实际资料处理中,仍有许多关键问题没有解决好,本文的工作在于进一步研究这些实际问题,并找出一些可行的解决办法。

2.1 关于反演的不稳定性问题

由于反演的不稳定性,必须引入一些附加条件。常用的办法是引入初始猜值,初始猜值实际上是求解方程时迭代的起始点。显而易见,如果初始猜值越接近真值,则迭代收敛性、收敛速度及求解精度都比较好,因此选择一个较好的初始猜值就显得很重要,一般用统计回归法的反演结果作为初始猜值。除此之外,还有一些提高稳定性的办法,曾庆存^[8]指出,由于温度场存在自相关性,只须有限的几个相互独立的参数就能表示大气温度结构的变化,水汽也一样。因此,可以将大气温度廓线和水汽廓线表示成它们前几个经验正交函数 EOF 的线性组合,这样能使要反演的参数大为减少,从而提高了反演的稳定性。本文在这方面作了研究和试验。

2.2 关于非线性问题

由于 $R = R(T_s, T(p), q(p), \dots)$ 是一个非线性方程,特别对求解水汽而言,非线性更为突出。传统的方法一般是将辐射传输方程线性化,然后利用“最小信息法”等方法求解线性化后的方程,例如 Smith^[4]的物理法。这实际上是用求解线性化问题的方法来处理非线性问题。曾庆存^[8]提出用“最速下降法”来反演大气温度和水汽廓线,这对处理非线性问题是有效的,特别是对求解辐射传输方程。本文采用牛顿非线性迭代法来同步求解表层温度、大气温度廓线和水汽廓线,并在反演精度上和传统线性方法作了对比。

2.3 权重函数计算

不管是用线性还是非线性方法来进行反演,其关键是方程的线性化或权重函数的计算,特别是水汽权重函数的计算。对于温度来说,其权重函数的计算相对比较简单,因为温度在辐射传输方程中比较线性。由于水汽在辐射传输方程中的高度非线性,其权重函数计算一直没有解决好,例如在国际 TOVS 处理软件包(ITPP)版本 3.0 和 4.0 中^[4],水汽权重函数的计算都没有处理好。目前常用的方法是采用 Jacobi 法,即在每一气压

层上计算 $[R(q_i + \Delta q) - R(q_i)] / \Delta q$, 由于该方法对每一层的水汽变化都要计算一次大气透过率函数和辐射量, 计算起来极费时间, 给业务上适时使用卫星资料带来极大的不便, 特别在今后高分辨率红外垂直探测资料处理中, 这种方法更不能用了。曾庆存^[8]利用一阶变分原理得到了在 ξ 坐标下用吸收系数 k_i 表示的水汽权重函数的解析形式, 这是一个重要的贡献。本文利用同样的方法, 在气压 P 坐标下得到了用大气透过率 τ 表示的温度、水汽等权重函数的解析形式。从而基本上解决了大气辐射传输方程的线性化问题。由于权重函数是解析形式, 计算起来既快速又准确, 为卫星垂直探测资料的适时性处理和应用扫除了障碍。

3 利用牛顿非线性迭代法反演表层温度和大气参数

假定有 K 个频带(通道)同时观测大气, 定义 $Y = (y_1, y_2, \dots, y_K)^T$, 其中 y_i ($i = 1, 2, \dots, K$) 是第 i 通道的辐射量或亮度温度, 则求解表层温度, 大气温度廓线和大气水汽廓线就相当于求解方程

$$J(X) = \|Y^m - Y(X)\| = \text{极小}, \quad (1)$$

其中 Y^m 是卫星观测值向量, $X = (T_1, T_2, \dots, T_L, \ln q_1, \ln q_2, \dots, \ln q_L, T_s) = (x_1, x_2, \dots, x_{2L+1})$, 但由于方程的不适定性, 需要引入附加条件才能得到稳定的解, 这里引入 Lagrange 乘子, 因此定义 $J(X)$ 如下:

$$J(X) = \|Y^m - Y(X)\| + \gamma \|X - X^0\|, \quad (2)$$

其中 X^0 是 X 的初始猜值, γ 是 Lagrange 乘子。

范数 $\|\cdot\|$ 的定义对求解有影响, 不同的范数定义会得到不同的求解结果, 这里的范数实际上是一种距离, 在卫星资料应用中 Mahalanobis 距离效果较好^[11]。因此定义

$$\|Y^m - Y(X)\| = [Y^m - Y(X)]^T E^{-1} [Y^m - Y(X)], \quad (3)$$

$$\|X - X^0\| = (X - X^0)^T B^{-1} (X - X^0), \quad (4)$$

其中 E 为观测误差协方差矩阵, E 是一个对角矩阵, 它包含仪器噪声, 大气透过率模式误差及其他误差; B 是 X^0 的误差协方差矩阵, 假如 X^0 是气候平均值, 则 B 为大气样本的协方差矩阵。

反演的目的就是要从(2)式中求解 X , 使 $J(X)$ 极小, 线性化求解的方法是令 $J'(X) = 0$, 即

$$0.5J'(X) = \gamma B^{-1} (X - X^0) - F^T \cdot E^{-1} \cdot [Y^m - Y(X)] = 0. \quad (5)$$

对于线性处理, 我们采用一阶泰乐展开有

$$Y(X) = Y(X^0) + F \cdot (X - X^0), \quad (6)$$

其中 F 是 Y 对 X 的一阶导数矩阵, 将方程(6)代入方程(5), 我们就得到如下解的形式:

$$X = X^0 + (F^T \cdot E^{-1} \cdot F + \gamma B^{-1})^{-1} \cdot F^T \cdot E^{-1} \cdot [Y^m - Y(X^0)], \quad (7)$$

(7)式是传统的求解迭代形式。

由于反演问题的非线性,特别是水汽反演的非线性,用(7)式的形式进行迭代不管从收敛速度或反演精度等方面都存在不足。由于能反映问题的非线性本质,我们采用牛顿非线性迭代法,即

$$X_{n+1} = X_n - J''(X_n)^{-1} \cdot J'(X_n), \quad (8)$$

对(5)式再次求导数,有

$$0.5J''(X) = \gamma B^{-1} + F^T \cdot E^{-1} \cdot F - F^T \cdot E^{-1} \cdot [Y^m - Y(X)], \quad (9)$$

在迭代过程中 $[Y^m - Y(X_n)]$ 将越来越小,因此为简单起见,忽略(9)式右边最后一项的影响,有

$$0.5J''(X) = \gamma B^{-1} + F^T \cdot E^{-1} \cdot F. \quad (10)$$

$J''(X)$ 也叫 Hessian 矩阵,将(5)和(10)式代入(8)式得到牛顿非线性迭代法的求解形式:

$$\delta X_{n+1} = (F_n^T \cdot E^{-1} \cdot F_n + \gamma B^{-1})^{-1} \cdot F_n^T \cdot E^{-1} \cdot (\delta Y_n + F_n \cdot \delta X_n), \quad (11)$$

其中 $\delta X_n = X_n - X^0$, $\delta Y_n = Y^m - Y(X_n)$ 。在一定条件下, X_n 会收敛到一个 X^* , X^* 就是要求的解。对于收敛性判断,有各种标准,例如用 $|X_{n+1} - X_n|$ 小于某一值,或 $J(X)$ 小于某一值,在实际应用中要根据具体情况而定。由于 $J''(X)$ 是近似值,因此(11)式的迭代形式也叫准牛顿非线性迭代法。

4 辐射传输方程的线性化——连续形式

从方程(11)可以看出,牛顿非线性迭代法的关键步骤是计算 F ,即 Y 对 X 的导数矩阵,具体到辐射传输方程中, R 对温度的一阶导数即为温度的权重函数,同样 R 对水汽混合比的一阶导数即为水汽的权重函数。

为了方便起见,定义各符号如下:

P 或 p : 气压,

R : 光谱辐射量,

B : 普朗克函数,

τ : 大气透过率函数,

$\delta(\)$: 实际量与初始量之差,

P_s : 表面气压,

τ_c : 由 CO_2 吸收而引起的大气透过率分量,

τ_w : 由 H_2O 吸收造成的大气透过率分量,

$q(p)$: 水汽混合比(g/kg),

$T(p)$: 大气真实温度廓线,

T_B : 亮度温度,

k : 大气吸收系数,

T_S : 表层温度,

T_a : 表面空气温度。

对于单色辐射, 省略光谱符号 ν , 并将辐射量用 R 表示, 则地气系统到达卫星感应器的辐射量为

$$R = B_s \tau_s - \int_0^{P_s} B d\tau. \quad (12)$$

一般来说, 求温度的权重函数比较简单, 因为温度在辐射传输方程中比较线性, 例如对(12)式作一阶变分处理, 不考虑水汽的影响, 有

$$\delta R = \delta B_s \tau_s - \int_0^{P_s} \delta B d\tau. \quad (13)$$

采用一阶近似 $\delta B = \frac{\partial B}{\partial T} \delta T$, $\delta R = \frac{\partial R}{\partial T_B} \delta T_B$, 并且定义 $\beta = \frac{\partial B / \partial T}{\partial R / \partial T_B}$, 则方程(13)变成

$$\delta T_B = \beta_s \tau_s \delta T_s - \int_0^{P_s} \beta \frac{\partial \tau}{\partial p} \delta T dp. \quad (14)$$

通常称 $\beta \frac{\partial \tau}{\partial p}$ 为温度的权重函数, 显然 $\beta_s \tau_s$ 为表层温度的权重函数, 温度及表层温度的权重函数计算比较简单。

本文根据曾庆存^[8]的方法, 采用一阶变分原理, 从方程(12)得到

$$\delta R = \delta B_s \tau_s + B_s \delta \tau_s - \int_0^{P_s} \delta B d\tau - \int_0^{P_s} B d\delta \tau. \quad (15)$$

对方程(15)右边最后一项作分部积分得

$$\delta R = \delta B_s \tau_s + [B(T_s) - B(T_a)] \delta \tau_s - \int_0^{P_s} \delta B d\tau + \int_0^{P_s} \delta \tau dB. \quad (16)$$

我们忽略自然加宽对吸收系数的影响, 则有

$$\tau = \tau_c \cdot \tau_w, \quad (17a)$$

$$\tau_w = e^{-\int_0^P g^{-1} k q dp}, \quad (17b)$$

因此

$$\delta \tau = \tau_c \delta \tau_w = \tau \delta \ln \tau_w, \quad (18)$$

这里我们认为 τ_c 为定常, 从方程(17b)得

$$\delta \ln \tau_w = - \int_0^P g^{-1} k \delta q dp = \int_0^P \delta q \frac{\partial \ln \tau_w}{q \partial p} dp = \int_0^P \delta \ln q d \ln \tau_w, \quad (19)$$

将方程(19)代入方程(18)得

$$\delta \tau = \tau \int_0^P \delta \ln q d \ln \tau_w. \quad (20)$$

将方程(20)代入方程(16)得

$$\begin{aligned}
\delta R &= \delta B_s \tau_s - \int_0^{P_s} \delta B d\tau + \int_0^{P_s} [B(T_s) - B(T_a)] \tau_s \delta \ln q d \ln \tau_w \\
&\quad + \int_0^{P_s} \tau \left(\int_0^P \delta \ln q d \ln \tau_w \right) dB \\
&= \delta B_s \tau_s - \int_0^{P_s} \delta B d\tau + \int_0^{P_s} \delta \ln q [B(T_s) - B(T_a)] \tau_s d \ln \tau_w \\
&\quad + \int_0^{P_s} \delta \ln q \left(\int_P^{P_s} \tau dB \right) d \ln \tau_w,
\end{aligned} \tag{21}$$

同样, 利用一阶近似 $\delta B = \frac{\partial B}{\partial T} \delta T$, $\delta R = \frac{\partial B}{\partial T_B} \delta T_B$, 并定义 $\beta = \frac{\partial B / \partial T}{\partial R / \partial T_B}$, 则方程(21)变为

$$\begin{aligned}
\delta T_B &= \beta_s \tau_s \delta T_s - \int_0^{P_s} \beta \frac{\partial \tau}{\partial p} \delta T dp \\
&\quad + \int_0^{P_s} \delta \ln q \left[(T_s - T_a) \beta_s \tau_s + \int_P^{P_s} \beta \tau \frac{\partial T}{\partial p} dp \right] \frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p} dp \\
&= W_{T_s} \delta T_s + \int_0^{P_s} W_T \delta T dp + \int_0^{P_s} W_q \delta \ln q dp,
\end{aligned} \tag{22}$$

其中

$$W_{T_s} = \beta_s \tau_s, \tag{23a}$$

$$W_T = -\beta \frac{\partial \tau}{\partial p}, \tag{23b}$$

$$\begin{aligned}
W_q &= (T_s - T_a) \tau_s \beta_s \frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p} + \left(\int_P^{P_s} \beta \tau \frac{\partial T}{\partial p} dp \right) \frac{\partial \ln \tau_w}{\partial p} \\
&= W_q^* + W_q^{**}.
\end{aligned} \tag{23c}$$

W_{T_s} , W_T 及 W_q 分别称为表层温度, 大气温度和大气水汽的权重函数, 只要给定某一大气状态, 这些权重函数就很容易被计算出来。

显然方程(22)是一个线性形式方程, 其中 δT_s , $\delta T(p)$ 及 $\delta \ln q(p)$ 是要求解的未知函数, 而权重函数是可以从某一给定大气状态(例如初始猜值)计算而得到的已知函数。每一权重函数在某一气压层上有极大值, 该气压层称为“最佳信息层”^[8]。现在让我们分析一下水汽的权重函数及遥感水汽的特点。因为 $|\tau| \leq 1$ 并且 $\left| \frac{\partial B}{\partial p} \right| \leq \left| \frac{\partial B}{\partial p} \right|_{\max}$, 因此有

$$\lim_{p \rightarrow 0} W_q^{**} = 0, \tag{24a}$$

和

$$\lim_{p \rightarrow P_s} W_q^{**} = 0. \tag{24b}$$

显然存在 $P' \in (0, P_s)$ 使得 $W_q(P') = \max W_q(P)$, P' 就是水汽的最佳信息层, 图 1 是 HIRS 通道的水汽权重函数, 其中 10, 11 和 12 是水汽通道, 6 和 7 是温度、水汽联合通道。

以前在反演大气温度时曾用到最佳信息层的概念,例如计算每一通道的温度最佳信息层,然后用迭代法得到这些层上的温度值^[9]。从文献[1]及本文的结果可以看出,同一通道的温度和水汽的最佳信息层并不在同一气压层上,因此不能沿用反演温度的办法来反演水汽,这一点曾庆存^[8]已提到过。

大气的水汽主要集中在 500hPa 以下,从方程(24)可以看到,反演近地面的水汽是很困难的,因为 $|T_s - T_a|$ 常常很小,我们可以通过下式是否成立来作进一步的分析

$$|T_s - T_a| \gg 0. \quad (25)$$

对于卫星红外观测来说,背景根据 T_s 放出辐射,而近地面水汽则根据 T_a 来辐射,如果两者差距很小即 $|T_s - T_a|$ 很小,则水汽的影响就被背景所掩盖,很难推断其近地面信息;相反如果 $|T_s - T_a| \gg 0$,则水汽到达卫星感应器的信号就大为增强,从而有利于反演近地面的水汽,另外,由于水汽场的自相关性,如果水汽廓线用其 EOF 来表示,则对于克服这个困难也有很大的帮助。对于表面比辐射率不为 1 的情况,则近地面水汽遥感会有所不同^[8]。

对于其他的吸收气体成分(例如 O_3),可以得到和水汽权重函数相似的权重函数形式^[12],当然其最佳信息层会有自身的特点,基本上来说,其反演方法和水汽的反演类似。

下面我们将方程(22)按气压分层改写成如下形式:

$$\delta y = \sum_{j=1}^{2L+1} w_j \delta x_j, \quad (26)$$

其中 L 是气压层数(从 0-1050 hPa),

$$\begin{aligned} w_1 &= 0.5W_{T_1}(P_2 - P_1) \\ w_j &= 0.5W_{T_j}(P_{j+1} - P_{j-1}) & \text{当 } 1 < j < L \\ w_L &= 0.5W_{T_L}(P_L - P_{L-1}) \\ w_j &= 0.5W_{q_1}(P_2 - P_1) & \text{当 } j = L + 1 \\ w_j &= 0.5W_{q_j}(P_{j+1} - P_{j-1}) & \text{当 } L < j < 2L \\ w_j &= 0.5W_{q_L}(P_L - P_{L-1}) & \text{当 } j = 2L \\ w_j &= W_{T_L} & \text{当 } j = 2L + 1. \end{aligned}$$

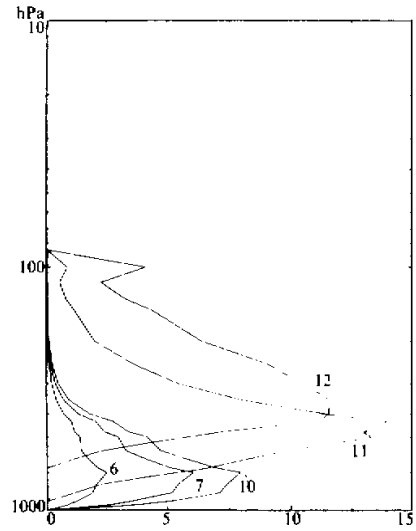


图1 NOAA-12 水汽权重函数
10、11 和 12 是水汽通道, 6 和 7 是温度、水汽
联合通道。大气状态为美国标准大气

当有 K 个通道时,

$$\delta y_i = \sum_{j=1}^{M-1} w_{ij} \delta x_j, \quad i = 1, 2, \dots, K \quad (27)$$

写成矩阵形式则方程(27)变为

$$\delta Y = F \cdot \delta X, \quad (28)$$

方程(28)就是反演方程的线性化形式。方程(28)还适用于微波遥感反演, 由于微波通道观测到的是亮度温度, 因此, 只要在所有方程中令 $\beta = 1$ 。

应当指出的是, 实际红外通道是非单色的, 采用单色近似得到的水汽权重函数会给反演结果造成一定误差, 但由单色近似而造成的误差与其他因素特别是大气透过率模式的不准确而引起的误差相比是次要的。

5 结论

(1) 利用一阶变分原理得到了表层温度、大气温度和大气水汽权重函数的解析形式, 从而基本上解决了权重函数的计算问题。

(2) 利用牛顿非线性迭代法得到了同步求解表层温度、大气温度廓线和大气水汽廓线的迭代形式。

(3) 从“最佳信息层”的概念出发, 指出由于对于某一通道来说, 其温度的最佳信息层和水汽的最佳信息层不在同一气压层上, 因此, 不能用反演温度的办法来反演水汽。同时分析了遥感低层水汽的困难所在。

参 考 文 献

- 1 Smith, W.L., H.M. Woolf, C.M. Hayden, D.Q. Wark and L.M. McMillin, 1979, The TIROS-N Operational Vertical Sounder, *Bull. Am. Meteor.*, **24**, 128~143.
- 2 Smith, W.L., H.E. Revercomb, H.B. Howell and H.M. Woolf, 1983, HIS-A satellite instrument to observe temperature and moisture profiles with high-vertical resolution, Preprints, *Fifth Conf. on Atmospheric Radiation*, Baltimore, *Amer. Meteor. Soc.*, 1~9.
- 3 Aumann, H.H. and R.J. Pagano, 1994, Atmospheric Infrared Sounder on the earth observing system, *Optical Engineering*, **33**, 776~784.
- 4 Smith, W.L., H.M. Woolf, C.M. Hayden and A.J. Schreiner, 1985, The simultaneous export retrieval package, pp.224~253 in *Tech. Proc. 2nd International TOVS Study Conf.*, Igls, Austria, 18~22 Feb. 1985, report of CIMSS, University of Wisconsin-Madison, 224~253.
- 5 Susskind, J., J. Rosenfield, D. Reuter and M.T. Chahine, 1984, Remote sensing of weather and climate parameters from HIRS/MSU on TIROS-N, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4677~4697.
- 6 Chedin, A., N.A. Scott, C. Wahiche and P. Moulinier, 1985, The improved initialization inversion method: a high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS-N series, *J. Climate Appl. Meteorol.*, **24**, 128~143.
- 7 Eyre, J.R., 1989, Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation, 1: Theory and simulation for TOVS, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **115**, 1001~1026.
- 8 曾庆存, 1974, 大气红外遥感原理, 北京: 科学出版社, 174pp.
- 9 Smith, W.L., 1970, Iterative solution of the radiative transfer equation for the temperature and absorbing gas

- profile of an atmosphere, *Appl. Opt.*, **9**, 1993~1998.
- 10 Chahine, M.T., 1970, Inverse problems in radiative transfer: Determination of atmospheric parameters, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 960~967.
- 11 Li Jun and Zhou Fengxian, 1990, Computer identification of multispectral satellite imagery, *Adv. in Atmos. Sci.*, **7**, 366~375.
- 12 Li Jun, Zhou Fengxian and Zeng Qingcun, 1994, Simultaneous non-linear retrieval of atmospheric temperature and absorbing constituent profiles from satellite infrared sounder radiances, *Adv. in Atmos. Sci.*, **10**, 475 ~ 480.

Infrared Remote Sensing of Clear Atmosphere and Its Inversion Problem. Part I: Theoretical Study

Li Jun and Zeng Qingcun

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

Abstract This paper firstly studies the retrieval of atmospheric temperature profile, moisture profile and surface skin temperature from infrared sounder radiances under the clear condition. One order variational theorem is applied to the infrared Radiative Transfer Equation (RTE) to obtain a successive form of the temperature component weighting function and water vapor mixing ratio component weighting function. Then the Newtonian nonlinear iteration method is applied to the RTE to retrieve the temperature profile, water vapor profile and surface skin temperature from the satellite observed radiances. The two basic characteristics of water vapor retrieval which are different from temperature retrieval are obtained based on the concept of "optimal information level".

Key words retrieval weighting function Newtonian nonlinear iteration