

由卫星红外测量反演大气水汽廓线

赵 高 祥

(中国科学院大气物理研究所)

摘要——本文用水汽 $6.3\mu\text{m}$ 带的一组通道, 对对流层大气水汽分布的卫星红外遥感的可行性进行了模拟试验。结果表明, 用适当的反演方法, 并利用一些补加信息, 是可以得到较好的结果的。本文还考察了通道数目对反演结果的影响。

一、引 言

在水汽吸收带选择一组通道, 由卫星测量大气红外辐射, 在大气温度垂直分布已知的条件下, 可用统计法^[1]或解辐射传输方程的方法^[2~4]推出水汽的垂直分布。但对卫星资料推出的水汽廓线的分析表明, 在较低的高度上, 特别在有强逆温层存在时^[5], 所得之结果不太稳定。Hayden 等人^[6]指出, 湿度探测只能比较精确地测定大气总可降水量, 不能成功地推出水汽廓线。统计结果表明, 反演得到的水汽廓线的误差几乎与自然变化一样大。这说明水汽的反演比温度的反演难得多。这是由于在湿度遥感时, 辐射量与水汽、温度二者都有关, 水汽的确定与温度廓线有着密切关系。例如在等温层情况下, 就不能提供水汽分布的信息, 并且各通道的权重函数也明显地依赖于水汽分布, 它们的峰值位置随水汽廓线的不同可有相当大的变化, 因此不可能象测温通道那样有一组水汽遥感通道, 在各种情况下都能使权重函数的峰值比较均匀地分布在不同的高度上。此外从“最佳信息层”的概念^[7]可以看出, 红外通道能提供的近地面层中水汽分布的信息是很少的。这些不利因素使得水汽反演的结果远不如温度反演那样好。

尽管水汽遥感有一定困难, 但实际上, 对流层以上水汽总是很少的, 对许多实际应用来说, 要知道的是对流层中的水汽分布。而在对流层中, 一般并不存在深厚的等温层; 另外, 大气中的水汽分布也是有着一定的统计规律, 在各层之间有着内在的相关性; 已知温度垂直分布, 相当于提供了一定的水汽分布的信息; 适当选取的水汽廓线的初值, 也是有用的补充信息。所有这些都有助于在一定程度上克服红外遥感水汽的困难。

二、反 演 方 法

在晴空条件下, 假定地面为黑体, 则在第 i 个通道中接收到地气系统的射出辐射为

本文 1982 年 12 月 28 日收到。修改稿 1983 年 3 月 16 日收到。

$$I_i = B_i(T_s) \tau_{is} + \int_{\ln P_s}^{\ln P_0} B_i(T) \frac{d\tau_i}{d \ln P} d \ln P \quad (i=1, 2, \dots, M)。 \quad (1)$$

式中 P 为气压, T 为气温, τ 为透过率, B 为普朗克函数, 下标 S 表示地面量, P_0 为卫星所在高度的气压, M 为通道数目。若把大气分成 N 层, 每一层看作是均匀的, 则式(1)可近似表示为

$$I_i = \sum_{j=1}^{N+1} B_i(T_j) \left(\frac{d\tau_i}{d \ln P} \right)_j (\Delta \ln P)_j, \quad (2)$$

这里 $j=N+1$ 表示地面, 在温度的垂直分布已知的情况下, 辐射量 I_i 就取决于该通道的权重函数, 即取决于通道的透过率 τ_i ; 而从第 j 层到大气外界的透过率 τ_{ij} 可表示为

$$\tau_{ij} = \tau_{ij}(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_j),$$

即为第 j 层以上各层的水汽密度 $\rho_l (l=1, 2, \dots, j)$ 的函数。因此, 在某一个层次上水汽密度的变化将引起以下各层上透过率的相应变化, 从而也造成辐射量的改变。将式(2)表示为

$$I_i = \sum_{j=1}^{N+1} B'_{ij} W_{ij}, \quad (3)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} B'_{ij} &= B_i(T_j) (\Delta \ln P)_j, \\ W_{ij} &= \left(\frac{d\tau_i}{d \ln P} \right)_j, \end{aligned} \right\} \quad \text{对 } j \leq N;$$

$$B'_{i, N+1} = B_i(T_s); \quad W_{i, N+1} = \tau_{is};$$

由于各个层次上水汽密度的改变引起的辐射量的改变可表示为

$$\delta I_i = \sum_{j=1}^{N+1} B'_{ij} \sum_{l=1}^J \frac{\partial W_{ij}}{\partial \rho_l} \delta \rho_l, \quad (4)$$

这里, 当 $j \leq N$ 时, $J=j$, 当 $j=N+1$ 时, $J=N$; $W_{ij} = W_{ij}(\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_j)$ 是各层上水汽密度的函数。式(4)可改写为

$$\delta I_i = \sum_{l=1}^N \sum_{j=1}^{N+1} B'_{ij} \frac{\partial W_{ij}}{\partial \rho_l} \delta \rho_l = \sum_{l=1}^N A_{il} \delta Q_l, \quad (5)$$

其中 $\delta Q_l = \delta \rho_l / \rho_l$ 为 l 层上水汽密度的相对变化, $\delta Q_{N+1} = \delta Q_N$ 为地面水汽密度的相对变化。

$$A_{il} = \sum_{j=1}^{N+1} B'_{ij} \frac{\partial W_{ij}}{\partial Q_l}, \quad (6)$$

只要有一个便于计算的水汽透过率公式, A_{il} 是易于计算出的。

用 I'_i 表示 δI_i , Q'_i 表示 δQ_i , 则式(5)的迭代形式的矩阵表示为

$$\mathbf{I}'^{(k)} = \mathbf{A}^{(k)} \mathbf{Q}'^{(k)}; \quad (7)$$

其中 $\mathbf{I}'^{(k)} = \mathbf{I} - \mathbf{I}^{(k)}$ 为测量值与第 k 次迭代的计算值之差。用与温度反演同样形式的解法^[8], 则有

$$\mathbf{Q}'^{(k)} = [(\mathbf{A}^{(k)})^* \mathbf{A}^{(k)} + r \mathbf{D}]^{-1} (\mathbf{A}^{(k)})^* \mathbf{I}'^{(k)}, \quad (8)$$

式中 r 为光滑因子, \mathbf{D} 为单位矩阵。

第 l 层上的水汽密度的第 $K+1$ 次迭代值为

$$\rho_l^{(K+1)} = \rho_l^{(k)} (1 + Q'_l{}^{(k)}) \quad (l=1, 2, \dots, N), \quad (9)$$

$K=0$ 表示初值。迭代过程到 $|I'_i{}^{(k)}| \leq \varepsilon (i=1, 2, \dots, M)$ 为止, ε 为观测误差。

三、模拟试验

在水汽 $6.3 \mu\text{m}$ 吸收带选择吸收强弱不同的五个通道, 用 Lowtran 4^[9] 的方法计算透过

率,则这一组水汽遥感通道的光谱宽度都是约 20 cm^{-1} 。对于 1962 年美国标准大气,这些通道的权重函数 $|d\tau_i/d\ln P|$ 表示在图 1 中。可以看到,在 200 mb 以上,权重函数的值是很小的,因此,用这些红外通道很难遥感对流层上层以至平流层中的水汽分布。所以,我们只考虑约 200 mb 以下的水汽反演。如前面所指出的,由于水汽分布的不同,各通道权重函数的峰值位置是会有相当大的改变的,因此,我们并不去寻找相应于这些通道峰值处的大气水汽密度,而是把大气分成比通道数更多的层(在 200 mb 以下约分成 10 层),用前面的方法,同时求出所有这些层上的水汽密度。

由水汽垂直分布的统计分析可以知道,在对流层中近似有指数形式的分布规律即

$$q(P) = q_s \left(\frac{P}{P_s} \right)^\alpha, \quad (10)$$

其中 $q(P)$ 为气压在 P 处的水汽混合比; q_s 为地面水汽混合比; α 为一常数,它随着地点和季节的不同而有不同的值;我们在反演时就假定具有这种形式的分布规律,并取 $\alpha=3$;同时,由于

温度廓线是已知的,故可算出各层上的饱和水汽密度。在反演过程中,各层上的水汽密度都不应大于饱和水汽密度;此外,水汽的密度一般是向上减小的。所有这些,在反演过程中都可以作为附加的约束条件,使反演得到的结果不至于很不合理。

用五个水汽通道对六种不同模式大气反演,得到从 0 到 11 km 各高度上水汽密度 $M'_i(\text{g/m}^3)$ 与模式大气值 $M_i(\text{g/m}^3)$ ($i=1, 2, \dots, 6$), 并列于表 1 进行比较; ΔM_i 为相对偏差 $|(M_i - M'_i)/M_i|$, $\overline{\Delta M}_5$ 为各层上的均方根相对偏差, RMS 为 12 个高度上的均方根相对误差。

由表 1 可以看到,用一组红外水汽通道可以相当精确地反演出对流层中的水汽分布,所有模式大气各层上总的均方根相对误差为 12%; 并且可以看到,水汽含量较多的夏季反演的结果要比水汽含量少的冬季好;同时还可以看到,较大的相对误差一般出现在高处(11 km)和地面;这和高层水汽密度小,容易造成较大的相对误差,以及通道能提供的近地面处的信息量少^[8]有关。表 1 中 W 为气柱中总可降水量($\text{Pr}\cdot\text{cm}$); 可以看到,反演结果与模式大气最大差值也小于 4%, 即使在各高度上相对误差较大时,总可降水量的相对误差仍然很小。这是由于高空水汽含量很少,较大的反演误差对此影响不大,同时,不同高度上正的和负的偏差可相互抵消一部分,从而得出的总可降水量仍可比较精确。

由于模式大气的水汽分布是比较规则的,因此,比较容易得到较好的反演结果。为了进一步考察用红外水汽通道遥测对流层水汽分布的可行性,我们还任取一些由探空得到的水汽廓线进行反演的试验,在北京、上海各压力层上水汽廓线反演的相对误差见表 2 和表 3。表中 $\overline{\Delta M}$ 和 RMS 的意义同表 1, 数字 1, 2, \dots , 12 相应于不同的探空水汽廓线。可以看到,结果仍然相当好,对五个通道来说,各个层次上的相对误差的平均值 σ (表 2, 3 的最后一列) 和 $\overline{\Delta M}$ 一般都在 20% 以下,而夏季的情况比冬季更好一些,各层上的 σ 值只在 10%

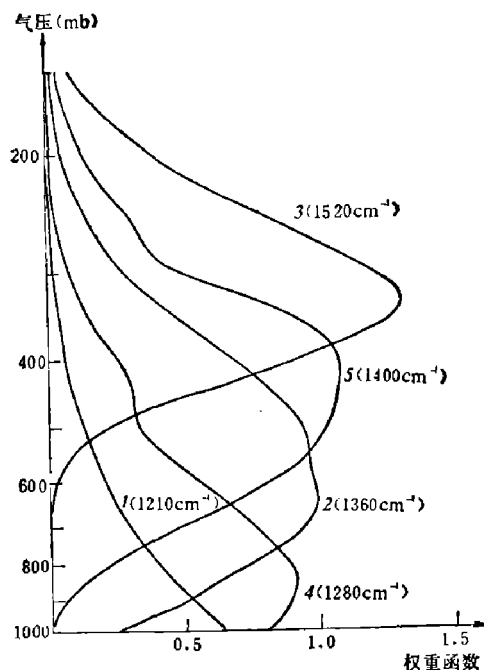


图 1 水汽通道的权重函数 $|d\tau/d\ln P|$

表1 不同高度模式大气的水汽密度 M 与反演结果 M' 的比较

Z (km)	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0	RMS	H' (pr.cm)
M_1	0.017	0.05	0.12	0.25	0.47	0.85	1.5	2.2	4.7	9.3	13.0	19.0		4.19
M'_1	0.019	0.047	0.12	0.23	0.49	0.86	1.43	2.41	4.80	8.16	14.8	20.4		4.36
ΔM_1 (%)	14	5	1	7	4	2	5	9	2	12	6	7	7	3.8
M_2	0.022	0.064	0.12	0.21	0.37	0.61	1.0	1.9	3.3	5.9	9.3	14.0		2.98
M'_2	0.025	0.053	0.13	0.22	0.38	0.64	0.89	1.8	3.4	6.1	9.5	13.5		2.99
ΔM_2 (%)	12	16	8	6	3	5	11	6	2	3	2	4	8	0.3
M_3	0.0067	0.0075	0.016	0.035	0.085	0.21	0.38	0.66	1.2	1.8	2.5	3.5		0.86
M'_3	0.0063	0.0078	0.018	0.039	0.085	0.18	0.37	0.70	1.25	1.77	2.46	3.58		0.87
ΔM_3 (%)	8	4	10	11	0	13	3	6	4	2	1	2	7	1
M_4	0.0094	0.015	0.042	0.13	0.29	0.54	1.0	1.7	2.7	4.2	6.0	9.1		2.12
M'_4	0.014	0.017	0.045	0.11	0.26	0.58	1.12	1.75	2.55	3.97	5.94	9.8		2.12
ΔM_4 (%)	49	11	7	18	12	8	12	3	5	5	1	8	17	0.4
M_5	0.0038	0.0055	0.0084	0.011	0.054	0.098	0.20	0.41	0.68	0.94	1.2	1.2		0.42
M'_5	0.0052	0.0062	0.0075	0.014	0.041	0.10	0.22	0.41	0.65	0.91	1.23	1.48		0.43
ΔM_5 (%)	36	13	11	32	23	5	10	1	4	3	2	23	18	2.4
M_6	0.0082	0.018	0.046	0.12	0.21	0.38	0.64	1.1	1.8	2.9	4.2	5.9		1.44
M'_6	0.0062	0.019	0.049	0.12	0.21	0.35	0.67	1.2	1.82	2.54	3.9	7.6		1.47
ΔM_6 (%)	25	5	7	4	2	7	5	9	1	12	7	28	12	2.2
ΔM_5 (%)	28	10	8	16	11	7	8	6	3	7	4	16	13	2.1
ΔM_3 (%)	30	9	7	17	12	6	6	13	6	8	4	16	13	

表2 北京夏季水汽廓线反演的相对误差

P (mb)	三 通 道												$\overline{\Delta M}$	σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	(%)	(%)
250	40.1	3.1	13.6	10.7	11.6	19.4	4.9	7.0	10.0	1.5	17.1	25.5	17.2	13.7
300	34.2	7.0	5.5	3.0	15.5	17.1	10.3	6.6	14.6	0.9	91.4	9.9	29.7	18.0
400	1.3	0.5	12.8	2.4	2.7	19.6	7.6	13.9	3.3	17.3	25.5	34.7	15.8	11.8
500	2.1	18.6	9.7	3.1	2.9	11.8	7.2	6.5	17.1	74.3	60.0	7.7	29.1	18.4
600	1.1	0.1	11.7	38.9	3.6	20.5	43.0	11.2	6.9	7.9	14.6	17.4	19.1	14.7
700	18.7	0.5	17.6	58.6	2.5	17.7	10.6	0.8	22.1	1.9	16.4	20.6	51.9	28.0
850	6.7	13.1	1.6	4.3	8.7	16.5	9.0	20.0	16.1	2.5	22.6	17.8	13.4	11.6
1000	1.6	13.2	11.7	9.0	2.3	7.9	2.0	9.4	7.9	9.7	9.8	11.5	8.8	8
RMS	20	10	11	25	8	17	17	11	14	27	71	20	26	16

P (mb)	五 通 道												$\overline{\Delta M}$	σ
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	(%)	(%)
250	28.3	0.0	16.0	14.0	17.6	16.7	8.2	6.4	0.4	0.7	19.4	14.5	14.5	11.2
300	29.3	14.6	8.9	12.1	16.6	17.1	0.4	7.0	21.0	28.0	9.6	1.1	16.4	14.2
400	9.4	10.6	1.7	12.5	5.4	3.6	20.5	3.1	18.1	20.9	8.7	15.2	12.6	11.0
500	12.6	24.4	0.5	17.3	1.0	12.4	14.6	0.5	23.1	35.6	22.9	11.4	18.0	9.2
600	3.6	17.9	8.1	39.4	7.5	2.2	6.9	7.1	9.2	0.1	40.6	5.1	18.0	9.7
700	16.2	10.0	19.7	2.8	6.2	9.2	3.0	8.2	18.3	4.8	23.8	3.8	12.6	9.3
850	4.6	23.9	5.3	25.9	8.3	8.1	4.5	6.8	6.8	1.7	0.8	1.9	11.3	8.9
1000	15.1	16.7	9.2	5.1	7.3	1.6	7.3	0.8	19.2	4.3	3.6	8.9	10.0	8.6
RMS	17	17	11	20	10	11	11	6	16	18	20	9	14	10

表3 上海夏季和冬季水汽廓线反演的相对误差

P(mb)	三 通 道												$\overline{\Delta M}$ (%)	σ (%)
	夏 季						冬 季							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
300	1.6	5.3	1.1	2.3	2.8	0.0	30.2	1.3	1.9	20.5	7.1	14.1	11.6	7.4
400	6.7	23.2	2.3	29.1	7.4	11.7	58.7	23.3	5.9	16.0	0.5	13.5	22.5	16.5
500	4.6	59.5	0.2	42.3	8.4	28.0	1.0	1.6	10.5	18.2	3.8	30.0	25.1	17.3
600	22.0	24.7	11.4	20.9	7.9	10.1	39.0	59.3	21.0	13.7	4.6	4.2	25.0	19.9
700	16.6	25.4	2.2	0.4	9.1	11.6	37.1	31.7	13.3	3.9	8.7	1.0	17.8	13.4
800	13.0	26.4	8.8	20.4	17.5	8.7	19.8	6.1	0.6	16.1	15.0	1.3	14.9	12.0
850	15.1	6.3	13.1	20.0	7.9	6.6	63.1	1.1	40.7	18.2	16.2	3.6	24.4	17.7
900	26.6	15.3	1.4	15.4	10.8	14.3	48.3	22.6	2.9	24.0	63.5	26.4	28.4	22.6
1000	4.7	1.0	27.5	27.7	12.5	5.7	20.4	10.0	18.9	0.2	8.5	11.2	15.3	12.4
RMS	15	27	11	23	10	13	40	25	18	16	23	15	21.3	15.5

P(mb)	五 通 道												$\overline{\Delta M}$ (%)	σ (%)
	夏 季						冬 季							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
300	5.1	1.7	0.1	4.1	6.9	0.2	32.9	0.1	8.8	11.1	5.3	17.9	12.0	7.9
400	11.6	5.4	5.9	5.8	12.7	2.8	55.7	20.3	2.3	16.8	8.7	4.9	18.9	12.7
500	4.7	35.1	6.8	0.1	8.3	16.6	6.0	1.5	9.6	9.6	6.0	40.5	17.2	12.1
600	25.0	9.7	12.3	4.4	10.4	22.4	34.7	54.8	23.4	16.5	0.6	2.3	23.3	18.0
700	15.6	27.5	3.2	4.4	6.2	25.8	23.4	36.7	18.4	11.0	6.5	0.0	18.5	14.9
800	14.6	57.1	0.4	10.6	2.7	12.1	15.4	5.5	15.7	22.9	14.0	1.6	20.4	14.4
850	14.2	22.6	10.9	0.6	0.5	9.8	49.1	17.0	4.0	16.0	14.9	2.7	18.0	13.5
900	25.9	7.6	4.2	7.3	15.6	18.9	43.1	23.5	8.0	22.4	63.2	29.2	27.7	22.4
1000	6.3	25.3	11.5	17.2	20.0	1.3	11.7	3.2	29.2	3.7	11.3	4.3	14.9	12.1
RMS	16	27	8	8	14	15	34	24	16	16	23	18	19.5	14.2

左右。上述反演精度与参考文献[10] (用 Monte Carlo 法) 反演的结果大致相同。各层上较大的相对误差一般出现在该层相对湿度较小的时候。冬季反演情况一般比夏季较差, 就是因为冬季较为干燥, 水汽含量少, 相对湿度小, 通道所能提供的信息量也少, 因此, 易于造成较大的相对误差。另外, 当大气中的水汽变化比较大时, 也容易出现较大的反演误差。给出较为平滑的水汽廓线是各种不同的反演方法的一个共同的倾向, 因而在水汽分布比较复杂的情况下, 一般都难以反演得好。

在表1~表3中还给出了用图1中的1, 2, 3, 三个通道进行水汽反演的结果。表1中 $\overline{\Delta M}_3$ 与 $\overline{\Delta M}_5$ 比较相差不大, 这表明对水汽分布比较规则的模式大气或类似的实际大气, 用三个水汽通道和五个水汽通道都是可以的。但表2和表3的结果表明, 在水汽分布不太规则的实际大气中, 用五个通道比用三个通道结果有明显的改进。

在图2(a)和图3(a)中, 给出几个反演较差的例子, 可以看到, 较大的相对误差一般出现在相对湿度较小层上; 另外, 当水汽的相对湿度变化很不规则时, 反演的误差也较大; 但水汽分布的趋势还是很好地表示出来了; 并且, 总可降水量仍可比较精确地得到。例如, 在图2(a)中, 北京1977年8月13日07点的例子, 说明用三通道反演很差的情况下, 改用五通道

得到了很好的结果;在图 3(a)中,上海 1973 年 8 月 7 日 07 点的水汽廓线,总可降水量的反演误差只有 0.3%。图 2(b)和图 3(b),则给出一些比较好的例子,其水汽廓线的结构都能相当好地表现出来。

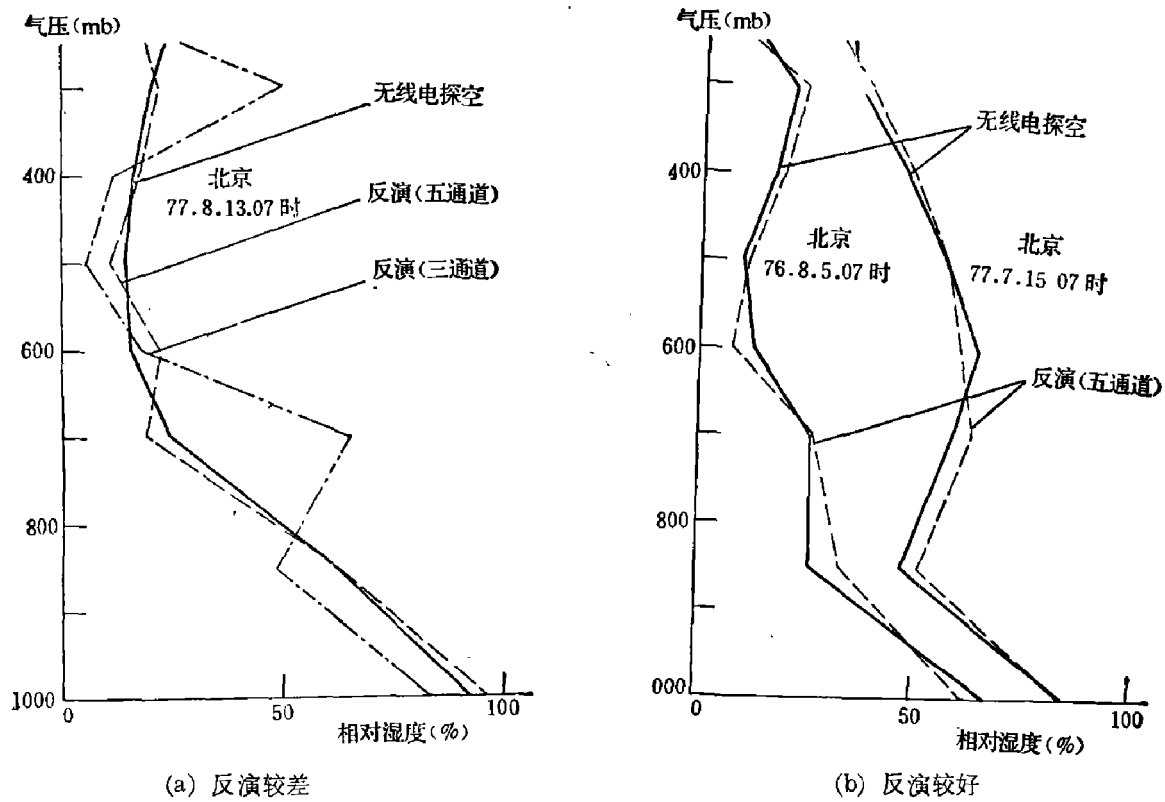


图 2 反演与无线电探空水汽廓线的比较

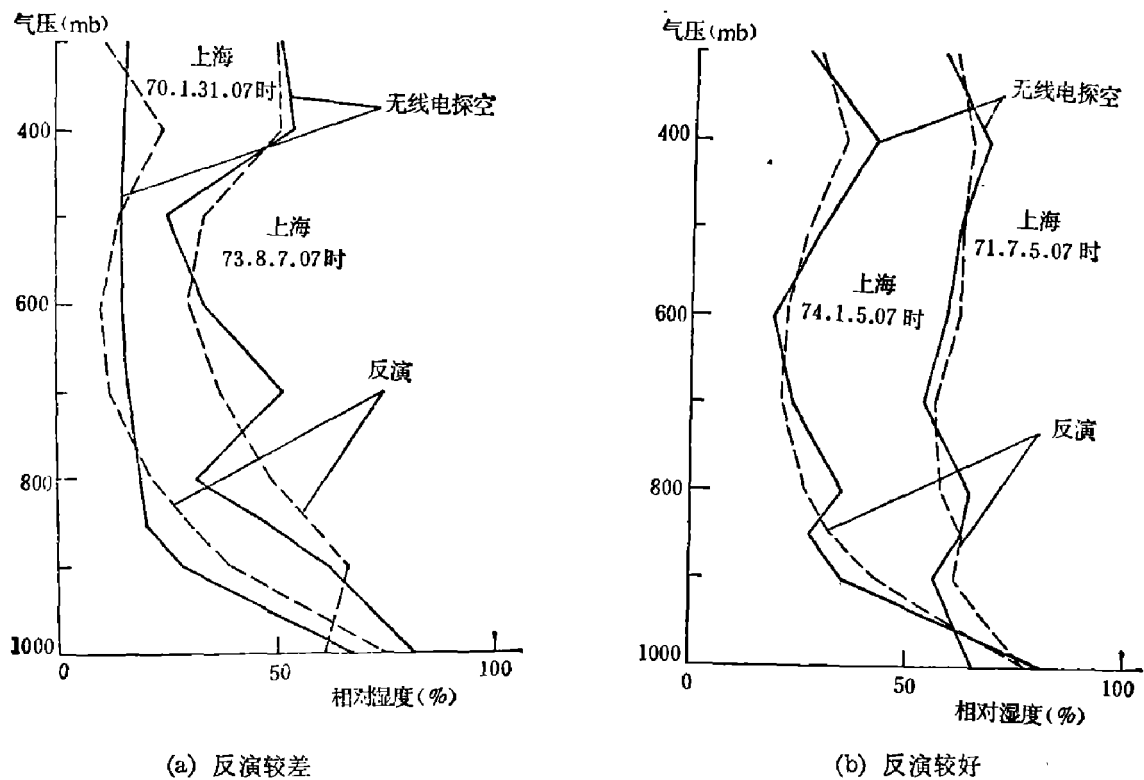


图 3 反演与无线电探空水汽廓线的比较

四、结 论

用红外水汽通道遥感对流层水汽垂直分布,在某些情况(如出现等温层等)是有困难的。但由于实际大气中,在对流层内通常总是有温度梯度的,即使可能出现等温层,也不是很深厚的,因此,用红外方法测水汽分布还是可能的。模拟实验的结果也表明,应用合适的反演方法,并很好地利用一些补充信息,如水汽的统计分布规律,当时的饱和水汽廓线等,还是可以得到比较好的结果的(包括大气最低层的水汽)。在反演中,对不同的地点和季节,在大气水汽含量相差很大的情况下,我们采用的是同一组遥感通道。如果能根据地区和季节的不同,选用不同的水汽通道,并根据地区和季节的特点,选用各自的更为合适的初值,则有可能进一步改进反演结果。对于所用的通道数目,一般来说,以稍多于三个为好。用红外水汽通道测大气水汽总含量,通常都可以得到比水汽分布更好的结果,这已是为大家所接受的了。而用红外水汽通道测大气的水汽分布,尽管有很多困难,但从试验的结果来看,较好的反演还是有希望的。

参 考 文 献

- [1] Shen, W. C., and Smith, W. L., *Mon. Weather Rev.*, **101** (1973), 1: 24.
- [2] Conrath, B. J., *J. Geophys. Res.*, **74** (1969), 13: 3347.
- [3] Smith, W. L., and Howell, H. B., *J. Appl. Meteor.*, **10** (1971), 5: 1026.
- [4] Chahine, M. T., *J. Atmos. Sci.*, **29** (1972), 4: 741.
- [5] Wang, J. Y., *J. Atmos. Sci.*, **31** (1974), 2: 513.
- [6] Hayden, C. M., et al., *J. Appl. Meteor.*, **20** (1981), 4: 450.
- [7] 曾庆存, 大气红外遥测原理, 科学出版社, 1974.
- [8] 赵高祥, 科学通报, **25** (1980), 23: 1079.
- [9] Selby, J. E. A. et al., *AFGL-TR-78-0053*, 1978.
- [10] 薛永康等, 中国科学, (1981), 11: 1367.

RETRIEVAL OF ATMOSPHERIC WATER VAPOR PROFILES FROM SATELLITE MEASUREMENTS OF INFRARED RADIATION

ZHAO GAOXIANG

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

ABSTRACT

In this paper the possibility of recovering atmospheric water vapor profiles from satellite measurements of infrared radiation has been explored through simulations. Positive results are obtained by using our retrieval scheme and some complementary information. At the same time, the effect of the number of remote sounding channels on the determination of atmospheric moisture profiles is tested.