



同濟大學
TONGJI UNIVERSITY

硕士学位论文

GNSS 对流层建模与应用

姓 名：王君刚

学 号：1335465

所在院系：测绘与地理信息学院

学科门类：工学

学科专业：大地测量学与测量工程

指导教师：王解先教授

副指导教师：陈俊平研究员

二〇一六年三月



同濟大學
TONGJI UNIVERSITY

A dissertation submitted to
Tongji University in conformity with the requirements for
the degree of Master of Engineering

GNSS tropospheric delay modeling and application

Candidate: Jungang Wang

Student Number: 1335465

School/Department: College of Surveying and
Gei-Informatics

Discipline: Engineering

Major: Geodesy and Surveying Engineering

Supervisor: Prof. Jiexian Wang

Prof. Junping Chen

March, 2016

G N S S 对流层建模与应用

王君刚

同济大学

学位论文版权使用授权书

本人完全了解同济大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，同意如下各项内容：按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版；学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并采用影印、缩印、扫描、数字化或其它手段保存论文；学校有权提供目录检索以及提供本学位论文全文或者部分的阅览服务；学校有权按有关规定向国家有关部门或者机构送交论文的复印件和电子版；在不以赢利为目的的前提下，学校可以适当复制论文的部分或全部内容用于学术活动。

学位论文作者签名：

年 月 日

同济大学学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师指导下，进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人创作的、已公开发表或者没有公开发表的作品的内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本学位论文原创性声明的法律责任由本人承担。

学位论文作者签名：

年 月 日

摘要

无线电信号在穿过大气时,由于大气的折射作用,传播速度会变慢,由此引起的传播误差称为对流层延迟误差。对流层误差是全球导航卫星系统(GNSS)数据处理的重要误差源之一,对 GNSS 数据解算精度至关重要。大气中的水汽主要分布在对流层中,对流层中的水汽含量与水汽分布对于大气环流、空间环境监测有着重要的作用,GNSS 对流层水汽反演也是当前的研究热点。

本文针对 GNSS 对流层延迟,详细阐述了 GNSS 对流层延迟的改正方法与改正模型,构建了高精度的区域及全球对流层经验改正模型,分析了不同改正模型的适用性,介绍了 GNSS 水汽反演的原理,比较了 GNSS 水汽反演与水汽辐射计观测值、数值天气预报模型以及探空气球等不同数据源的水汽观测值,探索了水汽辐射计在 GNSS 精密定位中的应用,同时针对 GNSS 水汽反演的加权平均温度参数,构建了加权平均温度经验模型。文章的具体研究内容如下:

1. 介绍了 GNSS 对流层延迟的研究与发展情况,介绍了对流层延迟的原理以及改正方法,对现有的 GNSS 对流层改正模型给出了详细全面的介绍,采用上海天文台 GNSS 分析中心的解算的中国大陆构造环境监测网络(CMONOC)测站对流层天顶延迟,对 4 种常用的对流层改正模型在中国大陆区域的精度进行了评估。

2. 阐述了对流层延迟建模的方法,介绍了几部不同数据源的对流层改正模型建模方法。采用中国大陆构造环境监测网络的实测对流层天顶延迟数据,构建了适用于中国大陆区域的对流层天顶延迟经验改正模型,在中国大陆区域误差(RMS)为 3.5 cm,优于常用改正模型。采用基于数值天气预报模型的对流层天顶延迟产品,研究了对流层天顶延迟与映射函数参数的全球时空特征分布,构建了对流层天顶延迟改正全球经验模型,能够提供高精度的 GNSS 对流层天顶延迟以及映射函数参数。

3. 阐述了 GNSS 水汽反演的原理与方法。采用同济大学的一个 GNSS 观测站与水汽辐射计的观测数据,比较了 GNSS 水汽反演值、水汽辐射计观测值、数值天气预报模型以及探空气球 4 种水汽值的关系。结果显示,不同数据源的水汽有较高的相关性,其中 GNSS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值相关性为 0.992。

4. 采用水汽辐射计的观测值,深入探究了在不同高度截止角的情况下,在 GNSS 静态精密单点定位(PPP)与动态精密单点定位中固定 WVR 水汽观测值对定位结果的影响,并与常规 GNSS 精密定位以及固定经验改正模型等定位模型的定位结果进行了比较。结果显示,对于静态 PPP 和动态 PPP,固定 WVR 水汽观测

值都能提高定位精度，同时可以提高静态 PPP 的收敛速度。如果在 PPP 中固定经验改正模型的参数值，高程方向坐标精度约为经验改正模型对流层天顶延迟误差的 3 倍。

5. 针对 GNSS 水汽反演中的重要参数：加权平均温度，构建了加权平均温度改正经验模型，不需要实测气温参数，能够满足高精度的 GNSS 水汽反演需要。

关键词：GNSS，对流层延迟建模，GNSS 水汽反演，加权平均温度建模

ABSTRACT

Due to the atmosphere reflection effect, radio signal slows down when it transmits through the atmosphere, which causes the transmission error, referred as troposphere delay error. Troposphere delay error is one of the most important error sources in Global Navigation Satellite System (GNSS) data processing, and is of vital importance for precise GNSS data processing. Atmosphere water vapor plays an important role in atmospheric circulation and space weather monitoring, while troposphere covers most of the water vapor. Thus, GNSS based water vapor retrieval is one of the hotspots of current research.

The principle of troposphere delay in GNSS and correction models are elaborated in this paper, and both regional and global empirical troposphere delay correction models are developed. A comprehensive assessment of different correction model is carried out. Also, the principle of GNSS based water vapor retrieval is introduced and a comparison with other water vapor sources, including water vapor radiometer (WVR), Numerical Weather Model (NWM) as well as radiosonde is implemented. A WVR assisted GNSS PPP (Precise Point Positioning) campaign where zenith troposphere delay is fixed using observations derived from WVR is tested and compared with normal PPP strategy where zenith troposphere delay is estimated. Further more, an empirical global weighted mean temperature model is established, which could provide weighted mean temperature for GNSS water vapor retrieval without any measured meteorology data. The main points of this paper are as follows:

1. The research history and current status of GNSS troposphere delay correction model are elaborated comprehensively, and the applicability of four types of correction models over mainland China are analysed using estimated GNSS troposphere zenith total delay (ZTD) products of the Crustal Movement Observation Network of China (CMONOC) sites, which are provided by GNSS Analysis Center at Shanghai Astronomical Observatory.

2. The method of troposphere delay modeling is introduced. Based on the estimated GNSS ZTD products of CMONOC sites, a regional empirical ZTD correction model is determined and the new model yields an accuracy of 3.5 cm (RMS), which is better than that of other models. Based on troposphere delay

correction products from numerical weather model, an empirical global troposphere delay correction model is determined, which could provide zenith delay and mapping function coefficients with high accuracy.

3. The principle and method of GNSS based water vapor retrieval is introduced. Retrieved water vapor of one GNSS site in Tongji University is compared with that of WVR observation, NWM product and radiosonde observation. Result shows that water vapor from different sources has a high relativity, while water vapor from GNSS and WVR has the highest relativity, with a correlation coefficient of 0.992.

4. The influence to fix WVR observations in GNSS PPP is investigated, in both static and kinematic mode. Result shows that WVR assisted PPP could improve the positioning accuracy compared to normal positioning strategy in both static and kinematic modes, and the convergence time is also shortened in WVR assisted PPP. If ZTD is fixed using empirical correction model, the accuracy of PPP in Up direction is about 3 times of the accuracy of empirical model's ZTD.

4. Since weighted mean temperature is one of the most important parameters in GNSS based water vapor retrieval, a new empirical weighted mean temperature model is determined. This new model could provide precise weighted mean temperature without measured surface temperature, which is very convenient for GNSS based water vapor retrieval.

Key Words: GNSS, troposphere delay correction modeling, GNSS water vapor retrieval, weighted mean temperature modeling

目录

| | |
|---------------------------------------|----|
| 第 1 章 引言 | 1 |
| 1.1 概述..... | 1 |
| 1.2 国内外研究现状..... | 2 |
| 1.3 本文研究内容..... | 4 |
| 第 2 章 GNSS 对流层延迟原理..... | 5 |
| 2.1 GNSS 对流层延迟 | 5 |
| 2.2 对流层延迟改正模型..... | 6 |
| 2.2.1 Saastamoinen 模型..... | 6 |
| 2.2.2 Hopfield 模型..... | 6 |
| 2.2.3 Goad & Goodman 模型..... | 7 |
| 2.2.4 Mendes 湿延迟模型 | 8 |
| 2.2.5 Ifadis 湿延迟模型..... | 8 |
| 2.2.6 Askne & Nordius 湿延迟模型..... | 8 |
| 2.2.7 MOPS 模型..... | 8 |
| 2.2.8 UNB 系列改正模型..... | 10 |
| 2.2.9 VMF 系列模型..... | 10 |
| 2.3 映射函数..... | 10 |
| 2.3.1 Moffett 模型..... | 11 |
| 2.3.2 Chao 模型..... | 12 |
| 2.3.3 Black 模型..... | 12 |
| 2.3.4 Marini & Murray 模型..... | 13 |
| 2.3.5 Marini 模型..... | 13 |
| 2.3.6 Black & Einser 模型..... | 14 |
| 2.3.7 Ifadis 模型..... | 14 |
| 2.3.8 CFA2.2 模型..... | 15 |
| 2.3.9 MTT 模型..... | 15 |
| 2.3.10 NMF 模型..... | 16 |
| 2.3.11 IMF 模型..... | 16 |
| 2.3.12 UNBabc 与 UNBab | 17 |
| 2.3.13 Foelsche & Kirchengast 模型..... | 18 |
| 2.3.14 VMF1 模型..... | 18 |
| 2.3.15 GMF/GPT 模型..... | 19 |
| 2.3.16 GPT2 模型..... | 20 |

| | |
|---|-----|
| 2.4 对流层模型对 GNSS 坐标估计的影响..... | 20 |
| 2.5 双线性内插算法..... | 21 |
| 2.6 ZTD 经验改正模型在中国大陆区域精度评估 | 22 |
| 2.6.1 计算数据 | 22 |
| 2.6.2 精度分析 | 23 |
| 2.6.3 结论 | 27 |
| 2.7 本章小结..... | 28 |
| 第 3 章 GNSS 对流层改正建模..... | 29 |
| 3.1 对流层改正经验模型..... | 29 |
| 3.1.1 基于探空气球数据建模 | 29 |
| 3.1.2 基于 NWM 建模 | 30 |
| 3.1.3 基于实测数据的天顶延迟建模 | 31 |
| 3.2 基于陆态网数据的中国大陆区域 ZTD 经验模型 SHAtrop | 32 |
| 3.2.1 中国大陆区域 ZTD 时空特性 | 33 |
| 3.2.2 建模方法 | 37 |
| 3.2.3 用户使用方法 | 38 |
| 3.2.4 模型精度分析 | 38 |
| 3.3 基于 NWM 的全球对流层经验改正模型 SHAtropG | 41 |
| 3.3.1 全球 NWM 格网对流层产品介绍 | 41 |
| 3.3.2 全球对流层延迟及映射函数的特征提取 | 41 |
| 3.3.3 高程改正方法 | 59 |
| 3.3.4 建模与模型使用方法 | 64 |
| 3.3.5 模型精度分析 | 65 |
| 3.4 本章小结..... | 70 |
| 第 4 章 GNSS 水汽反演..... | 71 |
| 4.1 GNSS 水汽反演原理 | 71 |
| 4.2 WVR 水汽精度分析以及对 GNSS 定位的影响 | 72 |
| 4.2.1 GNSS 水汽反演 | 73 |
| 4.2.2 WVR 水汽与 GNSS、ECMWF 以及 Radiosonde 水汽比较 | 78 |
| 4.2.3 WVR 水汽对 GNSS 定位的影响 | 86 |
| 4.3 加权平均温度全球经验模型: $T_{\text{m}}\text{SHA}$ | 90 |
| 4.3.1 加权平均温度时空特性分析 | 91 |
| 4.3.2 加权平均温度经验模型的建立 | 95 |
| 4.3.3 模型使用方法 | 97 |
| 4.3.4 $T_{\text{m}}\text{SHA}$ 模型全球精度评估 | 98 |
| 4.3.5 $T_{\text{m}}\text{SHA}$ 在中国大陆地区的适用性 | 103 |
| 4.4 本章小结..... | 107 |

| | |
|-----------------------------|-----|
| 第 5 章 总结与展望 | 109 |
| 5.1 论文研究工作总结..... | 109 |
| 5.2 后续研究工作展望..... | 110 |
| 致谢 | 111 |
| 参考文献 | 112 |
| 个人简历、在读期间发表的学术论文与研究成果 | 118 |

第1章 引言

1.1 概述

地球大气层是因重力而围绕在地球周围的一层混合气体，是地球的最外层。在地球引力的作用下，在距离地面 100 km 的高度范围内集中了几乎所有的气体，在这其中，75%的大气集中在地面 10 km 高度范围内的对流层范围内。大气的垂直分层包括：对流层（0~12 km），平流层（12~50 km），中间层（50~80 km），热层（80~700 km），散逸层（700~10,000 km）。对流层是最接近地面的大气层，平均高度为 10 km，对流层的高度与纬度相关，在赤道附近约为 15 km，在两极地区约为 8 km。对流层是天气现象发生的地方。在标准大气状况下，对流层的温度随着高度每上升 100 m 下降 0.65 °C (Wikipedia, 2016a)。

全球导航卫星系统(Global Navigation Satellite System, GNSS)卫星信号在穿过大气时，主要受大气中电离层和对流层的影响。电离层是指地球上 50~1000 km 之间的大气，电离层中的电子受太阳等天体的辐射，产生电离形成大量的自由电子和正离子，GNSS 信号穿过电离层时会产生信号弯曲与传播速度的变化，从而引起 GNSS 卫星信号的传播误差，称为电离层折射误差。由于 GNSS 信号在通过电离层产生的折射改正数与频率成反比，因此可以利用双频观测值组成无电离层组合消除电离层误差的一阶项。电离层高阶项可以忽略不计，或通过模型改正。对于单频 GNSS 用户，最常用的是 Klobuchar 模型(Klobuchar, 1987)。GNSS 卫星信号穿过对流层时，传播路径发生弯曲，传播速率也会发生变化，从而导致测量距离产生误差，称为对流层误差。与电离层误差不同，对流层误差不能通过双频组合消除，一般作为参数解算，通过实测气象数据计算，或者通过区域增强系统获得。对流层误差在天顶方向可达 2.5 m，而且受天气变化影响，随测站高程、经纬度以及季节变化而发生变化，因此在 GNSS 数据处理中，对流层改正较为复杂(李征航, 2005)。

GNSS 对流层延迟修正主要有参数估计法、外部修正法以及模型改正法三种。参数估计是指在 GNSS 定位中将对流层天顶延迟作为未知数，与测站坐标、模糊度等未知参数一起参与平差解算，从而得到较为精确的对流层延迟量。参数估计法通常主要有分段线性法和随机过程法。分段线性法是指认为在某一段时间内对流层延迟变化时可以忽略不计的，从而在这个时段内把对流层天顶延迟设为一个待估参数。一般以 1 h 或 2 h 为间隔设定一个对流层参数，IGS(International

GNSS Service)在后处理计算对流层天顶延迟的时候设定的采样间隔是 5 min。随机过程法是指在每个历元设置一个参数。由于参数估计法的精度高,在 GNSS 数据处理中得到了广泛的应用。外部修正法是指借助外部数据源,如数值气象模型(Numerical Weather Model, NWM)、水汽辐射计(Water Vapor Radiometer, WVR)等,获取较高精度的对流层延迟,从而改正 GNSS 定位中的对流层误差。受限于外部数据源的精度以及模型精度,外部修正法对 GNSS 对流层延迟的修正效果通常不如参数估计法精确。此外,在 GNSS 增强系统中,也可以把参考站的对流层延迟通过建模发送给用户站,这也是外部修正的方法之一。参考站提供对流层延迟受限于区域网的大小以及测站分布等诸多因素,通常用于实时增强导航。模型改正法是指通过实测气象数据或模型化的气象数据,计算对流层延迟。模型改正法精度通常不如参数估计法和外部修正法,主要用于用户导航。

1.2 国内外研究现状

对流层延迟主要有干湿延迟两部分组成,天顶方向干延迟约为 2.3 m,湿延迟约为 0.2 m。目前常用的对流层改正模型,主要包括 Saastamoinen 模型、Hopfield 模型以及 Black 模型。其后, Baby 等给出了基于气象数据的对流层天顶延迟计算模型以及一个半经验模型(Berrada Baby, 1988); Goad 和 Goodman 改进了 Hopfield 模型(Goad and Goodman, 1974); 其他的对流层天顶延迟改正模型包括 Berman 模型(Berman, 1976)、Ifadis 模型(Ifadis, 1987)、Askne & Nordius 模型(Askne and Nordius, 1987)等。Technische Universität Wien 提供时间分辨率为 6 h 的全球对流层天顶干湿延迟量的格网产品 VMFG(Boehm, 2005; 2006a; Kouba, 2007); University of New Brunswick 根据 VMF 产品的原理,采用 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)数据计算了相同时空采样率的对流层天顶延迟产品(Urquhart, 2011, 2013, 2014); GFZ(Helmholtz-Centre Potsdam - German Research Centre for Geosciences)的 Zus 等人提出了一种不受限于卫星高度、与测站高程无关的 VMF 类型产品(Zus, 2014a; 2014b)。Technische Universität Wien 与 University of New Brunswick 的对流层延迟改正产品均包括后处理产品和预报产品两种。VMF 类型的产品在 GNSS 定位中也得到了充分的验证(Kouba, 2007, Steigenberger, 2009)。此外, Chen 等人以 GNSS 实测 ZTD 为参考,分析了在中国区域与亚洲区域基于 ECMWF 数据积分计算对流层天顶延迟的精度(Chen, 2011; 陈钦明, 2012; 马志泉, 2012)。Boehm 等采用欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather, ECMWF)产品,构建了对流层延迟改正经验模型 GPT、GPT2 以及 GPT2w(Kouba, 2009; Lagler, 2013; Böhm, 2014)。

斜路径上的对流层延迟通过映射函数归算到测站天顶方向。因此映射函数的精度对 GNSS 数据处理有着重要的影响。Niell 采用北半球的探空气球数据, 给出了不需要测站气象观测值的映射函数 NMF(Niell, 1993; 1994; 1996); 其后采用数值气象模型, 建立了一种新的映射函数 IMF(Niell, 2000; 2001; 2003)。VMF、VMFG 与 UNB-VMFG 均提供对流层映射函数的参数, GPT2 与 GPT2w 也提供对流层映射函数参数。

映射函数评估方面, Mendes 采用探空气球数据, 广泛评估了 15 种映射函数的适用性(Mendes and Langley, 1994); Younes 采用埃及区域探空气球观测数据, 评估了 10 种映射函数(Younes and Elmezayen, 2012); Kleijer 通过仿真数据研究了映射函数误差对 GPS 定位的影响(Kleijer, 2001); Vey 比较了 NMF 与 IMF 对 GPS 定位的影响(Vey, 2006); Tesmer 评估了 NMF、IMF、GMF 与 VMF1 四种映射函数对坐标时间序列、参考框架解算结果的影响(Tesmer, 2007); Zus 对 VMF1 类型映射函数的模型误差进行了系统分析(Zus, 2014)。

GNSS 水汽反演方面, Bevis 于 1992 年给出了 GNSS 水汽反演的结果, 其后得到了广泛应用(Duan, 1996; Niell, 1996; Elgered and Jarlemark, 1998; Tregoning, 1998)。GNSS 水汽反演时, 通常会与水汽辐射计(Water Vapor Radiometer, WVR)以及探空气球(Radiosonde)结果进行比对, 上述文献中已有详细介绍。Wang 等(Wang, 2005; 2007; 2009)利用 IGS 对流层产品, 反演了全球 IGS 测站的 2 h 时间分辨率的 PWV(Precipitable Water Vapor), 取得了良好的精度。其研究中对 GNSS 水汽反演中的加权平均温度计算与天顶延迟干分量的计算也进行了详细的介绍, 给出了利用数值天气预报模型计算天顶延迟干分量与加权平均温度的方法。Heise 等人采用 IGS 提供的 5 min 采样间隔的高精度高采样率对流层产品, 研究了利用数值气象模型反演 GNSS 水汽的结果, 分析了数值气象模型的时间线性内插精度(Heise, 2009)。Wong 等(Wong, 2015)对中国大陆区域的 GPS、探空气球、AERONET 和 MODIS 多源 PWV 产品进行了比较, 并且研究了中国大陆区域的 PWV 时空特性; Jin(2007)研究了 1994-2006 年 IGS 测站水汽反演值的时空特性, 针对 PWV 的年周期与半年周期特性进行了详细的分析; 其对 IGS 高精度对流层产品进行了分析, 获取了全球 IGS 测站对流层天顶总延迟(Zenith Total Delay, ZTD)的高程、时间特征参数(Jin, 2008a); 并且采用对中国大陆区域的 GNSS 水汽反演值进行了研究(Jin, 2008b)。Ning 等人对瑞典境内包括 GPS、甚长基线干涉测量(Very Long Baseline Interferometry, VLBI)、水汽辐射计(WVR)在内的多种 PWV 观测值与反演值长达十年的数据进行了分析(Ning, 2011)。Ning 等探讨了卫星截止高度角对 GNSS 水汽反演的趋势研究的影响(Ning and Elgered, 2012); 研究了接收机整流罩对 GNSS 坐标估计与水汽反演的影响(Ning, 2011), 并且对 GNSS

水汽反演中的误差源进行了深入的分析(Ning, 2016)。

加权平均温度是 GNSS 水汽反演中的重要参数。Boehm 等基于 ECMWF 构建的对流层改正模型 GPT2w 提供加权平均温度的经验改正值(Lagler, 2013, Böhm, 2014); Yao 在加权平均温度的全球经验建模、模型优化、加权平均温度与地表温度的转换关系方面做了深入的研究(Yao, 2012; 2014a; 2014b; 2015a; 2015b), 构建了多个不需要实测气温的加权平均温度模型, 研究了加权平均温度与地表温度转换关系与纬度以及高程的相关性。

近年来, 随着北斗卫星导航系统(BeiDou Navigation Satellite System, BDS)的发展, 多模 GNSS(Multi-GNSS)成为了研究热点之一。XU 分析了利用 BDS 计算对流层天顶延迟的精度(Xu, 2013); LU 对 GPS/BDS 与 GPS/GLONASS 双系统水汽反演做了探讨(Lu, 2015a; 2015b); LI 分析了 GPS、GLONASS、BDS 与 Glileo 多系统水汽反演的精度(Li, 2015a; 2015b); LU 分析了多模 GNSS 中高频对流层梯度函数对坐标估计、对流层解算以及水汽反演的影响(Lu, 2016)。

1.3 本文研究内容

本文主要研究了 GNSS 对流层改正的模型以建模方法, 并且针对 GNSS 水汽应用, 探讨了 GNSS 反演水汽的成果, 以及水汽辐射计(WVR)对 GNSS 定位的影响。本文共 5 章, 主要研究内容为第 2、3、4 章:

第 2 章介绍了 GNSS 对流层改正的模型, 阐述了 GNSS 对流层误差产生的原理与模型改正策略, 针对对流层天顶延迟与映射函数, 详细介绍其计算方法。采用中国大陆构造环境监测网络(Crustal Movement Observation Network of China, CMONOC)测站的实测对流层天顶延迟, 评估了 4 种常用的对流层天顶延迟在中国大陆区域的精度。

第 3 章介绍了对流层延迟建模的方法, 构建了两个 GNSS 对流层延迟改正模型: SHAtrop 与 SHAtropG。采用陆态网实测对流层天顶延迟数据, 分析其时空特性, 构建了适用于中国大陆区域的 ZTD 改正模型: SHAtrop。采用 GGOS(Global Geodetic Observing System)提供的全球对流层改正参数格网数据, 构建了全球对流层改正经验模型: SHAtropG, 提供全球对流层天顶延迟及映射函数参数。

第 4 章介绍了 GNSS 水汽反演的内容。采用同济大学的水汽辐射计与 GNSS 测站, 分析了 GNSS 水汽反演值与 WVR、ECMWF 以及探空气球水汽观测值之间的关系。研究了 WVR 水汽辅助 GNSS 精密单点定位(Precise Point Positioning, PPP)的定位精度。针对 GNSS 水汽反演中的加权平均温度参数, 采用 GGOS 提供的全球加权平均温度格网产品, 构建了全球加权平均温度经验模型: $T_m\text{SHA}$ 。

第 2 章 GNSS 对流层延迟原理

2.1 GNSS 对流层延迟

GNSS 卫星信号在穿过对流层时, 会发生折射, 而且传播速度会变慢, 从而引起传播距离的误差。信号在对流层中的传播距离与其在真空中的传播距离之差即为对流层延迟:

$$\Delta L = \int_s n(s) ds - G \quad (2.1)$$

式中, s 为信号大气中的传播路径, n 为大气折射系数, G 为信号在真空中的传播路径。如图 2.1 所示。

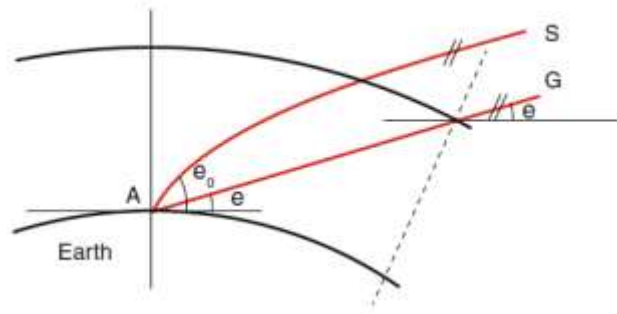


图 2.1 对流层延迟示意图(Böhm and Schuh, 2013)

对流层延迟由两部分组成, 一部分是由于传播速度变慢引起的, 一部分是由传播路径弯曲引起的, 因此式(2.1)可以写作:

$$\Delta L = \int_s n(s) ds - G = \int_s [n(s) - 1] ds + \int_s ds - G = 10^{-6} \int_s N(s) ds + S - G \quad (2.2)$$

式中, s 是信号在传播路径 S 上以光速传播的距离, N 是大气折射指数, 且

$$N = (n - 1) \times 10^6 \quad (2.3)$$

大气折射指数 N 又可以分为干湿两部分, 因此有:

$$\Delta L = 10^{-6} \int_s N_h(s) ds + 10^{-6} \int_s N_w(s) ds + S - G = \Delta L_h + \Delta L_w + S - G \quad (2.4)$$

式中, ΔL_h 和 ΔL_w 分别是干延迟和湿延迟。一般将大气弯折效应(即式中的 $S - G$)算到干延迟里面, 则有信号传播路径上的对流层延迟量为:

$$\Delta L = \Delta L_h + \Delta L_w \quad (2.5)$$

此时，干延迟 ΔL_h 已经包含了大气弯折效应 $S-G$ ，即此处的 ΔL_h 等于与式(2.4)中的 $\Delta L_h + S - G$ 。

上面给出了信号传播路径上的干湿延迟公式。在 GNSS 数据处理中，只对测站天顶方向的干湿延迟进行建模，对倾斜方向的延迟量通过映射函数表示，即：

$$\Delta L(E) = mf_h(E) \times Z_h + mf_w(E) \times Z_w \quad (2.6)$$

式中， Z_h 和 Z_w 分别为天顶延迟干分量和湿分量， mf_h 和 mf_w 分别为干湿映射函数， E 为卫星高度角。

2.2 对流层延迟改正模型

由上节可知，GNSS 卫星信号传播路径上的对流层延迟由天顶干湿延迟分量与干湿映射函数表达。本小节介绍常用的对流层改正模型。

2.2.1 Saastamoinen 模型

Saastamoinen 模型(Saastamoinen, 1972; 1973)是最常用的模型之一。该模型建立在 Shell 定律基础上，需用到大气折射廓线 $n(r)$ 及干、湿对流层和干平流层各层的边界值。Saastamoinen 用适用于中纬度地区的美国大气模式(1996)计算出修正系数，然后列表插值。如果考虑到地区和季节的因素，模型的精度会更高些。Saastamoinen 模型计算公式如下：

$$\begin{aligned} Z_h &= \frac{0.002277 p}{f(\varphi, h)} \\ Z_w &= \frac{0.002277 \cdot e \cdot \left(0.05 + \frac{1255}{T}\right)}{f(\varphi, h)} \\ f(\varphi, h) &= 1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.28 \times 10^{-6} h \end{aligned} \quad (2.7)$$

式中， φ 、 h 、 p 、 T 、 e 分别为测站的纬度、大地高(m)、大气压(mbar)、绝对温度(K)、水气压(mbar)。

2.2.2 Hopfield 模型

Hopfield 模型(Hopfield, 1969; 1971)利用全球性平均资料中总结干、湿大气层的高度和大气折射指数，采用全球 18 个台站一年的平均资料获取模型的经验系数。模型计算公式如下：

$$\begin{aligned}
\Delta STD &= mf_h \times Z_h + mf_w \times Z_w \\
mf_h &= \frac{1}{\sin(E^2 + 6.25)^{1/2}} \\
mf_w &= \frac{1}{\sin(E^2 + 2.25)^{1/2}} \\
Z_h &= 1.552 \times 10^{-5} \times \frac{P_s}{T_s} \times (h_d - h_s) \\
Z_w &= 1.552 \times 10^{-5} \times \frac{4810}{T_s^2} \times (h_w - h_s) \times e_s \\
h_d &= 40136 + 148.72 \times (T_s - 273.16)
\end{aligned} \tag{2.8}$$

式中, E 为高度角, P_s 为地表气压 (hPa), T_s 为地表温度 (K), e_s 为地表水汽压 (hPa),

$h_w = 11000$ m。

2.2.3 Goad & Goodman 模型

Goad 和 Goodman 在 Hopfield 模型的基础上做了一定的修改, 其模型公式如下(Goad and Goodman, 1974):

$$\begin{aligned}
STD &= 10^{-6} N_d \sum_{k=1}^9 \frac{f_{k,h}}{k} r_d^k + 10^{-6} N_w \sum_{k=1}^9 \frac{f_{k,w}}{k} r_w^k \\
r_d^k &= \sqrt{(R_e + h_d)^2 - R_e^2 \sin^2 E - R_e \cos E} \\
r_w^k &= \sqrt{(R_e + h_w)^2 - R_e^2 \sin^2 E - R_e \cos E} \\
N_d &= \frac{77.64 P_s}{T_s} \\
N_w &= -\frac{12.96 e}{T_s} + \frac{371800 e}{T_s^2} \\
R_e &= 637813 m
\end{aligned} \tag{2.9}$$

对于 $f_{k,h}$, $k=1 \sim 9$ 其由下式定义:

$$\begin{aligned}
f_1 &= 1, f_2 = 4a, f_3 = 6a^2 + 4b, f_4 = 4a(a^2 + 3b), f_5 = a^4 + 12a^2b + 6b^2, \\
f_6 &= 4ab(a^2 + 3b), f_7 = b^2(6a^2 + 4b), f_8 = 4ab^3, f_9 = b^4
\end{aligned}$$

其中, $a = \frac{\cos E}{h_d}, b = \frac{\sin^2 E}{2h_d R_e}$ 。

对于 $f_{k,w}$, $k=1 \sim 9$ 其由下式定义:

$$\begin{aligned} f_1 &= 1, f_2 = 4a, f_3 = 6a^2 + 4b, f_4 = 4a(a^2 + 3b), f_5 = a^4 + 12a^2b + 6b^2, \\ f_6 &= 4ab(a^2 + 3b), f_7 = b^2(6a^2 + 4b), f_8 = 4ab^3, f_9 = b^4 \end{aligned}$$

其中, $a = \frac{\cos E}{h_w}, b = \frac{\sin^2 E}{2h_w R_e}$, 式中, E 为卫星高度角。

2.2.4 Mendes 湿延迟模型

Mendes 和 Langley 给出的湿延迟线性关系(Mendes and Langley, 1998; Schüler, 2001):

$$Z_w = 0.122 + 0.00943e \quad (2.10)$$

式中, e 为水汽压 (hPa)。

2.2.5 Ifadis 湿延迟模型

Ifadis 湿延迟模型定义如下(Ifadis, 1986):

$$Z_w = 0.554 \times 10^{-2} - 0.880 \times 10^{-4} (P - 1000) + 0.272 \times 10^{-4} e + 2.771 \frac{e}{T} \quad (2.11)$$

式中, P 、 T 和 e 分别为气压、气温, 水汽压。

2.2.6 Askne & Nordius 湿延迟模型

Askne 与 Nordius 湿延迟改正模型如下(Askne and Nordius, 1987):

$$\begin{aligned} Z_w &= 10^{-6} \left(k_2' + \frac{k_3}{T_m} \right) \frac{R_d}{(\omega + 1) g_m} e \\ T_m &= T_s \left(1 - \frac{\alpha R_d}{(\omega + 1) g_m} \right) \end{aligned} \quad (2.12)$$

式中, T_s 为地表温度, e 为水汽压, $\alpha, R_d, \omega, k_2', k_3, g_m$ 为常数, 此处不再给出。

2.2.7 MOPS 模型

MOPS(Minimum Operational Performance Standards)模型(MOPS, 1999)的天顶延迟干湿分量计算如下:

$$\begin{aligned}
Z_h &= 10^{-6} \frac{k_1 R_d P}{g_m} \times \left(1 - \frac{\beta H}{T}\right)^{\frac{g}{R_d \beta}} \\
Z_w &= 10^{-6} \frac{k_3 R_d}{g_m (\lambda + 1) - \beta R_d} \times \frac{e}{T} \times \left(1 - \frac{\beta H}{T}\right)^{\frac{(\lambda + 1)g}{R_d \beta} - 1}
\end{aligned} \tag{2.13}$$

式中各个参数值如下：

$$\begin{aligned}
k_1 &= 77.604 \text{K/hPa} \\
k_3 &= 38200 \text{K}^2/\text{hPa} \\
R_d &= 287.054 \text{J/kg/K} \\
g_m &= 9.784 \text{m/s}^2 \\
g &= 9.80665 \text{m/s}^2
\end{aligned}$$

MOPS 模型需要用到测站的气象参数，MOPS 采用经验气象参数，其计算公式如下：

$$\xi(\varphi, \text{doy}) = \xi_0 - \Delta\xi(\varphi) \cos\left[\frac{2\pi(\text{doy} - d_0)}{365.25}\right] \tag{2.14}$$

式中， doy 为年积日， φ 为测站纬度， d_0 为常数，北半球为 28，南半球为 211， ξ 为待求气象参数，如气压、气温、水汽，其年均值 ξ_0 见表 2.1，季节变化 $\Delta\xi$ 见表 2.2。首先根据测站纬度以及表 2.1 与表 2.2 中的不同区间内参数，线性内插出相应的气象参数年均值与季节变化，根据公式(2.14)计算相应年积日的气象参数，在根据式(2.13)计算干湿延迟。

EGNOS(European Geostationary Navigation Overlay Service)模型与 MOPS 模型相同。

表 2.1 MOPS 函数气象值年均值

| 纬度 | P_0 (hPa) | T_0 (K) | e_0 (hPa) | β_0 (K/km) | λ_0 |
|-----------------|-------------|-----------|-------------|------------------|-------------|
| $\leq 15^\circ$ | 1013.25 | 299.65 | 26.31 | 6.30 | 2.77 |
| 30° | 1017.25 | 294.15 | 21.79 | 6.05 | 3.15 |
| 45° | 1015.75 | 283.15 | 11.66 | 5.58 | 2.57 |
| 60° | 1011.75 | 272.15 | 6.78 | 5.39 | 1.81 |
| $\geq 75^\circ$ | 1013.00 | 263.65 | 4.11 | 4.53 | 1.55 |

表 2.3 MOPS 函数气象值季节变化振幅

| 纬度 | ΔP (hPa) | ΔT (K) | Δe (hPa) | $\Delta \beta$ (K/km) | $\Delta \lambda$ |
|-----------------|------------------|----------------|------------------|-----------------------|------------------|
| $\leq 15^\circ$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 30° | -3.75 | 7.00 | 8.85 | 0.25 | 0.33 |
| 45° | -2.25 | 11.00 | 7.24 | 0.32 | 0.46 |
| 60° | -1.75 | 15.00 | 5.36 | 0.81 | 0.74 |
| $\geq 75^\circ$ | -0.50 | 14.50 | 3.39 | 0.62 | 0.30 |

2.2.8 UNB 系列改正模型

UNB 系列改正模型(Collins, 1999; Collins and Langley, 1999a; 1999b; Leandro, 2006; 2007)应用最广泛的是 UNB3 与 UNB3m。

UNB3 与 MOPS 的表达形式一样,气象参数的计算方法方式也一样,唯一不同是,UNB3 模型中 g 是测站的重力加速度, g_m 不再是常数,其计算公式如下:

$$g_m = 9.784(1 - 2.66 \times 10^{-3} \cos(2\varphi) - 2.8 \times 10^{-7} h) \quad (2.15)$$

式中, φ 是测站纬度, h 是测站高程。

UNB3m 模型(Leandro, 2007)采用相对湿度而不是水汽压,给出了相对湿度的经验参数表以及相关计算公式,此处不再赘述。

2.2.9 VMF 系列模型

VMF 模型是由 GGOS 提供的基于欧洲中尺度气象预报中心(ECMWF)分层大气数据的对流层改正模型(Kouba, 2007; Steigenberger, 2009)。VMF Site 数据提供 IGS 测站的对流层天顶延迟干湿分量、干湿映射函数系数,以及测站的气象参数,包括气温、气压、水汽含量、加权平均温度等,时间分辨率为 6 h。VMF Grid 提供全球 $2^\circ \times 2.5^\circ$ 的格网点上的对流层天顶延迟干湿分量、干湿映射函数。VMF 模型还提供预报对流层天顶延迟干湿分量与相应的映射函数(Boehm, 2008)。

UNB-VMF 是 University of New Brunswick 基于 VMF 概念,采用 NCEP 数据得到的对流层改正模型,同样包括格网点的天顶延迟分量与相应的映射函数(Urquhart, 2011; 2013; 2014)。

2.3 映射函数

由 2.1 可知,GNSS 卫星信号传播路径上的延迟量由天顶延迟与映射函数表示,与天顶延迟干湿分量对应的是干湿映射函数,表示斜路径上干湿延迟量与天顶干湿延迟之间的比例。

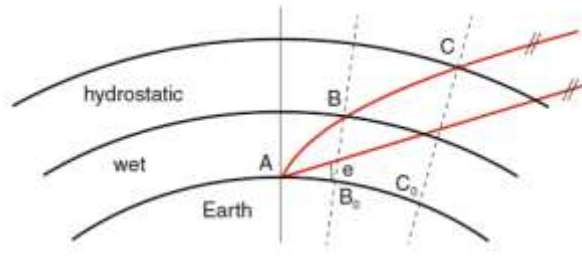


图 2.2 对流层干湿映射函数示意图(Böhm and Schuh 2013)。湿延迟高度约为 2 km，干延迟约为 8 km，因此，干湿映射函数分别表示图中的 $(AC) / (C_0C)$ 与 $(AB) / (B_0B)$ 。湿映射函数通常比干映射函数要大。

如图 2.2 所示， $(AB) / (B_0B)$ 与 $(AC) / (C_0C)$ 分别表示是湿分量映射函数与干分量映射函数。由于地球的形状，以及水汽随着测站高程的增加急剧减少，干分量映射函数通常比湿分量映射函数小（低高度角除外，此时需要考虑大气弯折效应，其对干分量映射函数的影响在低高度角时较大）。因此，映射函数实质上是大气密度对地球半径的比(Niell, 2001)。随着大气密度的减小，映射函数会越来越接近 $1/\sin(E)$ 。对于 20° 以上的高度角，采用 $1/\sin(E)$ 为映射函数即可。Marini 首先采用连分式来表示映射函数(Marini, 1972)，如下所示：

$$mf(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{a}{\sin E + \frac{b}{\sin E + \frac{c}{\sin E + \dots}}}} \quad (2.16)$$

随后，根据连分式个概念，这个公式被用于计算干分量映射函数(Marini and Murray Jr, 1973)，在 VLBI 中得到了广泛应用。相应的，天顶干延迟通常由 Saastamoinen 公式(Saastamoinen, 1972)计算。首个干湿分量映射函数与 1974 年产生(Chao, 1974)。

下面将介绍部分映射函数模型。

2.3.1 Moffett 模型

Moffett 映射模型(Moffett, 1971)如下所示：

$$\begin{aligned} STD_h &= 2.31 \frac{1}{\sin(E^2 + \theta_d^2)} \\ STD_w &= 0.20 \frac{1}{\sin(E^2 + \theta_w^2)} \\ \theta_d &= 2.5^\circ \\ \theta_w &= 1.5^\circ \end{aligned} \quad (2.17)$$

式中， E 是高度角， θ_d 与 θ_w 是经验系数（°），该式适用于海平面，其中干延迟分量基于海平面标准气压，湿延迟分量也是基于海上气象参数。

Moffett 函数的改进式如下：是

$$\begin{aligned} STD_h &= K_d P_s \frac{1}{\sin(E^2 + \theta_d^2)} \\ STD_w &= K_w \frac{1}{\sin(E^2 + \theta_w^2)} \\ K_d &= 2.278 \times 10^{-3} \text{ m/hPa} \end{aligned} \quad (2.18)$$

P_s 是测站气压（hPa）， K_d 与 K_w 是经验常数， K_w 与纬度、季节、天气相关。Moffett 提供了一个 K_w 的参考值，见表 2.4

表 2.4 Moffett 模型参数表

| 地点, 时间 | 赤道 或 中纬度夏季 | 中纬度春秋 | 中纬度冬季 | 两极 |
|-----------|------------|-------|-------|------|
| K_w (m) | 0.28 | 0.20 | 0.12 | 0.05 |

2.3.2 Chao 模型

Chao 模型(Chao, 1974)取自无线电探空资料结果，其与射线距离改正相比误差在 1%之内。Chao 映射函数定义如下：

$$mf(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{a}{\tan E + b}} \quad (2.19)$$

对于干延迟分量， $a=0.00143, b=0.00035$ ；对湿延迟分量， $a=0.0445, b=0.0170$ 。

2.3.3 Black 模型

Black 模型(Black, 1978)如下所示：

$$\begin{aligned} SPD &= mf_h(E) \times Z_h + mf_w(E) \times Z_w \\ Z_h &= 2.343 P_s \frac{T_K - 4.12}{T_K} \\ Z_w &= k_w \\ mf(E) &= \sqrt{1 - \left[\frac{\cos E}{1 + 0.15 \frac{h}{r_s}} \right]^2} \end{aligned} \quad (2.20)$$

对于干分量，映射函数的系数 $h=148.98(T_K - 4.12)$ （m）；对于湿分量，天顶延迟根据不同的季节与纬度取不同的值，如下表。湿分量的映射函数系数 $h=13000$ （m）。 r_s 为地心到测站的距离（m）， P_s 是测站气压（hPa）， T_K 是测站

开氏温度 (K)。

表 2.5 Black 模型参数表

| 地点, 时间 | 赤道或中纬度夏季 | 中纬度春秋 | 中纬度海洋冬季 | 中纬度大陆冬季 | 两极 |
|-----------|----------|-------|---------|---------|------|
| K_w (m) | 0.28 | 0.20 | 0.12 | 0.06 | 0.05 |

2.3.4 Marini & Murray 模型

Marini & Murray 模型(Marini and Murray Jr, 1973)公式如下:

$$SPD = \frac{f(\lambda)}{f(\varphi, h_s)} \cdot \frac{A+B}{\sin E + \frac{B}{(A+B)(\sin E + 0.01)}}$$

$$A = 0.002357P_s + 0.000141e_0$$

$$B = (1.084 \times 10^{-8})P_s T_K K + (4.734 \times 10^{-8}) \frac{P_s^2}{T_K} \frac{2}{3 - \frac{1}{K}}$$

$$K = 1.163 - 0.00968 \cos(2\varphi) - 0.00104T_K + 0.00001435P_s$$
(2.21)

其中, SPD 是倾斜路径上的改正量 (m), E 是高度角, P_s 是测站气压 (hPa), T_K 是测站开氏温度 (K), e_0 是水汽压 (hPa), 有:

$$e_0 = 6.11 \times 10^{\frac{7.5T}{T+237.3}} \times rh$$
(2.22)

λ 是微波波长, 有:

$$f(\lambda) = 0.9650 + \frac{0.0164}{\lambda^2} + \frac{0.000228}{\lambda^4}$$
(2.23)

当 $\lambda = 0.6943$ 时 $f(\lambda) = 1.0000$ 。

2.3.5 Marini 模型

Marini 模型(Marini, 1972)如下所示:

$$mf = \frac{1+\kappa}{\sin E + \frac{\kappa}{(1+\kappa)(\sin E + 0.015)}}$$

$$\kappa = \frac{B}{A}$$

$$A = \frac{0.002277[P + (1255/T_K + 0.05)e]}{f(\varphi, h)}$$

$$f(\varphi, h) = 1 - 0.0026 \cos(2\varphi) - 0.28 \times 10^{-6} h$$

$$B = \frac{2.644 \times 10^{-3}}{f(\varphi, h)} e^{-0.14372h}$$
(2.24)

式中, P 是气压 (hPa), T_K 是气温 (K), e 是水汽压 (hPa), (φ, h) 是测站纬度与

高程。

2.3.6 Black & Einser 模型

Black & Einser 模型(Black and Eisner, 1984)也是 ENGOS 系统采用的映射函数, 公式如下所示:

$$mf = \frac{1.001}{\sqrt{0.002001 + (\sin E)^2}} \quad (2.25)$$

2.3.7 Ifadis 模型

Ifadis 模型(Ifadis, 1986)公式如下所示:

$$mf(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{A}{\sin E + \frac{B}{\sin E + C}}}$$

$$A = a_1 + a_2(P_s - 1000) + a_3(T_C - 15) + a_4\sqrt{e_0}$$

$$B = b_1 + b_2(P_s - 1000) + b_3(T_C - 15) + b_4\sqrt{e_0} \quad (2.26)$$

$$C_d = 0.07800$$

$$C_w = 0.05917$$

对于干湿映射函数, A、B 的系数不同, 见表 2.6。

表 2.6 Ifadis 模型参数

| | 干分量映射函数 | 湿分量映射函数 |
|-------|-----------|-------------|
| a_1 | 0.1237D-2 | 0.5236D-03 |
| a_2 | 0.1316D-6 | 0.2471D-06 |
| a_3 | 0.1378D-5 | -0.1724D-06 |
| a_4 | 0.8057D-5 | 0.1328D-04 |
| b_1 | 0.3333D-2 | 0.1705D-02 |
| b_2 | 0.1946D-6 | 0.7384D-06 |
| b_3 | 0.1040D-5 | 0.3767D-06 |
| b_4 | 0.1747D-5 | 0.2147D-04 |

2.3.8 CFA2.2 模型

以上 Marini 与 Chao 模型容易受折射廓线纵向 (Profile) 和横向 (Lateral) 梯度的影响, 在物理意义上与气象参数也无关。Davis 在 1985 年, 基于流体静力学的基础, 给出了修正函数 CfA2.2 模型(Davis, 1985), 能更好的反映地区性和季节性折射廓线。

CfA2.2 映射函数定义如下:

$$mf(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{a}{\tan E + \frac{b}{\sin E + c}}} \quad (2.27)$$

$$a = a_0 \times [1 + a_1(P_0 - 1000) + a_2e_0 + a_3(T_0 - 20) + a_4(\beta + 6.5) + a_5(h_t - 11.231)]$$

$$b = b_0 \times [1 + b_1(P_0 - 1000) + b_2e_0 + b_3(T_0 - 20) + a_4(\beta + 6.5) + a_5(h_t - 11.231)]$$

$$c = -0.0090$$

式中 a,b 的参数见表 2.7。

表 2.7 CfA2.2 模型参数值

| a_0 | a_1 | a_2 | a_3 | a_4 | a_5 |
|----------|------------|-------------|------------|------------|-------------|
| 0.001185 | 0.6071D-04 | -0.1471D-03 | 0.3072D-02 | 0.1965D-01 | -0.5645D-02 |
| b_0 | b_1 | b_2 | b_3 | b_4 | b_5 |
| 0.001144 | 0.1164D-04 | 0.2795D-03 | 0.3109D-02 | 0.3038D-01 | -0.1217D-01 |

2.3.9 MTT 模型

MTT 模型(Herring, 1992)是 Herring 于 1992 年利用北美 11 个台站两年的大气廓线资料建立的映射函数模型, 只需使用地表温度 T_s 。MTT 定义如下:

$$mf(E) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + \frac{c}{a}}}}{\sin E + \frac{b}{\sin E + c}} \quad (2.28)$$

对于干分量映射函数,

$$a = [1.2320 + 0.0139 \cos \varphi - 0.0209 h_s + 0.00215(T_s - 283.15)] \times 10^{-3}$$

$$b = [3.1612 - 0.1600 \cos \varphi - 0.0331 h_s + 0.00206(T_s - 283.15)] \times 10^{-3} \quad (2.29)$$

$$c = [71.244 - 4.293 \cos \varphi - 0.149 h_s + 0.0021(T_s - 283.15)] \times 10^{-3}$$

对于湿分量映射函数,

$$\begin{aligned}
 a &= [0.583 - 0.011 \cos \varphi - 0.052 h_s + 0.0014 (T_s - 283.15)] \times 10^{-3} \\
 b &= [1.402 - 0.102 \cos \varphi - 0.101 h_s + 0.0020 (T_s - 283.15)] \times 10^{-3} \\
 c &= [45.85 - 1.91 \cos \varphi - 1.29 h_s + 0.015 (T_s - 283.15)] \times 10^{-3}
 \end{aligned} \quad (2.30)$$

式中, φ, h_s, T_s 分别表示测站纬度、高程以及测站温度。

2.3.10 NMF 模型

Neill 采用全球分布 (主要是北半球) 的 26 个探空气球站收集的资料建立了 NMF (Neill Mapping Function) 模型 (Niell, 1996)。

NMF 映射函数也采用 MTT 函数的三级连分形式, 干映射系数 a_h 计算如下:

$$a_h(\varphi, t) = a_{\text{avg}}(\varphi) + a_{\text{amp}} \cos(2\pi(\text{doy} - 28) / 365.25) \quad (2.31)$$

式中, φ 为测站纬度, doy 是年积日, 参数 a_{avg} 、 a_{amp} 与测站位置相关, 可以根据 NMF 参数表提供的全球不同纬度的参数值, 内插得到。参数 b_h 、 c_h 以及 a_w, b_w, c_w 也由 NMF 提供的参数表线性内插获得。

NMF 模型需要根据测站高程进行干映射函数的改正, 改正式如下所示:

$$mf(E) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin E + \frac{a}{\sin E + \frac{b}{\sin E + c}}} + \left(\frac{1}{\sin E} - \frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\sin E + \frac{a_{ht}}{\sin E + \frac{b_{ht}}{\sin E + c_{ht}}}} \right) \times h \times 10^{-3} \quad (2.32)$$

2.3.11 IMF 模型

IMF (Isobaric Mapping Function) 模型 (Niell, 2000) 采用与 NMF 一样的三级连分式, 对于干延迟映射函数, 各个参数计算公式为:

$$\begin{aligned}
 a &= a_0 + a_1 \cos 2(\varphi - \varphi_a) + (\zeta_0 + \zeta_1 \cos 2(\varphi - \varphi_\zeta)) (z(\varphi, \lambda) - (z_0 + z_1 \cos 2(\varphi - \varphi_z))) \\
 b &= b_0 \\
 c &= c_0 + c_1 \cos 2(\varphi - \varphi_c)
 \end{aligned} \quad (2.33)$$

式中各个参数值见表 2.8。

表 2.8 IMFh 参数表

| | | | | | |
|-----------|----------|-----------|---------|-----------------|------|
| a_0 | 1.24D-3 | a_1 | 4.0D-5 | φ_a | 2.0° |
| ζ_0 | 7.4D-8 | ζ_1 | -1.6D-8 | φ_ζ | 0.0° |
| z_0 | 1.1836D4 | z_1 | 6.19D2 | φ_z | 3.0° |
| b_0 | 2.905D-3 | | | | |
| c_0 | 6.34D-2 | c_1 | 1.4D-3 | φ_c | 0.0° |

湿延迟映射函数的参数公式为：

$$\begin{aligned}
 a &= a_0 + a_1(R - R_0) + \frac{\partial a}{\partial h}h \\
 b &= b_0 + b_1(R - R_0) \\
 c &= c_0 + c_1(R - R_0)
 \end{aligned} \tag{2.34}$$

公式中的参数见表 2.9。

表 2.9 IMFw 参数值

| | | | | | |
|-------|-----------|-------|------------|---------------------------------|------------|
| a_0 | 6.8827D-4 | a_1 | -2.0795D-4 | $\frac{\partial a}{\partial h}$ | -1.6580D-7 |
| b_0 | 1.3503D-3 | b_1 | 1.8882D-4 | | |
| c_0 | 3.9647D-2 | c_1 | 4.8581D-3 | | |
| R_0 | 15.5 | | | | |

2.3.12 UNBabc 与 UNBab

UNBabc 与 UNBab(Guo and Langley, 2003)是一种适用于低高度角(2°)的映射函数。

UNBabc 函数：

$$mf = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + \frac{a}{1+c}} \frac{\sin E + \frac{a}{b}}{\sin E + c} \tag{2.35}$$

式中参数定义如下：

$$\begin{aligned}
 a_h &= \frac{1.18972 - 0.026855h + 0.10664 \cos \varphi}{1000} \\
 b_h &= 0.0035716 \\
 c_h &= 0.082456 \\
 a_w &= \frac{0.61120 - 0.035348h - 0.01526 \cos \varphi}{1000} \\
 b_h &= 0.0018576 \\
 c_h &= 0.062741
 \end{aligned} \tag{2.36}$$

UNBab 函数:

$$mf = \frac{1 + \frac{a}{1+b}}{\sin E + \frac{a}{\sin E + b}} \tag{2.37}$$

式中参数定义如下:

$$\begin{aligned}
 a_h &= \frac{1.53804 - 0.039491h + 0.17020 \cos \varphi}{1000} \\
 b_h &= \frac{50.0724 - 0.814759h + 2.35232 \cos \varphi}{1000} \\
 a_w &= \frac{0.73537 - 0.041172h - 0.00202 \cos \varphi}{1000} \\
 b_w &= \frac{32.5627 - 0.670636h - 0.15502 \cos \varphi}{1000}
 \end{aligned} \tag{2.38}$$

h 是测站正高 (m), φ 是测站纬度。

2.3.13 Foelsche & Kirchengast 模型

Foelsche & Kirchengast 函数(Foelsche and Kirchengast, 2002)对 6°以上的高度角有效, 只有一个参数:

$$\begin{aligned}
 mf &= \left(\frac{R_e}{H_{atm}} + 1 \right) \left[\cos(\arcsin(\tilde{r} \cos E)) - \tilde{r} \sin E \right] \\
 \tilde{r} &= \frac{R_e}{R_e + H_{atm}}
 \end{aligned} \tag{2.39}$$

式中, R_e 取 6371 km, H_{atm} 在为~15 km, 在两极 14.5 km, 赤道地区为 15.5 km, 其他地区线性内插计算。

2.3.14 VMF1 模型

Boehm 等人基于 ECMWF40 年观测数据的再分析(ECMWF Reanalysis 40, ERA40), 建立了 VMF1(Vienna Mapping Function)模型(Kouba, 2007)。

2004 年 Boehm 等人建立 VMF 模型, 并通过算例论证了在 VLBI 基线重复

率上 VMF 略好于 IMF 模型(Boehm, 2004)。随后改正了 VMF 映射函数的参数 b 、 c ，发展为新的 VMF1 模型。这时候的 VMF1 模型是基于 IGS 和 VLBI 站的，只适用于这些测站，又简称 VMFS(Site VMF1)，这大大限制了其实用性，因此又发展了格网 VMF1 模型(Grid VMF1)，简称 VMFG，VMFG 产品的干映射函数参数对应的是椭球面，采用了 NMF 中的高程改正系数，映射函数即为 VMF1_{ht}。

通过提取 ECMWF 提供的高度角为 3.3° 的大气湿折射率资料，VMF1 模型采用射线追踪法获取全球经纬分辨率为 $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ 、时间分辨率 6 h 的全球格网点上的干湿映射函数参数 a_h 、 a_w ，这些结果由维也纳理工大学大地测量研究所的网站 (<http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at>) 提供。

VMF1_{ht} 函数的参数 $b_h=0.0029$ ， c_h 与年积日、测站纬度有关，其计算公式如下：

$$c_h = 0.0062 + \left(\left(\cos \left(2\pi \frac{doy - 28}{365} + \psi \right) + 1 \right) \times \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right) \times (1 - \cos \varphi) \quad (2.40)$$

式中， φ 为测站纬度， doy 为年积日，其他参数如下：

$$\begin{cases} \text{北半球: } c_{10} = 0.001; c_{11} = 0.005; \psi = 0 \\ \text{南半球: } c_{10} = 0.002; c_{11} = 0.007; \psi = \pi \end{cases}$$

湿映射函数的参数直接采用 45° 时 NMF 模型的参数值，即：

$$b_w = 0.00146; c_w = 0.04391$$

VMF1 模型参数及函数可从其网站 (<http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at>) 下载。

VMF1 模型也提供对流层天顶延迟干湿分量，VMFS 提供若干 IGS 以及 VLBI 站的数据，VMFG 提供全球干湿分量的格网，用户可以从其网站获取。

2.3.15 GMF/GPT 模型

VMFS 模型只提供若干 IGS/VLBI 基准站的数据，VMFG 模型虽然提供全球格网数据，但是在使用时需要内插，比较麻烦，为方便计算，Boehm 等人基于 VMF1 模型建立了类似 NMF 易于实现且精度与 VMF1 模型相当的 GMF/GPT 模型(Boehm, 2006a; 2006b; 2007a; 2007b)与 VMF1 映射函数类似，GMF 映射函数也基于 ERA40 的月平均数据，采用射线轨迹追踪法，基于 1999 年 9 月到 2002 年 8 月的数据确定映射参数 a_h 和 a_w ，而采用与 VMF1 相同的参数 b 、 c ，具体的计算程序在 VMF1 官网上也可以下载。而计算对流层延迟所需要用到的气象参数则通过 GPT 模型获取。

GMF/GPT 模型是 VMF1 的模型化，精度略逊于 VMF1 模型，但计算简便是一大优势。由于 GPT 模型估计的对流层天顶延迟干分量 Z_h 有部分系统误差，

这部分系统误差在一定程度上能够补偿大气负荷的影响,因此在不做大气负荷改正的情况下 GPT 模型比基于 ECMWF 的 VMF1 模型精度略高(Steigenberger, 2009)。

2.3.16 GPT2 模型

2012 年 Boehm 等人提出了一种新的对流层延迟经验模型: GPT2, 以及其精化模型 GPTw(Lagler, 2013; Böhm, 2014)。

GPT2 基于 ERA 中期数据 2001 年到 2012 年的月平均廓线数据(气压、气温以及湿度), 地形数据采用全球地形地表高程数据 ETOPO5 平均高度上的 5° 格网数据, 提供的参数包括: 气压、气温、温度随高度变化量、水汽压以及干湿映射函数参数 a_h 、 a_w 。

Boehm 等人采用 VLBI 分析软件 VieVS(Vienna VLBI Software)对 1984 年到 2005 年的观测数据进行处理, 分析认为, 在考虑大气负荷效应的情况下, GPT2 模型定位精度要高于 GMF/GPT 模型, 因此推荐在对流层延迟计算中以 GPT2 取代 GMF/GPT 模型。

2.4 对流层模型对 GNSS 坐标估计的影响

对流层延迟由干湿分量及映射函数表达, 即式(2.6):

$$\Delta L(E) = mf_h(E) \times Z_h + mf_w(E) \times Z_w \quad (2.41)$$

其中, Z_h 、 Z_w 为天顶延迟干湿分量, mf_h 、 mf_w 是干湿延迟映射函数, E 是真空时的高度角, 即信号传出大气时的高度角, 因为考虑到大气弯折效应, 信号在刚进入大气层和进入接收机时的高度角不一致, 称为大气弯折效应。大气弯折通常被归到干延迟中予以改正。

下面分析对流层模型误差对 GNSS 坐标估计的影响(Böhm and Schuh, 2013)。

在 GNSS 定位中, 天顶延迟干分量通常采用模型值固定, 只估计湿分量, 因此干分量与映射函数一样会对测站坐标(主要是高程方向)精度产生影响(Niell, 2001; Boehm, 2004)。下面将对对流层干分量以及映射函数误差对定位误差的影响进行分析(Boehm, 2006)。假设干湿分量分别为 2 m 和 20 cm, 截止高度角为 5° , 相应的干湿映射函数分别为 $10.15(mf_h(5^\circ))$ 和 $10.75(mf_w(5^\circ))$ 。对于天顶延迟干分量而言, 假定气压误差为 + 10 hPa, 相应的天顶延迟干分量误差为 + 20 mm(Saastamoinen, 1972), 在 5° 高度角时, 产生的斜路径误差约为 -12 mm($10.15 - 10.75 = -0.6$, $20 \text{ mm} \times 0.6 = 12 \text{ mm}$), 相应的高程误差约为对流层

误差的 1/5，即-2.4 mm。这个误差与大气荷载改正相当，因为当大气压低的时候，测站坐标会升高(Tregoning and Herring, 2006; Steigenberger, 2009)。对于映射函数而言，假定湿延迟误差为 $0.1(mf_w(5^\circ))$ ，或干延迟误差为 $0.01(mf_h(5^\circ))$ ，在 5° 高度截止角时，引起的对流层误差为 20 mm，相应的测站高程方向误差为 +4 mm。

2.5 双线性内插算法

在对流层格网产品中，测站处产品值的计算一般采用双线性内插而来。本文后面章节的分析中也用到双线性内插，因此在此对双线性内插算法进行介绍。

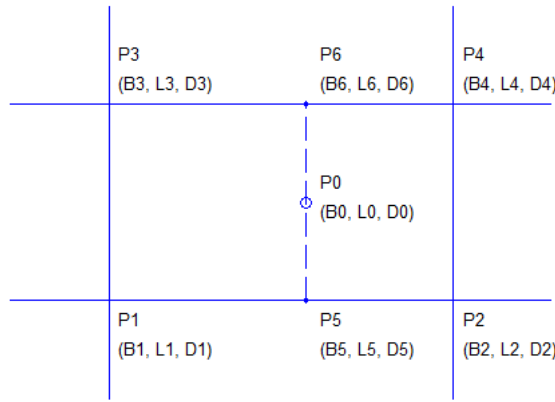


图 2.3 双线性内插示意图

如图 2.3 所示，对于格网内的点 P0，其坐标（纬度、经度）是（B0、L0），周围四个格网点 P1、P2、P3、P4，坐标分别是（B1，L1），（B2，L2），（B3，L3），（B4，L4），对应的值是 D1，D2，D3，D4。已知

$$B1=B2, B3=B4, L1=L3, L2=L4, L5=L6=L0$$

令：

$$\begin{aligned}
 \Delta B &= B3 - B1 = B4 - B2 = B6 - B5 \\
 \Delta L &= L2 - L1 = L4 - L3 \\
 dL &= L6 - L3 = L5 - L1 = L0 - L3 = L0 - L1 \\
 dL' &= L4 - L6 = L2 - L5 = L4 - L0 = L2 - L0 = \Delta L - dL \\
 dB &= B0 - B5 = B0 - B1 \\
 dB' &= B6 - B0 = B3 - B0 = \Delta B - dB
 \end{aligned} \tag{2.42}$$

首先线性内插 P5、P6 点的值 D5、D6：

$$\begin{aligned}
 D5 &= D1 + \frac{L5 - L1}{L2 - L1} (D2 - D1) = D1 + \frac{dL}{\Delta L} (D2 - D1) \\
 D6 &= D3 + \frac{L6 - L3}{L4 - L3} (D4 - D3) = D3 + \frac{dL}{\Delta L} (D4 - D3)
 \end{aligned} \tag{2.43}$$

然后由 P5、P6 点线性内插 P0 点的值 D0

$$D_0 = D_5 + \frac{B_0 - B_5}{B_6 - B_5} (D_6 - D_5) = D_5 + \frac{dB}{\Delta B} (D_6 - D_5) \quad (2.44)$$

则有

$$\begin{aligned} D_0 &= D_5 + \frac{dB}{\Delta B} (D_6 - D_5) = \frac{1}{\Delta B} [(\Delta B - dB) D_5 + dB \times D_6] \\ &= \frac{1}{\Delta B} \left[(\Delta B - dB) \left(D_1 + \frac{dL}{\Delta L} (D_2 - D_1) \right) + dB \left(D_3 + \frac{dL}{\Delta L} (D_4 - D_3) \right) \right] \\ &= \frac{1}{\Delta B \Delta L} [(\Delta B - dB) (\Delta L \times D_1 + dL (D_2 - D_1)) + dB (\Delta L \times D_3 + dL (D_4 - D_3))] \\ &= \frac{1}{\Delta B \Delta L} [(\Delta B - dB) ((\Delta L - dL) \times D_1 + dL \times D_2) + dB ((\Delta L - dL) D_3 + dL \times D_4)] \\ &= \frac{1}{\Delta B \Delta L} [dB' (dL' \times D_1 + dL \times D_2) + dB (dL' D_3 + dL \times D_4)] \\ &= \frac{1}{\Delta B \Delta L} [dB' dL' \times D_1 + dB' dL \times D_2 + dB dL' \times D_3 + dB dL \times D_4] \end{aligned} \quad (2.45)$$

2.6 ZTD 经验改正模型在中国大陆区域精度评估

对流层天顶延迟量可以由数字气象模型 (NWM) 提供的气象参数计算, 其建模精度与有效性已得到检验。但基于 NWM 计算对流层天顶延迟过于复杂, 使用不方便, 因此常采用一些简单模型计算天顶对流层延迟, 如 Saastamoinen、EGNOS、UNB3m、GPT、GPT2 等, 这些模型都是基于气象参数的改正模型。近年来有一系列基于天顶延迟时间序列分析结果的改正模型, 如根据 IGS 全球站实测 ZTD 时间序列的改正模型, 根据 NWM 计算的 ZTD 时间序列的改正建模 IGGtrop、GZTD、SHAO 等。上述模型全球范围的精度已有较多的讨论, 但是在中国区域缺乏精度分析比较。随着中国区域卫星导航定位的迅速发展, 有必要对这几种模型的适用性与精度进行评估。本文采用上海天文台解算的陆态网 (CMONOC) 223 个测站 2012.01-2013.12 期间的实测数据, 对 EGNOS、UNB3m、GPT、GPT2 模型在中国区域的精度进行了详细分析, 其结论对中国区域 GNSS 解算时对流层模型的选择由一定的参考价值。

2.6.1 计算数据

上海天文台 GNSS 分析中心 (GNSS Analysis Center at Shanghai Astronomical Observatory, SHAO) 对全球 110 个 IGS 测站和中国区域的 260 个陆态网测站的 GPS/GLONASS 观测数据进行处理, 其提供的精密 GPS 轨道与钟差产品与 IGS 一致, 其中 GPS 轨道精度为~1.4 cm, 钟差精度为~41 ps, 包括 30s 的精密卫星

钟差产品(Chen, 2012; Chen, 2013)。SHAO 在解算时, 对流层参数设置如下: 固定 GPT 模型的干延迟量, 每小时估计一个湿延迟改正量, 投影函数采用 GMF。

IGS 解算的 ZTD 综合了多个分析中心(Analysis Center, AC)的结果, 其精度为 ~2 mm(Jin, 2007), 采样间隔为 5 min。为评估 SHA 对流层延迟产品(下文简称 SHA ZTD)的精度, 统计 2012.01-2013.12 中国区域的 7 个 IGS 测站的 SHA ZTD 与 IGS ZTD 的平均偏差(BIAS)和均方根误差(RMS), 统计公式见式(2.46)。IGS ZTD 采样间隔为 5 min, 统计时将其重采样至 1 h。各测站的 SHA ZTD 统计精度见表 2.10。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (ZTD_i^{IGS} - ZTD_i^{SHA})^2} \quad (2.46)$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (ZTD_i^{IGS} - ZTD_i^{SHA})$$

表 2.10 SHA 对流层产品与 IGS 对流层产品精度比较

| | BJFS | SHAO | CHAN | LHAZ | URUM | KUNM | TWTF | 均值 |
|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| BIAS | 1.2 | -0.8 | 1.6 | 1.5 | 1.0 | 1.0 | -0.7 | 0.7 |
| RMS | 2.2 | 2.0 | 2.5 | 2.7 | 1.6 | 3.8 | 2.4 | 2.5 |

从表 2.10 可以看出, 中国区域测站的 SHA ZTD 与 IGS ZTD 一致性很好, 各测站 BIAS 均值为 0.7 mm, RMS 均值为 2.5 mm。考虑到二者的采样间隔不同, 而且 IGS 综合了多个分析中心的结果, 因此 SHA ZTD 的 mm 级的精度足以评价其他模型精度。

2.6.2 精度分析

为评估不同模型的天顶总延迟精度, 文章选取陆态网 223 个测站, 计算各测站 2012.01-2013.12 期间的 EGNOS、UNB3m、GPT、GPT2 四种模型天顶延迟, 与 SHA ZTD 比较, 统计不同模型的精度, 计算方法与式(2.46)类似, 此处不再赘述。由于模型的时间分辨率为 1 天, 而实测 ZTD 分辨率为每小时 1 个, 因此将实测 ZTD 其重采样为每天 1 个。各测站的平面与高程分布见图 2.4。此外, 计算各测站两年的 ZTD 均值, 结果见图 2.4。

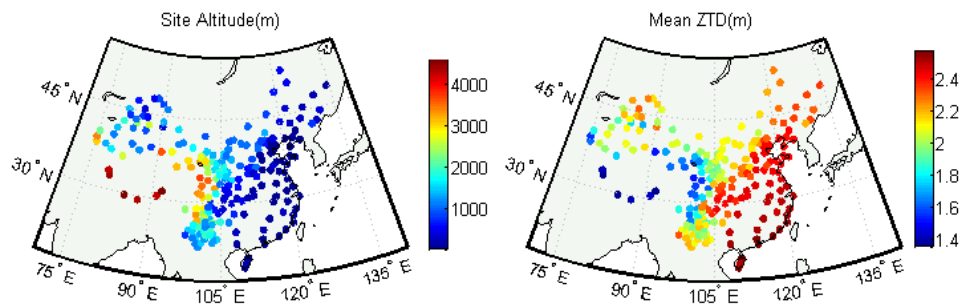


图 2.4 左: 中国区域各测站的高程; 右: 各测站的 ZTD 均值(2012-2013)

从图 2.4 可以看出, 各测站分布均匀, 但在西藏地区较为稀疏; ZTD 与测站高程近似成反比, 高程越高的测站其年平均 ZTD 越小, 如东部地区高程较低, ZTD 较大, 西部地区, 尤其是青藏高原地区高程较高, 年均 ZTD 相对较小。

各模型平均偏差 BIAS 与平均中误差 RMS 的分布见图 2.5、图 2.6。从图 2.5 中可以看出, ENGOS、UNB3m 模型在中国北部地区的 BIAS 普遍小于 0 cm, 在南方地区大于 0 cm; GPT2 模型在全国范围内各测站的 BIAS 略大于 EGNOS、UNB3m, 在(30°N, 105°E)附近明显偏大, 最大值可达 5 cm; 与 EGNOS、UNB3m、GPT2 相比, GPT 模型的在东南沿海的 BIAS 明显偏大, 最大可达 10 cm, 在新疆部分区域则偏小(< -5 cm), 这种在全国范围内的较大波动是由于 GPT 模型未提供测站的湿度数据, 湿延迟的计算时采用了经验相对湿度 60 %。由图 2.6 可以看出, 4 种模型的 RMS 均呈现在西北地区小, 东南地区大的整体趋势; EGNOS、UNB3m 在全国范围整体精度比 GPT/GPT2 要差; GPT 模型在东南沿海地区的 RMS 明显大于其他模型(>10 cm), 这是由于其采用了经验湿度参数导致的; GPT2 模型 RMS 整体小于其他模型, 但是在(30°N, 105°E)附近较差。

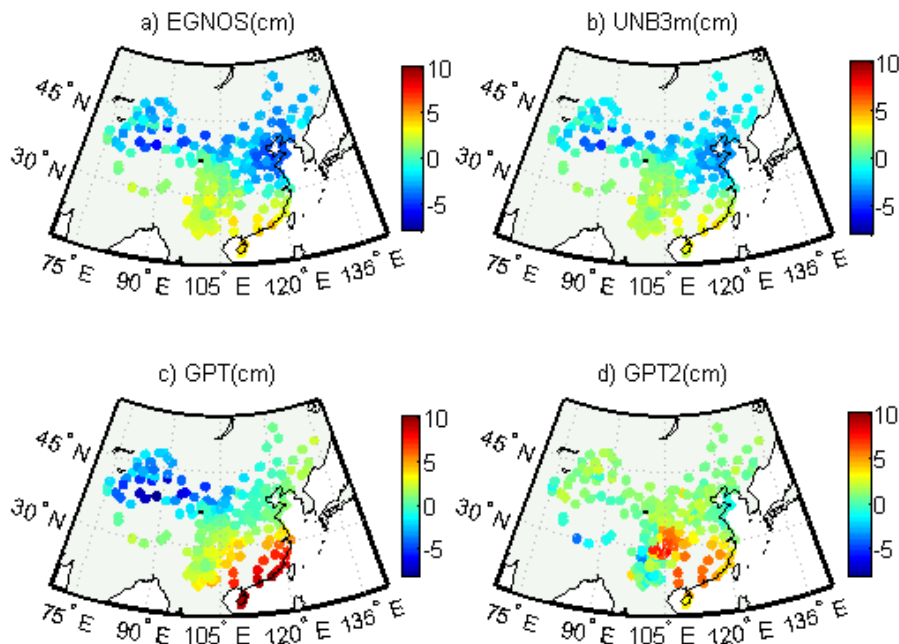


图 2.5 不同模型在中国区域的 ZTD 平均偏差(BIAS)

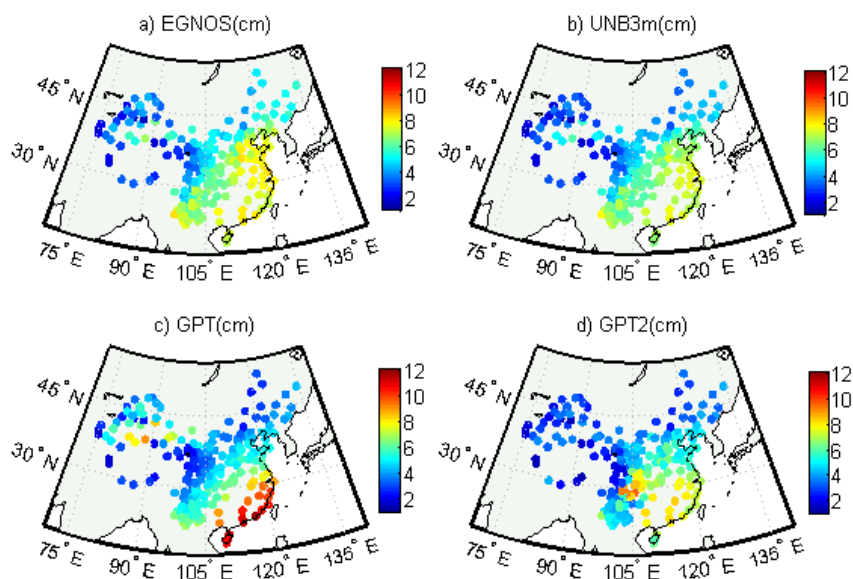


图 2.6 不同模型在中国区域的 ZTD 平均中误差(RMS)

对所有测站 4 种模型的 RMS 和 BIAS 进行统计, 结果见表 2.11。表中可以看出, 4 种模型的中误差为~5 cm, 其中 GPT2 模型精度最高, RMS 为 4.65 cm, EGNOS 模型精度最差, 为 5.59 cm, UNB3m 和 GPT 模型的 RMS 分别为 5.16 cm、5.00 cm; GPT 模型相对湿度虽然采用了经验参数(60%), 其 RMS 仍然小于 EGNOS、UNB3m, 但其 RMS 最大值可达 11.49 cm, 大于其他模型的 RMS 最大值(7~9 cm); EGNOS、UNB3m 模型的 BIAS 均值小 0 cm, GPT 模型的 BIAS 均值大于 0 cm, 但是 3 种模型 BIAS 均值的绝对值都小于 1 cm, 相反, GPT2 模型的 BIAS 均值为 1.53 cm, 结合图 2.5、图 2.6, 可知 GPT2 模型存在较大的系统偏差。

表 2.11 不同模型在中国区域的精度 (单位: cm)

| | | EGNOS | UNB3m | GPT | GPT2 |
|------|------|--------|--------|--------|--------|
| RMS | MEAN | 5.59 | 5.16 | 5.00 | 4.65 |
| | MIN | 1.62 | 1.52 | 1.71 | 1.42 |
| | MAX | 8.20 | 7.79 | 11.49 | 9.56 |
| BIAS | MEAN | - 0.59 | - 0.33 | 0.74 | 1.53 |
| | MIN | - 5.85 | - 5.04 | - 7.96 | - 3.88 |
| | MAX | 4.23 | 3.59 | 9.45 | 7.71 |

统计所有测站不同月份的 RMS 与 BIAS 均值, 见图 2.7。从图中可以看出, 4 种模型的 RMS 与 BIAS 分布均呈现相同的季节特性: 冬季小夏季大, 在夏季 RMS 都达到最大值(~8 cm), 冬季为最小值 2~4 cm, 这是由于夏季水汽丰富, 湿延迟变化剧烈, 模型难以精确估计; GPT、GPT2 模型在冬季 RMS 明显好于 EGNOS、UNB3m, 其他时间段内四种模型 RMS 相当; EGNOS、UNB3m 模型

的 BIAS 全年变化较大, 冬季为 ~ -3 cm, 夏季可达 ~ 6 cm; GPT、GPT2 模型 BIAS 全年变化较为平缓, GPT 模型 BIAS 全年变化最小, GPT2 模型 BIAS 冬季与 GPT 模型相当, 夏季逐渐变大, 在七月份可达 ~ 6 cm, 与 EGNOS、UNB3m 相当。

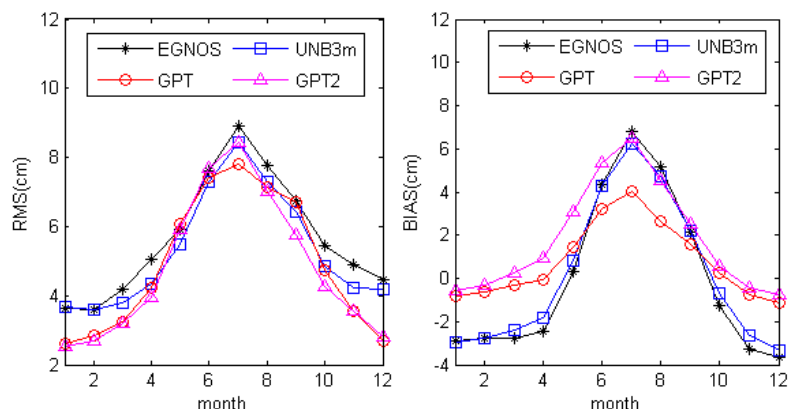


图 2.7 各模型不同月份的精度

为探究不同模型对高程的敏感性, 统计各模型在不同高程下的 RMS 与 BIAS, 以 500 m 为间隔计算每 500 m 区间内的所有测站 RMS、BIAS 均值, 统计结果见图 2.8。从图中可以看出, EGNOS、UNB3m 模型 RMS 明显大于 GPT、GPT2; GPT2 模型的 BIAS 在不同高程区间的测站均明显大于其他模型, 这与上文分析一致; 各模型 RMS 与 BIAS 与高程之间没有明显的关系, 不存在随着高程递增或递减的趋势; 4 种模型随高程变化的趋势比较一致, 说明其对高程的敏感程度相同。

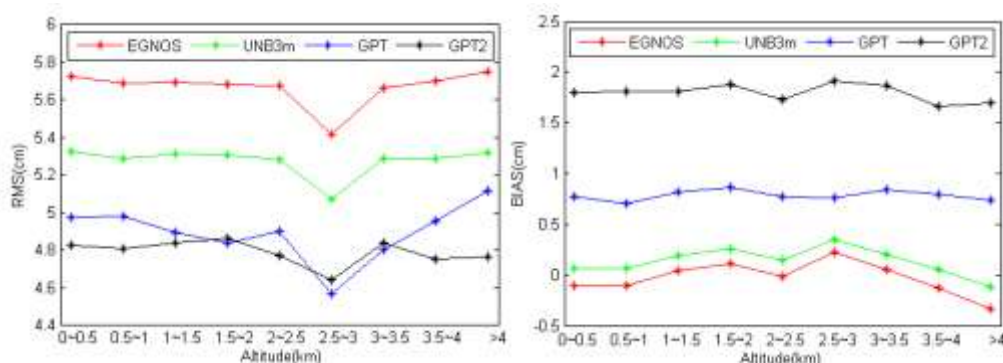


图 2.8 各模型精度与测站高程关系

不同模型的 RMS、BIAS 与测站纬度的关系如图 2.9 所示。图中可以看出, 随着纬度的增高, 各种模型的 RMS、BIAS 均呈递减趋势, 这与图 2.5、图 2.6 中各模型 RMS、BIAS 的区域分布关系一致, 可能是低纬度地区水汽丰富, 湿延迟分量变化剧烈所导致的; 在低纬度地区, GPT 模型的 RMS、BIAS 均明显大于其他模型, 这是由于 GPT 的相对湿度参数采用了经验常数(60%), 与这些区域的

实际相对湿度相差太大；不同模型精度对纬度的敏感性没有明显的区别。

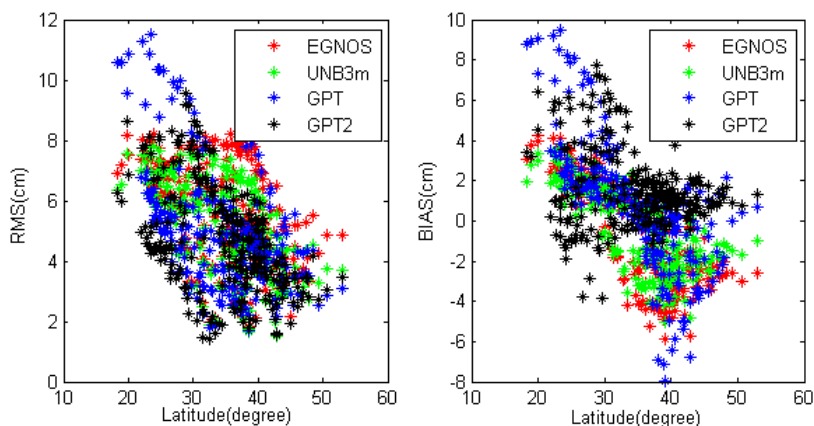


图 2.9 各模型精度与测站纬度关系

由上文分析可知，GPT2 模型在(30° N, 105° E)区域附近精度明显低于其他模型，为此，我们单独考察测区内的四个测站，这四个测站不同模型的 ZTD 与实测值时间序列见图 2.10。从图中可以看出，GPT2 模型的 ZTD 明显小于实测值，夏季更为明显，因此可能是 GPT2 模型提供的气象参数偏差较大；此外，GPT2 模型采用的是全球 5°×5° 的格网，误差较大的测站位于 GPT2 模型的[27.5° N, 32.5° N; 102.5° E, 107.5° E]格网内，因此，GPT2 模型的偏差可能是该处格网建模误差导致的。

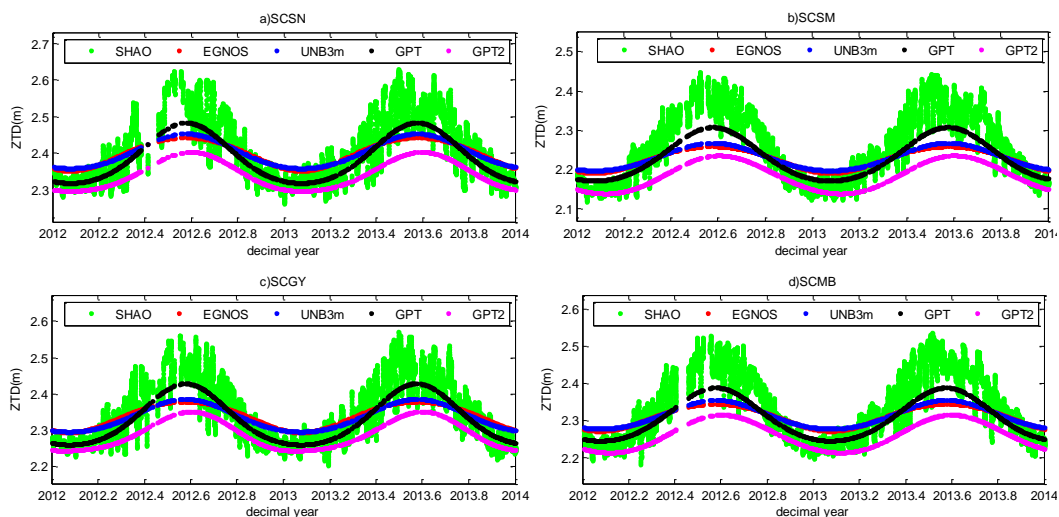


图 2.10 (30° N, 105° E)区域测站模型 ZTD 时间序列

2.6.3 结论

对流层延迟常用改正模型有 EGNOS、UNB 系列、GPT、GPT2 等，本小节

针对这四种模型,采用陆态网 223 个测站两年的实测数据,分析了各模型在中国区域的精度与适用性。结果表明:四种模型在中国区域的 RMS 均为 4~5 cm; GPT2 模型在中国区域精度最好,其 RMS 为 4.65 cm,优于 EGNOS、UNB3m、GPT; GPT 模型的 RMS 为 5 cm,整体精度仍优于 EGNOS、UNB3m,但由于 GPT 模型不提供湿度信息,其在东南沿海精度较差; EGNOS 模型精度低于 UNB3m,二者 RMS 分别为 5.59 cm、5.16 cm; GPT2 模型存在较大系统差,其 BIAS 为 1.53 cm,其他三种模型的 BIAS 绝对值均小于 1 cm;各模型的精度存在季节性规律,在夏季精度最差,RMS 可达 8 cm,冬季精度最好,RMS 为 2~4 cm;各模型的精度与测站高程没有明显相关性;随着测站纬度的增高,各模型误差均有所减小。文章的分析可以为中国区域 GNSS 用户对流层选择提供一定的参考。

2.7 本章小结

本章首介绍了对流层延迟的基本原理,给出了相关公式。针对 GNSS 对流层误差,本章详细介绍了若干对流层延迟改正模型,给出了天顶延迟的计算公式以及不同映射函数的计算方法。本章的第 4 小节介绍了对流层模型误差(干延迟模型与映射函数模型)对 GNSS 定位的影响;第 5 小节介绍了对流层模型计算中常用到的双线性差值法原理与计算公式;第 6 小节采用陆态网 GNSS 测站实测 ZTD,评估了 4 种常用的对流层模型:EGNOS、UNB3m、GPT、GPT2 在中国大陆区域的适用性。

第3章 GNSS 对流层改正建模

在 GNSS 定位导航数据处理中,对流层可以作为待估参数通过平差计算获得高精度的结果,但需要一个先验的天顶延迟干分量与映射函数,而且参数估计法在实际导航中难以满足要求;也可以采用模型修正法,通过先验模型来给出天顶干湿延迟分量或总延迟。本章首先介绍对流层改正模型的建模方法,介绍了探空气球、数值天气预报模型、GNSS 实测对流层天顶延迟 3 种数据源的建模策略。第 2 小节给出了一种基于 GNSS 实测对流层天顶延迟的中国大陆区域 ZTD 经验改正模型,该模型使用简单,且精度较高;第 3 小节给出了一种基于数值天气预报模型 GNSS 对流层改正模型,该模型提供全球 $2^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率的对流层天顶干湿延迟与映射函数参数。

3.1 对流层改正经验模型

对流层天顶延迟通常采用探空气球建模,如 ENGOS、UNB 系列,以及 Saastamoinen、Hopfield、Black 等模型,都是根据探空气球的数据进行建模。此外,还可以通过数值气象模型进行建模,如 GMF/GPT、GPT2、GPT2w 系列模型,以及 IGGtrop、GZTD 等模型,都是采用 ECMWF 或 NCEP 等数值天气模型(NWM)进行建模。GNSS 能够提供高精度高时间分辨率的实测 ZTD,但是受限于测站分布的不均匀,只适合构造区域高时间分辨率 ZTD 增强模型,或全球的低空间分辨率 ZTD 经验改正模型。此外,GNSS 实测对流层产品无法将干湿分量分离,只能对天顶总延迟 ZTD 进行建模;而且 GNSS 实测对流层产品也无法提供映射函数建模所需要的数据。因此,探空气球与数值天气预报模型模型是最常用的建模数据源。下面将分别介绍探空气球、数值天气预报模型以及 GNSS 实测数据的 ZTD 建模策略。

3.1.1 基于探空气球数据建模

探空气球(Radiosonde Observation, RAOB)是无线电探空仪的一种,携带无线电探空仪播发的无线电信号,计算高空温度、相对湿度即气压,从而可以计算各个定压面层的高度以及其他气象数据。探空气球通常在每天的 UT 00:00 和 UT 12:00 两个时刻发射,也有部分探空气球会每天发射 4 次,分别是 UT 00:00, UT 06:00, UT 12:00, UT 18:00。探空气球一般可以上升到 30 km 的高度,是研

究大气垂直特性的重要工具。但是采用探空气球也存在部分缺点，如只能覆盖全球的部分大陆区域，时间分辨率不高，测量数据可能存在错误，需要进行数据质量检验与粗差剔除，而且由于探空气球是一次性的仪器，较为昂贵。

IGRA(Integrated Global Radiosonde Archive)提供全球约 1500 个探空气球测站的数据。图 3.1 给出了 IGRA 提供的 2012 年的探空气球全球站点分布以及站点高程。可以看出，在主要的大陆区域 IGRA 分布较为密集，但是在非洲、澳大利亚中部、南极洲等大陆区域的探空气球站点个数仍然有限，在海洋地区的分布比较稀疏。因此如果采用探空气球观测数据建立全球 GNSS 对流层经验改正延迟，适合采用与纬度相关的线性或分段函数，或者球谐函数，而且在有探空气球站点的区域建模的高程分辨率较好；在探空气球分布较为密集的大陆区域，也可以采用区域格网函数建模，能够取得良好的精度。

由于探空气球提供的数据是实测气象数据，而且提供不同高度的分层产品，因此适用于对于对流层随高程变化的建模、对流层映射函数的计算。

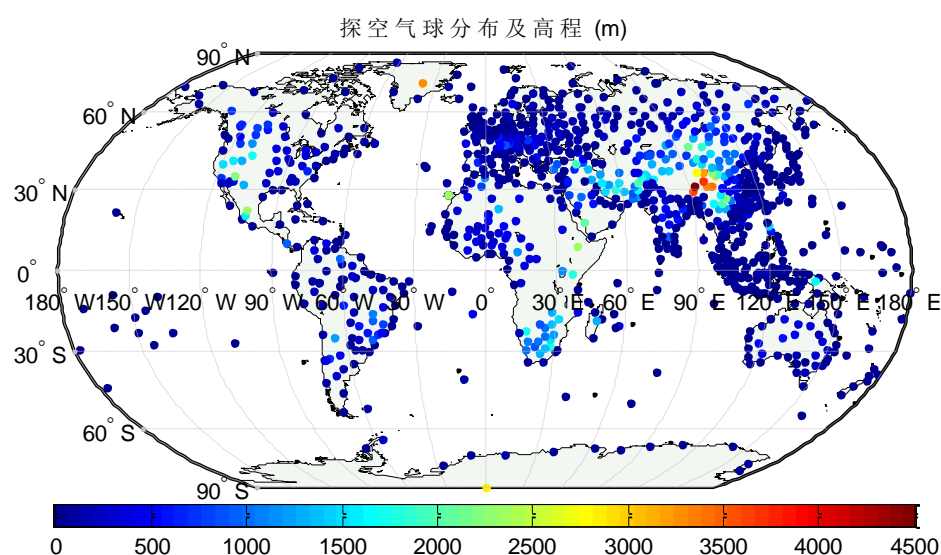


图 3.1 2012 年 IGRA 提供的全球探空气球站点分布及高程

3.1.2 基于 NWM 建模

由于探空气球分布的不均匀，因此数值天气预报模型(NWM)也经常被用来做对流层改正模型建模。常用的 NWM 有 NCEP、ECMWF 等，其中，ECMWF 的 ERA-Interim 分层数据提供 1979 年到现在的分层数据，时间分辨率为 4 h，提供每天 00 h、06 h、12 h、18 h 四个时间点从 1000 hPa 到 1 hPa 之间的 37 个大气压分层数据，以及每层的位势高、气温、相对湿度。由此可以算出每层的对流层干湿折射率，从而逐层积分出测站高度的天顶干延迟与湿延迟。ECMWF 提供

10 种不同空间分辨率的分层数据，在对流层积分时，选取分辨率最高的数据（如 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ ）自然是最好的，但是随着分辨率的提高，文件大小呈现倍数递增（约 4 倍），以 NetCDF 数据格式为例，表 3.1 给出了不同分辨率 2014 年 1 月 1 日的 37 层位势高、气温、相对湿度全球格网数据等大小。因此在采用 NWM 进行积分时，选择适当的分辨率是很有必要的。现有研究(Chen, 2011)表明，在中国大陆区域与 GPS 实测 ZTD 相比，采用 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率 ECMWF 分层数据积分计算的 ZTD 精度约 2.5 cm，采用相同分辨率的 NCEP 分层数据积分的 ZTD 精度约 3.3 cm；采用 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 分辨率的 ECMWF 分层数据计算的 ZTD 精度为 2 cm。因此在经验模型建模时，不同分辨率的格网数据之间的精度差别小于 5 mm。

表 3.1 ERA Interim 个网数据的分辨率及文件大小

| | | | | | | | | | | |
|-------|----|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|--------|
| 纬度 | 3° | 2.5° | 2° | 1.5° | 1.25° | 1° | 0.75° | 0.5° | 0.25° | 0.125° |
| 经度 | 3° | 2.5° | 2° | 1.5° | 1.25° | 1° | 0.75° | 0.5° | 0.25° | 0.125° |
| 文件(M) | 6 | 9 | 13.9 | 24.6 | 43.7 | 55.2 | 98 | 220.2 | 879.3 | 3514.6 |

Boehm 等人采用欧洲中尺度天气（ECMWF）提供的分层气象数据，建立了 GPT、GPT2、GPT2w 等对流层模型。GPT 模型采用 9×9 阶球谐函数，提供气温、气压参数。GPT2 模型采用 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格网，提供气温、气压、水汽压，可以通过 Saastamoinen 模型计算干湿延迟分量。GPT2w 提供 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 与 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 两种格网文件，其湿延迟的计算采用 Askne & Nordius(Askne and Nordius, 1987)公式，比 GPT2 精确，此外，GPT2w 模型还提供用于 GNSS 水汽反演的加权平均温度经验改正值。

李薇(Li, 2012; 2014)采用 2004 年 NCEP 的全球平面分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、高度上 17 个等压面的大气压强、温度、相对湿度，计算大气折射率，在高度上对不同等压面的折射率进行积分计算 ZTD，最后拟合 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ} \times 1\text{km}$ 三维分辨率的 ZTD，建立了三维格网经验模型 IGGtrop，与全球 125 个 IGS 站的实测 ZTD 相比，平均误差和平均中误差为 -0.8 cm 和 4.0 cm。姚宜宾(姚宜斌, 2013; Yao, 2015)采用 GGOS 提供的 ZTD 格网产品，计算得到全球 GNSS 对流层天顶总延迟经验改正模型。

3.1.3 基于实测数据的天顶延迟建模

由于 GNSS 测站分布不均匀，而且主要分布在大陆区域，因此采用实测 GNSS 数据对天顶延迟进行全球建模存在一定的局限性。毛键等人(毛健, 2013)尝试了采用全球 IGS 测站的实测对流层天顶延迟，分析 ZTD 与测站高程的关系，建立了全球对流层天顶经验模型。图 3.2 绘制了全球约 450 个 IGS 测站的分布与测站高程，可以看出，虽然 IGS 测站数目较多，但是全球分布不均匀，在北美以及欧

洲测站数目特别多,但是在亚洲、非洲以及海洋地区的分布很稀少。因此采用 GNSS 实测 ZTD 建模在空间分辨率上存在局限性。

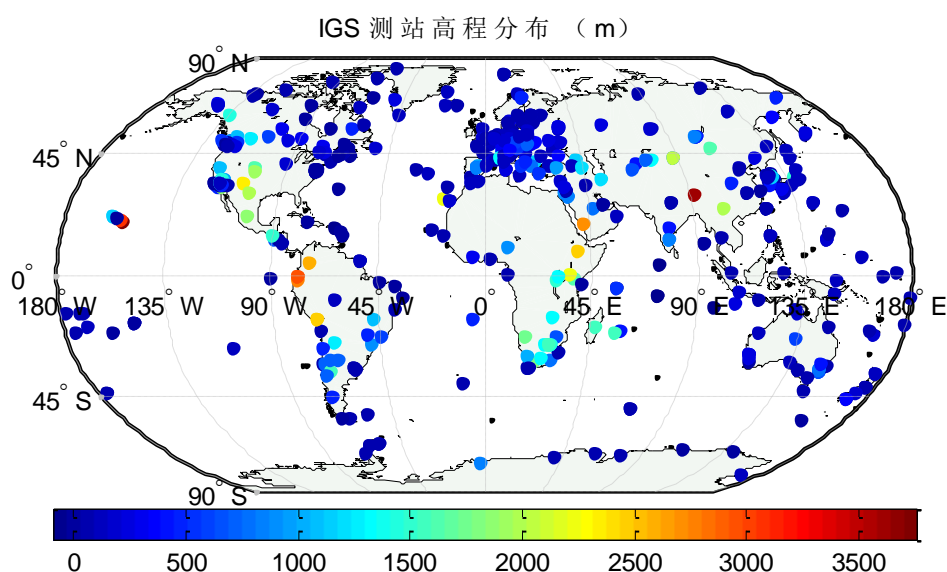


图 3.2 全球 IGS 测站分布图以及测站高程

但是,在区域模型中,当 GNSS 测站分布足够多时,采用 GNSS 实测对流层天顶延迟进行建模,能够取得良好的精度。这是由于,在 GNSS 数据处理中,数值气象模型或探空气球的观测数据与 GNSS 数据都属于不同源数据,存在一定的系统性误差。如果能够充分利用 GNSS 实测 ZTD 进行建模,其精度与 GNSS 对流层延迟的符合性更好。

3.2 基于陆态网数据的中国大陆区域 ZTD 经验模型 SHAtrop

本小节利用中国大陆构造环境监测网络(CMONOC)的 GNSS 实测对流层天顶延迟,分析了中国区域 223 个测站的对流层的时空特性,获取了其周期变化特征的参数,使用格网函数(袁运斌, 2002; 邓兴升, 2009)建立了适用于中国区域的天顶对流层延迟模型: SHAtrop。SHAtrop 充分考虑了不同经纬度、不同高程地区的对流层特征,建模方法简单,使用方便,且精度良好。SHAtrop 模型精度(RMS)为 3.5 cm, 优于 EGNOS、UNB3m、GPT2, 也优于 SHAO-C、IGGtrop、GZTD 模型,能满足实时导航与定位的精度要求,可以作为中国区域的 GNSS 用户的对流层参考模型。SHAtrop 模型的格网数据文件以及使用程序在 SHAO 分析中心可以获取(http://202.127.29.4/shao_gnss_ac/)。

上海天文台 GNSS 分析中心(SHAO)对 IGS 测站以及陆态网观测数据进行解算,提供精密轨道、钟差等产品(Chen, 2012; Chen, 2013),其提供的精密 GPS 轨

道与钟差产品与 IGS 一致，解算时固定 GPT 模型的干延迟量，每小时估计一个湿延迟改正量，投影函数采用 GMF。

SHA 的对流层产品与 IGS 对流层产品的比较结果见 2.6.1 部分，此处不再详细介绍。下面只给出 2.6.1 中 IGS 中国区域测站的两种对流层产品统计结果，见表 3.2。

表 3.2 SHA 解算的中国区域 IGS 测站 ZTD 精度（单位：mm）

| | 均值 | 最小值 | 最大值 |
|------|-----|------|-----|
| BIAS | 0.7 | -0.8 | 1.6 |
| RMS | 2.5 | 1.6 | 3.8 |

注：该表统计结果来自表 2.10

从表 3.2 可以看出，中国区域测站的 SHA ZTD 与 IGS ZTD 一致性很好，各测站 BIAS 均值为 0.7 mm，RMS 均值为 2.5 mm。

本小节分析基于陆态网的 223 个测站 2012-2014 三年的实测数据，其中 152 个测站用于建模，71 个测站用于模型的外符合精度检验，测站分布与数据可用性见图 3.3。图 3.3 中，左子图中红色测站用来建模，蓝色测站用来检验外符合精度；右子图为各测站的数据的时间可用性。图可以看出，绝大多数测站的数据可用天数多为 800 天，最少可用天数也达一年，因此可以保证建模与精度检验的可靠性。

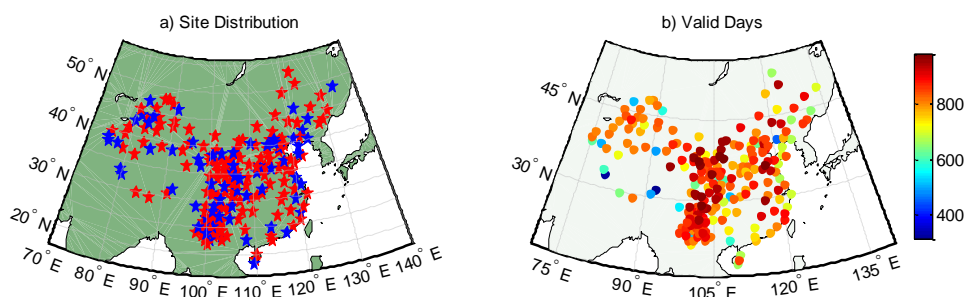


图 3.3 测站分布及数据可用性. a): 测站分布; b): 数据可用性

3.2.1 中国大陆区域 ZTD 时空特性

计算中国区域的 223 个测站 2012 年到 2014 年 3 年的 ZTD 均值，测站高程与 ZTD 均值的关系见图 3.4。从图 3.4 可见，ZTD 与测站高程近似呈反比关系，随着测站高程的增加，ZTD 不断减小。由于 ZTD 的大小不仅与测站高程相关，也受测站纬度影响，为更好的分析 ZTD 与测站高程的关系，消除测站纬度的影响，在不同的纬度区间分为采用不同的拟合常数。

不同纬度的减少速率也不同，这与 Saastamoinen 模型的 ZTD 计算公式一致：

模型中干延迟随高程的变化与测站纬度相关。高程与 ZTD 的关系常用指数模型或线性模型表示, 指数函数的拟合式见(3.1)。考虑到 ZTD 主要受干延迟影响, 而影响干延迟的气压参数与高程成指数关系, 因此指数模型的物理意义更加明确。文章在不同纬度区间分别采用不同系数进行拟合, 拟合结果见图 3.4, 拟合的参数见表 3.3。由图 3.4 可以看出, 指数函数的拟合效果较好, 不同纬度采用不同的拟合参数也是合理的; 从表 3.3 可知, 随着纬度增高, 参数 β 呈递增趋势。本文的高程改正参数与 GZTD 模型(姚宜斌, 2013)中对全球 IGS 测站的分析相一致。

$$ZTD(h) = ZTD_0 \times e^{\beta h} \quad (3.1)$$

式中, ZTD_0 为测站在椭球面的总延迟量, e 为自然常数, h 为测站高程 (m)。

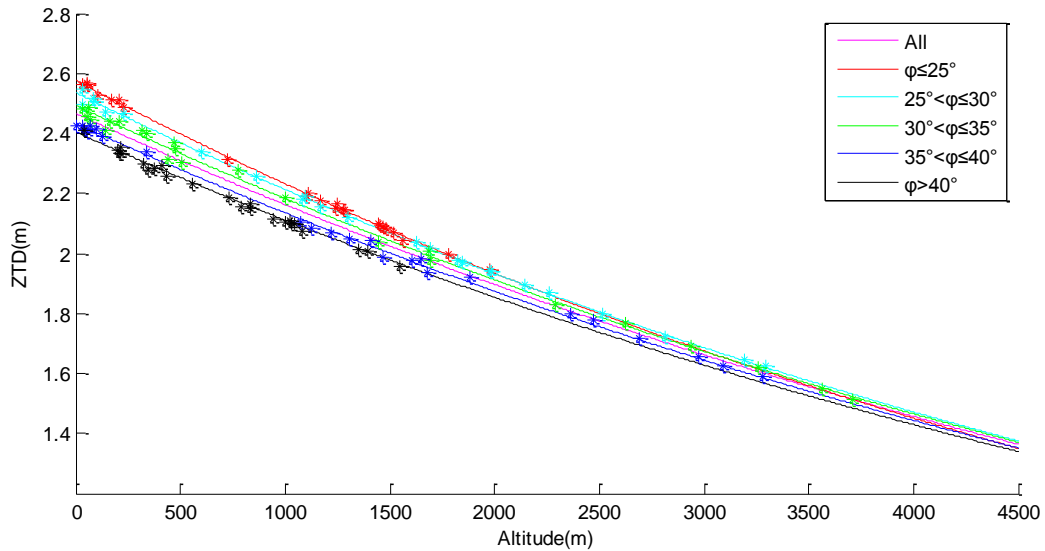


图 3.4 ZTD 与高程的关系

表 3.3 ZTD 与高程的拟合系数

| 纬度 | <25°N | 25°N~30°N | 30°N~35°N | 35°N~40°N | >40°N |
|------------------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|
| $\beta(10^{-4})$ | - 1.4345 | - 1.3595 | - 1.3293 | - 1.3057 | - 1.2999 |

对流层天顶延迟的周期性主要表现为年周期和半年周期(Jin, 2007; 姚宜斌, 2013), 不同区域的半年周期项振幅大小不同。首先采用年周期+半年周期、年周期两种策略分别拟合各个测站的 ZTD, 年周期拟合的公式见(3.2), 年周期+半年周期拟合的公式见(3.3)。

$$ZTD_0(doy) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right) \quad (3.2)$$

$$ZTD_0(doy) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right) + A_2 \cos\left(\frac{4\pi}{365.25}(doy - d_2)\right) \quad (3.3)$$

式中, A_0 是年均值, (A_1, d_1) 是年周期项振幅与相位, (A_2, d_2) 是半年周期项的振幅与相位, doy 为年积日。

选取 2 个测站, 绘制其 ZTD 时间序列与拟合结果, 如图 3.5。从图中可以看出, 年周期+半年周期拟合的效果更好, 尤其是在夏季和冬季, 年周期+半年周期拟合效果与实际更加符合。进一步统计各个测站两种拟合方式的 RMS 差, 结果见图 3.6。可以看出, 不同拟合方式的 RMS 之差与经纬度、高程没有明显的关系, 主要表现为地域特性: 在东北、华北地区差异更大, 可达 5~8 mm, 其他地区较小。因此在建模时, 对各测站 ZTD 的拟合采用年周期+半年周期的函数。

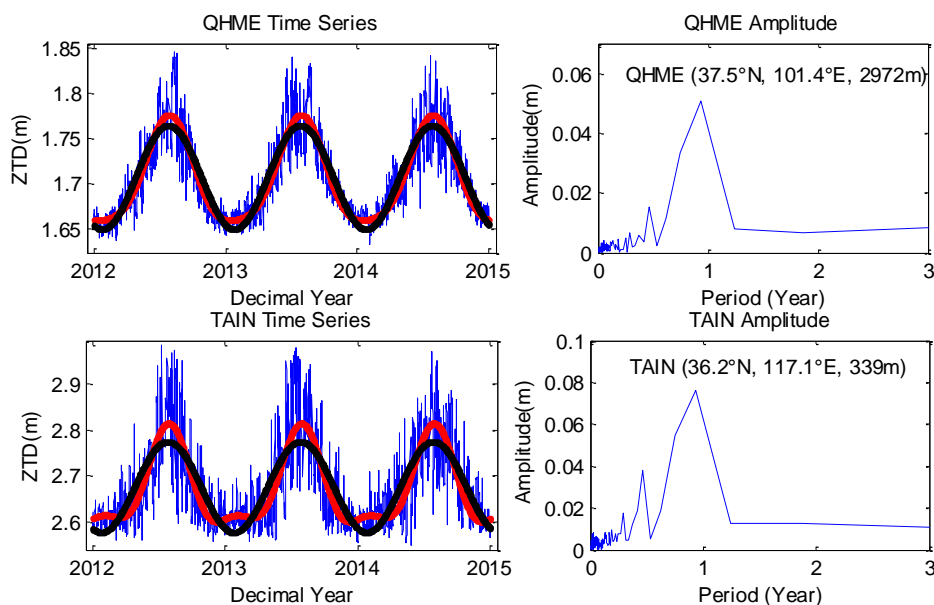


图 3.5 ZTD 时间序列以及傅里叶变化得出的振幅。注: 左上角图为 QHME 测站 (37.5°N, 101.4°E, 2971 m) 的 ZTD 时间序列与拟合结果, 其中蓝线为为时间序列, 黑线为年周期拟合结果, 红线为年周期+半年周期拟合结果; 右上角图为 QHME 测站的 FFT 得到的周期与振幅, 横坐标为周期(年), 纵坐标为振幅(m)。左下角为 TAIN(36.2°N, 117.1°E, 339 m) 测站 ZTD 时间序列与拟合结果, 右下角为 TAIN 测站的 FFT 变化结果。

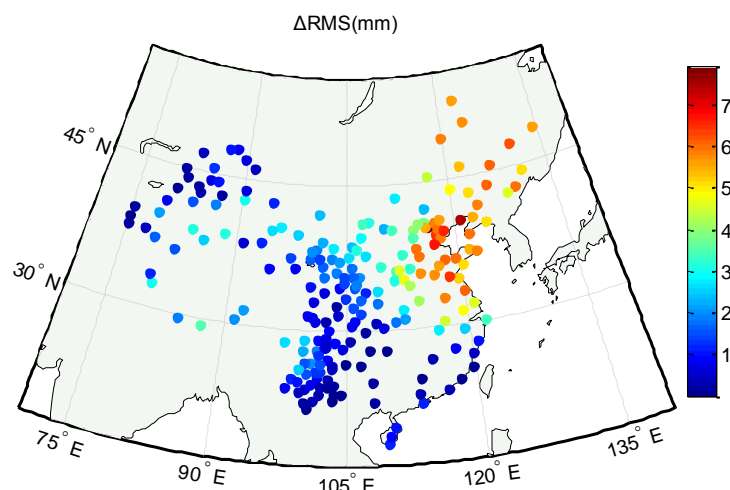


图 3.6 年周期与年周期+半年周期两种拟合策略的拟合中误差 RMS 之差

采用表 3.3 的高程改正参数，对每个测站的 ZTD 进行高程改正，将其归化到椭球面，然后按照式(3.3)对每个测站采用年周期+半年周期进行拟合，各拟合参数的空间分布见图 3.7。

从图 3.7 中可以看出，对 ZTD 高程改正后，其拟合的常数项最大可达 2.6 m，最小为 2.4 m，且随纬度的增高减小，可以用近似线性公式表达；年周期项振幅(此处振幅大小指振幅绝对值的大小，下同)最大为 0.12 m，出现在(25°N, 100°E)附近地区，最小为 0.04 m，出现在(45°N, 85°E)附近地区，其分布呈现地域性，与纬度、经度关系不明显；年周期项初相位最小值出现在(25°N, 110°E)地区，最小值为 10(年积日)，其余地区普遍在 20~35 之间；半年周期项振幅最大值 0.03 m，出现在(40°N, 115°E)地区，最小值小于 1 cm，且不同地区的正负也不同；半年周期项初相位在大多数地区都在 10~30 之间，但其变化与年周期项初相位相比更剧烈，由于这些初相位不稳定的测站半年周期振幅都很小（绝对值小于 1 cm），对整体拟合效果影响很微弱。

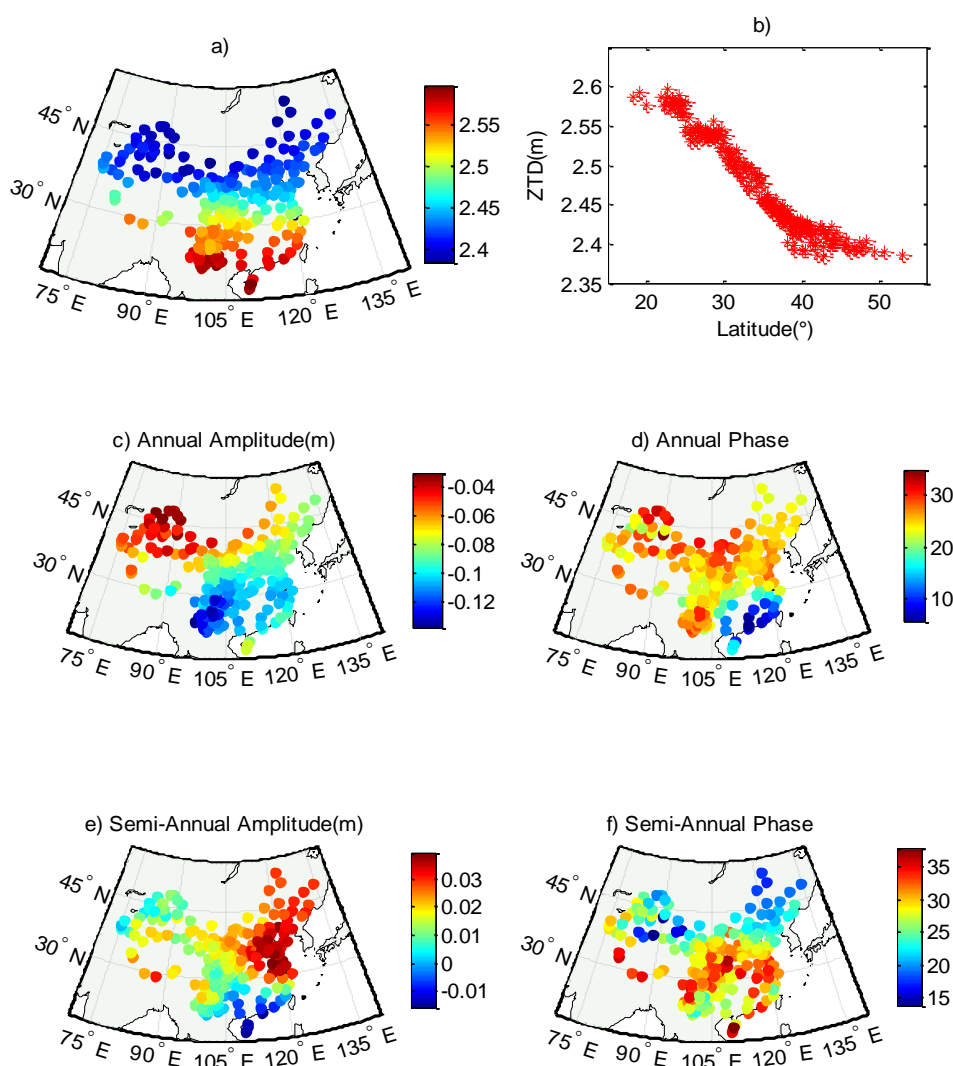


图 3.7 ZTD 拟合的参数分布。a)常数项；b)常数项随纬度变化；c)年周期振幅；d)年周期初相位；e)半年周期振幅；f)半年周期初相位

3.2.2 建模方法

对流层经验改正模型，如 EGNOS、UNB3 等，对不同的纬度区间采用不同的参数，但是在经度方向的空间分辨率不合理；GPT、GZTD 模型采用了球谐函数，能够取得良好的精度；GPT2、IGGtrop 以及 VMF 均采用了格网函数，在空间采样率上达到了较好的效果。由于本文主要针对中国大陆区域，因此采用区域格网函数较为合理。

由以上对流层天顶延迟的时空特性分析可知, 中国区域对流层天顶延迟随高程的增大呈指数递减趋势, 且指数常数与测站纬度相关; 随着时间的变化呈现明显的年周期和半年周期特征, 可以用余弦函数表达; 拟合函数的常数项、周期项的振幅与初相位分布呈地域特性。

建模过程为: ①采用指数改正模型, 对中国区域的 152 个测站 (测站分布见图 3.3) 2012-2014 年时段内 ZTD 进行高程改正, 将其归化到椭球面; ②由最小二乘法, 对每个测站进行年周期+半年周期的三角函数拟合; ③根据每个测站拟合的常数项、周期项, 将中国区域[70°E~135°E, 18°N~54°N]划分为 2.5°×2.0°的经纬格网, 计算每个格网点的对流层天顶延迟格网系数。

3.2.3 用户使用方法

用户在使用 SHAtrop 计算 ZTD 的过程为: ①由测站经纬度确定所在格网, 根据四个格网点的参数值双线性内插出用户站的三角函数参数 (A_0 、 A_1 、 d_1 、 A_2 、 d_2); ②采用式(3.3), 计算当前年积日用户站在椭球面上的延迟量; ③根据所在纬度, 查询表(3.3)中的高程改正系数, 采用式(3.1)计算在用户测站高程上的 ZTD。

3.2.4 模型精度分析

为分析新模型的精度, 本文计算了参与建模的 152 个陆态网测站与未参与建模的 71 个陆态网测站 2012-2014 时段的 ZTD, 同时还计算了 EGNOS、UNB3m、GPT2 模型的对流层天顶延迟, 用于模型之间的对比分析, 以 SHA 解算的 ZTD 为真值, 计算各个模型的平均偏差 BIAS 与中误差 RMS, 计算公式与式(2.46)类似。各模型的 RMS 的分布见图 3.8, BIAS 分布见图 3.9。

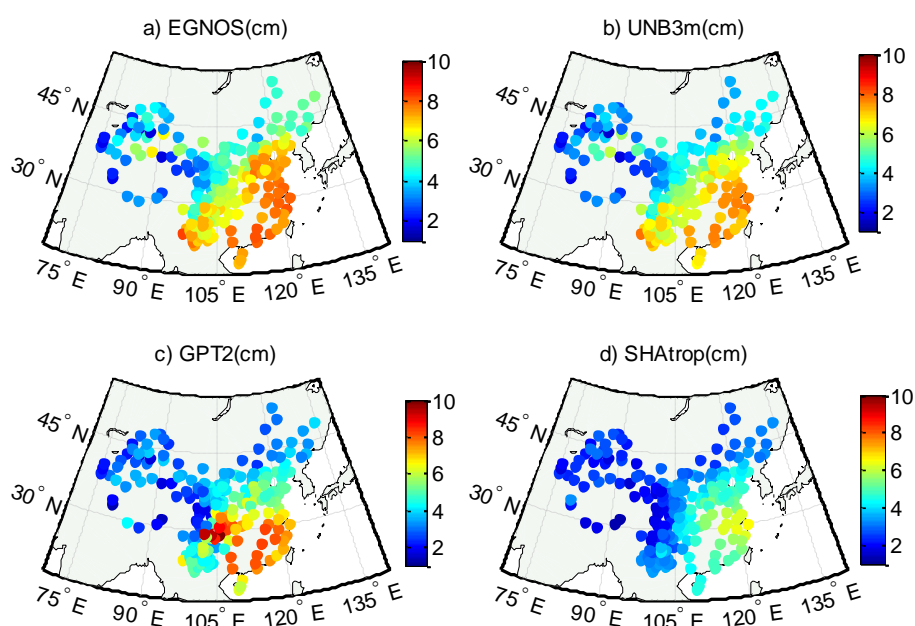


图 3.8 SHAtrop 以及 EGNOS、UNB3m、GPT2 模型在中国区域 RMS (cm)。a) EGNOS 模型 RMS；b) UNB3m 模型 RMS；c) GPT2 模型 RMS；d) SHAtrop 模型 RMS

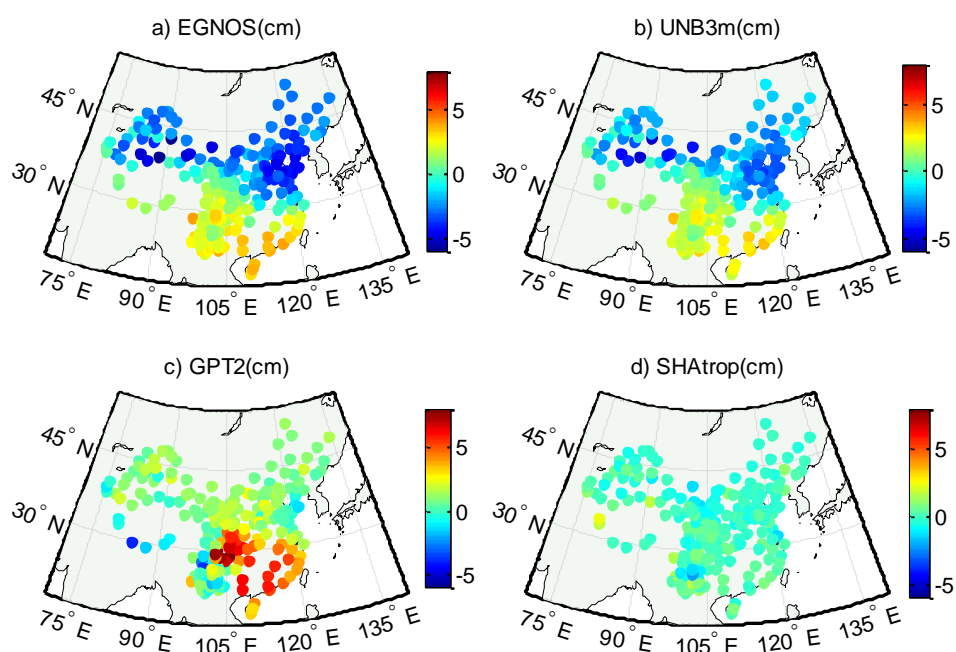


图 3.9 SHAtrop 以及 EGNOS、UNB3m、GPT2 模型在中国区域的 BIAS (cm)。a) EGNOS 模型 Bias；b) UNB3m 模型 Bias；c) GPT2 模型 Bias；d) SHAtrop 模型 Bias

由图 3.8 可知，EGNOS 与 UNB3m 模型全国范围内精度相当，且地域分布以类似，在东南部精度低于在西北地区；GPT2 模型中误差整体小于 EGNOS 与

UNB3m, 但是在(30°N, 105°E)区域内 RMS 较大, 最大可达 9 cm; SHAtrop 在全国范围内精度都好于前三种模型, 其中(30°N, 120°E)区域内精度略差于其他地区, 最大值为 6 cm。由图 3.9 可知, EGNOS、UNB3m 模型的 BIAS 基本呈 30°N 以北小于 0 cm, 以南大于 0 cm 的趋势, 绝对值整体较小; GPT2 模型 BIAS 在全国范围内普遍大于 0 cm, 其在(30°N, 105°E)附近 BIAS 较大, 最大值为 7 cm; SHAtrop 在全国范围内 BIAS 分布较均匀, 不存偏差较大的区域。统计不同模型的 RMS 与 BIAS, 见表 3.4 与表 3.5。可以看出, 新模型的内符合精度与外符合精度相当, RMS 均为 3.5 cm, 比 EGNOS、UNB3m、GPT2 模型分别改善了 38 %、33 %、26 %; BIAS 绝对值小于 1 cm, 与 EGNOS、UNB3m 相当, 优于 GPT2 模型。

表 3.4 SHAtrop 模型的内符合精度 (单位: cm)

| | | EGNOS | UNB3m | GPT2 | SHAtrop |
|------|------|--------|--------|--------|---------|
| RMS | MEAN | 5.64 | 5.20 | 4.70 | 3.45 |
| | MIN | 1.77 | 1.68 | 1.55 | 1.34 |
| | MAX | 8.22 | 7.81 | 9.35 | 6.56 |
| BIAS | MEAN | - 0.58 | - 0.32 | 1.67 | - 0.02 |
| | MIN | - 5.87 | - 5.07 | - 3.89 | - 2.27 |
| | MAX | 3.84 | 3.23 | 7.53 | 1.70 |

表 3.5 SHAtrop 模型的外符合精度 (单位: cm)

| | | EGNOS | UNB3m | GPT2 | SHAtrop |
|------|------|--------|--------|--------|---------|
| RMS | MEAN | 5.45 | 5.03 | 4.53 | 3.48 |
| | MIN | 1.75 | 1.75 | 1.41 | 1.30 |
| | MAX | 7.98 | 7.89 | 10.11 | 6.41 |
| BIAS | MEAN | - 0.32 | - 0.08 | 1.51 | 0.19 |
| | MIN | - 4.18 | -3.90 | - 3.68 | - 1.31 |
| | MAX | 4.78 | 3.59 | 8.33 | 2.51 |

由于 SHAtrop 的建模数据时间仅为 2012-2014 三年, 时间跨度较小, 为验证模型的长期的精度, 计算了中国区域的 6 个 IGS 测站 2004-2013 期间的 SHAtrop 模型天顶延迟量, 与 IGS 解算的 ZTD 进行比较, 见图 3.10。从图中可以看出, 各测站在不同年份的 RMS 与 BIAS 年际变化不明显, 从而验证了模型的长期可靠性。

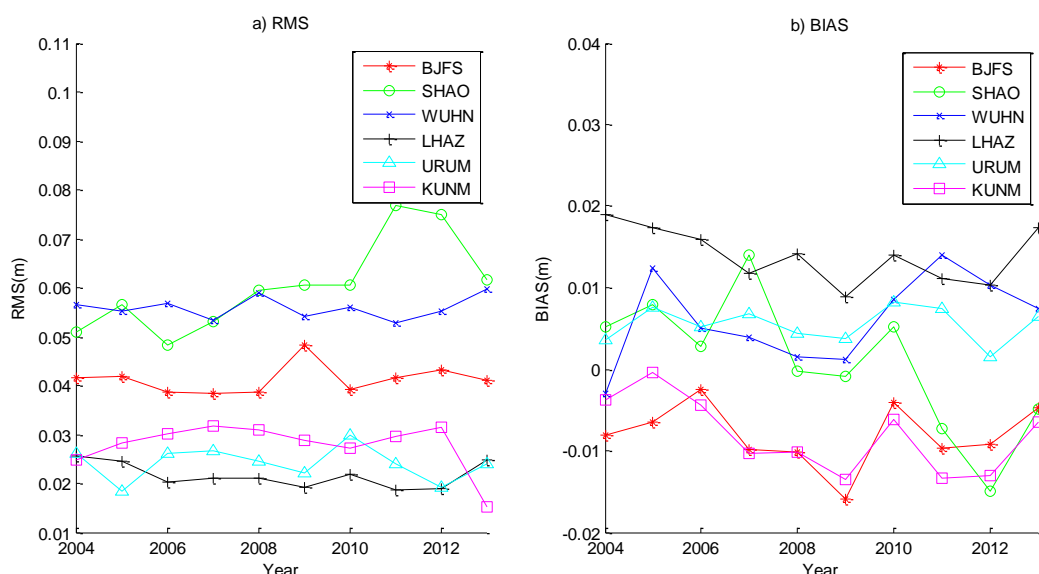


图 3.10 中国区域 6 个 IGS 测站 10 年的精度统计。a) 各测站 RMS 年均值；b) 各测站均值

3.3 基于 NWM 的全球对流层经验改正模型 SHAtropG

3.3.1 全球 NWM 格网对流层产品介绍

GGOS 与 UNB(Urquhart, 2014)分别提供全球对流层 $2^\circ \times 2.5^\circ$ 的经纬格网，时间采样率为 6 h，即每天的 00 h、06 h、12 h、18 h 四个时刻的格网点上对流层天顶延迟的干分量、湿分量以及干湿映射函数系数。此外，GFZ 也提供与一种新的对流层延迟格网产品：PMF(Zus, 2014a; 2014b)。GGOS 提供的格网函数简称为 VMFG。

需要注意的是，GGOS 提供的对流层格网数据的格网点 (30°N , 87.5°E) 在 2009 年 7 月 1 日之前的数据是错误的。

3.3.2 全球对流层延迟及映射函数的特征提取

GGOS 提供全球对流层 $2^\circ \times 2.5^\circ$ 的经纬格网，时间采样率为 6 h，即每天的 00 h、06 h、12 h、18 h 四个时刻的格网点上对流层天顶延迟的干分量、湿分量以及干湿映射函数系数。本小节采用 2003-2012 共 10 年的 VMFG 全球格网数据，首先分析天顶总延迟、干延迟、湿延迟以及干湿映射函数的时空特性，在此基础上，建立全球对流层经验改正模型。

首先选取了 GGOS 格网产品的 5 个格网点，编号为 P1-P5，绘制其 10 年的天顶总延迟 ZTD、干延迟 Z_d 、湿延迟 Z_w 、干映射函数参数 a_h 、湿映射函数参数

a_w 时间序列图以及采用快速傅里叶变换（Fast Fourier Transform, FFT）得到的振幅分布图，见图 3.11-3.15。五个点的经纬度及高程见表 3.6。

表 3.6 P1-P5 点位经纬度与高程

| 点号 | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 纬度 | 90 S | -44 S | 00 N | 44 N | 90 N |
| 经度 | 120 E | 120 E | 120 E | 120 E | 120 E |
| 高程(m) | 2848 | -23 | 250 | 571 | 9 |

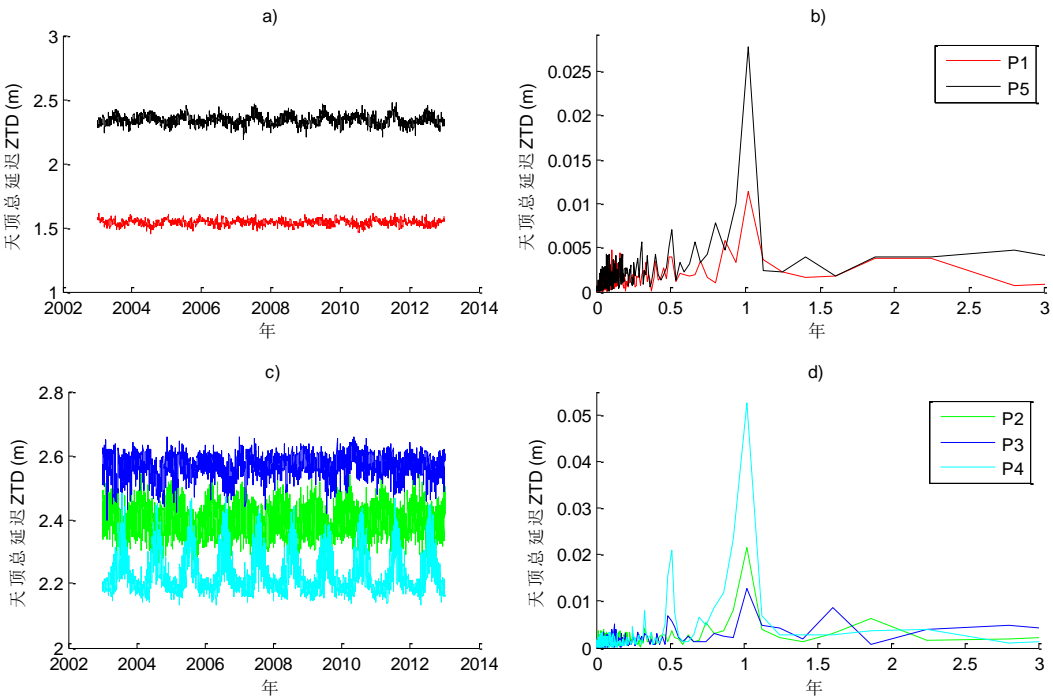


图 3.11 GGOS 格网点的天顶总延迟 ZTD 时间序列与频谱图。a) P1、P5 点 ZTD 时间序列；b) P1、P5 点 ZTD 的 FFT 变换的周期与振幅；c) P2、P3、P4 点 ZTD 时间序列；d) P2、P3、P4 点 ZTD 的 FFT 变换的周期与振幅

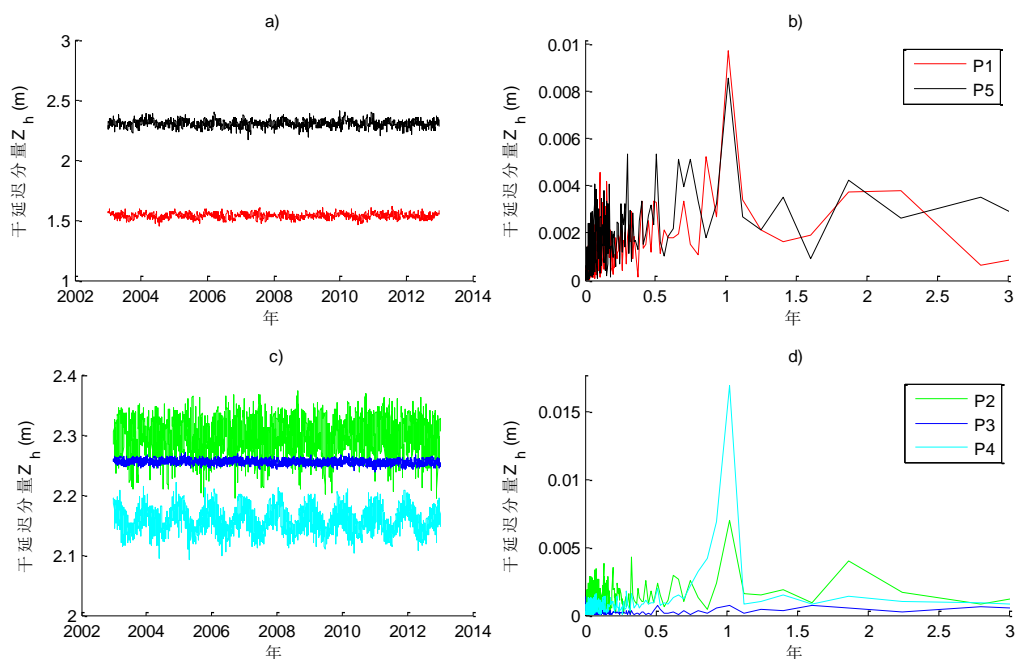


图 3.12 GGOS 格网点的天顶干延迟分量 Z_h 时间序列与频谱图。a) P1、P5 点 Z_h 时间序列；b) P1、P5 点 Z_h 的 FFT 变换的周期与振幅；c) P2、P3、P4 点 Z_h 时间序列；d) P2、P3、P4 点 Z_h 的 FFT 变换的周期与振幅

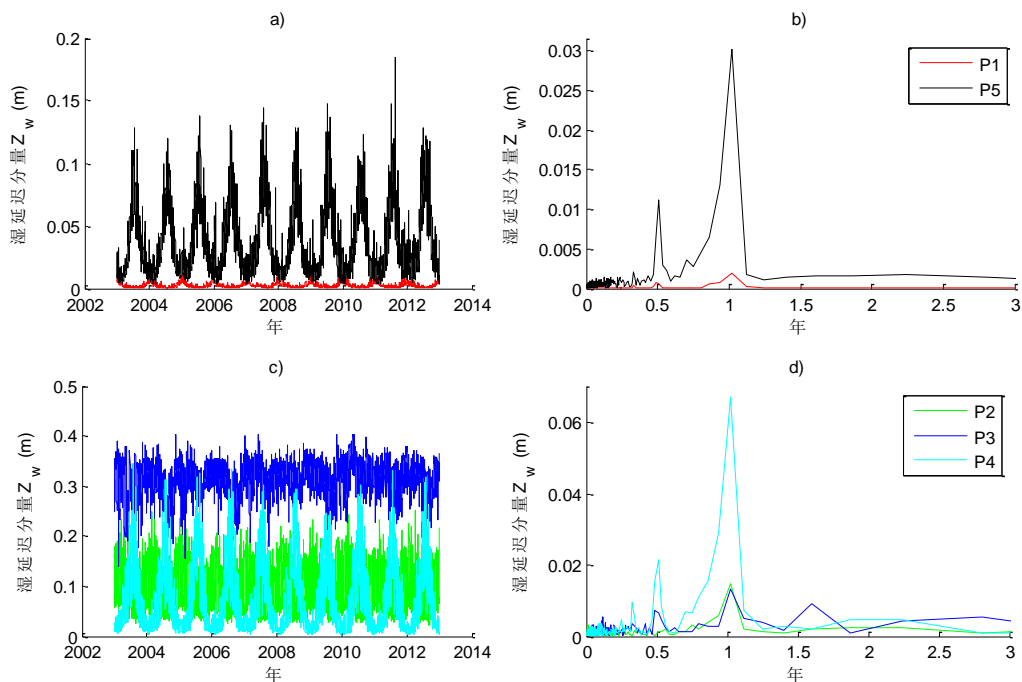


图 3.13 GGOS 格网点的天顶湿延迟分量 Z_w 时间序列与频谱图。a) P1、P5 点 Z_w 时间序列；b) P1、P5 点 Z_w 的 FFT 变换的周期与振幅；c) P2、P3、P4 点 Z_w 时间序列；d) P2、P3、P4 点 Z_w 的 FFT 变换的周期与振幅

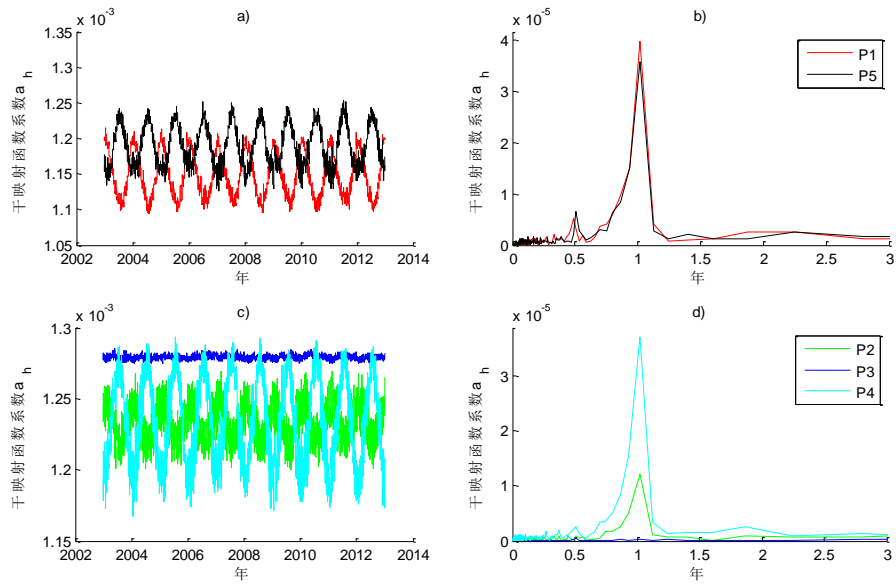


图 3.14 GGOS 格网点的干映射函数参数 a_h 时间序列与频谱图。a) P1、P5 点 a_h 时间序列；
b) P1、P5 点 a_h 的 FFT 变换的周期与振幅；c) P2、P3、P4 点 a_h 时间序列；d) P2、P3、P4
点 a_h 的 FFT 变换的周期与振幅

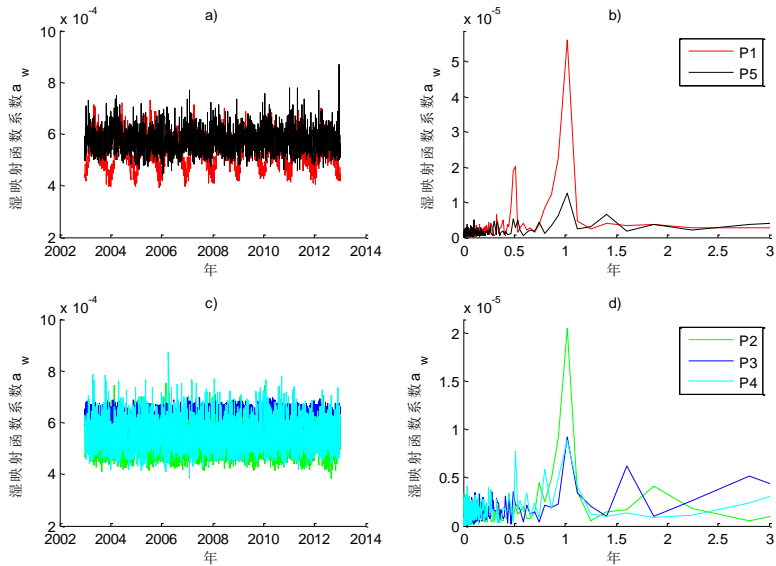


图 3.15 GGOS 格网点的湿映射函数参数 a_w 时间序列与频谱图。a) P1、P5 点 a_w 时间序列；
b) P1、P5 点 a_w 的 FFT 变换的周期与振幅；c) P2、P3、P4 点 a_w 时间序列；d) P2、P3、P4
点 a_w 的 FFT 变换的周期与振幅

首先采用三角函数对 GGOS 提供的格网点上的干湿天顶延迟以及映射函数系数进行拟合，拟合公式如下所示：

$$\begin{aligned} D(doy) &= A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right) \\ D(doy) &= A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right) + A_2 \cos\left(\frac{4\pi}{365.25}(doy - d_2)\right) \end{aligned} \quad (3.4)$$

式中， $D(doy)$ 分别可以表示天顶总延迟 ZTD、干延迟 Z_h 、湿延迟 Z_w 、干映射函数参数 a_h 、湿映射函数参数 a_w ， A_0 为常数项， A_1 为年周期项振幅， d_1 为年周期初相位， A_2 为半年周期项振幅， d_2 为半年周期初相位。

在 GPT 中， d_1 在北半球固定为 28，南半球为 228，为充分分析对对流层天顶延迟的特性，在拟合时，分别尝试年周期和年周期+半年周期两种拟合方法，在年周期拟合时，考虑了 d_1 、 d_2 的估计与不估计两种模式，半年周期中，也考虑了 d_1 不估计的模式。对于年周期+半年周期都估计的情况，考虑将相位进行约束。对各种拟合方法的说明见 3.7。

表 3.7 全球 ZTD 拟合策略说明

| 方法 | A_0 | A_1 | d_1 | A_2 | d_2 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| I | 估计 | 估计 | 估计 | 估计 | 估计 |
| II | 估计 | 估计 | 约束 | 估计 | 约束 |
| III | 估计 | 估计 | 估计 | 无 | 无 |
| IV | 估计 | 估计 | 28 | 估计 | 估计 |
| V | 估计 | 估计 | 28 | 估计 | 28 |

此外，由于 GGOS 的格网点高程表示的是地表高程，与上文中中国大陆区域对流层格网函数（SHAtrop）不同的是，此处我们不对干湿延迟、映射函数进行高程归化，直接在格网点的高程上进行拟合。由于地面测站与格网点的高程之差与地面测站与大地面、水准面的高程之差相比较小，在格网点建模的优点是高程改正更为精细，因此能够保证更好的模型精度。VMFG 格网点的高程（椭球高）见图 3.16。

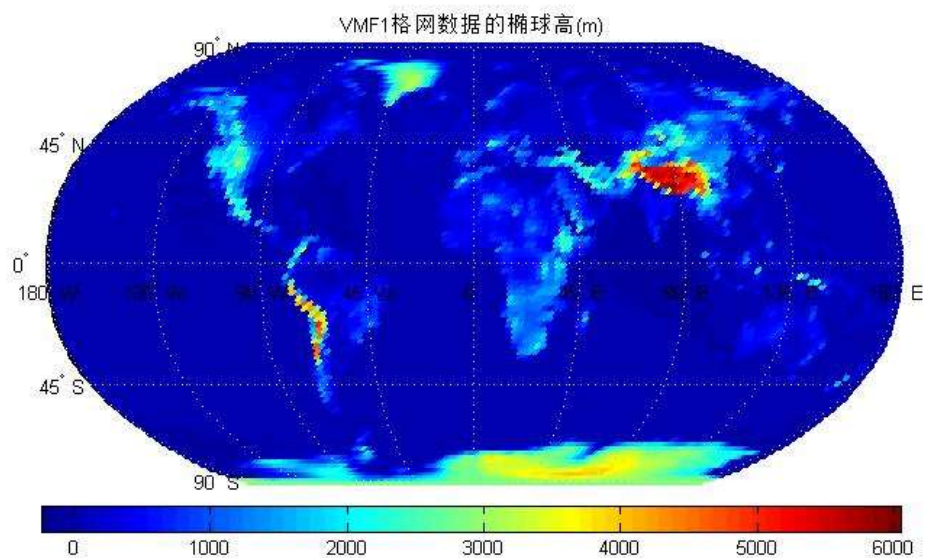


图 3.16 VMFG 格网点的椭球高

采用上述 I-V 五种拟合方法，对天顶总延迟 ZTD 、天顶干延迟分量 Z_h 、天顶湿延迟分量 Z_w 、干映射函数参数 a_h 、湿映射函数参数 a_w 分别进行拟合。下面给出方法 I 拟合的拟合误差分布图，见图 3.17~图 3.21。

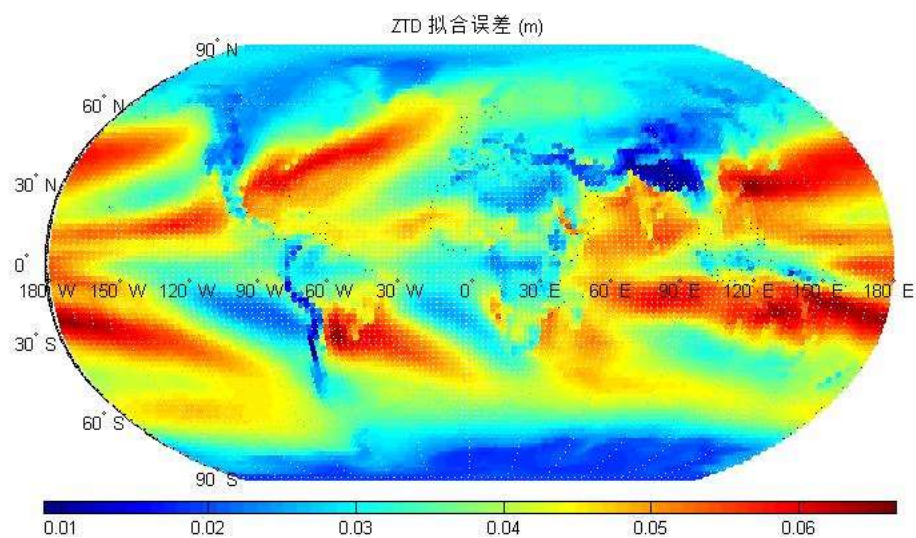


图 3.17 ZTD 采用方法 I 的拟合误差分布图

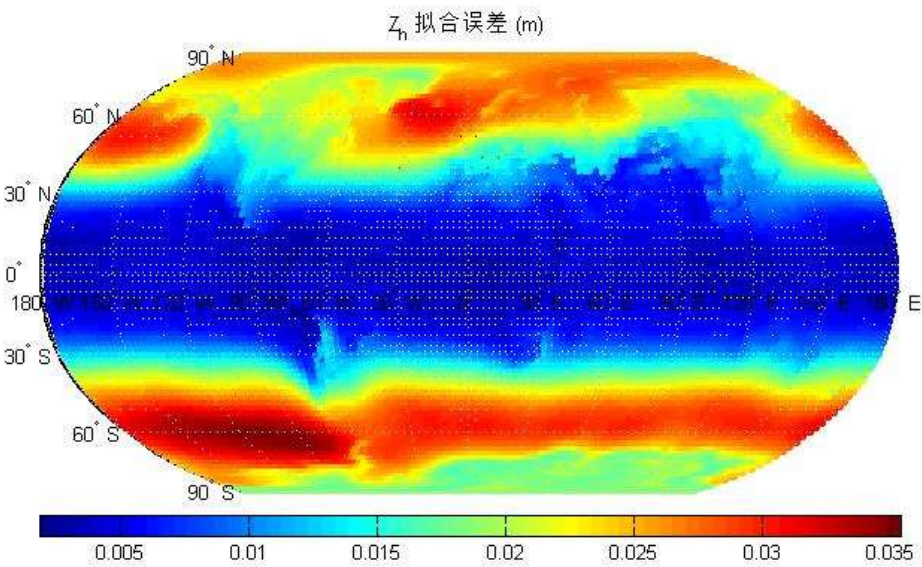


图 3.18 Z_h 采用方法 I 的拟合误差分布图

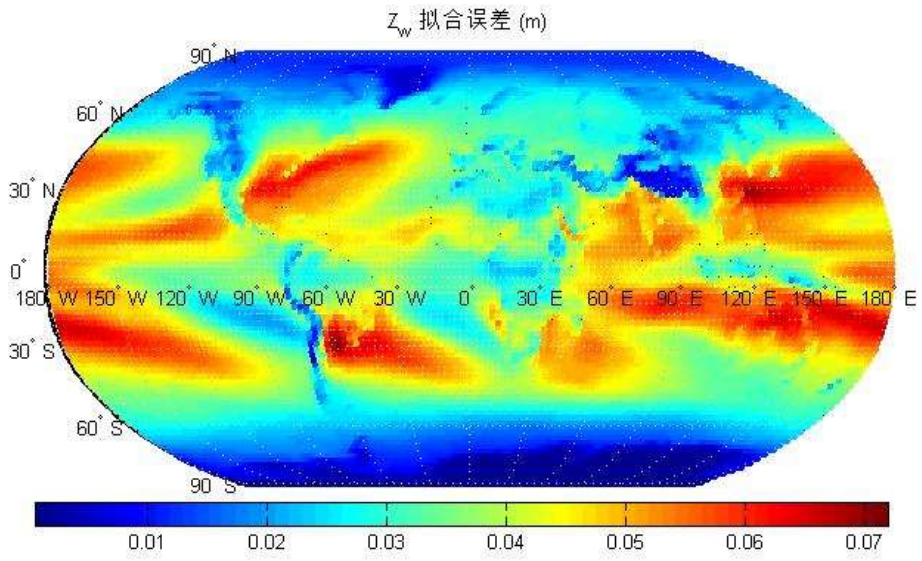
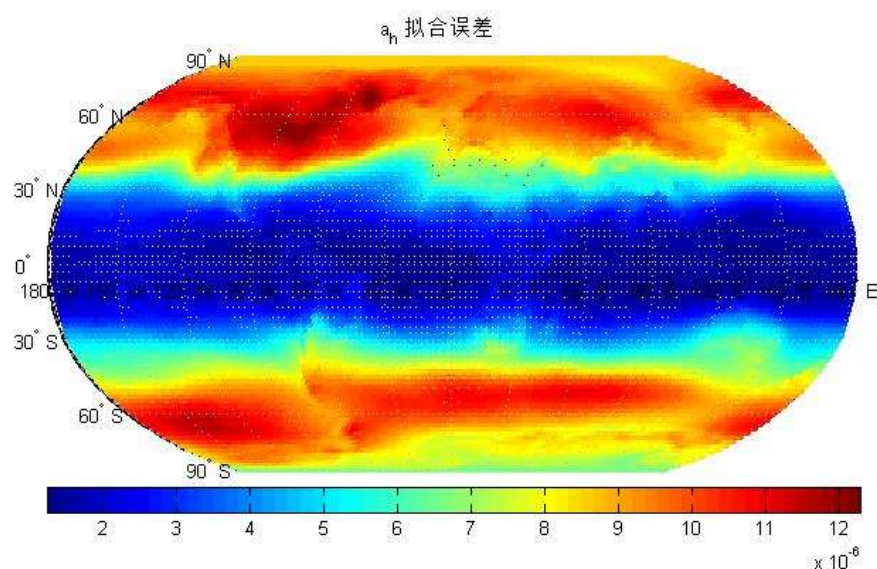
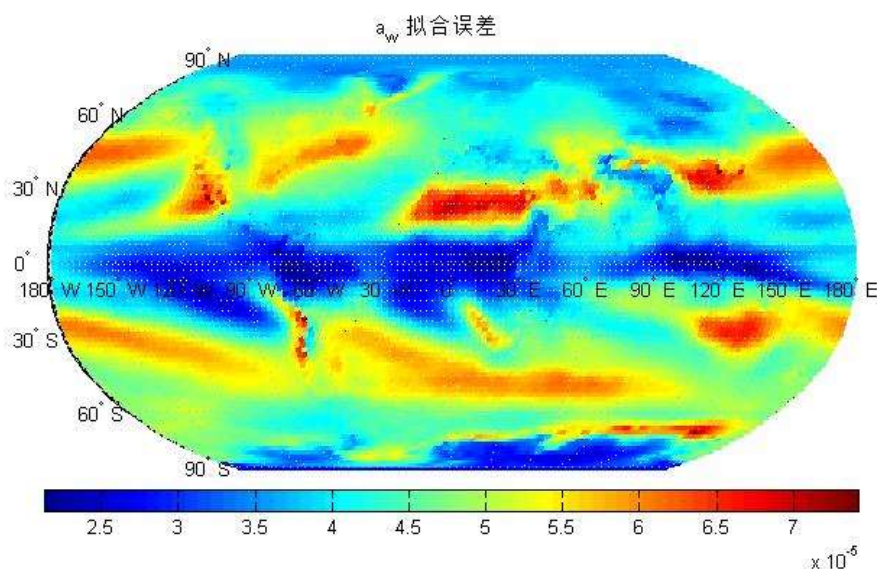


图 3.19 Z_w 采用方法 I 的拟合误差分布图


 图 3.20 a_h 采用方法 I 的拟合误差分布图

 图 3.21 a_w 采用方法 I 的拟合误差分布图

从图 3.17 可以看出，对于天顶总延迟 ZTD，采用年周期+半年周期拟合方法的拟合中误差与格网点高程成反比，在高程高的格网点其拟合中误差较小；在南北两极地区的拟合误差也小于低纬度地区。对于干延迟分量 z_h ，拟合中误差的分布主要与测站纬度相关，在低纬度地区的拟合中误差要小于高纬度地区。对于湿延迟分量 z_w ，拟合精度与天顶总延迟 ZTD 的拟合精度分布一致，在高程较高的区域拟合误差小于高程较低的区域，高纬度拟合误差小于低纬度区域。干映射

函数参数 a_h 的拟合误差与纬度相关，在低纬度拟合误差小于高纬度地区。对于湿映射函数参数 a_w ，其拟合误差与纬度、高程没有明显的关系。

对于拟合方法 II、III、IV、V，只给出这四种方法相对于方法 I 的拟合误差的差值全球分布，见图 3.22~图 3.26。

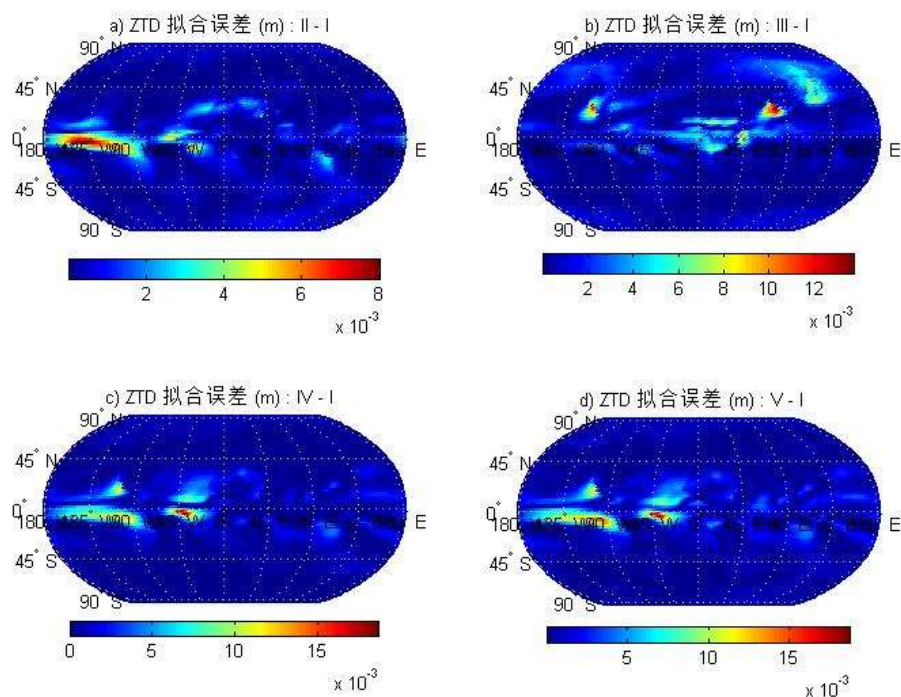


图 3.22 ZTD 采用 II、III、IV、V 方法拟合中误差与 I 策略拟合中误差之差。a) ZTD 采用 II 与 I 方法的拟合中误差之差；b) ZTD 采用 III 与 I 方法的拟合中误差之差；c) ZTD 采用 IV 与 I 方法的拟合中误差之差；d) ZTD 采用 V 与 I 方法的拟合中误差之差

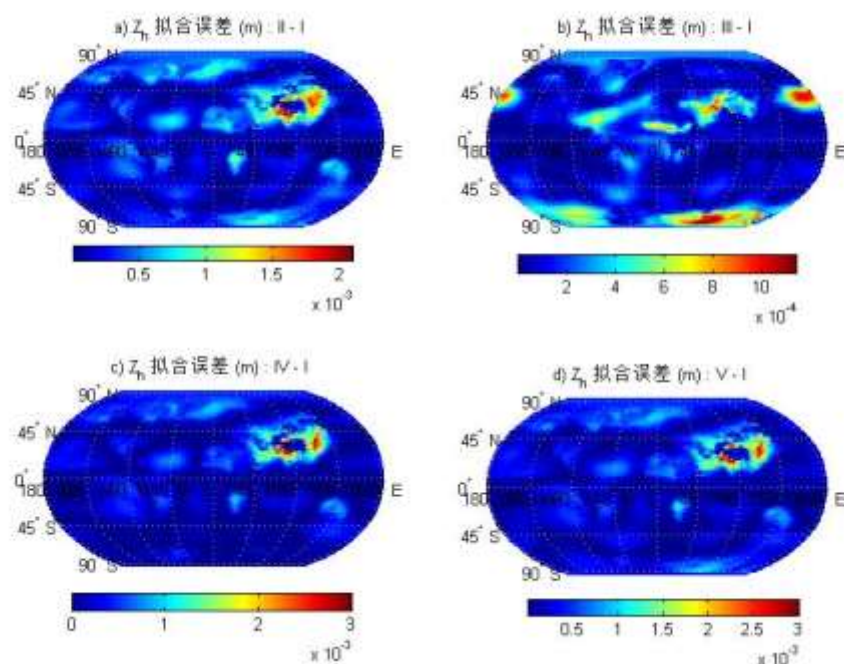


图 3.23 Z_h 采用 II、III、IV、V 方法拟合中误差与 I 策略拟合中误差之差。a) Z_h 采用 II 与 I 方法的拟合中误差之差；b) Z_h 采用 III 与 I 方法的拟合中误差之差；c) Z_h 采用 IV 与 I 方法的拟合中误差之差；d) Z_h 采用 V 与 I 方法的拟合中误差之差

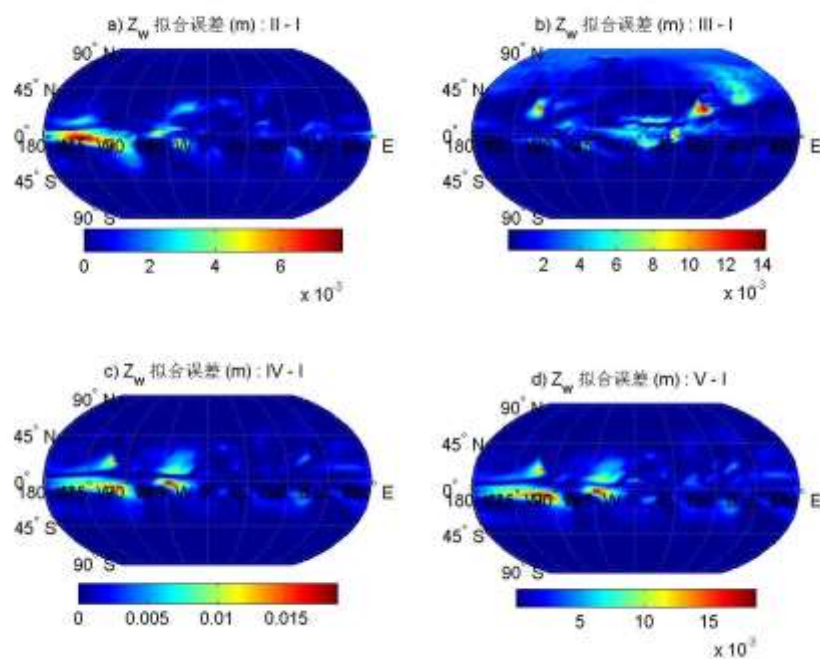


图 3.24 Z_w 采用 II、III、IV、V 方法拟合中误差与 I 策略拟合中误差之差。a) Z_w 采用 II 与 I 方法的拟合中误差之差；b) Z_w 采用 III 与 I 方法的拟合中误差之差；c) Z_w 采用 IV 与 I 方法的拟合中误差之差；d) Z_w 采用 V 与 I 方法的拟合中误差之差

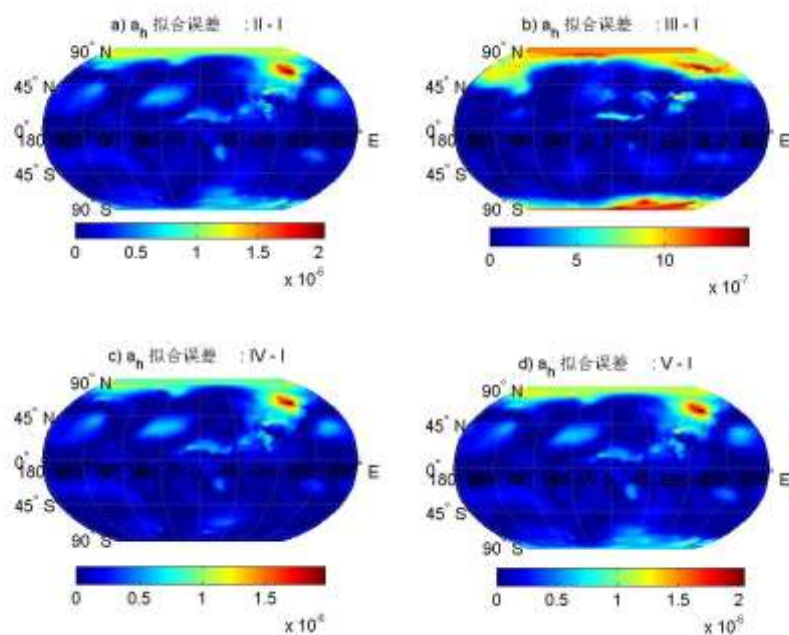


图 3.25 a_h 采用 II、III、IV、V 方法拟合中误差与 I 方法拟合中误差之差。a) II 与 I 方法的拟合中误差之差；b) III 与 I 方法的拟合中误差之差；c) IV 与 I 方法的拟合中误差之差；d) V 与 I 方法的拟合中误差之差

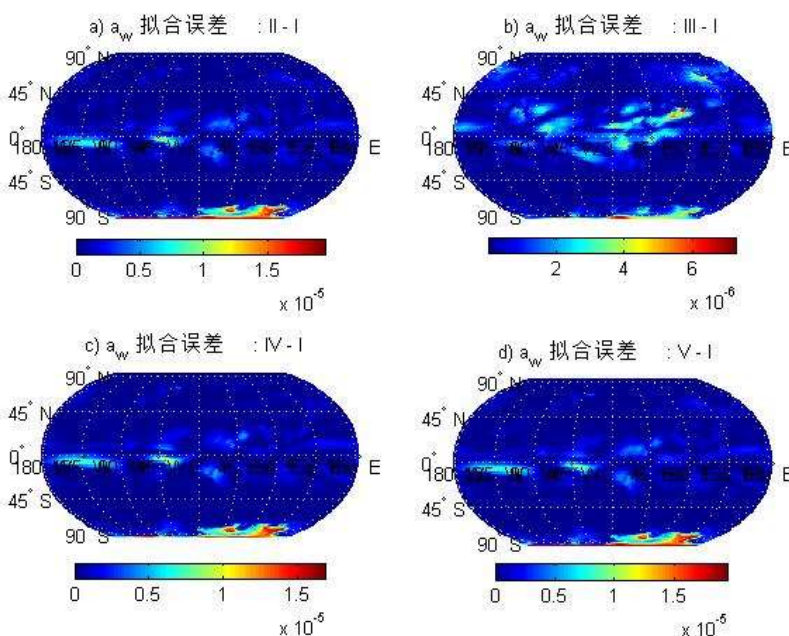


图 3.26 a_w 采用 II、III、IV、V 方法拟合中误差与 I 方法拟合中误差之差。a) II 与 I 方法的拟合中误差之差；b) III 与 I 方法的拟合中误差之差；c) IV 与 I 方法的拟合中误差之差；d) V 与 I 方法的拟合中误差之差

由图 3.22 到图 3.26 可以看出, II、III、IV、V 四种方法的拟合误差均大于 I 方法, 虽然在全球范围内的相差很小, 但是在两极、赤道以及高海拔地区, 均存在拟合误差明显大于方法 I 的情况。

对 I、II、III、IV、V 五种不同的拟合方法的拟合结果进行统计, 计算各种拟合方法的拟合中误差均值 (MEAN)、最小值 (MIN)、最大值 (MAX), 结果见表 3.8 与表 3.9。从表中可以看出, 对于天顶总延迟 ZTD, 全球范围内的拟合中误差均值为~3.7 cm, 最大值为~6.7 cm; 对于干延迟 Z_h , 拟合中误差均值为~1.7 cm, 最大值为~3.6 cm; 对于湿延迟 Z_w , 拟合中误差均值为~3.1 cm, 最大值为~7.2 cm。对于干映射函数的系数 a_h , 拟合中误差均值为~ 6.9×10^{-6} , 最大值为~ 12.5×10^{-6} ; 对于湿映射函数的系数 a_w , 拟合中误差均值为~ 4.5×10^{-5} , 最大值为~ 7.5×10^{-5} 。

表 3.8 天顶延迟不同拟合方法的拟合误差统计 (单位: cm)

| | ZTD | | | Z_h | | | Z_w | | |
|-----|------|------|------|-------|------|------|-------|------|------|
| | MEAN | MIN | MAX | MEAN | MIN | MAX | MEAN | MIN | MAX |
| I | 3.62 | 0.88 | 6.66 | 1.66 | 0.18 | 3.54 | 3.06 | 0.07 | 7.19 |
| II | 3.66 | 0.89 | 6.66 | 1.68 | 0.19 | 3.56 | 3.09 | 0.07 | 7.20 |
| III | 3.71 | 0.92 | 6.79 | 1.68 | 0.18 | 3.57 | 3.16 | 0.08 | 7.21 |
| IV | 3.69 | 0.88 | 6.71 | 1.68 | 0.19 | 3.54 | 3.13 | 0.07 | 7.20 |
| V | 3.72 | 0.89 | 6.72 | 1.69 | 0.19 | 3.55 | 3.14 | 0.07 | 7.21 |

表 3.9 映射函数系数不同拟合策略的拟合误差统计

| | a_h (1D-6) | | | a_w (1D-5) | | |
|-----|--------------|------|-------|--------------|------|------|
| | MEAN | MIN | MAX | MEAN | MIN | MAX |
| I | 6.61 | 1.24 | 12.27 | 4.36 | 2.14 | 7.42 |
| II | 6.90 | 1.28 | 12.58 | 4.50 | 2.15 | 7.57 |
| III | 6.91 | 1.27 | 12.52 | 4.42 | 2.18 | 7.57 |
| IV | 6.81 | 1.26 | 12.53 | 4.47 | 2.15 | 7.52 |
| V | 6.90 | 1.28 | 12.58 | 4.50 | 2.15 | 7.57 |

从表 3.8 与表 3.9 中可以看出, 对于天顶延迟 (ZTD , Z_h , Z_w) 以及映射函数的参数 (a_h 、 a_w), 采用方法 I 的拟合精度均优于其他策略。但相对于拟合方法 I, II、III、IV、V 四种拟合方法的拟合误差与之相比全球范围内均值并不大。对 II、III、IV、V 四种拟合方法相对于 I 策略的拟合 RMS 进行分析, 结果见表 3.10 与表 3.11。从表 3.10 中可以看出, 对于天顶干延迟 Z_h , 采用 II、III、IV、V 四种方法与采用年周期+半年周期且不约束相位的 I 方法相比, 拟合 RMS 相差很小, 均值为 0.2~0.3 mm, 最大值不过 3 mm。但是对于天顶湿延迟 Z_w , II、III、IV、V 拟合方法与 I 方法的拟合 RMS 之差的极值较大。其中, 拟合方法 II (年

周期+半年周期拟合，约束相位）与方法 I 差别最小，均值为 0.3 mm，最大值为 7.9 mm；只估计年周期时（方法 III），拟合误差与策略 I 相比，均值为 1.1 mm，最大值为 14.1 mm；如果把年周期项和半年周期项相位固定为 28（方法 IV 与方法 V），则拟合中误差与 I 方法拟合中误差之差的最大值可达 18 mm。由于天顶总延迟 ZTD 是干延迟分量 Z_h 与湿延迟分量 Z_w 之和，而干延迟采用不同拟合方法的拟合误差相差很小，因此天顶总延迟 ZTD 对不同拟合方法的敏感性与湿延迟类似。

表 3.10 天顶延迟采用不同拟合方法时拟合 RMS 之差的统计值（单位：mm）

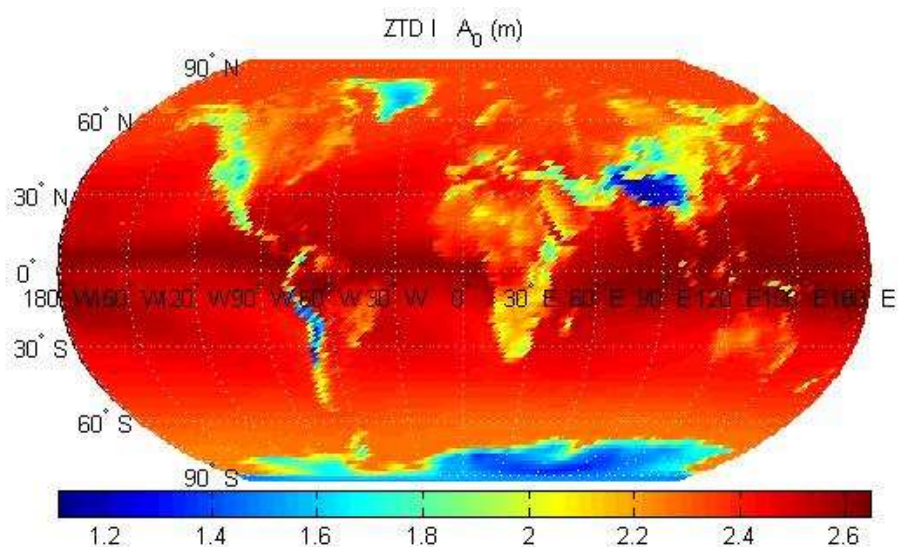
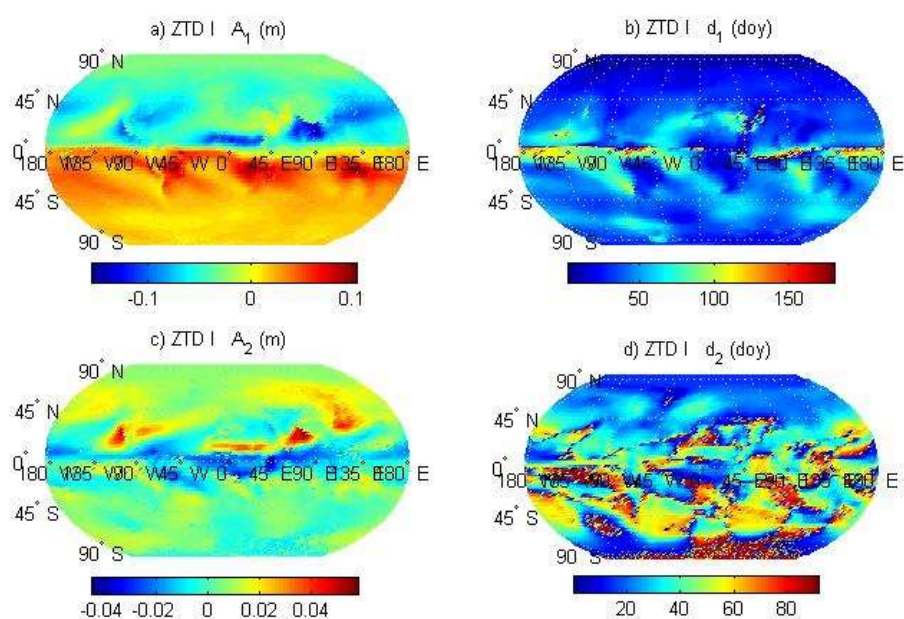
| | ZTD | | Z_h | | Z_w | |
|-------|-----|------|-------|-----|-------|------|
| | 均值 | 最大值 | 均值 | 最大值 | 均值 | 最大值 |
| II-I | 0.4 | 8.0 | 0.3 | 2.1 | 0.3 | 7.8 |
| III-I | 0.9 | 13.7 | 0.2 | 1.1 | 1.1 | 14.1 |
| IV-I | 0.7 | 18.7 | 0.2 | 3.0 | 0.7 | 18.6 |
| V-I | 0.9 | 18.7 | 0.3 | 3.0 | 0.9 | 18.6 |

表 3.11 为映射函数系数 a_h 、 a_w 的不同拟合策略与 I 拟合方法的拟合误差之差统计结果。可以看出，对于映射函数系数 a_h ，II、III、IV、V 四种拟合策略与 I 拟合方法的拟合误差之差均值为 0.3×10^{-6} ，最大值约为 2×10^{-6} ；对湿映射函数系数 a_w ，II、III、IV、V 四种拟合策略与 I 拟合方法的拟合误差之差均值为 0.1×10^{-5} ，最大值约为 2×10^{-5} 。

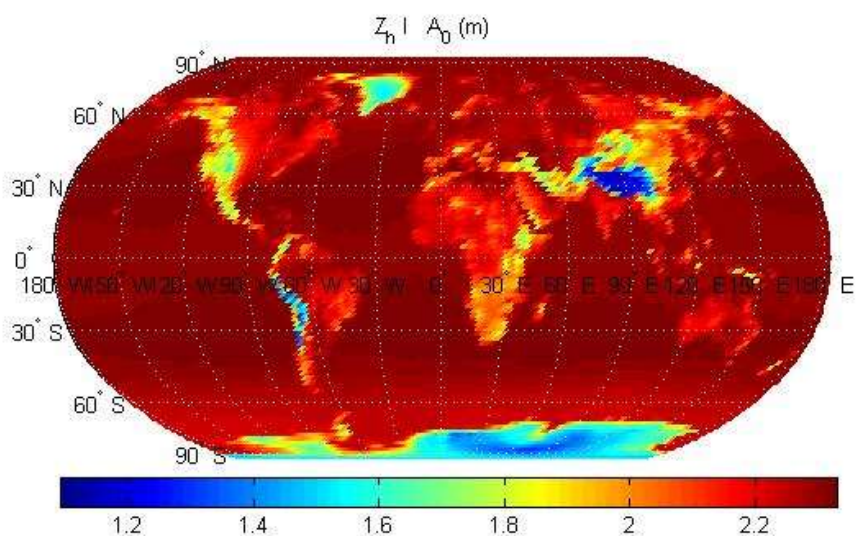
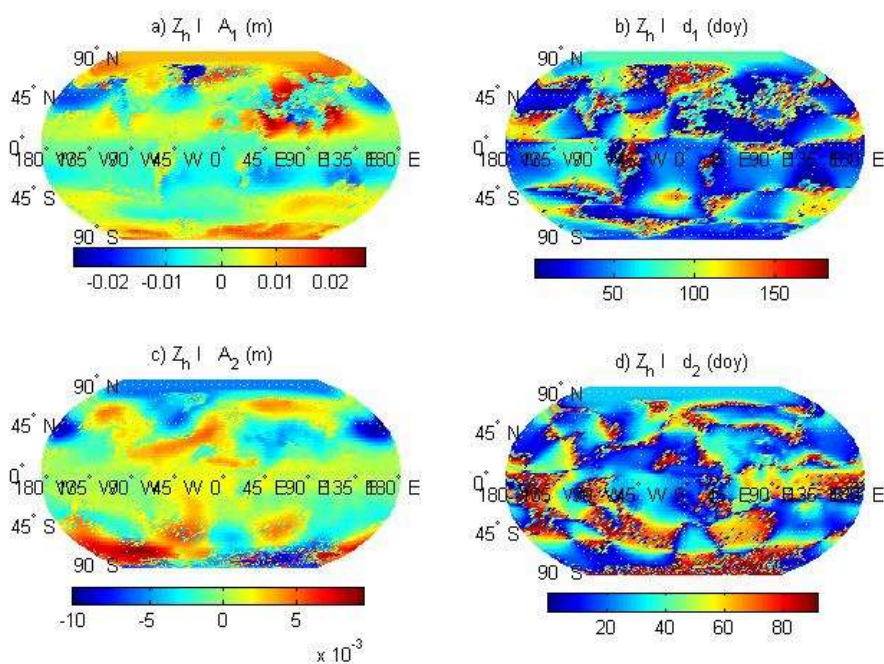
表 3.11 映射函数系数采用不同拟合方法时拟合 RMS 之差的统计值

| | a_h (1D-6) | | a_w (1D-5) | |
|-------|--------------|-----|--------------|-----|
| | 均值 | 最大值 | 均值 | 最大值 |
| II-I | 0.3 | 2.1 | 0.1 | 1.9 |
| III-I | 0.3 | 1.5 | 0.1 | 0.7 |
| IV-I | 0.2 | 2.0 | 0.1 | 1.7 |
| V-I | 0.3 | 2.1 | 0.1 | 1.9 |

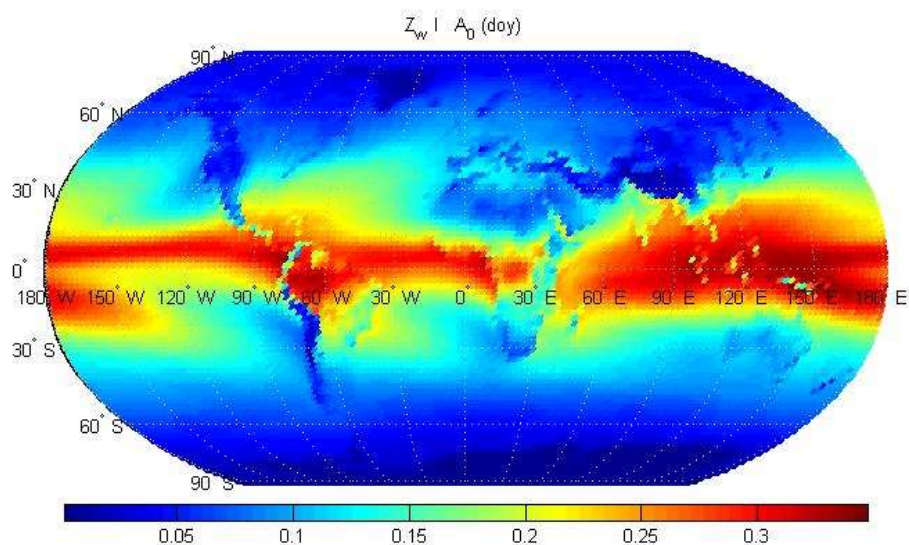
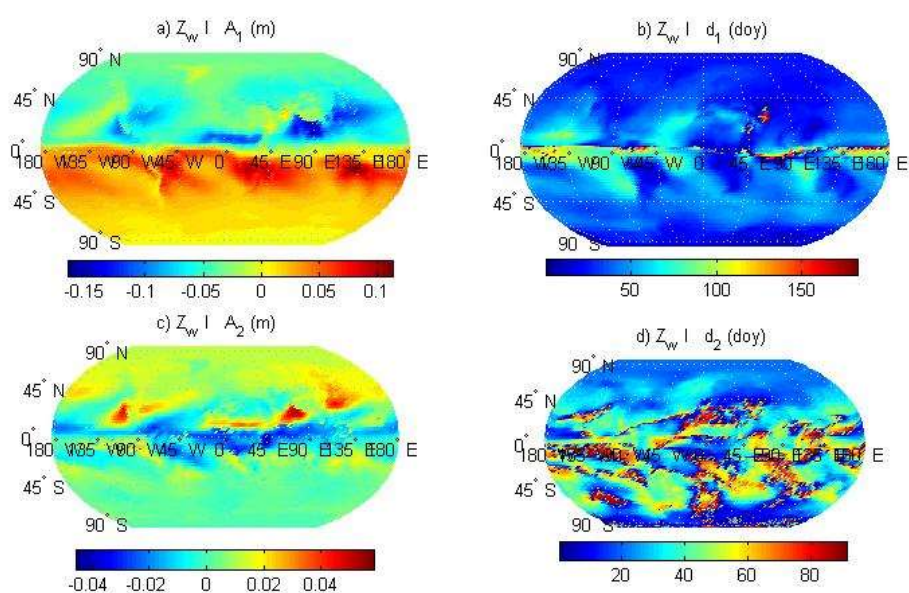
由以上分析可知，在对流层天顶延迟进行三角函数拟合时，虽然五种拟合方法的统计精度相差很小，但是在部分区域，采用估计年周期项和半年周期项的方法 I 进行拟合的效果比其他几种拟合方法均有明显改善。因此，下面以方法 I 为例，给出分别对 ZTD、 Z_h 、 Z_w 、 a_h 、 a_w 拟合的常数项以及周期项全球分布。


 图 3.27 ZTD 采用 I 方法拟合的常数项 A_0

 图 3.28 ZTD 采用 I 方法拟合的年周期项(A_1 , d_1)与半年周期项(A_2 , d_2)。a) 年周期项振幅；b) 年周期项相位；c) 半年周期项振幅；d) 半年周期项相位

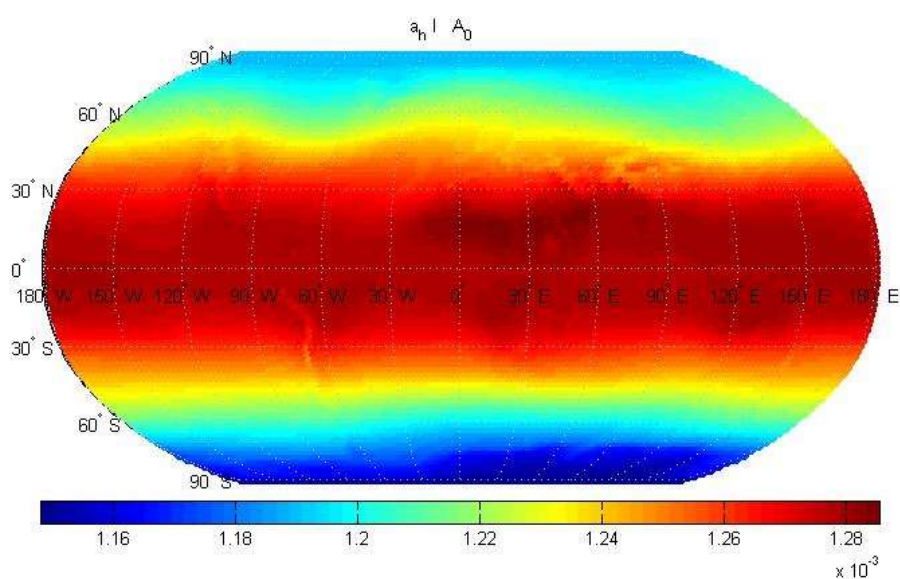
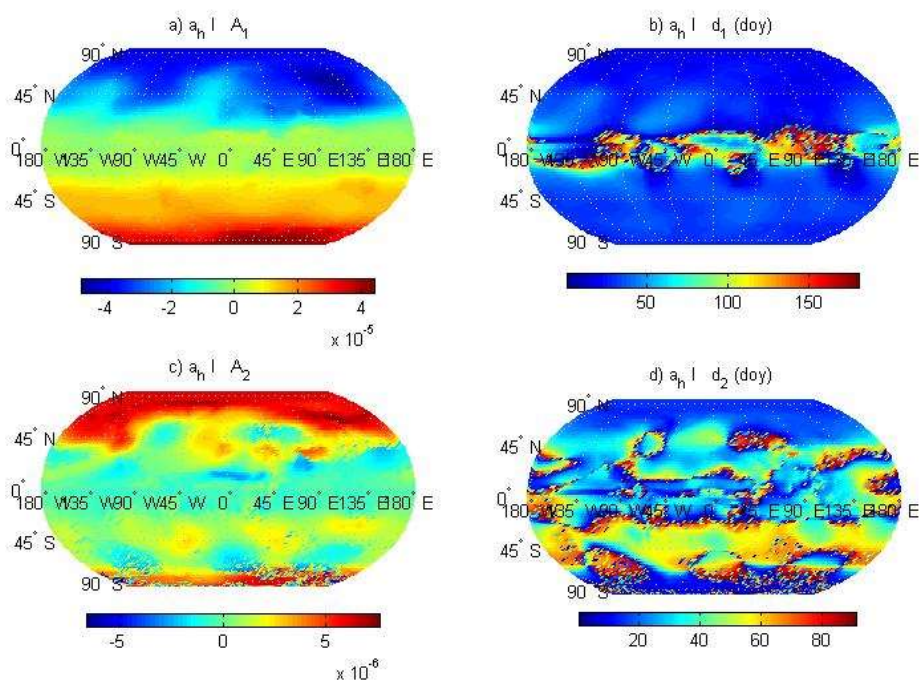
对于天顶总延迟 ZTD，拟合的常数项 A_0 与测站高程相关，在高海拔地区 A_0 偏小，低海拔地区 A_0 偏大，这是由于对流层天顶总延迟 ZTD 随高程的增大减小。ZTD 的年周期振幅为 $-15 \text{ cm} \sim 15 \text{ cm}$ ，半年周期振幅为 $\pm 5 \text{ cm}$ 。年周期振幅在南北半球的符号相反。

图 3.29 Z_h 采用 I 方法拟合的常数项 A_0 图 3.30 Z_h 采用 I 方法拟合的年周期项(A_1, d_1)与半年周期项(A_2, d_2)。a) 年周期项振幅; b) 年周期项相位; c) 半年周期项振幅; d) 半年周期项相位

由图 3.29 与 3.30 可知, 对于天顶延迟干分量 Z_h , 其拟合式的常数项 A_0 与高程相关, 随着海拔的升高变小, 这是由于, Z_h 主要与气压相关, 而气压随着高程的增大呈指数递减。天顶延迟干分量 Z_h 的年周期项与半年周期项的振幅分布没有明显的规律, 相位的分布也没有明显的规律。 Z_h 年周期振幅的变化幅度为 ± 25 mm; 半年周期振幅的变化幅度为 ± 10 mm。


 图 3.31 Z_w 采用 I 方法拟合的常数项 A_0

 图 3.32 Z_w 用 I 方法拟合的年周期项(A_1, d_1)与半年周期项(A_2, d_2)。a) 年周期项振幅；b) 年周期项相位；c) 半年周期项振幅；d) 半年周期项相位

由图 3.31 与 3.32 可知，对于天顶延迟湿分量 Z_w ，其常数项 A_0 主要与测站纬度相关，随着纬度的增大逐渐变小，在赤道低纬度地区远大于两极等高纬度地区。 Z_w 的年周期振幅分布在南北半球相反，变化范围为 ± 0.15 m。 Z_w 的半年周期振幅的全球分布规律性不明显，变化幅度约为 ± 5 cm。

图 3.33 a_h 采用 I 方法拟合的常数项 A_0 图 3.34 a_h 用 I 方法拟合的年周期项(A_1 , d_1)与半年周期项(A_2 , d_2)。a) 年周期项振幅；b) 年周期项相位；c) 半年周期项振幅；d) 半年周期项相位

由图 3.33 与 3.34 可知, 对于干延迟映射函数参数 a_h , 由于 VMFG 提供的 a_h 是基于椭球面的, 因此其与测站高程无关。 a_h 拟合式常数项 A_0 的分布较为规律,

随着纬度的升高而减小，在赤道区域为 1.28×10^{-3} ，两极地区为 1.15×10^{-3} 。 a_h 的年周期项振幅的分布在南北半球相反，振幅变化幅度为 $\pm 4 \times 10^{-5}$ ； a_h 的半年周期项振幅的变化幅度为 $\pm 6 \times 10^{-6}$ 。

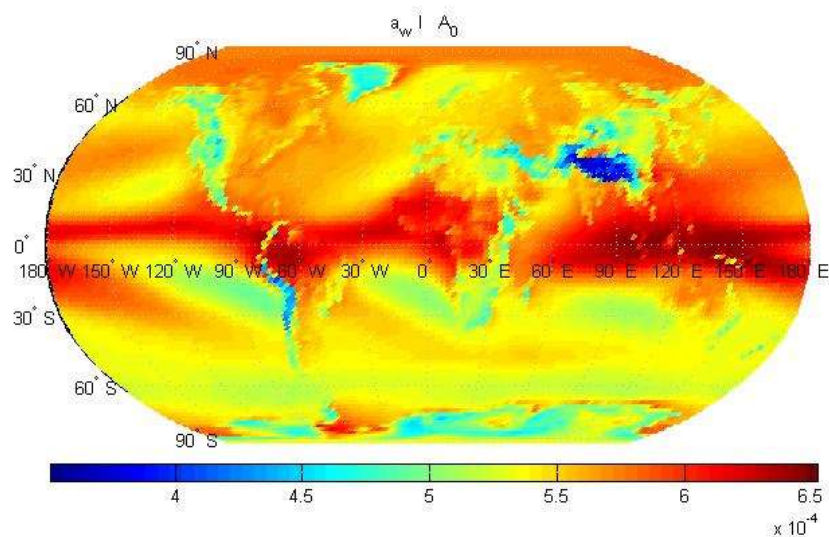


图 3.35 a_w 采用 I 方法拟合的常数项 A_0

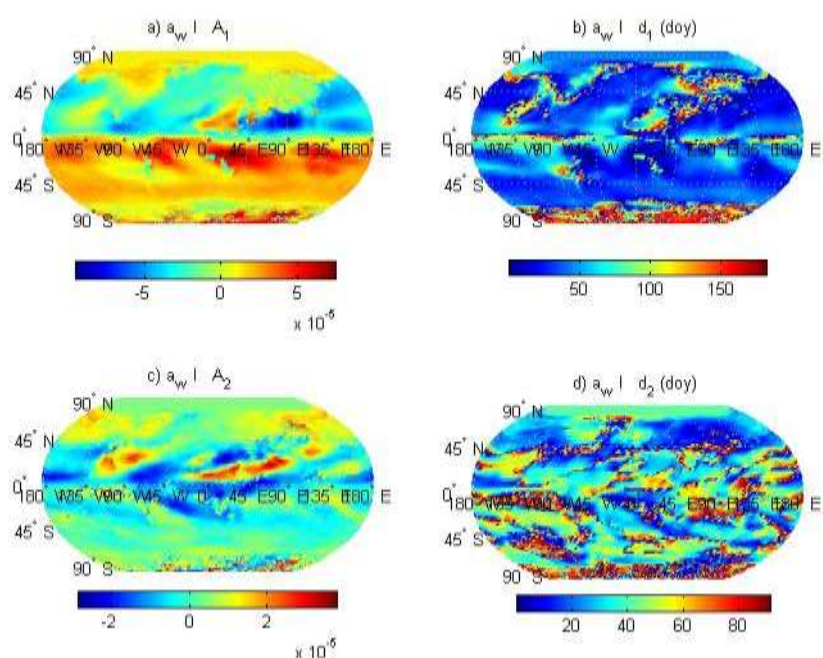


图 3.36 a_w 用 I 方法拟合的年周期项(A_1 , d_1)与半年周期项(A_2 , d_2)。a) 年周期项振幅；b) 年周期项相位；c) 半年周期项振幅；d) 半年周期项相位

由图 3.35 与 3.36 可知，对于干延迟映射函数参数 a_w ，其拟合式常数项 A_0 的分布与高程相关，随着纬海拔的升高而减小。 a_w 的年周期项振幅的分布在南北半球相反，振幅变化幅度为 $\pm 8 \times 10^{-5}$ ； a_w 的半年周期项振幅的变化幅度为 $\pm 3 \times 10^{-5}$ 。

3.3.3 高程改正方法

对于对流层延迟的高程改正，采用 GPT2w 模型(Lagler, 2013, Böhm, 2014)提供的气象参数，计算每个格网点的气温、气压、水汽压、温度递减速率等参数，然后采用 Saastamoinen 模型(Saastamoinen, 1973)计算天顶干延迟，由 Askne & Nordius 函数(Askne and Nordius, 1987)计算天顶湿延迟。对于每个格网点，计算各网点高程往上 30 层的干湿延迟量，然后对干湿分量以及总延迟进行拟合。拟合公式见式(3.5)

$$ZD(h_i) = ZD(h_0) \times \exp(\beta \times (h_i - h_0)) \tag{3.5}$$

式中， h_i 是*i* 层的高程， h_0 是格网点高程， $ZD(h_0)$ 是格网点天顶延迟， $ZD(h_i)$ 是格网点在 h_i 高度上的天顶延迟， β 是待拟合参数。

选取了 6 个格网点，分别绘制了 2014 年 1 月 1 日各点天顶延迟（干、湿延迟与总延迟）与高程的关系，以及采用指数函数进行拟合的结果，6 个点的坐标见表 3.12，各格网点天顶延迟随高程的变化图见图 3.37 与图 3.38。

表 3.12 点位坐标与高程

| 点号 | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 |
|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 纬度 | 88°N | 66°N | 22°N | 00°N | 44°S | 88°S |
| 经度 | 00°E | 00°E | 00°E | 00°E | 00°E | 00°E |
| 高程(m) | 18 | 62 | 449 | 15 | 23 | 2774 |
| Z_d 拟合误差(m) | 9.3D-7 | 9.4D-7 | 1.0D-6 | 1.0D-6 | 9.7D-7 | 8.4D-7 |
| Z_w 拟合误差(m) | 9.6D-7 | 8.7D-7 | 1.3D-6 | 1.1D-6 | 1.0D-6 | 1.7D-9 |
| ZTD 拟合误差(m) | 1.2D-5 | 1.6D-4 | 8.5D-5 | 5.6D-4 | 2.4D-4 | 1.9D-5 |

注：表中，“D±n”表示表示 $10^{\pm n}$

从图 3.37 与图 3.38 中可以看出，在每个格网点上，天顶延迟随着高程的变化用指数函数能够很好的进行表达；各个格网点的天顶延迟拟合精度见表 3.12。由于 GPT2w 模型对气压等气象参数的高程建模采用的是指数函数，因此采用指数函数对天顶延迟随高程的变化建模效果良好，拟合精度优于 1 mm。

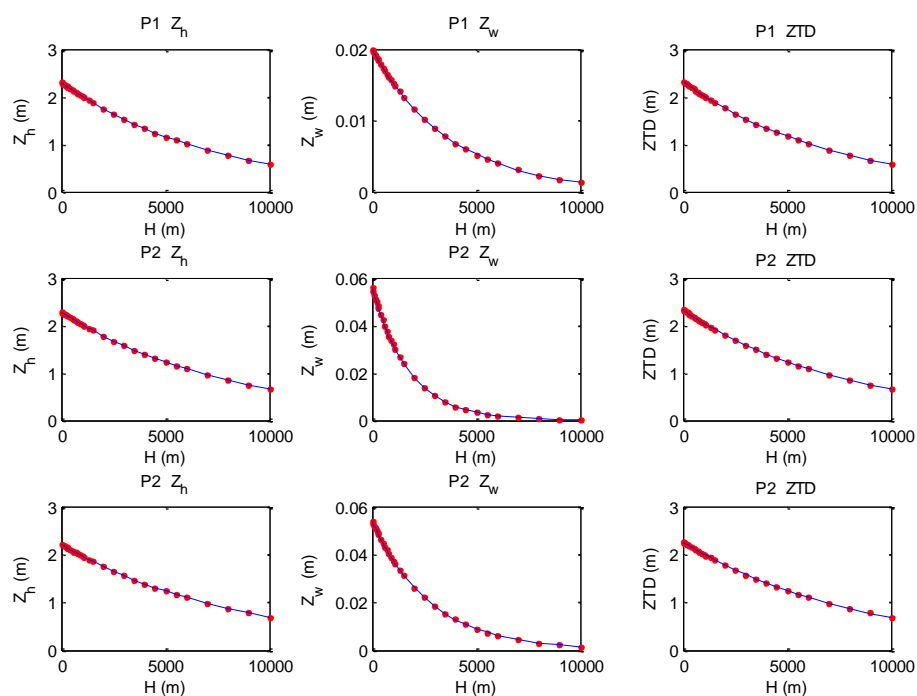


图 3.37 P1-P3 点天顶延迟随高程变化的拟合结果。注：图中红色点表示 GPT2w 模型计算的天顶延迟，蓝线表示天顶延迟采用指数函数的拟合结果； H 是相对于格网点高程的相对高程。

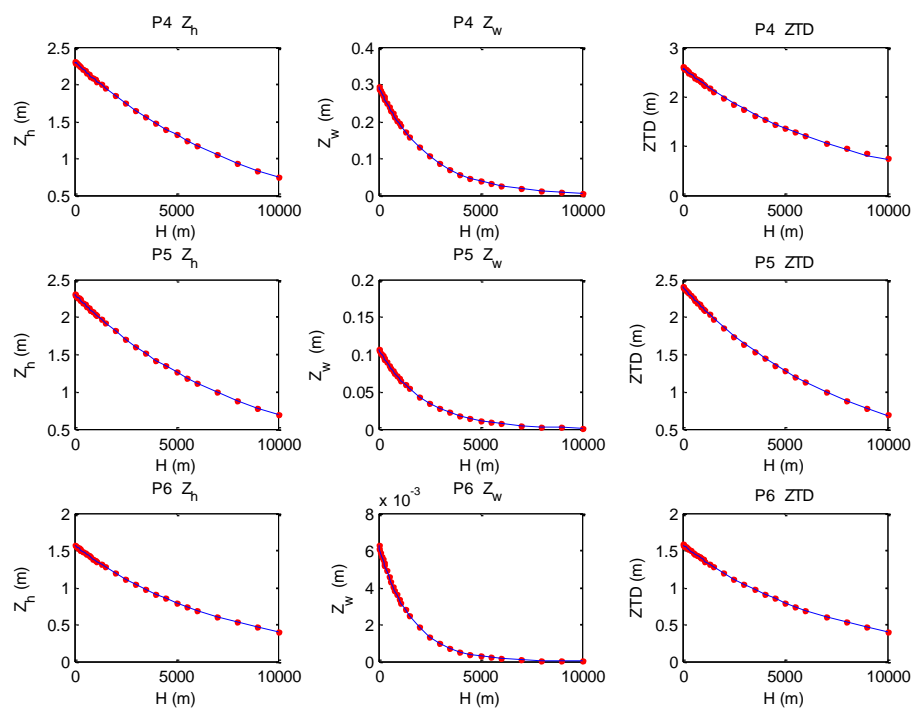


图 3.38 P4-P6 点天顶延迟随高程变化的拟合结果。注：图中红色点表示 GPT2w 模型计算的天顶延迟，蓝线表示天顶延迟采用指数函数的拟合结果； H 是相对于格网点高程的相对高程。

由此可以计算出每个格网点每天的对流层天顶延迟（干延迟、湿延迟以及总延迟）随高度的衰减系数 β 。对于每个格网点的全年 365 个 β 值，进行三角函数拟合，拟合公式如下：

$$\beta(doy) = A_0 + A_1 \cos\left(\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right) + A_2 \cos\left(\frac{4\pi}{365.25}(doy - d_2)\right) \quad (3.6)$$

式中， $\beta(doy)$ 表示该点在年积日 doy 的高程改正系数 β ， A_0 为角函数常数项， (A_1, d_1) 为年周期的振幅与相位， (A_2, d_2) 为半年周期的振幅与相位。

由于 GPT2w 模型对气象数据建模时，各个气象元素的周期特性也是采用与上式一样的年周期+半年周期形式表达，因此对 β 进行三角函数拟合时拟合精度会很高。对表 3.12 中的六个点，绘制天顶延迟改正系数 β 的时间序列以及 β 采用年周期+半年周期的拟合结果，见图 3.39、图 3.40。从图 3.39、3.40 中可以看出， β 随时间的变化通过三角函数公式可以拟合的很好，拟合后的时间序列与拟合前的几乎完全重合。

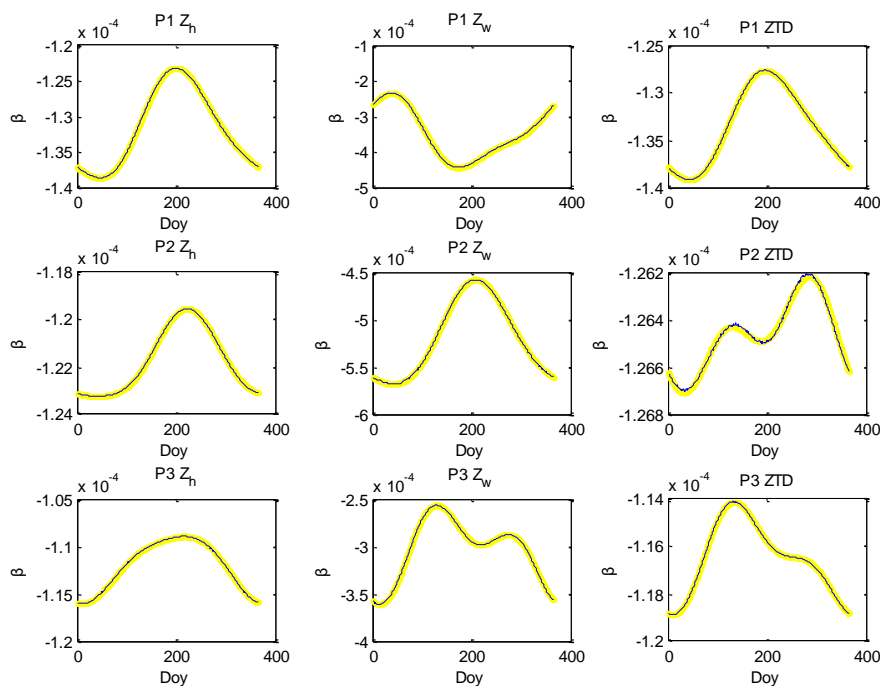


图 3.39 P1-P3 点天顶延迟改正系数的时间序列。注：图中，黄点是原始值，蓝线是采用三角函数拟合的结果，由于拟合效果很好，因此二者几乎重合。

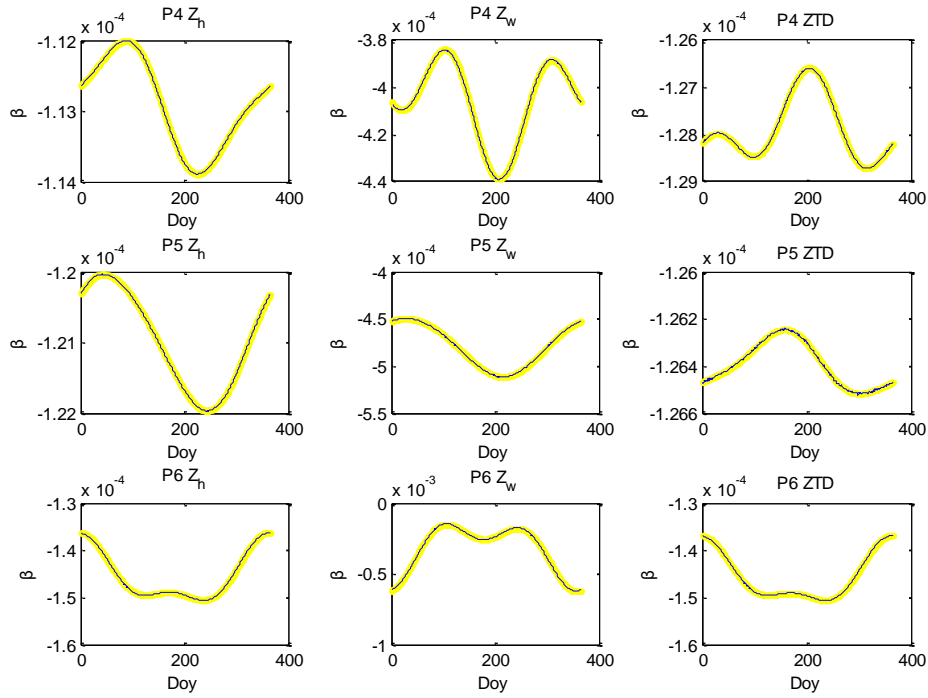
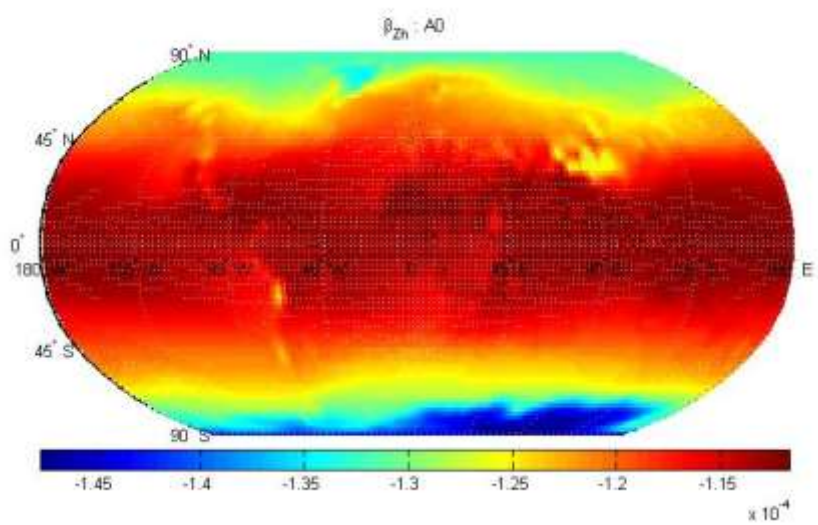
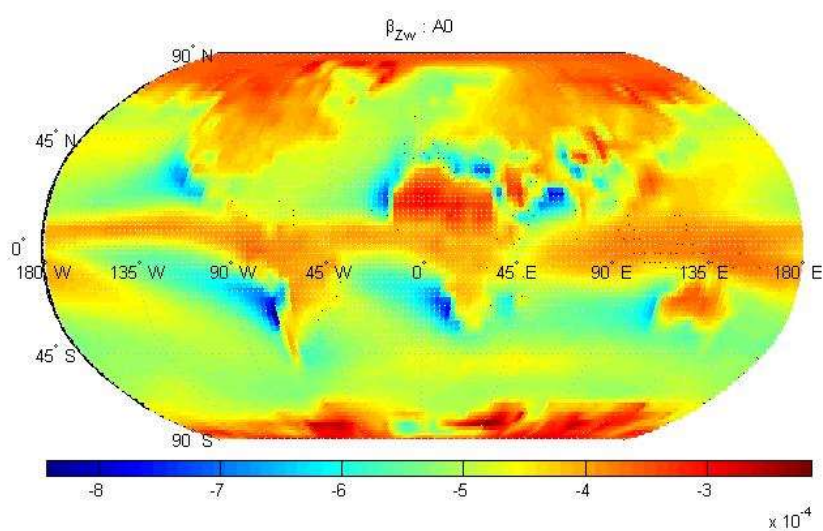
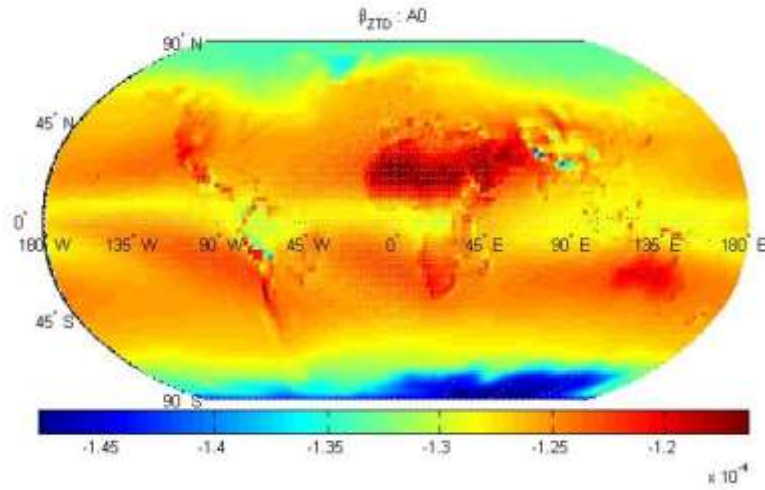


图 3.40 P4-P6 点天顶延迟改正系数的时间序列。注：图中，黄点是原始值，蓝线是采用三角函数拟合的结果，由于拟合效果很好，因此二者几乎重合。

对天顶延迟(Z_h , Z_w , ZTD)的高程改正参数 β 时间序列进行三角函数拟合，拟合后的常数项 A_0 分布图见 3.41-图 3.43。对于天顶延迟干分量 Z_h ，在全球范围内，高程改正系数 β 值约为 $-1.15D-4$ ，其中赤道以及中低纬度地区 β 值分布比较稳定，随着纬度以及高海拔的升高， β 值偏小，在两极地区，尤其是南极大陆， β 值最小可达 $-1.45D-4$ 。对于天顶延迟湿分量 Z_w ，其高程改正系数 β 的分布更多的呈现出区域特性，没有随着纬度或高程明显变化的趋势，且变化也比 Z_h 的高程改正系数变化剧烈，变化幅度为 $-8D-4 \sim -2D-4$ 。需要注意的是，其在大陆的西侧，海洋的东侧，如大西洋东侧与非洲交接的区域，太平洋东南侧与南美洲交接的区域，以及印度洋北部区域，相对全球均值来讲偏低。对于天顶总延迟 ZTD ，由于 ZTD 是 Z_h 与 Z_w 之和，而干分量 Z_h 约占总延迟的 90%，因此其高程改正参数 β 的全球分布与干分量 Z_h 的高程改正系数分布类似。

图 3.41 Z_h 高程改正系数 β 的拟合常数项 A_0 图 3.42 Z_w 高程改正系数 β 的拟合常数项 A_0


 图 3.43 ZTD 高程改正系数 β 的拟合常数项 A_0

对于干湿分量映射函数的高程改正, 由于干分量映射函数参数 a_h 的参考高程是椭球面, 而映射函数 `vmf1_ht` 中已经采用的 NMF 的高程改正参数, 因此不需要对 a_h 进行高程修正。湿分量映射函数参数 a_w 的参考高程是格网高程, 在 GPT2w 模型以及 `vmf1_ht` 函数中都忽略的 a_w 的高程改正。Kouba 采用 KOKB 测站与相邻格网点一年半的数据, 给出的 a_w 高程改正系数(Kouba, 2007):

$$a_w(h_s) = a_w(h_g) - 4 \times 10^{-8} (h_s - h_g) \quad (3.7)$$

式中, $a_w(h_g)$ 是格网点高程的湿分量映射函数参数 a_w , $a_w(h_s)$ 是测站高程的湿分量映射函数参数 a_w , (h_s, h_g) 分别是测站高程和格网点高程 (m)。

3.3.4 建模与模型使用方法

通过以上分析, 可以计算出每个格网点的天顶干、湿延迟分量、天顶总延迟的时间变化参数 $(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2)_{Z_h, Z_w, ZTD}$, 干、湿映射函数分量的时间变化参数 $(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2)_{a_h, a_w}$, 天顶延迟高程改正参数 β 的时间变化参数 $(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2)_\beta$ 。由这些参数, 即构成了基于 NWM 的全球对流层改正经验模型 SHAtropG。

用户在使用流程如下:

- (1) 通过所在格网, 确定周围四个格网点的天顶延迟、干湿映射函数参数以及天顶延迟高程改正系数的时间变化参数 $(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2)_i$, 由式(3.4)(3.6)计算相应年积日的天顶延迟、映射函数参数以及天顶延迟量的高程改正参数 β 。
- (2) 根据高程改正系数 β , 由式(3.5)将格网点的天顶延迟改正到测站高程, 由

(3.7)将格网点的湿延迟映射函数参数 a_w 改正到测站高程。

(3) 通过双线性内插，计算测站点的天顶延迟量、干湿映射函数参数。

需要注意的是，由于 VMF 格网产品的干延迟映射函数参数 a_h 是基于椭球面高程的，因此内插得到的测站点 a_h 也是基于椭球面，需要采用映射函数 `vmf1_ht`，该函数中的输入参数 a_h 是基于椭球面，然后采用 NMF 模型中的干延迟改正系数进行高程修正。而 VMFG 格网产品的湿延迟映射函数参数 a_w 是基于格网点的，SHAtropG 通过 Kouba 给出的经验参数（式(3.7)）进行改正。

3.3.5 模型精度分析

GGOS 提供全球 IGS 测站的干湿延迟 Z_h 、 Z_w 以及映射函数参数 a_h 、 a_w 后处理产品，其时间分辨率为 6 h，此处简称 VMFS（VMF Site）。与 GGOS 的格网产品不同的是，GGOS 提供的 IGS 测站的干映射函数参数 a_h 是与测站高程一致的，需要与 `vmf1` 函数一起使用；而格网产品的干映射函数参数 a_h 是基于椭球面的，需要进行高程改正，与 `vmf1_ht` 函数一起使用。

采用中国大陆区域的 7 个测站，测站坐标见表 3.13。

表 3.13 SHAtropG 精度验证所用中国区域 IGS 测站坐标

| 测站 | 纬度 | 经度 | 高程 (m) |
|------|---------|----------|---------|
| CHAN | 43.79 N | 125.44 E | 268.30 |
| BJFS | 39.61 N | 115.89 E | 87.40 |
| SHAO | 31.10 N | 121.20 E | 22.10 |
| LHAZ | 29.66 N | 91.10 E | 3622.00 |
| WUHN | 30.53 N | 114.36 E | 28.20 |
| URUM | 43.59 N | 87.63 E | 856.10 |
| KUNM | 25.03 N | 102.80 E | 1986.20 |

各个测站 2014 年的 GGOS 提供的天顶延迟与映射函数参数时间序列以及 SHAtropG 模型的计算值见 3.44-图 3.50。

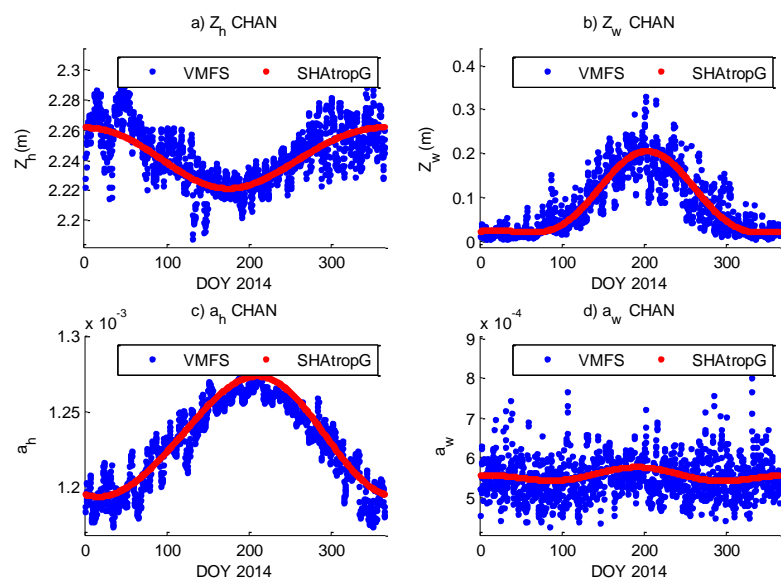


图 3.44 CHAN 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

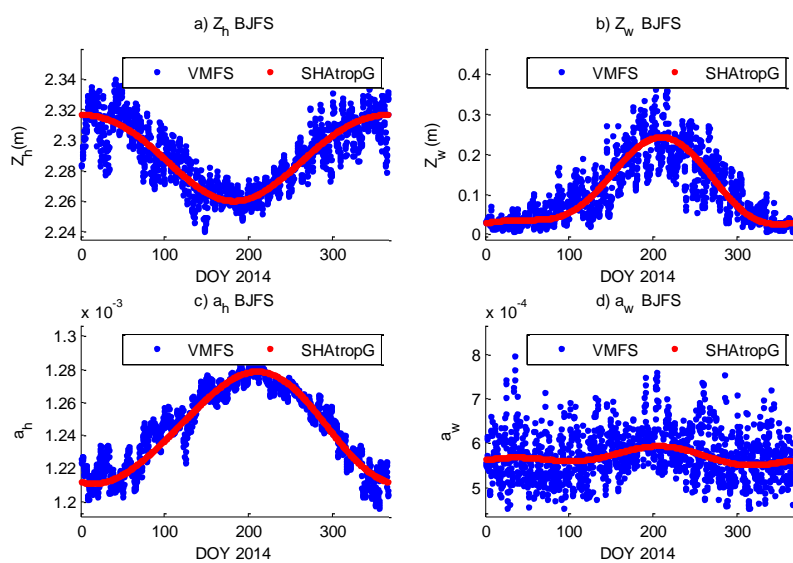


图 3.45 BJFS 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

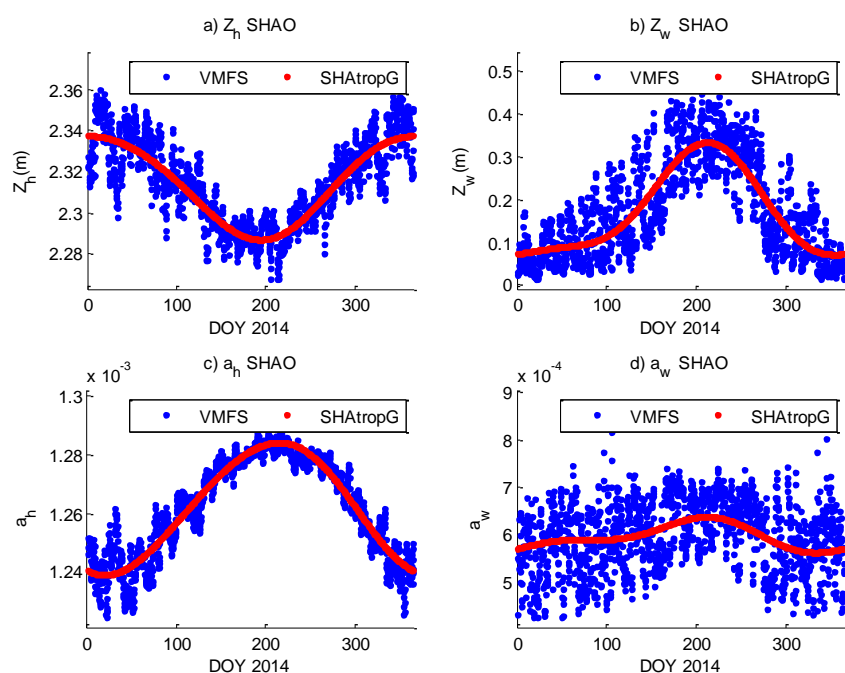


图 3.46 SHAO 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

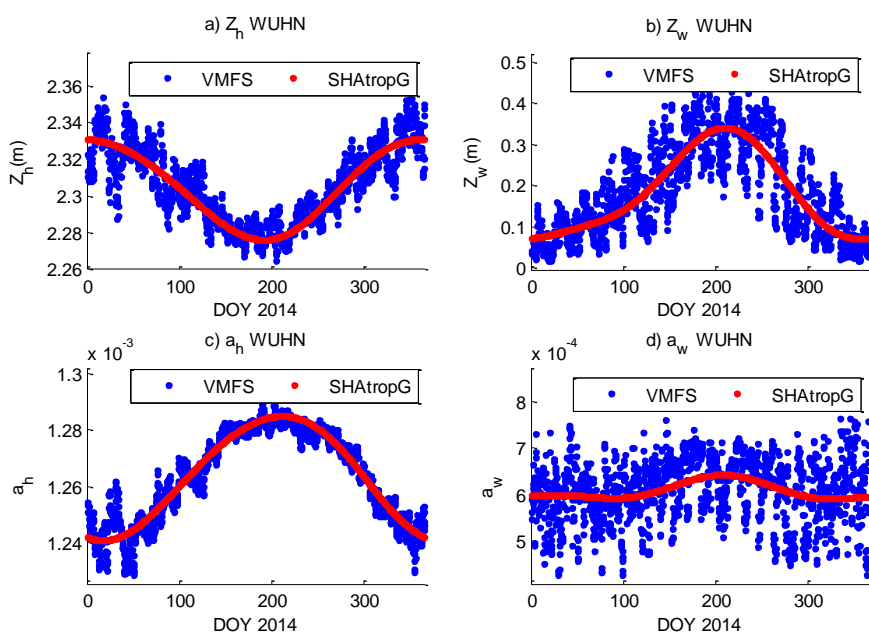


图 3.47 WUHN 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

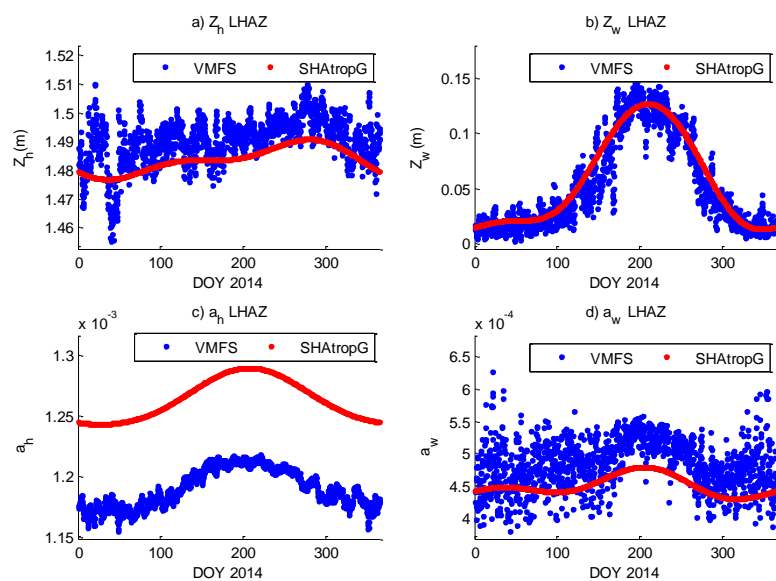


图 3.48 LHAZ 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

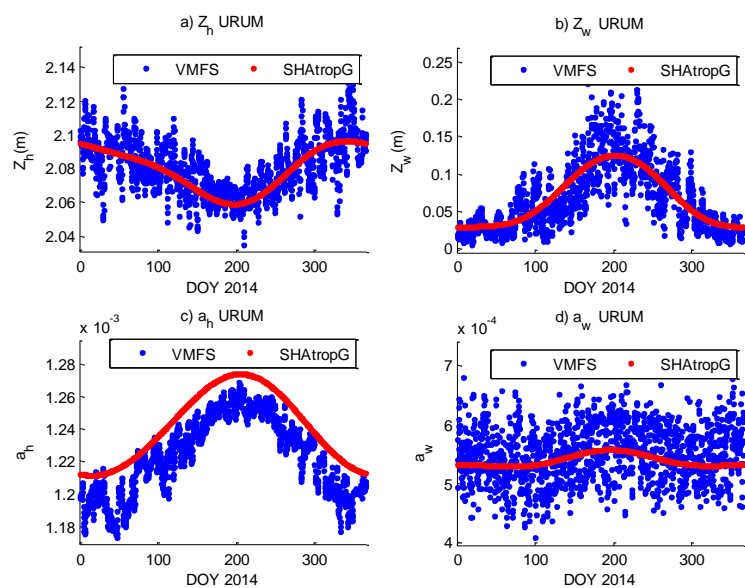


图 3.49 URUM 测站的 SHAtropG 结果与 VMFS 产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

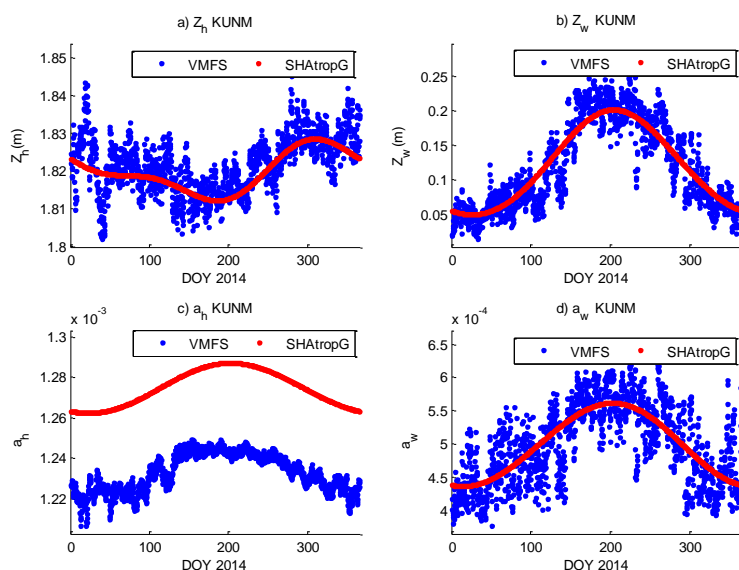


图 3.50 KUNM 测站的 SHAtropG 结果与 VMF 格网产品时间序列。a) 天顶干延迟 Z_h ；b) 天顶湿延迟 Z_w ；c) 干延迟映射函数系数 a_h ；d) 干延迟映射函数系数 a_w

由图可以看出，对中国地区的测站，SHAtropG 模型与 VMFS 产品吻合度较好。需要注意的是，由于 SHAtropG 模型的干映射函数参数 a_h 对应的是椭球面，而 VMFS 产品的干映射函数参数 a_h 对应的是测站椭球高，因此如果测站高程较大时， a_h 存在一个常数的偏差。因此在模型使用时，需要采用 vmf_ht，通过 NMF 提供的干映射函数高程改正进行修正。

各个测站的统计结果见表 3.14。

表 3.14 中国区域 IGS 测站天顶延迟的 SHAtropG 模型精度（单位：mm）

| 测站 | Z_h | | | Z_w | | |
|------|-------|------|------|-------|------|------|
| | MEAN | STD | RMS | MEAN | STD | RMS |
| CHAN | 1.6 | 12.7 | 12.8 | -2.1 | 33.8 | 33.9 |
| BJFS | -0.3 | 11.0 | 11.0 | -0.2 | 42.0 | 42.0 |
| SHAO | 0.8 | 9.6 | 9.7 | 2.1 | 64.2 | 64.2 |
| LHAZ | 6.74 | 6.6 | 9.4 | -5.0 | 13.4 | 14.3 |
| WUHN | 0.7 | 9.6 | 9.6 | 2.2 | 61.9 | 61.9 |
| URUM | 1.6 | 11.6 | 11.7 | -1.7 | 26.1 | 26.1 |
| KUNM | 1.8 | 5.5 | 5.8 | -1.1 | 26.2 | 26.2 |
| 均值 | 1.9 | 9.5 | 10.0 | -0.8 | 38.2 | 38.4 |

表 3.15 中国区域 IGS 测站映射函数的 SHAtropG 模型精度

| 测站 | $a_h (10^{-5})$ | | | $a_w (10^{-5})$ | | |
|------|-----------------|------|------|-----------------|------|------|
| | MEAN | STD | RMS | MEAN | STD | RMS |
| CHAN | -0.44 | 0.92 | 1.02 | -0.58 | 4.99 | 5.02 |
| BJFS | 0.10 | 0.75 | 0.76 | 0.35 | 5.26 | 5.27 |
| SHAO | -0.02 | 0.52 | 0.52 | -0.05 | 6.71 | 6.71 |
| LHAZ | -7.37 | 0.55 | 7.40 | 3.37 | 3.42 | 4.80 |
| WUHN | -0.47 | 4.71 | 4.73 | 0.04 | 6.55 | 6.55 |
| URUM | -1.86 | 0.86 | 2.04 | 1.08 | 4.65 | 4.77 |
| KUNM | -4.19 | 0.41 | 4.21 | -0.09 | 4.04 | 4.04 |
| 均值 | -2.04 | 1.25 | 2.95 | 0.59 | 5.09 | 5.31 |

注：表中，由于 SHAtropG 模型的 a_h 是基于椭球面的，未加高程改正，而 VMFG 格网产品的 a_h 是基于测站高程的，因此二者之间会存在偏差，表中， a_h 的“MEAN”与“RMS”两列不代表映射函数的真实误差。

由表 3.14 可知，与 VMFS 提供的中国区域 IGS 测站对流层延迟改正参数相比，SHAtropG 模型的天顶延迟干分量 RMS 为 10 mm，湿分量 RMS 为 38 mm；干映射函数参数 a_h 的标准差为 1.25×10^{-5} ，湿映射函数参数 a_w 的标准差为 5.09×10^{-5} ，RMS 为 5.31×10^{-5} 。

3.4 本章小结

本章首先分析了 GNSS 对流层延迟建模的方法。介绍了三种对流层延迟建模的数据源：探空气球、数值天气预报模型与实测 GNSS 对流层天顶延迟。第 2 小节采用陆态网实测对流层天顶延迟，建立了适用于中国大陆区域的对流层天顶延迟经验改正模型：SHAtrop，该模型采用了更精细的高程改正模型，空间分辨率较高，与实测 ZTD 相比，精度较好。第 3 小节采用 GGOS 提供的对流层格网产品，分析了其时空特性，建立了全球对流层经验改正模型：SHAtropG，模型提供对流层天顶延迟干湿分量以及干湿映射函数的参数，精度较高。

第4章 GNSS 水汽反演

4.1 GNSS 水汽反演原理

GNSS 卫星信号穿过大气时,受电离层与对流层的影响,引起信号的传播延迟。对流层影响又分干延迟与湿延迟两部分,其中湿延迟主要是由大气中的水汽引起的。一方面,水汽的存在对信号传播来说是一种误差源,会引起信号传播误差,从而影响 GNSS 观测精度;另一方面,高精度的 GNSS 测量能够解算出对流层延迟,从而反演出大气中的水汽成分,将这种观测误差变成 GNSS 研究大气的重要途径。Askne 于 1987 年首次推导出湿延迟与可降水量之间的关系,Bevis 于 1992 年首次提出 GPS 观测值用于水汽反演,指出精确的湿延迟可以反演高精度大气可降水量(PWV)。

GNSS 对流层延迟由干延迟和湿延迟两部分组成。由于 GNSS 解算的是总延迟 ZTD,而水汽主要与湿延迟有关,因此需要先从 GNSS 计算的总延迟中扣除干延迟。

干延迟的计算通常根据测站的实测气压与 Saastamoinen 公式计算,则湿延迟为:

$$Z_w = ZTD - Z_h \quad (4.1)$$

湿延迟与水汽的转换关系为(Bevis, 1994):

$$PWV = \Pi \times Z_w \quad (4.2)$$

其中转换因子 Π 无量纲,其计算如下(Askne and Nordius, 1987):

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho R_v \left[k'_2 + \left(k_3 / T_m \right) \right]} \quad (4.3)$$

式中, ρ 是液态水密度 (kg/m^3), R_v 、 k'_2 、 k_3 分别常数,取 461.51 J/kg/K , $22.1 \pm 2.2 \text{ K/hPa}$, $(3.739 \pm 0.012) \times 10^5 \text{ K}^2/\text{hPa}$ 。 T_m 是加权平均温度(weighted mean temperature),其定义如下(Davis, 1985):

$$T_m = \frac{\int \left(\frac{e}{T} \right) dz}{\int \left(\frac{e}{T^2} \right) dz} \quad (4.4)$$

式中, e 是水汽压 (hPa), T 是华氏温度 (K)。由于 T_m 的计算要用到测站上方的垂直气温、水汽压等参数,而垂直大气资料通常难以获取,因此在运算中通常

采用加权平均温度 T_m 与测站地表温度 T_s 之间的线性转换公式(Bevis, 1994):

$$T_m = 70.2 + 0.72T_s \quad (4.5)$$

式中, T_s 是地表温度 (K)。

由以上分析可知, 在 GNSS 水汽反演中, 天顶总延迟可以通过 GNSS 数据处理计算而来, 干延迟通过测站气压计算, 加权平均温度的计算需要测站实测气温。由于只有部分 GNSS 测站有能够测量气压与气温的气象仪, 因此难以获取地表实测气温与气压。数值天气预报模型 (NWM) 能够提供全球范围内的分层气象数据, 包括势高、气温、气压、水汽压等参数, 因此可以用来计算干延迟分量与加权平均温度(Wang, 2005; 2007; Heise, 2009)。此外, ECMWF Interim Surface 数据也可以用于计算干延迟与加权平均温度(赵静暘, 2014), 但是由于其只有地表的气压与温度, 没有分层数据, 因此精度不如分层数据精确。

本章第 2 小节利用同济大学测绘与地理信息学院的 GNSS 接收机, 采用了半年的 GPS 观测数据反演测站的水汽, 同时与并址水汽辐射计(WVR)的观测数据、ECMWF 提供的水汽观测值以及相邻的一个探空气球观测数据, 比较了各数据源水汽值的相关性。在对水汽辐射计观测量进行转换以后, 将水汽辐射计的观测值应用到 GNSS 精密单点定位中, 探讨了 WVR 辅助 GNSS 精密单点定位在不同高度截止角的情况下的定位精度与收敛速度, 以及 WVR 辅助 GNSS 动态单点定位的精度。

本章的第 3 小节利用 GGOS 提供的全球加权平均温度格网数据, 建立了一个不需要实测气温的加权平均温度改正模型 $T_m\text{SHA}$ 。该模型只需要测站的位置与年积日, 不用实测气温数据, 且精度较好。同时, 还给出了该模型在 GNSS 水汽反演中的精度评估, 利用 IGS 提供的对流层延迟产品以及上海天文台 GNSS 分析中心(SHA)提供的陆态网测站中国大陆区域对流层天顶延迟产品, 反演了 Bevis 公式实测气温的水汽值与采用 $T_m\text{SHA}$ 经验模型的水汽值, 从而验证了 $T_m\text{SHA}$ 模型在水汽反演中的精度。

4.2 WVR 水汽精度分析以及对 GNSS 定位的影响

水汽辐射计 (WVR), 又称微波辐射计 (Microwave Radiometer, MWR), 是用于测量亚毫米级到厘米级的电磁波辐射计, 能够接收大气中某些成分在一定频率上的强烈辐射的微波, 从而得到大气在空间的气象要素分布。微波辐射计主要用于中小尺度的天气现象, 对于短时间内的中小尺度天气灾害具有显著作用。微波辐射计用于反演完整的大气廓线, 从而可以反演得到温度、水汽、液态水、云

等的分布(Wikipedia, 2016b)。

同济大学测绘与地理信息学院与 2014 年 5 月安装了一台微波水汽辐射计, 同时安装了并址 GNSS 接收机(站号: TJCH), 二者相距~1 m。水汽辐射计通过观测大气亮温, 反演计算湿延迟与大气中的水汽(PWV)与液态水(Liquid Water Path, LWP)。WVR 具有相对精度高、时间分辨率高的特点, 其采样率可达 1 s, 并且可以在不同的模式下工作, 跟踪卫星位置, 观测不同高度角、不同方位角的水汽分布。

本小节利用 TJCH 测站的 GPS 观测数据计算测站对流层天顶延迟, 反演测站的水汽, 将反演结果与 WVR 观测值、ECMWF 水汽以及探空气球(Radiosonde)水汽观测值进行比较。然后, 采用 WVR 的水汽观测值, 将其作为 GPS 定位的已知观测值进行约束, 比较了 WVR 辅助 GPS 定位与常规 GPS 定位的定位精度。

4.2.1 GNSS 水汽反演

采用 WVR 并址站的 GNSS 接收机, 其观测数据包括 GPS 和 GLONASS 双模数据, 测站名称为 TJCH。由于 TJCH 测站的真实坐标未知, 首先采用 GNSS 数据在线处理工具 AUSPOS(<http://www.ga.gov.au/cgi-perl/auspos/gps.pl>)解算了 2014 年 150-365 时间段的观测数据(Ghoddousi-Fard and Dare, 2005)。AUSPOS 解算时, 采用 Bernese 双差网解策略, 选取测站附近的 12~13 个参考站共同构成双差观测值, 进而进行基线解算与网平差。

以 2014 年 293 年积日为例, 简单介绍 AUSPOS 网解策略。AUSPOS 所选测站分布见图 4.1。



图 4.1 AUSPOS 网解测站分布图（图中黄色圆圈为 TJCH 测站，三角点位参考站）

AUSPOS 采用 Bernese 5.2 软件，采用网解的模式进行测站坐标估计。其解算策略见表 4.1。

表 4.1 AUSPOS 解算策略

| | |
|---------|--|
| 软件 | Bernese 5.2 |
| 观测值系统 | GPS 单系统 |
| 数据预处理 | 逐基线的三差数据预处理；周跳通过 L1 与 L2 频率的各种线性组合来修复相位观测值，7° 高度截止角，采样率为 3 min。数据预处理的采样率为 30 s， |
| 观测值 | 高度角加权函数： $1/\sin(E)^2$ |
| 观测量模型 | 双差，无电离层组合 |
| 接收机天线改正 | IGS08 绝对相心改正 |
| 对流层 | DryGMF 先验干延迟；天顶延迟湿分量 2 小时估计一次，水平梯度 24 小时解算一次；映射函数为 GMF |
| 电离层 | L1、L2 无电离层组合消除一阶项；二阶和三阶电离层模型处理；同时采用参考站的电离层图辅助模糊度解 |
| 潮汐改正 | 地球固体潮基于 IERS2010 协议进行改正，海潮忽略 |
| 大气荷载 | 改正 |
| 卫星相心 | IGS08 的 PCO 与 PCV |
| 卫星轨道 | IGS 最优产品 |
| 地球自转 | IGS 最优产品 |
| 平差策略 | 加权最小二乘算法 |
| 测站坐标 | 参考站坐标约束，水平、垂直分量约束值为 1 mm、2 mm |
| 模糊度 | 逐基线处理。180-6000 km 的基线，采用基于码策略（Code-Based strategy）；18-200 km 的基线，采用 L5/L3 相位组合（Phase-Based L5/L3 strategy）；18-2000 km 的基线，采用 QIF 策略（Quasi-Ionosphere-Free strategy）；0-20 km 的基线，采用 L1/L2 直接组合策略（Direct L1/L2 strategy） |
| 参考框架 | IGS2008 测站坐标，EGM2008 重力模型 |

基线模糊度解算结果见表 4.2。从表中可以看出，基线长度最短为 12 km，最长可达~1902 km，模糊度固定率均值为 84.4%。对于区域网来讲，表明解算结果是可靠的。

表 4.2 基线解算结果

| 基线 | 模糊度 | 基线长(km) |
|-------------|--------|----------|
| BJFS - HKWS | 91.6 % | 1902.724 |
| HKOH - HKSL | 90.9 % | 33.892 |
| HKOH - HKSC | 84.3 % | 12.211 |
| HKSL - PIMO | 76.9 % | 1139.575 |
| BJFS - BJNM | 86.7 % | 76.171 |
| BJFS - YONS | 94.0 % | 993.173 |
| HKFN - HKSC | 89.2 % | 19.106 |
| TCMS - TJCH | 73.1 % | 720.256 |
| HKSC - TCMS | 82.0 % | 750.252 |
| HKSC - HKWS | 94.4 % | 23.539 |
| AIRA - YONS | 71.7 % | 714.305 |
| HKNP - HKSL | 74.1 % | 14.063 |
| DAEJ - YONS | 88.7 % | 130.985 |
| 均值 | 84.4% | 502.327 |

最终解算的各个测站坐标精度（95%确信水平）见表 4.3，测站 TJCH 的水平精度为 1 cm，高程精度为~2 cm。

表 4.3 AUSPOS 网解测站坐标精度

| 测站 | 经度 (m) | 纬度 (m) | 高程 (m) |
|------|--------|--------|--------|
| TJCH | 0.010 | 0.008 | 0.022 |
| AIRA | 0.010 | 0.007 | 0.019 |
| BJFS | 0.009 | 0.007 | 0.015 |
| BJNM | 0.010 | 0.008 | 0.017 |
| DAEJ | 0.010 | 0.007 | 0.017 |
| HKFN | 0.010 | 0.007 | 0.017 |
| HKNP | 0.010 | 0.007 | 0.017 |
| HKOH | 0.010 | 0.007 | 0.017 |
| HKSC | 0.010 | 0.007 | 0.016 |
| HKSL | 0.010 | 0.007 | 0.017 |
| HKWS | 0.010 | 0.007 | 0.016 |
| PIMO | 0.010 | 0.008 | 0.018 |
| TCMS | 0.009 | 0.006 | 0.016 |
| YONS | 0.010 | 0.007 | 0.017 |

以第一天解算的测站坐标为参考值，绘制测站的各个坐标分量时间序列图，见图 4.2 的 a)子图，可以看出，TJCH 测站存在明显的线性偏移，尤其是在水平方向。因此在计算测站坐标真值时，有必要考虑测站速度项。

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_i = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_0 + \begin{bmatrix} VX \\ VY \\ VZ \end{bmatrix} \times dT \quad (4.6)$$

对于解算 TJCH 测站坐标时间序列进行线性拟合, 拟合公式见式 4.6。式中,

$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_0$ 为初始历元的测站坐标, $\begin{bmatrix} VX \\ VY \\ VZ \end{bmatrix}$ 为测站各个坐标分量的速度, dT 为相对于初

始历元的时间。以 2014 年 001 日为参考历元, 计算 TJCH 测站的初始坐标以及速度, 坐标与速度见表 4.4, 坐标的离散度图 4.2 的 b) 子图。以线性拟合值为参考, AUSPOS 结果在 N、E、U 三个方向的坐标分量误差分别为: 1.6 mm, 2.1 mm, 6.3 mm。

表 4.4 TJCH 测站参考历元 (2014.001) 的坐标与速度

| 2014.001 | X | Y | Z |
|------------|---------------|--------------|--------------|
| 坐标(m) | -2850403.4261 | 4651847.3241 | 3292952.8902 |
| 速度(mm/day) | -0.0538 | -0.0902 | -0.0806 |

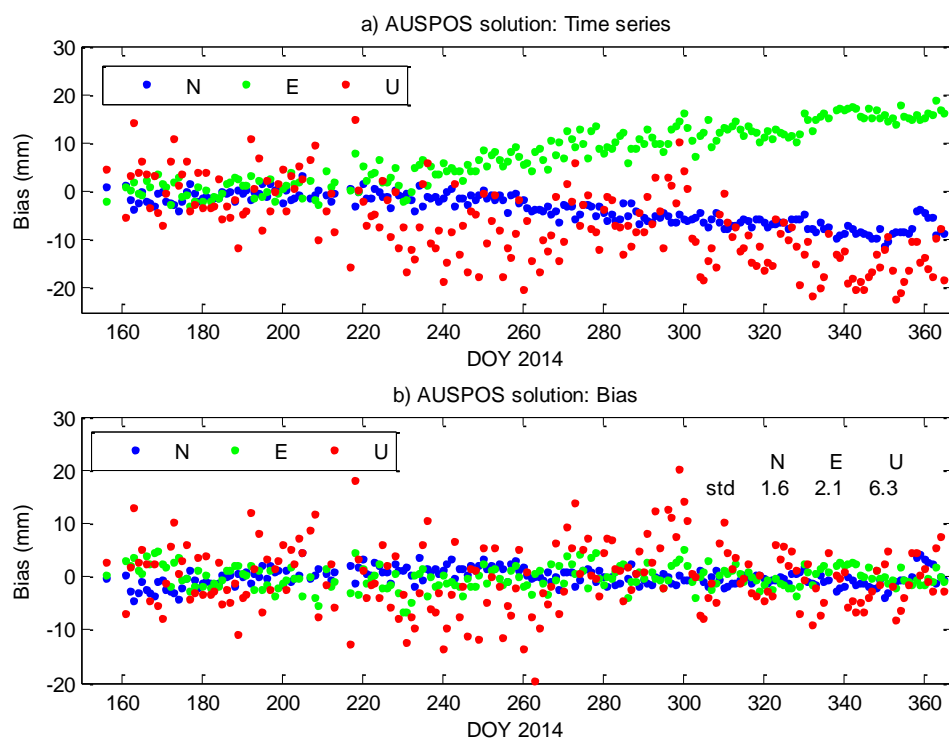


图 4.2 TJCH 测站的 AUSPOS 结果。a) 以初始历元为参考值的坐标分量时间序列; b) 以线性拟合值为参考值的坐标分量时间序列

由以上过程可以计算得到测站的参考历元坐标与速度, 下文的分析均以该参考坐标与速度为真值。由于 AUSPOS 并未提供测站对流层天顶延迟的结果, 我们采用 Bernese 5.0 进行精密单点定位 (PPP), 计算天顶延迟。在 PPP 时, 对流层天顶延迟采用 Saastamoinen 模型以及标准大气作为先验天顶延迟干分量固定, 映射函数为 NMF, 截止高度角为 10° ; 卫星钟差与轨道固定为 IGS 后处理产品, 水平梯度函数每小时估计一个未知数。Bernese PPP 解算的坐标分量时间序列见

图 4.3，统计结果见表 4.5。在进行 PPP 时，采用了 DOY 156 ~ DOY 365 时间段是观测数据，可以看出，PPP 定位结果在三维方向的误差均小于 1 cm，水平方向的内符合精度（标准差）为~6 mm，高程方向的内符合精度为~9 mm，但是在 E 方向的外符合精度略大于 N 方向，约 1 cm。需要注意的是，统计时根据 3 倍中误差已经剔除了粗差，原始观测数据共 207 个，剔除超过三倍中误差的观测数据 3 个，粗差剔除率为 1.4%。

由于对流层天顶延迟的误差约为高程方向误差的 1/3(Hill, 2009), 因此由 PPP 的高程精度 (~9 mm) 结果可以认为，Bernese PPP 解算的对流层天顶延迟 ZTD 误差约为 3 mm，由此引起的水汽误差约为 ZWD 的 0.16 倍，即水汽误差约为 0.5 mm。

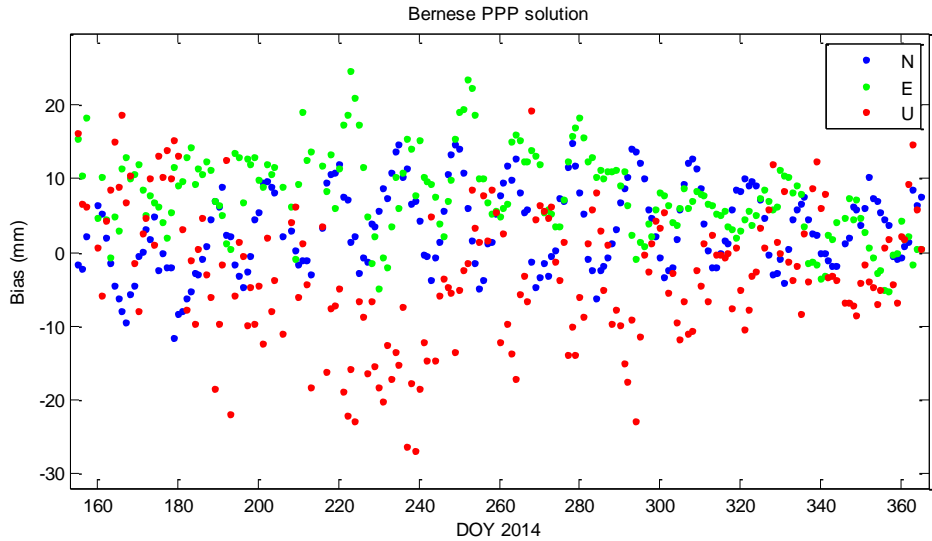


图 4.3 Bernese PPP 解算的坐标分量误差

表 4.5 Bernese PPP 解算的测站坐标精度统计（mm）

| | N | E | U |
|-----|-----|-----|------|
| 均值 | 3.3 | 7.8 | -3.0 |
| 标准差 | 5.6 | 5.7 | 9.1 |
| 中误差 | 6.5 | 9.7 | 9.5 |

由 PPP 计算得到 TJCH 测站的天顶延迟后，由 Saastamoinen 模型以及实测气压数据计算天顶干延迟，根据 Bevis 公式以及实测气温计算加权平均温度，从而反演 TJCH 测站的水汽含量，最后得到时间分辨率为 1 h 的 PWV 数据，反演的水汽时间序列见图 4.4 中 a)子图的蓝线。

4. 2. 2 WVR 水汽与 GNSS、ECMWF 以及 Radiosonde 水汽比较

将计算的 GNSS 水汽值分别于 WVR 直接观测值、ECMWF 提供的水汽产品

以及 Radiosonde 实测值进行比较, 分别评估不同模型数据的精度。其中, 剔除了 WVR 的观测数据中有降雨的时段的数据, 因为降雨时 WVR 的水汽观测值不准确(Shangguan, 2015)。

ECMWF-Interim Surface(Balsamo, 2012)提供地表不同分辨率的气象产品, 包括气温、气压、湿度、水汽含量等, 时间分辨率为 6 h, 每天的 0h、6h、12h、18h。采用 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 分辨率的 ECMWF Interim Surface 产品提供的水汽含量, 通过双线性内插计算测站点每天四个时刻的水汽含量, 与 GPS 反演的水汽以及 WVR 观测值进行比较。

IGRA 提供探空气球全球探空气球的观测数据 (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), 探空气球通常在每天的 0 h 和 12 h 进行观测, 一天有两个观测值。此处选取距 WVR 测站最近的 Radiosonde 测站, 其 WMO ID 为 58362。

对 GPS 水汽反演值、WVR 与探空气球水汽观测值以及 ECMWF 水汽值比较时, 首先对待比较的观测值进行线性拟合, 拟合公式如下所示:

$$PWV_1 = a + b \times PWV_2 \quad (4.7)$$

式中, PWV_1 、 PWV_2 分别为待比较的两个水汽值, a 、 b 为待拟合的系数。在拟合时, 剔除了超过 3 倍拟合中误差的野值。拟合结果见表 4.6。下文的 PWV 比较是基于粗差剔除后的观测值进行。

首先比较 WVR 的水汽直接观测值与 GNSS 反演的水汽观测值, 二者的时间序列与 PWV 之差见图 4.4。在比较的时候, 通过线性拟合, 剔除了超过 3 倍中误差的野值, 总计 2466 个观测值中剔除了 23 个野值, 最后有 2443 个有效观测值, 剔除率为 0.93%。有图 4.4 可以看出, WVR 水汽观测值与 GPS 水汽反演值差别较小, 但是存在一个系统性的偏差。对 WVR 水汽值与 GPS 水汽反演值进行线性拟合, 拟合结果见图 4.5。拟合的中误差为 2.0 mm, 拟合之前与之后的 PWV 之差与 PWV 总量的关系见图 4.5 的 b)子图与 c)子图。可以看出, 随着 PWV 总量的增大, GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之差略有增大, 但是趋势不明显, 说明二者之间的关系不随 PWV 总量的变化而剧烈变化。

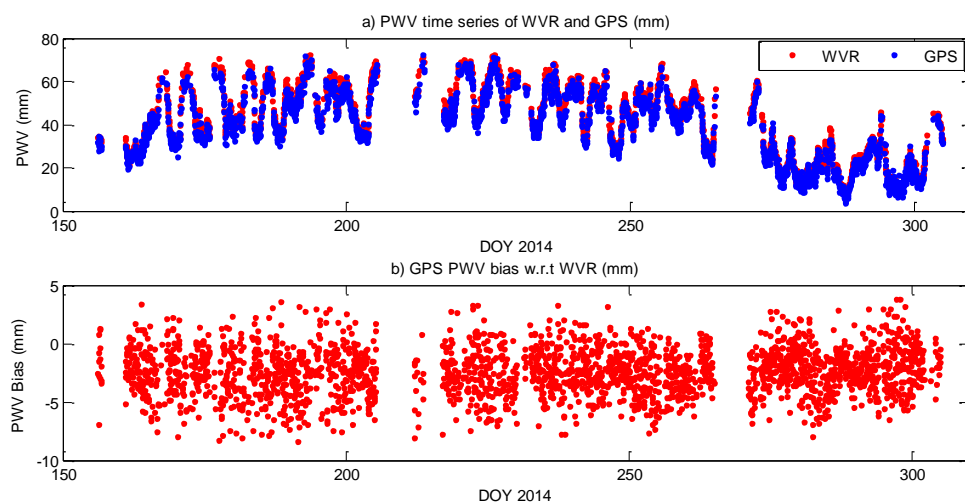


图 4.4 WVR 水汽与 GNSS 水汽时间序列以及二者之差。a) WVR 水汽观测值与 GPS 水汽反演值时间序列, 蓝点为 GPS 水汽反演值, 红点 WVR 水汽观测值; b) GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之差的时间序列

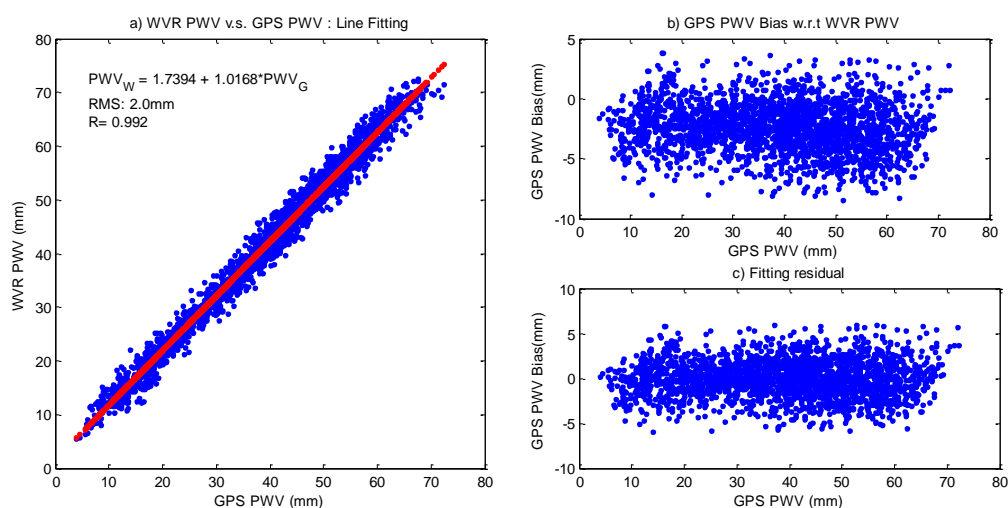


图 4.5 GNSS 水汽与 WVR 水汽关系图。a) WVR 观测值与 GNSS 反演值线性拟合结果; b) WVR 观测值与 GNSS 反演值之差与水汽含量总量关系; c) WVR 水汽观测值与 GNSS 水汽反演值线性拟合之后的偏差与水汽含量总量的关系。

图 4.6 给出了 GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之差随与气象条件的关系, 主要包括 PWV 之差与测站气压、气温、湿度以及液态水含量的关系。从图中可以看出, PWV 之差与测站的气象条件之间也没有明显的变化, 即 GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之差不会随着气象条件的变化而剧烈变化。

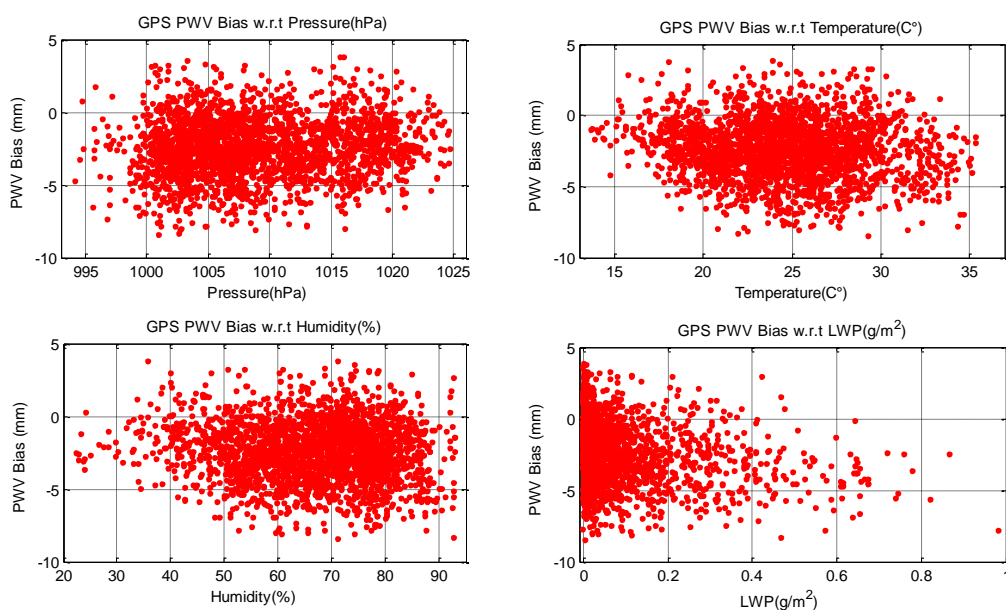


图 4.6 GNSS 水汽与 WVR 水汽之差与气象数据之间的关系。a) PWV 之差与气压的关系；b) PWV 之差与气温的关系；c) PWV 之差与湿度之间的关系；d) PWV 之差与液态水之间的关系。注：此处图中的 PWV 之差是在线性转换之前的差

ECMWF 水汽与 WVR 水汽的时间序列以及二者之差见图 4.7 与 4.8。同样，对 ECMWF 水汽与 WVR 水汽进行了线性拟合，拟合结果见图 4.8。在比较时，已经按照三倍中误差剔除了粗差，在总共 681 个观测值中，剔除了 14 个粗差，剩余 667 个有效观测值，误差剔除率 2.05%。从图 4.8 可以看出，随着 PWV 的增大，ECMWF 水汽值与 WVR 水汽值的差增大的趋势较为明显，PWV 含量在 40 mm ~60 mm 的区间范围内，二者的差大于其他区间。

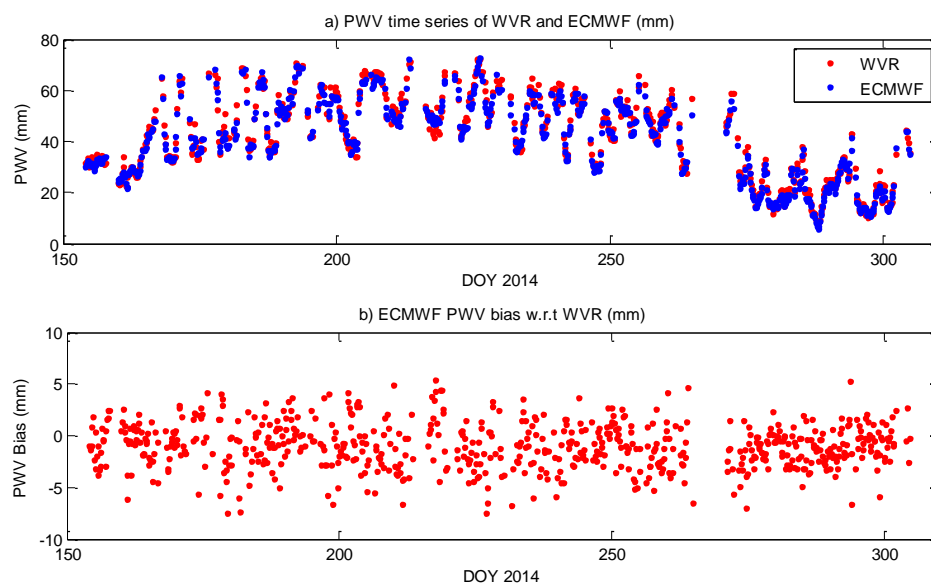


图 4.7 WVR 与 ECMWF 计算的 PWV 时间序列以及二者之差。a) WVR 水汽观测值与 ECMWF 水汽反演值时间序列，蓝点为 ECMWF 水汽反演值，红点 WVR 水汽观测值；b) ECMWF 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之差的时间序列

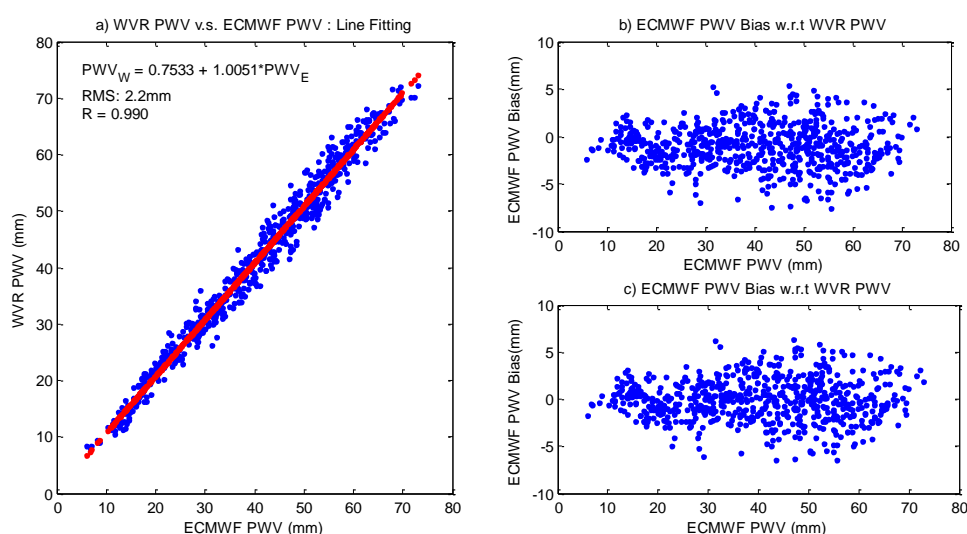


图 4.8 WVR 与 ECMWF 计算的 PWV 线性拟合结果以及残差与 PWV 含量关系。a) WVR 与 ECMWF 水汽线性拟合结果；b) WVR 与 ECMWF 水汽之差随水汽含量关系；c) WVR 与 ECMWF 水汽线性拟合后残差随水汽含量关系

Radiosonde 水汽与 WVR 水汽的时间序列以及二者之差见图 4.9 与图 4.10。探空气球的水汽观测值与 WVR 水汽观测值也进行了线性拟合，拟合结果见图 4.10。比较时，已经按照三倍中误差提出了粗差，在总共 212 个观测值中，剔除了 3 个粗差，剩余 209 个有效观测值，粗差剔除率 1.42%。由于探空气球每天只有 2 个观测值，因此比较的个数较少。图中可以看出，探空气球水汽与 WVR 水

汽之差分布较为离散。

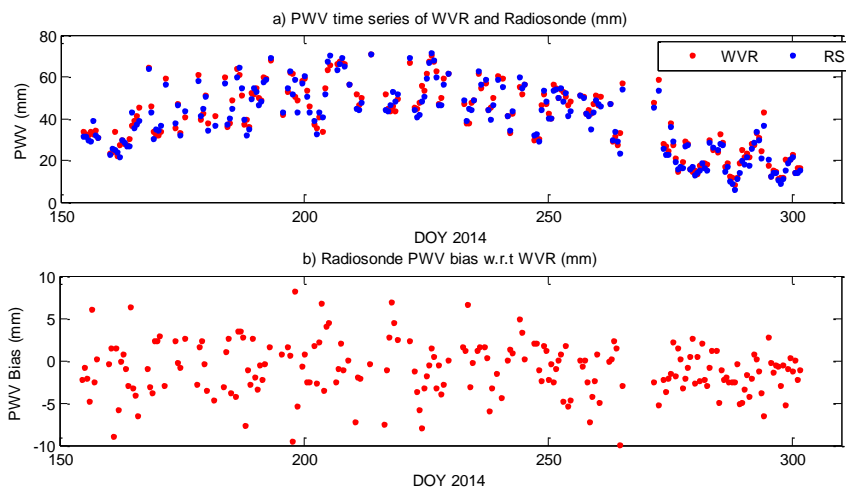


图 4.9 WVR 与 Radiosonde 计算的 PWV 时间序列以及二者之差。a) WVR 水汽观测值与探空气球水汽反演值时间序列，蓝点为探空气球水汽反演值，红点 WVR 水汽观测值；b) 探空气球水汽与 WVR 水汽观测值之差的时间序列

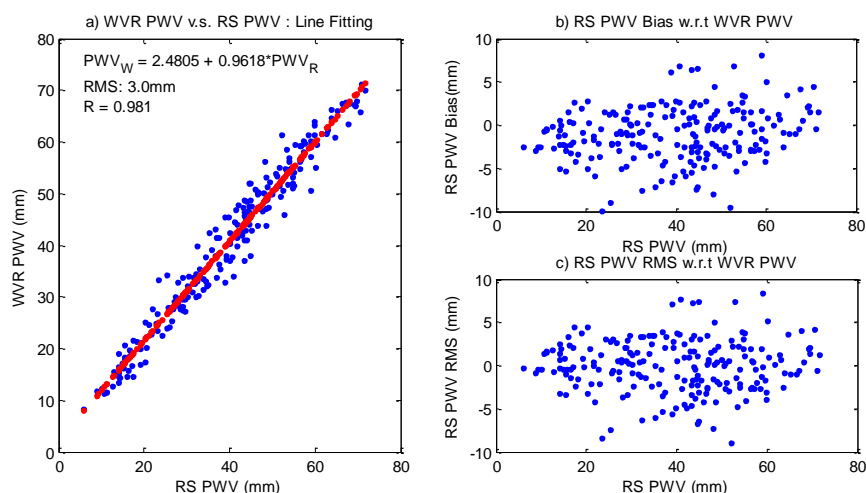


图 4.10 WVR 与 Radiosonde 计算的 PWV 线性拟合结果以及残差与 PWV 含量关系。a) WVR 与 Radiosonde 水汽线性拟合结果；b) WVR 与 Radiosonde 水汽之差随水汽含量关系；c) WVR 与 Radiosonde 水汽线性拟合后残差随水汽含量关系

此外,对于 GPS 水汽反演值与 ECMWF 水汽值的比较结果见图 4.11、图 4.12, GPS 水汽反演值与探空气球水汽观测值的比较见图 4.13、图 4.14。

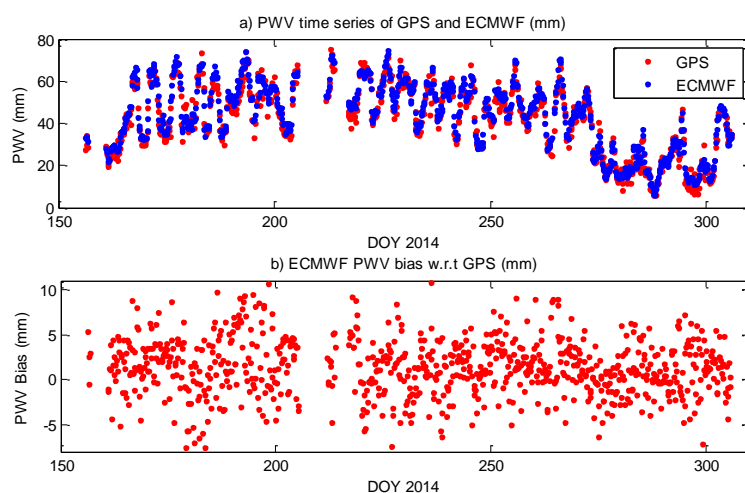


图 4.11 GPS 与 ECMWF 计算的 PWV 时间序列以及二者之差。a) GPS 水汽反演值与 ECMWF 水汽时间序列, 蓝点为 ECMWF 水汽值, 红点 GPS 水汽反演值; b) GPS 水汽反演值与 ECMWF 水汽观测值之差的时间序列

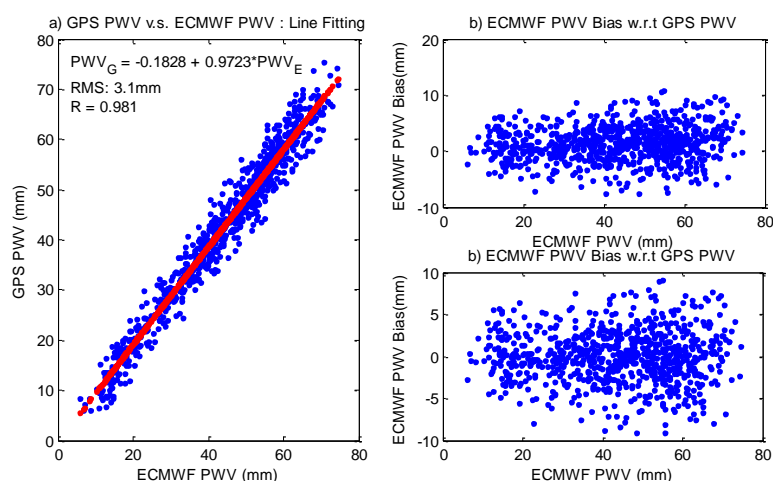


图 4.12 GPS 与 ECMWF 计算的 PWV 线性拟合结果以及残差与 PWV 含量关系。a) GPS 水汽反演值与 ECMWF 水汽线性拟合结果; b) GPS 水汽反演值与 ECMWF 水汽之差随水汽含量关系; c) GPS 与 ECMWF 水汽线性拟合后残差随水汽含量关系

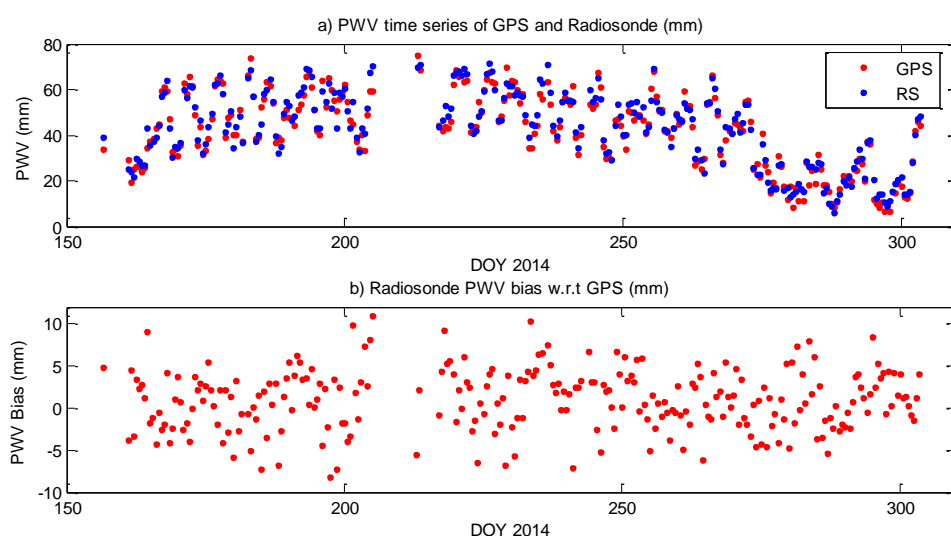


图 4.13 GPS 与 Radiosonde 计算的 PWV 时间序列以及二者之差。a) GPS 水汽反演值与探空气球水汽值时间序列，蓝点为探空气球水汽值，红点 GPS 水汽反演值；b) GPS 水汽反演值与探空气球水汽观测值之差的时间序列

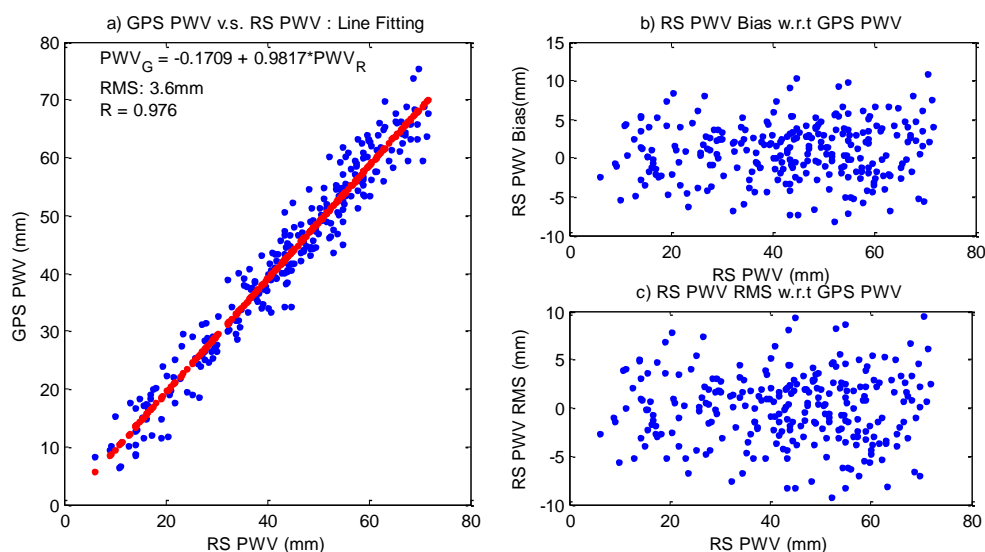


图 4.14 GPS 与 Radiosonde 计算的 PWV 线性拟合结果以及残差与 PWV 含量关系。a) GPS 水汽反演值与探空气球水汽线性拟合结果；b) GPS 水汽反演值与探空气球水汽之差随与水汽含量关系；c) GPS 水汽反演值与探空气球水汽线性拟合后残差随水汽含量关系

对 GPS、ECMWF、WVR 与 Radiosonde 计算的得到的水汽线性拟合的结果见表 4.6，拟合时，剔除了超过 3 倍中误差的野值。从表中可以看出，Radiosonde 观测的 PWV 与 WVR、GPS 观测值误差较大，线性拟合中误差均超过了 3 mm；WVR 与水汽观测值精度最好，其与 GPS 水汽反演值、ECMWF 水汽值的拟合中误差均为~2 mm。GPS 水汽与 ECMWF 水汽的拟合中误差为 3.1 mm。就相关系数而言，GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值相关系数最大，为 0.992；其次是

WVR 水汽观测值与 ECMWF 水汽反演值，二者的相关系数为 0.990；探空气球水汽观测值与 GPS 水汽反演值相关系数最小，为 0.976。

表 4.6 PWV 线性拟合结果

| | 个数 | 粗差别除率 | 拟合中误差 | 相关系数 | a | B |
|-----------|-----------|-------|--------|-------|---------|--------|
| GPS—WVR | 2443/2466 | 0.93% | 2.0 mm | 0.992 | 1.7394 | 1.0168 |
| ECWMF—WVR | 667/681 | 2.06% | 2.2 mm | 0.990 | 0.7533 | 1.0051 |
| RS—WVR | 209/212 | 1.42% | 3.0 mm | 0.981 | 2.4805 | 0.9618 |
| ECMWF—GPS | 811/817 | 0.73% | 3.1 mm | 0.981 | -0.1828 | 0.9723 |
| RS—GPS | 262/264 | 0.76% | 3.6 mm | 0.976 | -0.1709 | 0.9817 |

注：表中，“个数”一栏分别是指粗差别除后的有效观测值个数以及总观测值个数。“a”与“b”两栏是该行 PWV 比较值的线性拟合系数，以第一行为例， $PWV_{WVR} = a + b \times PWV_{GPS}$ ，即 $PWV_{WVR} = 1.7394 + 1.0168 \times PWV_{GPS}$

对 WVR、GPS、ECMWF 与探空气球 4 种水汽观测值的比较的统计结果见表 4.7。表中的统计结果是粗差别除以后的统计值。可以看出，GPS 水汽反演值与 WVR 水汽观测值之间存在较大的系统性误差，可达-2.4 mm，但是二者的标准差（STD）小于其他比较结果。ECMWF 与 WVR 水汽之差均值为-1.0 mm,探空气球与 WVR 水汽之差均值也为-1.0 mm,但是探空气球与 WVR 水汽的标准差较大。探空气球水汽观测值与 GPS 水汽反演值之差的 RMS 最大。

表 4.7 PWV 统计信息 (单位：mm)

| | MEAN | STD | RMS | MAX | MIN |
|-----------|------|-----|-----|------|-------|
| GPS—WVR | -2.4 | 2.0 | 3.1 | 3.8 | -8.4 |
| ECWMF—WVR | -1.0 | 2.2 | 2.4 | 5.4 | -7.5 |
| RS—WVR | -1.0 | 3.1 | 3.2 | 8.2 | -10.0 |
| ECMWF—GPS | 1.4 | 3.1 | 3.4 | 10.8 | -7.6 |
| RS—GPS | 1.0 | 3.6 | 3.7 | 11.0 | -8.2 |

4. 2. 3 WVR 水汽对 GNSS 定位的影响

由上分析可知，GPS 反演的水汽与 WVR 直接观测值之间误差较大，均值为 -2.4 mm，由于湿延迟约为水汽的 6 倍，而在 GNSS 定位中，高程方向坐标误差约为天顶延迟的 3 倍(Hill, 2009)，因此如果直接采用 WVR 观测值定位，相应的坐标误差可达 4 cm，这显然是不合理的。因此在采用 WVR 观测数据的 GNSS 定位中，首先对 WVR 观测值进行线性变换，消除系统误差。由表 4.7 可知，WVR 水汽观测值与 GPS 水汽反演值之间的关系为：

$$PWV_{WVR} = 1.7394 + 1.0168 \times PWV_{GPS} \tag{4.8}$$

则 WVR 的水汽观测值转换公式如下:

$$PWV_{WVR}^C = 0.9836 \times PWV_{WVR} - 1.7101 \quad (4.9)$$

式中, PWV_{WVR} 是 WVR 的观测的水汽值, PWV_{WVR}^C 线性转换后, 是用于 WVR 辅助 GNSS 定位的水汽值。

采用精密单点定位程序, 分 4 种策略进行不同高度角下的静态、动态定位实验, 不同的策略介绍如下:

表 4.8 不同 PPP 策略的对流层处理策略

| 简称 | 干延迟 | 湿延迟 |
|------|---------|---------------|
| WVR | 实测气象数据 | WVR 观测值计算的湿延迟 |
| EST | GPT2 模型 | 参数估计 |
| GPT2 | GPT2 模型 | GPT2 模型 |
| MET | 气象数据 | 气象数据 |

表中, WVR 模式是指采用实测气象数据与 Saastamoinen 公式计算天顶干延迟, 采用 WVR 观测值反演计算天顶湿延迟, 湿延迟作为已知数不估计; EST 即为常规 PPP 模式, 干延迟采用 GPT2 模型提供的气压与 Saastamoinen 公式计算, 湿延迟作为未知参数估计, 时间分辨率为 1 h; GPT2 模式是指采用 GPT2 模型提供的气象数据与 Saastamoinen 公式计算天顶干湿延迟, 对流层延迟作为已知数不解算; MET 模式是指采用实测气象数据与 Saastamoinen 公式计算天顶干湿延迟作为已知数, 不估计天顶延迟。以上四种模式的映射函数均采用 `vmf1_ht`。

对于静态 PPP, 分别测试了 5°、7°、10°、15°、20°、25°、30° 共 7 种不同高度截止角情况下的定位精度; 对于动态 PPP, 高度截止角设定为 10°。

由于 WVR 观测数据不完整, 剔除了观测时长小于 20 h 的时段, 最后得到 2014 年 161-301 时段的共计 114 天有效观测数据, 采用这段观测数据进行定位测试。

对于静态 PPP, NEU 三个坐标分量的 RMS 以及三维坐标 RMS 统计公式如下:

$$\begin{aligned} RMS_N &= \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} Bias_{i,N}^2}; RMS_E = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} Bias_{i,E}^2}; RMS_U = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} Bias_{i,U}^2} \\ RMS_{3D} &= \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^{i=n} \left(\sqrt{Bias_{i,N}^2 + Bias_{i,E}^2 + Bias_{i,U}^2} \right) \right) \end{aligned} \quad (4.10)$$

式中, $Bias_i$ 是第 i 天的坐标分量之差, (RMS_N, RMS_E, RMS_U) 为 NEU 三个坐标分量方向的中误差 RMS, RMS_{3D} 为三维坐标 RMS。在统计单天最后一个历元坐标分量之差 $Bias_i$ 时, 坐标真值由表 4.4 的初始历元与速度计算。

不同模式下静态 PPP 在不同高度角时的定位精度统计结果见表 4.9 与 4.10。

表 4.9 WVR 辅助静态 PPP 定位精度 （单位： cm）

| 高度截 止角 | EST | | | | WVR | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|---------------|--------------|
| | N | E | U | 3D | N | E | U | 3D |
| 5° | 0.91 | 0.62 | 1.78 | 1.88 | 0.93 | 0.60 | 1.57 (11.6%) | 1.77 (5.9%) |
| 7° | 0.90 | 0.62 | 1.76 | 1.87 | 0.93 | 0.60 | 1.58 (10.7%) | 1.77 (5.4%) |
| 10° | 0.90 | 0.62 | 1.69 | 1.82 | 0.92 | 0.60 | 1.58 (6.5%) | 1.78 (2.6%) |
| 15° | 0.87 | 0.59 | 1.42 | 1.61 | 0.87 | 0.59 | 1.60 (-13.2%) | 1.76 (-9.2%) |
| 20° | 0.82 | 0.60 | 1.73 | 1.76 | 0.82 | 0.61 | 1.56 (9.5%) | 1.72 (1.8%) |
| 25° | 0.77 | 0.65 | 3.90 | 3.33 | 0.75 | 0.64 | 1.47 (62.2%) | 1.65 (50.3%) |
| 30° | 0.75 | 0.72 | 7.23 | 6.11 | 0.72 | 0.70 | 1.29 (82.2%) | 1.53 (75.0%) |

注：表中 WVR 模式下“U”与“3D”两列，括号里给出的是 WVR 辅助 PPP（WVR 模式）相对于常规 PPP（EST 模式）的坐标高程分量与三维改善率。

表 4.10 采用对流层经验改正模型的静态 PPP 精度 （单位： cm）

| 高度截止角 | GPT2 | | | | MET | | | |
|-------|------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|
| | N | E | U | 3D | N | E | U | 3D |
| 5° | 0.95 | 1.35 | 19.81 | 16.82 | 0.98 | 1.40 | 21.44 | 17.28 |
| 7° | 0.95 | 1.34 | 19.80 | 16.81 | 0.98 | 1.39 | 21.42 | 17.27 |
| 10° | 0.94 | 1.12 | 18.44 | 15.64 | 0.99 | 1.09 | 20.82 | 16.96 |
| 15° | 0.90 | 1.07 | 17.52 | 14.88 | 0.93 | 1.01 | 19.67 | 16.05 |
| 20° | 0.83 | 1.07 | 15.73 | 13.41 | 0.85 | 0.99 | 17.57 | 14.38 |
| 25° | 0.76 | 1.09 | 13.92 | 11.91 | 0.78 | 1.02 | 15.55 | 12.75 |
| 30° | 0.72 | 1.09 | 12.34 | 10.54 | 0.75 | 1.03 | 13.82 | 11.33 |

从表 4.9 可以看出，采用转换后的 WVR 观测值进行辅助静态 PPP 时，大多情况下的定位精度都有所改善，其中，在 5°~10°高度截止角时，采用 WVR 辅助静态 PPP 的高程精度比 EST 模式（对流层天顶延迟作为参数估计）改善了 6%~10%，三维坐标精度改善了 2%~6%。只有在 15°高度截止角时，WVR 观测值会引起定位精度的下降，在高高度截止角（20°~30°）时，采用 WVR 观测值辅助静态 PPP 的精度提升程度更大。整体来看，当对流层作为参数估计时，其定位精度，尤其是在高程方向，很不稳定，在不同高度截止角的情况下定位精度变化为毫米~厘米级别；而当对流层延迟采用 WVR 观测值作为已知值固定的时候，定位精度很稳定，考虑到对流层延迟与坐标（主要是高程方向）的相关性，在固定对流层延迟的时候坐标精度变化则明显变小。

如果对流层天顶延迟采用实测气象数据或 GPT2 模型固定，由于模型计算的天顶延迟精度（主要是湿延迟）较大，在 TJCH 测站 GPT2 模型以及实测气象数据计算的天顶延迟精度可达 6 cm，相应的测站坐标高程方向的精度约为对流层精度的 3 倍（7°高度截止角时），因此定位精度可达 20 cm，如表 4.10 所示。但是高高度角（如 30°）时，静态 PPP 误差比低高度角要小。

由于绝对精度的统计受系统性偏差的影响，而表 4.9 中，WVR 辅助静态 PPP

与常规 PPP 的定位精度差别很小, 因此计算坐标重复率, 结果见表 4.11。坐标重复率统计时, 首先将单天最后一个历元的坐标解转换到 NEU 三个方向 (首天坐标解为参考值), 然后对 NEU 三个方向的坐标分量进行线性拟合, 拟合中误差即为坐标重复率。坐标重复率能够更好的反映软件平台引起的系统差之外是随机误差。

从表 4.11 中可以看出, WVR 辅助静态 PPP 的坐标重复率要好于常规静态 PPP, 尤其是在高程方向, 不同高度截止角的情况下其高程方向坐标重复率相对于常规静态 PPP 改善 10% ~ 20%, 在高高度截止角时, 如 25°、30°, 高程方向坐标重复率改善了超过 50%。

表 4.11 WVR 辅助静态 PPP 的坐标分量重复率

| 高度截止角 | EST | | | WVR | | |
|-------|------|------|------|------|------|--------------|
| | N | E | U | N | E | U |
| 5° | 0.44 | 0.61 | 1.31 | 0.46 | 0.57 | 1.11 (15.6%) |
| 7° | 0.44 | 0.61 | 1.31 | 0.46 | 0.57 | 1.11 (15.7%) |
| 10° | 0.43 | 0.61 | 1.28 | 0.45 | 0.58 | 1.10 (13.8%) |
| 15° | 0.39 | 0.58 | 1.29 | 0.41 | 0.57 | 1.07 (17.2%) |
| 20° | 0.35 | 0.59 | 1.62 | 0.36 | 0.59 | 1.01 (37.7%) |
| 25° | 0.32 | 0.62 | 2.96 | 0.33 | 0.62 | 0.96 (64.7%) |
| 30° | 0.30 | 0.69 | 5.78 | 0.30 | 0.66 | 0.96 (83.4%) |

注: 表中, WVR 模式下“U”列括号里给出的是 WVR 辅助静态 PPP (WVR 模式) 在高程方向相对于常规静态 PPP (EST 模式) 的改善率

此外, WVR 辅助静态 PPP 时, 由于对流层天顶延迟能够精确的得到固定, 收敛时间会加快。分别统计常规静态 PPP (EST) 与 WVR 辅助静态 PPP (WVR) 的三维坐标分量均收敛到 10 cm 的时间, 结果见表 4.12。从表中可以看出, 对于常规的静态 PPP (对流层作为参数估计), 当高度截止角小于 20° 时, 收敛时间均值小于 2 h, 中位数约为 1 h; 当高度角大于 20° 时, 由于精度太差, 此时的收敛时间统计值已经没有意义。当采用 WVR 观测值辅助静态 PPP 时, 收敛时间则明显好于常规静态 PPP, 在 20° 以下的高度截止角情况下, 收敛时间均值为 40~50 min, 中位数为~30 min, 相对于常规静态 PPP, 收敛时间缩短了 30% ~ 50%。对 20° 以上的高度截止角, WVR 辅助静态 PPP 的收敛时间仍然小于 1 h。

表 4.12 静态 PPP 收敛时间 （单位：h）

| 高度截止角 | 均值 | | 中位数 | |
|-------|------|--------------|------|--------------|
| | EST | WVR | EST | WVR |
| 5 ° | 1.10 | 0.74 (32.6%) | 0.97 | 0.55 (44.0%) |
| 7 ° | 1.09 | 0.73 (32.8%) | 0.98 | 0.55 (44.3%) |
| 10 ° | 1.12 | 0.73 (35.2%) | 0.97 | 0.55 (43.5%) |
| 15 ° | 1.42 | 0.77 (46.1%) | 1.20 | 0.58 (51.4%) |
| 20 ° | 1.95 | 0.79 (59.3%) | 1.63 | 0.63 (61.5%) |
| 25 ° | 3.50 | 0.84 (76.0%) | 2.52 | 0.73 (71.0%) |
| 30 ° | 7.95 | 0.95 (88.0%) | 3.32 | 0.84 (74.4%) |

注：表中，括号里面是 WVR 辅助静态 PPP 相对于常规 PPP 的收敛时间改善率。

对于动态 PPP，未对不同高度截止角的结果进行测试，高度截止角设置为 10°。动态结果统计时，从第 3 个小时开始，统计每个历元的位置误差，并且以单天位置误差均值的三倍为上限进行了粗差剔除，然后计算粗差剔除后的单天的 NEU 三个坐标分量 RMS，以及粗差剔除后的三维坐标误差均值，最终得到 114 天不同模式的动态 PPP 精度，其统计结果见表 4.13。从表中可以看出，WVR 辅助动态 PPP 能够提高定位精度，在高程方向定位精度改善 18.6%，三维坐标精度改善 24.5%。此外，WVR 辅助动态 PPP 的单历元坐标解更稳定，因此其粗差剔除率小于常规动态 PPP。采用实测气象数据与 GPT2 模型的动态 PPP 定位结果见表 4.13。从表中可以看出，由于计算的 ZTD 精度比较差，相应的定位精度也要差于常规动态 PPP，GPT2 模式与 MET 模式的动态 PPP 坐标精度为~20 mm。

表 4.13 不同模式下动态 PPP 精度统计（单位：cm）

| | N | E | U | 3D | 粗差剔除率 |
|------|--------------|-------------|--------------|--------------|-------|
| EST | 3.99 | 4.05 | 10.06 | 9.93 | 1.5% |
| WVR | 3.86 (3.23%) | 3.94 (2.7%) | 8.19 (18.6%) | 8.49 (14.5%) | 0.8% |
| GPT2 | 5.86 | 6.13 | 21.39 | 20.36 | 1.0% |
| MET | 6.09 | 6.36 | 22.4 | 21.31 | 1.7% |

注：表中，括号里面是 WVR 辅助静态 PPP 相对于常规 PPP 的坐标精度改善率。

4.3 加权平均温度全球经验模型：T_mSHA

在 GNSS 水汽反演中，加权平均温度 T_m 是一个重要的转换参数。常用的加权平均温度计算模型，如 Bevis 转换公式，需要实测气温。由于只有部分 IGS 测站提供了实测气象数据，因此无法通过实测气象数据进行全球范围内的 GNSS 水汽反演。Wang(Wang, 2005, 2007)等提出了采用 ECMWF 以及 NCEP 数据计算天顶干延迟与加权平均温度，从而反演水汽的方法。GPT2w 模型(Böhmer, 2014)

也提供加权平均温度 T_m 的经验值, 其采用年周期+半年周期的三角函数表达每个格网点的 T_m 随时间的变化, 通过双线性内插计算测站点的 T_m 。此外, Yao 等人 (Yao, 2012, 2014) 针对加权平均温度展开了大量的研究, 采用 GPT 模型提供的温度参数, 建立了基于球谐函数的全球加权平均温度经验模型, 并且分析了加权平均温度与地表温度转换关系与纬度的相关性。

本小节采用 GGOS 提供的全球加权平均温度格网产品, 建立了一个加权平均温度经验模型 T_m SHA。GGOS 提供全球经纬度分辨率为 $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ 的格网点上加权平均温度产品, 其采用 ECMWF 分层数据, 通过积分计算每个格网点每天四个时刻的加权平均温度 T_m 。首先分析了 GGOS 加权平均温度的时空特性, 通过三角函数拟合的算法提取每个格网点 T_m 周期特性。然后采用提取出的每个格网点的周期性参数, 高程改正利用标准大气状况中的温度衰减系数与以及 Bevis 公式中 T_m 与地表温度的转换参数, 建立了一种加权平均温度经验模型: T_m SHA。

4.3.1 加权平均温度时空特性分析

首先选取了 7 个格网点, 在 $90^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{S}$ 范围内, 每隔 30° 选择一个格网点, 其经度是 0° ; 绘制了 7 个格网点 2005-2014 年的 T_m 时间序列, 以及由快速傅里叶变换 (FFT) 得到的周期参数, 见图 4.15~图 4.21。图 4.15 到图 4.21 中, 上子图为 GGOS 的 T_m 时间序列 (绿线) 与三角函数拟合结果 (红线), 横坐标是时间 (年), 纵坐标是加权平均温度 T_m (K); 下子图为 FFT 变换结果, 横坐标为 FFT 变换的周期 (年), 纵坐标为 FFT 变换的振幅 (K)。

从图 4.15 到图 4.21 可以看出, 加权平均温度主要表现为年周期, 其振幅可达 10 K, 随着纬度的升高, 年周期特性越明显, 而在低纬度, 如赤道附近, 年周期特性不如高纬度地区明显; 在低纬度地区, 加权平均温度的年变化很小, 全年峰谷值之差小于 10 K; 在高纬度地区, 全年峰谷值之差可达 40 K。

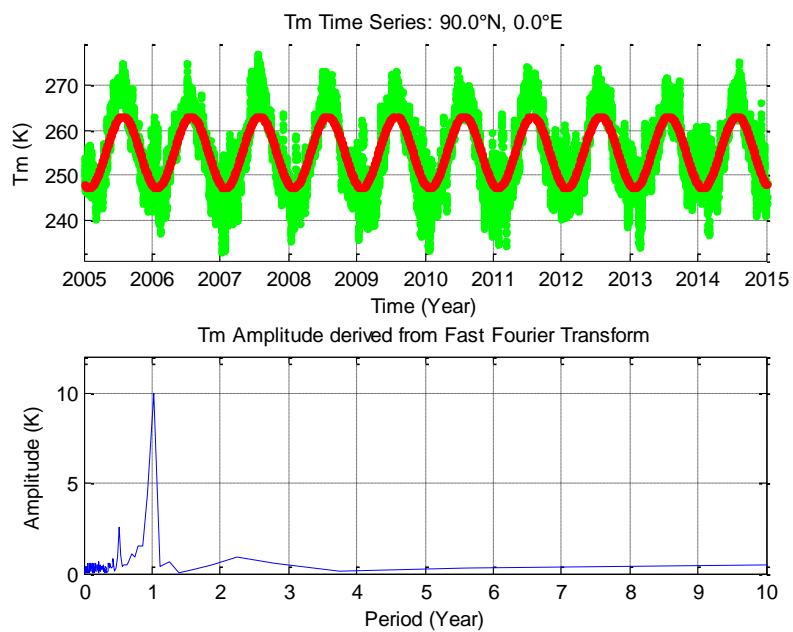


图 4.15 格网点(90°N, 00°E, 9 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

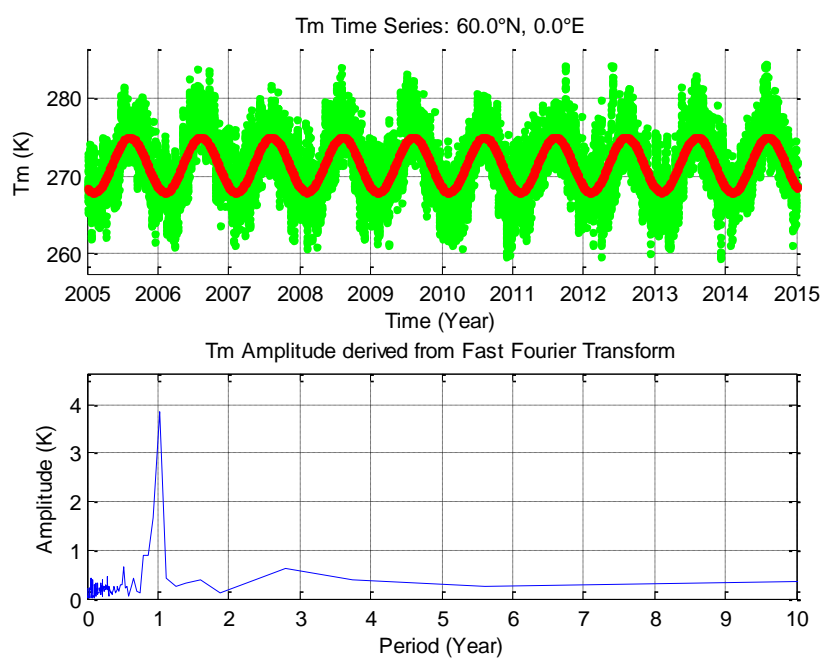
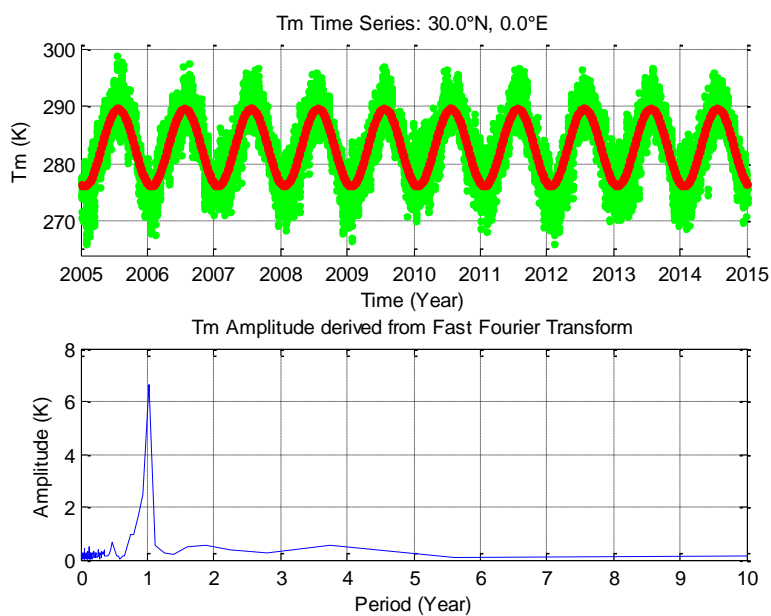
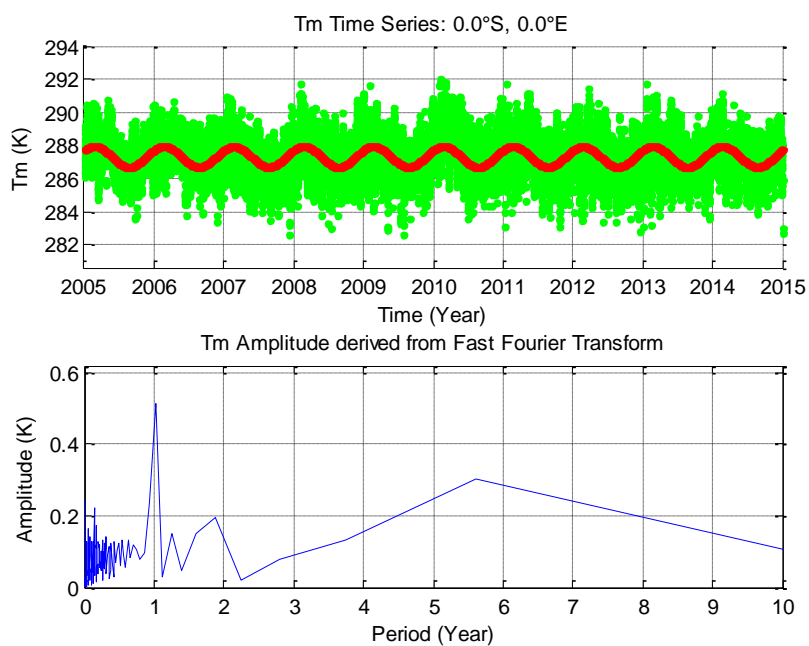


图 4.16 格网点(60°N, 00°E, 41 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

图 4.17 格网点(30°N, 00°E, 541 m) T_m 时间序列与 FFT 结果图 4.18 格网点(00°N, 00°E, 15 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

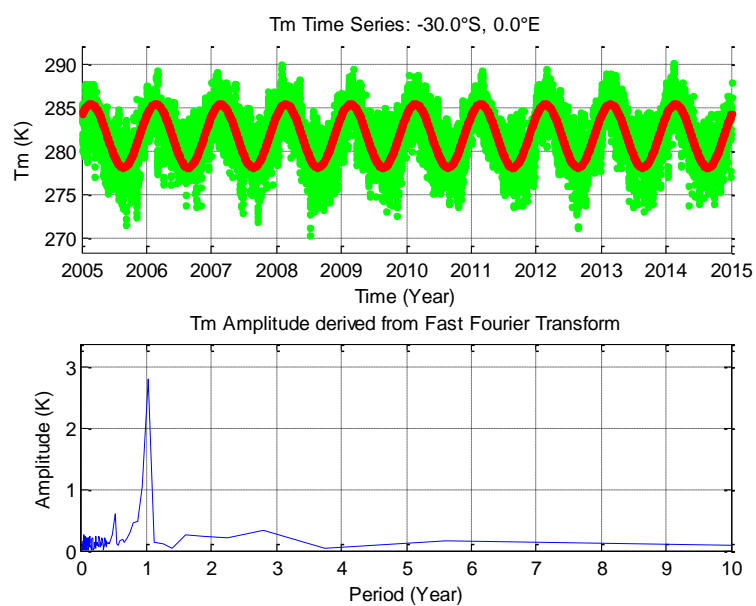


图 4.19 格网点(30°S, 00°E, 17 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

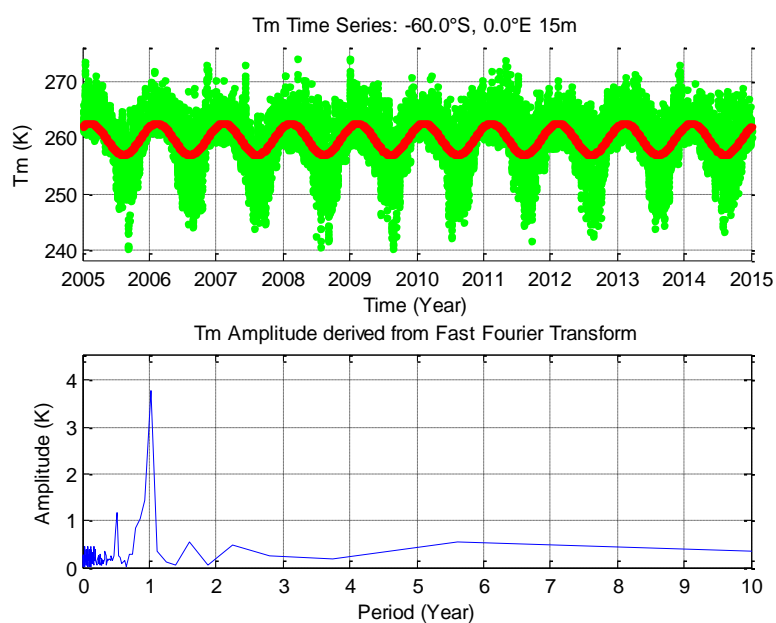


图 4.20 格网点(60°S, 00°E, 15 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

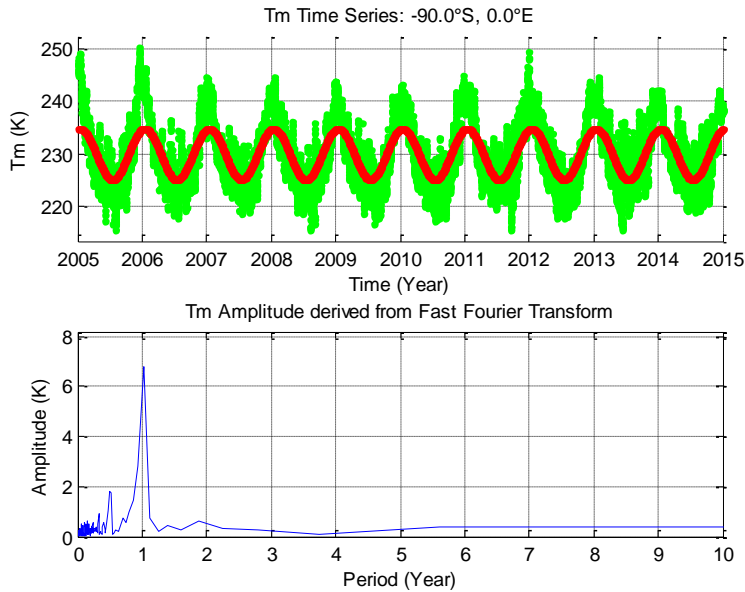


图 4.21 格网点(90 °S, 00 °E, 2848 m) T_m 时间序列与 FFT 结果

4.3.2 加权平均温度经验模型的建立

由上述分析可知，加权平均温度的主要表现年周期特性，对于在高纬度地区的年周期特性比低纬度地区明显，且半年周期特性也较为明显。

在 T_m SHA 模型的建立时，对每个格网点，采用 2005-2014 年共 10 年的加权平均温度数据，进行三角函数拟合，拟合项包括常数项、年周期与振幅、半年周期与振幅，拟合公式见式(4.11)。

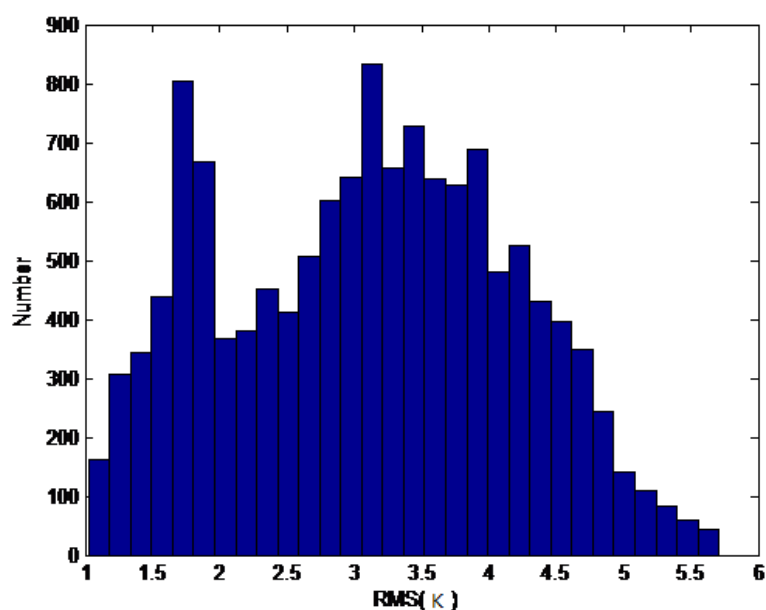
$$T_m(doy) = A_0 + A_1 \cos\left[\frac{2\pi}{365.25}(doy - d_1)\right] + A_2 \cos\left[\frac{4\pi}{365.25}(doy - d_2)\right] \quad (4.11)$$

式中， doy 为年积日， $T_m(doy)$ 为在该格网点在年积日 doy 的加权平均温度， A_0 为常数项，表示加权平均温度的年均值； (A_1, d_1) 为年周期项的振幅与相位； (A_2, d_2) 为半年周期项的振幅与相位。由式 4.9 经过迭代计算，可以计算每个格网点上的五个参数 $(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2)$ 。

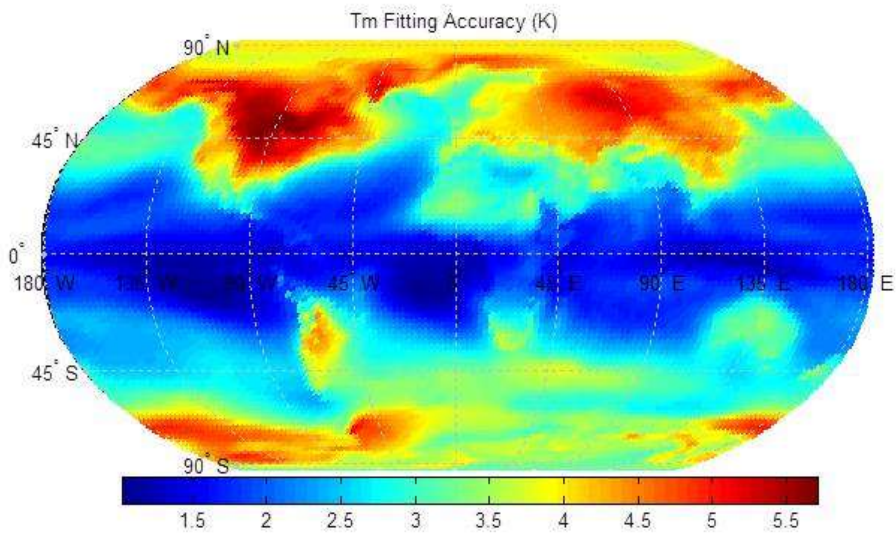
各个格网点的拟合中误差统计见表 4.14。可以看出，采用式(4.11)的年周期+半年周期三角函数进行拟合时，加权平均温度的拟合中误差均值为 3.10 K，中位数为 3.17 K，最大值只有 5.71 K。从图 4.22 可以看出，拟合的中误差分布均匀，主要分布在 3 K ~ 4 K 区间范围内。

表 4.14 GGOS 全球格网点 T_m 拟合中误差统计（单位：K）

| 均值 | 中位数 | 最小值 | 最大值 |
|------|------|------|------|
| 3.10 | 3.17 | 1.02 | 5.71 |


 图 4.22 GGOS 全球格网点 T_m 拟合中误差分布

各个格网点的拟合中误差全球分布图见图 4.23。由图 4.23 可知，赤道地区以及中低纬度拟合中误差最小，约为 1~3 K；随着纬度的增高，拟合中误差变大；同纬度地区，高程越大的地区拟合中误差越大；拟合中误差最大的区域分布在北美洲、亚洲以及南大西洋等高纬度地区。这是由于： T_m 在低纬度地区周期内峰谷值变化小于高纬度地区；在海洋地区 T_m 周期内峰谷值变化小于陆地地区；低海拔地区 T_m 周期内变化小于高海拔地区。考虑到加权平均温度与地表温度呈线性相关，全球范围内，高纬度、高海拔、大陆区域比低纬度、低海拔、海洋区域的温度变化更为剧烈，而采用年周期+半年周期的函数进行拟合，只能提取出长周期项（年周期、半年周期），高频变化不能充分体现，因此会在拟合误差中表现出来。

图 4.23 T_m 拟合中误差空间分布

通过拟合得到每个格网点上的 T_m 参数(A_0, A_1, d_1, A_2, d_2), 由式(4.11)可以计算得到该格网点任意年积日的 T_m 。对于 T_m 随高程的变化, 采用标准大气状态的气温随高程衰减系数 (Wikipedia, 2016c): $-6.5\text{ }^\circ\text{C/km}$, 即高程每升高 100 m 温度降低 $0.65\text{ }^\circ\text{C}$, 以及 Bevis 公式中温度 T_m 的转换系数 0.72(见式(4.5)), 可得 T_m 随高程的衰减因子为: -4.68 K/km 。

4.3.3 模型使用方法

在使用该模型时:

- (1) 首先查询测站所在的格网, 计算格网的四个格网点在相应年积日的加权平均温度 $T_m(H_{GD1})$, $T_m(H_{GD2})$, $T_m(H_{GD3})$, $T_m(H_{GD4})$;
- (2) 将格网点的加权平均温度改正到测站高程, 改正公式如下:

$$\begin{aligned} T_m(h_s) &= T_m(h_{GD}) - 0.0065 \times \beta_{\text{Bevis}} \times (h_s - h_{GD}) \\ \beta_{\text{Bevis}} &= 0.72 \end{aligned} \quad (4.12)$$

式中, $T_m(h_{GD})$ 是格网点高程 h_{GD} 上的加权平均温度 (K), h_s 是测站高程 (m), h_{GD} 是个格网点高程 (m), $T_m(h_s)$ 是格网点改正到测站高程上的加权平均温度 (K), β_{Bevis} 是 Bevis 公式中加权平均温度与地表温度转换式的转换系数。

- (3) 由四个格网点在测站高程上的加权平均温度, 双线性内插计算测站加权平均温度 T_m 。

4.3.4 T_m SHA 模型全球精度评估

为评估该经验模型的，首先采用 IGS 测站 2014 年全年的实测气温数据，以 Bevis 公式计算测站的加权平均温度为参考值，计算加权平均温度经验模型 T_m SHA 的误差，以及对水汽反演精度的影响。

首先计算 T_m SHA 计算的加权平均温度的全年偏差的均值 (Mean)、标准差 (STD)、中误差 (RMS) 以及绝对偏差 (MAE)，见图 4.24~图 4.27。

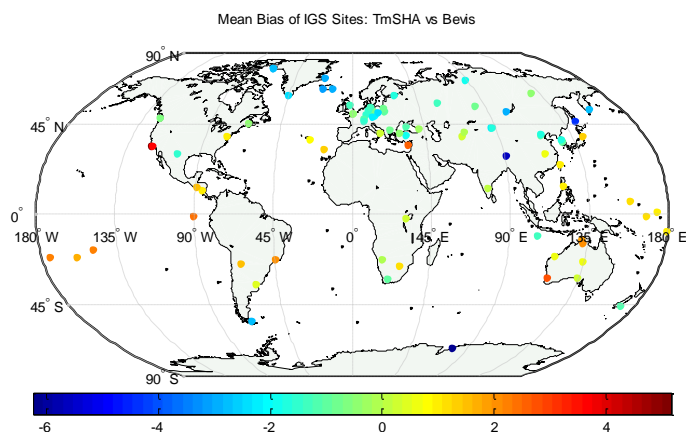


图 4.24 IGS 测站 T_m SHA 模型 T_m 偏差 2014 年均值 (K)

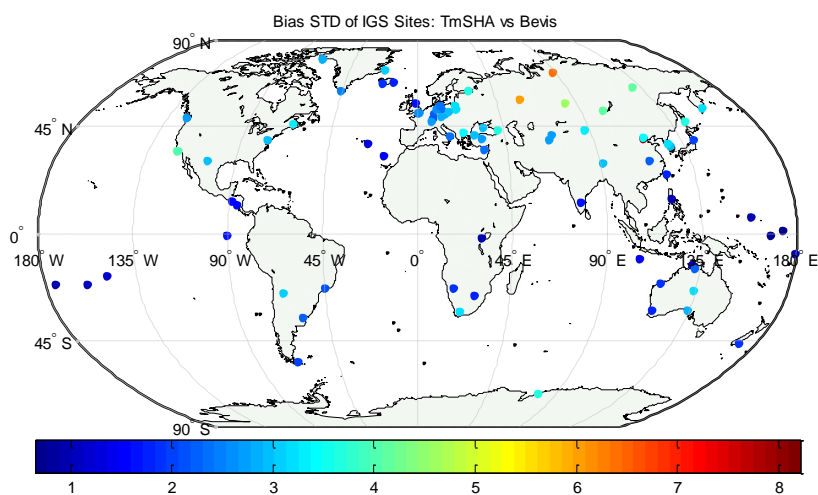
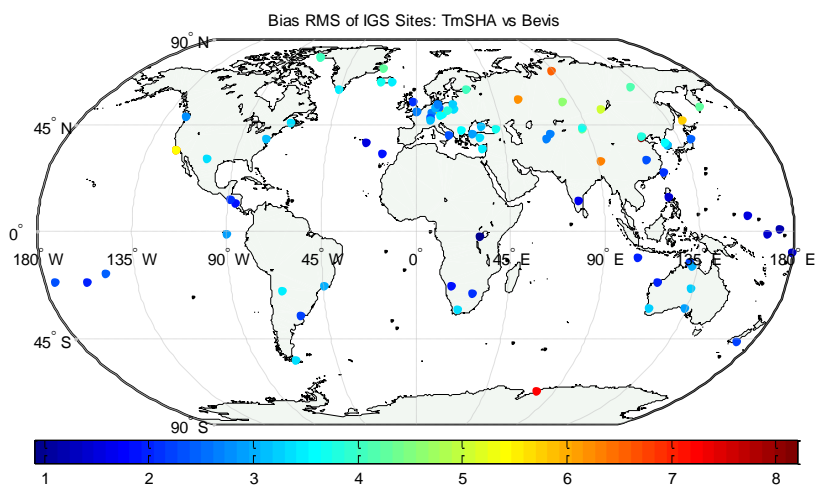
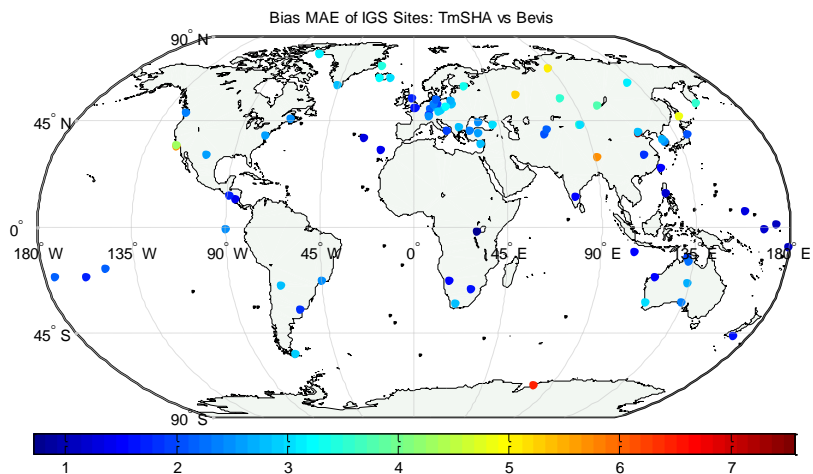


图 4.25 IGS 测站 T_m SHA 模型 T_m 偏差 2014 年标准差 (K)

图 4.26 IGS 测站 T_m SHA 模型 T_m 偏差 2014 年中误差 (K)图 4.27 IGS 测站 T_m SHA 模型 T_m 偏差全年绝对偏差 (K)

对各个测站的均值 MEAN、标准差 STD、中误差 RMS、绝对偏差 MAE 进行统计，其均值与分布见图 4.28。可以看出，各个测站误差均值为 -0.5 K，标准差为 2.7 K，中误差为 3.3 K，绝对偏差为 2.6 K。在水汽计算中，加权平均温度误差 3 K 带来的水汽误差约为 1%，因此可以认为， T_m SHA 模型在 GNSS 水汽反演应用中，由加权平均温度引起的误差约为 1%。

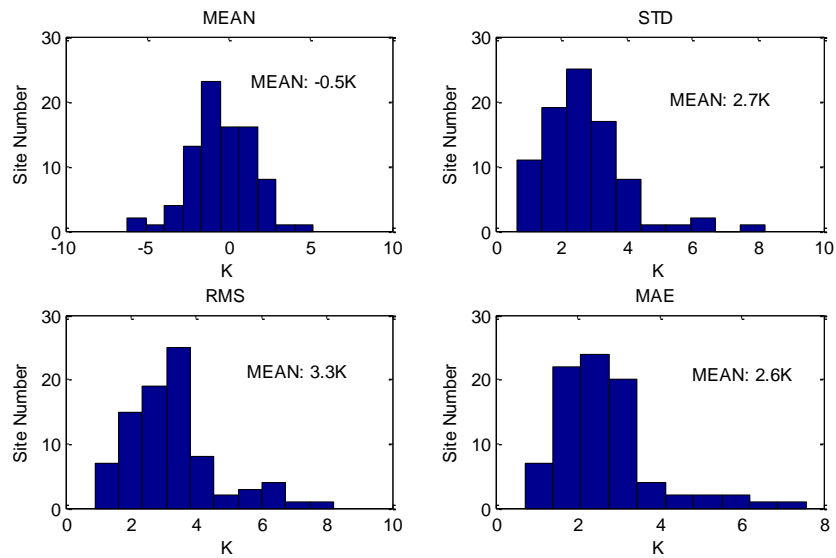


图 4.28 IGS 测站 T_mSHA 模型误差统计图 (K)

对上述 IGS 测站, 分别采用实测气温+Bevis 公式与 T_mSHA 经验模型计算加权平均温度, 反演各个测站 2014 年水汽含量, 统计各个测站的全年水汽含量均值 T_mSHA 经验模型相对于 Bevis 公式的水汽反演误差。各个测站的 2014 年全年水汽含量均值见图 4.29, T_mSHA 经验模型相对于 Bevis 公式的水汽反演误差统计结果 (均值 MEAN、标准差 STD、中误差 RMS 与平均绝对偏差 MAE) 见图 4.30-4.33。

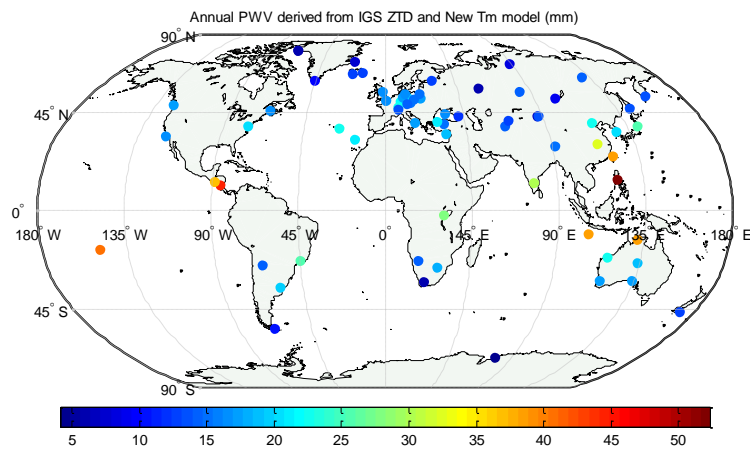
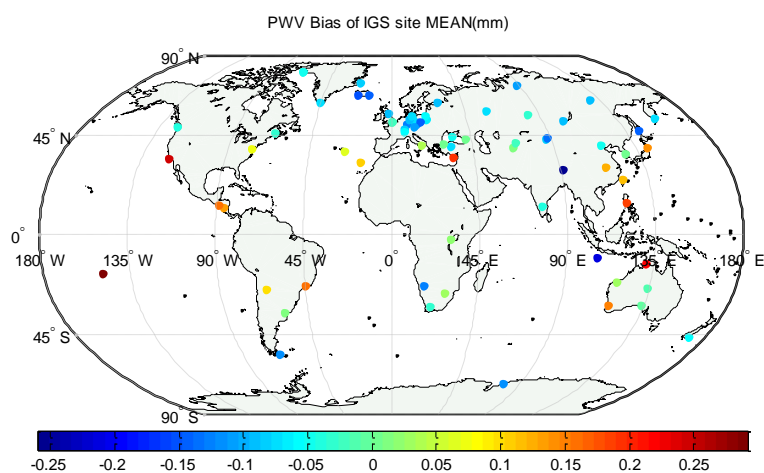
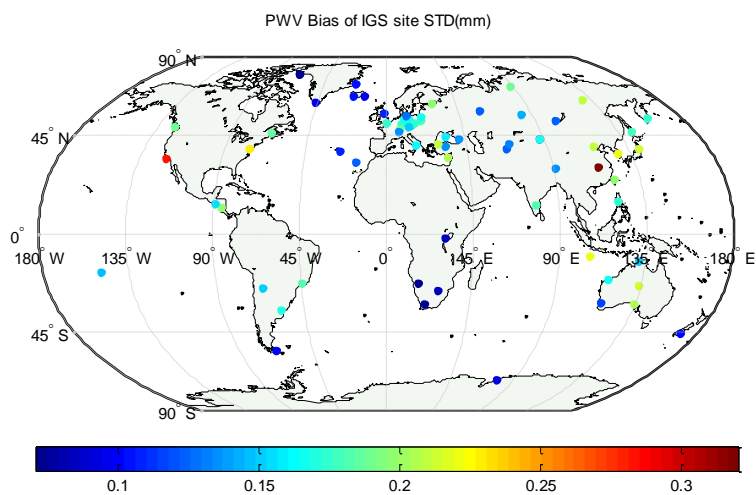


图 4.29 Bevis 公式反演 IGS 测站水汽含量 2014 年均值

图 4.30 IGS 测站 T_m SHA 经验模型反演水汽偏差 2014 年均值 (MEAN)图 4.31 IGS 测站 T_m SHA 经验模型反演水汽偏差 2014 年标准差 (STD)

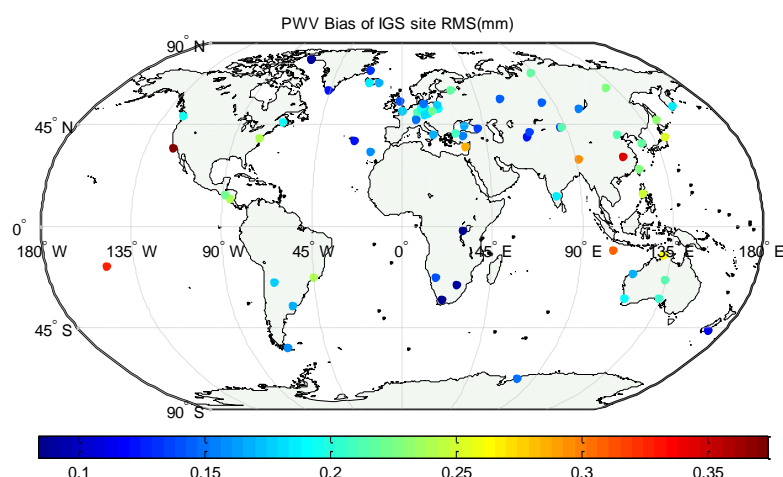


图 4.32 IGS 测站 T_m SHA 经验模型反演水汽偏差 2014 年中误差 (RMS)

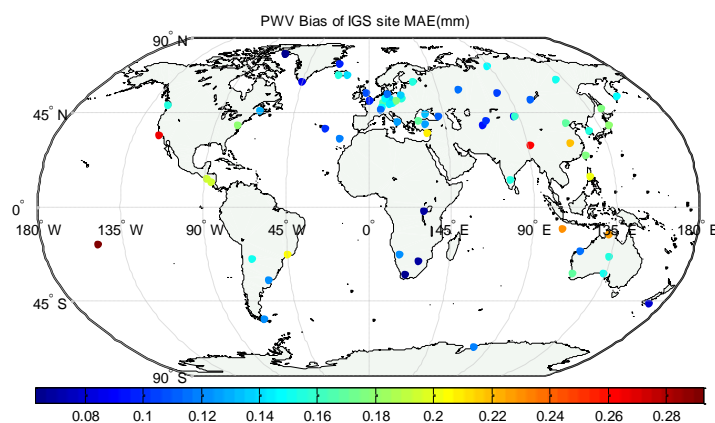
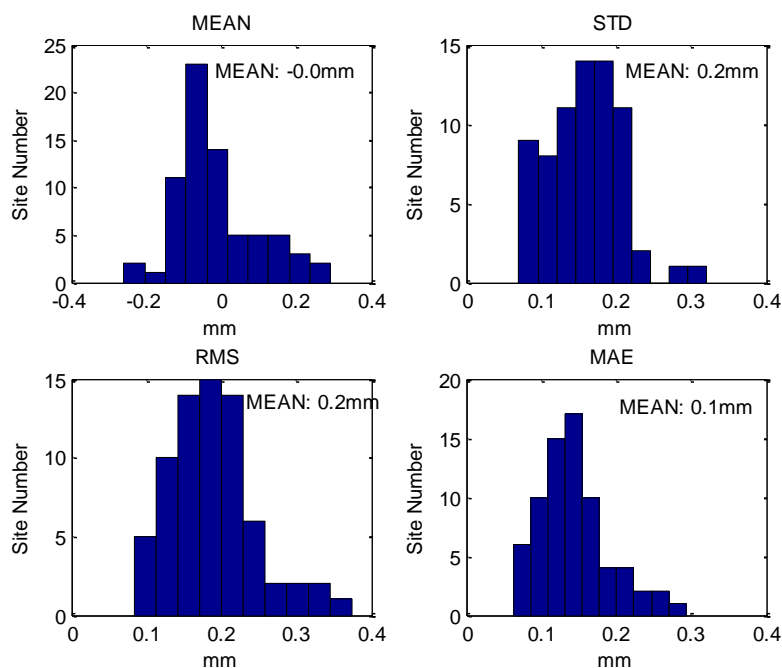


图 4.33 IGS 测站 T_m SHA 经验模型反演水汽偏差 2014 年绝对误差均值 (MAE)

统计 T_m SHA 模型反演的水汽与实测气温+Bevis 公式反演水汽偏差的均值、标准差、中误差、绝对偏差, 见图 4.34。采用 T_m SHA 提供的加权平均温度进行水汽反演, 与 IGS 实测气温+Bevis 公式反演结果相比, 平均偏差为 0 mm, 标准差为 0.2 mm, 中误差为 0.2 mm, 绝对误差为 0.1 mm。此外, 统计结果显示, 采用 T_m SHA 反演的水汽年平均偏差的均值、标准差、中误差与绝对误差均小于 0.4 mm。

图 4.34 T_mSHA 反演水汽偏差统计图

4.3.5 T_mSHA 在中国大陆地区的适用性

采用陆态网 (CMONOC) 测站 2014 年的实测气象数据, 利用 Bevis 公式计算各个测站的加权平均温度, 以此为参考值, 计算 T_mSHA 经验模型的加权平均温度在中国大陆区域的精度。T_mSHA 模型计算的加权平均温度与实测气温计算的加权平均温度比较结果的均值 (MEAN)、标准差 (STD)、中误差 (RMS) 以及绝对偏差 (MAE) 分布见图 4.35。所有测站的统计结果见图 4.36。

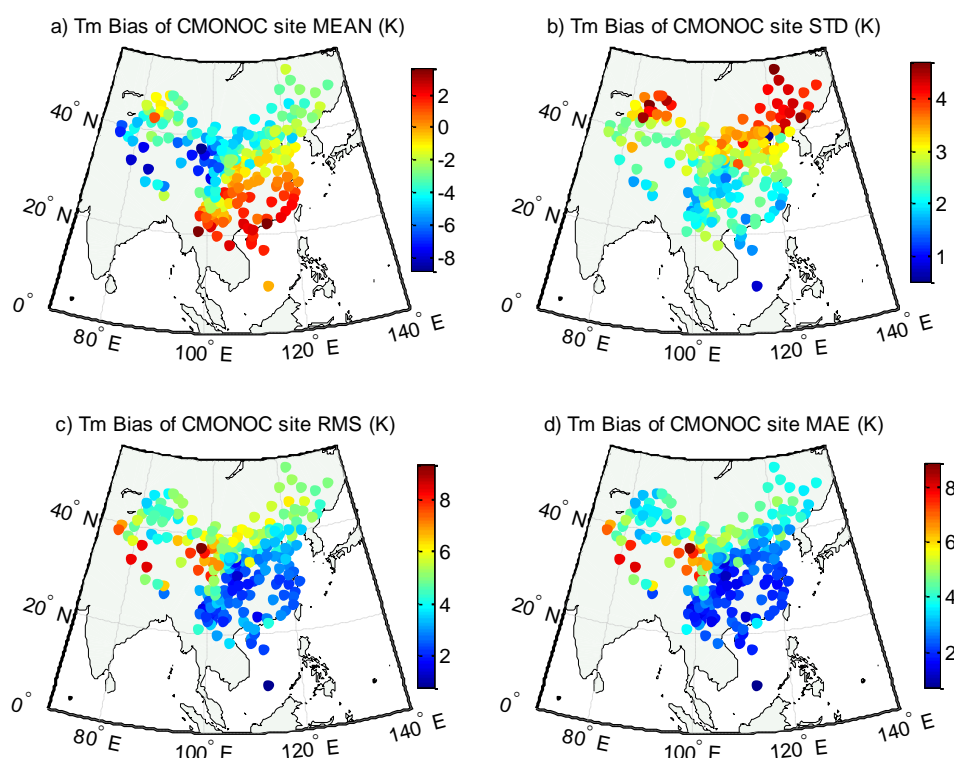
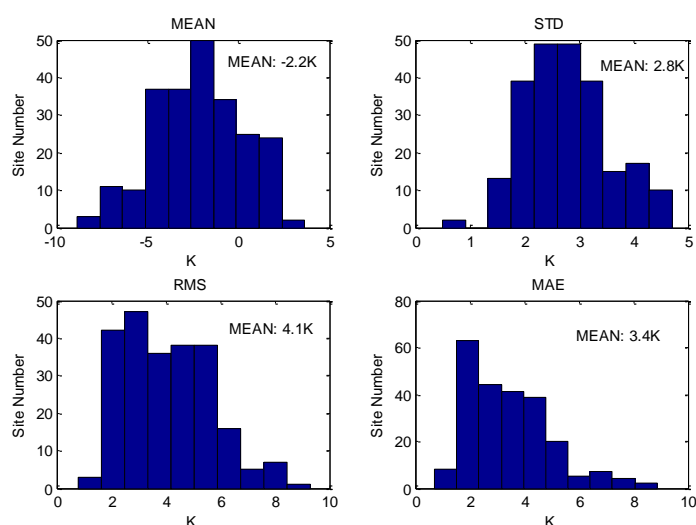


图 4.35 CMONOC 测站 T_{mSHA} 模型与实测值的误差均值、标准差、中误差与绝对偏差。a) 均值 (MEAN); b) 标准差 (STD); c) 中误差 (RMS); d) 绝对偏差 (MAE)

从图 4.35 可以看出，与实测气温计算的加权平均温度相比， T_{mSHA} 的加权平均温度在中国大陆区域的误差与地域分布相关。 T_{mSHA} 的误差在西北区域的均值较大，在东北地区的标准差较大，就中误差 RMS 而言，西北地区由于误差均值较大，相应的中误差 RMS 也比其他地区要大。

图 4.36 CMONOC 测站 T_m SHA 模型加权平均温度误差统计

采用上海天文台 GNSS 分析中心解算的对流层天顶延迟，分别由 Bevis 公式与 T_m SHA 经验模型反演陆态网水汽含量， T_m SHA 模型反演的陆态网测站 2014 年水汽均值见图 4.37。

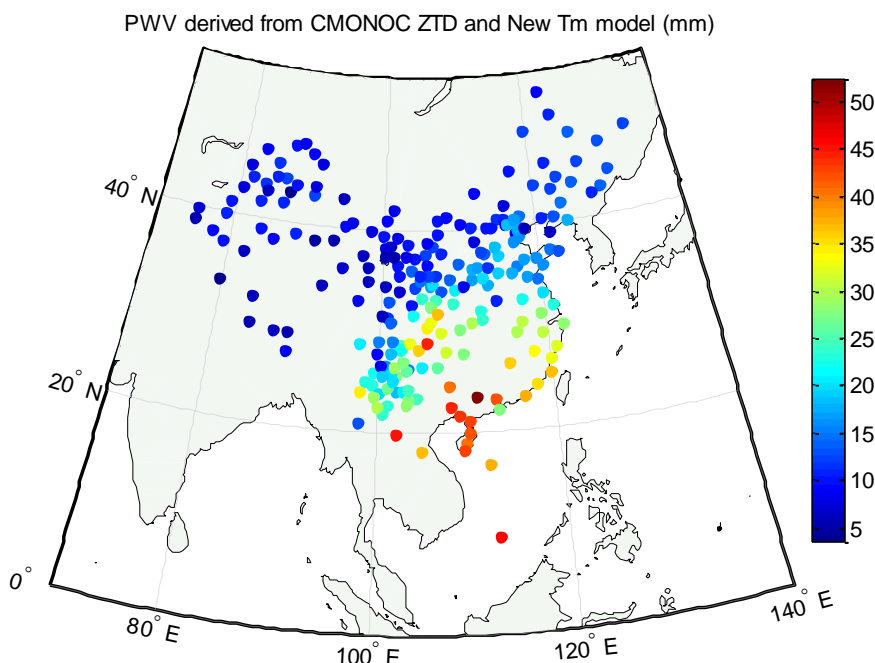


图 4.37 CMONOC 测站反演水汽含量 2014 年均值

由图 4.37 可以看出，中国大陆区域，水汽分布呈现东南地区加大、北部与西北区域较小的特性。在广东海南区域，水汽年均值可达 40~50 mm，在青藏高原、新疆甘肃青海等干燥区域，水汽含量年均值最小小于 10 mm。

以解算的对流层天顶延迟利用 Bevis 公式转换得到的水汽反演结果为参考值，计算 T_m SHA 模型反演的水汽含量与其之差，各个测站的水汽含量误差分布见图 4.38，统计结果见图 4.39。

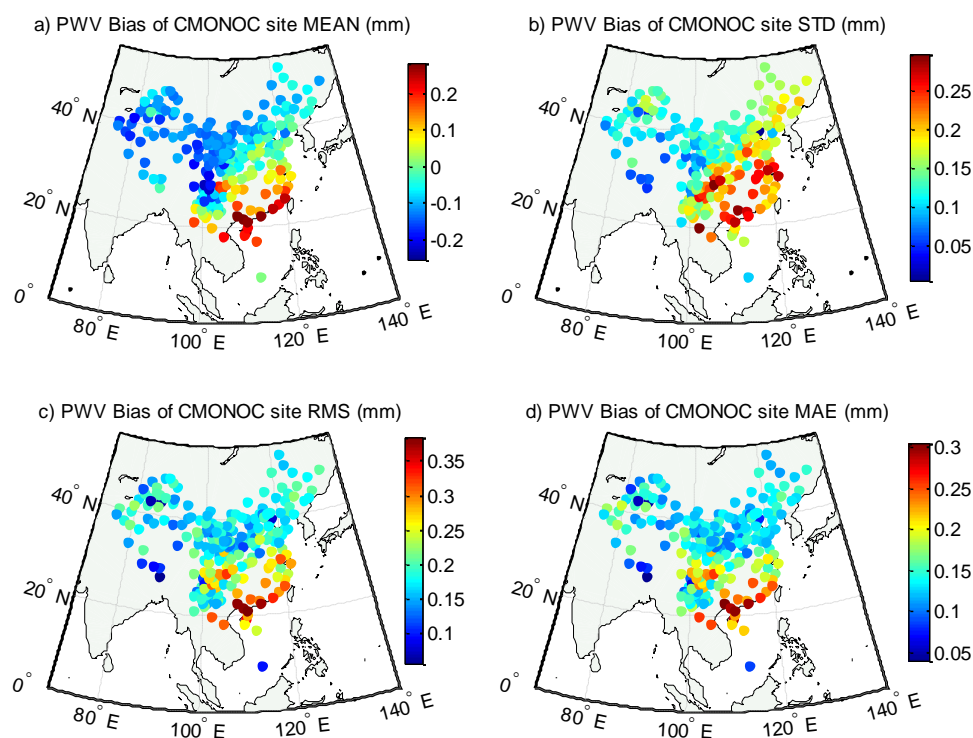


图 4.38 T_m SHA 反演 CMONOC 测站水汽含量与解算的对流层天顶延迟反演结果 2014 年全年偏差统计结果。a) 偏差均值(MEAN); b) 偏差标准差(STD); c) 偏差中误差(RMS); d) 偏差绝对值均值(MAE)

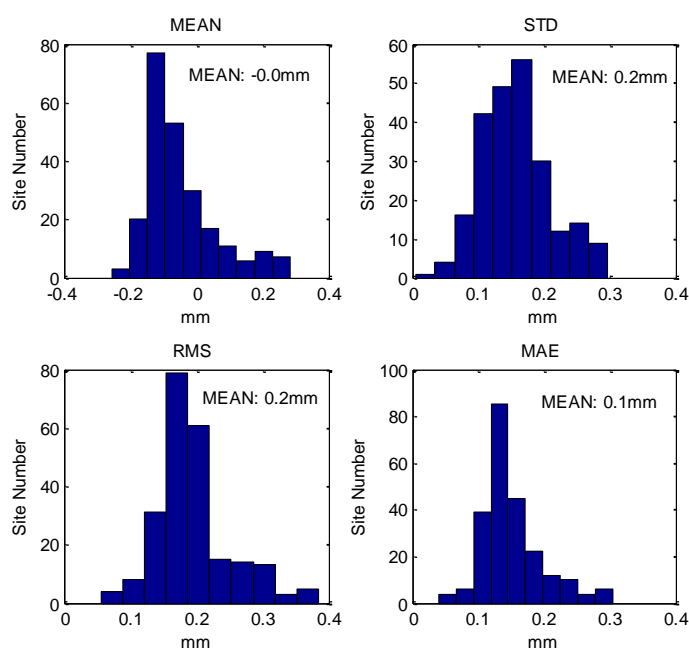


图 4.39 T_m SHA 反演 CMONOC 测站水汽含量与解算的对流层天顶延迟反演结果 2014 年全年偏差统计结果

从图 4.38 与图 4.39 可以看出, 与实测气温反演的水汽结果相比, T_m SHA 的在中国大陆区域的水汽反演值误差小于 0.4 mm, 各个测站水汽误差全年统计结果均值的标准差为 0.2 mm, 中误差为 0.2 mm。

4.4 本章小结

本章首先介绍了 GNSS 水汽反演的知识, 对 GNSS 水汽反演的对流层估计、反演过程进行了介绍。

本章的第 2 小节, 采用同济大学的 GNSS 测站 TJCH 的实测 GPS 数据, 进行了 GPS 水汽反演测试, 并且对反演的结果与 WVR 实测数据、ECMWF 水汽数据以及相邻的探空气球水汽数据进行了比较。比较结果显示, 不同的数据源反演的水汽之差均值约为 1~2 mm, 中误差 RMS 约为 2~3 mm; 不同数据源的水汽相关性均大于 97%, 其中, GPS 与 WVR 的相关性最强, 为 0.992, GPS 与 Radiosonde 的相关性最弱, 为 0.976。由于 WVR 水汽观测值与 GPS 水汽反演结果存在较大的偏差, 其偏差均值为 2.4 mm, 因此在对 GPS 水汽与 WVR 水汽进行线性转换以后, 进行了 WVR 辅助 GPS 精密单点定位实验, 同时还测试了 GPT2 模型与实测气象数据辅助 GPS 精密单点定位的效果。结果显示, WVR 辅助 GPS 静态单点定位, 在低高度截止角时对定位精度有一定程度的改善, 而且能够显著加快收

收敛速度，采用 WVR 辅助静态 PPP 与常规静态 PPP 相比的收敛速度缩短 30% ~ 40%。对于动态 PPP，采用 WVR 观测值也能够提高定位精度，水平精度改善 ~18.6%，三维坐标精度改善~14.5%。

本章的第 3 小节，采用 GGOS 提供的全球 $2.5^{\circ} \times 2.0^{\circ}$ 格网的加权平均温度数据，采用快速傅里叶变化（FFT）提取加权平均温度时间变化特性，通过三角函数拟合获取加权平均温度的周期项参数，得到了加权平均温度经验模型 $T_m\text{SHA}$ 。该模型不需要实测气温数据，方便 GNSS 水汽反演的快速计算，且精度较高。与 IGS 测站的实测气温数据相比，模型的精度为 3.3 K，相应的 GNSS 反演水汽误差为 0.2 mm；与陆态网实测气象数据相比，模型的精度为 4.1 K，相应的 GNSS 反演水汽误差为 0.2 mm。

第5章 总结与展望

5.1 论文研究工作总结

本文系统概述了 GNSS 对流层建模的方法,详细介绍了 GNSS 对流层天顶延迟改正模型和映射函数的发展,评估了不同的模型适用性,探索了全球以及区域对流层建模策略。文章对 GNSS 水汽反演的理论进行分析,并且采用一台 GNSS 接收机与并址站的水汽辐射计,详细研究了 GNSS 水汽反演结果与水汽辐射计观测值、ECMWF 水汽以及探空气球水汽值的关系,探索了水汽辐射计观测值对 GNSS 精密定位的影响,针对 GNSS 水汽反演中的加权平均温度,建立了一种不需要实测气象参数的高时空分辨率加权平均温度经验模型。

本论文的主要研究成果有:

(1) 详细介绍了 GNSS 对流层延迟的理论与方法,针对 GNSS 中的对流层延迟误差改正,给出了不同的天顶延迟改正模型计算方法以及映射函数计算方法。深入理解 GNSS 对流层延迟的原理以及相应的改正模型,不断提高 GNSS 对流层改正模型的精度,对改善 GNSS 数据解算的精度有着重要意义。

(2) 针对 4 种常用的对流层改正模型 EGNOS、UNB3m、GPT 和 GPT2,采用中国大陆构造环境监测网络 GNSS 测站的实测对流层天顶延迟数据,对这四种模型在中国大陆区域的适用性进行了评估,详细分析了不同季节、不同纬度、不同高度情况下这 4 种模型的适用性,得出了一些有借鉴意义的结论。

(3) 介绍了探空气球、数值天气预报模型、GNSS 实测对流层天顶延迟三种数据源进行 GNSS 对流层延迟建模的思路,对当前主要的对流层天顶延迟模型进行了分析与总结。

(4) 采用中国大陆构造环境监测网络 GNSS 测站的实测对流层天顶延迟数据,分析中国大陆区域 GNSS 对流层天顶延迟的时空特性,构建了一种适用于中国大陆区域的对流层天顶延迟经验改正模型 SHAtrop,使用方便,与实测 ZTD 相比,在中国大陆区域取得了 3.5 cm 的精度 (RMS)。

(5) 分析了 GGOS 提供的全球对流层延迟改正产品,包括天顶总延迟、干湿延迟分量、干湿映射函数参数,尝试了采用不同方法对天顶延迟以及映射函数进行时间序列拟合的效果,分析了天顶延迟随高程的变化特点。针对以上分析结论,构建了基于数值天气预报模型的对流层延迟经验改正模型: SHAtropG,该模型提供对流层天顶干湿延迟以及映射函数的改正参数,在全球范围内有良好的

精度。

(6) 针对 GNSS 水汽反演, 介绍了 GNSS 水汽反演的原理, 比较了 GNSS 水汽反演与水汽辐射计的比对结果, 以及与 ECMWF、探空气球的比对结果。采用水汽辐射计的观测值, 研究了水汽辐射计对 GNSS 辅助精密定位的效果, 分析水汽辐射计观测值对于不同高度角下静态精密单点定位与动态精密单点定位的提高效果。

(7) 研究了 GNSS 水汽反演中的加权平均温度, 建立了一种全球加权平均温度经验模型: $T_m\text{SHA}$, 该模型不需要测站温度, 使用方便, 适用于 GNSS 水汽反演的快速计算, 也适用于没有气温观测值的测站水汽反演。

5.2 后续研究工作展望

本文对 GNSS 对流层延迟的建模与 GNSS 水汽反演进行了系统的研究, 建立了适用于中国大陆区域的对流层天顶延迟经验改正模型和全球范围内的 GNSS 对流层改正模型, 探讨了水汽辐射计的水汽观测值与 GNSS 水汽反演值、ECMWF 以及探空气球水汽结果之间的关系, 研究了水汽辐射计观测值辅助 GNSS 精密定位的结果, 建立了一个不需要实测气温的加权平均温度经验模型。本文仍然需要进一步的研究, 具体内容包括:

(1) 在 GNSS 对流层延迟建模方面, 需要探索相关模型以及映射函数的精度, 采用探空气球以及数值天气预报模型, 评估不同改正模型的天顶延迟以及映射函数精度, 以及不同模型对 GNSS 精密定位的影响。

(2) 在 GNSS 水汽反演方面, 需要研究斜路径的 WVR 水汽观测值与 GNSS 水汽反演值之间的关系, 以及与数值天气预报模型的斜路径水汽观测量之间的相关性。此外, 多模 GNSS 水汽反演也是研究热点之一, 需要进一步探索。

(3) 在加权平均温度方面, 常用的 Bevis 公式在不同地区、不同高度的精度需要深入的研究, 区域性的地表温度与加权平均温度转换公式也需要进一步探索。

致谢

两年半的硕士生涯即将结束，所有的收获最终凝聚在这薄薄的一本里，甚是感慨。回想在同济七年半的求学经历，尤其是攻读硕士研究生的两年多时光，在老师的教导与个人的努力下，自己的知识结构与科研能力得到了提升，社会阅历也更为丰富。在此，感谢同济大学这所百年学府的熏陶，感谢在我科研路上帮助我成长，生活中关心我的每一个人。

本论文是在我的导师王解先教授的指导下完成的。王老师治学严谨求实，工作低调踏实，让我受益终生。生活中，王老师平易近人，对我关怀备至。在过去两年多的学习与生活中，王老师始终对我耐心指导，令我终生难忘。同时也感谢同济大学测绘与地理信息学院为本文提供的实验数据。

上海天文台的陈俊平研究员在本论文的撰写中给予了宝贵的指导意见，在此对陈老师表示诚挚的感谢。在上海天文台的两年多时光，是人生中重要的一笔财富，对我的学习与生活影响深远。同时也感谢上海天文台本文提供的实验数据。

非常感谢香港理工大学的刘志赵教授，刘老师治学极其严谨，在港理工的时光也让我获益匪浅。特别感谢胡丛玮老师与伍吉仓老师，在学习与生活中给予我莫大的帮助。同时也感谢同济大学测绘与地理信息学院的各位老师对我的帮助。

感谢各位同门段兵兵、王明华、韩玲、毕元、官能宝、刘翔、辛杰等对我的帮助。特别感谢张益泽师兄对我的帮助与指导，以及在学术上无私地分享。感谢上海天文台的杨赛男、章洁君、陈倩，在学习生活中给予我诸多支持，感谢 410 教研室小伙伴们给我的陪伴，感谢香港理工大学 LSGI 的同学给予我的帮助。

感谢我的家人对我一如既往的支持，多年来为我倾注所有。感谢我的女友，对我学习的支持与理解，生活中的陪伴与关怀，你是我前进的最大动力。

感谢 CMONOC、IGS 与 GGOS 提供的实验数据。

2016 年 3 月

参考文献

- [1] Askne, J. and H. Nordius. Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 1987, 22(3): 379-386
- [2] Böhm, J., et al. Development of an improved empirical model for slant delays in the troposphere (GPT2w). *GPS Solutions*, 2014, 19(3): 433-441
- [3] Böhm, J. and H. Schuh. *Atmospheric Effects in Space Geodesy*, Springer Berlin Heidelberg, 2013
- [4] Balsamo, G., et al.. ERA-Interim/Land: A global land-surface reanalysis based on ERA-Interim meteorological forcing. *ERA Report Series*, ECMWF, 2012
- [5] Berman, A. L. The prediction of zenith range refraction from surface measurements of meteorological parameters, 1976
- [6] Berrada Baby, H., et al.. A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science*, 1988, 23(6): 1023-1038
- [7] Bevis, M., et al.. GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, 1994, 33(3): 379-386
- [8] Black, H. D. An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research*, 1978, 83(B4): 1825
- [9] Black, H. D. and A. Eisner. Correcting satellite Doppler data for tropospheric effects. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89(D2): 2616
- [10] Boehm, J. Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(1)
- [11] Boehm, J., et al. . The impact of tropospheric mapping functions based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters, paper presented at IAG meeting. *Int. Assoc. of Geod.*, 2005, Cairns, Australia
- [12] Boehm, J., et al.. Short Note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, 2007a, 81(10): 679-683
- [13] Boehm, J., et al.. Forecast Vienna Mapping Functions 1 for real-time analysis of space geodetic observations. *Journal of Geodesy*, 2008, 83(5): 397-401
- [14] Boehm, J., et al.. The impact of mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models in GPS data analysis. 2007b, 130: 837-843
- [15] Boehm, J., et al.. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 2006a, 33(7)
- [16] Boehm, J., et al. .Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, 2006b, 111(B2)
- [17] Chao, C. . The tropospheric calibration model for Mariner Mars 1971. 1974, Technical Report 32-1587. Pasadena, CA, NASA JPL
- [18] Chen, J., et al. .SHA: The GNSS Analysis Center at SHAO. 160: 213-221, 2012
- [19] Chen, J., et al. . GNSS clock corrections densification at SHAO: from 5 min to 30 s. *Science*

- China Physics, Mechanics and Astronomy, 2013, 57(1): 166-175
- [20] Chen, Q., et al. . Assessment of ZTD derived from ECMWF/NCEP data with GPS ZTD over China. *GPS Solutions*, 2011, 15(4): 415-425
- [21] Collins, J. P. . Assessment and development of a tropospheric delay model for aircraft users of the global positioning system, University of New Brunswick Fredericton, New Brunswick, 1999
- [22] Collins, J. P. and R. B. Langley. Nominal and extreme error performance of the UNB3 tropospheric delay model, Department of Geodesy and Geomatics Engineering, University of New Brunswick, 1999
- [23] Collins, P. and R. B. Langley. Tropospheric delay- Prediction for the WAAS user. *GPS world*, 1999, 10(7): 52-58
- [24] Coster, A. J., et al. . Measurements of Precipitable Water Vapor by GPS, Radiosondes, and a Microwave Water Vapor Radiometer, 1996
- [25] Davis, J. L., et al. . Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 1985, 20(6): 1593-1607
- [26] Duan, J., et al. . GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, 1996, 35(6): 830-838
- [27] Elgered, G. and P. O. J. Jarlemark. Ground-based microwave radiometry and long-term observations of atmospheric water vapor. *Radio Science*, 1998, 33(3): 707-717
- [28] Foelsche, U. and G. Kirchengast. A simple “geometric” mapping function for the hydrostatic delay at radio frequencies and assessment of its performance. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(10): 111-111-111-114
- [29] Ghoddousi-Fard, R. and P. Dare. Online GPS processing services: an initial study. *GPS Solutions*, 2005, 10(1): 12-20
- [30] Goad, C. and L. Goodman. Modified Hopfield tropospheric refraction correction model. *TRANSACTIONS-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 1974, AMER GEOPHYSICAL UNION 2000 FLORIDA AVE NW, WASHINGTON, DC 20009
- [31] Guo, J. and R. B. Langley. A new tropospheric propagation delay mapping function for elevation angles down to 2. *Proc ION-GPS/GNSS03*, 2003, Portland: 376-386
- [32] Heise, S., et al. . Integrated water vapor from IGS ground-based GPS observations: initial results from a global 5-min data set. *Annales Geophysicae*, 2009, 27(7): 2851-2859
- [33] Herring, T. . Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *Proceedings of Refraction of Transatmospheric signals in Geodesy*, eds. JC De Munck and TA Spoelstra, 1992, Netherlands Geodetic Commission Publications on Geodesy 36
- [34] Hill, E. M., et al. . Characterization of site-specific GPS errors using a short-baseline network of braced monuments at Yucca Mountain, southern Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(B11)
- [35] Hopfield, H. S. . Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 1969, 74(18): 4487-4499
- [36] Hopfield, H. S. . Tropospheric Effect on Electromagnetically Measured Range: Prediction from Surface Weather Data. *Radio Science*, 1971, 6(3): 357-367
- [37] Ifadis, I. . The atmospheric delay of radio waves: Modeling the elevation dependence on a global scale. 1986

- [38] Ifadis, I. . Contribution to the Study of the Atmospheric Refraction, on Radiowaves Used in Modern Geodetic Techniques in Long Distance Measurements, Thesis Report, vol. IA'. 6, School of Engineering, Faculty of Civil Engineering, Thessaloniki, 1987
- [39] Jin, S., et al. . Integrated Water Vapor Field and Multiscale Variations over China from GPS Measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008a, 47(11): 3008-3015
- [40] Jin, S., et al. . Characterization of diurnal cycles in ZTD from a decade of global GPS observations. *Journal of Geodesy*, 2008b, 83(6): 537-545
- [41] Jin, S., et al. . Seasonal variability of GPS-derived zenith tropospheric delay (1994–2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D9)
- [42] Kleijer, F. . Mapping function induced bias in tropospheric delay estimation using GPS. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 2001, 26(6-8): 467-470
- [43] Klobuchar, J. A. Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users. *IEEE Transactions on Aerospace & Electronic Systems AES*, 1987, 23(3): 325-331.
- [44] Kouba, J. . Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1). *Journal of Geodesy*, 2007, 82(4-5): 193-205
- [45] Kouba, J. . Testing of global pressure/temperature (GPT) model and global mapping function (GMF) in GPS analyses. *Journal of Geodesy*, 2009, 83(3-4): 199-208
- [46] Lagler, K., et al. . GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophys Res Lett*, 2013, 40(6): 1069-1073
- [47] Leandro, R., et al. . UNB neutral atmosphere models: development and performance. *Proceedings of ION NTM*, 2006
- [48] Leandro, R. F., et al. . UNB3m_pack: a neutral atmosphere delay package for radiometric space techniques. *GPS Solutions*, 2007, 12(1): 65-70
- [49] Li, W., et al. . New versions of the BDS/GNSS zenith tropospheric delay model IGGtrop. *Journal of Geodesy*, 2014, 89(1): 73-80
- [50] Li, W., et al. . A new global zenith tropospheric delay model IGGtrop for GNSS applications. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(17): 2132-2139
- [51] Li, X., et al. . Multi-GNSS Meteorology: Real-Time Retrieving of Atmospheric Water Vapor From BeiDou, Galileo, GLONASS, and GPS Observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2015a, 53(12): 6385-6393
- [52] Li, X., et al. Accuracy and reliability of multi-GNSS real-time precise positioning: GPS, GLONASS, BeiDou, and Galileo. *Journal of Geodesy*, 2015b, 89(6): 607-635
- [53] Lu, C., et al. Estimation and evaluation of real-time precipitable water vapor from GLONASS and GPS. *GPS Solutions*, 2015a
- [54] Lu, C., et al. GNSS tropospheric gradients with high temporal resolution and their effect on precise positioning. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*: 2016
- [55] Lu, C., et al. Real-time retrieval of precipitable water vapor from GPS and BeiDou observations. *Journal of Geodesy*, 2015b, 89(9): 843-856
- [56] Marini, J. W. Correction of Satellite Tracking Data for an Arbitrary Tropospheric Profile." *Radio Science*, 1972, 7(2): 223-231
- [57] Marini, J. W. and C. Murray Jr. Correction of laser range tracking data for atmospheric refraction at elevations above 10 degrees, 1973
- [58] Mendes, V. and R. Langley. A comprehensive analysis of mapping functions used in modeling

- tropospheric propagation delay in space geodetic data. Proc International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation, Banff, Citeseer, 1994
- [59] Mendes, V. B. and R. B. Langley. Tropospheric Zenith Delay Prediction Accuracy for Airborne GPS High-Precision Positioning. Proceedings of the 54th Annual Meeting of The Institute of Navigation, 1998, The Adams Mark Hotel, Denver, CO
- [60] Moffett, J. B. Program requirements for two-minute integrated Doppler satellite navigation solution, DTIC Document, 1971
- [61] MOPS, W. Minimum operational performance standards for global positioning system/wide area augmentation system airborne equipment. RTCA Inc. Document No. RTCA/DO-229B6, 1999
- [62] Niell, A. A new approach for the hydrostatic mapping function. Proceedings of the International Workshop for Reference Frame Establishment and Technical Development in Space Geodesy, 1993
- [63] Niell, A. Improved global atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. VLBI Technology: Progress and Future Observational Possibilities, 1994
- [64] Niell, A., et al. Measurements of water vapor by GPS, WVR and Radiosonde. Proceedings 11th working meeting on European VLBI for geodesy and astrometry, Department of Radio and Space Science with Onsala Space Observatory, Chalmers University of Technology, Göteborg, Sweden, 1996
- [65] Niell, A. E. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(B2): 3227
- [66] Niell, A. E. Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. Earth, Planets and Space, 2000, 52(10): 699-702
- [67] Niell, A. E. Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 2001, 26(6-8): 475-480
- [68] Niell, A. E. The IMF mapping functions GPSMet Workshop, 2003, Tsukuba, Japan
- [69] Niell, A. E., et al. Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2001, 18(6): 830-850
- [70] Ning, T. and G. Elgered. Trends in the Atmospheric Water Vapor Content From Ground-Based GPS: The Impact of the Elevation Cutoff Angle. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2012, 5(3): 744-751
- [71] Ning, T., et al. The impact of microwave absorber and radome geometries on GNSS measurements of station coordinates and atmospheric water vapour. Advances in Space Research, 2011a, 47(2): 186-196
- [72] Ning, T., et al. Multi-technique comparisons of 10 years of wet delay estimates on the west coast of Sweden. Journal of Geodesy, 2011b, 86(7): 565-575
- [73] Ning, T., et al. The uncertainty of the atmospheric integrated water vapour estimated from GNSS observations. Atmospheric Measurement Techniques, 2016, 9(1): 79-92.
- [74] Saastamoinen, J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. 1972, 15: 247-251.
- [75] Saastamoinen, J. Contributions to the theory of atmospheric refraction. Bulletin géodésique,

- 1973, 107(1): 13-34.
- [76] Schüler, T. On ground-based GPS tropospheric delay estimation, Univ. der Bundeswehr München. 2001
- [77] Shangguan, M., et al. Validation of GPS atmospheric water vapor with WVR data in satellite tracking mode. *Annales Geophysicae*, 2015, 33(1): 55-61.
- [78] Steigenberger, P., et al. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading. *Journal of Geodesy*, 2009, 83(10): 943-951.
- [79] Tesmer, V., et al. Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI. *Journal of Geodesy*, 2007, 81(6-8): 409-421.
- [80] Tregoning, P., et al. Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(D22): 28701.
- [81] Tregoning, P. and T. A. Herring. Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(23).
- [82] Urquhart, L., et al. Ray-traced slant factors for mitigating the tropospheric delay at the observation level. *Journal of Geodesy*, 2011, 86(2): 149-160.
- [83] Urquhart, L., et al. Assessment of troposphere mapping functions using three-dimensional ray-tracing. *GPS Solutions*, 2013, 18(3): 345-354.
- [84] Urquhart, L., et al. Generation and Assessment of VMF1-Type Grids Using North-American Numerical Weather Models. *Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, 2014, Springer: 3-9.
- [85] Vey, S., et al. Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF." *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(1): n/a-n/a.
- [86] Wang, J. and L. Zhang. Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset derived from IGS tropospheric products. *Journal of Geodesy*, 2009, 83(3-4): 209-217.
- [87] Wang, J., et al. Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications. *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110(D21).
- [88] Wang, J., et al. A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D11).
- [89] Wikipedia, 2016a. https://en.wikipedia.org/wiki/Atmosphere_of_Earth
- [90] Wikipedia, 2016b. https://en.wikipedia.org/wiki/Microwave_radiometer
- [91] Wikipedia, 2016c. <https://en.wikipedia.org/wiki/Troposphere>
- [92] Wong, M. S., et al. Multi-sensors study of precipitable water vapour over mainland China. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(10): 3146-3159.
- [93] Xu, A., et al. Estimating Zenith Tropospheric Delays from BeiDou Navigation Satellite System Observations. *Sensors*, 2013, 13(4): 4514-4526.
- [94] Yao, Y., et al. ITG: A New Global GNSS Tropospheric Correction Model. *Sci Rep*, 2015a, 5: 10273
- [95] Yao, Y., et al. GTm-III: a new global empirical model for mapping zenith wet delays onto precipitable water vapour. *Geophysical Journal International*, 2014a, 197(1): 202-212
- [96] Yao, Y., et al. A global empirical model for mapping zenith wet delays onto precipitable water vapor using GGOS Atmosphere data. *Science China Earth Sciences*, 2015b, 58(8):

1361-1369

- [97] Yao, Y., et al. Analysis of the global Tm-Ts correlation and establishment of the latitude-related linear model. Chinese Science Bulletin, 2014b, 59(19): 2340-2347
- [98] Yao, Y., et al. A globally applicable, season-specific model for estimating the weighted mean temperature of the atmosphere. Journal of Geodesy, 2012a, 86(12): 1125-1135
- [99] Younes, S. A. and A. G. Elmezayen. A comprehensive comparison of atmospheric mapping functions for GPS measurements in Egypt. Journal of Geodetic Science, 2012b, 2(3).
- [100] Zus, F., et al. The rapid and precise computation of GPS slant total delays and mapping factors utilizing a numerical weather model. Radio Science, 2014a, 49(3): 207-216
- [101] Zus, F., et al. Systematic errors of mapping functions which are based on the VMF1 concept. GPS Solutions, 2014b, 19(2): 277-286
- [102] 陈钦明, 等. 亚洲地区 ECMWF/NCEP 资料计算 ZTD 的精度分析. 地球物理学报, 2012, 55(5): 1541-1548
- [103] 邓兴升, 等. 似大地水准面格网双二次多项式插值方法. 测绘学报, 2009, 38(1): 35-40
- [104] 李征航, 黄劲松. GPS 测量与数据处理. 武汉, 武汉大学出版社, 2005
- [105] 马志泉, 等. 用中国地区 ERA-Interim 资料计算 ZTD 和 ZWD 的精度分析. 大地测量与地球动力学, 2012, 32(2): 100-104
- [106] 毛健, 等. 一种新的全球对流层天顶延迟模型. 武汉大学学报: 信息科学版, 2013, 38(6): 684-688
- [107] 姚宜斌, 等. 一种新的全球对流层天顶延迟模型 GZTD." 地球物理学报, 2013, 56(7): 2218-2227
- [108] 袁运斌, 欧吉坤. 建立 GPS 格网电离层模型的站际分区法. 科学通报, 2002, 47(8): 636-639
- [109] 赵静昉, 等. ERA-Interim 应用于中国地区地基 GPS/PWV 计算的精度评估. 武汉大学学报(信息科学版), 2014, 39(8): 935-939

个人简历、在读期间发表的学术论文与研究成果

个人简历:

王君刚, 男, 1990 年 2 月生。

2013 年 7 月毕业于同济大学测绘工程专业获学士学位。

2013 年 9 月入同济大学读硕士研究生。

已发表论文:

- [1] 王君刚, 王解先. 长方体的拟合方法. 工程勘察, 2013, 11:75-79
- [2] 陈俊平, 张益泽, 王君刚, 等. 多模精密单点定位中的参数相关性及其统一参数模型. 第五届中国卫星导航年会. 南京. 2014
- [3] 王君刚, 陈俊平, 王解先. GNSS 对流层延迟映射模型分析. 天文学进展, 2014, 32(3): 383-394
- [4] 王君刚, 陈俊平, 王解先. 对流层模型在中国区域的精度评估. 中国地球科学联合学术会议. 北京, 2014: 1589-1592
- [5] 王君刚, 王解先. GPS 广播星历拟合及外推精度. 辽宁工程技术大学学报(自然科学版) 2014, 33(8): 1118-1122
- [6] 王君刚, 王解先. 圆柱体的拟合与质量检测. 测绘通报, 2014, 4: 51-55
- [7] 王君刚, 王解先, 陈俊平, 等. U-Blox 6 接收机解码与定位测试. 测绘通报, 2015, 11: 24-27
- [8] 王解先, 王君刚, 陈俊平. 基于卫星位置与速度的北斗卫星广播星历拟合. 同济大学学报(自然科学版), 2016, 44(1):155-160
- [9] Chen, J., Zhang Y., Wang J., et al. A simplified and unified model of multi-GNSS precise point positioning. Advances in Space Research, 2015, 55(1):125-134

待发表论文:

- [1] 王君刚, 陈俊平, 王解先, 等. 对流层延迟改正模型在中国区域的精度评估. 武汉大学学报(信息科学版)(已接收)

会议报告:

- [1] 王君刚, 陈俊平, 王解先. 对流层模型在中国区域的精度评估. 第一届中国地球科学联合学术会议, 北京, 口头报告, 2014, 10.20-10.23
- [2] Jungang Wang, Junping Chen, Jiexian Wang. A Global Tm Empirical Model based on NWM. The 7th International Association of Chinese Professionals In Global Positioning Systems (CPGPS) Forum. Xuzhou, Jiangsu. Oral Report. 2015, 8.26-8.28

专利:

- [1] 王君刚, 王解先, 张益泽. 一种区域对流层天顶延迟的获取方法, 发明专利
- [2] 王君刚, 陈俊平, 王解先, 杨赛男. 天顶对流层延迟建模方法、装置及测量方法、装置, 发明专利