

# 中国新一代高精度、高分辨率 大地水准面的研究和实施

陈俊勇<sup>1</sup> 李建成<sup>2</sup> 宁津生<sup>2</sup> 晁定波<sup>2</sup> 张燕平<sup>1</sup> 张 骥<sup>1</sup>

(1 国家测绘局, 北京市百万庄, 100830)

(2 武汉大学测绘科学与技术学院, 武汉市珞喻路 129 号, 430079)

**摘要:** 采用移去恢复技术, 利用我国高分辨率 DTM 和重力资料推算我国大陆重力大地水准面; 然后再和我国 GPS 水准所构成的高程异常控制网拟合, 推算了具有 dm 级精度、 $15' \times 15'$  分辨率的我国大陆大地水准面。利用全国地壳运动监测网络的 80 余个高精度 GPS 水准点进行外部检核, 检核结果证实和原设计精度完全一致, 即该大陆大地水准面的绝对精度, 在东经  $102^\circ$  以东高于  $\pm 0.3\text{m}$ , 在东经  $102^\circ$  以西、北纬  $36^\circ$  以北为  $\pm 0.4\text{m}$ ,  $36^\circ$  以南为  $\pm (0.4 \sim 0.6)\text{m}$ 。利用卫星测高数据计算垂线偏差, 反解我国海域大地水准面。为了检核, 由测高垂线偏差反演为重力异常, 与海上万余点船测重力值进行了外部检核; 同时用上述反演的重力异常推算大地水准面, 与直接解得的相应结果进行比较作为内部检核。由重力和 GPS 水准数据推算的上述大陆大地水准面, 和主要由卫星测高数据确定的海洋大地水准面, 二者之间一般都存在以系统误差为主的拼接差。顾及这一现象并结合我国在陆海大地水准面拼接区重力资料稀疏的实际, 研究提出了扩展拼接技术, 即在沿海选取部分陆海毗邻的局部地区, 在这局部地区内, 陆地用实测平均重力格网数据, 海洋用测高平均重力格网数据, 统一推算这陆海局部重力大地水准面。然后利用这一局部大地水准面的陆地部分和已经用 GPS 水准校正的陆地大地水准面进行拟合。最后用拟合参数校正中国全部海域的测高重力大地水准面, 从而保持陆地部分大地水准面不变, 最大限度地削弱拼接点和测高海洋大地水准面的系统误差。

**关键词:** 中国; 重力; 大地水准面; 卫星测高; GPS 水准

**中图法分类号:** P229.2; P228.42

我国(似)大地水准面的确定经历了近半个世纪的发展过程, 从 50 年代到 70 年代开展了大规模天文重力水准网的布测。该网平均分辨率在东部地区约为  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ , 西部为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。由此确定的中国似大地水准面(CQG80)表明, 该网边远测点相对西安大地原点的高程异常差的累积误差的估计, 平均为  $\pm 2.7\text{m}^{[1,2,3]}$ 。

显然, CQG80 低精度、低分辨率的似大地水准面已远不能满足我国经济和国防建设的发展及我国今后的地学研究任务。因此, 应在较短时间内研究和推算出一个高精度、高分辨率、完整覆盖我国国土的新一代中国(似)大地水准面(CQG2000), 以适应 21 世纪前期的需求。CQG2000 的精度指标应由 CQG80 的  $\pm(3 \sim 5)\text{m}$

精度, 提高一个量级, 达到 dm 级精度的要求; 分辨率要由 CQG80 的平均  $2^\circ \times 2^\circ$  提高一个量级, 达到  $15' \times 15'$ ; 而覆盖面则绝不能只局限于我国大陆, 要扩展到全部中国陆海国土。要达到上述目标, 要解决 3 个技术问题, 即我国大陆大地水准面的研究和计算; 我国海域大地水准面的研究和计算; 我国大陆和海域两个大地水准面的拼接研究和计算。

## 1 我国大陆大地水准面的研究和计算

目前, 国际上解决这个技术问题比较肯定的技术路线是, 将进行过局部重力和地形资料改善

后的局域重力大地水准面和局域 GPS 水准网联合平差, 将缺乏坐标框架含义而分辨率较高的重力大地水准面, 和有严格坐标框架定义的精度较高的 GPS 水准大地水准面结合起来相互取长补短, 这是目前在解决这一重大技术问题比较可行的途径。

我国大陆重力大地水准面的计算方案应结合我国的实际, 同时应参考欧美等先进国家的经验, 但我国的地面重力测量数据的分辨率偏低且分布不均匀。出于以上考虑, 我国大陆重力大地水准面的计算经研究和试算后决定采用以下方案。

### 1.1 我国大陆重力大地水准面计算方案

1) 采用移去-恢复法。由于已具有迄今最好的全球重力场模型, 我国已有高分辨率数字地面模型(DTM), 属于区域重力大地水准面的中国大陆大地水准面计算, 拟采用目前广泛使用的所谓移去-恢复法。这种方法利用重力场的“可叠加性”原理, 分别处理不同的波长成份的贡献, 再经过简单叠加恢复所逼近的局部重力场。其实质就是利用重力和 DTM 数据改进由重力位模型确定的区域(似)大地水准面, 主要是改进其中短波分量<sup>[4]</sup>。

这一方法的应用大致有两种方式, 第一种是把(似)大地水准面分为 3 个部分: ①由全球位模型计算的模型(似)大地水准面高及模型重力异常; ②由局部地形影响计算的(似)大地水准面高和重力异常的短波分量; ③由观测重力异常分别减去第一、第二部分的重力异常得到的观测重力异常的残差重力异常以及由此格网数据计算的残差(似)大地水准面高, 这种方式比较适用于拥有高分辨率的地面重力数据。第二种方式是把(似)大地水准面高分为两个部分: ①由全球位模型计算的模型(似)大地水准面高及模型重力异常; ②地面重力异常移去第一部分模型值的残差重力异常以及由此计算的残差(似)大地水准面高。经过试算比较, 这次计算决定采用第二种移去-恢复方式。

2) 重力大地水准面的计算采用经典的斯托克斯(Stokes)公式和莫洛金斯基(Molodensky)级数(顾及一次项)。由于 FFT/FHT 应用于斯托克斯公式和莫洛金斯基级数的技术已很成熟, 经典公式仍然是目前国际上绝大多数国家计算重力大地水准面的首选公式, 只有欧洲极少数国土面积不大的国家采用过最小二乘频谱组合法和最小二乘配置法, 但其计算的复杂度和耗时一般比经典方法大得多<sup>[4,5]</sup>。

3) 重力归算采用经典的地形均衡模型(Airy-Heiskanen 系统)<sup>[6]</sup>。重力数据分辨率高的欧美国家一般没必要采用均衡归算, 而我国的多山区和低重力分辨率考虑到地形均衡异常比布格异常通常更平滑, 在均衡抵偿好的地区没有布格异常的系统性效应, 因此, 推估内插的误差小。

4) 采用一维 FFT 的严格计算技术。由于重力场逼近几乎所有的积分公式都可化为卷积形式, FFT 技术在重力场计算中的应用已趋成熟和完善, 从而大大提高了计算效率, 使大规模数据的高分辨率重力场逼近的计算成为可能, 并由平面近似发展到球面近似, 进而发展到二维化为一维的严格算法<sup>[7,8]</sup>。

总而言之, 由于我国地面重力数据分辨率低且分布很不均匀, 采用了地形均衡异常进行推估内插和格网化, 再恢复为地面(或大地水准面)空间重力异常格网值, 经移去重力模型值后, 同时用斯托克斯公式和顾及  $G_1$  项改正<sup>[3]</sup>的莫洛金斯基公式分别计算残差大地水准面高和程异常, 全部计算以一维 FFT 计算技术为基础。

### 1.2 我国大陆重力(似)大地水准面计算的数学模型

#### 1.2.1 重力大地水准面差距计算

要确定大地水准面高, 从理论上讲, 必须已知布满全球的重力异常。但在实际中, 只能得到某一局部范围内的地面重力数据。因此, 确定局部大地水准面通常采用低通滤波原理, 即利用地球模型结合局部重力和地形数据计算确定, 为此将大地水准面高分成两个部分: ①由地球重力场模型计算的大地水准面高<sup>[9]</sup>; ②利用一维 FFT/FHT 技术按 Stokes 积分计算而得<sup>[8,9]</sup>。

#### 1.2.2 重力似大地水准面高程异常计算

高程异常由 Faye 重力异常代入 Stokes 公式计算而得<sup>[4,10,12]</sup>。此外, 考虑到我国国土南北向的范围大(约为  $50^\circ$ ), 因此, 在此次计算(似)大地水准面时均已顾及椭球改正<sup>[12]</sup>。

### 1.3 我国大陆 GPS 水准网(HACN2000)

#### 1.3.1 HACN2000 中 A 级网点的精度估算

推算新一代中国似大地水准面 CQG2000 的重要基础之一是由 GPS 水准技术所布设的高程异常控制网(HACN2000)。按 CQG2000 的需要, 它分为两个等级布设, 其中 A 级高程异常控制网是用国家 A 级 GPS 定位标准施测, 同时用高于二等水准测量精度测定 A 级 GPS 点的正常高。A 级高程异常控制网的主要目的是在全国大跨度、高精度地传递高程异常, 以减少误差积累。目前

已完成的 A 级高程异常控制网点为 30 个, 均匀分布于中国大陆, 平均边长为 700km, 它的相对精度为  $10^{-9}$  量级。HACN2000 的另一部分为 B 级高程异常控制网, 用国家 B 级 GPS 定位标准施测, 同时用高于四等的水准测量精度测定 B 级 GPS 点的正常高, 已完成的 B 级高程异常控制网点总数约为 750 个。在我国东部、中部和西部, 该网点的分辨率分别为 80km, 130km 和 250km 左右<sup>[2]</sup>。A 级(GPS 水准)高程异常控制网点(相对西安大地原点)的高程异常的精度评估公式<sup>[13]</sup>为:

$$m_{A\epsilon_{84}}(m) = 0.0039 \sqrt{L} \quad (1)$$

式中,  $L$  为网点沿 A 级网边长至西安大地原点的长度累计(km)。现以最远点考虑, 粗略地取  $L = 3\ 000\text{km}$ , 则有  $m_{A\epsilon_{84}} = \pm 0.21\text{m}$ 。

### 1.3.2 HACN2000 中 B 级网的精度估算

HACN2000 中 B 级网点高程异常相对于西安大地原点的误差评估公式<sup>[13]</sup>为:

$$m_{B\epsilon_{84}}(m) = \pm 0.0052 \sqrt{L} \quad (2)$$

(中国中部、东部)

$$m_{B\epsilon_{84}}(m) = \pm 0.0061 \sqrt{L} \quad (3)$$

(中国西部)

若以中国西部最远的 B 级点考虑, 即取  $L = 3\ 000\text{km}$ , 代入式(3)得其高程异常值相对西安大地原点的精度为  $m_{B\epsilon_{84}} = \pm 0.33\text{m}$ 。对中国中部和东部的 B 级点考虑, 则利用式(2), 其相应精度不会低于  $\pm 0.23\text{m}$ 。由此可见, 在中国大陆地区包含 A 级和 B 级 GPS 水准网的 HACN2000, 其网点的相应高程异常值的精度不低于  $\pm 0.3\text{m}$ 。

### 1.4 重力(似)大地水准面与 HACN2000 的拟合

重力(似)大地水准面和用 GPS 水准推算的(似)大地水准面之间的系统性或是随机性差别是由多种因素造成的。如利用地面重力数据、位模型和 DTM 计算的重力(似)大地水准面不严格地与某种坐标系相应, 而 GPS 水准的计算则与某一确定的坐标系、位模型、高程基准严格保持一致。这些因素都将使这两类(似)大地水准面产生差异<sup>[4, 7, 14]</sup>, 见表 1。

表 1 重力似大地水准面的高程异常与 HACN2000 相应值之差

Tab. 1 Differences between Anomalies of Gravity Geoid and Those of HACN2000

点数	最大值/m	最小值/m	平均值/m	标准差/m
671	1.407	-1.518	-0.084	$\pm 0.432$
28	0.850	-1.476	-0.046	$\pm 0.481$

联合这两类(似)大地水准面得到一个“拟合曲面”(即 CQG2000 的大陆部分)。目前采用的大致有最小二乘配置法拟合、多项式拟合和联合平差法 3 种拟合方法。GPS 水准测定的(似)大地水准面通常认为起控制作用, 这是因为它联系于国家高精度定位基准, 且所含随机误差水平较低。但以此为控制经拟合处理得到的“拟合曲面”并非“地球大地水准面”(即满足  $W = W_0 = U_0$ )<sup>[15]</sup>, 而是联系于国家高程基准的大地水准面, 它适合于用 GPS 测定正(常)高的实用目的。

试算结果表明, 我国重力(似)大地水准面与 HACN2000 所相应的 GPS 水准(似)大地水准面之间不符值的系统性部分不能用简单的坐标变换参数来拟合, 用三参数坐标平移变换的试算结果并未显著改善原有的不符值。因此决定采用四次多项式进行拟合, 这对削弱系统误差和将重力大地水准面纳入特定的坐标框架有重要作用。

为了实际检核上述拟合后的 CQG2000 的大陆大地水准面的精度, 笔者选用“中国地壳运动网络”科学工程中的分布均匀的 80 多个高精度 GPS (水准)点进行外部检核。检核结果证实 CQG2000 在大陆部分的似大地水准面高程异常确实达到了 dm 级精度。在东经  $102^\circ$  以东地区, 中误差不高于  $\pm 0.3\text{m}$ , 在东经  $102^\circ$  以西、北纬  $36^\circ$  以北和以南地区, 中误差分别为  $\pm 0.4\text{m}$  和  $\pm 0.6\text{m}$ 。CQG2000 在大陆部分的分辨率标称为  $5' \times 5'$ , 在东部地区实际不低于  $15' \times 15'$ , 西部地区不低于  $30' \times 30'$ 。

## 2 我国海域大地水准面的研究和计算

### 2.1 我国海域大地水准面计算方案

近年来, 利用测高数据中所含的丰富的垂线偏差信息反演重力异常及确定大地水准面的方法受到了重视, 这主要是因为这一数据类型可以削弱多种系统误差<sup>[16]</sup>。测高垂线偏差是由测高观测值的一次差分求得, 可以消除地理位置相关的径向轨道误差以及长波海面地形等类似系统误差, 有如 GPS 相位观测值的一次差分。目前测高数据已达到 4~8km 的高分辨率, 因此, 相应的垂线偏差数据含有重力场空间丰富的高频信息, 很有利于恢复高分辨率海洋重力场。其思路是: 利用卫星升弧和降弧测高剖面相邻两测高点的海面高差值, 计算海面高剖面在两弧交叉点上的梯度, 若海面地形已从海面高中减去, 这个梯度值就是

大地水准面的梯度,即交叉点上的垂线偏差。这一技术使测高数据中含有的重力场信息得到更充分的利用。经研究和试算,中国海域大地水准面的计算采用以下方案。

1) 采用 Geosat, Topex/Poseidon (T/P) 和 ERS-2 三类完整数据进行联合处理,并考虑采用测高垂线偏差作为确定海洋重力场的基础(输入)数据。

2) 对三类卫星海面测高轨线进行两两全组合求解交叉点,垂线偏差均为交叉点上的计算值。

3) 不作交叉点平差,由于经轨道改进的测高数据残余径向轨道误差小于 10cm,观测值的一次差分可基本上消去地理相关径向轨道误差(约占径向轨道误差的 50%)。

4) 海洋大地水准面采用国际 80 参考椭球以及 T/P 轨道参考框架(ITRF93),ERS-2 的轨道也属于 ITRF,对 Geosat 数据应考虑引入参考基准偏差改正。

5) 采用 Molodensky 由垂线偏差反演大地水准面高的公式计算海洋大地水准面,并用逆 Vening Meinesz 公式求得的重力异常与按 Stokes 公式求得的大地水准面作为一种内部检核;用船测重力数据检核测高重力异常最后成果,作为一种外部检核。

## 2.2 我国海域大地水准面计算中的数学模型

### 2.2.1 测高垂线偏差的计算模型

测高垂线偏差计算模型的基本原理是利用测高点的位置和时间信息,用测高观测值的一次差分计算测高剖面测点的数值导数。

大地水准面差距  $N$  沿升弧和降弧分别标以  $N_a$  和  $N_d$  对时间  $t$  的导数分别为<sup>[17]</sup>:

$$N_a = \frac{\partial N_a}{\partial t} = \frac{\partial N}{\partial \varphi} \varphi_a + \frac{\partial N}{\partial \lambda} \lambda_a \tag{4}$$

$$N_d = \frac{\partial N_d}{\partial t} = \frac{\partial N}{\partial \varphi} \varphi_d + \frac{\partial N}{\partial \lambda} \lambda_d$$

式中,  $\varphi, \lambda$  分别为大地纬度和经度;  $\varphi, \lambda$  分别为卫星的地面轨迹在纬度和经度方向上的速率,当卫星的轨道为(近)圆轨道时,有  $\varphi_a = -\varphi_d, \lambda_a = \lambda_d$ 。由上式得到大地水准面高在经度和纬度方向上的导数为:

$$\frac{\partial N}{\partial \lambda} = \frac{1}{2\lambda} (N_a + N_d) \tag{5}$$

$$\frac{\partial N}{\partial \varphi} = \frac{1}{2|\varphi|} (N_a - N_d)$$

式中,  $\varphi, \lambda, N_a, N_d$  的值可由测高剖面测点的时间和位置信息得到。因此按上式可以计算  $\frac{\partial N}{\partial \varphi}$  和

$\frac{\partial N}{\partial \lambda}$ 。根据这两个量按众所周知的公式<sup>[3, 12, 18]</sup>求得垂线偏差的子午圈方向分量  $\xi$  和卯酉圈方向分量  $\eta$ 。

### 2.2.2 逆 Vening-Meinesz 公式计算重力异常的卷积表达式

逆 Vening-Meinesz 公式用于由测高垂线偏差观测数据反解重力异常,是这次研究和实施海洋重力计算的主要公式。逆 Vening-Meinesz 公式<sup>[19]</sup>的一维卷积可以表达为<sup>[20]</sup>:

$$\Delta g(\varphi_i, \lambda_p) = \frac{\gamma}{4\pi} \iint_{\sigma} [\xi(\varphi_i, \lambda) IV\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) + \eta(\varphi_i, \lambda) IV\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] d\sigma = \frac{\gamma}{4\pi} \int_{\varphi} \left\{ [\xi(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot IV\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) + [\eta(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot IV\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) \right\} d\varphi = \frac{\gamma}{4\pi} F_1^{-1} \left\{ \int_{\varphi} \left\{ F_1 [\xi(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] F_1 \cdot [IV\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] + F_1 [\eta(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot F_1 [IV\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] \right\} d\varphi \right\} \tag{6}$$

式中,  $\Delta g$  是空间重力异常;  $\sigma$  是单位球面;  $F_1$  和  $F_1^{-1}$  分别是 FHT 正变换和逆变换算子<sup>[5, 8]</sup>。

$$IV\xi = \cos \alpha (3 \csc \psi - \csc \psi \csc \frac{\psi}{2} - \tan \frac{\psi}{2})$$

$$IV\eta = \sin \alpha (3 \csc \psi - \csc \psi \csc \frac{\psi}{2} - \tan \frac{\psi}{2}) \tag{7}$$

### 2.2.3 垂线偏差计算高程异常的卷积表达式

由测高垂线偏差数据计算大地水准面高的公式是这次研究和实施计算我国海域大地水准面的主要公式。由垂线偏差计算(似)大地水准面高公式<sup>[21]</sup>的一维卷积表达式可写为:

$$\zeta(\varphi_i, \lambda_p) = -\frac{R\gamma}{4\pi} \iint_{\sigma} [\xi(\varphi_i, \lambda) IQ\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) + \eta(\varphi_i, \lambda) IQ\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] d\sigma = -\frac{R\gamma}{4\pi} \int_{\varphi} \left\{ [\xi(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot IQ\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) + [\eta(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot IQ\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda) \right\} d\varphi = -\frac{R\gamma}{4\pi} F_1^{-1} \left\{ \int_{\varphi} \left\{ F_1 [\xi(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] F_1 \cdot [IQ\xi(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] + F_1 [\eta(\varphi_i, \lambda) \cos \varphi] \cdot F_1 [IQ\eta(\varphi_i, \varphi, \lambda_p - \lambda)] \right\} d\varphi \right\} \tag{8}$$

式中,

$$IQ\xi = \cos \alpha \cot \frac{\psi}{2} = \frac{\cos \varphi_p \sin \varphi - \sin \varphi_p \cos \varphi \cos(\lambda_p - \lambda)}{\sin \psi} \cdot \cot \frac{\psi}{2} \tag{9}$$

$$IQ\eta = \sin\alpha \cot \frac{\psi}{2} = -\frac{\cos\varphi \sin(\lambda_p - \lambda)}{\sin\psi} \cdot \cot \frac{\psi}{2} \quad (10)$$

### 2.3 我国海域大地水准面计算成果的检测

#### 2.3.1 卫星测高反演海洋重力异常的精度检测

在中国海域由 1500 GB 的海量卫星测高数据计算格网垂线偏差,然后反演重力异常,与近 60 万个船测重力异常进行了比较和检核,其均方差和标准差分别为  $\pm 9.35\mu\text{Gal}$  和  $\pm 9.34\mu\text{Gal}$ ,将精确二维平面卷积公式的计算结果与一维严密卷积公式计算结果作了比较,最大差值分别是  $-1.7\mu\text{Gal}$  和  $1.8\mu\text{Gal}$ 。

#### 2.3.2 卫星测高反演海洋大地水准面高精度估计

为检验大地水准面计算的可靠性,利用反演得到的重力异常按 Stokes 公式计算大地水准面,将这一计算结果与直接内插垂线偏差反演的大地水准面作了比较,差值的标准差为  $\pm 0.025\text{m}$ ,验证了计算的正确性。

## 3 我国海域大地水准面与大陆大地水准面拼接研究

大陆上用重力数据确定的大地水准面和海洋上用测高数据确定的大地水准面,从理论上讲,如果所采用的参考椭球相同(如 GRS80 椭球),这两者应是一致的,也就是说,在陆海相接区域,这两类大地水准面应该无缝拼合,即不存在拼合差。但实际上这种理想情况是不存在的,因为这是用两类不同的数据各自按不同原理、不同设施,互相独立确定的两个大地水准面,即使不考虑其间可能存在的系统差,仅仅考虑两类数据的观测误差,由此也必然产生拼合差,需要用适当的方法予以消除或削弱。上面已经论述,该大陆重力大地水准面还需经过 GPS 水准所构成的高程异常控制网的调整,由此形成的大陆大地水准面与海洋测高大地水准面产生拼接差的因素更多更复杂,目前可以认识到的有以下几个主要方面。

1) 由测高数据确定海域大地水准面时,很难将海面地形从平均海面中分离出来,这样使得陆海两个大地水准面的拼接引入附加的差异。此外,近岸测高数据的不完整和误差较大,由此确定的测高平均海面的可靠性较差,这更增加了由平均海面分离出海面地形的难度。目前已有的全球海面地形模型用于近岸海域时,存在系统差的几率都比较大。

2) 沿海地区和近岸海域是计算大陆重力大地水准面的边界区,在这些地区往往缺少完好的重力测量数据,这将降低计算大陆沿海地区重力大地水准面的精度。

3) 大陆重力大地水准面计算的原理和方法与确定测高大地水准的原理和方法有较大差别,在理论上各自都有某些假定条件,实际计算中又作了不同近似处理。此外,和由 GPS 水准所构成的高程控制网联合平差而形成的大陆水准面,也会使两者的计算结果有系统差。

基于上述考虑并结合我国陆海交接处重力数据存在空白区的实际,本文提出以下陆海大地水准面的拼接方案。

### 3.1 我国陆海大地水准面拼接的原则

1) 拼接后的我国海域大地水准面与大陆大地水准面比较,两者的分辨率和精度要基本一致;拼接后的我国海域大地水准面的残差(RMS)平均值小于  $\pm 0.3\text{m}$ ,以保证覆盖全中国国土的中国新一代似大地水准面(CQG2000)具有 dm 级的精度水平。

2) 大陆大地水准面拼接后保持不变,利用卫星测高数据将大陆大地水准面扩展到我国海域,这是考虑到我国东部地区重力测量数据的密度和精度较高,能削弱海洋测高重力数据系统误差的影响。

3) 大地水准面的拼接应满足位理论的要求,不损害大地水准面是等位面的性质,拼接拟合应满足 Laplace 方程。

4) 采用 EGM96 全球重力位模型作拼接的参考重力场,用以控制两个大地水准面在中长波的完好拼接,同时采用国际 1980 参考椭球以便和国际通用参考椭球接轨<sup>[21, 22]</sup>。

### 3.2 我国陆海大地水准面拼接方案的研究

由于卫星测高数据反演的海洋重力数据及由此确定的海洋测高大地水准面可能存在的系统差目前还难以准确地模型化,因此,拼接方案应着重考虑如何减弱和消除这些系统差对陆海拼接后的大地水准面的影响。理想的方案应是将陆地实测重力数据和海洋测高重力数据联合为一整体,例如,形成统一的重力异常格网数据,按 Stokes 公式或 Molodensky 级数求解包括海洋在内的陆海重力(似)大地水准面,再由 GPS 水准网所构成的高程控制网作控制,对上述陆海重力(似)大地水准面作拟合校正,以此作为陆海统一的(似)大地水准面。这一方案将陆地实测重力和实测的 GPS 水准在数据处理中给以较大的权。从理论

上讲,这一方案可能起到了控制和削弱海洋测高重力数据和相应海洋测高大地水准面可能存在的系统误差的作用。但是这种陆海重力和大地水准面联合统一数据处理,数据量大、系统误差计算模型不完善,至今还没有一个国家按这一方案思路进行过全球或局域的实际计算。本文将探讨一种比较适合我国国情的实际可行的方案<sup>[20,21]</sup>。

假设在拼接前已分别完成中国大陆大地水准面和中国整个海域测高大地水准面的计算,然后选取中国大陆的沿海大陆部分格网平均重力异常和中国海域中与沿海大陆相邻海区的测高数据反解的格网平均重力异常,将这两部分合在一起,按 Stokes 公式解算,确定包括上述选定范围内的陆海区域的局部重力大地水准面(以下简称陆海局部重力大地水准面)。计算时可以取沿海大陆部分范围与相邻海区的范围大体相等或略大一些。然后将这已联合求定的陆海局部重力大地水准面中的陆地部分与早已完成的大陆大地水准面的相应重叠部分进行拟合,利用解得的拟合参数对中国整个海域的重力大地水准面进行校正,而保持原已完成的大陆大地水准面不变。此时陆地重力数据对海洋测高重力数据有较强的“控制”作用,对测高海洋大地水准面进行校正,以削弱海洋测高(似)大地水准面的系统误差。

上述方案是将沿海部分的大陆格网重力异常与海洋测高垂线偏差反演的格网重力异常用 Stokes 公式一并计算,求得统一的陆海局部重力大地水准面,理论上是严密可靠的。这一方案的不足之处是中国陆海交接地区存在重力数据的空白区,需用全球定位模型重力异常填补,因此最后所得的海域大地水准面在短波尺度上的精度可能较差。此外,由测高数据反演的海洋重力异常的可能存在的系统性误差及实际精度也缺少外部(实际)检验。这样的“拼接”可能影响陆地大地水准面的精度,因此可将陆地已经推算的大地水准面值不变,只对海洋测高大地水准面进行校正。

### 3.3 我国陆海大地水准面拼接的数学模型

陆海局部重力大地水准面是由相应这一陆海地区的重力异常格网数据按 Stokes 公式统一解算,以实现陆地大地水准面向海洋的扩展。采用的数学模型与陆地按 Stokes 计算大地水准面的数学模型相同。其差别仅在于海洋重力异常不是由重力仪实测所得,而是由测高垂线偏差反演间接获得。在按 Stokes 公式求得局部陆海重力大地水准面后,应与原已计算完成的大陆大地水准面的相应重叠部分进行拟合,利用解得的拟合参

数对海洋重力大地水准面进行校正。所采用的拟合模型经过试算比较,利用四次多项式将上述两种大地水准面差异通过最小二乘法拟合,以消除和减小两者存在的差异。

本文扩展法技术将陆地全部重力测量数据与由卫星测高资料反演间接测定的海洋重力数据基本作为一个整体,利用 Stokes 公式或 Molodensky 级数联合确定陆海统一的局部重力(似)大地水准面,再将国家 GPS 水准网已经确定的我国大陆(似)大地水准面作控制,将上述陆海局部重力(似)大地水准面拟合到我国大陆(似)大地水准面上,并据此确定一个校正的陆海统一的(似)大地水准面,此时测高海洋重力数据系统误差的影响可获得最佳抑制效果。因为在这一方案所确定的(似)大地水准面计算过程中,实测数据(陆海重力数据和 GPS 水准数据)起到较大的控制作用。

## 4 结 语

1) 利用我国较高分辨率的数字地面模型和地面重力数据,在全球重力场模型 EGM96 基础上采用移去-恢复技术,计算我国大陆重力(似)大地水准面。然后与 GPS 水准所构成的我国高程异常控制网 HACN2000 拟合,得到大陆大地(似)水准面,即我国新一代大地水准面 CQG2000 的陆地部分。

2) 利用我国海域上的海量卫星测高数据,通过计算垂线偏差反演我国海域大地水准面,以削弱系统误差。利用实际的船测重力值检核该水准面所对应的重力值,结果证实计算正确。

3) 用最小二乘法拟合上述陆海大地水准面,最后得到我国新一代(似)大地水准面 CQG2000。

4) 积分计算均采用一维 FFT 或 FHT 严密计算方案。计算公式中顾及椭球改正或  $G_1$  项。

5) 经生产性实际检测,CQG2000 的高程异常值达到了原设计的 dm 级精度。

6) CQG2000 覆盖了我国全部国土,即包括了我国的大陆和海洋(包括专属经济区)部分。它的分辨率在我国东部地区为  $15' \times 15'$ ,西部地区为  $20' \times 20'$ 。因此在精度和分辨率方面都比我国现行大地水准面 CQG1980 提高一个数量级。

致谢:感谢参与此项目研究工作的郭春喜、章磊等。

## 参 考 文 献

- 1 State Bureau of S & M. Atlas of Geodesy in China. Bei-

- jing; State Bureau of S & M, 1986
- 2 Chen J Y. On the Design and Accuracy of GPS Leveling Network in China. *Acta Geod. et Carto. Sinica* 1993, 22 (2): 87 ~ 93
  - 3 Guan Z L, Ning J S. Figure and External Gravity Field of the Earth. Beijing: Publishing House of S &M, 1981. 249 ~ 257
  - 4 Sideris M G, She B B. A New, High-resolution Geoid for Canada and Part of the U. S. By the 1DFFT Method. *Bull. Geod.*, 1995, 69(2): 92 ~ 108
  - 5 Li Y C, Sideris M G. The Fast Hartley Transform and Its Application in Physical Geodesy. *Manu. Geod.* 1992, 17 (6): 381 ~ 387
  - 6 Heiskanen W A, Moritz H. *Physical Geodesy*. Beijing: Publishing House of S & M, 1967. 249 ~ 257
  - 7 Sideris M G. FFT Geoid Computation in Canada. *IGes Bull.* 1995(4): 105 ~ 114
  - 8 Haagmans R E, Erik de Min, Gelderen M. Fast Evaluation of Convolution Integrals on the Sphere Using 1D FFT, and a comparison with Existing Methods. *Manu. Geod.*, 1992, 18(5): 227 ~ 241
  - 9 Ning J S, Chao D P, Li J C. Convolution Integrals on the Sphere for Vening-Meinesz Formulæ. *Acta Geod. et Carto. Sinica*, 1994, 23(3): 161 ~ 166
  - 10 Wang Y M. Comments on Proper Use of the Terrain Correction for the Computation of Height Anomalies. *Manu. Geod.*, 1993, 18(1): 53 ~ 57
  - 11 Li J C. On Spectrum Metology for Physical Geodesy: [ Doctoral Dissertation ] . Wuhan: Wuhan Technical University of Surveying and Mapping, 1993
  - 12 Moritz H. *Advanced Physical Geodesy*. Beijing: Publishing House of S & M, 1980. 198 ~ 201
  - 13 Chen J Y. Accuracy Evaluation for the Height Anomalies Prediction by Means of Gravity Data in a Height Anomaly Control Network. *Acta Geod. et Carto. Sinica*, 1995, 24(3): 161 ~ 167
  - 14 Denker H, Behrend D, Torge W. The European Gravitometric Quasigeoid EGG96. IAG Symposium, Tokyo, 1996
  - 15 Milbert D G. Improvement of a High Resolution Geoid Height Model in the United States by GPS Height on NAVD 88 Benchmarks. *IGeS Bull.*, 1996(4): 13 ~ 36
  - 16 Hwang C. Inverse Vening Meinesz Formula and Deflection-geoid Formula: Applications to the Prediction of Gravity and Geoid over the South China Sea. *Journal of Geodesy*, 1998(71): 304 ~ 312
  - 17 Sandwell D T. Antarctic Marine Gravity Filed from High-density Satellite Altimetry. *Geophys. J. Int.*, 1992 (109): 437 ~ 448
  - 18 Heiskanen W A, Moritz H. *Physical Geodesy*. Beijing: Publishing House of S &M, 1967. 118 ~ 119
  - 19 Molodenskii M S, Eremeev V F, Yurkina M I. Methods for Study of the External Gravitational Field and Figure of the Earth. *Aerial Photography and Cartography*, Central Research Institute of Geodesy, 1960(131)
  - 20 李建成, 宁津生, 晁定波. 卫星测高在物理大地测量应用中的若干问题. *武汉测绘科技大学学报*, 1996, 21(1): 9 ~ 14
  - 21 陈俊勇, 李建成, 晁定波. 用 T/P 测高数据确定中国海域及其邻海的海面高及海面地形. *武汉测绘科技大学学报*, 1995, 20(4): 321 ~ 326
  - 22 陈俊勇, 李建成. 推算我国高精度和高分辨率似大地水准面的若干技术问题. *武汉测绘科技大学学报*, 1998, 23(2): 95 ~ 99

作者简介: 陈俊勇, 教授, 博士, 中国科学院院士。现从事大地测量研究, 发表论文约 140 篇, 专著 9 本。

## A New Chinese Geoid with High Resolution and High Accuracy

CHEN Junyong<sup>1</sup> LI Jiancheng<sup>2</sup> NING Jinsheng<sup>2</sup> CHAO Dingbo<sup>2</sup> ZHANG Yanping<sup>1</sup> ZHANG Ji<sup>1</sup>

(1 State Bureau of Surveying and Mapping, Baiwanzhuang Beijing, China 100830)

(2 School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, 129 Luoyu Road, Wuhan, China, 430079)

**Abstract:** By using high resolution DTM, global gravity model and surface gravity data Chinese gravity geoid is determined at first, which then is merged into Chinese GPS leveling network to obtain a Chinese mainland geoid. The Chinese ocean geoid is calculated by using the deflection of the verticals, which are derived with the satellite altimeter (Sa) data. Finally the new Chinese geoid is obtained by the combination of mainland and ocean geoids with extending merge technique. There are three steps for the combination. Firstly a local coastal district including coastal

(下转第 302 页)

The model is similar in form to the cylindrical equidistant projection, but they differ from each other in essence. The first one is the plane view of the geodetic coordinate system's horizontal projection, and it provides the exact 2D geometry measurement space on the global earth surface. The view system and the measurement space are separate in the model, but the latter is the plane view and the plane measurement system.

Finally, this paper introduces a DRG system based on this model.

**Key words:** digital earth; large-scale GIS; map projection; spatial mathematical basis

---

**About the author:** HU Peng, professor, Ph. D supervisor. His main research field is GIS theories and technology, including the basis of spatial mathematics, map algebra, new GIS software tools and 3S integration. His typical achievements are the theories and methods of mapping algebra, etc.

E-mail: Phu@wtusm.edu.cn

---

(上接第 289 页)

area and shallow sea is selected. A local gravity geoid of the district is computed with all the mean girded gravity values in the district. Secondly the land part of the local gravity geoid is fitted to Chinese mainland geoid with some fit-parameters, and the latter keeps in variation during the fitting. Thirdly the Chinese ocean geoid is merged into Chinese mainland geoid with the above fit-parameters. So a new Chinese quasi geoid (CQG2000) covering whole China land and sea territory is obtained with  $15' \times 15'$  resolution and dm accuracy. CQG2000 has been examined by 80 GPS leveling points of the Chinese crustal movement monitoring network. The examining results demonstrate that the accuracy of the new quasi geoid is reliable, i. e. the absolute accuracy of the CQG2000 is higher than  $\pm 0.3$  m in the east of longitude  $E102^\circ$ ,  $\pm 0.4$  m in the west of  $E102^\circ$  and north of latitude  $N36^\circ$ ,  $\pm (0.4 \sim 0.6)$  m in the west of  $E102^\circ$  and south of latitude  $N36^\circ$ .

**Key words:** chind; gravity; geoid; satellite altimetry; GPS leveling

---

**About the author:** CHEN Junyong, Geodesist, Ph. D. member of Chinese Academy of Sciences. His research field includes Geodesy. About 140 articles and 9 works have been published in the name of the 1st author.