

云水污染的卫星微波资料变分同化技术

国防科学技术大学研究生院

分类号 TP399

学号 09060104

UDC

密级 公 开

工学硕士学位论文

云水污染的卫星微波资料变分同化技术

硕士生姓名 皇群博

学 科 专 业 计算机科学与技术

研 究 方 向 大规模科学与工程计算

指 导 教 师 张卫民 研究员

国防科学技术大学研究生院

二〇一一年十一月

A Variational Data Assimilation Technology of the Cloud and Rain Affected Satellite Microwave Data

Candidate: Huang Qunbo

Advisor: Prof. Zhang Weimin

A thesis

Submitted in partial fulfillment of the requirements

for the degree of Master of Engineering

in Computer Science and Technology

Graduate School of National University of Defense Technology

Changsha, Hunan, P.R.China

November, 2011

独 创 性 声 明

本人声明所呈交的学位论文是我本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知,除了文中特别加以标注和致谢的地方外,论文中不包含其他人已经发表和撰写过的研究成果,也不包含为获得国防科学技术大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文题目: 云水污染的卫星微波资料变分同化技术

学位论文作者签名: 皇群博 日期: 2011 年 11 月 10 日

学位论文版权使用授权书

本人完全了解国防科学技术大学有关保留、使用学位论文的规定。本人授权国防科学技术大学可以保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子文档,允许论文被查阅和借阅;可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索,可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

(保密学位论文在解密后适用本授权书。)

学位论文题目: 云水污染的卫星微波资料变分同化技术

学位论文作者签名: 皇群博 日期: 2011 年 11 月 10 日

作者指导教师签名: 王 飞 日期: 2011 年 11 月 10 日

目 录

摘 要	i
ABSTRACT	ii
第一章 绪论	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究现状	2
1.2.1 国外研究现状	2
1.2.2 国内研究现状	4
1.3 研究内容	4
1.4 论文结构	5
第二章 微波遥感和卫星资料变分同化技术	6
2.1 微波遥感	6
2.1.1 微波遥感特点	6
2.1.2 微波遥感云和降水原理	8
2.1.3 降水和降雪总柱的计算方法	9
2.2 卫星变分资料同化	9
2.2.1 资料同化的一般概念	9
2.2.2 卫星资料变分同化技术	11
2.2.3 云水污染卫星资料的处理	15
2.2.4 1D+4D-Var 技术	17
2.3 本章小结	18
第三章 一维变分同化（1D-Var）系统	19
3.1 一维变分算法流程	19
3.2 预处理过程	20
3.3 观测算子的处理	22
3.3.1 湿物理参数化的处理	23
3.3.2 辐射传输模式 RTTOV10 的处理	25
3.4 背景场及误差处理	31
3.4.1 背景场及其误差协方差 \mathbf{B} 的准备	31
3.4.2 观测误差协方差 \mathbf{R} 的处理	34
3.5 一维变分软件	34
3.6 一维变分同化实验与分析	36

3.6.1 偏差订正统计及分析	36
3.6.2 背景场效果检验	39
3.6.3 SSM/I 应用 RTTOV10 的效果分析	40
3.6.4 一维变分反演 TCWV 的实验及分析	41
3.7 本章小结	42
第四章 从 1D-Var 到 4D-Var 系统	44
4.1 4D-Var 算法分析	44
4.1.1 强约束 4D-Var 方法	44
4.1.2 4D-Var 中目标函数和梯度的计算方法	45
4.1.3 增量方法	46
4.2 四维变分同化 (4D-Var) 系统流程	48
4.2.1 增量方法的 1D+4D-Var 系统的算法实现	48
4.2.2 四维变分系统 (4D-Var) 系统的处理	49
4.3 1D+4D-Var 实验与分析	51
4.4 本章小结	53
结 束 语	54
致 谢	56
参考文献	58
作者在学期间取得的学术成果	63

表 目 录

表 2.1	SSM/I 通道参数说明	7
表 2.2	降水降雪总柱计算系数表	9
表 2.3	几种极小化算法的比较	14
表 3.1	SSM/I 通道偏差订正值	21
表 3.2	观测算子的廓线变量输入 (I) 和输出参数 (O)	23
表 3.3	观测算子的地表场的输入 (I) 和输出参数 (O)	23
表 3.4	RTTOV10 中各个模块的功能及输入参数	26
表 3.5	RTTOV10 输入的云类型	27
表 3.6	RTTOV-SCATT 中输入的云水参数	28
表 3.7	云水污染微波辐射率的模块核心算法计算流程	28
表 3.8	FASTEM-4 计算表面发射率和反射率的流程	29
表 3.9	1D-Var 算法执行流程	35
表 3.10	第一猜值残差和分析残差统计	38
表 4.1	目标函数求解计算流程	45
表 4.2	目标函数求梯度计算流程	46
表 4.3	增量方法极小化计算流程	47
表 4.4	增量方法 4D-Var 系统计算执行流程	48

图 目 录

图 2.1	卫星遥感示意图	6
图 2.2	6 小时典型间歇资料同化循环流程	10
图 2.3	资料同化方法的演变	11
图 2.4	卫星辐射率变分资料同化的流程	12
图 2.5	SSM/I 观测 1D+4D 同化流程	17
图 3.1	一维变分反演流程	20
图 3.2	模式空间和观测空间的关系图	22
图 3.3	大气中的物理过程及其相互作用图	23
图 3.4	1D-Var 软件架构图	34
图 3.5	1D-Var 数据流	36
图 3.6	SSM/I 通道模拟分布图	38
图 3.7	背景场第一猜值残差和分析残差	40
图 3.8	FASTEM-2 和 FASTEM-4 的 SSM/I 通道平均第一猜值残差纬向分布	41
图 3.9	成功 1D-Var 反演的百分比的纬向分布	42
图 3.10	TCWV 增量的纬向分布	42
图 4.1	4D-Var 中的观测子向量随时间变化图	44
图 4.2	增量方法计算示意图	47
图 4.3	4D-Var 系统流程图	49
图 4.4	TCWV 第一猜值和分析场的时间变化序列	52

摘 要

云和降水中包含了大量与天气系统发生发展密切相关的大气信息，改进云水区的初始条件对提高数值预报技巧非常重要。微波遥感具有穿透云和降水的特性，特别是微波成像仪的飞速发展，提供了更加丰富的云水区信息。但是，目前数值预报中的卫星资料同化仍然主要集中于晴空大气，大量云和降水污染的卫星资料被丢弃不用。本文正是在这一背景下开展了对云水污染的卫星微波图像资料的同化研究工作。

本文认真研究了一维加四维变分同化（1D+4D-Var）两步法的基本原理，设计了一个新的一维+四维变分同化系统的流程，并将其应用于云水污染的特种微波成像仪（Special Sensor Microwave/Imager, SSM/I）资料的同化。首先，将云水污染的 SSM/I 观测用于约束一维变分资料同化（One-dimensional Variational Data Assimilation, 1D-Var）系统反演出总水汽柱（Total Column Water Vapour, TCWV），然后在四维变分资料同化（Four-dimensional Variational Data Assimilation, 4D-Var）系统中将 TCWV 作为假观测和其它观测资料一起同化得到大气分析场。在一维变分同化系统中，本论文主要作了以下工作：分析了 SSM/I 资料库的偏差；应用大尺度凝结降水和对流参数化作为湿物理算子；应用了辐射传输模式 RTTOV10 模拟微波辐射率的新特性；设计并提出了一个关于云量、液态水量、冰水量的背景场以及计算误差协方差的方法；设计了 TCWV 观测算子，并将其融入到增量方法的四维变分系统中。对于 SSM/I 资料库的偏差订正，19v、19h 和 22v 三个低层通道的偏差订正效果最好，服从高斯分布，因此，可以将这三个低层通道反演的 TCWV 信息传递到四维变分系统中。一维变分同化实验结果表明，1D-Var 系统的反演性能比较好。在四维变分系统中，通过两组实验进行对比，其中控制实验未使用云水污染的 SSM/I 观测，而 RAIN 实验加入了云水污染的 SSM/I 观测，经过检验，RAIN 实验的结果要明显好于控制实验的结果，并且 RAIN 实验中 TCWV 的 1D-Var 增量和 4D-Var 增量强相关，分析场的相关性要明显好于第一猜值场的相关性，这充分说明 1D+4D-Var 系统运行的较好。

主题词：一维变分同化；四维变分同化；总水汽柱；SSM/I

ABSTRACT

A wealth of information which is closely related to the development of the weather systems is contained in cloud and rain in the atmosphere, improving the initial conditions in these regions is important for enhancing the numerical prediction skills. Microwave remote sensings are able to penetrate through the clouds and precipitation, especially with the rapid development of microwave imagers, which can provide a richer information of cloud and rain. However, the satellite data assimilation currently are still mainly concentrated on the data of clear sky in weather prediction, a lot of satellite observations which are affected by the cloud and rain are discarded. Therefore, we carried out the research on satellite microwave data which is affected by the cloud and rain in this paper.

In this paper, we carefully study the basic principles of the 1D+4D-Var two-step method and design a one-dimensional+four-dimensional variational assimilation system process which is used for assimilating the cloud and rain affected Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) data. First, the cloud and rain affected SSM/I observations are used to constrain the one-dimensional variational assimilate (1D-Var) system which retrieves the total column water vapor (TCWV), and then the TCWV amount which is as a type of pseudo observation is passed to the four-dimensional variational assimilation (4D-Var) system to get the atmospheric analysis fields with other observations. we mainly do the following aspects of work in the 1D+4D-Var system: the analysis of the deviation of SSM/I database; the application of large-scale condensation and convective parameterization schemes as moist physical operator; the application of the radiative transfer model RTTOV10's new features at microwave wavelength; the design of the background fields and error covariance matrices of cloud cover, liquid water and ice water; the design of the TCWV observation operator in the incremental method 4D-Var system. For the bias correction of SSM/I database, the lower three channels 19v, 19h and 22v are better, and they are conformed to the Gauss state. Consequently, only the TCWV information retrieved from the lower three channels would be transferred to the 4D-Var system. The 1D-Var experiments show the retrieve performance of 1D-Var system is good. To test the 1D+4D-Var system, we design a group of comparative experiments, where the control experiment didn't use the SSM/I observations which are affected by the cloud and rain, and joined the observations in experiment RAIN. Results show that the experiment RAIN is significantly better than the control experiment, and TCWV 1D-Var and 4D-Var increment is strong correlative, the correlation of analysis is significantly better than first-guess, which fully shows that the 1D+4D-Var system runs well.

Key Words : One-dimensional Variational Assimilation(1D-Var), Four-dimensional Variational Assimilation(4D-Var), Total Column Water Vapor, SSM/I

第一章 绪论

1.1 研究背景

数值天气预报 (Numerical Weather Prediction, NWP) 是一个典型的初/边值问题, 给定对当前大气状态的估计 (初值) 和合适的地面及侧边界条件, 模式将能模拟 (预报) 出大气的演变结果。自 1951 年 Charney 基于正压涡度方程成功进行的第一次预报^[1]到 1954 年瑞典首次进行的数值天气预报业务, 以及 6 个月后在美国实现了首次实时 NWP 业务。现在数值天气预报质量取得了惊人的进展。随着数值预报模式的日益完善, 初值的问题显的愈加重要, 显然, 初值的估计越精确, 预报的质量就越好。因此, 资料同化也越来越受到人们的重视。资料同化的目的是利用现有的所有信息来定义一个最大可能精确的大气 (海洋) 运动状态^[2]。

变分同化是资料同化的一种重要方法与手段, 是在统计估计理论的基础上, 通过构造度量模式分析值最优性的目标函数, 进而求解出最接近大气真实状态的分析值的方法。变分同化经常使用的方法有一维变分同化 (1D-Var)、三维变分同化 (3D-Var) 以及四维变分同化 (4D-Var)。1997 年底欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 实现了四维变分同化的业务化^[3]。

目前, 众多的数值预报研究和业务单位都已将多种卫星资料应用到数值预报模式的同化分析系统中, 并且卫星资料也已成为所用观测资料的主体^[4]。中尺度数值模式预报取得重要进展的一个原因是变分资料同化技术的研究和应用, 三维和四维资料变分同化技术的应用使卫星资料和雷达资料成为了最主要的资料源, 极大地改进了数值预报的初值质量^[5]。

以欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) 一个预报时次的统计为例 (2003 年 6 月 18 日 00:00UTC), 经过筛选后的资料 99.07% 是卫星资料, 而进入同化系统的卫星资料占据了 91.41%^[4]。ECMWF 统计还表明: 因受云和降水影响而不能被同化系统使用的卫星资料占了全部丢弃资料的 75% 以上^[6]。云和降水是在一定的天气形势条件下产生和发展的, 大部分重要的天气现象, 如雷暴、冰雹、龙卷以及暴雨、梅雨、台风、连阴雨等, 均与云和降水有关^[7], 云雨区观测往往包含大量与天气系统发生发展密切相关的大气信息, 这些资料的同化应用将会改善数值预报的精度。目前 NWP 模式中的卫星观测同化仍然集中于晴空大气, 因此, 受云和降水影响卫星资料的同化成为数值预报中卫星资料同化应用的一个研究热点。

近年来, 为了得到更真实的大气初始状态, 云和降水观测的同化取得了重大进展。微波观测仪器也有了更为广泛的地理分布, 能更好地提供大气分析的关键

补充数据，特别是 SSM/I 观测的应用达到了比较成熟的地步。SSM/I 发射于 1987 年，搭载于美国的防卫气象卫星计划（Defense Meteorological Satellite Program, DMSP）上，主要用于环境参数的检测，如大气中水蒸汽的含量、海面风速、海冰分布、陆地及海洋温度反演等^[8]。SSM/I 得到的辐射率视场小于 50km，无论是在非降水的多云区还是无云区都有可能去获得 TCWV。微波辐射率对总水汽含量敏感，且始终对 TCWV 敏感，对大气温度不太敏感，即使没有背景降水，在云和降水产生的过程中也能进行同化。选择微波辐射率观测代替降水率观测，观测辐射率和模式辐射率的差值要比观测和模式化降水率差更符合高斯型分布，偏差更小^[9]。

综上所述，研究云水污染的卫星微波资料同化是十分必要的，对拓展数值预报资料的使用范围，改进数值预报的性能具有极为重要的意义。

1.2 研究现状

1.2.1 国外研究现状

微波传感器由于波长较长，能够穿透云和降水，提供与红外、可见光波长完全不同的云水区信息。多云区通常能提供更多活跃天气系统区域的信息，因此微波观测对预报十分有利，尤其是在南半球。微波观测目前仍然不能在剧烈云水区被完全使用，因为在这种条件下模拟辐射传输以及有关的湿物理非线性比较困难。我们希望预报效益能更多的来自这种类型区域观测的同化^[10]。

近 20 年来关于降水资料同化开展了丰富的研究，但是在模型和观测方面，云水区的 NWP 是最不完善的^[11]。被动遥感降水的方法分为可见光与红外降水估计方法和微波降水反演方法，由于卫星观测的可见光和红外光谱信号主要包含的是云顶层信息，微波遥感降水日益受到人们的重视^[12]。Chevallier 和 Bauer^[13]利用全球模式场模拟的微波辐射率很符合实况，所以在变分反演方法中可以直接利用微波辐射率来代替降水率观测。通过将降水率和辐射率观测进行比较，选择辐射率主要是为了避免反演算法依赖于特定的传感器，同时能简化误差估计的不确定^[14]。在此基础上，ECMWF 实现了业务化，并在全球长期的观测中进行了广泛的性能测试。

Deblonde 阐述了关于 1D-Var 反演大气中水汽的两种方法^[15]。第一种方法基于 Phalippou 的研究工作^[16]，反演了湿度和温度、地面风速、云水含量、以及肤温的廓线；第二种方法是反演总含水量（水蒸汽和云水量的总和）廓线代替了湿度和液态水柱的廓线，通过一个经验函数说明了总含水量如何分解成它的两个组成成分。本质上，当大气相对湿度到达一个设定的阈值时，就形成了云水。

近年来,有很大一部分研究是关于卫星资料反演的水汽产品的同化,如 Deblonde 等用变分方案同化 SSM/I 的可降水总量^[17],提高了模式的水汽初值分析和降水预报的质量, Tsuyuki 通过同化 SSM/I 水率改进了热带海洋地区降水预报^[18]。

诸多卫星中心对 TCWV 也做了同化实验,并且证明了对湿度分析和预报是有益的^{[19],[20]}。Aonashi^[21]阐述了同化 SSM/I 反演的 TCWV 有利于消除无降水区的模式观测降水的结论。在直接同化电磁辐射率之前,利用 1D-Var 做为中间媒介,对新卫星观测进行同化,这样做的好处是能更好的控制观测算子对大气状态变化和观测进入 4DVar 系统之前所采取的质量控制程度的非线性响应^[22]。Marecal 和 Mahfouf 成功证明此方法用于降水率观测所带来的好处^[23]。一种新观测类型进行同化处理所面临的主要问题包括:降水相关观测处理的选取及对其误差特征的估计^[24];模式中湿物理参数化的相互作用,特别是对观测引入的约束的非线性响应^[25]以及模式动力的响应等^[26]。

Errico 针对很多不同的实验提供了参考,列举了大量的仍然亟待解决的问题^[27],但这些实验方法很少能实现业务化,目前只有 ECMWF 实现了云和降水污染辐射率(例如降水率)同化。对降水率最合适的是 SSM/I 的 1D-Var 反演,运行在加拿大气象业务中,美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)实现了对卫星观测的降水率的三维变分同化,日本气象厅实现了 4D-Var。

ECMWF 的多云和降水同化中,观测算子一般分成两部分,湿物理算子结合一种特殊的温度和湿度廓线,计算云和降水廓线,在此基础上,辐射传输算子计算观测的辐射率。湿物理算子由对流方案和大尺度凝结方案组成,前者模拟次网格尺度过程形成的云的影响^[28],后者模拟模式解过程形成的云^[29]。在给出温度、水汽、云、降水以及地表参数廓线的情况下,就能计算出卫星观测的微波辐射率,计算过程中不仅要考虑吸收和发射,还涉及到雨滴和冰粒的散射效应^[30]。

RTTOV (Radiative Transfer Model for the Advanced TIROS-N Operational Vertical Sounder) 辐射传输模式是由 ECMWF 最初发展于 20 世纪 90 年代早期,期间经过了多次发展,现在最新的版本是 RTTOV10。利用给定大气温度廓线、各种气体的浓度、云及表面属性组成的状态向量,可以模拟出红外及微波辐射计的辐射值。RTTOV 目前能够处理的卫星资料包括: NOAA 系列卫星、DMSP 系列卫星、EOS 卫星、TRMM 卫星、SSM/I 卫星和 GOES 卫星等的红外垂直探测仪、红外成像仪、微波垂直探测仪、微波成像仪、大气红外探测仪 (Atmospheric Infrared Sounder, AIRS) 等众多仪器的辐射率资料。近几年来欧美等国的气象中心和研究机构已在卫星资料同化研究方面取得了一系列重要进展,不但晴空条件下

快速辐射传输模式对卫星观测模拟已经有相当高的精度，即使在有云水和雨水存在的条件下，在考虑水物质粒子辐射效应的复杂性的情况下，对云雨区卫星观测资料的模拟也能达到较高精度。而且 RTTOV10 具有更多的新特性适合于云水污染的微波辐射率计算，如修改了影响海洋表面微波辐射的模拟，使用新的微波海面发射率模式（Fast Microwave Emissivity Model, FASTEM）以及显式处理大气层顶，单独的 RTTOV_SCATT 模块用于计算微波频段的水汽散射效应等^[31]。

1.2.2 国内研究现状

国内对于云水污染的微波资料的同化也进行了一些研究，取得了很大的成果，但是很不系统不全面。雷林等利用微波辐射计（SSM/I）五通道数据反演海面风速，表面 22GHz 垂直极化与 19GHz 水平极化通道组合在消除通道噪声及其它海洋参数的影响上效果较好^[32]。我国是在 20 世纪 90 年代初期开始进行积雪被动微波遥感方面的研究，并且取得了很多的研究成果，为云水的资料同化也打下了基础。吴蓉璋和 Weinman 模拟了 SSM/I 高频和低频通道对降水的敏感性，指出高频通道对云顶部冰晶粒子浓度敏感，低频通道对云底部水滴浓度比较敏感。这一研究成果为发展微波降水反演方法奠定了基础^[33]。卞建春等将神经网络法用于反演降水^[34]。吕达仁等开发了用于降水估计的综合统计算法^[35]。傅云飞等利用卫星的测雨雷达和微波成像仪探测结果，研究了降水系统的水平和垂直结构，以及微波亮温对降水强弱和分布的响应^[36]。吴庆梅等探讨了中国江淮、华南降水的微波特性，研究了散射指数与降水的相关特征，并开展了初步的雨强反演研究^[37]。陈洪滨等利用日本 NASDA 的 SSM/I 和相应的海岛气象探空资料，对几种有代表性的 SSM/I 反演大气可降水量算式的反演结果进行了比较，并提出了一个改进的混合分段反演算式^[38]。

1.3 研究内容

本文首先介绍了微波遥感降水以及卫星资料变分同化的一般特点和原理，在充分了解一维变分和四维变分同化原理的基础上，设计了一维变分同化反演总水汽柱 TCWV 的系统流程，并将 1D-Var 反演的 TCWV 量传送到能处理 TCWV 假观测的增量方法的四维变分系统中，从而实现云水污染的 SSM/I 微波资料同化的目的。本文工作主要包括以下几个方面：

- (1) 研究了云水污染卫星微波资料同化技术的现状及发展情况，选择了 SSM/I 海洋观测资料和 1D+4D-Var 的方法设计整个变分同化系统，而国内对这一方面的研究很少。
- (2) 对于辐射率观测资料，偏差订正、资料筛选是重要的环节，本文分析了现有

SSM/I 资料库中的偏差,这对下一步 SSM/I 资料的深入使用有重要意义。

- (3) 对于 1D-Var, 初始的背景场是变分同化中重要的一环, 因为背景场的好坏直接决定同化系统启动的性能以及最后同化结果的质量。背景场可以通过统计方法得到, 也可以通过理论计算得到, 由于缺乏足够的样本资料, 本论文根据理论方法, 设计了一种得到背景场以及背景误差协方差的方法, 并且经过检验效果比较理想。
- (4) 1D-Var 的一个重要部分就是观测算子, 本文认真研究了 RTTOV10 对于云水污染卫星微波资料模拟的改进, 认为 RTTVO10 的新特性对处理云水微波辐射率有比较明显的改进之处, 并将其应用到 1D-Var 系统中, 使我们系统的性能更加完善, 着重研究了 RTTOV10 对 1D-Var 系统的影响。
- (5) 在增量方法的四维变分系统中设计了一个 TCWV 假观测算子, 并研究了如何进行有效的质量控制、背景误差和观测误差的计算等问题, 使 TCWV 假观测融入到 4D-Var 系统中, 实现一维变分系统和四维变分系统的对接, 最后设计了实验对 1D+4D-Var 系统的整体效果进行了检验。

1.4 论文结构

全文总共分为 5 章, 内容安排如下:

第一章: 绪论。首先介绍了课题的研究背景和研究意义, 然后阐述了该研究领域的国内外发展动态, 最后详细介绍了本文的研究内容以及所做的主要工作。

第二章: 微波遥感和卫星资料变分同化技术。介绍了微波遥感的特点, 以及微波遥感降水的原理, 并对卫星资料变分同化中的关键技术点进行了介绍, 最后详细介绍了本论文将要使用的 1D+4D-Var 技术。

第三章: 一维变分反演系统是本文研究的重点和基础。针对 1D-Var 过程中的各个问题, 进行了分析研究, 主要包括: 预处理过程、观测算子的使用、背景场及其误差协方差的设计等, 给出了实验结果并检验一维变分同化的效果。

第四章: 设计了一个能同化 TCWV 假观测的增量方法 4D-Var 系统流程, 讨论了 4D-Var 中需要解决的关键问题, 如 TCWV 观测算子的设计、背景和观测误差的计算等最后通过实验结果的分析, 验证了 1D+4D-Var 方法用于同化云水污染的微波资料的具有较好的性能。

第五章: 结束语。针对本文所做的工作进行总结, 分析了其中还存在的问题, 并提出下一步的工作方向。

第二章 微波遥感和卫星资料变分同化技术

2.1 微波遥感

2.1.1 微波遥感特点

遥感是指利用相对目标物有一定距离的仪器或装置所进行的观测，并对所测的信息进行分析处理，从而得到目标物的物理特性及其变化规律，一般分为主动遥感和被动遥感两大类。卫星遥感是从宇宙空间不同高度的平台（卫星）上使用各种传感器，接收来自地球表层和大气的各种电磁波信息，并对这些信息进行加工处理，从而得到不同的地气特性及其变化规律，卫星遥感主要是被动遥感方式，其物理原理如图 2.1 所示。卫星遥感由探测和反演两部分组成，探测部分是由卫星传感器获得的遥感目标物发出的电磁信号 $S = f(T)$ ，再由卫星遥感所测的辐射值进行定量处理，提取反映目标物特性的信息 $T = f^{-1}(S)$ ，称为反演^[39]。

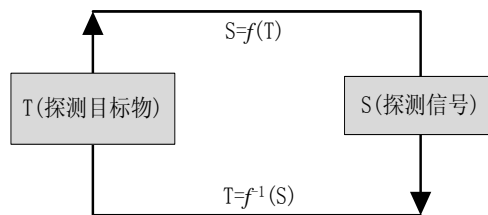


图 2.1 卫星遥感示意图

从上个世纪 70 年代以来，微波遥感技术展现了强大的生命力。第一颗综合性的微波遥感卫星是由美国于 1978 年发射的海洋卫星 Seasat-A。目前比较流行的卫星微波观测仪器有：美国 TOVS 平台上的微波探测器（Microwave Sounding Unit, MSU），在 5.5mm 氧吸收带工作，能穿透云层，可不受限制地在 20km 以下分辨率探测大气温度廓线；美国 NOAA-K 系列卫星上的先进微波探测器（Advanced Microwave Sounding Unit, AMSU），它取代了原来的平流层探测器（Stratospheric Sounding Unit, SSU）和 MSU，能全天候的进行大气温度、湿度探测，其中 AMSU-A 为 15 通道，能测量大气温度、湿度廓线，水平观测分辨率为 40km，AMSU-B 为 5 通道，主要测量大气湿度廓线，水平观测分辨率为 15km；地球观测系统 EOS 中的下午卫星载有 AMSU、微波湿度探测器（Microwave Humidity Sensor, MHS）、先进的微波扫描仪（Advanced Microwave Scanning Radiometer, AMSR）；日本的 JPAN-1 上载有雷达高度计，主动微波探测海面高度、风速、海冰界面，还有多通道微波辐射成像仪，可得到不受云影响的海面温度图，还有全球臭氧探测仪器等；NPOESS 上的圆锥扫描微波成像仪/探测器（conical microwave

imager/sounder, CMIS)；中国 FY 系列卫星上有微波温度计、微波湿度计、微波成像仪等，实现了全天候大气要素的垂直探测和表面特征观测，还能得到多种描述陆地、海洋、冰雪的特征的地球物理参数，应用范围扩展到地球环境科学的多个领域，成为获取全球大气和地球物理参数的重要卫星之一^[39]。

本文主要使用特种微波成像仪 SSM/I 的资料进行研究，SSM/I 是由美国休斯公司研制，于 1987 年首次由美国国防气象卫星计划 (DMSP) 中的 Block 5D-F8 卫星载入空间执行探测使命。从 1987 年 DMSP 升空到 1997 年 TRMM 升空的 10 年时间内，SSM/I 一直是世界上最先进、空间分辨率最高的星载被动微波遥感探测仪器。DMSP 卫星为近极地圆形太阳同步轨道，卫星高度约为 833km，轨道面倾角为 98.8° ，轨道周期为 102.2min，地方时 6 时左右通过赤道，每 24h 能覆盖一次全球。本文主要采用的 SSM/I 辐射率观测表示为黑体亮温，单位为 K。SSM/I 有七个通道，双极化观测量为 19.35、37.0 和 85.5GHz 频率，垂直极化测量频率为 22.235GHz^[40]。这七个通道由仪器频率和极化简单定义为：19v、19h、22v、37v、37h、85v 和 85h。其仪器实际上是由 7 个相互独立的全功率型、平衡混频、超外差式接收的被动微波辐射计系统构成，可以同时测量来自地球和大气系统的微波辐射。对于 19GHz 的通道水平观测分辨率为 15km，而 85GHz 的通道水平观测分辨率为 60km。其中，高频 (85GHz) 适用于识别和检测降水与雪盖，19GHz、22GHz 的通道可以监测洋面上的低层水汽、降水和海冰，37.0GHz 通道对洋面风速变化很敏感，可以用来监测洋面风速。另外，高低频通道之间组合起来可以得到雪盖、云液态水等信息^[39]。SSM/I 的主要参数见表 2.1。

表 2.1 SSM/I 通道参数说明

中心频率 (GHz)	极化	地面分辨率 (km)	Ne Δ T(K)	半频带宽 (MHz)	第一边带 (GHz)
19.35	V, H	70 \times 45	0.8	120	0.13
22.235	V	60 \times 40	0.8	120	0.13
37.0	V, H	38 \times 30	0.6	450	0.55
85.5	V, H	16 \times 14	1.1	700	0.8

微波遥感主要工作频率 ν 为 1-300GHz，波长 λ 为 30cm-1mm 的范围。微波遥感主要有以下特点：

- a) 能全天候、全天时工作。可见光遥感只能在白天工作，红外遥感虽可在夜晚工作，但不能穿透云雾。因此，当地表被云层遮盖时，无论是可见光遥感还是红外遥感均无能为力。地球表面有 40%-60% 的地区常年被云层覆盖，平均日照时间不足一半，尤其是占地表 70% 的海洋上更是如此。
- b) 微波的波长比红外波长要长得多，散射要小得多，所以与红外波相比，微波在大气中衰减较少，对云层、雨区的穿透能力较强，基本不受大气中烟雾和气溶

胶的影响。即微波具有穿透烟雾和云的能力，特别是在低频微波段（一般频率在 60GHz 以下）能穿透各种非降水云。

- c) 对某些地物具有特殊的波谱特征，许多地物间的微波辐射能力差别较大，微波遥感可以较容易地分辨出。
- d) 对冰、雪、森林、土壤等具有一定穿透力，该特性可用来探测隐藏在林下的地形、地质构造、军事目标，以及埋藏于地下的工程、矿藏、地下水等。
- e) 对海洋遥感具有特殊意义，微波对海水特别敏感，其波长很适合于海面动态情况（海面风、海浪等）的观测。
- f) 由微波天线理论：真实孔径天线的（主）波束宽度和波长成正比，也就是说波长较长，卫星向下观测的地面视场（FOV）较大。卫星被动微波遥感的不足是难以获得可见光、红外遥感那样高的地面分辨率，观测精度和取样速度往往不能协调。

一般微波仪器被分为两种不同的类型进行处理，第一种是微波垂直探测仪器，如 AMSU-A, AMSU-B, 以及 MHS 等，这些仪器的资料一般只在已被诊断为晴空的条件下使用。另一种是微波成像仪器/通道，如 AMSR-E、TMI、SSM/I 和 SSM/IS 等，能充分反映物体的温度和介电特性等信息，该类仪器探测资料可以被应用在“全天候”同化系统中，即无论是在多云/降水还是晴空的条件下，都可以进行同化，主要能提供总水汽柱、降水和云的信息。

2.1.2 微波遥感云和降水原理

微波遥感降水的原理基本可以分为辐射和散射两部分。相比于红外波段，微波可以将地表和大气看做灰体，比辐射率（物体的发射能力与黑体的辐射能力之比）近似不变。微波遥感降水的辐射只限于冷背景的情况才有意义。例如，平静洋面的比辐射率为 0.4~0.5 左右，它就是微波辐射意义上的冷背景。在此基础上，降水的微波辐射可以认为是在冷背景下的热辐射源。一般情况下，降水云比非降水云有更多直径较大（ $100\ \mu\text{m}\sim 5\text{mm}$ ）的水滴。由于云中液态水滴的发射和水滴直径的三次方成正比，发射的微波辐射更强，所以在洋面上用低频测量微波辐射可以得到降水信息。在陆面上，比辐射率大（接近与 1）的是微波意义上的热背景，降水所产生的微波热辐射几乎相当，而且陆面的比辐射率随地表性质而改变，因此，考虑用散射的方法遥感降水。冰晶对于高频微波有较高的反照率，卫星观测到的是降水云中的冰晶对宇宙冷背景（2.7K）的反射辐射和受到冰晶反射候的大气下层的微波辐射。由于冰晶层的存在，冰晶层下的微波辐射衰减严重，所以，微波辐射仪观测到的亮温比没有冰晶层的情况降低 100K 以上。强对流性降水一般都有冰晶层的存在，且其顶部的冰晶层越厚，降水强度也越大。因此，

高频微波适用于观测散射辐射，所以利用降水和雪盖的散射性质，可用以识别和检测降水和雪盖。低频微波段一般用于测量大气和地表的发射辐射，由于陆面上大气的发射辐射相对于总发射辐射的贡献比洋面上小，所以大气中水汽、雨滴和冰雪粒的发射辐射只能在海洋上观测^[39]。

2.1.3 降水和降雪总柱的计算方法

本节主要描述了利用模式降水和降雪场计算降水和降雪量的总柱的方法，表为通量形式，单位为 $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 。

假定对降水和降雪的指数大小分布、常数密度大小、下降速度的一个确定分布，降水率 PR ($mm \cdot h^{-1}$) 和含水量 WC ($g \cdot m^{-3}$) 之间有一个关系：

$$PR = a \times WC^b \quad (2.1)$$

系数 a 和 b 在表 2.2 中给出。不同的系数分别可以用于降水率和含液水量或者降雪率和含冰量。在具体计算中，降雪通量转换成降雪率 ($mm \cdot h^{-1}$)，假定了雪密度应该是 $100 kg \cdot m^{-3}$ ，水密度是 $1000 kg \cdot m^{-3}$ 。

雨水或雪水 C 是降水或降雪密度 ρ_p 及海拔 z 从地面到大气顶 (TOA) 的积分：

$$C = \int_{surface}^{TOA} \rho_p dz \quad (2.2)$$

在具体的计算过程中，这个方程在模式层上离散化， z 是从模式的气压和温度场的流体静力关系计算出来的^[11]。

表 2.2 降水降雪总柱计算系数表

类型	$a [mm \cdot h^{-1} \cdot (g \cdot m^{-3})^{-1}]$	b
降水	20.89	1.15
降雪	29.51	1.10

2.2 卫星变分资料同化

2.2.1 资料同化的一般概念

对于一个给定的 ± 3 小时的时间窗口，可以收集得到 10^4 - 10^5 个具有代表性的大气观测资料，而现代的模式自由度的量级却达到了 10^7 ，并且由于地区差异，观测资料的分布也不均匀，有的地区比较丰富，而有的地区就比较稀少。正是由于这样的原因，需要使用大量的背景资料补充观测资料信息，从而初始化预报模式，现在通常使用短时预报作为背景场（或称为第一猜值、先验信息）。在全球模式的 6 小时资料同化循环中，常常将一个 6 小时的预报场结果内插到观测点上得到所需的背景场 \mathbf{x}_b 。图 2.2 是一个 6 小时的典型的间歇资料同化循

环流程^[41]。

资料同化一般包括以下几个特点：地球物理参数（如， $T/q/u/v/Ps/O_3$ ）遵循动力学、热力学和化学规律；分析场提供启动预报模式的初始条件；从地球物理参数的观测场结合先验背景场信息（通常是使用短期预报的结果）得到分析场。

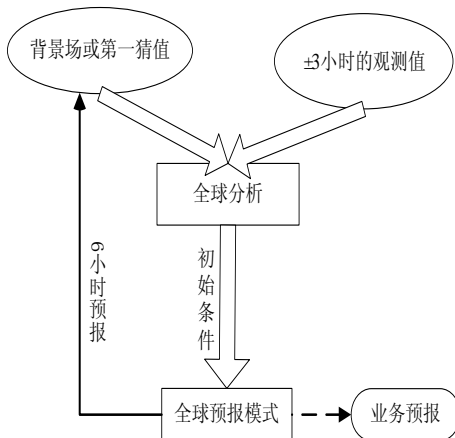


图 2.2 6 小时典型间歇资料同化循环流程

最初的同化方法如逐步订正法（SCM）、松弛逼近法（Nudging）是依靠经验方法发展起来的，然后是以统计估计理论为基础发展起来的分析方法，由最小二乘法衍生出了最优插值法（OI）、三维和四维变分资料同化方法（3D-Var 和 4D-Var）、Kalman 滤波（KF）方法等。这几个不同的方案都是根据方程（2.3）式设计的，不同点在于将背景场和观测场相结合而产生分析场的方法不同^[41]。

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}[\mathbf{y}^o - H(\mathbf{x}_b)] \quad (2.3)$$

即分析变量 \mathbf{x}_a 可以通过第一猜值加上带权重 \mathbf{K} 的残差得到的，其中 \mathbf{K} 是由估计的预报量和观测量的统计误差的协方差来决定的，观测算子 H 实现模式变量 \mathbf{x} 到观测变量 \mathbf{y}^o 的插值转换， $H(\mathbf{x}_b)$ 为观测场资料的第一猜值。

SCM 方法的权重是由经验获得的，是一个网格点与观测点之间距离的函数，分析场则是经过数次迭代得到的^[42]。OI 方法的权重是极小化所有网格点上的分析误差得到的，权重 \mathbf{K} 是在经过简化的每一个网格点上得到的。3D-Var 方法则是定义一个以分析值和背景值以及分析值和观测值之间的距离的平方成正比的目标函数^[43]。4D-Var 是 3D-Var 的一个重要的推广，它们的不同之处在于目标函数中包含了在一段时间间隔（同化窗）内 $H(\mathbf{x})$ 和观测的差值，考虑了观测资料在时间区间上的分布。另外还有一种被称为物理空间分析方案（PSAS），它与 3D-Var 和 OI 相似，但是其极小化是在观测值（物理）空间中，而不是像 3D-Var 那样在模式空间实现的^[44]。在观测值数量的自由度远远小于模式的自由度的情况时，PSAS 可达到与 3D-Var 相似的结果，但是要更加节省有效。以上的方案均是在预报误差协方差矩阵是静止的前提下计算的，只对预报误差协方差矩阵做一次估计，Kalman

滤波方案包含了背景误差协方差随模式而演变，而不是把它们当做常数的协方差矩阵^[45]。集合 Kalman 滤波可以实现 K 个资料同化循环作为一个集合同时完成^[46]。本文根据算法的复杂度进行了简单的分类，见图 2.3。

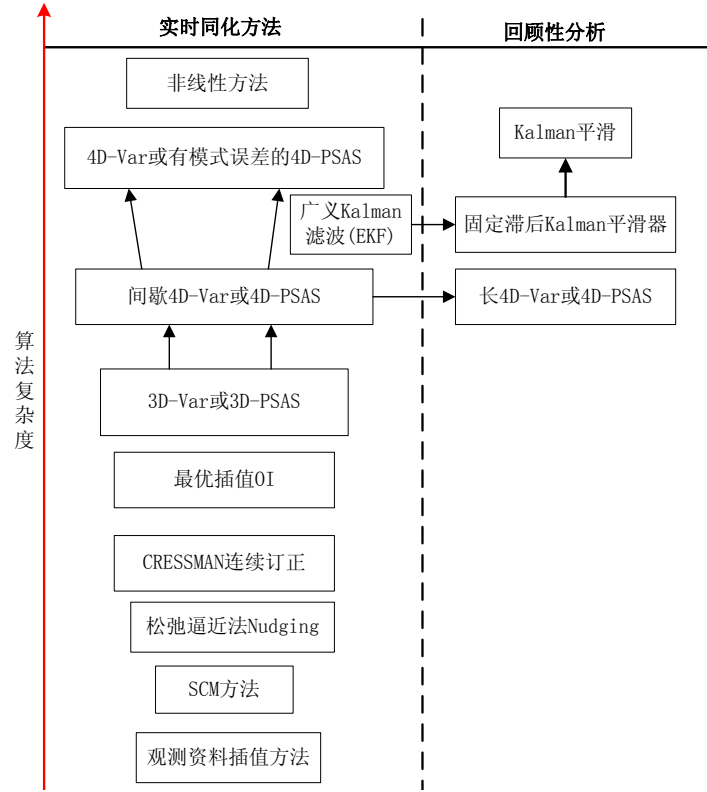


图 2.3 资料同化方法的演变

为了得到大气初始状态，可用的观测包括地面站点、船舶、浮标、飞机、卫星等，但是由于常规资料的分布不均匀，造成了许多地区的观测空白，而卫星观测不受地理位置的制约，成为大气观测资料的重要补充。对于大多数的卫星资料同化技术，虽然也有采用其它方法的，如 Nudging，非绝热初始化或集合卡尔曼滤波等，但是大多数业务预报部门采用的是变分资料同化方法^[47]。

2.2.2 卫星资料变分同化技术

变分资料同化的首要目的是构造一个目标函数，用以计算出最优的模式分析值。假定观测和背景场的误差为无偏且为高斯型分布的前提下，根据贝叶斯概率原理，可以导出以下如 (2.4) 式的目标函数^[48]：

$$\begin{aligned}
 J(\mathbf{x}) &= J_b(\mathbf{x}) + J_o(\mathbf{x}) + J^c \\
 J_b(\mathbf{x}) &= \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) \\
 J_o(\mathbf{x}) &= \frac{1}{2}[\mathbf{y}^0 - H(\mathbf{x})]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}^0 - H(\mathbf{x})]
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

其中, $J_b(\mathbf{x})$ 是背景项, 代表模式分析对背景场的拟合程度, $J_o(\mathbf{x})$ 表示观测项, 代表模式分析对观测场的拟合程度, J^c 是可选的弱约束项或其它物理、动力约束, \mathbf{x} 为控制变量向量, 包括表示大气状态的模式变量以及模式侧边界条件、模式的经验参数和其它非模式变量, \mathbf{x}_b 是背景向量(先验信息), \mathbf{y}^0 是观测向量, H 即为上述的观测算子, \mathbf{B} 是背景误差协方差矩阵, \mathbf{R} 为观测误差协方差矩阵, 上标 \mathbf{T} 和 $^{-1}$ 分别代表矩阵的转置和逆。对大气状态最好的估计(分析)是由集合先验的大气信息(背景场或第一猜值)与观测值来获得的。原则上, 分析比第一猜值或观测都要更加的精确^[49]。

对卫星资料的变分同化, 由于卫星观测是辐射率资料, 需要特殊的观测算子去模拟, 图 2.4 阐述了卫星辐射率变分同化的一般流程。数值预报中的卫星资料同化主要有两种方式: 直接同化和间接同化。间接同化也叫反演同化。

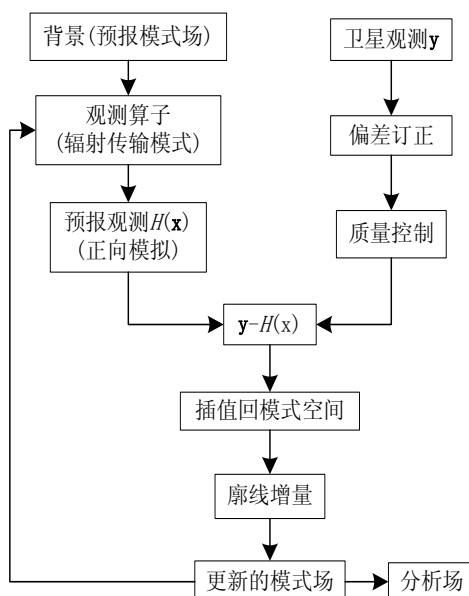


图 2.4 卫星辐射率变分资料同化的流程

2.2.2.1 辐射传输方程

卫星接收来自地表和大气的各种辐射能量, 遵循大气辐射传输方程:

$$L(\nu) = \int_0^\infty B(\nu, T(z)) \left[\frac{d\tau(\nu)}{dz} \right] dz + E + S + C \quad (2.5)$$

其中, 定义一个权重函数 $K = d\tau(\nu)/dz$, 表征廓线的垂直加权平均。方程左边的含义是卫星观测的辐射率, 右边的四项即平时所说的大气状态量, E 是地面发射量, S 是地面反射和散射量, C 是云和降水的贡献辐射量, $B(\nu, T(z))$ 是普朗克常量, ν 是通道频率, τ 是透过率, $T(z)$ 是温度, z 是高度坐标。已知方程右边的变量去求解辐射率问题, 称为正向模式; 反之, 已知卫星辐射率求解大气状态, 即为反演问题。正向问题解决起来很容易, 假如已知整个大气温度廓线, 就

能计算出唯一对应的辐射率。反问题一般是不适定问题，即无穷数量的不同温度廓线可以给出相同的测量辐射率。但是，为了从一系列测量的辐射率中提取或反演大气廓线，必须有效解决反问题。线性资料同化方案过去使用的方法如最优插值法 OI，不能直接去同化辐射率观测（因为分析变量是非线性的），辐射率必须在分析之前要转换为明确的温度变量。这种转换通过各种反演算法实现，这些算法的不同之处在于使用先验信息的方法不同。所有的反演方案都使用一些先验信息去补充测量辐射率的信息，从而解决反问题。

在数值预报中，可以使用 3 种不同类型的反演方案：

- a) 简化反问题方案，承认辐射率测量的信息量是有限的，简化未知的变量，对这个非适定性反问题重建公式，从而得出更好的估计。缺点是简化代表量是主观选取的，要客观对误差量进行确定非常困难（但是误差量对数值天气预报反演十分重要）。
- b) 回归/统计方法，将温度廓线取样和辐射率观测/模拟取样进行匹配，从预报中得到一种统计关系。例如，从测量的辐射率得到大气温度。缺点是受限于训练样本/廓线库的统计特征，如果统计样本稀少，就不能产生重要的物理特征。进一步来说，它们的同化也会影响分析场中显著的物理特征。
- c) 1D-Var 方法，使用从短期预报获得的显式背景或第一猜值廓线，结合测量的辐射率来实现最优调整^[50]。

2.2.2.2 辐射偏差订正

正向模式计算得出的辐射率和辐射率观测值之间的是有偏差的，称之为系统误差（或偏差），它必须在同化之前之前消除，否则将传递到分析场中，可能造成全球卫星数据的毁坏。辐射率同化中的系统误差来源主要有以下几个方面：1) 仪器误差，可以通过校准进行改进；2) 辐射传输误差，主要来源于光谱学或辐射传输模式；3) 云、降水、气溶胶筛选误差；4) 数值预报模式计算出的背景状态中的系统误差。如果不将偏差的大小控制在观测误差水平之下，则通过同化这些资料对数值预报产生正效果是不可能的。辐射率偏差订正的具体计算过程包括扫描偏差和气团偏差订正两个部分。扫描偏差和纬度强相关，需要用天底扫描角的函数计算扫描偏差的全球平均，辐射率观测值减去全球平均订正值即可^[48]。气团偏差订正值则是辐射率观测值和线性方程估计的气团偏差的差值。对于不同类型的微波传感器，变分偏差订正的方法也不同。对于微波探测仪器使用一个线性模式，其中一个全局常量和四层气压厚度作为气团预报因子，扫描偏差模型是一个扫描位置的 3 阶多项式，同时模式还要排除用于质量控制的窗口通道的气团预报因子，并对 AMSU-A 的通道 4 和 5 允许一个不同的陆地全局偏移量和扫描偏差。相反，成像仪/通道也使用一个线性模式，模式的地面温度、总水汽量、10 米风速

和一个全局常量作为预报因子，扫描偏差也是扫描位置的多项式模型^[51]。

2.2.2.3 质量控制

对于一些有较大误差和不准确的数据来说，可以通过质量控制（quality control）系统对其进行筛选，剔除掉那些真正不能进行订正的数据，保留经过订正可以使用的数据，从而达到改进初始场，提高预报质量的目的。辐射率的质量控制系统就是要能淘汰当前正向模式和预报模式无法正确模拟的观测值。

早期的质量控制系统比较简单，如 Dimego 等将观测与邻近格点进行简单的比较，挽回了一些观测，但效果不是很好^[52]。随之是 OI 质量控制方法，当残差（观测与分析的差值）大于观测误差的标准差的阈值之后，舍弃该观测^[53]。变分同化中使用的变分质量控制，是在分析过程中实现的，是分析的一部分，而不是像 OI 质量控制和复杂质量控制那样在分析之前就可以实现^[54]。变分质量控制（VARQC）的目的是修正目标函数中观测分量可能带来的显著误差。通常是淘汰在规定的最大迭代次数内不能收敛的辐射率，以及虽然收敛但用收敛解计算的任意通道的亮温与观测值很不一致的值（通常是以通道噪声的 4 倍为阈值）^[48]。

在实际的使用中，借鉴 ECMWF 的经验，假设 $H(\mathbf{x})$ 接近于真值，4D-Var 算法的前 40 步迭代中，不启动变分质量控制，但解仍开始向分析值收敛。在后 30 步的迭代中，启动变分质量控制，这样对可能有显著误差的观测值给以较小的权重，达到剔除的目的^[55]。

2.2.2.4 极小化算法

常用的极小化算法主要有准牛顿迭代法 M1QN3、牛顿法、拟牛顿法（Q-N）、共轭梯度法（C-G 法）。各种方法的优缺点见表 2.3。

表 2.3 几种极小化算法的比较

方法	存储空间大小	特点
M1QN3	存储空间可变，弹性存贮	采用有限的 BFGS 修正公式，兼备收敛性与弹性存贮
牛顿法	$N \times N$ （ N 为控制向量 \mathbf{x} 的维数）	需计算 Hessian 矩阵的逆矩阵，具有二级收敛率
Q-N 法	$N \times N$	具有超线性收敛率，不须计算 Hessian 矩阵的逆矩阵
C-G 法	N 的倍数	收敛速度慢，贮存量小

另外还有最速下降法等，由于其产生的序列是线性收敛的，且存在锯齿线性，收敛速度也过慢，一般不再使用。

暂不考虑其它约束 J^c 的情况，对于目标函数方程 (2.4) 的极小化由一个迭代

过程创建。在每次迭代中，下降方向是确定的，使用目标函数的梯度值：

$$\nabla J(\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) - \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}^0 - H(\mathbf{x})) \quad (2.6)$$

$\mathbf{H} = \nabla H$ ，被称为 Jacobian 矩阵，它是观测算子 H 的切线性近似。

根据泛函理论，分析值 \mathbf{x}_a 应满足梯度方程 (2.7) 时， $J(\mathbf{x})$ 取极小， \mathbf{x}_a 有最优解。

$$\nabla J(\mathbf{x}) \rightarrow 0 \quad (2.7)$$

Hessian 矩阵的形式为：

$$\nabla^2 J(\mathbf{x}) = (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H})^{-1} \quad (2.8)$$

当观测算子 $H(\mathbf{x})$ 是线性的时候，Hessian 矩阵为分析场误差协方差的逆矩阵 \mathbf{A}^{-1} 。

关于迭代解，Rodgers^[56]给出了三种目标函数 $J(\mathbf{x})$ 极小化的迭代解，其中的两种形式是：

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_0 + \mathbf{B} \mathbf{H}_n^T (\mathbf{H}_n \mathbf{B} \mathbf{H}_n^T + \mathbf{R})^{-1} [\mathbf{y}^0 - \mathbf{y}(\mathbf{x}_n) - \mathbf{H}_n (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_n)] \quad (2.9)$$

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_0 + (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}_n^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_n)^{-1} \mathbf{H}_n^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{y}^0 - \mathbf{y}(\mathbf{x}_n) - \mathbf{H}_n (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_n)] \quad (2.10)$$

其中 \mathbf{x}_n 是第 n 步的大气廓线估计（背景廓线是第 0 步估计）， $\mathbf{H}_n = \nabla_{\mathbf{x}} H(\mathbf{x}_n)$ 。

方程 (2.9) 在廓线元素多于通道的时候更有效（即 $\mathbf{R} < \mathbf{B}$ ）。反之，使用方程 (2.10) 更加合理。

结合方程 (2.9) 和 (2.10)，给目标函数添加一个附加项（如添加过度饱和层或过度饱和直减率添加一个惩罚解），得到第三种方法即 M-L 算法，这个极小化算法最适合于求解非线性问题，但是计算也更加昂贵。其方程形式如下：

$$\begin{aligned} \mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_0 + [\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} + \mathbf{J}' + \gamma \mathbf{I}]^{-1} \{ \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} [(\mathbf{y} - \mathbf{y}(\mathbf{x}_n)) \\ + \mathbf{H}(\mathbf{x}_n - \mathbf{x}_0)] - \mathbf{J}' + \mathbf{J}''(\mathbf{x}_n - \mathbf{x}_0) + \gamma(\mathbf{x}_n - \mathbf{x}_0) \} \end{aligned} \quad (2.11)$$

\mathbf{J}' 是附加的目标函数关于 \mathbf{x} 的一阶微分， \mathbf{J}'' 是二阶微分。在这个极小化方法中， γ 的值随着问题的非线性程度和预期解的接近程度而变化。 $\gamma = 0$ ，即化为方程 (2.10)。当达到以下三个条件时，即可认为发生收敛：a) 目标函数改变不超过 1%；b) 标准化目标函数梯度小于目标函数的平方；c) 在前面的迭代中 γ 减小。

2.2.3 云水污染卫星资料的处理

卫星波长主要有三种类型：可见光、红外和微波波长。对于晴空条件下的辐射，辐射强度变化主要受大气发射和吸收的共同作用的影响，吸收是辐射的汇，发射是辐射的源。由于可见光自身的特点，在有云和降水时我们主要使用红外和微波的卫星观测。对于不同的波长范围，需要考虑的大气影响因素也是不同的。

a) 云污染的红外资料的处理

红外波长不能穿透云,而云的光谱特征又十分复杂,且受限于云的不均匀性(多层云、混合相等)和地表特性等因素,因而云的影响成为红外资料同化的一个难点。云对大气的影晌是通过云参数来描述的,具体的云参数一般包括云顶气压、云顶温度、有效云量以及有效云比辐射率等。因此,解决红外辐射资料云污染的问题主要有以下几种方法:只选择晴空资料;将云污染影响取出;选择不受云污染的通道;发展能计算云对红外辐射率影响的辐射模式和它的伴随算子。邹晓蕾对 AIRS 多通道发展了一个简单的质量控制方案,除了保留晴空区的资料外,还保留非晴空区且受云污染影响较小的通道资料,这个方案的好处在于不需要利用能处理有云效应的云辐射传输模式,只依赖于晴空辐射模式^[57]。

红外辐射率同化的主要限制是对云顶高度和云量的高非线性敏感度,这将导致资料同化系统中的极小化失败。云污染的红外资料主要用于产生云顶的温度权重函数,进而充分利用云顶处的温度和水汽信息。可见,对于多云区的红外辐射率,首要问题是要清楚卫星视场内的云特性,获取精确的云参数,确定哪些信息能被辐射传输模式使用,进而获取对分析场有用的改进。

b) 云和降水污染的卫星微波资料的处理

与红外波长相反,微波辐射率对整个水气柱、云水、云冰和降水以及地面都很敏感,微波图像通道大部分位于大气吸收窗区,从而使云和地面的辐射率敏感度最大化,探测仪器使用氧气和水汽吸收线附近的通道使大气温度和湿度廓线的敏感性最大化,而且微波探测仪器专门有几个通道用于云量探测和地表属性反演等。在数值天气预报中,处理云和降水存在的微波探测仪器和微波成像仪器资料的方法是不同的。同化探测资料的目的是产生陆地和海洋上的更加纯净的温度和水汽廓线分析场,类似于云污染的红外辐射率同化,但是对云本身的直接影响不大。成像资料同化的目标是将湿度(一般是总柱)、云、降水和地面风的信息添加到海洋上的分析场中,但是缺乏同样的对云顶气压和云量的强敏感性,一般使用积分云属性柱的方法,这样非线性度就较小,极小化的困难也变小。在有云和降水时,微波成像资料主要对积分的液态水路径、冰水路径、水汽、地面风、云量和云厚度敏感,观测算子因而变得更加复杂,需要物理参数化和多散射辐射传输,因而会产生更多的模式偏差,观测算子误差以及资料同化系统的设计难度等^[58]。

云和降水存在时,微波的衰减系数是吸收系数和散射系数之和,在无降水的云层中,要着重考虑散射作用对微波辐射的影响。散射是全波段的,既是辐射源又是辐射汇,且散射的强弱及空间分布与波长和散射质点的相对大小有关。引入尺度数 $\delta = 2\pi r/\lambda$, 其中 r 是粒子尺度, λ 是波长。a) $\delta \sim 1$ 或更大时,必须考虑米

散射。b) 水云可以看作均匀的吸收体和发射体, $r \sim 10\mu m$, $\lambda \sim 2-6mm$, $\partial \sim 10^{-2}$, 因此, 散射影响不是很大。c) 对于冰云、降水或降雪, $r \sim 1-10mm$, $\partial \sim 1$, 必须要考虑散射的影响。

2.2.4 1D+4D-Var 技术

1D+4D-Var 两步同化方法是一种同化云水污染的卫星微波资料变分同化技术。最早投入业务运行的卫星辐射率直接同化的一维变分分析 (1D-Var) 方案其实只能算是卫星辐射率与 OI 分析方案的“接口”, 即 1D-Var 用卫星辐射率测值调整模式预报场提供的背景廓线, 再由 OI 同化调整后的背景廓线。这种方案在逻辑上等同于卫星资料的反演同化, 因而可以把它归入反演同化之列, 将其视为 3D/4D-Var 同化的预处理步骤。1D-Var 往往作为一种中间媒介的手段, 反演出一种新的观测类型, 然后将其传送到 4D-Var 系统中, 提高整个大气分析场的质量。这种技术可以有效减小初始调整和启动调整中出现的问题, 并在晴空和云水区的资料同化之间取得一种良好的平衡, 对水文循环也会有改进效果。具体的 1D+4D-Var 系统流程见图 2.5。

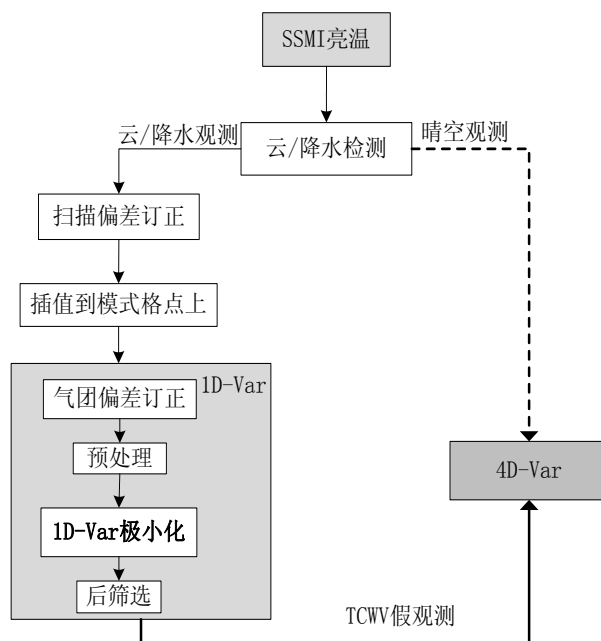


图 2.5 SSM/I 观测 1D+4D 同化流程

SSM/I 资料的同化是一个双流同化的过程, 即将 SSM/I 观测分离为‘晴空’流和‘降水’流观测。晴空下的 SSM/I 资料直接送往 4D-Var 系统, 处理比较简单, 这里主要研究在云水污染 SSM/I 资料的同化处理。为了实现双流同化, 需要对 SSM/I 观测进行云和降水的识别。云识别使用一个回归算法:

$$LWP = 4.2993 + 0.3996 \cdot \ln(280 - TB_{22v}) - 1.4069 \cdot \ln(280 - TB_{37v}) \quad (2.12)$$

LWP 是单位面积上的液态云水柱（也称为云水总量或液水路径），单位是 $kg \cdot m^{-2}$ 。 TB_x 代表通道 x 的亮度温度，单位为 K 。定义当 $LWP > 0.01 kg \cdot m^{-2}$ 的时候认为该观测中有云产生。降水是通过 $37GHz$ 通道的极化差来识别的，当 $TB_{37v} - TB_{37h} < 40K$ 的时候，就认为是降水观测。

当有云或者降水被识别，观测就被送往“降水”路径。希望降水应该只发生在有云的地方，但是实际上有一小部分的观测却是在无云的地方识别出了降水信息。这说明了这些检测只是一种近似，并且忽略了对辐射率影响的实际因子数。对于非降水的晴空，忽略水汽和云的垂直分布的影响，SSM/I 亮温被至少四个独立的可变因子影响： LWP 、 $TCWV$ 、海面温度和风速。虽然从 LWP 的回归中使用的 2 个通道还不能反演出 4 个独立因子的信息。但是，这种回归关系仍然是有用的，因为 $TCWV$ 和 LWP 影响是可以控制的。

2.3 本章小结

本章是全文的第二章，分为两个部分，在第一部分中，首先介绍了微波遥感的特点，以及微波遥感云和降水的优势和原理。在本章的第二部分中，首先回顾了资料同化方法的发展历史，这对理解为什么选择变分资料同化方法很有帮助，然后介绍了卫星资料变分同化中的关键技术和处理方法，着重介绍了云水污染卫星红外和微波处理的一般方法，最后介绍了对云水污染的 SSM/I 资料使用 1D+4D-Var 技术进行同化的方法和流程。可见，在进行云水污染的卫星微波资料同化，如何检测筛选云水污染的资料和晴空资料、选择精确的观测算子进行模式空间到观测空间的转换、精确的偏差订正以及获取良好的背景场及背景误差是需要首先要考虑的问题。

第三章 一维变分同化（1D-Var）系统

3.1 一维变分算法流程

一维变分同化和上节所述的变分同化的数学算法在原理上是一样的，但是 1D-Var 一般被认为是反演问题，3D/4D-Var 一般被称为是一个分析过程。根据贝叶斯理论，假设背景场误差与观测误差不相关，并且为高斯型分布，则一维变分问题可以表示为对目标函数 (3.1) 求最小（可以看成是广义分析问题的特例，即将方程 (2.5) 中，用向量 \mathbf{x} 代替 $T(\mathbf{z})$ ，用 \mathbf{y} 替 L ）：

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}[\mathbf{y}^0 - H(\mathbf{x})]^T \mathbf{R}^{-1}[\mathbf{y}^0 - H(\mathbf{x})] \quad (3.1)$$

方程 (3.1) 右边第一项代表大气状态背景场的估计拟合，由背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 的逆矩阵来衡量，第二项代表测量辐射率 \mathbf{y} 的拟合，由测量误差协方差 \mathbf{R} 的逆矩阵衡量，包括仪器和观测算子 H 误差，从而拟合了先验信息和测量辐射率中的不确定性。控制变量 \mathbf{x} 包括 91 个模式层上的温度和比湿廓线，因此控制变量维数为 182。观测算子 $H(\mathbf{x})$ 包括初值模式状态向观测时间和观测地点控制矢量的水平（垂直）的时间传播。对于地面降水量的同化，观测算子包括产生降水的湿物理过程：深积云对流和大尺度凝结。

1D-Var 解的一个简单线性形式如方程 (3.2) 所示，其中方程的右边第二项是作为一个订正项存在的，可以看到反演廓线 \mathbf{x}_a 是背景廓线 \mathbf{x}_b 与一个订正项之和，从而，可以进一步量化 1D-Var 反演的误差协方差 \mathbf{S}_a ，如 (3.3) 式。可见，反演对背景场信息具有改进效果。背景改进的程度明显依赖参数的数量，但是一个关键的因素是通道的数目和廓线权重函数的形状，这些要素都隐含在辐射传输算子 H 中。

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + [\mathbf{HB}]^T [\mathbf{HBH}^T + \mathbf{R}]^{-1}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}_b)) \quad (3.2)$$

$$\mathbf{S}_a = \mathbf{B} - [\mathbf{HB}]^T [\mathbf{HBH}^T + \mathbf{R}]^{-1} \mathbf{HB} \quad (3.3)$$

1D-Var 和普通变分同化不同，表现在：

- 它使用和 4D-Var 同样的背景状态以及温度和湿度背景误差，这些辅助信息具有兼容性；
- 观测操作使用和 4D-Var 同样的线性湿物理包。可控变量包括温度和湿度廓线。固定的信息包括背景温度和湿度倾向，海面上潜在的和敏感的热辐射；
- 先验信息（短期预报）十分精确（要比统计气候学更精确），改进了反演的精确性，先验信息包含了重要物理特征，例如锋，逆温和对流；我们能获得更清楚的先验信息和反演结果的误差协方差（这对随后的同化过程至关重要）；

d) 一般认为从其他系统中分离降水反演要比监测它们更容易，也更易于运用不同的方法进行实验。在 1D-Var 之后应用质量控制的能力也允许我们消除坏的反演，如果这样的观测直接使用在 4D-Var 同化中，可能造成收敛失败。

整个一维变分反演算法流程见图 3.1，即卫星微波观测送进同化系统之后，首先要经过扫描偏差订正、预先筛选、偏差订正等预处理过程，订正观测误差，然后和背景场使用观测算子的得到的模拟值进行比较，得到残差，残差有两个用途，一个是用于计算分析场，另一个是用于伴随模式的计算，得到更新的模式场，进而继续输入到观测算子进行模拟，直到达到我们预先设定的精度。在得到分析场之后，还需要进一步进行后处理过程，以便剔除坏的反演量。一个多步骤的资料筛选和偏差订正方案避免了引入更多的系统误差到水汽分析中。

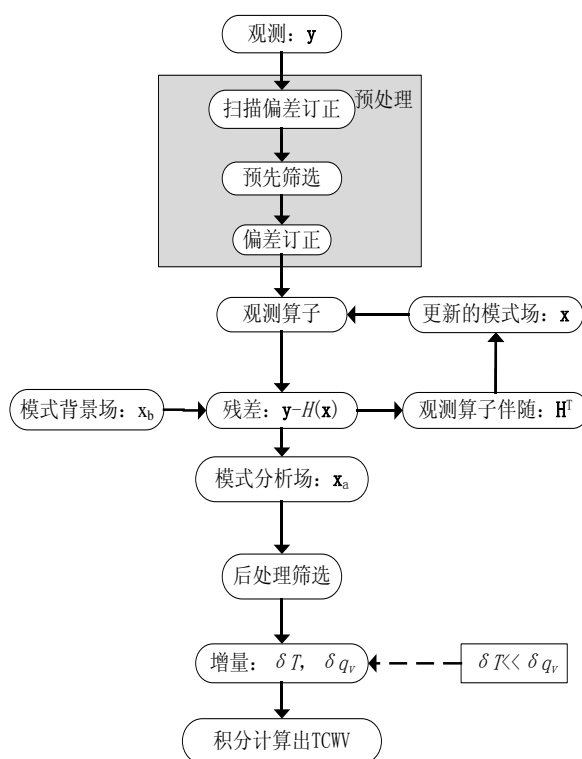


图 3.1 一维变分反演流程

3.2 预处理过程

由于 SSM/I 卫星仪器能同时在晴空区域与云和降水区域获得观测数据，因此需要单独的程序进行云和降水污染 SSM/I 卫星观测的预处理。降水污染的 SSM/I 的亮温观测需要进行几个步骤地预处理。

首先模式格点上的 1D-Var 算子使用最接近于它的 SSM/I 观测。搜索半径设置为 7km，如果远于这个距离，观测将被剔除，从而减小了地理误差，且每个格点只能使用一个观测。由于接近扫描位置尾部的卫星结构的局部入侵造成了偏差，

偏差在每个扫描位置上可认为是常数，一般大概有几 K。一般由卫星中心提供相应的参数，平均扫描偏差订正的参数见表 3.1。

其次进行辐射偏差订正。1D-Var 包含一个气团依赖偏差订正，使用模式第一猜值场的单预报因子 TCWV 做亮温残差间的线性回归，回归系数和偏移量见表 3.1。因为 TCWV 是一个在晴空和多云的情况下都能使用的湿度相关参数，并且对亮温敏感。经过大量的统计，SSM/I 的 7 个通道的平均偏差订正可以设置为：

表 3.1 SSM/I 通道偏差订正值

通道	19v	19h	22v	37v	37h	85v	85h
平均扫描偏差(K)	1.55	-2.05	-1.96	0.43	-1.84	2.71	2.15
回归系数	0.047	0.053	0.017	0.029	0.011	0.046	0.051
偏移量	-2.80	-3.14	-3.45	-1.26	-2.96	-1.78	-1.92

然后进行 SSM/I 观测资料的筛选。由于陆地表面和海冰表面的类型比较复杂，我们一般只使用海洋上的 SSM/I 观测进行同化。这就涉及到一个筛选陆地表面和海冰表面上观测的问题，具体做法是用模式海面温度小于 275K 和纬度高于 60 度作为标准，进行初始筛选，包括陆地表面和海冰检验，去除了陆面和冰面上的观测，从而避免任何结冰的可能。理想地，1D-Var 反演要能使用所有的情况（除了那些观测和模式第一猜值都不显示云或降水的情况）。一旦云和降水出现，将观测算子应用到模式第一猜值廓线，计算出模拟的 SSM/I 的亮度温度 $H(\mathbf{x})$ 。之后进行第一猜值残差检验，这里将第一猜值残差阈值设置为 50K，大于这个阈值的任一通道观测将被系统剔除。

最后进行反演资料的后处理。在极小化之后要进行后处理的工作，在极小化过程中的每次迭代都要进行多种质量检验，在极小化完成之后也要做大量的质量检验，用以检验那些 1D-Var 成功的反演的能够剩余下来的观测，因为 TCWV 观测都是从成功的 1D-Var 反演中计算出来的。

为了改善收敛性，极小化也需要预处理。把 \mathbf{B} 矩阵分解为其特征矩阵和特征向量的积， $\mathbf{B} = \mathbf{E}\mathbf{\Lambda}\mathbf{E}^T$ ， \mathbf{E} 是 \mathbf{B} 的特征向量矩阵， $\mathbf{\Lambda}$ 是包含 \mathbf{B} 的特征值的对角矩阵。同时，将控制变量也向前和向后转换，得到：

$$\begin{cases} \boldsymbol{\kappa} = \mathbf{\Lambda}^{-1/2} \mathbf{E}^T (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) \\ \mathbf{x} = \mathbf{x}_b + \mathbf{E} \mathbf{\Lambda}^{1/2} \boldsymbol{\kappa} \end{cases} \quad (3.4)$$

于是将控制变量和 \mathbf{B} 矩阵代入，代价函数的梯度写为：

$$\nabla J(\boldsymbol{\kappa}) = \boldsymbol{\kappa} + \mathbf{\Lambda}^{1/2} \mathbf{E}^T \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (y^0 - H(\mathbf{x})) \quad (3.5)$$

在极小化之前要先进行上述变换，极小化结束后再变换回来，得到云量、液

态水量、冰水量。并利用这些参数的偏差振幅和背景误差进行验证。

3.3 观测算子的处理

卫星观测的是辐射率，表现形式是亮度温度，而不是直接的温度、湿度和臭氧等大气状态变量，这是两种完全不同的观测类型。因此，为了将卫星观测和模式大气变量进行比较，首先需要设计观测算子 H ，具体做法是将模式变量从模式格点到观测位置适当的插值，计算出观测辐射率的一种模式等价，使之能够对照观测空间，模式空间和观测空间的关系如图 3.2。其中， $O-B$ 为观测减去第一猜值的残差（也称为第一猜值残差）。可见，为了尽可能多地同化有用信息，观测算子提供了一种分析控制变量（主要是温度、气压、风和水蒸汽，或它们的转换）和卫星观测的辐射率之间的链接。

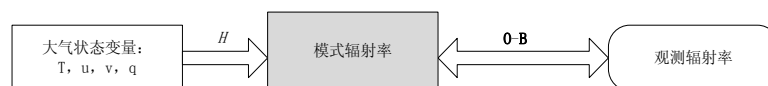


图 3.2 模式空间和观测空间的关系图

在多云和降水区域的资料同化中，云水变量不具有空间连续性，不适合直接插值，因此在观测算子中需要设计更好的算法流程用以计算信息向量（辐射率观测和模拟的观测相当量之差），本文的观测算子分成两个部分：湿物理参数化和多散射辐射传输模式。湿物理算子结合一种特殊的温度和湿度廓线，计算云和降水廓线，在此基础上，辐射传输算子计算观测的辐射率。湿物理算子由对流方案和大尺度凝结方案组成，前者模拟次网格尺度过程形成的云的影响，后者模拟模式解过程形成的云。在给定温度、水汽、云和降水以及地表参数廓线的情况下，就可以计算出卫星观测的微波辐射率。

观测算子比控制变量 x 需要更多的输入变量，包括了温度、比湿、及其倾向的廓线，以及一些表面场：潜热通量、感热通量、纬向和经向的风分量、10 米风速、2 米温度、2 米比湿、2 米露点温度、表面温度和表面气压。湿物理参数化过程得到单层云量、云水、云冰和降雨、降雪的廓线。这些水汽廓线和 10 米风速一起作为辐射传输模式的输入变量。目标函数中只包含控制变量，在极小化过程中，控制变量的改变将会影响状态变量的分量，但不会直接影响目标函数，各种类型的观测算子输入输出参数，见表 3.2 是廓线变量参数和表 3.3 是地表场的变量参数。

由于不能得到观测所需的所有参数，所以观测算子的准确性是不能直接确定的，但是可以通过云和对流参数化方案与其非线性版方案的比较，估计出湿物理过程参数化的相对准确度。辐射传输模式的主要误差源包括：对穿过云隙的辐射传播的近似，以及计算粒子单散射性质、粒子大小分布所采用的假设等。

表 3.2 观测算子的廓线变量输入 (I) 和输出参数 (O)

廓线 算子	温度	比湿	温度 倾向	比湿 倾向	对流云 水卸载 量	云水 含量	云冰 指数	云覆 盖率	液态降 水通量	凝固 降水 含量
对流层	I	I	I	I	O	O	O		O	O
大尺度凝 结方案	I	I	I	I	I	O	O	O	O	O
辐射传输 模式	I	I				I	I	I	I	I

表 3.3 观测算子的地表场的输入 (I) 和输出参数 (O)

地表场 算子	潜热通 量	感热 通量	风应力	10m 风速	2m 温 度场	2m 露点 温度场	2m 比 湿场	气压	表面 温度
对流层	I	I	I					I	
大尺度凝 结方案								I	
辐射传输 模式				I	I	I	I	I	I

3.3.1 湿物理参数化的处理

大气有很多种物理过程，如动力学过程、水文过程、云变化过程等，各种过程之间的相互作用见图 3.3^[41]，按大气热力学和动力学原理主要分为干物理过程和湿物理过程，其中，干物理过程包括垂直扩散、重力波拖曳、辐射过程等，而云和大尺度降水、对流过程是典型的湿物理过程。从湿物理过程可以得到很多有价值的信息，同时结合数值预报模式和气候环流模式就能够大大提高描述云和降水的真实性和有效性。对这些物理过程通常采用参数化的方法，参数化方案对模式预报，尤其是对较长时间尺度的模式预报有深远影响。对大气湿物理过程的解析和次网格的参数化已经成为数值天气预报及资料同化系统的重要组成部分。

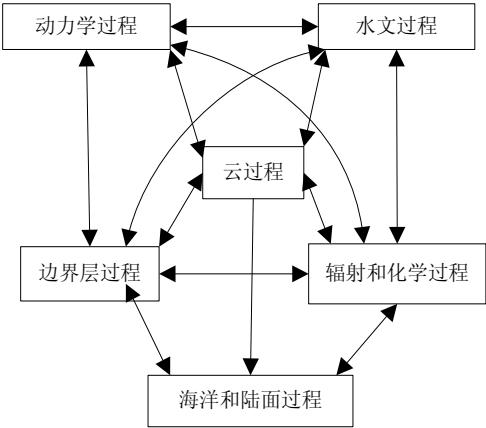


图 3.3 大气中的物理过程及其相互作用图

在数值预报模式和大气环流模式中对大气流体进行了时间和空间的离散化表示，而实际大气的动力和物理过程都是时间和空间尺度的连续谱。对云和降水而言，除了由模式格点上的大尺度大气条件显式计算得到解析的湿物理过程，还必须用参数化的方法有效估计次网格湿物理过程对模式变量的间接作用，并将其加到解析尺度上。其中可分辨尺度动力过程，用模式动力框架显式计算，其它次网格尺度过程用可分辨尺度场参数化表示^[41]。

3.3.1.1 大尺度云和降水方案的参数化

关于大尺度云和降水预报方案的思路有 3 种：a) 不考虑模式格点内的次网格尺度变量；b) 基于特定的临界比湿阈值的参数化，大于阈值就开始形成云，这就可以计算每个模式格点的单层云，对分辨率粗于 5km 的模式，该方案比前一类方案更适用。c) 利用统计的方法，假设综合热力变量的次网格变率可用统计的观点，指定合适的概率密度函数。

大尺度凝结参数化基于产生层云降雨的湿度调节过程。在超饱和的初始态，保持湿度静态能量可使最终的调节状态在给定大气层中出现，调节值由迭代算法求出，要能真实反映云性质的廓线和降水，特别是云和降水的辐射对单层云量和总云量有很大影响。因此，对于大尺度凝结方案的参数化，本文中主要采用对流卷出，由类似降水公式的对流模型来描述。云方案采用统计方法来描述影响云量和云水的次网格云波动。利用湿度的次网格变率来改善对降水蒸发的模拟。实现时将云分为对流云和高、中、低层的层云四种类型，然后进行分类处理和模拟。

3.3.1.2 对流参数化

次网格尺度过程就是目前的模式还不能显式分辨的过程，如边界层上的湍流混合，主要是对流运动引起的。但是它又是模式非常重要的一部分，产生的误差称为代表性误差，往往不能忽略其对模式预报的影响。目前的数值预报业务中，模式的水平分辨率可达到数公里，但是仍不足以显式求解对流活动的物理过程。对流的主要作用就是消除大气的垂直不稳定，包括深对流、浅对流和中层对流三种类型。相对于正向模式中的参数化，切线性和伴随中考虑了所有对流当量的扰动，如对流质量通量、上升气流特征和降水通量。

对流模拟的主要问题是：所有的对流参数化方案都有其局限性，而且对真实的对流特征和对流活动的模拟还存在很多不确定性。对于湿物理过程，次网格尺度的过程是代表性误差的主要来源，变分同化的一大问题是引入湿物理过程对同化是否有效。在变分资料同化中，有两个基本假设，一是背景误差和观测误差为正态分布；二是观测算子 H 是线性的，或对分析增量的典型尺度扰动（温度为 1K，比湿为 $10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，风场为 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）至少是准线性的。只有这两个条件都满

足时，同化的结果才最优，且等价于最优线性无偏估计。自 80 年代引入变分资料同化以来， H 为线性的假设就一直是同化中包含湿物理过程的伴随计算的主要障碍之一。实际大气中的凝结、蒸发或云到降水的相互转化过程通常都是非线性的，对流参数化的问题更多，此外，对业务应用而言，湿物理过程参数化的伴随计算所需的计算量太大，特别是在 4D-Var 中。因此，还需要寻找更加高效合理的湿物理算子。

3.3.2 辐射传输模式 RTTOV10 的处理

3.3.2.1 RTTOV10 分析

在以前的数值天气预报模式中的运行中，辐射传输模式的代码运行是计算效率最差的部分。Saunders 指出快速辐射传输模式是任意一种数值天气预报模式都需要的积分部分^[59]。因此，许多研究人员进行了大量的实验和研究，对大气中的辐射传输特征做了许多假定和设想，以便让模式计算更精确有效。RTTOV 是使用最广泛的快速辐射传输模式，它的最初设计目的是寻找能及时对全球辐射率资料实现计算的一个辐射传输模式^[60]。RTTOV 包括一个 43 或 101 层正向、切线性、伴随和 K (Jacobian) 矩阵模式，通过在这些固定气压层上，使用逐线模式计算出的回归系数计算每个通道的有效层光学厚度。目前 RTTOV10 是最新的模式版本。尽管 RTTOV 最初是为 TOVS 卫星设计的，但是它的结构允许对其它卫星系统的载荷进行计算使用。ECMWF 将 RTTOV 用于同化天底微波或红外辐射的成果比较成熟。模式能快速模拟卫星红外或微波天底扫描辐射计的辐射率 (PC 机上 40 个 RTTOV 通道的运行时间为~1ms)，以温度的大气廓线、可变气体浓度、云和表面特性作为状态向量。RTTOV 由数值天气预报卫星应用机构 SAF 开发和保存，由英国气象局调试，并且 ECMWF 提供标准代码发行前的测试服务，在 ECMWF 和其它天气预报中心使得到了广泛的应用。本文在实验中应用的是最新的 RTTOV10 版本^[61]。

在一维变分同化系统中，RTTOV10 是观测算子的一部分，自从 RTTOV-9 投入使用以来，辐射传输计算是在预报模式层上完成，其中光学厚度是基于有效层光学厚度参数化，经过 RTTOV 的回归计算得到的。光学厚度计算是在一个固定的气压层集上完成的，输入的廓线经过插值方案内部插值到这些气压层上^[57]，将这些光学厚度值插值到模式预报层上用于辐射传输积分的时候也使用了同样的方案。光学厚度参数化以及表面发射率模式和其它参数化都是通过一系列系数文件设置的，可以单独进行改进。

RTTOV10 模式的一个重要特征是不仅能进行正向（或直接）辐射传输计算，还可以计算状态向量的辐射率梯度。假设状态向量 \mathbf{x} ，辐射率向量为 \mathbf{y} ，则：

$$\mathbf{y} = H(\mathbf{x}) \quad (3.6)$$

其中 H 为辐射观测算子。Jacobian 矩阵 \mathbf{H} 给出状态向量 $\delta\mathbf{x}$ 任意元素改变时的辐射率 $\delta\mathbf{y}$ 变化值，假设 $\delta\mathbf{x}$ 变化与大气状态 \mathbf{x}_0 之间是线性关系：

$$\delta\mathbf{y} = \mathbf{H}(\mathbf{x}_0)\delta\mathbf{x} \quad (3.7)$$

\mathbf{H} 的元素包含了偏导数 $\partial y_i / \partial x_j$ ，其中 i 为通道数， j 为状态向量的位置。在给出廓线的情况下，可以很容易计算出大气的哪一层对温度和通道的可变气体浓度变化最敏感。RTTOV 中 K 模式用于计算每一个输入廓线的 $\mathbf{H}(\mathbf{x}_0)$ 矩阵。因为没有必要存储和访取完整的 Jacobian 矩阵 \mathbf{H} ，所以 RTTOV 程序包只输出切线性值 $\delta\mathbf{y}$ ，每一通道 n 的大气顶部辐射率的改变量 y_n 。假设大气廓线的改变量 $\delta\mathbf{x}$ ，初始大气状态为 \mathbf{x}_0 ，则切线性模式 TK 可写为：

$$\delta y(x_0) = [\delta x \frac{\partial y_1}{\partial x}, \delta x \frac{\partial y_2}{\partial x}, \delta x \frac{\partial y_3}{\partial x}, \dots, \delta x \frac{\partial y_{nchan}}{\partial x}] \quad (3.8)$$

其中 $nchan$ 是通道数目。

大气状态为 \mathbf{x}_0 ，辐射率的该变量为 $\delta\mathbf{y}$ ，伴随模式 AD 可写为：

$$\delta x(x_0) = [\delta y \frac{\partial x_1}{\partial y}, \delta y \frac{\partial x_2}{\partial y}, \delta y \frac{\partial x_3}{\partial y}, \dots, \delta y \frac{\partial x_{nel}}{\partial y}] \quad (3.9)$$

其中 nel 是大气气压层数。

各个模块版本的功能见表 3.4。

表 3.4 RTTOV10 中各个模块的功能及输入参数

模式	功能	输入	输出
正向模式	正向计算：从廓线 \mathbf{x} 中计算得到亮度温度 TB	廓线 \mathbf{x} 通道编号 观测几何	辐射率(通常是所有通道的亮度温度 TB)
K 模式	计算得到完全的 Jacobian 矩阵 \mathbf{H}	如正向模式的输入	所有廓线变量和通道的包含 $\mathbf{H}=\mathrm{dTB}/\mathrm{d}\mathbf{x}$ 的数组
切线性模式 TK	计算得到辐射率的增量 $\delta\mathrm{TB}$	正向模式的输入+廓线变量中的增量 $\delta\mathbf{x}$	辐射率增量 $\delta\mathrm{TB}$
伴随模式 AD	从关于 TB 的目标函数计算得到关于廓线变量的目标函数梯度	正向模式的输入+标准化残差 $\mathbf{R}^{-1} \cdot \mathbf{d} = \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}-\mathbf{H}(\mathbf{x}_b))$ 或 $\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}-\mathbf{H}(\mathbf{x}_b)-\mathbf{H}\delta\mathbf{x})$	关于廓线变量的目标函数梯度

RTTOV 的核心是模拟晴空辐射，但也可以处理红外云和气溶胶影响的辐射率，以及云和降水影响的微波辐射率。

a) 模拟云辐射和晴空辐射

假设单层存在黑色不透明的云，在频率 ν 和在表面上定点观测角 θ ，忽略散射效应，大气顶层向上辐射率 $L(\nu, \theta)$ ，可以写为：

$$L(\nu, \theta) = (1 - N)L^{Clr}(\nu, \theta) + NL^{Cld}(\nu, \theta) \quad (3.10)$$

这里 $L^{Clr}(\nu, \theta)$ 和 $L^{Cld}(\nu, \theta)$ 分别为晴空和大气顶完全云的向上辐射率， N 为有效云覆盖率。

如果云覆盖率 N 设置为 0，液态水浓度廓线向量也设置为 0，则计算晴空的红外和微波辐射率，等式 (3.10) 右边的第二项为 0。 $L^{Clr}(\nu, \theta)$ 可以写为：

$$L^{Clr}(\nu, \theta) = \tau_s(\nu, \theta)\varepsilon_s(\nu, \theta)B(\nu, T_s) + \int_{\tau_s}^1 B(\nu, T)d\tau + (1 - \varepsilon_s(\nu, \theta))\tau_s^2(\nu, \theta)\int_{\tau_s}^1 \frac{B(\nu, T)}{\tau^2}d\tau \quad (3.11)$$

其中 τ_s 为表面到空间的透过率， ε_s 为表面发射率， $B(\nu, T)$ 为普朗克函数， ν 为频率， T 为温度。

b) 模拟多云辐射率

假设云为单层、不透明黑体，且完全填充了观测场，模拟云影响的辐射率 $L^{Cld}(\nu, \theta)$ 定义为 (3.12)：

$$L^{Cld}(\nu, \theta) = \tau_{Cld}(\nu, \theta)B(\nu, T_{Cld}) + \int_{\tau_{Cld}}^1 B(\nu, T)d\tau \quad (3.12)$$

其中 τ_{Cld} 为云顶到空间的透过率， T_{Cld} 为云顶温度由输入状态向量中的云顶气压指定。

如果只有部分云场，则可以通过组合 (3.11) 和 (3.12) 到 (3.10) 中进行计算。

RTTOV10 可以处理 6 种不同类型的云廓线，见表 3.5，其中前 5 种是水云，第 6 种是冰云。

表 3.5 RTTOV10 输入的云类型

类型 1	陆上层云	STCO
类型 2	海水层云	STMA
类型 3	陆上晴空积云	CUCC
类型 4	陆上污染积云	CUCP
类型 5	海水积云	CUMA
类型 6	卷云	CIRR

c) 模拟云和降水散射的微波辐射率

RTTOV 能够模拟晴空辐射率，并且可以用额外的代码来包含云发射效应和微波的散射效应。微波散射效应的模块为 RTTOV_SCATT，用于同化受云雨影响的微波辐射。RTTOV-SCATT 在 RTTOV10 中是通过一个独立的接口来实现的。微波频段水汽的散射效应的计算使用 *deta*-Eddington 近似，可准确有效的处理微波频段的辐射传输，能合理地模拟微波辐射仪观测的辐射量。散射参数将利用 Mie

散射理论进行预处理，并且采用列表的形式表示成频率、温度、水汽类型和密度的函数。多散射辐射传输模式将利用湿物理过程参数化的输出变量，最重要的输入是表层温度、风、压力、温度、湿度、云液态水、冰、雨和雪的辐射和云覆盖的垂直廓线，见表 3.6 列出的主要云水参数，并将使用 Geer 等的改进云交叠方法得到更加精确的云和雨辐射传输模拟^[62]。

表 3.6 RTTOV-SCATT 中输入的云水参数

廓线变量	cc(:)	clw(:)	ciw(:)	totalice(:)	rain(:)
变量定义	云量 (0-1)	云水量 ($kg \cdot kg^{-1}$)	云冰量 ($kg \cdot kg^{-1}$)	总冰量 ($kg \cdot kg^{-1}$)	降水通量 ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)

RTTOV_SCATT 代码调用 RTTOV 核心代码，并在晴空部分添加了廓线的水滴和冰滴的散射效应，RTTOV_SCATT 使用两个独立项近似，归纳为：

$$T_B^{Total} = (1 - C_{mean})T_B^{Clear} + C_{mean}T_B^{Rainy} \quad (3.13)$$

其中， C_{mean} 为垂直廓线中平均有效云比率， T_B 为亮温。在 RTTOV-SCATT 内调用晴空 RTTOV，并且返回晴空项的亮温 T_B^{Clear} 和晴空透过率廓线。然后使用 RTTOV 核心提供的晴空透过率，以及 Mie 散射的性质，计算出云和降水的亮温 T_B^{Rainy} 。最后，方程 (3.13) 将这两个独立项组合起来，生成总的亮温 T_B^{Total} 。在 1D-Var 中计算云水污染微波辐射率的 rttclld 模块的计算流程如表 3.7：

表 3.7 云水污染微波辐射率的模块核心算法计算流程

<p>基于多云快速微波辐射率计算 rttclld() 算法</p> <p>算法输入：大气廓线变量、地面场变量、卫星参数、完全层/半层气压、表面发射率等</p> <p>算法输出：晴空辐射率/亮温、多云辐射率/亮温、透过率、云层发射率、云层权重、表面发射率等</p> <p>step 1: init() //将云变量数组初始化，云顶气压设为 500hPa，云量设为 0.</p> <p>step 2: 计算气体吸收，调用晴空模块 RTTOV，计算光深、rttov 模式层上的透过率，积分辐射传输方程，返回表面发射率、辐射率/亮温值、云顶辐射率、每个标准气压层的透过率、表面透过率等参数；</p> <p>step 3: 将云计算得到的模拟量插值到模式层；</p> <p>step 4: 计算云发射率和云层的 toa 权重；</p> <p>step 5: 积分辐射传输方程：如果观测是晴空，在气压层循环内，分为两部分，一部分是没有地面发射，计算公式为云层 toa 权重乘以云计算的 RT 量；另一部分是有地面反射的晴空下行辐射率，计算公式为云层的表面权重乘以云层的 toa 权重乘以云计算的 RT 量，然后相加得出晴空辐射率；否则，观测被云污染，也分为两部分进行计算，一部分是云上行的发射率，另一部分是地面反射的云下行的发射率，计算公式同上；</p> <p>step 6: 将辐射率转换为亮度温度。程序结束。</p>
--

3.3.2.2 RTTOV10 在 1D-Var 中的新特性

除了以上描述的 RTTOV10 所具有的一般功能外, RTTOV10 还具有很多的改进新特性, 充分了解这些新特性, 对于进一步改进同化系统会有很大的帮助。主要的新改进有: 对大气顶的一个订正处理, 即在代码中显式处理了大气层顶; 微波频段的新海面发射率 (FASTEM-4)^[63]; AMSU-A 和几个 SSM/IS 通道的塞曼效应参数化^[64]等。对于云水污染的微波资料, 本文主要考虑前两种新特性对我们一维同化系统的改进。

a) 应用新的微波发射率模式 FASTEM-4

由于陆地的下垫面比较复杂, 一般都是使用海洋上的微波资料进行处理, 这就不可避免需要快速的计算海面发射率的程序。微波频率所表示的亮度温度是一个表面发射率的函数。在大洋上, 发射率同时也被表面风速、风向、海水盐度以及海水温度影响。对于一个平静的水面, 可以在给出水电容率和局部入射角的情况下准确地计算出反射系数。当海面变得粗糙时, 对辐射的表面反射主要受不同尺度的海浪 (如重力波和表面张力波) 影响。当风速大于 4-7m/s 的时候, 会产生白浪, 导致海面白水沫层, 显然需要修订表面反射。海面发射率或发射率的快速计算的一种模式是快速微波发射率模式 (FASTEM), 用于遥感探测和资料同化^[65]。

FASTEM-3 主要用于 AMSU-A, AMSU-B 和 MHS 的晴空情况, FASTEM-2 主要用于微波传感器的全天候系统, 也包括 SSM/I 仪器。FASTEM-4 是最新的一个版本, 使用了一种新的电容率参数化, 是一种更宽频率、温度和盐度范围的拟合, 盐度在 FASTEM-4 中也可作为模式的输入变量。对于粗糙效应, FASTEM-4 的回归系数得自一个精确的双尺度发射率模式和一个完全地面粗糙度光谱模式^[66]。同时也修订了小尺度波浪效应的参数化。海水盐度是随着地理变化的, 变化范围大概是 25%到 40%之间, 在 FASTEM-4 中, 忽略了盐度的地理变化, 使用一个具有代表性的海水常量盐度 35%。对于陆面和海冰表面, 微波波长的表面发射率设置为一个近似的默认值 (陆地上为 0.98, 海冰表面为 0.99)。FASTEM-4 中表面发射率和反射率具体计算执行流程见 3.8。

表 3.8 FASTEM-4 计算表面发射率和反射率的流程

计算 FASTEM-4 发射率和反射率

算法输入: 频率、天顶角、温度 T 、盐度 S 、风速、透过率、相对方位角、电容率的系数数组 $coef(0:38)$

算法输出: 发射率、反射率

step 1: 声明包括电容率模式、菲涅耳反射率、小尺度、大尺度、透过率、方位角的各种局部变量;

- step 2: 使用 double-debye 公式进行电容率计算, 设置温度多项式的值, 温度转换为开尔文温度 T , S 是盐度。
- 如果盐度大于 0 (如海水), 进行如下步骤的电容率计算:
- 频率无穷大时的电容率: $einf = coef(0) + coef(1)T$
- 频率为 0 时的电容率:
- $$es = (coef(2) + coef(3)T + coef(4)T^2 + coef(5)T^3) \times (1 + coef(6)S + coef(7)S^2 + coef(8)TS)$$
- 中频时的电容率: $e1 = coef(9) + coef(10)T + coef(11)T^2$
- 松弛时间 τ_1 和 τ_2 分别为:
- $$\tau_1 = (coef(15) + coef(16)T + coef(17)T^2 + coef(18)T^3) \times (1 + coef(19)S + coef(20)ST + coef(21)ST^2)$$
- $$\tau_2 = (coef(22) + coef(23)T + coef(24)T^2 + coef(125)T^3) \times (1 + coef(26)S + coef(27)ST + coef(28)S^3)$$
- 设海水平均温度为 25°C , $\delta = 25 - T$
- $$\beta = coef(29) + coef(30)\delta + coef(31)\delta^2 + S(coef(32) + coef(33)\delta + coef(34)\delta^2)$$
- 粒子电导率为: $\partial = [S(coef(35) + coef(36)S + coef(37)S^2 + coef(38)S^3)] \exp(-\delta\beta)$
- 在海水中, 溶解的盐是很好的导体, 对电容率贡献了一个虚部:
- $$perm_imag = \frac{\partial}{2\pi * 0.9988419 * f} i, \quad f \text{ 是频率。}$$
- 从而, 计算出电容率 $\varepsilon = einf + \frac{es - e1}{1 + f\tau_1 i} + \frac{e1 - einf}{1 + f\tau_2 i} + perm_imag$
- 对于纯水或淡水, $S = 0$
- step 3: 计算菲涅耳反射率。
- $$\cos_z = \cos\left(\frac{Zenith_Angle * \pi}{180}\right), \quad z1 = \sqrt{\varepsilon - 1 + \cos_z^2}, \quad z2 = \varepsilon * \cos_z$$
- $$Rh = \frac{\cos_z - z1}{\cos_z + z1}, \quad Rv = \frac{z2 - z1}{z2 + z1}$$
- 水平极化反射率: $Fv = (real(Rv))^2 + (aimag(Rv))^2$
- 垂直极化反射率: $Fh = (real(Rh))^2 + (aimag(Rh))^2$
- 应用小尺度订正计算:
- 检测风速阈值和频率阈值。将低于 0.3m/s 的风速设置为 0.3m/s, 高于 35m/s 的风速设置为 35m/s; 将低于 1.4GHz 的通道设置为 1.4GHz, 高于 200GHz 的频率设置为 200GHz, 计算出小尺度的订正因子 $small_corr$, 分别乘以 Fv 和 Fh , 得到反射率 $RvSmall$ 和 $RhSmall$ 。
- 应用大尺度订正计算, 得到 $RvLarge$ 和 $RhLarge$ 。
- step 4: 计算白沫影响。当风速大于一定阈值的时候, 白沫 (水和空气的混合体) 会影响表面发射率, 白沫覆盖率为 $Foam_Cover = 7.75 \times 10^{-6} V^{3.231}$, V 是 10 米

海面风速，在此基础上，分别计算出白沫层的水平和垂直极化反射率 $Foam_Rh$ 和 $Foam_Rv$ ，表面发射率为：

$$Ev = (1 - Foam_Cover) * (1 - RvSmall + RvLarge) + Foam_Cover * (1 - Foam_Rv)$$

$$Eh = (1 - Foam_Cover) * (1 - RhSmall + RhLarge) + Foam_Cover * (1 - Foam_Rh)$$

这和以前的 FASTEM 版本中认为白沫发射率是一个常数的计算方法是不同的。

step 5: 进行订正各向异性下行辐射，得到反射率影响因子 $zreflmod_v$ 和 $zreflmod_h$ 。

step 6: 计算方位角分量，得到发射率分量 $Azimuth_Emi(1:4)$ ，

其中 $Azimuth_Emi(3)$ 和 $Azimuth_Emi(4)$ 是白沫效应对发射率的 Stokes 分量。

step 7: 计算出最终的表面发射率和反射率：

$$Ev = Ev + Azimuth_Emi(1), \quad Eh = Eh + Azimuth_Emi(2)$$

$$Reflectivity_v = zreflmod_v * (1 - Ev), \quad Reflectivity_h = zreflmod_h * (1 - Eh)$$

程序结束。

b) 对大气层顶的显式处理。

RTTOV10 显式处理大气顶的新特性用于光深参数化中的逐线计算。在旧的 RTTOV 版本中，假定标准的 44 层系数文件中有一个隐藏的等温层位于 RTTOV 最高层（通常是 0.1hPa）之上，顶层（0.005hPa）的处理隐含在代码中。自 RTTOV9 以来是在预报模式层上完成辐射传输计算，ECMWF 对 RTTOV 进行了一个局部订正，允许对高于 0.1hPa 的预报模式层的光学厚度有一个合理估计，以及预报模式温度用于高于 0.1hPa 的辐射传输积分源函数。因此，在预报模式最高层（0.01hPa）的以上位置假定了一个等温层。在 RTTOV10 中，最高 RTTOV 层在代码中做了显式的考虑，就像别的固定气压层一样处理。这将导致预报模式系统里的辐射传输积分有一个改变。现在将预报模式最高层到外空间的光学厚度设置为 0，实际上是将大气顶从 RTTOV 的隐式 0.005hPa 降低到了预报模式顶层的 0.01hPa。这将导致了 RTTOV 的输入廓线可以扩展一层到 0.005hPa，由原来的 43 层变到了 44 层。

3.4 背景场及误差处理

3.4.1 背景场及其误差协方差 \mathbf{B} 的准备

在通过目标函数进行极小化计算最优分析场的过程中，极小化受限于背景和观测误差协方差矩阵 \mathbf{B} 和 \mathbf{R} ，其中背景误差协方差阵 \mathbf{B} 是一个重要的变分分析的内容，因为通过这个矩阵，使观测信息垂直传播和分布，这种垂直分布通过垂直

相关性传送给反演和分析场，隐含在背景误差协方差 \mathbf{B} 中完成（ \mathbf{B} 的矩阵中的行有时候被成为结构函数）。如果背景误差不能在反演/分析场中明确，这将导致一个辐射率信息的完全歪曲，严重破坏分析场，甚至可能产生一个比背景状态还要大的误差。同时，偏远地区的 \mathbf{B} 矩阵的垂直相关非常重要，但可用于估计的资料却非常稀缺。实测资料不仅不能分辨出预报中的较小尺度系统，而且观测数量也不够多（特别是对中尺度研究），统计中可用的有效观测信息极其有限，完全的协方差矩阵 \mathbf{B} 实际上是不可得的。因此必须简化协方差矩阵并建立统计模式以确定背景误差的相关结构。

背景场协方差矩阵 \mathbf{B} ，一般通过统计得到，如果统计样本不够，也可以通过理论计算得到，本文就是通过后一种方法来实现的。假设背景场 \mathbf{x} 由三个变量（ t 、 q 、 o_3 ）组成，这三个变量是不相关的。则这三个变量都可以计算出相关矩阵 \mathbf{B}_t 、 \mathbf{B}_q 和 \mathbf{B}_{o_3} 。从而 \mathbf{B} 可以表示为一个分块的对角矩阵，如下：

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} \mathbf{B}_t & \mathbf{O} & \mathbf{O} \\ \mathbf{O} & \mathbf{B}_q & \mathbf{O} \\ \mathbf{O} & \mathbf{O} & \mathbf{B}_{o_3} \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

\mathbf{B}_t 、 \mathbf{B}_q 和 \mathbf{B}_{o_3} 分别表示这三个变量的垂直相关。由于相邻各层相关性比较大，这三个矩阵各自应该是带状的。

NMC 方法是统计背景场的一种方法。Parrish 和 Derber 提出的 NMC 方法^[67]被大多数业务中心使用，具体方法是假定不同预报长度的平均差对同一预报日期均有效，见公式 (3.15)。NMC 方法能反映预报误差，且能用来确定预报误差协方差统计量。主要优点是操作简单，计算代价小，缺点是需要 24-48 小时的预报，大于分析场中作为背景使用的短期预报。

$$\mathbf{B} = \partial [\mathbf{x}_f(48h) - \mathbf{x}_f(24h)] [\mathbf{x}_f(48h) - \mathbf{x}_f(24h)]^T \quad (3.15)$$

由于 NMC 的复杂性，我们在 1D-Var 中并未使用 NMC 方法，而是通过提出一种理论方法来进行计算。具体的我们首先判断对流层顶的位置，认为 35hPa 到 500hPa 之间的所有层温度最低的一层即为对流层顶 itrop 的位置。模式垂直层从上往下，如果小于 itrop 表示在对流层顶以上，大于 itrop 则为对流层顶以下。

对于云水污染的微波资料，我们对于背景场主要考虑大气中的云水和云冰量，具体表现为三个因子：云量（cloud cover）、液态水量（liquid water）和冰水量（ice water），背景场即为这三者的组合。计算公式为 (3.16)、(3.17)、(3.18)，其中， L 为模式层数为 91， k 为 1~ L 之间的任意垂直层：

对于云量（cloud cover）：

$$\mathbf{x}_b(k) = \begin{cases} 1.0 \times 10^{-4} & ;k > \text{itrop} \\ 0 & ;k < \text{itrop} \end{cases} \quad (3.16)$$

液态水量 (liquid water) :

$$\mathbf{x}_b(k+L) = \begin{cases} 2.0 \times 10^{-6} & ;k > \text{itrop}, \text{且温度} > 260\text{K} \\ 0 & ;k < \text{itrop}, \text{且温度} \leq 260\text{K} \end{cases} \quad (3.17)$$

冰水量 (ice water) :

$$\mathbf{x}_b(k+2L) = \begin{cases} 2.0 \times 10^{-6} & ;k > \text{itrop}, \text{且温度} < 274\text{K} \\ 0 & ;k < \text{itrop}, \text{且温度} \geq 274\text{K} \end{cases} \quad (3.18)$$

对于背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 的设计, 我们要考虑各层间的垂直相关性, 我们假定垂直相关矩阵要满足以下几个条件: 对流层顶以下各层和对流层以上的各层相互独立; 对流层顶以上各层之间相互独立; 对流层顶以下各层之间的相关性仅和气压差有关, 如果相关性低于 0.01 即设为 0; 在此基础上, 推导出空间相关矩阵 $SC (L \times L)$, 见 (3.19), 其中 L 是垂直层数, 设 i 和 j 是任意两层, p_i 和 p_j 分别是 i 和 j 层的气压

$$SC_{ij} = \begin{cases} 0 & ;i \text{和} j \text{均} < \text{itrop}, \text{且} i \neq j \\ 1 & ;i \text{和} j \text{均} < \text{itrop}, \text{且} i = j \\ 0 & ;i \text{和} j \text{一个在对流层顶以上, 一个在以下} \\ \exp(-((p_i - p_j)/100)^2) & ;i \text{和} j \text{均} > \text{itrop} \end{cases} \quad (3.19)$$

设置云量 (cloud cover)、液态水量 (liquid water) 和冰水量 (ice water) 的标准差 s_{cc} 、 s_{lw} 、 s_{iw} , 见 (3.20), 其中 F 是云凝结系数, 也称为尺度因子, 一般设置为 1.0×10^4 :

$$\begin{cases} F = 1.0 \times 10^4 \\ s_{cc} = 1.0 \\ s_{lw} = 1.0 \times 10^{-4} F \\ s_{iw} = 5.0 \times 10^{-5} F \end{cases} \quad (3.20)$$

在此基础上, 进一步假定不同变量之间不相关, 以及不同变量的空间相关仅由空间相关矩阵 SC_{ij} 决定, 从而最终设计的背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 为:

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} s_{cc}^2 SC & \mathbf{O} & \mathbf{O} \\ \mathbf{O} & s_{lw}^2 SC & \mathbf{O} \\ \mathbf{O} & \mathbf{O} & s_{iw}^2 SC \end{bmatrix} \quad (3.21)$$

3.4.2 观测误差协方差 \mathbf{R} 的处理

观测误差协方差矩阵 \mathbf{R} ，包括卫星探测仪器误差、探测资料代表性误差、插值误差和辐射传输模式误差等。一般假定所有的观测误差不相关，包括空间不相关和时间不相关，只考虑辐射传输模式误差，因此 \mathbf{R} 矩阵可以表达为 N 种观测误差方差组成的对角矩阵；

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & & & \\ & \ddots & & \\ & & \sigma_i^2 & \\ & & & \ddots \\ & & & & \sigma_N^2 \end{bmatrix} \quad (3.22)$$

对于 1D-Var，由于向量是一维的，观测误差协方差矩阵表示为：

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & \dots & 0 \\ & & \ddots & \\ 0 & 0 & \dots & 1 \end{bmatrix} \quad (3.23)$$

\mathbf{R} 是一个 $N \times N$ 维的矩阵， N 是观测变量的数目。

3.5 一维变分软件

1D-Var 的软件架构图 3.4，其中需要输入的数据包括：辐射率资料 \mathbf{y} 、廓线资料 \mathbf{x}_b 以及背景误差协方差 \mathbf{B} 、观测误差协方差 \mathbf{R} ，利用快速辐射传输模式 RTTOV10 和大尺度凝结方案、对流方案作为观测算子，经过一维变分极小化，得到温度和比湿增量，在此基础上积分出 TCWV，反映了大气的水汽分布状态，对传送进 4D-Var 系统中的 TCWV 假观测进行筛选使用，得到最接近大气实际状态的分析场。

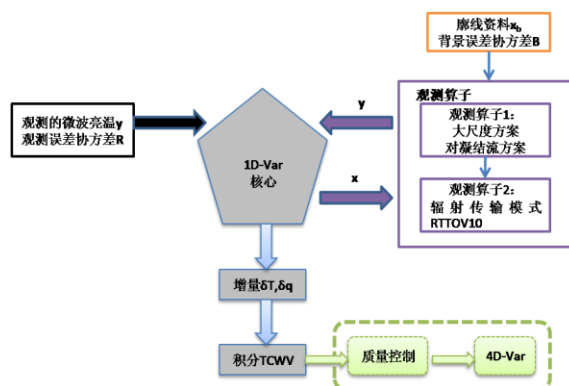


图 3.4 1D-Var 软件架构图

关于 1D-Var 具体算法的执行流程如表 3.9。

表 3.9 1D-Var 算法执行流程

<p>基于上述设计的背景场和 B 情况下的 1D-Var 算法</p> <p>算法输入：廓线变量，包括 RTTOV 气压层、预报模式层数、温度 T、地面温度 t、2 米风速、2 米比湿、比湿 q、比臭氧、云量、液态水量、冰水量等</p> <p>算法输出：云量 cc、液态水量 lwc 和冰水量 iwc 的廓线、背景场和分析场等</p> <p>step 1: 初始化 RTTOV，需要选择观测类型（1=辐射率，2=亮温），选择仪器类型（卫星平台，ID），选择通道，调用 <code>rttvi</code> 模块，对输入 <code>rttov</code> 的数据进行检测，返回一个 <code>flag (irre)</code>，如果 <code>irre</code> 不等于 0，则中断运行；否则进入到 step2；</p> <p>step 2: 读取廓线资料库，指定要处理的廓线号 <code>jatm</code>，然后对所有廓线进行循环计算 <code>iatmloop</code>，<code>itam=1</code>，如果当前廓线号 <code>iatm=jatm</code>，转到 step3 继续运行，否则 <code>cycle iatmloop</code>；</p> <p>step 3: 调用 <code>rttov</code> 插值模块 <code>rttov_intex</code>，将大气状态变量 T、q、臭氧等插值到 RTTOV 层上；将数据赋值到 RTTOV 数组中，使用 <code>rttovcld</code> 模块进行多云辐射传输计算，返回晴空辐射率 <code>ptb</code> 和多云辐射率或亮温 <code>ptbcld</code>、透过率、云发射率等；</p> <p>step 4: 进入估计对流层顶 <code>itrop</code> 的循环，如果该气压层位于 35hPa 和 500hPa 之间，并且该层温度为最低，则可判断该层即为对流层顶 <code>itrop</code>，结束循环，进入 step5；</p> <p>step 5: 进入计算第一猜值的循环，背景场共有三个变量：云量、液态水量和冰水量，云量设置为一个常数 $1.0e-04$；如果温度高于 260K，则液态水量设置为 $2.e-6$，否则为 0；如果温度小于 274K，冰水量为 $2.e-6$，否则为 0；赋值完毕，结束循环；然后进行观测变量 <code>pobs</code> 的赋值；</p> <p>step 6: 进行计算背景误差协方差的计算，首先进入空间相关矩阵计算的循环，随后进入计算背景误差协方差 B 的循环；设置观测误差协方差矩阵 R，设置为对角线上元素为 1.0，其它元素为 0.0 的对角矩阵；</p> <p>step 7: 计算背景误差协方差矩阵的特征值和特征向量并计算观测误差协方差矩阵的逆矩阵，用于 1D-Var 计算；</p> <p>step 8: 调用一维变分计算模块 <code>onedvar</code> 进行极小化计算，返回云量、液态水量、冰水量的分析，<code>iatm=iatm+1</code>，返回 step2 继续计算，直到 <code>iatm>100000</code>。</p>

主要的程序代码描述：

主程序：Main.f90（定义了所有的子程序需要的数组）。

核心代码包括三个 fortran 文件：

-onedvar_data.f90（包含 simul.f90 需要的所有变量的模块）

-onedvar.f90（描述子程序接口的模块）

-simul.f90（最小化计算目标函数值的模块）

观测算子（用于正向计算 $H(\mathbf{x})$ 和梯度 $\mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - H(\mathbf{x}))$ ）：

-obsop.f90（正向模式和 1D-Var 方案之间的接口）

-auxiliary.f90（被 obsop.f90 使用的一个模块，包含了正向模式所需的所有变

量)

极小化算法 M1QN3: src/mlqn3/*.f

R 的转置在 src/util/matinv.f90 中完成。

1D-Var 整个框架的数据流如下:

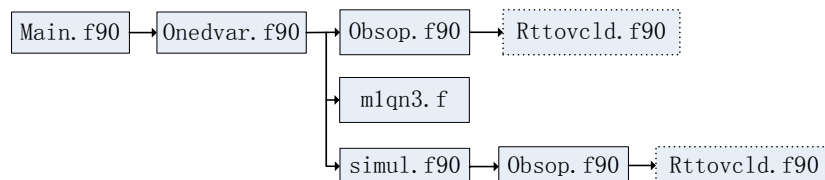


图 3.5 1D-Var 数据流

即: 当初始化之后, 主程序 **main** 调用一维变分接口 **onedvar**。**onedvar** 调用观测算子 **obsop**, 梯度计算 **simul** 和极小化计算 **mlqn3**。梯度计算 **simul** 同时也调用观测算子 **obsop**。观测算子 **obsop** 调用辐射传输计算 **rttovcld** 和 **rttovcldad**。**Simul** 也被极小化 **mlqn3** 模块调用。

3.6 一维变分同化实验与分析

为了更好的使 1D-Var 系统能够和 4D-Var 系统顺利对接, 以及更好的适用更多卫星资料类型, 1D-Var 的反演结果并不直接得到 TCWV 假观测, 而是得出了温度和水汽增量的廓线。一般忽略温度增量, 因为经验表明它们一般显著小于比湿增量。然后对比湿增量进行垂直积分得到总水汽柱 TCWV, 进而和其它观测类型一起同化到整个 4D-Var 系统中。

TCWV 的积分方程为:

$$\text{TCWV}_{obs} = \text{TCWV}_{bg} + \int_z \delta q_v dz \quad (3.24)$$

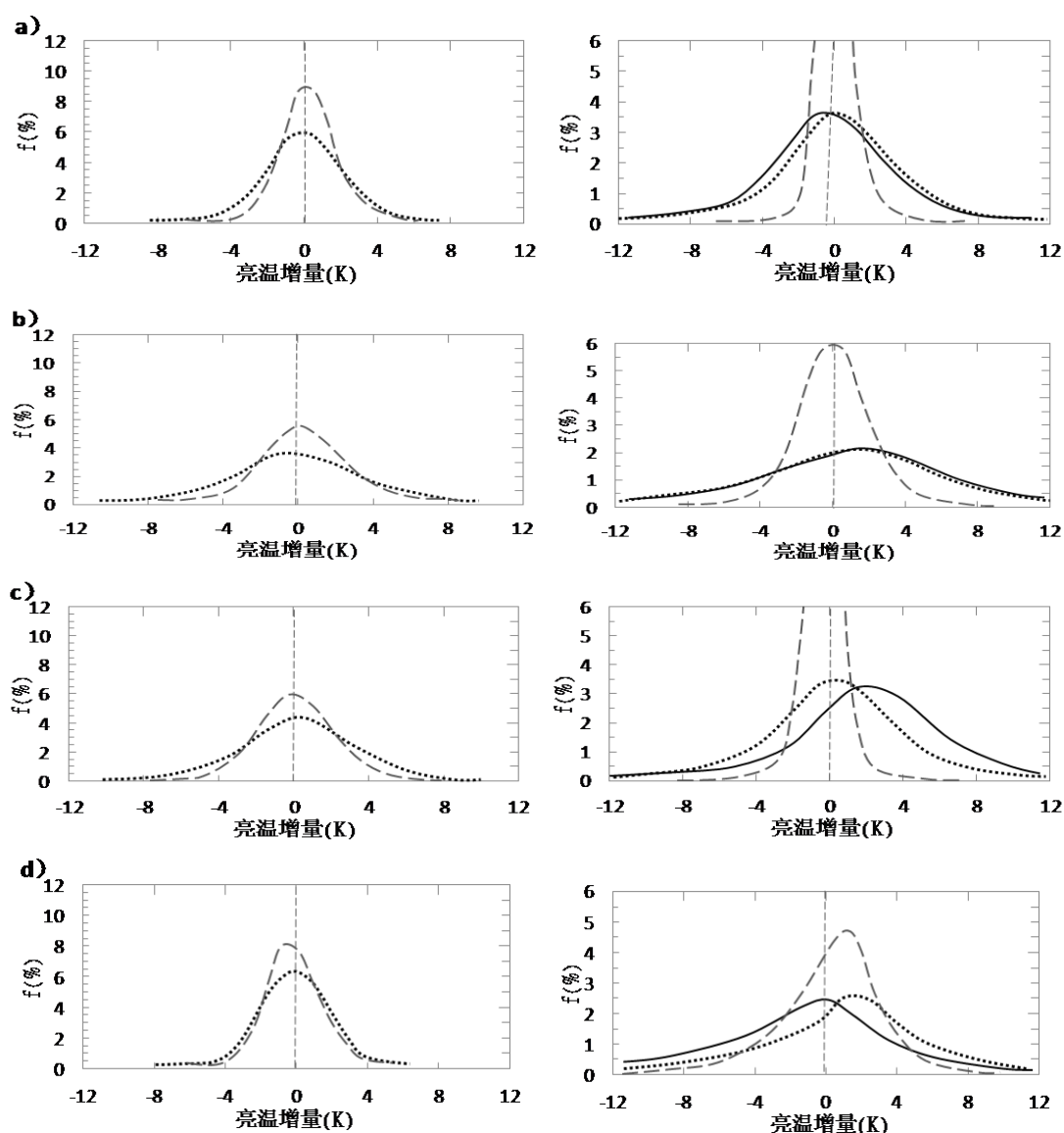
TCWV_{bg} 是背景 TCWV, 通过湿度资料的 6 小时的模式预报得到, δq_v 是 1D-Var 反演出的水汽增量, z 是从模式底部到顶层的海拔高度。

3.6.1 偏差订正统计及分析

首先对各个通道进行了偏差统计。使用的资料是我们从现有的 SSM/I 的 7 个通道的资料库进行取样, 由于各个资料库的大小不一, 统一取样为每个通道晴空、云水污染通道各 8000 条廓线, 运行 1D-Var 系统, 得到分析场亮温。统计量有: 第一猜值残差标准差 σ_{fg} , 第一猜值残差均值 Δfg , 分析残差标准差 σ_a , 分析残差均值 Δa , 取样大小 $n=8000$ 。结果见图 3.6 和表 3.10。

图 3.6 是 SSM/I 的 7 个通道的亮温增量频率分布图, 横坐标是亮温增量, 纵坐标是概率密度分布, 其中实线代表未订正的模式第一猜值与观测之间的亮温增

量，短划虚线代表分析值与观测之间的亮温增量，点线代表订正的模式第一猜值与观测之间的亮温增量，左列是晴空模拟，右列是云水模拟，从 a~g 图分别表示 SSM/I 的 7 个通道 19v、19h、22v、37v、37h、85v 和 85h。通过晴空与云水资料的偏差统计，显然 7 个通道的晴空订正要好于云水观测，19v、19h 和 22v 这三个低层通道的偏差修正的效果最好，基本符合高斯型状态，符合误差呈高斯型分布的假定。因此，这三个通道的资料得到的 TCWV 可以继续进入 4D-Var 同化，剩余四个通道 37v、37h、85v 和 85h 由于误差较大，订正效果很不理想，只能做诊断反演使用，如果真正想使用这 4 个通道，需要使用更多的限制条件去订正，目前没有进行这方面的研究。通常使用的一个方法是将它们四个的观测误差设置为一个绝对大的值（如 10000K），用以消除它们的影响。3 个低层通道的观测误差我们分别设置为 4K、6K 和 4K，既有仪器误差也有正向模式的误差，且后者占主要部分。



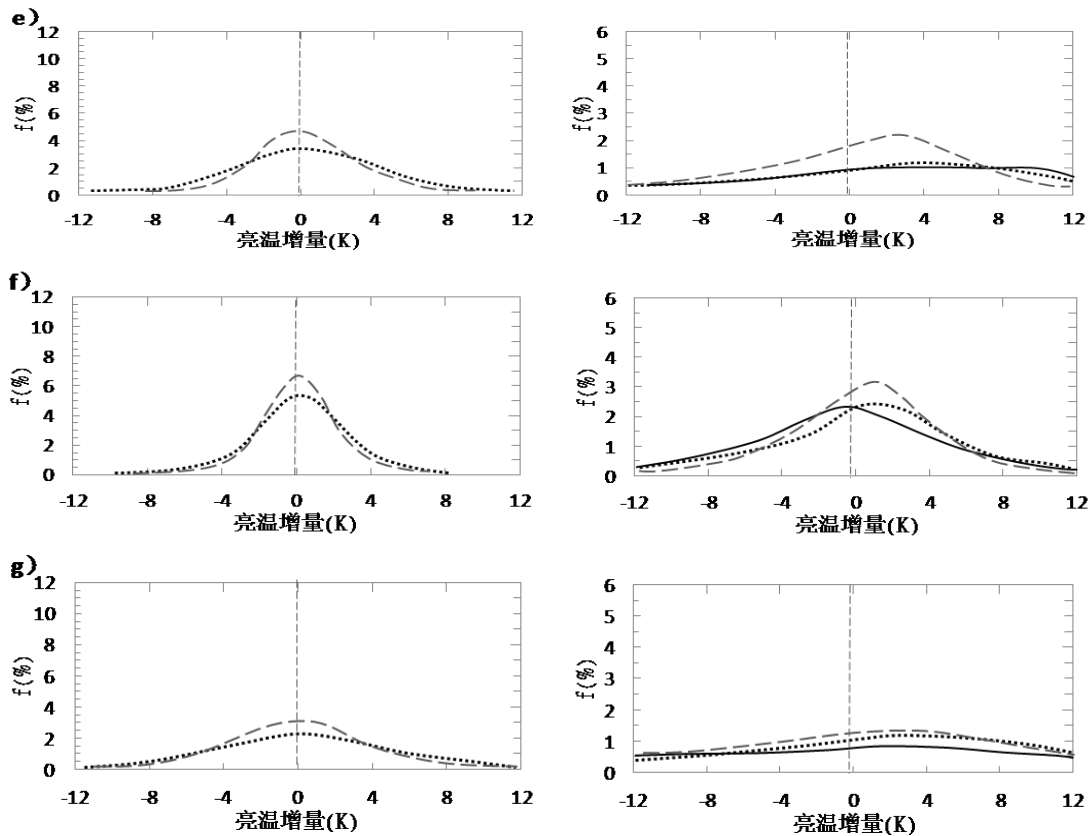


图 3.6 SSM/I 通道模拟分布图

表 3.10 第一猜值残差和分析残差统计

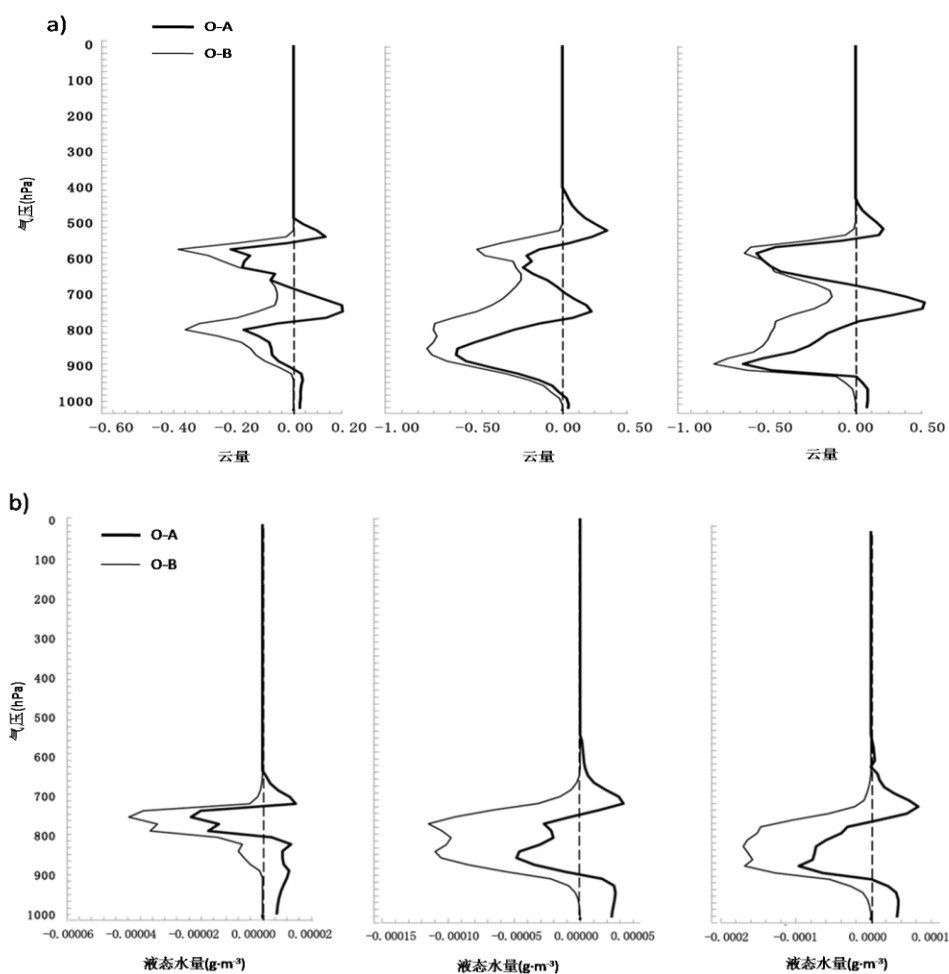
晴空资料	19v	19h	22v	37v	37h	85v	85h
σ_{fg}	1.82	3.11	2.75	1.61	3.14	2.10	4.69
Δfg	0.25	0.40	0.31	0.13	0.37	0.15	0.62
σ_a	1.36	1.93	1.97	1.31	2.56	2.38	4.09
Δa	0.15	0.38	0.30	0.13	0.20	0.14	0.58
观测误差	3.0	4.5	4.0	3.5	4.0	4.0	6.0
云水资料	19v	19h	22v	37v	37h	85v	85h
σ_{fg}	4.23	7.75	3.91	6.43	13.31	5.82	13.07
Δfg	0.33	0.56	0.59	0.40	0.83	0.57	0.14
σ_a	1.06	1.72	1.16	3.02	5.97	4.91	9.17
Δa	0.19	0.18	0.18	0.15	0.32	0.09	-0.29
观测误差	4.0	6.0	4.0	-	-	-	-

从表 3.10 中，我们可以看出云水污染的 SSM/I 辐射率的第一猜值残差标准差要比晴空的大 2~4 倍，原因是云水区需要更加复杂的观测算子，计算误差也就更

复杂，对比以往的研究经验，这个统计结果是合理的。无论是在晴空还是云水条件下，分析场都要好于第一猜值场，这也验证了分析场是最接近大气真实状态的变分同化理论。

3.6.2 背景场效果检验

在偏差订正统计的基础上，选取了 SSM/I 的三个低层通道 19v、19h、22v 的典型云水影响廓线进行了背景场的检验。从图 3.7 中可以看到，云量、液态水量、冰水量的分析残差($O-A$)变化都小于第一猜值残差($O-B$)。第一猜值残差只有负增量，说明我们过高估计了背景场，多云和降水包含太大的协方差。分析场的订正效果比较明显。云量最大偏差出现在 600-800hPa 之间，当为水云低云时，偏差最大。冰云由于分布较高，第一猜值和背景残差比较近似，直到 600hPa 以上差别才逐渐明显。



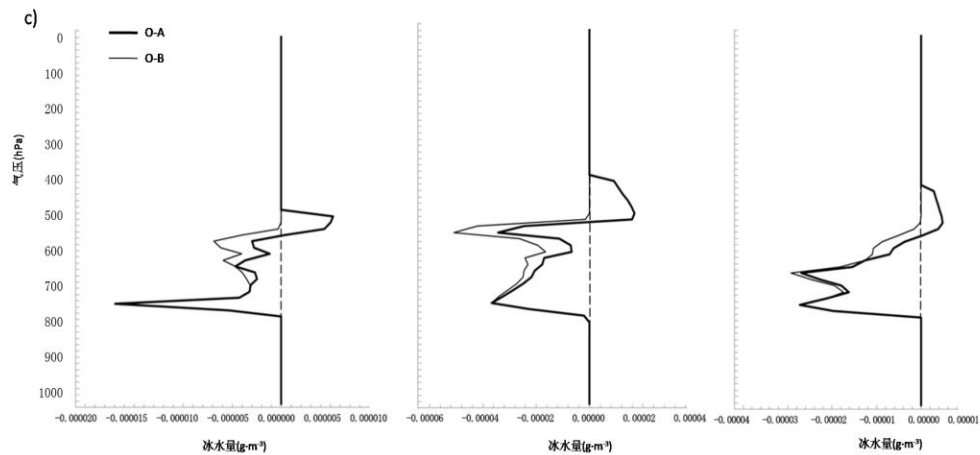
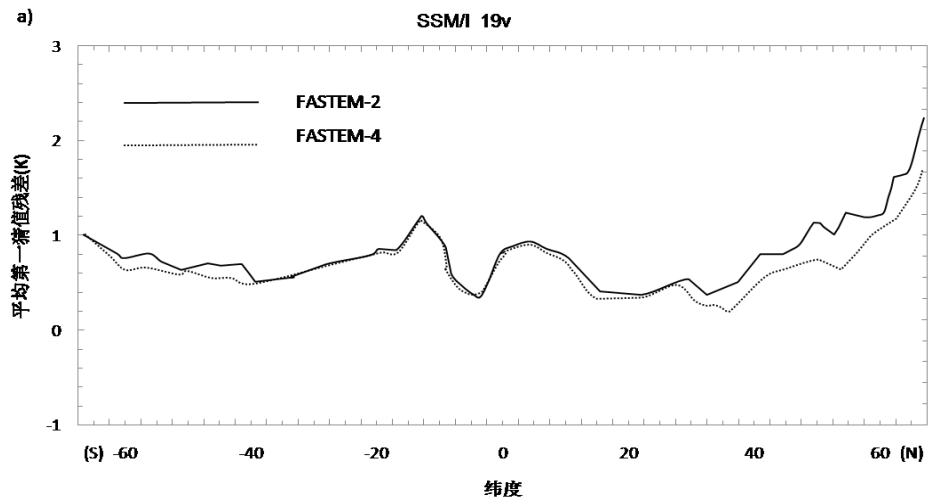


图 3.7 背景场第一猜值残差和分析残差

3.6.3 SSM/I 应用 RTTOV10 的效果分析

关于湿物理算子对云水区微波资料同化的影响，许多科研人员对这方面做了很深入的研究，本系统对这方面没有进行深入的研究。本文重点研究了观测算子中的辐射传输模式 RTTOV10 的应用对亮温模拟的影响。选取了资料库中全球范围内 SSM/I 的 19v、19h 和 22v 的这三个通道的廓线各 8000 条进行 RTTOV10 模拟。图 3.8 阐述了 SSM/I 的三个低层通道在 RTTOV10 中使用 FASTEM-4 和 FASTEM-2 平均第一猜值纬向分布。从三个图中，我们发现 FASTEM-4 辐射率模拟场的质量都要好于 FASTEM-2 的。通道 19v 的订正效果效果最好，对 22v 的效果最小。在高纬度地区变化更剧烈一些，订正效果也差一点。对 22v 更多的是负偏差订正。RTTOV10应用FASTEM-4的订正效果要好于FASTEM-2。大气层顶的显示处理隐含在了代码中进行测试。



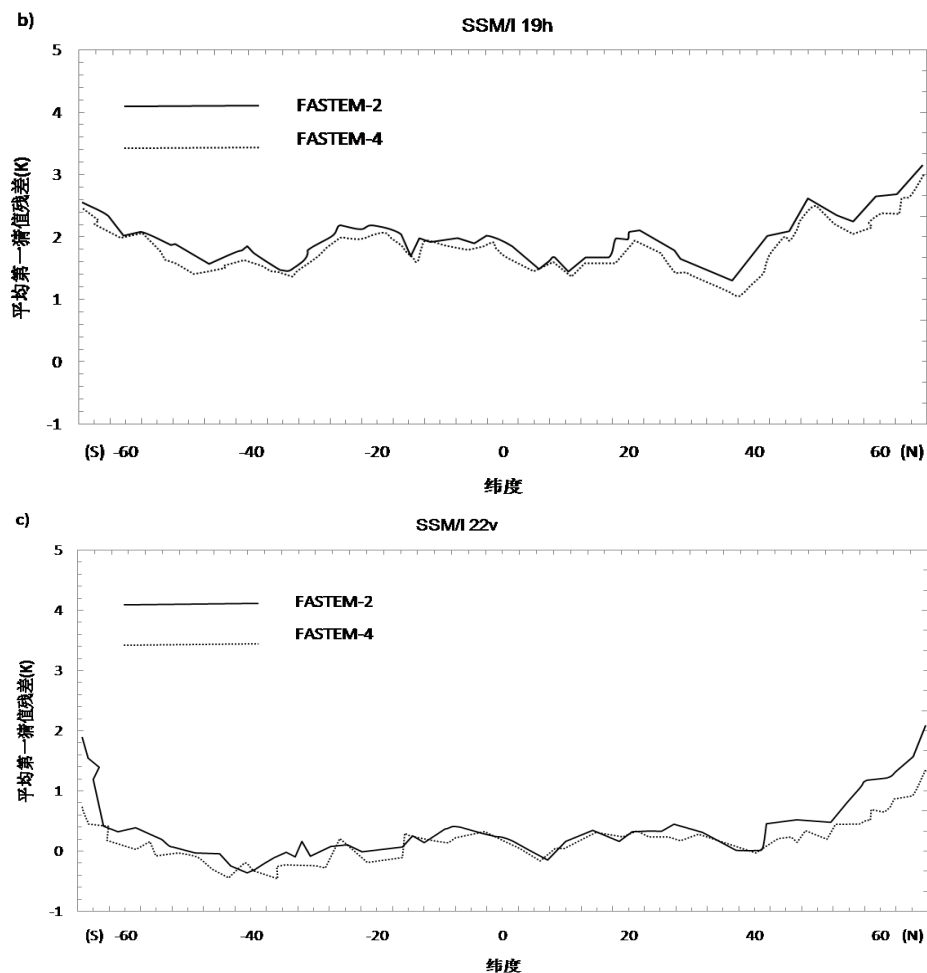


图 3.8 FASTEM-2 和 FASTEM-4 的 SSM/I 通道平均第一猜值残差纬向分布

3.6.4 一维变分反演 TCWV 的实验及分析

为了检验 1D-Var 反演的效果, 本文从资料库选取了全球云水污染的 19v、19h、22v 通道的各 8000 条廓线进行了 1D-Var 测试。云量、云水量和云冰量的背景场及其误差协方差如 3.4 节所述。将 TCWV 第一猜值残差的阈值设置为 50K, 如果大于这个阈值, 剔除该观测, 并在极小化之后进行质量控制检验。图 3.9 阐述了全球范围内成功进行 1D-Var 反演和筛选反演的比例纬向分布图。可以看到, 北半球的反演成功率要低一些, 减少的主要原因是 TCWV 增量受到的抑制加强了。TCWV 增量 (TCWV 反演减去模式第一猜值) 受到的抑制主要在北半球的海域附近, 这是由于海面温度降低, 大部分的降水结冰所致。约 15% 的剩余观测被剔除了, 剔除的原因主要是极小化失败了, 可能是由于内在的降水或多云的非线性, 导致观测算子描述湿物理过程出现偏差。但是对于这个比率, 认为是能接受的, 并且可以认为 1D-Var 的反演性能比较好。

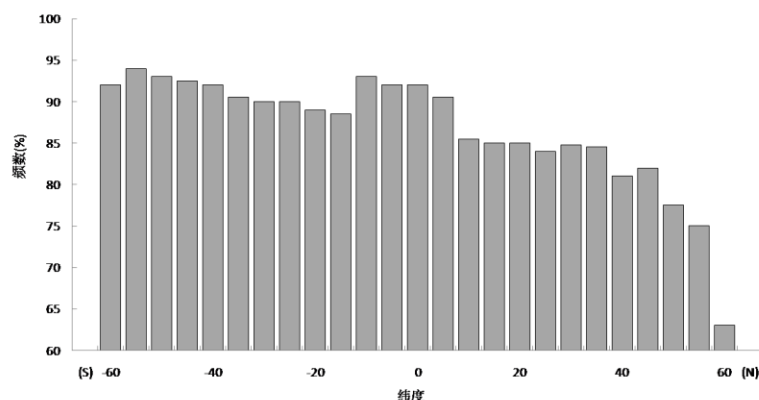


图 3.9 成功 1D-Var 反演的百分比的纬向分布

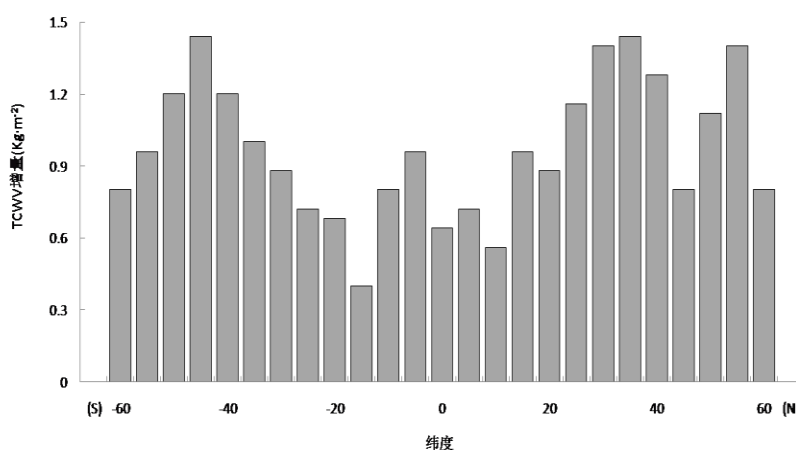


图 3.10 TCWV 增量的纬向分布

图 3.10 阐述了统计的 TCWV 增量的纬向分布，整体上呈现纬向对称分布，揭示了在亚热带等将降雨强度较大的地区有大的正的平均 TCWV 增量，对降水影响很小。北半球北部海域的 TCWV 平均增量较小，这是因为有很大的负 TCWV 增量的抵消。南半球的变化比较大，这是南半球由于大部分都是洋面，湿物理过程更加难以描述。

3.7 本章小结

本章首先提出了一维变分设计的算法和系统架构，设计了一个能同化云水污染的 SSM/I 观测的一维变分系统，并对其关键问题进行了处理。设计了一个良好的云量、液态水量、冰水量的背景场及背景误差协方差 \mathbf{B} ，这对接下来的反演工作至关重要。云水过程必然涉及了湿物理过程，并选取了比较前沿的大尺度凝结方案、对流参数化做为湿物理算子，这为云水信息顺利进入一维变分同化系统打下了坚实的基础。本章也研究了辐射传输模式 RTTOV10 作为观测算子的一部分对一维变分反演的影响，最后设计了实验对各个部分对一维变分系统的综合影响

进行了检验。实验表明：观测误差主要来自正向模式的计算，RTTOV10 的应用能改进海面的微波模拟。对 TCWV 的全球增量进行了统计，在亚热带等将降雨强度较大的地区有大的正的平均 TCWV 增量，北部沿海前沿有较大的负 TCWV 增量。一维变分的系统的反演整体上很成功，但是也有将近 15% 的 1D-Var 反演成功的剩余观测被剔除了，原因可能是由于大气中的水汽变化情况过于复杂，湿物理算子难以完全描述，这就要求了我们一方面加强预处理的检验，另一方面需找更为有效地极小化算法，从而达到改进同化系统的目的。

第四章 从 1D-Var 到 4D-Var 系统

4.1 4D-Var 算法分析

4.1.1 强约束 4D-Var 方法

无论是 1D-Var 还是 3D-Var，都默认观测算子 H 不包含时间，观测、分析和背景在同一时刻都是正确的。但是 1969 年 Thompson 等指出^[68]，必须要在整个时间序列的分析过程中保持变量的动力协调，至此四维变分资料同化的基本思想形成。四维变分资料同化(4D-Var)是三维变分资料同化(3D-Var)的推广，它可以使用一段时间内分布上的观测资料，是在一个时间段上做同化，但它和 1D/3D-Var 所采用的模型状态方程和观测投影算子都是相同的。

在 4D-Var 中，使用 l 作为一个一般的观测算子，实现将模式场从 t_0 时刻传送到观测发生变化的时刻、对这些传送场进行空间插值以及将模式变量转换为观测量。数值预报模式是第一步，模式是随着时间向前积分且预报模式没有逆矩阵，必须要保证观测在时间 $t_k \geq t_0$ 时有效，从而使用一个广义观测算子 l 代替 H ，得到 4D-Var 的目标函数：

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x})^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}) + \frac{1}{2}(\mathbf{y} - l(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - l(\mathbf{x})) \quad (4.1)$$

将一组观测作为一个观测的子向量 \mathbf{y}_k ，并且都在 t_k 时刻有效。假定观测误差时间不相关， \mathbf{R} 是一个块对角矩阵， \mathbf{R}_k 块对应子向量 \mathbf{y}_k 。目标函数可写为：

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x})^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}) + \frac{1}{2} \sum_{k=0}^K (\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}_k^{-1}(\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x})) \quad (4.2)$$

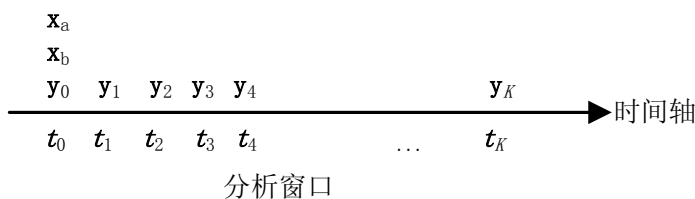


图 4.1 4D-Var 中的观测子向量随时间变化图

进一步假定每个广义观测算子可以写成如 (4.3) 形式， M_{t_0, t_k} 表示预报模式从时刻 t_0 到时刻 t_k 的积分， H_k 表示从模式变量到观测变量的空间插值和转换，功能和 1D-Var 算子类似：

$$l_k = H_k M_{t_0, t_k} \quad (4.3)$$

模式积分可以化成一个短积分序列的乘积，如 (4.4)：

$$M_{t_0, t_k} = M_{t_{k-1}, t_k} M_{t_{k-2}, t_{k-1}} \dots M_{t_1, t_2} M_{t_0, t_1} \quad (4.4)$$

因此, 由(4.3)和(4.4)式, 可得

$$l_k = H_k M_{t_0, t_k} = H_k M_{t_{k-1}, t_k} M_{t_{k-2}, t_{k-1}} \dots M_{t_1, t_2} M_{t_0, t_1} \quad (4.5)$$

定义 \mathbf{x}_0 为窗口启动时间的状态 (1D-Var 中我们直接定义的是 \mathbf{x}), \mathbf{x}_k 为 t_k 时刻的模式状态变量, 则:

$$\mathbf{x}_k = M_{t_0, t_k}(\mathbf{x}_0) = M_{t_{k-1}, t_k}(\mathbf{x}_{k-1}) \quad (4.6)$$

$$J(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_K) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0) + \frac{1}{2} \sum_{k=0}^K (\mathbf{y}_k - H_k(\mathbf{x}_k))^T \mathbf{R}_k^{-1}(\mathbf{y}_k - H_k(\mathbf{x}_k)) \quad (4.7)$$

可见, 引入向量 \mathbf{x}_k 之后, 将一个无约束极小化问题 (4.8) 转换到了一个强约束问题 (4.9):

$$\mathbf{x}_a = \arg \min_{\mathbf{x}} (J(\mathbf{x}_0)) \quad (4.8)$$

$$\mathbf{x}_a = \arg \min_{\mathbf{x}_0} (J(\mathbf{x}_0, \mathbf{x}_1, \dots, \mathbf{x}_K)) \quad (4.9)$$

对于强约束 4D-Var, 在整个推理过程中, 都需要假定广义观测算子 l_k 和模式是完美的。从目标函数 (4.7) 可见, 4D-Var 能决定分析窗口内的任意格点任意时刻的分析状态, 分析场对应预报模式的积分。

4.1.2 4D-Var 中目标函数和梯度的计算方法

不同的 4D-Var 观测算子会导致极小化方法也不同。为了实现目标函数极小化, 目标函数可以表达为一个 \mathbf{x}_0 的函数:

$$J(\mathbf{x}_0) = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0) + \frac{1}{2} \sum_{k=0}^K (\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}_0))^T \mathbf{R}_k^{-1}(\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}_0)) \quad (4.10)$$

目标函数的极小化过程中需要对模式重复积分, 一般使用下述算法去避免这个问题:

表 4.1 目标函数求解计算流程

1.	$J_b = \frac{1}{2}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0)$, 对 k 从 0 到 K 进行循环;
2.	$J = J_b + \frac{1}{2} \sum_{k=0}^K (\mathbf{y}_k - H_k(\mathbf{x}_k))^T \mathbf{R}_k^{-1}(\mathbf{y}_k - H_k(\mathbf{x}_k));$
3.	从而可得 $\mathbf{x}_{k+1} = M_{t_k, t_{k+1}}(\mathbf{x}_k)$

目标函数对 \mathbf{x}_0 求梯度:

$$\nabla J(\mathbf{x}_0) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0) + \sum_{k=0}^K \mathbf{L}_k^T \mathbf{R}_k^{-1}(\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}_0)) \quad (4.11)$$

其中 \mathbf{L}_k 即是 l_k 的 Jacobian 矩阵, 由(4.5)式, 得到 \mathbf{L}_k 的表达式:

$$\begin{aligned}\mathbf{L}_k &= \mathbf{H}_k \mathbf{M}_{t_{k-1}, t_k} \mathbf{M}_{t_{k-2}, t_{k-1}} \dots \mathbf{M}_{t_1, t_2} \mathbf{M}_{t_0, t_1} \\ \Rightarrow \mathbf{L}_k^T &= \mathbf{M}_{t_0, t_1}^T \mathbf{M}_{t_1, t_2}^T \dots \mathbf{M}_{t_{k-2}, t_{k-1}}^T \mathbf{M}_{t_{k-1}, t_k}^T \mathbf{H}_k^T\end{aligned}\quad (4.12)$$

对于(4.11)中的第二项，计算公式就化为：

$$\begin{aligned}\sum_{k=0}^K \mathbf{L}_k^T \mathbf{R}_k^T (\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}_0)) &= \mathbf{H}_0^T \mathbf{R}_0^{-1} (\mathbf{y}_0 - l_0(\mathbf{x}_0)) + \mathbf{M}_{t_0, t_1}^T [\mathbf{H}_1^T \mathbf{R}_1^{-1} (\mathbf{y}_1 - l_1(\mathbf{x}_0)) + \\ &\quad \mathbf{M}_{t_1, t_2}^T [\mathbf{H}_2^T \mathbf{R}_2^{-1} (\mathbf{y}_2 - l_2(\mathbf{x}_0)) + \mathbf{M}_{t_2, t_3}^T [\dots + \\ &\quad \mathbf{M}_{t_{k-1}, t_k}^T \mathbf{H}_K^T \mathbf{R}_K^{-1} (\mathbf{y}_K - l_K(\mathbf{x}_0))] \dots]]\end{aligned}\quad (4.13)$$

目标函数求梯度算法见表 4.2。

表 4.2 目标函数求梯度计算流程

<p>1. 设 $\nabla J = 0$，对 $k=K, K-1, \dots, 1$ 进行循环</p> $\nabla J = \nabla J + \mathbf{H}_k^T \mathbf{R}_k^{-1} (\mathbf{y}_k - l_k(\mathbf{x}_k))$ $\nabla J = \mathbf{M}_{t_{k-1}, t_k}^T \nabla J$ <p>2. 最后加上 t_0 时刻的观测贡献，以及背景项贡献：</p> $\nabla J = \nabla J + \mathbf{H}_0^T (\mathbf{y}_0 - l_0(\mathbf{x}_0)) + \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_0)$

每次 $\mathbf{M}_{t_{k-1}, t_k}^T$ 迭代对应伴随模式的一次时间步。伴随模式是随着时间后向积分的，即启动于 t_k ，结束于 t_0 。

4.1.3 增量方法

如上所述，对 4D-Var 目标函数和梯度的求解算法，可以从预报模式积分和伴随模式积分的代价来评估。伴随模式的代价一般是正向模式的 3 倍，使用上述方法的计算依然十分昂贵。为了减小 4D-Var 的计算代价，一般使用增量算法进行计算，即通过减小模式的分辨率来减小计算代价，主要思想是将分析增量看作是模式初始状态的一个扰动，在低分辨率（内循环）下计算分析增量，然后转换为高分辨率分析场（外循环）。

引入一个线性化状态 \mathbf{x}^m ， \mathbf{x} 可写为：

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}^m + \delta \mathbf{x}^m \quad (4.14)$$

目标函数可以表达为增量项 $\delta \mathbf{x}^m$ ，可以近似为一个二次函数：

$$J(\delta \mathbf{x}^m) = \frac{1}{2} (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}^m - \delta \mathbf{x}^m)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}^m - \delta \mathbf{x}^m) + \frac{1}{2} (\mathbf{d}^m - \mathbf{L} \delta \mathbf{x}^m)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{d}^m - \mathbf{L} \delta \mathbf{x}^m) \quad (4.15)$$

其中 $\mathbf{d}^m = \mathbf{y} - l(\mathbf{x}^m)$ 。

增量方法将 J 的极小化看做是二次方程问题的一个序列进行求解，具体算法如下：

表 4.3 增量方法极小化计算流程

1.	迭代 $m=0,1,\dots$ 直到收敛
2.	极小化二次目标函数 $J(\delta \mathbf{x}^m)$
3.	$\mathbf{x}^{m+1} = \mathbf{x}^m + \delta \mathbf{x}^m$

在这个公式中，如果极小化收敛，将会收敛到原始问题的解，增量方法的计算过程见图 4.2^[69]。

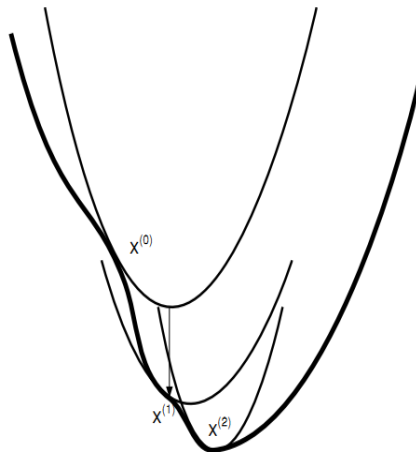


图 4.2 增量方法计算示意图

为了减少分析的计算代价，需要做进一步的近似，即在一个更低的分辨率下计算二次目标函数：

$$J(\delta \tilde{\mathbf{x}}^m) = \frac{1}{2}(\tilde{\mathbf{x}}_b - \tilde{\mathbf{x}}^m - \delta \tilde{\mathbf{x}}^m)^T \tilde{\mathbf{B}}^{-1}(\tilde{\mathbf{x}}_b - \tilde{\mathbf{x}}^m - \delta \tilde{\mathbf{x}}^m) + \frac{1}{2}(\mathbf{d}^m - \tilde{\mathbf{L}}\delta \tilde{\mathbf{x}}^m)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{d}^m - \tilde{\mathbf{L}}\delta \tilde{\mathbf{x}}^m) \quad (4.16)$$

其中“~”代表低分辨率，其中 $\tilde{\mathbf{x}}_b$ 等其它变量从对应的完全分辨率场进行插值。二次目标函数用这种方法，那么 4D-Var 将不再将收敛到原始问题的解。分析增量在较小的分辨率上进行计算，而且必须要插值到高分辨率的模式格点上。其中 $\mathbf{d}^m = \mathbf{y} - l(\mathbf{x}^m)$ 依然使用完全分辨率上的 l 和 \mathbf{x}^m ，这代表观测要一直和完全分辨率线性化状态去比较。减少的分辨率观测算子只用于增量： $\tilde{\mathbf{L}}\delta \tilde{\mathbf{x}}^m$ 。

通常使用初估场的线性状态，即 $\mathbf{x} = \mathbf{x}_b + \delta \mathbf{x}$ ，其中 \mathbf{x}_b 为背景状态， $\delta \mathbf{x}$ 称为分析增量，此时 $\mathbf{d} = \mathbf{y} - l(\mathbf{x}_b)$ 称为更新向量。增量方法内循环时的分辨率较低，很好的降低了最优化迭代的计算量，节省了计算时间，为四维变分同化业务化打下了基础。

4.2 四维变分同化（4D-Var）系统流程

4.2.1 增量方法的 1D+4D-Var 系统的算法实现

1D+4D-Var 系统中四维变分同化分为外循环和内循环两个部分。外循环在(高分辨率非线性模式的谱截断波数)分辨率下进行, 主要由模式轨迹计算和更新向量计算两部分组成, 模式轨迹计算直接采用非线性完全模式, 更新向量是在与非线性模式相同的分辨率下进行计算。内循环完成最优化算法的迭代计算, 主要由四维变分框架、切线性/伴随模式组成, 内循环迭代在较低分辨率下进行, 采用 12 小时连续模式状态 (“轨迹”) 附近进行线性化的切线性模式的伴随模式计算目标函数的梯度, 极小化算法采用共轭梯度法。最内层循环低分辨率的迭代能够为较高分辨率 T255 的迭代提供有效的预处理, 以减少迭代的次数。内循环的模式轨迹由最高分辨率模式轨迹插值得到, 表 4.4 和图 4.3 分别阐述了增量方法的 4D-Var 具体计算执行步骤和使用增量方法的 4D-Var 的计算流程图, 。

表 4.4 增量方法 4D-Var 系统计算执行流程

- | |
|---|
| <p>step 1. 在高分辨率模式下, 进行模式向前积分, 得到各时刻 t_i 处的模式状态预报量 \mathbf{x}_i^{n-1}, 并计算更新向量 \mathbf{d}_i^{n-1} ($i=1, \dots, K$), 这一流程称为外循环; 上标 n-1 代表 n-1 次迭代得到的分析值;</p> <p>step 2. 引入控制变换 $\delta \mathbf{x}^n = U \mathbf{v}^n = U_v U_h U_p \mathbf{v}^n$, 其中 \mathbf{v}^n 是控制变量, 并将其转化为 t_0 时刻的分析增量 $\delta \mathbf{x}_0^n$, 在此基础上, 利用切线性模式进行积分 (t_0, t_i), 得到 t_i 时刻的分析增量;</p> <p>step 3. 使用观测算子将分析增量进行转换, 得到观测等价量 $\mathbf{H}_i \mathbf{M}_{t_0, t_i} U \mathbf{v}^n$ ($i=1, \dots, K$) 结合 step1 中得到的更新向量 \mathbf{d}_i^{n-1}, 计算观测空间 $\mathbf{O}-\mathbf{B}$ 向量: $\mathbf{O}_i^{-1} [\mathbf{H}_i \mathbf{M}_{t_0, t_i} U \mathbf{v}^n + \mathbf{d}_i^{n-1}]$ ($i=1, \dots, K$), 然后利用观测伴随算子将其转换为分析空间的分析残差: $\mathbf{F}_i^n = \mathbf{H}_i^T \mathbf{O}_i^{-1} [\mathbf{H}_i \mathbf{M}_{t_0, t_i} U \mathbf{v}^n + \mathbf{d}_i^{n-1}]$ ($i=1, \dots, K$), 另外控制变量的目标函数值 $J(\mathbf{v}^n)$, 也可以在这一流程内计算出来;</p> <p>step 4. 将分析残差输入伴随模式, 向后积分, 进而计算 $\nabla_v J(\mathbf{v})$;</p> <p>step 5. 利用最优化算法 (拟牛顿方法) 计算出新的控制变量 \mathbf{v}^n, 进行收敛性判断, 如果不满足, 转到 step2 继续内循环迭代。否则, 使用新的控制变量更新非线性正模式新的初始场, 若满足外循环条件, 则整个计算过程结束。</p> <p>step 6. 转到 step 1, $n = n + 1$, 在同化窗口内积分非线性正模式。</p> |
|---|

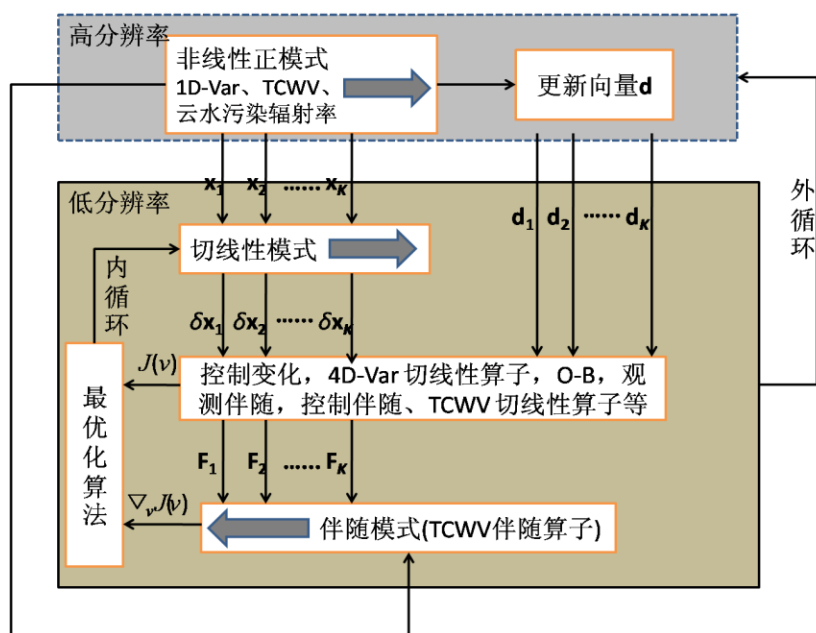


图 4.3 4D-Var 系统流程图

4.2.2 四维变分系统（4D-Var）系统的处理

4.2.1.1 观测处理和质量控制

TCWV观测是从成功的反演中计算出来的，然后传送给4D-Var系统和其它观测一起进行同化，从而得到最接近大气真实状态的分析场。在4D-Var中，观测在约50km×50km区域的箱体内进行稀疏化，每个箱体只允许有一个观测。在4D-Var中，观测也要进行变分质量控制，如果观测远离第一猜值，则剔除该观测，距离阈值仍然设置为7km。

4.2.1.2 TCWV 观测算子的设计

TCWV传送到4D-Var系统中，首要的任务就是设计一个适合其的观测算子，由于TCWV来源于水汽增量，可以考虑类似的水汽观测算子的形式进行设计TCWV算子。

4D-Var中的新观测TCWV的引入，使目标函数增加了一个约束项 $J_{SSM/I}^O$ ：

$$J_{SSM/I}^O = \frac{1}{2} \sum_i^n \frac{(y^{\text{mod}} - y^0)^2}{\sigma_0^2} \quad (4.19)$$

其中， y^0 是SSM/I的TCWV观测， σ_0^2 是它的相关误差， y^{mod} 是观测时刻 t_i 的模式预报状态映射到观测空间的模拟量。模式算子将模式变量转换为TCWV。

4D-Var系统处理1D-Var的TCWV反演的方式和其它观测相似。这就意味着TCWV也是在单层上进行处理进行筛选、算子计算等。其中资料筛选的工作在

1D-Var 内就已经完成了。

我们最终要将 TCWV 插值到观测层上进行计算，引入一个层含水量的定义 PWC_k ，表示每一层的水汽含量，单位为 $kg \cdot m^{-2}$ ，TCWV 就是层含水量 PWC_k 从大气顶层到底层的一个垂直积分，PWC 的计算公式为从模式顶层开始的一个垂直和：

$$PWC = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^k q_i (p_i - p_{i-1}) \quad (4.20)$$

g 是重力常数，然后使用一个 $\ln p$ 的线性插值到需要的观测气压层上。在模式顶层之上 PWC 设为 0，模式地形之下的 PWC 为外插得到，设 $q = q_i$ 是一个常数。

由于 4D-Var 中要使用其它的观测资料，这就会导致模式空间和观测空间不了一一对应，必须要进行空间插值和运算，需要引入空间插值算子。本文空间插值算子在水平方向为双线性插值算子，在垂直方向对温度和湿度观测使用对数线性插值算子，对风速观测使用线性插值算子。我们继续使用快速辐射传输模式 RTTOV10 进行辐射率的计算。

4.2.1.3 误差的处理

a) 背景误差的处理

4D-Var 中，云和降水变量的 \mathbf{B} 和 \mathbf{R} 更加复杂，因为它们的误差分布往往不服从高斯型。从 1D-Var 反演获得的 TCWV 增量也是通过局部背景误差协方差矩阵垂直分布。在 4D-Var 中，我们假设各模式变量相互独立，使用 NMC 法计算预报误差方差，统计模式计算格点预报误差之间的相关系数，从而得到背景误差协方差矩阵 \mathbf{B} 。

b) 观测误差的处理

尽管 1D-Var 反演出了水汽、温度、云和降水的垂直廓线，但是只有 TCWV 假观测被送进了 4D-Var。假观测 TCWV 的值来源于 1D-Var 的反演，因此，观测误差对应于 1D-Var 的反演误差，而 1D-Var 的反演误差又取决于 1D-Var 中的控制向量的背景误差，辐射率的观测误差以及观测算子误差等。因为 TCWV 观测并不是真正的观测，而是从 1D-Var 反演出来的，且被 TCWV 第一猜值约束。假定线性和算子无误差的情况下，观测操作误差可以从空间偏差协方差数据中衍生出，1D-Var 分析场误差协方差 \mathbf{A} 矩阵可直接由反问题的最大得到解：

$$\mathbf{A}^{-1} = \mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} \quad (4.21)$$

其中， \mathbf{B} 是水汽背景误差协方差矩阵， \mathbf{R} 是观测误差协方差矩阵（包括观测资料误差和算子误差）， \mathbf{H} 是关于水汽的 Jacobian 矩阵。

TCWV 的误差标准差计算公式为：

$$\sigma_{A,TCWV} = \frac{1}{g} (\Delta \mathbf{p}^T \mathbf{A} \Delta \mathbf{p}) \quad (4.20)$$

其中， $\Delta \mathbf{p}$ 是相邻界面层的压力差向量。

4.3 1D+4D-Var 实验与分析

目前的同化系统可以产生常规全球分析和 10 天预报，这个系统基于半拉格朗日，谱模式的大气模式。在当前业务循环中，模式从地面到 80km 高度垂直有 91 层，水平分辨率对应为 25km。使用四维变分同化的方法每日产生两次风、温度、地面气压、湿度和臭氧的全球分析，使用交互的 6 小时和 12 小时时间窗口。分析包含原始常规资料、极轨卫星辐射率、静止卫星辐射率、从散射仪卫星导出大气运动向量和地面风。

为了评估使用 SSM/I 的 1D-Var 反演的 TCWV 送入 4D-Var 系统之后的影响分析效果，做了两组同化实验，时间长度为 2005.7.1-7.31，同化循环实验有两个类型，一个是没有使用 SSM/I 资料（称为控制实验），另一个是添加了 SSM/I 的 1D-Var TCWV 资料（称为 RAIN 实验）。常规背景资料来自同化期开始之前 6 小时的业务运行。从 12UTC 分析场每天运行 10 天预报。两种实验使用同一初始资料，保证了第一猜值在同化的开始时刻是相同的。

图 4.4 阐述了 2005.7.1-7.31 时段的控制实验和 RAIN 实验中，全球区域、北半球、热带和南半球的 TCWV 的第一猜值和分析值的时间变化序列，两个实验在前 2~3 天左右水汽变化比较大，特别是热带比较明显，这可能是由于对同化系统的初始调整造成的。TCWV 的分析值和第一猜值之间的差异说明了该资料对同化的影响。在各个地区的两种实验大致趋势相似，但是变化强度有所不同，南半球部分地区的 TCWV 增量在控制实验中呈现负值，但是在 RAIN 实验中得到了订正。TCWV 分析和第一猜值之间的水汽丢失，可以认为是降水造成的。RAIN 实验在全球范围内有一个正的 TCWV 增量，特别是在热带地区。随着时间长度的增加，两种实验都出现了噪声变大的现象，TCWV 相对增量在南半球变化最大，也代表有更多的噪声，这可能是由于大尺度非绝热过程的活跃所引起的。控制实验中，热带大气有一个增湿的趋势，南半球趋向于干燥趋势。全球的 TCWV 统计显示了 $0.28 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的平均第一猜值残差，北半球的为 $0.15 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，热带为 $0.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，南半球为 $0.21 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。TCWV 平均分析残差为 $0.11 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，北半球为 $0.04 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，热带为 $0.21 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ，南半球为 $0.07 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 的分析残差。

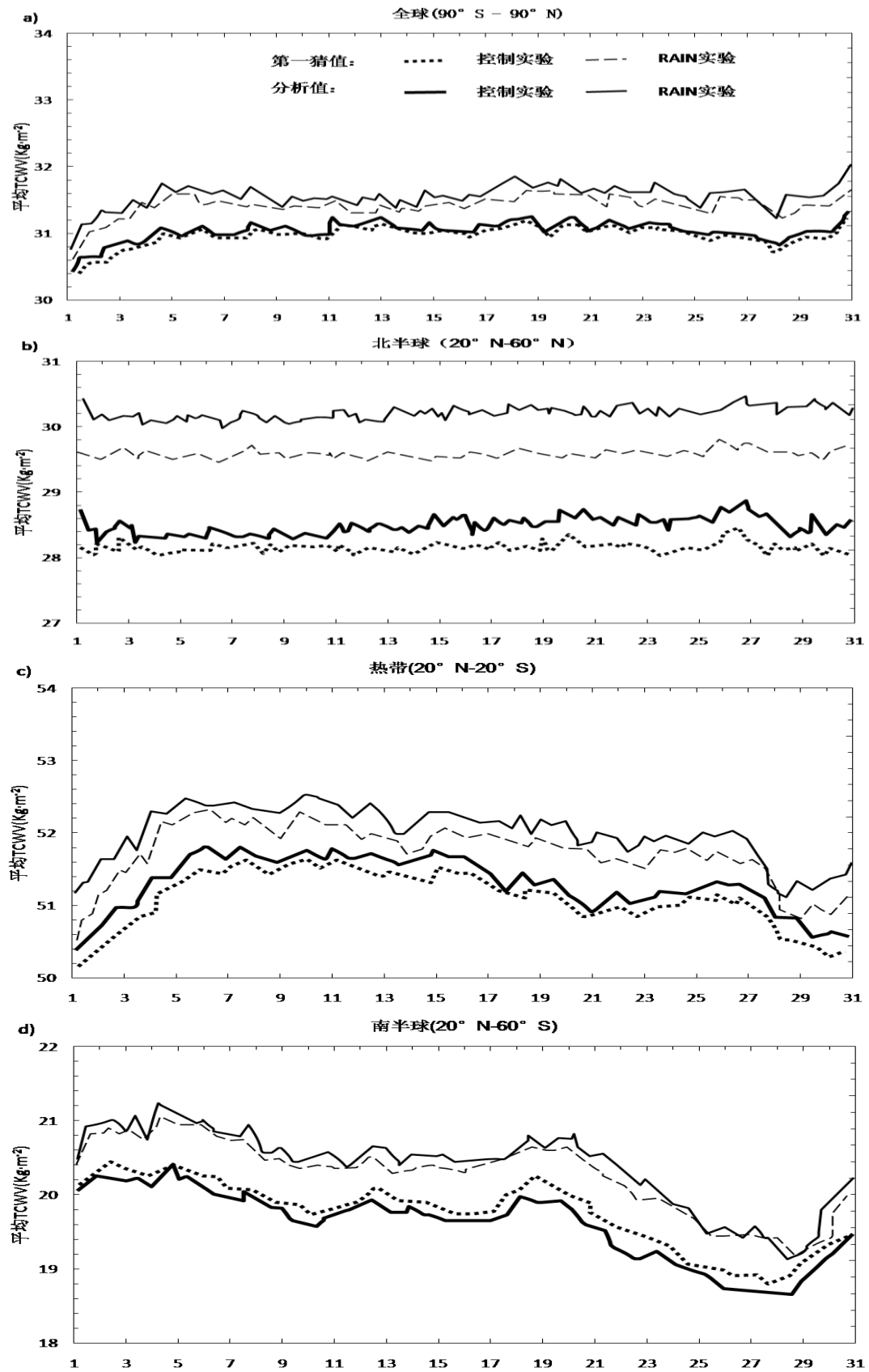


图 4.4 TCWV 第一猜值和分析场的时间变化序列

另外,对 RAIN 实验中 TCWV 的 1D-Var 和 4D-Var 的平均增量做统计,1D-Var 增量基本上全部来自 SSM/I 观测。4D-Var 增量不仅来自 TCWV 假观测,而且来自系统中其它同化的观测。如果 1D-Var 增量和 4D-Var 中的增量保持一致,说明 TCWV 来自两个系统的共同作用。如果 1D-Var 的反演信息在 4D-Var 中被忽略了,那么 1D-Var 增量和 4D-Var 中的增量就会不一致。1D-Var 和 4D-Var 的 TCWV 分析增量的相关系数为 0.962,1D-Var 和 4D-Var 的 TCWV 第一猜值增量的相关系数为 0.902,可以看到 TCWV 的 1D-Var 增量和 4D-Var 增量强相关,而且分析场要明显好于第一猜值场的相关性,这充分说明 1D+4D-Var 系统运行很好。另外由于降水和云信息目前还很难直接传送到 4D-Var 系统中,只能通过湿物理算子的伴随传送给 1D-Var 的水汽反演,这也导致了一些点的分布不太理想。

4.4 本章小结

本章在一维变分系统反演出来的 TCWV 假观测的基础上,设计了能同化 TCWV 量的增量方法的 4D-Var 系统,这个系统的关键是设计一个 TCWV 观测算子,在 TCWV 量进入 4D-Var 系统之前,仍然有大量的工作需要去做,如观测资料的处理和质量控制、背景误差的统计,观测误差的计算等,最后设计了一组实验检验了整个一维+四维变分同化系统的性能。发现使用 1D-Var 反演处理的 TCWV 的实验效果要明显好于控制实验的结果,即 TCWV 量的引入对云水区的信息起到了很好的订正作用,也间接说明了观测算子、辐射偏差订正和 1D-Var 反演性能良好和稳定,TCWV 的 1D-Var 增量和 4D-Var 增量强相关,也表明了 1D+4D-Var 的系统运转良好。

云和降水区的信息要完全描述出来,需要很多复杂的参数,本文只是使用了水汽相关的一些参数进行了同化研究,只是最大化应用了云水区的 TCWV 信息到我们的系统中,取得了明显的同化效果,但是还不能认为是一个完全的云水微波资料同化系统,需要以后进一步的进行改进。

结 束 语

本文首先从微波遥感的特点以及变分同化技术的原理开始,详细介绍了关于卫星微波资料同化技术所面临的困难以及需要解决的关键技术,认真研究了1D+4D-Var两步法的基本原理,并将其用于云水污染SSM/I资料的同化研究。一维变分同化系统起到了承上启下的作用,是整个同化系统的基础,本文重点对其进行了研究。由于TCWV并不是大气的实际观测量,但是可以通过水汽等信息积分计算出来,因此,我们的一维变分同化系统只计划反演出温度、比湿、云水量、云冰量、降水、降雪以及近地面风速等。水汽变量从1D-Var到4D-Var中的只有总水汽柱信息(TCWV)被传送,在4D-Var中作为一种假观测使用。良好的背景场是变分资料同化系统启动的关键因素,针对云水影响微波资料的特点,在云水场的统计分析基础上,通过提出一种理论的方法设计了背景场及背景误差协方差,相对于复杂的NMC统计背景误差协方差的方法,提高了一维变分反演的速度。实验表明,云量、液态水量和冰水量的第一猜值残差和分析残差是稳定的,这说明设计的背景场状态合适的。

其次,观测算子中加入了最新的辐射传输模式RTTOV10,并检验了RTTOV10的新特性对于SSM/I通道模拟的影响,发现RTTOV10模拟微波遥感要好于以前的辐射传输模式版本。对于制约1D-Var运算速度的极小化算法,由于时间原因,没有自己编写相应的代码,直接应用了ECMWF的M1QN3.3软件包。对于这样会如何提高系统的运行速度,也没有进行测试,但是极小化完成之后,约15%的剩余观测在质量控制检验中被剔除,这很可能和极小化算法有关,但是这个比例在目前是可以接受的,仍然可以认为1D-Var系统反演性能比较好。

最后,在一维变分反演出的TCWV的基础上,结合增量方法的4D-Var理念,设计了一个能同化TCWV假观测的四维变分系统,并需要对1D-Var同化得出的TCWV资料进行后处理,四维变分系统的关键是设计一个能处理TCWV量的观测算子,最后通过实验,检验了这个系统的性能,1D+4D-Var方法对云水污染的SSM/I资料同化的效果比较明显,对所有区域和气压层都是十分有益的,都有不同程度的改进,不仅对直接的观测水汽场有益,而且对动力场的变化还有影响。这对我们将来加入其它的微波降水资料(如TMI,TRMM等)进行同化具有很好的参考价值。

相比于其它的云水微波资料同化技术,1D+4D-Var的优势在于1D-Var反演比4D-Var分析能更好地处理湿物理和辐射传输等非线性问题,能使用附加的质量控制。缺点在于背景场要使用两次,只有水汽信息提供给了4D-Var,造成了垂直方向上信息的丢失。这也是1D-Var到4D-Var所具有突出的瓶颈问题。要认识到

SSM/I 辐射率不能包含足够的信息去完全重建整个大气状态。不像其他的卫星反演, 1D-Var 反演强烈依赖于模式第一猜值。将来我们可能从两个方面去考虑: 一方面是增加同化的云水微波观测类型, 增加更多的控制变量, 如海面风速等, 这可能会对初始场起到很好的控制作用, 因为 TCWV 假观测没有引进太多新信息, 4D-Var 分析中的很多湿度增量在其它观测中也间接地涉及。微波成像观测的唯一信息内容是在它们的云和雨信息中。在直接 4D-Var 辐射同化中使用它比抛弃要好。另一方面对于取样偏差, 不再区分晴空和降水观测, 将整个观测看成一个黑箱, 进行直接的变分同化, 这样就是在一个单独的数据流中进行操作, 不会导致云水识别失真, 对同化系统的性能会有一个很大的改进。再次, 就是寻找更加真实的观测算子和极小化算法, 用以精确描述湿物理过程, 从而改进整个系统的性能。

致 谢

两年多的硕士求学生涯是我终生难忘的一段时光。在这段岁月里，应该说，我收获的不仅仅是这篇硕士论文，更是对研究方法的掌握、思维能力的开拓以及对未来从事科研工作的信心。在此，谨向所有帮助过我的人们致以崇高的敬意和深深的感谢！

首先要衷心的感谢我的导师张卫民研究员！感谢张老师在我学习、工作和生活给予了无微不至的关怀。两年多的硕士学习生活一直是在张老师的悉心指导和热心关怀下度过的。张老师渊博的知识、严谨的治学态度、乐观豁达的处事风格、精益求精的工作作风深深的影响和感染了我，张老师不仅在学业上要求我要严谨治学、勇于创新，而且在道德品质、为人处事方面也提出了很高的要求。可以说，没有张老师的关心，我就不会取得今天这么大的进步，我很感激也很幸运能成为张老师的学生。在此离别之际，借用温总理的一句话表达我对张老师的敬意：“无论一个人的地位有多高，贡献有多大，都离不开老师的教诲和启迪，都凝结了老师的心血和汗水，在老师面前永远是学生。”

感谢软件所宋君强所长和各级领导在我攻读研究生期间给予的帮助、支持和关怀。

感谢 611 教研室的赵军老师、吴建平老师、王勇献老师、王舒畅老师以及其他各位老师对我课题的指导和帮助。他们曾对我课题的相关研究内容提出了宝贵的建议，他们严谨的工作作风、认真的工作态度让我受益终身。

特别感谢曹小群老师在我课题研究中给予的帮助和指导，从小论文到毕业论文的撰写，以及日常学习生活中，都得到过曹老师的细心指导和帮助，这让我从中受益匪浅。

同时还要感谢教研室的卢风顺师兄、刘海师兄、银福康、贾雄、覃耀磊、余意、刘少伟、王翔、朱孟斌、李大力以及已经毕业的汤继飞师兄，他们不仅在学术上给了我很多的指导意见，同时也在生活中建立了深厚的友情。在此，衷心的向他们表示我深深的谢意，祝他们一切都好！

感谢在教研室一起学习的曹维、李宗哲、姚路、董蕴圆等同学，大家一起工作，共同探讨，互相鼓励，解决了很多的生活和学术问题。

感谢学员五队的吴志修队长、李佩江政委、丁文队长，以及五队的全体同学，他们和我一起走过了研究生阶段的美好时光，给我留下了许多美好的回忆！特别感谢张剑锋、胡欣、杨俊、岳大鹏、刘天航、林雨弦、王文涛、李虎、李崇飞在我平时学习、生活中对我的关心和照顾，祝他们在以后的人生道路上一帆风顺！

感谢我的父母，是他们含辛茹苦、不计回报的养育才使我拥有了美好的今天。在我的成长中的每一步，都凝聚着父母伟大无私的爱，正是由于他们对我的支持，我才能够心无旁骛的度过我的人生各个阶段的求学生涯，还要特别谢谢我的女友对我工作学习的支持。在此，对我的父母和亲爱的家人们道一声：谢谢，你们辛苦了！

最后，再一次向所有人表示我诚挚的感谢！！！！

参考文献

- [1] Charney J. G. Dynamical forecasting by numerical process. Compendium of Meteorology . American Meteorological Society, Boston, MA. 1951.
- [2] Talagrand O. Assimilation of observations, an introduction. J. Met. Soc. Japan. Special Issue, 1997, 75: 191-209.
- [3] Bouttier F and F Rabier. The operational implementation of 4D-Var. ECMWF Newsletter, 1997, 78: 2-5.
- [4] 董佩明, 薛纪善, 黄兵等. 数值天气预报中卫星资料同化应用现状和发展[J]. 气象科技, 2008, 36(1): 1-7.
- [5] 赵希友, 胡英. 卫星资料在云和降水资料同化中的应用. 国内外中尺度气象学研究动态, 2001.
- [6] 董佩明, 王海军等. 水物质对云雨区卫星微波观测模拟影响[J]. 应用气象学报, 2009, 682-691.
- [7] 云和降水物理学[EB/OL]. <http://baike.baidu.com/>.
- [8] 潘广东, 王超, 田国良. SSM/I 微波辐射计数据陆面温度反演. 遥感学报, 2001, 5(4): 254-258.
- [9] Bauer, P., P. Lopez, A. et al. Implementation of 1D+4D-Var Assimilation of Microwave Radiances in Precipitation at ECMWF, Part II: 4D-Var. Q. J.Roy. Meteor. Soc., 2006a, submitted.
- [10] English, S. J. et al. A comparison of the impact of TOVS and ATOVS satellite sounding data on the accuracy of numerical weather forecasts[J]. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2000, 2911-2931.
- [11] A. J. Geer, P. Bauer, P. Lopez. Lessons learnt from the 1D+4D-Var assimilation of rain and cloud affected SSM/I observations at ECMWF. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2008, 134(635): 1513-1525.
- [12] 方宗义, 许健民, 赵凤生. 中国气象卫星和卫星气象研究的回顾和发展[J], 气象学报, 2004: 550-559.
- [13] Moreau, E., P. Bauer, F. Chevallier. Variational retrieval of rain profiles from spaceborne passive microwave radiance observations. J. Geophys. Res, 2002, 203: 4521.
- [14] Bauer, P et al. Errors in TMI rainfall estimates over ocean for variational data assimilation[J]. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 2002: 2129-2144.
- [15] Deblonde, G., and S. English. One-dimensional variation retrievals from SSMIS-simulated observations[J]. J. Appl. Meteor, 2003: 1406-1420.
- [16] Phalippou, L. Variational retrieval of humidity profile, wind speed and cloud liquid-water path with the SSM/I: Potential for numerical weather prediction[J].

-
- Quart. J. Roy Meteor. Soc., 1996, 327–355.
- [17]Deblonde. G. Variational retrievals using SSM/I and SSM/T-2 brightness temperatures in clear and cloudy situations[J]. J. Atmos. Oceanic. Technol, 2001, 18: 559-576.
- [18]Tsuyuki, T. Variational data assimilation in the Tropics using precipitation data. Part III: Assimilation of SSM/I precipitation rates[J]. Mon. Wea. Rev., 1997: 1447–1464.
- [19]Ledvina, D. V., Pfaendtner. J. Inclusion of SSW total precipitable water estimates into the GEOS-1 data assimilation system[J]. Mon. Weather Rev, 1995: 3003-3015.
- [20]Filiberti, M. A. et al. Four-dimensional variational assimilation of SSM/I precipitable water content data. Q. J. R. Meteorol. Soc. 1998: 1743-1770.
- [21]Aonashi, K., Shibata, A. The impact of assimilating SSM/I precipitable water and rain flag data on humidity analysis and short-term precipitation forecasts[J]. J. Meteorol. Soc. Jpn., 1996, 71-99.
- [22]Eyre, J. R. et al. Assimilation of TOVS radiance information through one dimensional variational analysis[J]. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 1993: 1427–1463.
- [23]Marecal, V., J. -F. Mahfouf. Four-dimensional variational assimilation of total column water vapour in rainy areas. Mon. Wea. Rev, 2002: 43–58.
- [24]Errico, R. , L. Fillion, D. Nychka, and Z.-Q. Lu. Some statistical considerations associated with the data assimilation of precipitation observations[J]. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2000: 339–359.
- [25]Fillion, L. , R. Errico., Variational assimilation of precipitation data using moist convective parameterization schemes: A 1D-Var study[J]. Mon. Wea. Rev. 1997, 2917–2942.
- [26]Fillion, L. Variational assimilation of precipitation data and gravity wave excitation. Mon. Wea Rev. 2002, 357 – 371.
- [27]Errico, R M., P. Bauer, and J.-F. Mahfouf. Issues regarding the assimilation of cloud and precipitation data. J. Atmos. Sci, 2007.
- [28]Lopez, P., E. Moreau. A convection scheme for data assimilation: Description and initial tests[J]. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc, 2005: 409-436.
- [29]Tompkins, A. M., M. Janiskova. A cloud scheme for data assimilation: Description and initial tests. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2004: 2495-2517.
- [30]Bauer, P., E. Moreau, F. Chevallier. Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2006: 1259-1281.
- [31]James Hocking, Peter Rayer et al. RTTOV10 Users Guide. NWP SAF report, Met Office, 2011.
-

-
- [32]雷林, 毛志华. 利用微波辐射计(SSM/I)五通道数据反演海面风速[J], 仪器仪表学报, 2008: 169-172.
- [33]Wu R, Weinman J A, Microwave radiances from precipitating clouds containing aspherical ice, combined phase, and liquid hydrometers, J Geophys Res. 1984: 7170-7178.
- [34]Bian Jianchun, Chen Hongbin, Yang Peicai et al. Retrievals of over-ocean precipitable water from SSM/I by SOM network model. Chinese science Bulletin, 1999, 44: 1038-1041.
- [35]Lu Daren, Sunjaibing, Bianjiangchun, et al. New method for retrieval of rainfall rate over ocean with SSM/I data, Microwave Remote Sensing of the Atmosphere and Environment, 1998, 3503: 102-107.
- [36]傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究[J], 气象学报, 2003: 421-430.
- [37]吴庆梅, 程明虎, 苗春生. 用 TRMM 资料研究江淮、华南降水的微波特征[J], 应用气象学报, 2003: 206-214.
- [38]陈洪滨, 王普才等. 从 SSM/I 亮温反演海洋上大气可降水量[J]. 遥感技术与应用, 1998, 13(1): 1-6.
- [39]蒋尚城. 应用卫星气象学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2006.
- [40]被动微波 SMMR & SSM/I 亮温数据集[EB/OL]. <http://wiki.westgis.ac.cn/>.
- [41].Eugenia Kalnay. 蒲朝霞, 杨福全, 邓北胜等译. 大气模式、资料同化和可预报性[M], 北京: 气象出版社, 2005.
- [42]Cressman. G. P. An operational objective analysis system[J]. Mon. Wea. Rev., 1959: 367-374.
- [43]Sasaki Y. some basic formalisms in numerical variational analysis. Mon. Wea. Rev., 1970, 98: 875-883.
- [44]Da Silva A, J Pfaendtner, J Guo, M Sienkiewicz and S Cohn. Assessing the effects of data selection with DAO's physical-space statistical analysis system[C]. Tokyo, Japan: Proceeding of the second international symposium on the assimilation of observation in meteorology and oceanography, 1995.
- [45]Ide Kd, P Courtier, M Ghil and A Lorenc. Unified notation for data assimilation: Operational, sequential and variational. J. Meteor. Soc. Japan., 1997, 75: 181-189.
- [46]Hamill T M, J S Whitaker and C Snyder. Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an ensemble Kalman filter[J]. Mon. Wea. Rev, 2001, 129: 2776-2790.
- [47]Lopez, Philippe. Cloud and Precipitation parameterizations in modeling and variational data assimilation. A Review. J. Atmos. Sci., 2007, 64: 3766-3784.
- [48]潘宁, 董华超等. 变分同化及卫星资料同化[J]. 气象科技, 2001: 29-36.
-

-
- [49] Talagrand O. Assimilation of observations, an introduction. *J. Met. Soc. Japan*. 1997: 191-209.
- [50] The Analysis of Satellite Data[EB/OL]. <http://www.ecmwf.int>.
- [51] Niels Bormann, Alan Geer, Tomas Wilhelmsson. Operational implementation of RTTOV-10 in the IFS. ECMWF Technical Memoranda, 2007.
- [52] Dimego Geoffrey, P A Phoebus, J E McDonnell. Data Processing and Quality Control for Optimum Interpolation Analyses at the National Meteorological Center[C]. Washington, DC: US Dept of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather service, 1985, Office Note 306.
- [53] Lorenc A C, R S Bell, B Macpherson. The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1991, 117: 59-89.
- [54] Collins W G. The operational complex quality control of radiosonde heights and temperatures at the national centers for environmental prediction. Part I: Description of the method. *J. Appl. Meteor.*, 2001a: 137-151.
- [55] McNally A P. Vesperuni M. Variational analysis of humidity information from TOVS radiances[J]. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1996, 122: 1521-1544.
- [56] Rodgers CD. Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice[C]. Singapore: World Scientific, 2000.
- [57] 邹晓蕾. 资料同化理论和应用(上册)[M], 北京: 气象出版社, 2009.
- [58] Geer A J, Bauer P. Enhanced use of all-sky microwave observations sensitive to water vapour, cloud and precipitation. Tech. Mome. 620 ECMWF: Reading, 2010
- [59] Saunders, R., Coauthors. A comparison of radiative transfer models for simulating Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) radiances[J]. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: 1029-1034.
- [60] Eyre, J. R. A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. ECMWF Research Dept. Tech. Memo, 1991.
- [61] Niels Bormann, Deborah Salmond, et al. The RTTOV-9 upgrade for clear-sky radiance assimilation in the IFS. ECMWF Research Dept. Tech. Memo, 2009.
- [62] Geer A. J., P. Bauer, C. W. O'Dell. A revised cloud overlap scheme for fast microwave radiative transfer in rain and cloud[J], *J. App. Met. Clim.* 2009a, 48: 2257-2270.
- [63] Liu, Q., F. Weng, S. English. An improved fast microwave water emissivity model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2011, 49: 1238-1250.
- [64] Han, Y. Incorporation of the JCSDA Zeeman RT model in RTTOVv9. Nwp saf report, Met. Office., 2007: 30.
- [65] S. English, T. Hewison. A fast generic millimeter-wave emissivity model. *Proc. SPIE*, 1998, 3503: 288-300.
-

- [66]Durden, S., J. Vesecky. A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell, IEEE J.Oceanic Eng., OE-10. 1985: 445–451.
- [67]Parrish D F, J D Derber. The National Meteorological Center spectral statistical interpolation analysis system, Mon . Wea .Rev , 1992,120: 1747-1763.
- [68]Thompson, P. Reduction of analysis error through constraints of dynamical consistency[J]. J. Appl. Meteor, 1969, 8: 739-742.
- [69]Mike Fisher. Assimilation Algorithms. Lecture 3: 4D-Var, ECMWF Training courses, 2010.

作者在学习期间取得的学术成果

- [1] Huang Qunbo, Zhang Weimin, Yu Yi. A cloud parameters retrieval algorithm in the variational assimilation system[C]. Xiamen, China:2011 International Conference Application and System Modeling-ICCASM2011, 2011.
- [2] Yu Yi, Zhang Weimin, Huang Qunbo, Yaolu. Application and research of a new interpolation in fast radiance transfer models[C]. Xiamen, China: 2011 International Conference Application and System Modeling-ICCASM2011, 2011.