

国家气象局气象科学研究院

研究生毕业论文

研究生: 张 文 建

指导教师: 黎 光 清

专 业: 大 气 探 测

论文题目: 东亚地区气象参数的卫星遥

感物理反演理论和方法研究

论文完成日期 一九八九年 三 月 日

Study on Satellite Remote Sensing & Physical Retrieval of Meteorological Parameters Over East-Asia Region

(Abstract)

Satellite data are playing an increasing important role in weather forecast, climate research and other meteorological scientific research fields. The NOAA series satellite data--The HRPT (High Resolution Picture Transfer) data covering most part of East-Asia region can be received by three satellites receiving stations of China. The TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) instrument packages on board allow vertical temperature and moisture structures (and also other parameters) to be calculated between surface and stratosphere. Satellite soundings have advantages of no country boundary limits and no geographical limits, vastly and uniform coverage, high spatial and temporal resolution, etc.. In some developed countries, satellite sounding data, assimilated with radiosonde data, have been used in numerical weather forecast, mesoscale weather forecast and other meteorological scientific researches.

Improving the accuracy of the retrieved data is the key points of extending applications of the satellite sounding data. Because the retrieval problem is ill-posed one, the retrieved data are always have some errors to a certain extent. It is well-known that individual estimates of atmospheric profiles and surface parameters retrieved from the radiance contain errors caused by two main reasons. First, the performance weakness of the remote sensing instruments on board, such as the measurements' noise and the poor vertical resolution, restrict the accuracy of retrieved data. Secondly, the data processing procedures contribute main errors to the retrieved data. For physical retrieval, the errors come mainly from the poor first guess, cloud contamination and errors of calculating transmittances.

This study is based on the Simultaneous Physical Retrieval Method (SPRM), developed by W. M. Smith et al., Cooperative Institute for meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, U.S.A.. In order to gain theoretical guidance in improving accuracy, linear inversion errors are analyzed theoretically and simulated using a simplified model. By these studies, it is found that the poor first guess and the KFE (Kernel Function Error) are the main error sources contributing to the retrieved data in the data processing stage. Thus, aimed at improving accuracy and enhance calculating efficiency, improvements on SPRM are performed as follows:

1. The non-consistent problems of SPRM both in equations and in program be corrected.
2. Using radiosonde objective analysis field instead of climate field as firsts guess.
3. More reasonable treatment to boundary layer parameters, such as surface temperatures and moistures, surface pressures etc..
4. The discrepancies between observed and calculated brightness temperatures be corrected based on match-up calculations.

5. Replacing weighting function of channel 7 with that of channel 14 as arbitrary function in temperature retrievals. In this way, the interference of water vapor to temperature retrieval and lower layer retrieval uncertainties be reduced.

6. After above improvements and calculating efficiency consideration, two pass retrieval procedures of SPRM can be changed into one pass procedure. In this way, the computation time be reduced to about 40 percent compared with the initial one.

The retrieval method with above improvements is named the ISPRM (the Improved SPRM). In order to testify the accuracy improvements and make a comparison between SPRM and ISPRM, retrievals of 22 orbits' data within receiving range have been made using the two methods. Then, comparisons of the retrievals with match-up radiosonde data are made respectively. The comparison results are as follows.

1. The retrieval errors of using ISPRM compared with SPRM are markedly reduced for the retrieved meteorological parameters in almost all mandatory levels.

2. For temperature retrieval, the average RMS error of the mandatory levels has decreased 1.1 K, Especially, the distinct improvements are made in the tropopause and lower levels of the troposphere where the retrieval accuracy is disappointed for long.

3. Moisture retrieval accuracy also got marked improvements. At every level that below 500 HPA, the relative errors of water vapor mixing ratio have been reduced by 10 to 20 percent.

4. The calculated geopotential heights got good results too, due to the improvements of retrieved temperature and moisture profiles and surface parameters.

5. The samples which being taken into statistical calculation added up to 1380, so the statistical results are representative.

This study also analyzed some temperature and geopotential charts by making multi-orbits objective analysis. By comparison these charts with standard charts, the reliability of retrieved charts and retrieval feasibility in cloudy areas are proved.

Physical retrieval method, which is still at its early days and a lot of improvements should be done, has a developmental potentiality and a bright prospect. With the developments of the satellite sounding instruments and improvements of data processing system, it is believed that processing and application of satellite sounding data will be brought into a new stage in the near future.

ZHANG Wenjian

Academy of Meteorological Sciences of
State Meteorological Administration
March of 1989.

东亚地区气象参数的卫星遥感

物理反演理论和方法研究

(摘要)

气象卫星资料在天气分析、天气预报和气象科学研究中正在起着日益重要的作用。由我国北京、广州和乌鲁木齐三个气象卫星高分辨率图象传输资料地面接收站,可接收美国 NOAA 系列极轨气象卫星探测的覆盖东亚大部分区域的高分辨率图象传输资料。对其中的 TOVS (TIROS-N 垂直业务探测器) 资料进行处理可以获得定量的天气和气候参数三维场资料。应用气象卫星获取的定量气象参数有不受国界和地理条件限制、资料时空密度高、资料的均一性和可比较性好等许多优点。在发达国家,卫星垂直探测资料已经和常规探测资料相互补充地应用在数值天气预报、中小尺度天气预报研究以及临近预报研究等气象科学研究领域中,给人们提供了更加丰富的大气物理、化学特性及天气、气候变化的信息。

提高由卫星遥感探测资料计算出的气象参数精度是推广应用卫星垂直探测资料最关键的问题。由于多波段遥感反演问题的非线性非适定性性质,因而反演出的气象参数存在着一定的误差。一般认为这些误差是由两大原因造成的。第一是由于卫星遥感探测仪器本身的性能限制,如探测仪器的垂直分辨率不高和探测仪器的“噪声”等,这些从根本上限制了反演探测参数只能达到一定的精度;第二是由于资料处理过程中的误差,如对探测资料的定标、定位和各种订正的不准确,更主要的还是反演模式的误差。对于直接求解辐射传输方程的物理反演方法来说,反演模式的误差来源于初估场的偏差,透过率的计算误差、云和下垫面的辐射干扰以及温湿参量交叉非线性干扰等诸因素。

本研究以美国威斯康星大学空间科学工程中心的 Smith W. L 的同步物理反演方法 (Simultaneous Physical Retrieval Method, 以下简称 SPRM) 为基础,对 SPRM 模式的非自洽性在理论上进行了修正。为了在提高反演精度上取得理论指导,对线性反演误差进行了理论分析,证明了初估值偏差、权重函数计算误差是反演模式误差的主要来源。为了定量地了解各因子对反演误差的影响程度而进行的数值试验表明:

1. 温度初估值的系统偏差和低层偏差不仅很严重地影响了温度的反演精度,而

且对湿度反演精度的影响也很大。

2. 湿度初估值的系统偏差主要影响着湿度的反演精度, 在初估湿度相对误差 $\leq \pm 20\%$ 时对温度反演的误差影响在 0.4 K 以内。

3. 实际探测亮温和由探测温湿廓线正演计算亮温之间存在着非一致性的偏差。由于这些偏差而引起的温湿廓线反演误差是不容忽视的。特别是在对流层顶和对流层低层附近造成的反演误差是较严重的。

在线性误差理论分析以及误差数值试验的指导下, 作者在对 SPRM 模式非自洽修正的基础上, 又针对 SPRM 反演过程的耗费机时多且反演误差较大等缺陷, 对 SPRM 反演过程及程序进行了一系列的改进, 其中主要方面有:

1. 在对 SPRM 理论上的非自洽性修正的相应点, 对程序中的相应段落进行了修正。

2. 针对 SPRM 采用偏差较大的气候值作为初估场的弱点, 改用无线电探测资料的客观分析场作为东亚地区物理反演的初估场。

3. 对下垫面进行精确处理, 即应用探测客观分析场资料来确定离下垫面平均海拔高度最近的反演计算层次。再利用相应层次的分析场资料确定出地面气温、湿度及表面气压等。

4. 把由实际探测的温湿廓线计算出的亮温与时空匹配的卫星实测亮温进行统计对比, 得出各通道的偏差统计值。在进行的改进反演试验中, 依据此偏差统计值对正演亮温进行修正, 使之较好地消除了正演偏差带来的反演温湿廓线偏差。

5. 根据数值试验发现, SPRM 选择通道 7 的权重函数作为低层温度反演的气压函数是极易受水汽影响的, 而红外短波探测通道 HIRS 2 通道 14 的权重函数相比之下受水汽影响较小。为了减小温湿反演的交叉非线性干扰, 改换通道 14 的权重函数作为低层温度反演的气压函数, 较好地降低了低层温度反演的不确定性。

6. 由于采用了较准确的初估场, 对正演亮温偏差进行了修正以及对云参数反演方法的改进, 故可以在整体上对反演算法过程进行较大的改进, 其中主要是把两次反演过程和云参数计算过程改为一次反演和云参数计算过程, 从而节省了大约 40% 的计算机 CPU 时间。

经过上述各种修正和改进后的反演方法称之为改进的同步物理反演法(Improved Simultaneous Physical Retrieval Method 简称 ISPRM)。为了验证 ISPRM 反演精度的提高程度并使之具有代表性, 作者同时应用 ISPRM 和 SPRM 程

序对1988年10月前半月22条轨道的卫星探测资料进行了反演计算。然后对两种反演结果同无线电探空资料进行时间和空间匹配和误差统计,结论如下:

1. 几乎在所有层次上对主要反演计算气象参数(温度、湿度和位势高度),ISPRM的反演误差均明显地小于SPRM的反演误差。

2. 对温度反演而言,反演的15层标准层平均均方根误差减小1.1 K。在对流层顶和对流层低层这两个长期以来反演精度较差的区域反演精度提高显著。

3. 湿度反演精度也有较大的提高,在500 hpa以下各高度层次水汽混合比反演均方根相对误差减小了10%—20%。

4. 由于温湿廓线反演精度的提高和表面气压计算精度的提高,使得反演计算的位势高度精度也大为提高。

5. 参与误差统计对比的样本数达1380个之多,统计结果是具有代表性的。

本研究也对多轨道反演结果进行了场分析,给出了1988年10月12日世界时00时的500 hpa位势高度场和温度场以及同时次的探空分析场。通过对比分析发现根据反演结果得出的分析场形势与实际探空资料对应性较好,有力地证明了反演场的可靠性及有云区域的反演能力。

物理反演法虽然还处在初始阶段,还有许多需要进一步完善和改进的地方,但前景乐观,发展潜力很大。随着探测仪器性能的改进和反演处理系统的进一步完善,在不久的将来定会将卫星垂直探测资料的处理和应用推向新阶段。

(国家气象局卫星气象中心 张文建)

目 录

内容提要

第一章 绪论	1
第二章 同步物理反演模式及其修正	3
§1 概述	3
§2 Smith 同步物理反演法理论	4
§3 对反演模式非自洽性的修正	7
第三章 从卫星测值反演气象参数的误差分析	10
§1 气象参数反演误差综述	10
§2 线性反演误差理论分析	12
第四章 同步物理反演误差数值试验	16
§1 试验方案	16
§2 初估值对反演精度的影响	16
§3 正演误差对反演精度的影响	23
第五章 同步物理反演法的改进试验	27
§1 最佳反演初估场的建立	27
§2 正演和反演过程的改进	30
§3 有云视场反演过程的实现	34
第六章 反演结果的对比分析	37
§1 ISPRM 反演精度的提高	37
§2 多轨道卫星反演资料的场分析	38
第七章 结论及其展望	44
致谢	45
参考文献	46
附图	

第一章 绪 论

气象卫星资料在天气分析、预报和气象科学研究中正在起着日益重要的作用。从美国NOAA系列极轨气象卫星上的TOVS (TIROS - N 垂直业务探测器) 仪器测得的地球 - 大气系统的辐射值, 经过处理可以获得定量的天气和气候参数场资料。应用气象卫星获取定量气象参数场的优点是显而易见的。气象卫星从大气层外观测地球 - 大气系统, 它不受国界和地理条件的限制, 既可以测得气象台站稠密地区的资料, 又可以获取占地球表面70%以上的广大海洋、沙漠、两极及高原等气象台站极为稀少地区的资料。卫星探测资料在时间和空间密度上均高于气象台站的常规无线电探测, 并且卫星探测资料还有分布较均匀、星上使用同一探测仪器能保证全球探测资料的均一性和可比较性等优点。在发达国家, 卫星垂直探测资料已经和常规探测资料相互补充地应用在数值天气预报、中小尺度天气预报以及气象科学研究诸领域中, 给人们提供了更加丰富的大气物理、化学特性的信息及天气活动、气候变化的信息。

我国位于亚洲东部。东亚地区地势西高东低, 地形复杂多样, 山地、丘陵和高原约占总面积的三分之二。我国东接太平洋, 西南则有世界屋脊之称的青藏高原, 西北又有大片沙漠。这些地理特点也形成了天气多变、气候复杂多样的特点, 同时也给一些地区的常规气象资料的获取带来了极大的困难, 如海洋、沙漠和青藏高原地区。气象卫星的发展及应用使这种情况得到了改善。八十年代初国家气象局卫星气象中心引进了一套TIROS - N HRPT (高分辨率图象传输) 资料接收和处理系统, 并建立和增设了北京、广州和乌鲁木齐三个气象卫星资料地面接收站, 能接收覆盖东亚大部分区域的NOAA系列极轨气象卫星的图象资料和卫星垂直探测资料。从而使我国研究和应用卫星垂直探测定量资料得以实现。

本文以东亚地区为主要研究区域, 以Smith同步物理反演法 (Simultaneous Physical Retrieval Method, 以下简称为SPRM) 为基本反演模式, 并对SPRM模式的非自洽性作了修正。通过对线性反演误差理论的研究和数值试验, 对比模式的反演误差进行了剖析; 通过最佳初估场的建立、边界项的合理处理、通道的选择和正演亮温的修正等一系列改进措施, 应用实际卫星资料进行反演试验, 使反演误差大为减小, 特别是在对流层顶和对流层低层各参数反演精度有较大的提高; 通过对反演过程的改进, 使反演的时效大为提高, 使反演处理所需的总的计算机时间减少

40% 左右。这对气象卫星资料处理的业务化是极其有益的。本文的研究为东亚地区气象参数的卫星遥感、反演提供了一些理论、方法及试验参考依据。

第二章 同步物理反演模式及其修正

§1 概述

使用卫星定量探测资料的困难之处在于如何解释它，并使之达到应用需要的精度和直接把仪器投入所测区域的常规探测相比，卫星探测是间接的遥感探测。卫星上遥感探测仪器探测到的辐射量是目标辐射、背景辐射干扰和遥感探测仪器响应等多种因素产生的综合效果。通道宽度为 $\Delta\nu_1$ ，中心频率为 ν_1 的卫星探测仪器第 1 通道测得的平均辐射 $R_1^{\uparrow}(\nu_1)$ ，通过辐射传输方程与晴空大气的温度垂直分布和吸收气体廓线建立如下关系

$$R_1^{\uparrow}(\nu_1) = \varepsilon_1 B_1(P_s) \tau_1(P_s) - \int_0^{P_s} B_1(P) \frac{\partial \tau_1(P)}{\partial \ln P} d \ln P \quad (2-1)$$

式中 ε_1 为第 1 通道的地表比辐射率， $\tau_1(P)$ 为通道 1 的大气平均透过率，且已考虑了仪器响应函数的作用。 $B_1(P)$ 为普朗克函数。在此方程中，向上平均辐射由普朗克函数、光谱透过率和权重函数 $\partial \tau_1(P) / \partial \ln P$ 的乘积产生。透过率与有关吸收气体的吸收系数和密度廓线有关，而普朗克函数则由温度信息构成。显然，实测的辐射值包含了大气的温度廓线和气体浓度廓线的信息。如果已知温度廓线和吸收气体浓度廓线以及透过率等参数，则通过 (2-1) 式就可以计算出卫星测值，通常称之为正演问题。反过来在求解大气参数的垂直分布时，用某种方法使边界项为已知，则辐射传输方程可写为以下形式的反演问题

$$F_{\nu} = \int_0^{P_s} B[\nu, T(P)] \frac{\partial \tau(\nu, T(P), q(P), \dots)}{\partial \ln P} d \ln P \quad (2-2)$$

然而待求的温度信息及吸收气体浓度信息处于积分算符之内，这就导致了非适定的数学问题。若把待求参数统一记为 $f(p)$ ，则 F_{ν} 就是 $f(p)$ 的泛函数。因此，遥测大气参数的问题，实际上就是泛函方程的反演问题，通常称之为遥感反演问题。此泛函方程没有唯一解，且解也是不稳定的，必须使用合理的约束条件，才能得到稳定、唯一的解。所以将卫星遥感垂直探测资料计算成大气参数——即反演是一个很复杂的计算处理过程。

到目前为止，已经有许多反演方法。但归纳起来，可将其分为三种基本类型，即

统计反演法、物理反演法和统计物理反演法。统计反演法又称之为间接反演法，其本质是一种统计回归。这种反演法避开求解辐射传输方程，而是根据辐射测值的光谱特性与大气温度、吸收气体浓度垂直分布之间的高度相关性建立统计回归，由已经获得的大量统计资料来确定回归系数。统计反演法的优点在于回归系数是根据实际无线电探测值和卫星测值来确定的，它不要求有精确的仪器定标，也不需要计算透过率函数，所以解是简单而稳定的。回归系数是脱机确定的，所以反演计算的速度较快。由于这些优点，统计反演法最早应用于业务系统中。统计反演法的缺点是对常规资料的依赖性太强。统计反演的精度在很大程度上依赖于回归系数的精度，而回归系数的精度又依赖于统计样品的质量和特性。所以回归系数需要不断更新。在常规资料极为缺少的区域，如海洋和高原等则无法得到合理的回归系数，所以也就不能得到理想的反演结果。尤其是这种反演法忽略了权重函数的物理特性，统计反演的参数也较单一。

物理反演法又称为直接反演法。它是根据卫星探测值、所选的探测通道的权重函数以及其它一些合理假定，直接求解辐射传输方程而达到反演目的。这种反演方法的特点是充分地利用了权重函数的物理特性。特别是近几年来对气象参数反演方法的研究大量地集中在物理反演算法上，且取得了可喜的进展。如美国 J. Susskind 等人的松驰迭代物理反演法 (J. Susskind, etc. 1984); W. L. Smith 等人的同步物理反演法 (W. L. Smith, etc., 1985); H. E. Fleming 等人的最小方差同步反演法 (H. E. Fleming, etc., 1986); 以及法国 A. Chedin 等人的改进的初始化物理反演法 (简称“3I”反演法) (A. Chedin, etc., 1985) 等。其中最小方差同步反演法和 3I 反演法又应用了统计方法以更好地确定验前信息和参数之间的协方差，故这种反演法又称为统计物理反演法。其中 Smith 等人的同步物理反演法以其反演的气象参数多，计算效率高等而受人瞩目。故在本试验研究中选取了此种反演模式。

§2 Smith 同步物理反演法理论

公式推导过程中各变量代表的物理意义如下:

R_i 第 i 通道的光谱辐射率

$B_i(p)$ 第 i 通道气压 p 高度上的普郎克辐射率， $B_i(p_s)$ 中的 p_s 为表面气压

(下同)

$\tau_i(p)$ 第 i 通道气压 p 高度到大气层顶的总平均透过率。

$T(P)$ 大气温度廓线

$q(P)$ 水汽混和比廓线

$U(P)$ 气压层 P 以上到大气顶的总可降水含量

T_{B1} 第 1 通道的亮度温度值

δ_x x 的真值或实测值与估计值之差。初估值都在右上角冠以“ $^\circ$ ”标志。

通道 1 实测的辐射率和由初估廓线计算的辐射率可按辐射传输方程分别写为

$$R_1 = B_1(P_S) \tau_1(P_S) - \int_0^{P_S} B_1(P) d\tau_1(P) \quad (2-3)$$

$$R_1^\circ = B_1^\circ(P_S) \tau_1^\circ(P_S) - \int_0^{P_S} B_1^\circ(P) d\tau_1^\circ(P) \quad (2-4)$$

应用线性小扰动定义，二者之差可记为

$$\begin{aligned} \delta R_1 = R_1 - R_1^\circ = & B_1(P_S) \tau_1(P_S) - B_1^\circ(P_S) \tau_1^\circ(P_S) - \int_0^{P_S} B_1(P) d\tau_1(P) \\ & + \int_0^{P_S} B_1^\circ(P) d\tau_1^\circ(P) \end{aligned} \quad (2-5)$$

对 (2-5) 式进行运算，得出

$$\delta R_1 = B_1^\circ(P_S) \delta \tau_1(P_S) + \delta B_1(P_S) \tau_1(P_S) - \int_0^{P_S} \delta B_1(P) d\tau_1(P) - \int_0^{P_S} B_1^\circ(P) d[\delta \tau_1(P)] \quad (2-6)$$

$$\text{式中} \quad \delta \tau_1(P) = \tau_1(P) - \tau_1^\circ(P)$$

$$\delta B_1(P) = B_1(P) - B_1^\circ(P)$$

对 (2-6) 式最后一项进行分部积分运算

$$\int_0^{P_S} B_1^\circ(P) d[\delta \tau_1(P)] = B_1^\circ(P_S) \delta \tau_1(P_S) - \int_0^{P_S} \delta \tau_1(P) dB_1^\circ(P)$$

将其代入 (2-6) 式中，得到

$$\delta R_1 = \delta B_1(P_S) \tau_1(P_S) - \int_0^{P_S} \delta B_1(P) d\tau_1(P) + \int_0^{P_S} \delta \tau_1(P) dB_1(P) \quad (2-7)$$

对 (2-7) 式中各 δ 项按一阶 Taylor 近似展开，即将其线性化，则有

$$\delta R = \frac{\partial R}{\partial T_B} \delta T_B \quad (2-8)$$

$$\delta B(P) = \frac{\partial B}{\partial T} \delta T(P) \quad (2-9)$$

$$\delta \tau(P) = \frac{\partial \tau}{\partial U} \delta U(P) \quad (2-10)$$

将(2-8), (2-9)和(2-10)式代入(2-7)式, 则有

$$\begin{aligned} \delta T_{B_1} = & \int_0^{P_S} \delta u(p) f_1(p) \frac{\partial \tau_1^0}{\partial u} \frac{\partial T^0}{\partial p} dp - \int_0^{P_S} \delta T(p) f_1(p) \frac{\partial \tau_1}{\partial p} dp \\ & + \delta T_S f_1(P_S) \tau_1(P_S) \end{aligned} \quad (2-11)$$

其中 $f_1(p) = \left[\frac{\partial B_1}{\partial T^0(p)} \right] \setminus \left[\frac{\partial B_1}{\partial T_{B_1}} \right]$

为解方程(2-11), 引入任意气压函数 $\phi(p)$, 令

$$\delta T_S = \alpha_0 \phi_0 \quad (2-12a)$$

$$\delta u(p) = \sum_{j=1}^N \alpha_j \int_0^p q(p) \phi_j(p) dp \quad (2-12b)$$

$$\delta T(p) = - \sum_{j=N+1}^M \alpha_j \phi_j(p) \quad (2-12c)$$

其中(2-12b)式是由定义式

$$\delta q(p) = g \sum_{j=1}^N \alpha_j q(p) \phi_j(p)$$

$q(p)$ 为水汽混合比廓线, 再由可降水与混合比关系式 $\delta u(p) = \frac{1}{g} \int_0^p \delta q(p) dp$ 导出的。

将(2-12)式代入(2-11)式中, 则得到

$$\delta T_{B_1} = \sum_{j=0}^M \alpha_j \Phi_{j,i} \quad i=1, 2, \dots, k \quad (2-13)$$

其中 $\Phi_{0,i} = f_1(P_S) \tau_1(P_S) \phi_0 \quad j=0 \quad (2-14a)$

$$\Phi_{j,i} = \int_0^{P_S} \left[\int_0^p q(p) \phi_j(p) dp \right] f_1(p) \frac{\partial \tau^0}{\partial u} \frac{\partial T^0}{\partial p} dp \quad 1 \leq j \leq N \quad (2-14b)$$

$$\Phi_{j,i} = \int_0^{P_S} \phi_j(p) \frac{\partial \tau_1}{\partial p} f_1(p) dp \quad N < j \leq M \quad (2-14c)$$

写成矩阵形式为

$$\delta T_B = \Phi \cdot \alpha \quad (2-15)$$

δT_B 是 K 个通道亮温差的行向量, α 是 $M+1$ 个系数行向量, Φ 为 $K \times (M+1)$ 维矩阵。在 $K \geq M+1$ 的情况下, 应用最小信息解就可得出

$$\alpha = (\Phi^T \Phi + \gamma I)^{-1} \Phi^T \delta T_B \quad (2-16)$$

式中的上标 “-1” 和 “T” 分别代表矩阵的求逆和转置。I 为单位向量, γ 是调整参数。一旦 α 值由验前信息和各通道亮温差确定下来, 将 α 值代入 (2-12) 式就可得到各气象参数廓线。(2-12) 式中的任意气压函数 $\phi(p)$ 使用能反映通道特性的权重函数是最适宜的。

§3 对反演模式非自洽性的修正

值得注意的是, 方程 (2-14) 中的各量在实际反演时都必须由验前信息构成。但是我们仔细观察 (2-14) 式就会发现 $\tau_i(p_s)$ 和 $\frac{\partial \tau_i}{\partial p}$ 所表示的不是验前信息, 这就形成了方程的 “非自洽性”。为了构造自洽的同步物理反演法模式, 对方程 (2-7) 做进一步处理, 将 $\tau_i = \tau_i^\circ + \delta \tau_i$ 代入 (2-7) 式, 有

$$\begin{aligned} \delta R_i &= \delta B_i(p_s) [\tau_i^\circ(p_s) + \delta \tau_i(p_s)] - \int_0^{p_s} \delta B_i(p) [d\tau_i^\circ(p) + d(\delta \tau_i(p))] + \int_0^{p_s} \delta \tau_i(p) dB_i^\circ(p) \\ &= \delta B_i(p_s) \tau_i^\circ(p_s) - \int_0^{p_s} \delta B_i(p) d\tau_i^\circ(p) + \int_0^{p_s} \delta \tau_i(p) dB_i(p) \end{aligned} \quad (2-17)$$

这里已对上述方程中的积分项

$$\int_0^{p_s} \delta B_i(p) d[\delta \tau_i(p)]$$

进行了分部积分处理, 其第一项与 $\delta B_i(p_s) \delta \tau_i(p_s)$ 相抵消, 第二项与 (2-7) 式的最后一项合并。现在 (2-17) 式中只有 $dB_i(p)$ 是非验前信息项。应用求导法则:

$$dB(p) = \frac{\partial B}{\partial p} dp = \frac{\partial B}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial p} dp \quad (2-18)$$

其它处理方法和前节方程 (2-7) 以后的推导相同, 最后得到自洽的同步物理反演法模式如下:

$$\delta T_B = \int_0^{p_s} \delta U(p) f_i(p) \frac{\partial \tau^\circ}{\partial U} \frac{\partial T^\circ}{\partial p} dp - \int_0^{p_s} \delta T(p) f_i(p) \frac{\partial \tau^\circ}{\partial p} dp + dP_i^\circ(p_s) \delta T_s \quad (2-19)$$

其中 $\frac{\partial T^\circ}{\partial p}$ 项是从 $\frac{\partial T}{\partial p}$ 导出的。为了不对模式和程序做很大的改动, 由 $\frac{\partial T}{\partial p}$ 式得出

$$\frac{\partial T}{\partial P} = \frac{\partial (T^{\circ} + \delta T)}{\partial P} = \left(\frac{\partial T^{\circ}}{\partial P} + \frac{\partial (\delta T)}{\partial P} \right) = \frac{\partial T^{\circ}}{\partial P} \left(1 + \frac{\partial (\delta T)}{\partial T^{\circ}} \right) \quad (2-20)$$

再定义

$$\delta U(P) = \delta U^{\circ}(P) \left(1 + \frac{\partial (\delta T(P))}{\partial T^{\circ}} \right) \quad (2-21)$$

式中的 $\delta U^{\circ}(P)$ 是最终所求的湿度廓线。自此完成了方程解的自洽性推导。将 (2-12) 式代入 (2-19) 式, 得出对应于 (2-14) 的下列各式为

$$\Phi'_{0,i} = f_i(P_s) \tau_i^{\circ}(P_s) \phi_0 \quad (2-22a)$$

$$\Phi'_{j,i} = \int_0^{P_s} \left[\int_0^P q^{\circ}(P) \phi_j(P) dP \right] f_i(P) \frac{\partial \tau_i^{\circ}}{\partial U} \frac{\partial T^{\circ}}{\partial P} dP \quad (2-22b)$$

$$\Phi'_{j,i} = \int_0^{P_s} \phi_j(P) \frac{\partial \tau_i^{\circ}}{\partial P} f_i(P) dP \quad (2-22c)$$

在反演时先由验前信息计算 (2-22) 各项, 得出 α 值, 再由 (2-12) 式得出温、湿廓线, 最后由 (2-21) 式完成对湿度廓线的修正。

表(2-1) NOAA-10 TOVS 光谱通道特性

通道序号	中心波数(cm^{-1})	主要吸收成分	峰值能量贡献高度(HPA)	主要探测目的
1	667.70	CO_2	30	大气温度的 垂直分布
2	680.23	CO_2	60	
3	691.15	CO_2	100	
4	704.33	CO_2	400	
5	716.30	CO_2	600	
6	733.13	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	800	
7	750.72	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	900	
8	899.50	WINDOW	SURFACE	表面温度
9	1029.01	O_3	25	臭氧总含量
10	1224.76	H_2O	900	水汽垂直分布
11	1363.32	H_2O	700	
12	1489.42	H_2O	500	
13	2191.38	N_2O	1000	
14	2208.74	N_2O	950	大气温度的 垂直分布
15	2237.49	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	100	
16	2269.09	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	400	
17	2359.90	CO_2	5	表面反射率
18	2514.58	WINDOW	SURFACE	
19	2665.38	WINDOW	SURFACE	
20	14453.10	WINDOW	SURFACE	
MSU	中心频率 (GHz)	主要吸收 成分	峰值能量贡 献高度 MB	主要探测目的
1	50.31	WINDOW	SURFACE	表面放射率
2	53.73	O_2	700	大气温度的 垂直分布
3	54.96	O_2	300	
4	57.95	O_2	90	