引文格式:刘鑫宇,李姗姗,张盼盼,等.顾及剩余地形影响的局部高程基准统一方法[J].武汉大学学报(信息科学版),2025,50(5):898-906.DOI:10.13203/j.whugis20220695

Citation:LIU Xinyu,LI Shanshan,ZHANG Panpan,et al.Local Vertical Datum Unification Method Considering Effect of Residual Terrain[J].Geomatics and Information Science of Wuhan University,2025,50(5):898-906.DOI:10.13203/j.whugis20220695

顾及剩余地形影响的局部高程基准统一方法

刘鑫宇[1] 李姗姗[1] 张盼盼[2] 范 雕[1] 裴宪勇[1]

1 信息工程大学地理空间信息学院,河南 郑州,450001

2 河南工程学院,河南 郑州,451191

摘 要:为了解决全球高程基准统一的问题,联合EIGEN-6C4地球重力场模型、全球导航卫星系统/水准数据、重力异常数据,基于大地边值问题方法将局部高程基准统一至全球高程基准中。为了改善地球重力场模型存在截断误差的问题,首先利用空域法和剩余地形模型将剩余地形转化为重力场信号,然后基于移去-恢复法得到全波段的重力场信息。实验结果表明,在美国区域和中国区域剩余地形模型地形效应均达到了分米级。因此,为了提高区域重力大地水准面的建模精度,尤其是在地形起伏较大的区域,应考虑剩余地形的影响。基于空域法和大地边值问题方法确定了中国1985国家高程基准和NAVD88高程基准的重力位分别为62 636 852.749 m^2/s^2和62 636 852.186 m^2/s^2。

关键词:局部高程基准;GNSS/水准数据;空域法;大地边值问题;剩余地形

中图分类号:P224 **文献标识码**:A **收稿日期**:2023-03-23

DOI:10.13203/j.whugis20220695 **文章编号**:1671-8860(2025)05-0898-09

Local Vertical Datum Unification Method Considering Effect of Residual Terrain

LIU Xinyu[1] *LI Shanshan*[1] *ZHANG Panpan*[2] *FAN Diao*[1] *PEI Xianyong*[1]

1 School of Geospatial Information, Information Engineering University, Zhengzhou 450001, China

2 Henan University of Engineering, Zhengzhou 451191, China

Abstract: **Objective**: In order to solve the problem of global vertical datum unification, we integrate EIGEN-6C4 Earth gravity field model, global navigation satellite system (GNSS)/level data, and gravity anomaly data to unify local vertical datum to the global vertical datum using the geodetic boundary value problem method. **Methods**: To mitigate the truncation error present in Earth gravity field models, the residual terrain is converted into gravity field signals using the spatial domain method and the residual terrain model, followed by obtaining full-band gravity field information based on the remove-restore technique. **Results and Conclusions**: Experiments indicate that in both the United States and China regions has reached the decimeter level. Therefore, to enhance the modeling accuracy of regional gravity geoid, especially in areas with significant terrain undulations, the impact of residual terrain should be taken into account. Based on the spatial domain method and the geodetic boundary value problem method, the gravity potentials of the 1985 national height datum of China and the NAVD88 height datum are determined to be 62 636 852.749 m^2/s^2 and 62 636 852.186 m^2/s^2, respectively.

Key words: local vertical datums; GNSS/level data; space-domian method; the geodetic boundary value problem; residual terrain

建立高程基准的传统方法是以验潮站观测的多年平均海平面作为高程系统的零起算面[1]。由于各区域验潮站的观测资料和数据处理方法不同,各个国家和地区建立的高程基准存在区域

基金项目:国家自然科学基金(42174007,42204009)。

第一作者:刘鑫宇,硕士,主要从事全球高程基准统一研究。Xinyuliu_cs@163.com

通信作者:李姗姗,博士,教授。zzy_lily@sina.com

性差异[2]。不同国家建立的水准网的高度值会沿边界线发生跳跃,不利于区域之间空间地理信息的共享和融合。统一的高程信息不仅可以确保长距离、跨境跨国大型工程项目的顺利施工与对接[3],而且对全球三维测图、全球地图拼接以及全球高精度地形数据的共享具有重要意义。目前,全球范围内存在100多个相互独立的局部高程基准(local vertical datum,LVD)[4]。随着全球大地测量坐标系及其参考基准的统一,实现全球高程基准统一成为大地测量学科面临和亟待解决的一个重要问题[5]。

国内外文献广泛讨论了全球高程基准统一问题[6-9]。高程基准统一方法大致可以分为3种[10],即水准重力测量方法、海面地形模型方法和地球重力场模型方法。水准重力测量方法要求连接的局部高程基准满足水准联测要求,使得该方法的使用范围受到制约;海面地形模型方法的精度主要由海面地形模型精度决定,目前海面地形模型在海岸带区域的精度无法满足全球高程基准统一的精度要求。地球重力场模型方法的精度主要取决于地球重力场模型的精度。随着GOCE(gravity field and steady-state ocean circulation explorer)、GRACE(gravity recovery and climate experiment)等多个重力卫星测量任务的成功实施,基于重力卫星数据、卫星测高及地面重力数据建立的超高阶地球重力场模型在精度和分辨率上有了极大的提高;地球重力场模型方法成为了目前最常用的高程基准统一方法。GOCE卫星任务主要目标之一是提供了一个全球一致且无偏的大地水准面,用以实现全球高程基准的统一。该信息与大地高信息(来源于大地测量空间技术)、正高/正常高信息(来源于水准测量/重力测量技术)相结合,可以确定局部高程基准的垂直偏差。

地球重力场模型方法可以分为全球导航卫星系统(global navigation satellite system,GNSS)/水准联合重力场模型方法[3,5]和大地边值问题方法[11-13]。大地边值问题方法在理论上较为严密,该方法利用移去-恢复技术求解大地边值条件下重力大地水准面,再结合GNSS/水准数据计算的几何大地水准面可以确定局部高程基准之间的垂直偏差;虽然重力卫星任务的成功实施使静态重力场的长波信息测量精度提高了2~3个量级,但是有研究表明,200阶次的卫星重力场模型计算的全球大地水准面高截断误差可达到30 cm左右[4];2 190阶的超高阶地球重力场模型EIGEN-6C4仍无法提供空间分辨率小于9 km的重力场短波信号分量[14],因此利用大地边值问题方法进行全球高程基准统一实验时,不可忽略截断误差的影响。

联合剩余地形模型(residual terrain model,RTM)和空域法可实现地形信号至重力场信号的转化,再基于移去-恢复技术计算全波段的重力场信号,减小地球重力场模型的截断误差[15-18]。其中,全球位势模型(global geopotential model,GGM)和RTM分别提供重力场频谱的长波长和短波长分量,剩余重力异常(从重力数据中去除GGM和RTM产生的效应)的Stokes积分对重力场剩余信号进行建模。

综上所述,本文旨在利用RTM数据和空域法精化大地边值问题方法中的重力大地水准面;再结合GNSS/水准数据提供的局部高程基准区信息实现全球高程基准统一。本文联合GNSS/水准数据、重力观测数据和剩余地形数据确定了中国和美国局部高程基准的重力位,进而将局部高程基准统一至全球高程基准中。

1　大地边值问题方法

高程基准统一方法的本质是确定局部高程基准与全球高程基准的垂直偏差。联合测高卫星数据和地球重力场模型可以确定全球高程基准位常数。不同测高资料确定的全球高程基准位常数存在差异[19-21]。联合1997—2020年的测高卫星数据和EIGEN-6C4地球重力场模型确定全球高程基准位常数为62 636 856.82 m^2/s^2,该位常数对应的参考椭球系为WGS84。根据Rummel和Teunissen提供的大地边值问题方法的理论公式[6]可知,任意一点P的大地水准面高N_P为:

$$N_P=\frac{T_P+\delta W_0^{\mathrm{LVD}}-\Delta W_0}{\gamma} \tag{1}$$

式中,T_P为P点的扰动位;$\delta W_0^{\mathrm{LVD}}$为LVD面与全球高程基准面的重力位差;$\Delta W_0$为全球高程基准面的地球重力位与参考椭球面的正常重力位之差;γ为P点沿铅垂线向下与椭球面交点处的正常重力;扰动位T_P的大地边值问题解可由从地面上归算到全球大地水准面的全局重力异常Δg的积分确定:

$$T_P=\frac{\delta GM}{R}+\frac{R}{4\pi}\iint_{\Sigma}\Delta g S(\psi)\mathrm{d}\sigma \tag{2}$$

式中,R为地球平均半径;δGM为地球与参考椭球的地心引力常数之差;$S(\psi)$为斯托克斯核函数;ψ为计算点P与流动面元$\mathrm{d}\sigma$之间的球面角距;全球大地水准面上的重力异常Δg可以用局部高程基准面上的重力异常Δg_l表示:

$$\Delta g=\Delta g_l+\frac{2}{R}\delta W_0^{\mathrm{LVD}} \tag{3}$$

式中,Δg_l用P点的自由空气重力异常Δg_{free}数值代替。将式(2)和式(3)代入式(1),令$N_{\mathrm{Stokes}}^P=\frac{R}{4\pi\gamma}\iint_{\Sigma}S(\psi)\Delta g_{\mathrm{free}}\mathrm{d}\sigma$,$\delta H=\frac{\delta W_0^{\mathrm{LVD}}}{\gamma}$,$N_{\mathrm{Stokes}}^P$是对局部重力异常进行Stokes积分计算得到的大地水准面高,δH为局部高程基准与全球高程基准的垂直偏差,整理后可得:

$$N_P=N_0+\delta H+N_{\mathrm{stokes}}^P+\frac{1}{2\pi}\iint_{\Sigma}S(\psi)\delta H\mathrm{d}\sigma \tag{4}$$

式中,$N_0=\delta GM/(R\gamma)-\Delta W_0/\gamma$为大地水准面高的零阶项,零阶项是由于椭球正常位与大地水准面重力位不相等、椭球地心引力常数与地球引力常数不一致造成的系统差;等式右边最后一项为间接偏差项N_{ind}。由于Stokes积分是全局进行的,因此计算基准区中的大地水准面高不仅受自身基准区的影响,还受到全球其余所有基准区的影响,从而产生了间接偏差项。假设存在K个局部高程基准区,则N_{ind}的公式可以改为:

$$N_{\mathrm{ind}}=\frac{1}{2\pi}\sum_{i=1}^{K}\delta H_i\iint_{\Sigma_i}S(\psi)\mathrm{d}\sigma \tag{5}$$

N_{Stokes}^P的计算量巨大,计算每一个点的大地水准面高时都需要对全球覆盖的重力异常数据进行Stokes积分,这显然是无法实现的。目前实测的重力异常并没有实现全球覆盖,且一些区域获得的重力异常数据也无法公布用于民用,实际上只能对局部重力异常进行小范围的Stokes积分。为了减小Stokes积分的遗漏影响,利用移去-恢复技术[22]可以将N_{Stokes}^P拆分成地球重力场模型计算的大地水准面高N_{GGM}^P、剩余地形模型计算的RTM大地水准面高N_{RTM}^P,以及剩余重力异常Stokes局部积分计算剩余大地水准面高N_{res}^P。则N_{Stokes}^P可表示为:

$$N_{\mathrm{Stokes}}^P=N_{\mathrm{GGM}}^P+N_{\mathrm{RTM}}^P+N_{\mathrm{res}}^P \tag{6}$$

RTM大地水准面高N_{RTM}^P可以恢复重力场的高频信号,RTM技术的基本思想是基于万有引力定理计算一定范围内剩余地形棱柱体在计算点处产生的地形效应。剩余地形高H_{RTM}的计算公式[18]为:

$$H_{\mathrm{RTM}}=H_{\mathrm{SRTM}}-H_{\mathrm{ref}} \tag{7}$$

式中,H_{SRTM}为真实地形高,一般由航天飞机雷达地形测绘任务(shuttle radar topography mission,SRTM)数据提供;参考地形高H_{ref}由地形球谐模型计算得到:

$$H_{\mathrm{ref}}=\sum_{n=0}^{N_{\max}}\sum_{m=0}^{n}\left[\overline{HC}_{n,m}\cos(m\lambda)+\overline{HS}_{n,m}\sin(m\lambda)\right]\cdot\bar{P}_{n,m}(\cos\theta) \tag{8}$$

式中,$\overline{HC}_{n,m}$和$\overline{HS}_{n,m}$为地形球谐模型的完全规格化系数;$N_{\max}$为地形球谐模型系数的最高阶次。

第i个密度为ρ棱柱体在计算点P处产生的引力位计算公式[15]为:

$$T_i^P=G\rho\int_V\frac{1}{l}\mathrm{d}V=G\rho\int_{x_1}^{x_2}\int_{y_1}^{y_2}\int_{z_1}^{z_2}\frac{1}{l}\mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z \tag{9}$$

如图1所示,以P点为原点,(x_1,y_1,z_1)和(x_2,y_2,z_2)分别为地形棱柱体上距离P点最近和最远的两个顶点,即E点和K点,其中$l=\sqrt{x^2+y^2+z^2}$,G表示万有引力常数。整理后可得:

$$T_i^P=G\rho\left|\left|\left|xy\ln(z+l)+yz\ln(x+l)+zx\ln(y+l)-\frac{x^2}{2}\tan^{-1}\frac{yz}{xl}-\frac{y^2}{2}\tan^{-1}\frac{zx}{yl}-\frac{z^2}{2}\tan^{-1}\frac{xy}{zl}\right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\Bigg|_{z_1}^{z_2} \tag{10}$$

RTM大地水准面高的计算公式如下:

$$N_i^P=T_i^P/\gamma \tag{11}$$

累积计算点周围一定范围内地形棱柱体产生的地形效应,得到RTM大地水准面高N_{RTM}^P和RTM重力异常Δg_{RTM}。

剩余大地水准面高N_{res}^P的公式[11]为:

$$N_{\mathrm{res}}^P=\frac{R}{4\pi\gamma}\iint_{\Sigma}S(\psi)\Delta g^{\mathrm{res}}\mathrm{d}\sigma \tag{13}$$

单个地形棱柱在点P处产生的RTM重力异常Δg_i^P的计算公式为:

$$\Delta g_i^P=-G\rho\left|\left|\left|x\ln(y+l)+y\ln(x+l)-z\tan^{-1}\frac{xy}{zl}\right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\Bigg|_{z_1}^{z_2} \tag{12}$$

式中,剩余重力异常Δg^{res}等于空间重力异常Δg_{free}减去地球重力场模型计算的重力异常Δg_{GGM}和RTM重力异常Δg_{RTM},即$\Delta g^{\mathrm{res}}=\Delta g_{\mathrm{free}}-\Delta g_{\mathrm{GGM}}-\Delta g_{\mathrm{RTM}}$。地球重力场模型计算重力异常$\Delta g_{\mathrm{GGM}}$的公式[1]为:

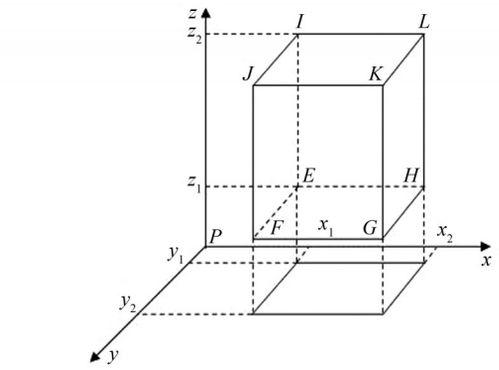


图 1　地形棱柱体模型示意图

Fig. 1　Schematic Diagram of Topographic Prism Model

$$\Delta g_{\mathrm{GGM}}=\frac{GM}{r^2}\sum_{n=1}^{N_{\max}}\left(\frac{R}{r}\right)^n(n-1)\cdot\sum_{m=0}^{n}\left(\bar{C}^{*}_{n,m}\cos(m\lambda)+\bar{S}_{n,m}\sin(m\lambda)\right)\cdot\bar{P}_{n,m}(\sin\varphi)\tag{14}$$

地球重力场模型计算的大地水准面高 N^P_{GGM} 的公式为:

$$N^P_{\mathrm{GGM}}(\varphi,\lambda)=\frac{T(r,\varphi,\lambda)-2\pi G\rho H^2_{\mathrm{ref}}(\varphi,\lambda)}{\gamma}\tag{15}$$

式中,H_{ref} 为地形球谐模型计算的 P 点地形高;扰动位 T 的公式为:

$$T(r,\varphi,\lambda)=\frac{GM}{r}\sum_{n=2}^{N_{\max}}\left(\frac{R}{r}\right)^n\cdot\sum_{m=0}^{n}\left(\bar{C}^{*}_{n,m}\cos(m\lambda)+\bar{S}_{n,m}\sin(m\lambda)\right)\cdot\bar{P}_{n,m}(\sin\varphi)\tag{16}$$

P 点的大地水准面高 N_P 由 GNSS/水准数据计算得到:

$$N_P=h_P-H_P\tag{17}$$

式中,h_P 和 H_P 分别为 P 点的大地高和正高。则 P 点的垂直偏差 δH_P 的最终公式[12]为:

$$\delta H_P=h_P-H_P-N_0-N^P_{\mathrm{GGM}}-N^P_{\mathrm{RTM}}-N^P_{\mathrm{res}}\tag{18}$$

以上推导的大地边值问题公式只适用于局部高程基准区为正高系统的情况。当计算中国局部高程基准垂直偏差时,需要进行部分参数的转化。由于中国的GNSS/水准数据计算可得到高程异常,应将高程异常转化为大地水准面高,则式(18)转化为:

$$\delta H_P=\left(h_P-H_P-\frac{2\pi G\rho {H_P}^2}{\gamma}\right)-N_0-N^P_{\mathrm{GGM}}-N^P_{\mathrm{RTM}}-N^P_{\mathrm{res}}\tag{19}$$

2　剩余地形项的影响

在大地边值问题方法中,超高阶地球重力场模型无法提供空间分辨率小于 9 km 的重力场短波信号分量,基于地球重力场模型和移去-恢复法计算的重力大地水准面存在截断误差,该误差会引入最终的垂直偏差结果中。联合RTM技术和剩余地形模型可以提供重力场的高频信息,将地形的起伏可看作重力场的噪声,假设地球表面上有一平滑高度面,地形相对于这一平滑面的起伏就是重力场的噪声。通过对相对于这一参考面的地形质量进行“消去”和“填补”,就可得到RTM地形效应的影响。采用 1′×1′的SRTM地形数据表示真实地形数据,利用 2 190 阶的DTM2006超高阶地形球谐模型得到分辨率为 1′的地形参考面模型,进而构建剩余地形模型。图2和图3分别表示美国和中国计算区域剩余地形模型高的分布情况。

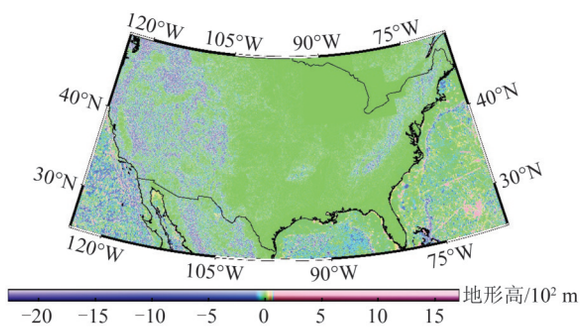


图 2　美国及其邻近区域剩余地形模型地形高分布图

Fig. 2　Distribution Map of the RTM in the United States and Adjacent Areas

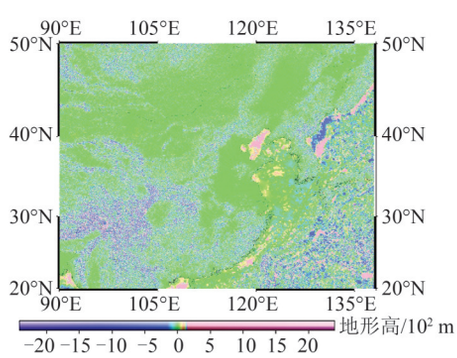


图 3　中国青岛原点周边区域剩余地形模型地形高分布图

Fig. 3　Distribution Map of the RTM at the Origin of Qingdao, China and Adjacent Areas

RTM效应计算过程中通常仅需考虑计算点一定半径内的地形,当积分半径越大,计算点的RTM效应越精确,但计算量也随之增大。根据多项研究经验[12,23],本文在计算RTM效应时,积

分半径取为200 km。计算出每个格网的RTM效应,并内插至GNSS/水准点处,美国和中国计算区域的RTM大地水准面高分布情况如图4和图5所示。

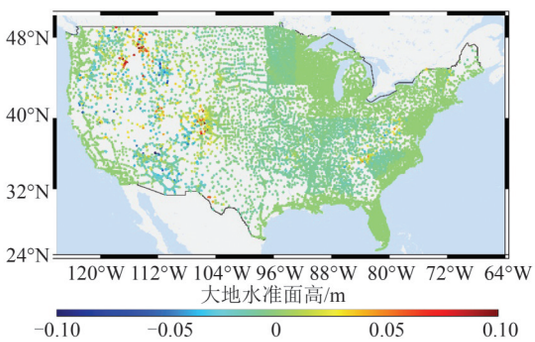


图4 美国RTM地形计算的大地水准面高在GNSS/水准点处分布图

Fig. 4 Map of Geoid Height at GNSS/Level Point Calculated by the United States RTM Terrain

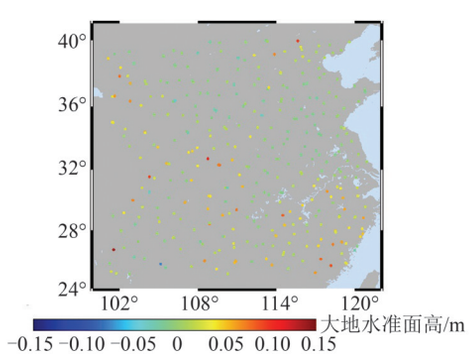


图5 中国RTM地形计算的大地水准面高在GNSS/水准点处分布图

Fig. 5 Map of Geoid Height at GNSS/Level Point Calculated by the China RTM Terrain

美国和中国区域剩余地形模型计算的RTM大地水准面高结果如表1所示。可以看出,美国和中国计算的RTM大地水准面高的最大值分别为0.116 1 m和0.135 5 m,均值分别为−0.002 5 m和0.016 5 m。在地形崎岖的区域,剩余地形模型的绝对值越大,对大地水准面高的影响越大。在中国和美国区域,一些水准点处的RTM大地水准面高达到了分米级。为了构建高精度的重力大地水准面,进而实现厘米级的全球高程基准统一,地球重力场模型遗漏的高频重力场信息不可忽略,应考虑剩余地形对大地水准面高的影响。

3 间接偏差项的影响

在大地边值问题方法中,局部高程基准面偏离大地水准面所产生的垂直偏差不仅受直接偏差项的影响,还受全球所有局部高程基准垂直偏差Stokes积分的影响,即间接偏差项N_{ind}的影响。

表1 剩余地形模型在GNSS/水准点处对大地水准面的影响/m

Table 1 Effect of Residual Terrain Model on Geoid at GNSS/Level Point/m

地区	最小值	平均值	最大值
美国区域	−0.117 3	−0.002 5	0.116 1
中国区域	−0.070 9	0.016 5	0.135 5

若要严密计算N_{ind},需要收集全球所有局部高程基准区的重力异常数据,目前是无法实现的。然而,当大地边值问题方法中的扰动位T_P来自于卫星观测重力数据的计算,不会产生间接偏差项。基于卫星重力数据构建的地球重力场模型阶次$N_{\max}$有限,间接偏差项源于$N_{\max}$阶次以上的地面数据的残差部分,则N_{ind}的计算公式[4,12]为:

$$N_{\mathrm{ind}}=\frac{1}{2\pi}\iint_{\Omega}S(\psi)^{\mathrm{res}}\delta N_i\mathrm{d}\sigma=\sum_{i=1}^{I}\delta N_i\int_{\psi_1}^{\psi_1+\Delta\psi}S(\psi)^{\mathrm{res}}\sin\psi\,\mathrm{d}\psi \tag{20}$$

$$S(\psi)^{\mathrm{res}}=S(\psi)-\sum_{n=2}^{N_{\max}}\frac{2n+1}{n-1}P_n(\cos\psi) \tag{21}$$

式中,ψ_1表示积分区域相对计算点的起始球心角距;$\Delta\psi$表示产生间接偏差的积分区域大小;δN_i表示局部基准区的垂直偏差。

从式(20)和式(21)可知,间接偏差项N_{ind}主要受ψ_1、$\Delta\psi$、$N_{\max}$以及δN_i 4个参数的影响。在计算间接偏差项N_{ind}时,需要在全球所有局部高程基准区域进行Stokes积分,导致大地边值问题法计算过程十分复杂。设置公式中部分未知参数值,可以计算出单个局部基准区产生的最大间接偏差项值。受海面地形的影响,全球100多个局部高程基准与大地水准面的垂直偏差值最高可达1~2 m,设置δN_i为1.5 m。目前纯卫星重力场模型的最大阶次为300,因此,设置GOCE卫星重力场模型最大阶次N分别为50、100、200、300。

将积分区域相对计算点的起始球心角距ψ_1设置为0°,计算$\Delta\psi$对间接偏差项的影响。由图6可知,间接偏差项会随着积分范围值变大而减小,当积分区域大小在0°~20°时,积分范围对间接偏差项的影响较大;当计算范围值大于20°后,间接偏差项随着积分范围增大而下降的幅度变小。重力场模型的阶次与间接偏差项的大小成反比。当N=300时,间接偏差项的影响仅为0.002 1 m。目前地球重力场模型常用的阶次为

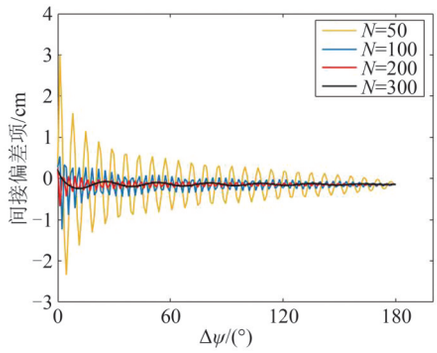


图 6　积分区域大小对间接偏差项的影响

Fig. 6　Effect of the Size of the Integral Region on the Indirect Bias Term

2 190 阶,间接偏差项将更小,2 mm 以下的误差在实现厘米级高程基准统一研究中可以忽略不计。

积分区域相对计算点的起始球心角距是影响间接偏差项大小的因素之一。假设积分区域大小 $\Delta\psi$ 为 60°,计算 ψ_1 和模型阶次产生的间接偏差项。如图 7 可知,积分区域距离计算点越近,间接偏差项越大;模型阶次越大,间接偏差项越小。当阶次 N 取 300 时,间接偏差项最大值仅为 0.001 2 m。由此可知,间接偏差项对高程基准统一的影响小于 2 mm。因此,在全球高程基准统一中,可以不考虑间接偏差项的影响。

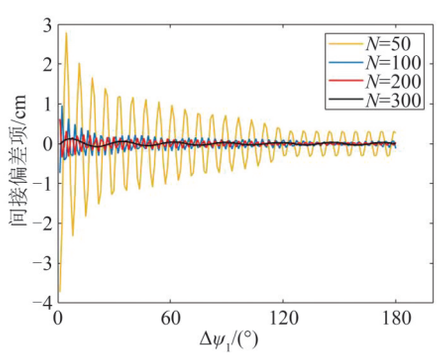


图 7　积分基准区与计算点的距离对间接偏差项的影响

Fig. 7　Effect of the Distance of the Integration Reference Area from the Calculated Point on the Indirect Bias Term

4　确定局部高程基准的垂直偏差和重力位

4.1　原始数据

美国的官方高程基准是 1988 年北美高程基准 NAVD88(north American vertical datum of 1988)。NAVD88 是美国、加拿大以及墨西哥三国的政府机构在 20 世纪 70—80 年代之间合力建立的高程基准;建立该高程基准的最初目的是建立北美大陆统一的高程系统。虽然该基准基于 3 个国家的水准测量数据建立,但由于水准测量累积的系统误差较大,该基准从大西洋海岸至太平洋海岸表现出较大的倾斜,目前加拿大未应用 NAVD88 作为官方高程基准。美国为 Helmert 正高系统,水准原点位于加拿大魁北克省的 Rimouski 永久验潮站(48.516 7°N,291.533 3°E),美国水准原点的概略正常重力为 9.809 375 m/s^2。选取了美国范围内 36 578 个 GNSS/水准点,大地参考系为 1983 北美基准 NAD83(north American datum of 1983)。NAD83 大地基准采用多普勒卫星定位的地心,而非 GNSS 卫星技术建立的地心参考系统。虽然官方称 NAD83 为地心参考系,且采用 GRS80 椭球参考系,但其在定位、定向上与现代的国际地球参考框架之间存在较大偏差。因此,在计算美国垂直偏差前,采用美国大地测量局(national geodetic surveying,NGS)提供的工具 Htdp.exe 将计算点的大地坐标转换至 ITRF2008(WGS84)国际地球参考系统下。

美国大地测量局发布的 NGS99 重力数据包提供了 1 633 499 个重力数据点,数据点主要分布在美国大陆和周边岛屿。从 126°W～65°W、23°N～51°N 的陆地区域筛选出 1 222 662 个数据点;利用索米里安公式计算数据点沿铅垂线向下与椭球面交点处的正常重力,忽略大地水准面外部的质量;将观测重力在大地水准面高处以泰勒级数展开,保留阶次小于 2 的部分,得到所有数据点在大地水准面上的重力异常,即空间异常。美国计算区域的重力异常分布情况如图 8 所示。

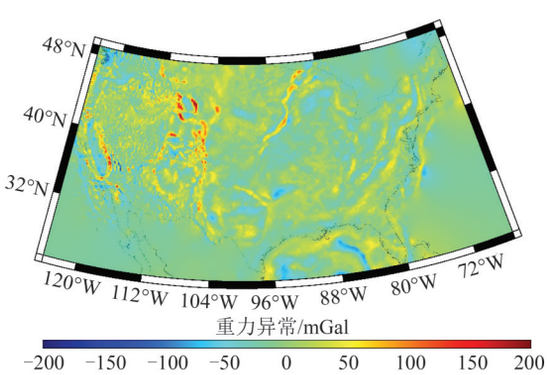


图 8　美国及其邻近区域空间重力异常分布图

Fig. 8　Distribution of Spatial Gravity Anomalies in the United States and Adjacent Regions

中国的官方高程基准为 1985 国家高程基准,该基准面由青岛大港验潮站观测的 1952—1979 年黄海平均海平面确定。该高程基准的青岛水准原点坐标为(36.083 3°N,120.316 7°E),青岛原点的概略正常重力为 9.798 247 m/s^2。中国的高

程系统采用正常高系统。收集了中国大陆区域135 681个地面观测重力异常数据,分辨率为5′×5′。重力异常数据覆盖中国大部分区域,但在中国北部和西部数据空白区域较多。因此选择中国东部距离水准原点较近且重力数据较完整的区域进行实验,图9为中国计算区域的重力异常数据分布图。由于收集到的中国区域重力数据分辨率和完整度较低,在重力异常空白区域和海洋区域用Sandwell模型重力异常数据填充。

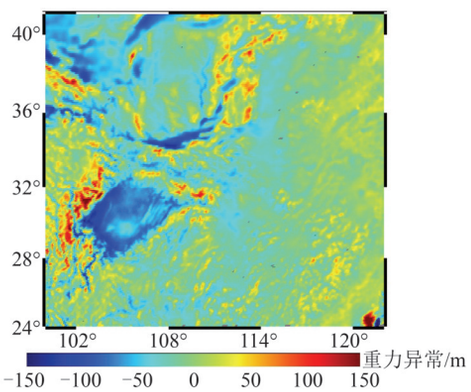


图9 中国青岛原点周边区域空间重力异常分布图

Fig. 9 Distribution of Spatial Gravity Anomalies in Area Around Origin of Qingdao, China

4.2 计算结果

根据地球重力场模型EIGEN-6C4和剩余地形模型分别计算分辨率为1′网格点处的重力异常,联合美国和中国区域的空间重力异常格网数据得到剩余重力异常分布情况见图10和图11。中国计算区域重力异常最小值为−19.075 7 mGal,最大值为51.626 9 mGal。

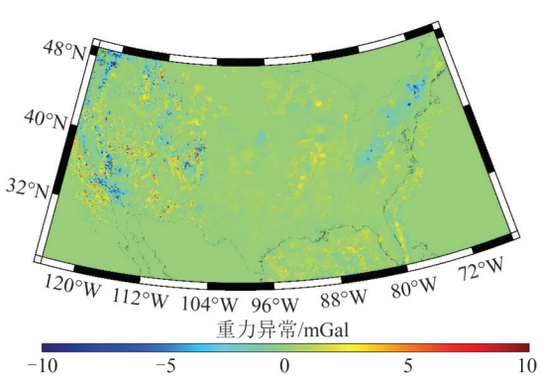


图10 美国及邻近区域剩余重力异常分布图

Fig. 10 Distribution of Residual Gravity Anomalies in the United States and Adjacent Regions

美国和中国计算区域剩余重力异常网格分辨率分别为1′和5′,计算剩余大地水准面高时,对计算点外1°范围内格网剩余重力异常数据进行积分,将大地水准面高格网数据内插至水准点处,再根据地球重力场模型计算水准点处的模型大地水准面高。联合前文计算的RTM大地水准面高、剩余大地水准面高和模型大地水准面高计算重力大地水准面高。

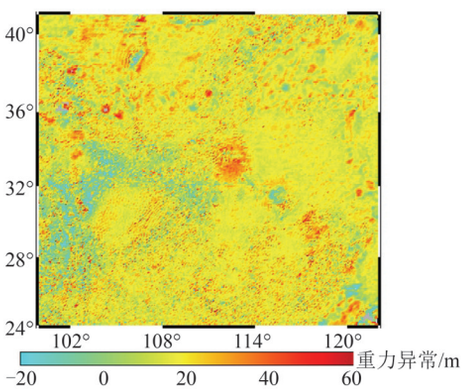


图11 中国青岛原点周边区域剩余重力异常分布图

Fig. 11 Distribution of Residual Gravity Anomalies in Area Around Origin of Qingdao, China

考虑全球高程基准位常数与WGS84椭球面正常重力位不一致在计算点产生的零阶项,联合GNSS/水准数据计算的几何大地水准面高和重力大地水准面高得到美国和中国分布于水准点处的垂直偏差,如图12和图13所示。在计算中国区域时,应将GNSS/水准数据计算的高程异常转化为大地水准面高,GNSS/水准数据计算的高程异常转换为大地水准面高的改正值在分米级。

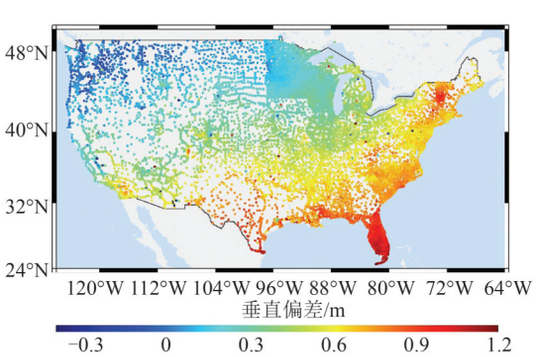


图12 美国及其邻近区域GNSS/水准数据计算的垂直偏差分布图

Fig. 12 Distribution of Vertical Deviation Calculated by GNSS/Level Data in the United States and Adjacent Regions

由于随机误差和系统误差,比如水准网中累积的系统误差、地球动力学效应以及大地水准面高度计算的随机误差,GNSS/水准数据计算的垂直偏差结果会出现畸变。美国计算区域垂直偏差存在明显西北至东南方向的倾斜,而中国计算区域垂直偏差存在明显东西方向的倾斜,说明计算结果从原始数据中引入了一定的系统误

差。为了减少系统误差的影响,利用误差吸收模型[12,24]吸收结果中的系统性误差,最终确定中国 1985 国家高程基准和美国 NAVD88 高程基准相对于全球高程基准的垂直偏差分别为 0.415 5±0.426 9 m 和 0.472 4±0.304 4 m。中国 1985 国家高程基准重力位为 62 636 852.749 m^2/s^2;NAVD88 高程基准的重力位为 62 636 852.186 m^2/s^2。中国和美国高程基准重力位值与国内外文献结果[11-12,24]相近。

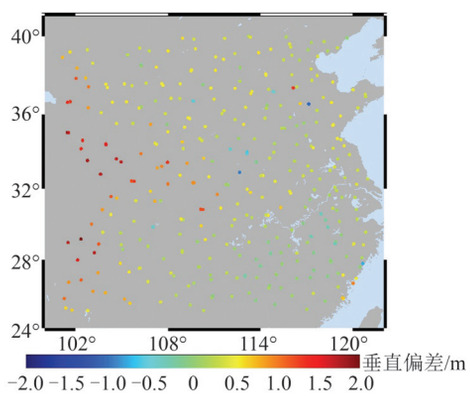


图 13　中国青岛原点周边区域 GNSS/水准数据计算的垂直偏差分布图

Fig. 13　Distribution of Vertical Deviation Calculated by GNSS/Level Data in Area Around Origin of Qingdao, China

5　结　语

本文研究了在利用空域法和大地边值问题方法统一全球高程基准时,RTM 地形效应、剩余大地水准面高、间接偏差项以及原始数据中的系统误差对垂直偏差结果的影响。

根据实验结果可知,当使用 300 阶卫星重力场模型时,间接偏差项的影响最大为 2.1 mm,因此在高程基准实验中,若使用了更高阶次且包含卫星重力数据的地球重力场模型时,可以忽略间接偏差项。GNSS/水准数据中包含的系统误差对垂直偏差结果的影响不可忽略,应使用误差吸收模型或其他方法减小垂直偏差结果中的系统误差。利用空域法可以将地形信号转化为高频重力场信号;在美国区域和中国区域 RTM 地形效应均达到了分米级,剩余地形对重力大地水准面高的影响不可忽略。当局部高程基准区为正高系统时,应考虑高程异常与大地水准面高之间的差异。在中国区域,高程异常至大地水准面高的改正值达到了分米级。因此,为了实现厘米级精度的全球高程基准统一,应考虑剩余地形效应、原始数据中的系统误差等因素对垂直偏差结果的影响。

联合 GNSS/水准数据和 EIGEN-6C4 基于空域法和大地边值问题方法将中国和美国局部高程基准统一至全球高程基准中,确定中国 1985 国家高程基准和 NAVD88 高程基准重力位分别为 62 636 852.749 m^2/s^2 和 62 636 852.186 m^2/s^2。

参　考　文　献

[1] 郭海荣. 建立高程基准的理论与方法的研究[D]. 郑州:信息工程大学, 2003.
GUO Hairong. Research on the Theory and Methods of Establishing Elevation Datums[D]. Zhengzhou: Information Engineering University, 2003.

[2] 张赤军. 全球垂直基准在全球变化研究中的作用[J]. 地学前缘, 2002, 9(2): 393-400.
ZHANG Chijun. On the Role of Global Vertical Datum in Global Changes[J]. *Earth Science Frontiers*, 2002, 9(2): 393-400.

[3] 赫林, 李建成, 褚永海. 联合 GRACE/GOCE 重力场模型和 GPS/水准数据确定我国 85 高程基准重力位[J]. 测绘学报, 2017, 46(7): 815-823.
HE Lin, LI Jiancheng, CHU Yonghai. Evaluation of the Geopotential Value for the Local Vertical Datum of China Using GRACE/GOCE GGMS and GPS/Leveling Data[J]. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 2017, 46(7): 815-823.

[4] GERLACH C, RUMMEL R. Global Height System Unification with GOCE: A Simulation Study on the Indirect Bias Term in the GBVP Approach[J]. *Journal of Geodesy*, 2013, 87(1): 57-67.

[5] 党亚民, 蒋涛, 陈俊勇. 全球高程基准研究进展[J]. 武汉大学学报(信息科学版),2022,47(10):1576-1586.
DANG Yamin, JIANG Tao, CHEN Junyong. Review on Research Progress of the Global Height Datum[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2022, 47(10): 1576-1586.

[6] RUMMEL R, TEUNISSEN P. Height Datum Definition, Height Datum Connection and the Role of the Geodetic Boundary Value Problem[J]. *Bulletin Géodésique*, 1988, 62(4): 477-498.

[7] 张利明, 李斐, 郝卫峰, 等. 利用 GNSS/重力法确定南极中山站高程基准的垂直偏差[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2021, 46(4): 497-502.
ZHANG Liming, LI Fei, HAO Weifeng, et al. Vertical Deviation Determination of Height Datum in Zhongshan Station Using GNSS/Gravity Method[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2021, 46(4): 497-502.

[8] 党亚民, 蒋涛, 陈俊勇. 全球高程基准研究进展

[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2022, 47(10): 1576-1586.
DANG Yamin, JIANG Tao, CHEN Junyong. Review on Research Progress of the Global Height Datum[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2022, 47(10): 1576-1586.

[9] 党亚民, 章传银, 晁定波, 等. 综合利用海岸带GNSS水准和重力数据精密确定中国高程基准偏差[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2017, 42(11): 1644-1648.
DANG Yamin, ZHANG Chuanyin, CHAO Dingbo, et al. Precise Determination of National Height Datum Discrepancy from Combination of GNSS/Leveling and Gravity Data in Coastal Areas of China[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2017, 42(11): 1644-1648.

[10] 尹雪英. 对高程基准统一方法的几点评述[J]. 测绘科学, 2012, 37(5): 43-45.
YIN Xueying. A Review of Height Datum Unification[J]. *Science of Surveying and Mapping*, 2012, 37(5): 43-45.

[11] 赵德军, 徐新强, 欧阳明达. 利用大地边值问题方法统一全球高程基准[J]. 测绘通报, 2018(4): 83-87.
ZHAO Dejun, XU Xinqiang, OUYANG Mingda. Global Height Datum Unification Using Geodetic Boundary Value Problems Algorithm[J]. *Bulletin of Surveying and Mapping*, 2018(4): 83-87.

[12] ZHANG P P, BAO L F, GUO D M, et al. Estimation of Vertical Datum Parameters Using the GBVP Approach Based on the Combined Global Geopotential Models[J]. *Remote Sensing*, 2020, 12(24): 4137.

[13] AMJADIPARVAR B, RANGELOVA E, SIDERIS M G. The GBVP Approach for Vertical Datum Unification: Recent Results in North America[J]. *Journal of Geodesy*, 2016, 90(1): 45-63.

[14] 张兴福, 刘成. 综合EGM2008模型和SRTM/DTM2006.0剩余地形模型的GPS高程转换方法[J]. 测绘学报, 2012, 41(1): 25-32.
ZHANG Xingfu, LIU Cheng. The Approach of GPS Height Transformation Based on EGM2008 and SRTM/DTM2006.0 Residual Terrain Model[J]. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 2012, 41(1): 25-32.

[15] 范宏涛,王夏莉,王小华,等. 基于EGM2008分析我国沿海陆地和岛礁高程异常[J]. 测绘地理信息, 2014,39(6):27-29.
FAN Hongtao, WANG Xiali, WANG Xiaohua, et al. Height Anomaly Analysis of Chinese Coastal Land and Island Based on EGM2008[J]. *Journal of Geomatics*, 2014, 39(6): 27-29.

[16] 周隽,罗旭. 顾及剩余地形模型的山区残余高程异常确定方法[J]. 测绘科学, 2022,47(10):74-81.
ZHOU Jun, LUO Xu. Determination Method of Residual Height Anomaly in Mountainous Area After Residual Terrain Model Correction[J]. *Science of Surveying and Mapping*, 2022, 47(10): 74-81.

[17] 李军, 欧阳明达, 李琦. 利用EGM2008+DTM2006.0模型精化区域似大地水准面[J]. 大地测量与地球动力学, 2018, 38(3): 244-248.
LI Jun, OUYANG Mingda, LI Qi. Refinement of Regional Quasi-Geoid Using the EGM2008+DTM2006.0 Model[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, 2018, 38(3): 244-248.

[18] 褚永海, 阮文飞, 柯宝贵, 等. 剩余地形模型及多面函数改进基准面的研究[J]. 导航定位学报, 2020, 8(3): 7-14.
CHU Yonghai, RUAN Wenfei, KE Baogui, et al. Research on Improved Datum Surface of Residual Terrain Model and Polyhedral Function[J]. *Journal of Navigation and Positioning*, 2020, 8(3): 7-14.

[19] BURŠA M, ŠÍMA Z, KOSTELECKÝ J. Determination of the Geopotential Scale Factor from Satellite Altimetry[J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1992, 36(2): 101-108.

[20] DAYOUB N, EDWARDS S J, MOORE P. The Gauss - Listing Geopotential Value W0 and Its Rate from Altimetric Mean Sea Level and GRACE[J]. *Journal of Geodesy*, 2012, 86(9): 681-694.

[21] NESVORNÝ D, ŠÍMA Z. Refinement of the Geopotential Scale Factor R_0 on[J]. *Earth, Moon, and Planets*, 1994, 65(1): 79-88.

[22] 伍百发,郭春喜. 益阳市似大地水准面精化成果分析[J]. 测绘地理信息,2011,36(5):46-48,51.
WU Baifa, GUO Chunxi. Quasi-geoid Refinement Analysis for Yiyang City[J]. *Journal of Geomatics*, 2011,36(5):46-48,51.

[23] 蔡巍, 李正文. 采用六棱柱法计算剩余地形模型高程异常[J]. 测绘技术装备, 2017, 19(4): 50-53.
CAI Wei, LI Zhengwen. Calculation of Elevation Anomaly of Residual Terrain Model by Hexagonal Prism Method [J]. *Geomatics Technology and Equipment*, 2017, 19(4): 50-53.

[24] Hayden T. Geopotential of the Geoid-Based North American Vertical Datum [D]. Calgary: University of Calgary, 2013.