

# NOAA 极轨气象卫星大气参数的 物理反演方法数值试验

吴保锁 黎光清 董超华

(国家气象局卫星气象中心, 北京, 100081)

**摘要**——对 Smith 和 Woolf 近期发表的同步物理反演法进行了结构分析, 并对东亚地区的卫星资料进行了多轨道反演拼图试验, 同时用不同的初始估计廓线对反演精度的依赖性进行了研究。

**关键词**——同步物理反演法, 遥感。

## 1. 引 言

Smith 和 Woolf<sup>[1]</sup>发表了新的同步物理反演法(以下简称 SPR 法)。此算法的最大特点是通过求解多参数亮温泛函方程, 可同时直接反演出和通道亮温直接有关的地表和气候参数。SPR 法比传统的单参数反演方法<sup>[2]</sup>有突破性的进展: SPR 法能同步反演出多个参数, 如地球表层温度、地面发射率、地表高度、大气的温湿廓线等; SPR 法使卫星定量资料在云天条件下估计出云参数成为可能; SPR 法和统计回归反演法相比, 在一定程度上减轻了对常规观测资料的依赖性。

本文从算法结构上对 SPR 法进行了分析, 并用此法对东亚地区卫星资料进行了数值试验, 结果表明 SPR 法是一种很有发展前途的反演方法, 反演出的天气形势场和实况场基本一致。不同初始廓线的试验表明物理反演法对常规资料的依赖性较统计反演法为小。

## 2. SPR 模式

根据卫星辐射率测值和验前信息, 利用一般的反演方法, 如用迭代法<sup>[3]</sup>求解辐射传输方程, 先算出  $T(P)$ , 然后求解湿度遥感方程, 再算出  $q(P)$  等。用统计回归法<sup>[4]</sup>虽然不求解遥感方程, 但也是逐一地反演气象参数。这些都是当前标准的反演程序。

为了建立 SPR 模式, 在卫星遥感反演中, 首先对大气透射率和普朗克函数作光谱响应函数处理, 将这两个基本量化成只依赖于亮温和通道宽度的谱透过率和普朗克辐射率, 即

$$\tau^*(\nu, T) = \frac{\int_0^\infty \tau(\nu, T) f(\nu) d\nu}{\int_0^\infty f(\nu) d\nu};$$

$$B^*(\nu, T) = \frac{\int_0^\infty B(\nu, T) f(\nu) d\nu}{\int_0^\infty f(\nu) d\nu};$$

式中,  $f(\nu)$  是实验确定的探测通道光谱响应函数. 这样, 在反演前就可快速算出辐射率. 为了简便, 在以下讨论中将上标“\*”省略.

我们将通常的和平均状态下的遥感反演方程分别写成:

$$R(\nu_i, \theta_j) = B[\nu_i, T(P_s)] \tau(\nu_i, P_s, \theta_j) + \int_{P_s}^0 B[\nu_i, T(P)] \frac{d\tau(\nu_i, P, \theta_j)}{dP} \cdot dP; \quad (1)$$

$$\bar{R}(\nu_i, \theta_j) = \overline{B[\nu_i, T(P_s)]} \cdot \overline{\tau(\nu_i, P_s, \theta_j)} + \int_{P_s}^0 \overline{B[\nu_i, T(P)]} \frac{d\overline{\tau(\nu_i, P, \theta_j)}}{dP} dP; \quad (2)$$

式(1、2)中, 上标“—”表示验前平均量; 下标“S”表示自然表面(地表或云顶);  $\tau$  为大气透射率;  $R$  为辐射率;  $P$  为大气压强;  $B$  为普朗克函数. 为了简便, 以下讨论只保留必要的上下角标记.

根据式(1、2)可将遥感反演方程的扰动形式表示为

$$\Delta R = R - \bar{R} = B_s \tau_s - \bar{B}_s \bar{\tau}_s + \int_{P_s}^0 \left( B \frac{d\tau}{dP} - \bar{B} \frac{d\bar{\tau}}{dP} \right) dP; \quad (3)$$

对式(3)作适当的运算得:

$$\Delta R = (\Delta B_s) \tau_s + \bar{B}_s (\Delta \tau_s) + \int_{P_s}^0 \left[ (\Delta B) \frac{d\tau}{dP} + \bar{B} \left( \Delta \frac{d\tau}{dP} \right) \right] dP; \quad (4)$$

式(4)中,  $\Delta B_s = B_s - \bar{B}_s$ ,  $\Delta \tau_s = \tau_s - \bar{\tau}_s$ ,  $\Delta \frac{d\tau}{dP} = \frac{d\tau}{dP} - \frac{d\bar{\tau}}{dP}$ ,  $\Delta B = B - \bar{B}$ , 它们均为扰动项, 表示该变量和其相应平均量的偏差. 在式(4)中, 除了含有待求的地表层温度项  $(\Delta B_s) \tau_s$  和大气温度廓线项  $(\Delta B) \frac{d\tau}{dP}$  外, 还含有地表层水汽(或其他气体成份)  $\bar{B}_s (\Delta \tau_s)$  以及待求的水汽廓线(或其他气体成份)  $\bar{B} \left( \Delta \frac{d\tau}{dP} \right)$ .

为了同步反演大气水汽廓线, 对式(4)中  $\bar{B} \left( \Delta \frac{d\tau}{dP} \right)$  作分部积分得

$$\Delta R = (\Delta B_s) \tau_s + \int_{P_s}^0 \left[ (\Delta B) \frac{d\tau}{dP} - (\Delta \tau) \frac{d\bar{B}}{dP} \right] dP, \quad (5)$$

式(5)中, 诸扰动量相应地含有待求的未知量, 这就是 SPR 模式.

### 3. SPR 算法

由于卫星辐射率测量值( $R$ )是普朗克辐射率的泛函,即  $R[B(T_b)]$ ,对  $R$  按泰勒级数展开并取一阶项,则有

$$R = \bar{R} + \frac{\partial \bar{R}}{\partial T_b} \cdot \Delta T_b \quad (6)$$

式(6)中, $T_b$ 为探测通道亮温,并取  $\partial \bar{R} / \partial T_b \approx \partial \bar{B} / \partial T_b$ ,则

$$\Delta R = \frac{\partial \bar{B}}{\partial T_b} \cdot \Delta T_b$$

将式(7)代入式(5)得

$$\Delta T_b = \frac{\Delta B_s}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \cdot \tau_s + \int_{P_s}^0 \left[ \frac{(\Delta B \frac{d\tau}{dP} - (\Delta \tau) \frac{d\bar{B}}{dP})}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \right] dP \quad (8)$$

由式(8)可见,所有待求的扰动量均通过一个公共的亮温扰动量联系起来,这正是 SPR 算法的物理实质。

为了线性地同步反演出式(8)中各个待估计的扰动量,可以把待估函数  $B_s = B(T_s)$ 、 $B = B(T)$ ,以及  $\tau(u)$ 分别按其变量的参考值(或验前值)作泰勒级数展开,取其一阶项,得

$$\Delta B_s = \frac{\partial \bar{B}_s}{\partial T_s} \cdot \Delta T_s \quad (9)$$

$$\Delta B = \frac{\partial \bar{B}}{\partial T} \cdot \Delta T \quad (10)$$

$$\Delta \tau = \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial u} \cdot \Delta u \quad (11)$$

将式(9)~(11)代入式(8),经过整理得线性方程式

$$\begin{aligned} \Delta T_b = \Delta T_s \left[ \frac{\partial \bar{B}_s / \partial T_s}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \right] \tau_s - \int_0^{P_s} \Delta T \left[ \frac{\partial \bar{B} / \partial T}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \right] \cdot \frac{d\bar{\tau}}{dP} \cdot dP \\ + \int_0^{P_s} \Delta u \cdot \frac{\partial \bar{B} / \partial T}{\partial \bar{B} / \partial T_b} \cdot \frac{\partial T}{\partial P} \cdot \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial u} \cdot dP, \end{aligned} \quad (12)$$

式(12)即 SPR 算式。其中  $T_b$ 为亮温, $u$ 是可降水量。在式(12)中,所有被积分的变量都依赖于  $P$ ,为了用一组卫星辐射率测量值扰动量  $\Delta T_b$ 从式(12)同步地求解出  $\Delta u$ 、 $\Delta T$ 和  $\Delta T_s$ ,按 Smith 和 Woolf<sup>[1]</sup>选用任意的气压基本函数  $\phi(P)$ ,构造下列待求的参数廓线算式:

$$\Delta q(P) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i q_0(P) \phi_i(P), \quad (13)$$

$$\Delta T(P) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(P). \quad (14)$$

式(13)、(14)中  $q(P)$ 是水汽混合比, $g$ 是重力加速度,下标“0”表示验前条件, $M-N$ 表示用来反演温度廓线的通道组合数目, $N$ 表示用来反演湿度廓线的通道组合数目。根据湿空气的状态方程和静力学方程,可将式(13)写成

$$\Delta u(P) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_0^P q_0(P) \phi_i(P) dP, \quad (15)$$

将式(14), (15)代入式(12), 并令  $\alpha_0 = \Delta T_s$ , 则对一组  $K$  个通道所对应的每个辐射亮温测量值  $\Delta T_j^0$ , 可建立如下的线性方程:

$$\Delta T_j^0 = \sum_{i=0}^M \alpha_i \phi_{i,j}, \quad (j=1, 2, \dots, K), \quad (16)$$

式(16)中,  $b$  表示亮温, 并有

$$\begin{cases} \phi_{0,j} = \left[ \frac{\partial \bar{B}_j^0 / \partial T_s}{\partial \bar{B}_j^0 / \partial T_j^0} \right] \tau_{s,j}, \quad (i=0); \\ \phi_{i,j} = \int_0^{P_s} \left[ \int_0^P q_0 \phi_i dP \right] \left[ \frac{\partial T}{\partial P} \cdot \frac{\partial \tau_j}{\partial u} \cdot \frac{(\partial \bar{B}_j / \partial T)}{(\partial \bar{B}_j / \partial T_j^0)} \right] dP, \quad (i \leq N) \\ \phi_{i,j} = \int_0^{P_s} \phi_i \left[ \frac{\partial \tau_j}{\partial P} \cdot \frac{(\partial \bar{B}_j / \partial T)}{\partial \bar{B}_j / \partial T_j^0} \right] dP, \quad (N < i \leq M) \end{cases} \quad (17)$$

式(17)中, 所有的  $\phi_{i,j}$  均由验前信息或平均廓线计算确定. 为便于求解, 可将式(16)写成矩阵形式

$$T^i = \Phi \cdot \alpha \quad (18)$$

式(18)中,  $i$  表示向量的转置,  $T^i$  是  $K$  个辐射率测值扰动量的行向量,  $\alpha$  是  $M+1$  个待求的反演算子的行向量; 因此,  $\Phi$  是  $K \times (M+1)$  维矩阵, 即

$$(T^i)^{K,1} = (\Phi)^{K,(M+1)} \cdot (\alpha)^{(M+1),1} \quad (19)$$

假定  $K \geq (M+1)$ , 则式(19)的最小信息解或 Ridge 回归解为

$$\alpha = (\Phi^i \Phi + \beta I)^{-1} \Phi^i T^i \quad (20)$$

式(20)中, “ $-1$ ”表示矩阵的逆;  $\beta$  是调整参数, 其最佳值取 0.1;  $I$  是单位矩阵, 当  $\alpha$  值确定后, 由式(13)、(14)、(16)就可得到  $\Delta q$ 、 $\Delta T$  和  $\Delta T_s$ .

在同步解中基本函数的选择是任意的, 在本文中选用辐射传输方程的权重函数( $d\tau/dP$ )作为基本函数.

任何地面观测的水文气象参数都容易通过此算法归并到同步反演解中, 加以直接处理. 例如, 对于地面温湿测值, 由式(13)、(14)得

$$q(P_s) - q_0(P_s) = g \sum_{i=1}^N \alpha_i q_0(P_s) \phi_i(P_s); \quad (21)$$

$$\text{及} \quad T(P_s) - T_0(P_s) = - \sum_{i=N+1}^M \alpha_i \phi_i(P_s); \quad (22)$$

它们和式(16)具有同样的形式, 因而可将式(21、22)加入相应的方程组中生成  $(K+2)$  个方程, 求得  $(M+1)$  个未知数( $\alpha$ ).

## 4. 数值试验

我们用 1987 年 9 月 6 天 18 条轨道约 6000 条 NOAA-10 的垂直探测资料和不同的验前信息进行了数值试验.

根据我国所处的地理位置和卫星气象中心所能直接收到的卫星资料, 我们选取了  $10 \sim 60^\circ \text{N}$ ,  $50 \sim 160^\circ \text{E}$  的东亚地区作为数值试验区.

我们使用 Gressman 逐步订正法和 Lambert 地图投影, 把这些资料客观分析在复盖上述地区的网格点上, 其水平分辨率为  $100 \times 100 \text{ km}^2$ .

图 1 是 1987 年 9 月 12 日 08 时 500 hpa 温度分析场, 图 2 是 500 hpa 温度反演分析场。图 1、2 中  $L$  为冷区,  $N$  为暖区。由图 1 和图 2 可见, 两者的温度分布基本一致, 所不同之处是: (1) 在副热带地区  $-4^{\circ}\text{C}$  线范围, 反演的结果比常规资料西伸约 7.5 个经度, 在西部高原地区  $-8^{\circ}\text{C}$  线的走向也不一致; (2) 在较高纬度地区反演的温度梯度比常规资料的分析场弱一些。

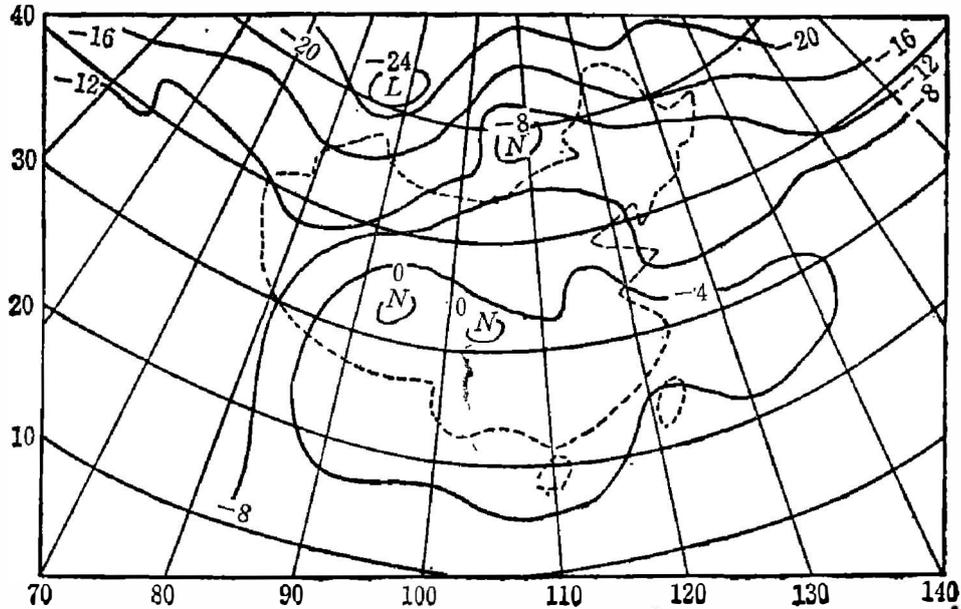


图 1 500 hpa 温度分析场(1987 年 9 月 12 日 08 时)(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 1 Objective temperature analysis field of 500 hpa, 08z(00GMT), September 12, 1987.

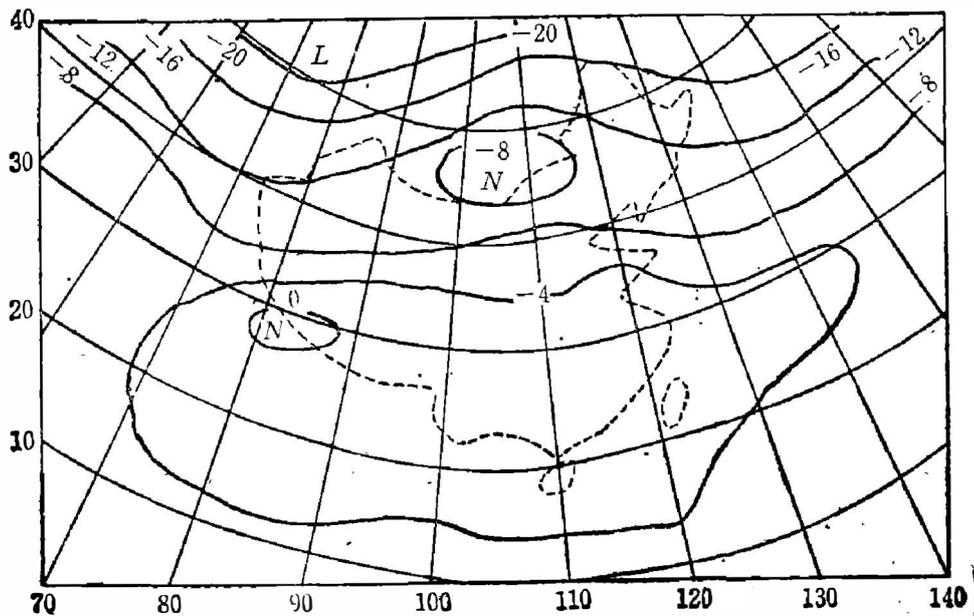


图 2 500 hpa 温度反演分析场(1987 年 9 月 12 日 08 时)(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 2 The retrieved temperature analysis field of 500hpa, about 08Z (00GMT) september 12, 1987.

图3是1987年9月12日08时500 hpa位势高度分析场,图4是500 hpa位势高度反演分析场.图3、4中D为低气压区,G为高压区.由图3和图4可见,反演场的天气系统形势和相应的实况分析场也基本一致.两者之间的差别表现在:(1)反演场的副高和太平洋上的低气压均比实况图上的相应系统偏南;(2)西部青藏高原地区的大槽明显地比天气图上的槽深厚.反演的大槽区的位势高度梯度也比实况图上的槽强.

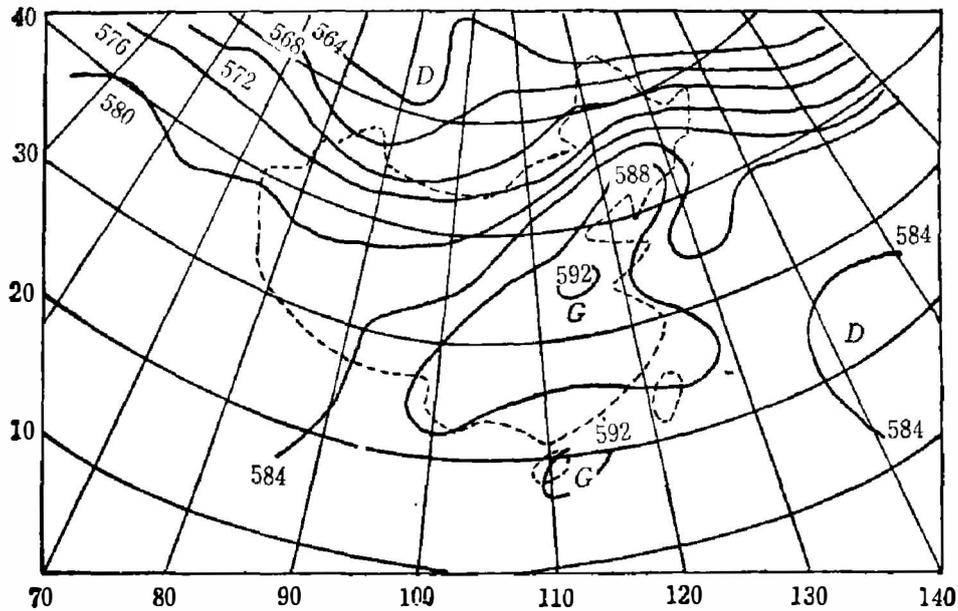


图3 500 hpa 位势高度分析场(1987年9月12日08时)(单位: 10 m)

Fig. 3 Objective analysis field of 500 hpa geopotential height,  
08Z(00GMT) September 12, 1987.

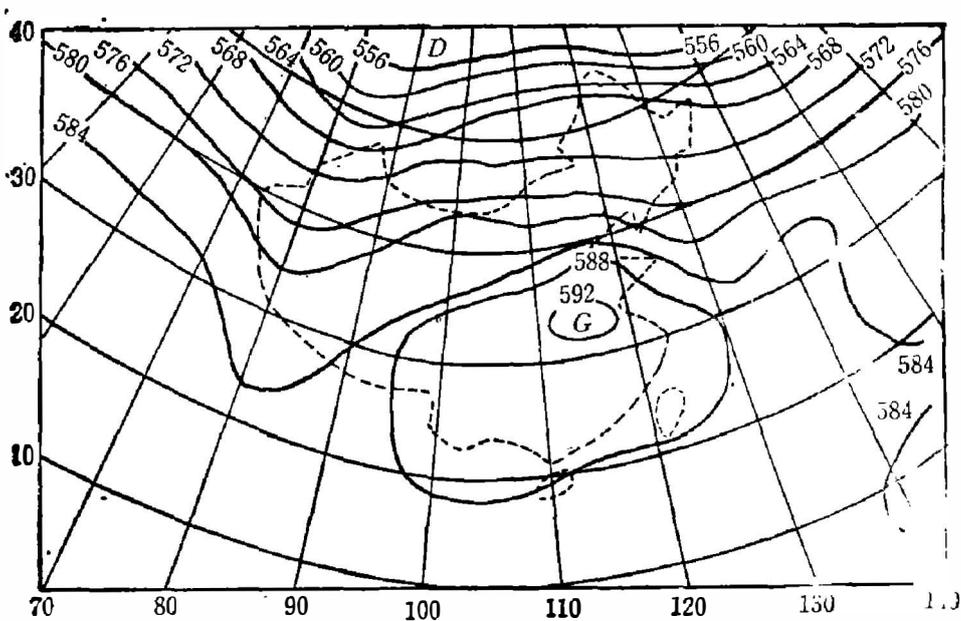


图4 500 hpa 位势高度反演分析场(1987年9月12日08时前后)(单位: 10 m)

Fig. 4 The retrieved analysis field of 500 hpa geopotential height,  
about 08Z(00GMT) September 12, 1987.

从以上对比分析看出, 卫星探测的反演参数场和探空观测的分析场虽然基本上是一致的, 但还存在着差别, 造成差异的原因是多方面的, 从实践的观点看, 第一, 广大洋面和高原荒漠地区探空观测站极少, 在作高原和大洋的天气图分析时, 往往根据几个记录数据或个别风向图画等直线. 而用 NOAA 气象卫星, 多波段业务垂直探测器(TOVS), 虽可以按均匀分辨率间接定量遥感全球地表和大气的热辐射, 但是当前卫星遥感所得到的有效信息含量还不小, 因而需要将常规探测资料作为验前信息并入反演模式进行综合处理, 以提高反演精度. 第二, 由于 TOVS 探测通道的权重函数峰值区相当宽, 权重函数廓线之间重叠较多, 再加上 TOVS 的垂直分辨率低, 如本例所示反演出的参数场比天气分析场平滑. 因而从气象参数廓线的垂直分辨率看, 探空观测能力目前优于卫星探测, 这说明改进同步物理反演法的一个重要方面是在反演解中更合理地使用常规探测资料, 可将它作为验前信息的协方差矩阵形式, 建立 Bayes 估计解代替式(20) Ridge 回归解<sup>[6]</sup>. 另外, 常规观测资料本身也存在着观测误差和突出的非均匀性和不统一性.

## 5. 灵敏度分析

为了考察 SPR 解对初始估计值的依赖程度, 我们选用了气候廓线和统计回归的反演廓线作为两类不同的初始估计值进行了对比试验.

在这个数值试验中, 我们分别对两类不同的初估值构造偏差向量, 然后用 SPR 法分别对含不同初估值的式(16)求解, 并把反演结果分别与常规观测资料进行匹配分析, 求出它们的均方根差(RMS).

表 1 按纬度区计算的温度 RMS 偏差值(°C)

Table 1 The RMS temperature values calculated by latitude zones.

纬度 类 (°) 型	气 层 (hpa)														
	1000.	850.	700.	500.	400.	300.	250.	200.	150.	100.	70.	50.	30.	20.	10
60~70 RR	3.23	2.05	1.88	2.06	2.03	1.57	2.29	2.51	2.80	2.25	2.22	1.50	1.62	1.71	2.12
RC	3.23	2.01	1.82	2.09	2.01	1.56	2.32	2.48	2.77	2.20	2.18	1.48	1.65	1.73	2.16
50~60 RR	2.23	2.04	1.89	2.18	2.14	2.07	1.99	2.38	2.52	2.37	2.22	1.93	2.00	1.96	1.96
RC	2.18	2.14	1.86	2.14	2.10	2.07	2.08	2.40	2.54	2.32	2.13	1.89	1.95	1.79	1.90
40~50 RR	2.12	2.14	2.01	2.10	1.99	2.10	1.89	2.10	2.22	2.00	1.91	1.95	2.06	1.93	1.74
RC	2.15	2.12	2.10	2.09	1.97	2.09	1.94	2.11	2.29	1.99	1.87	1.95	2.09	1.99	1.76
30~40 RR	1.97	2.20	2.03	1.80	1.87	2.00	1.81	2.10	2.28	1.80	1.81	1.70	2.01	1.75	2.80
RC	2.09	2.13	2.03	1.86	1.79	2.04	1.86	2.18	2.31	1.77	1.78	1.72	2.09	1.75	2.84
20~30 RR	1.78	2.12	1.69	2.06	2.05	2.14	1.91	2.29	2.15	2.02	1.62	1.84	1.84	2.05	2.60
RC	1.82	2.12	1.70	2.05	2.05	2.13	2.02	2.34	2.21	1.98	1.61	1.88	1.83	2.05	2.51
10~20 RR	1.96	2.12	1.65	1.77	1.85	1.85	1.81	2.21	2.31	1.74	1.71	2.56	1.82	1.27	3.76
RC	1.98	2.11	1.71	1.84	1.86	1.81	1.89	2.21	2.32	1.74	1.71	2.58	1.85	1.27	3.70

在表 1 中示出了 9 月 12、16、18、20、26 和 30 日六天各三条轨道东亚地区的卫星测值, 通过反演算出的气温和无线电探空温度的 RMS. 表中 RC 表示用气候值作初始廓线的反演结果, RR 表示用统计回归解作初始廓线的反演结果. 两者的 RMS 基本相同, 仅有个别纬度

带略有差异。由此可见,使用 SPR 法在初估值的选择上有较大的自由度,这就是说任意一

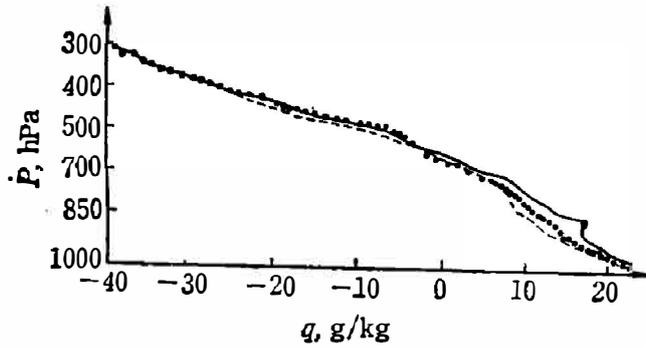


图 5 不同初值反演的水汽廓线的比较

Fig. 5 The comparison of retrieval water vapor profiles using different initial guess profiles.

组符合质量的初估值对同步反演解的精度影响不大.这实际上可以认为 SPR 法相对于统计回归反演法,在相当高的程度上减弱了对初估值的依赖性.图 5 为不同初值反演的水汽(混合比)廓线的比较,图中  $P$  为大气压强,  $q$  为水汽混合比.实线表示探测的水汽廓线,虚线和点线分别表示气候值和统计回归解作初估值反演出的水汽廓线.

由图可见,水汽反演精度对不同初估值的依赖性显然要比温度反演精度对初估值的依赖性要强烈得多和复杂得多.由于反演问题的非适定性,对任何物理反演算法而言,探索最佳验前限制仍是尚未完全解决的重大课题之一.

## 6. 问 题

应用不同的调整算法求解同步反演模式,可以同时求得温湿度等气象参数,并易于考虑地表条件对反演解的影响,对初估值依赖性较弱,这无疑使此法具有较大的潜力.另一方面,SPR 法仍存在一些重要问题有待改进:第一,求解方程(5)的问题,实际上是求解非线性非适定问题. SPR 法是对线性化的同步反演模式求解,没有考虑问题的强非线性;第二,与这类非线性问题紧密相联的是反演问题的非适定性. SPR 法用 Ridge 回归式(20),没有充分利用更有效的验前信息,例如,通过 Bayes 算法构造最佳调整<sup>[6]</sup>.第三,权重函数的误差是引起反演解不稳定的内在原因,在 SPR 法中没有考虑消除这类误差的算法<sup>[7]</sup>.

## 参 考 文 献

- [1] Smith W. L. and Woolf H. M., *Conference on satellite Meteorology/Remote Sensing and Applications*, 1984, 45~48.
- [2] Susskind J. and Rosenberg A., *Temperature Retrievals from TIROS-N, in Remote Sensing of Atmospheres and Oceans*, Ed. by A. Deepak, Academic Press, New York, 1980, 45~66.
- [3] Chahine, M. T., *A General Relaxation Method for Inverse Solution of The Full Radiance Transfer Equation*, *J. Atmos. Sci.*, 29(1972), 741~747.
- [4] Smith, W. L. and Woolf H. M., *The Use of Eigenvectors of Statistical Covariance Matrices for Interpreting Satellite Sounding Radiometer Observations*, *J. Atmos. Sci.*, 33(1976), 1127~1140.
- [5] Smith, W. L. et al., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60(1979), 1177~1187.
- [6] Li Guangqing and Dong chaohua, *Atmospheric Radiation Progress and prospects*, Ed. by Kuo-Nan Liou and Zhou Xiuji, 1986, 341~347.
- [7] Fleming, H. E. et al., *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 25(1986), 869~883.

**THE NUMERICAL EXPERIMENT OF ATMOSPHERIC  
PARAMETERS USING PHYSICAL RETRIEVAL  
METHOD FROM NOAA-10 POLAR ORBIT  
METEROLOGICAL SATELLITE DATA**

WU BAOSUO LI GUANGQING DONG CHAOHUA

*(Satellite Meteorological Center, SMA, 100081, Beijing, China)*

**ABSTRACT**

The structure of simultaneous physical retrieval method published recently by W. L. Smith and H. M. Woolf is analyzed. The experiment of multi-orbit retrieval and mosaic using polar orbit meteorological satellite data over East-Asia area is made. The dependence of retrieval accuracy upon different initial guess profiles is studied.