

海洋重力场特征统计模型计算与分析

黄谟涛^{1,2} 刘 敏² 欧阳永忠¹ 邓凯亮¹ 马越原² 翟国君^{1,2} 吴太旗¹

1 海军海洋测绘研究所,天津,300061
2 信息工程大学地理空间信息学院,河南 郑州,450001

摘 要:海洋重力场特征参数在地球重力场逼近计算和海上测量优化设计中具有重要的应用价值。基于卫星测高重力在海域具有覆盖范围广且分布均匀的独特优势,提出了利用最新卫星测高重力数据集开展海洋重力场特征统计模型计算和分析的研究方案,给出了代表误差和协方差函数模型参数的计算公式,定义并研究了海洋广义布格重力异常的变化特征,提出了等精度和非等精度拟合经验协方差函数的计算模型。利用中国近海及西太平洋海区超过 50 万个 $5' \times 5'$ 方块的 $1' \times 1'$ 网格卫星测高重力异常数据,首次计算得到一组有代表性的中国周边海域重力场特征统计模型参数,较好地揭示了海洋重力场有别于陆地重力场的变化特征,利用海面船测重力数据对计算结果进行了可靠性检核,提出了相应的模型参数修正方案和使用建议。

关键词:海洋重力场;特征参数;代表误差;协方差函数;卫星测高重力;统计模型
中图分类号:P223;P229 **文献标志码:**A

地球重力场特征参数是指能够反映重力场基本场元变化幅度大小、剧烈程度及其相关性的统计参量,一般有全球和局部特征参数之分。由于应用目的上的差异,不同学科专业对地球重力场特征参数的分类和定义并不完全一致。在大地测量学领域,地球重力场特征参数通常是指与重力异常场元相关的代表误差和协方差函数两类模型的统计参量^[1-2]。代表误差模型是开展局部重力场逼近计算精度估计和陆上测量布点或海上测线布设必不可少的基础资料^[2-6],协方差函数模型则是推广应用最小二乘配置方法、实现重力场元推估和多源重力数据融合处理的关键所在^[2,7-13]。多年来,为了不同的应用需求,国内外学者曾在不同时期使用全球或局部重力测量资料对特定的重力场特征参数进行过计算和分析^[2,7-8,14-19],取得了比较丰富的研究成果,部分统计模型参数一直为人们所采用。特别是文献[20]根据我国陆部最新的重力和地形观测数据,通过统计分析计算得到了 6 种不同地形类别区域的完全空间重力异常和完全布格异常的方差、协方差以及代表误差模型,为我国大陆地区重力场的精细化研究和应用提供了精确可靠的特征参数。但必须指出的是,

由于受测量技术手段发展的限制,早期开展的一些统计计算与分析研究是建立在非常有限的观测资料基础之上的,因此其全球或区域特征参数的代表性相对有限。近期开展的统计计算与分析研究虽然使用了比较高的精度和分辨率的观测数据,但研究范围仍主要限于陆部局部区域,广阔海域的重力场特征至今还缺少全面深入的分析和研究。显然,要想通过统计计算与分析获得符合实际的重力场特征参数,必须具备密集且分布均匀的观测数据,基础数据的观测精度和分辨率越高,由此获得的特征参数的可靠性就越高,其代表性也越高。但问题是,假如人们已经通过不同的观测手段事先获取了高精度和高分辨率的基础数据,那么其统计特征参数的事后应用价值也就不再那么显著了^[7]。如何解决好这样一对矛盾体,是开展地球重力场特征统计分析并有效发挥其作用的关键。随着对地观测技术的发展,利用卫星测高数据反演海洋重力场参数已成为当前获取海域重力场信息的主要手段之一^[3,21-22]。最新卫星测高反演重力异常成果的网格间距已经精细到 $1' \times 1'$,其精度也达到了 $\pm(3 \sim 5) \text{ mGal}$ ($1 \text{ mGal} = 1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$)^[23],虽然这样的精度水平还无法

与船测重力相媲美^[24],但其分布均匀同时覆盖全球海域的优良特性又是船测重力难以企及的。将卫星测高重力的这一技术优势有效地应用于海洋重力场特征统计模型参数的计算和分析,以弥补船测重力的不足,是本文研究的立足点。

1 计算模型

1.1 代表误差模型

1.1.1 代表误差理论计算公式

Heiskanen 和 Moritz 曾在他们的经典著作中指出:物理大地测量中最重要的问题是拓展到全球的积分表达式及其解算^[7]。在实际应用中,人们总是设法将各类严密的重力场积分表达式转换为有限求和的形式,然后使用全球或局部区域的网格重力数据完成求和运算。由于受技术手段和各种客观条件的限制,重力测量一般只能在一些离散的点位或测线上得以实施,很难保证测点分布的均匀性,有时甚至会出现大片的测量空白区,因此在实践中,往往需要用一个或几个点上的观测值代表其所在区块的平均值参与重力场参数计算,或者需要用已知观测值推求未测点上的重力值。这就引出了所谓的代表误差问题,顾名思义,以区块内任一点的观测值代表该区块平均值引起的误差就称为该观测量对应于该区块的代表误差^[2]。根据误差统计学理论^[25],如果在某区块内均匀布设了 n 个测点,取得 n 个重力异常观测值 $\Delta g_i (i = 1, 2 \cdots n)$,那么对应于该区块的重力异常代表误差 E_{sc} 可表示为:

$$E_{\text{sc}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta g_i - \Delta \bar{g})^2}{n - 1}}$$
 (1)

表 1 陆部区域空间重力异常代表误差系数

Tab. 1 Commission Error Coefficients of Free Air Anomaly on the Mainland of China

类别定义	地形特征/类别					
	平原(Ⅰ)	丘陵(Ⅱ)	小山区(Ⅲ)	中山区(Ⅳ)	大山(Ⅴ)	特大山(Ⅵ)
5' 方块内高程变化范围/m	<100	100~300	300~500	500~800	800~1 100	>1 100
规范采用值	0.50	0.84	1.40	2.30	3.50	5.00
文献[20]结果	0.5	0.9	1.3	1.9	3.1	4.4

一旦获得比较可靠的代表误差系数,即可将其应用于具有相似地形特征区块的重力测量技术设计和数据质量评估,这便是代表误差建模的实用意义所在。需要指出的是,式(1)给出的是一种通用意义上的代表误差定义,故适用于地球重力场各类参量的代表误差数值计算。在实际应用中,陆部区域使用更多的是空间异常和布格异常

式中, $\Delta \bar{g} = (\sum_{i=1}^n \Delta g_i)/n$ 代表区块内 n 个重力异常观测值的平均值。

上述代表误差的物理意义类同于某一观测量的方差,体现该观测量偏离其平均值的程度,也就是对应区块重力场变化的复杂程度。作为表征地球重力场变化特征的一项非常重要的技术指标,代表误差模型在重力测量技术设计和精度评估中具有独特的应用价值。

1.1.2 代表误差经验公式

根据前文的定义,要想求得精确的代表误差参数,必须事先获取密集且分布均匀的重力观测数据,显然这样的要求在实际应用中是很难实现的。为了解决此问题,英国学者亨特根据代表误差既与区块内重力场变化复杂程度相关,又与区块面积大小相关联的规律特点,通过数理统计方法建立了如下形式的代表误差经验模型^[1-2]:

$$E_{\text{sy}} = c(\sqrt{x} + \sqrt{y})$$
 (2)

式中, x 和 y 分别代表研究矩形区块的长、宽边长,单位为 km; c 称为代表误差系数,主要体现区块内重力场元变化的剧烈程度。显然,对应于不同地形类别的区块,代表误差系数 c 应当取不同的数值,因为地球表面形状起伏直接反映地球重力场变化的不规则性。通常所说的代表误差建模,就是指采用实际观测数据通过统计分析方法确定代表误差系数的过程。根据实测数据由式(1)求得 E_{sc} 后,可按下式确定相对应的代表误差系数:

$$c = E_{\text{sc}}/(\sqrt{x} + \sqrt{y})$$
 (3)

目前在中国的陆部区域,相关部门已经分别针对 6 种不同的地形类别统计计算得到了各自的空间重力异常代表误差系数^[2,20],具体如表 1 所示。

代表误差系数^[2,20],为了拓展海洋重力场的应用领域,提高海域重力异常的推值精度,除了空间异常和布格异常外,本文特别增加所谓广义布格异常代表误差的计算和分析。其中,海洋布格重力异常 Δg_B 的计算公式为^[26]:

$$\Delta g_B = \Delta g_F + 0.068\ 552H$$
 (4)

式中, Δg_F 代表空间重力异常; H 代表深度,单位

为 m 。海洋广义布格重力异常 Δg_{GB} 定义为:

$$\Delta g_{GB} = (\Delta g_F - \Delta \bar{g}_F) - b(H - \bar{H}) \quad (5)$$

式中, b 称为广义布格改正系数,它的作用是使得改正后的广义布格重力异常与水深不相关,其计算式为:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta g_{Fi} - \Delta \bar{g}_F) \cdot (H_i - \bar{H})}{\sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2} \quad (6)$$

$\Delta \bar{g}_F = (\sum_{i=1}^n \Delta g_{Fi})/n$ 代表区块内空间重力异常的平均值;

$\bar{H} = (\sum_{i=1}^n H_i)/n$ 代表区块内海洋深度的平均值。各类重力异常与海洋深度的相关性 ρ 由下式计算:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta g_i - \Delta \bar{g}) \cdot (H_i - \bar{H})}{[\sum_{i=1}^n (\Delta g_i - \Delta \bar{g})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (H_i - \bar{H})^2]^{\frac{1}{2}}} \quad (7)$$

式中, Δg_i 为海洋空间异常或布格异常或广义布格异常; $\Delta \bar{g}$ 为区块内各类重力异常的平均值。

1.2 协方差函数模型

1.2.1 重力异常协方差模型

如前所述,协方差模型是开展重力观测稀疏地区或空白区重力场元推估计算的技术基础,要想获得满意的推估结果,必须构建能够准确反映重力场元相关性变化规律的协方差模型。此类模型有全球模型和局部模型之分,本文研究主要涉及局部模型。重力异常的局部协方差模型定义为以两点距离 s 为自变量的函数^[2,7]:

$$C(s) = M\{\delta g_p \delta g'_p\} \quad (8)$$

式中, $\delta g = \Delta g - \Delta \bar{g}$ 代表重力异常残差;算子 $M\{\cdot\}$ 表示对所有相距 $s = pp'$ 两个量的乘积取平均。当 $s = 0$ 时,式(8)简化为:

$$C(0) = C_0 = M\{\delta g^2\} \quad (9)$$

式中, C_0 为重力异常的方差。 $C(s)$ 体现重力异常之间的互相关程度, C_0 则反映重力异常自身变化的剧烈程度。

由式(8)可知,要想精确求定协方差函数,必须知道地面上每一点的重力值。显然,这在现实中是不可能的。反过来说,如果每一点的重力值都知道了,协方差函数也就失去了它存在的意义,因为那样的话就意味着已经严格地解决了所有问题而不再需要数理统计推估了^[7]。现实情况是,人们需要根据有限的观测数据或先验信息来建立某种形式的经验协方差函数模型,这种函数应当

满足一定的条件^[8,20]: (1) 必须是正定函数; (2) $C(-s) = C(s)$, 即经验协方差函数应为偶函数; (3) $C(0) = C_0 \geq C(s)$, 当且仅当 $s = 0$ 时等式成立,即测点相距为零时相关性最强。目前应用较为广泛的经验协方差函数模型为^[2,8,20]:

$$C(s) = C_0 / (1 + B^2 s^2)^{3/2} \quad (10)$$

式中, B 为待求的模型参数。

文献[8]认为,可以使用 3 个基本参数来表征经验协方差函数的局部特征:方差 C_0 、相关长度 s_l 和曲率参数 χ 。相关长度是指协方差函数值 $C(s)$ 等于 $\frac{1}{2} C_0$ 时的自变量值 s , 即

$$C(s_l) = C_0 / 2 \quad (11)$$

如果相关长度 s_l 数值较大,就说明区域内重力异常的相关性较强,反之就较弱。曲率参数 χ 是一个与协方差函数曲线在 $s = 0$ 处的曲率 τ_0 有关的量,具体定义为: $\chi = \tau_0 s_l^2 / C_0$, 它反映区域内重力异常梯度变化的剧烈程度。研究表明,只有当测点距离远小于相关长度 s_l 时,才可望获得比较可靠的统计推估结果^[8]。而在此情形下,文献[8]认为,对于具有相同参数 C_0 、 s_l 和 χ 的所有不同形式的经验协方差函数模型 $C(s)$, 其应用效果不会有明显的差异。本文使用式(10)作为协方差模型,其对应的相关长度为:

$$s_l = (2^{2/3} - 1)^{1/2} / B \quad (12)$$

1.2.2 经验协方差函数拟合

一旦选定了经验协方差函数的形式,接下来的工作便是利用重力观测或先验信息对其进行函数拟合,以确定待求的模型参数。假设在计算区域内已知 $M \times N$ 个等间距的重力异常数据,其平均值为:

$$\Delta \bar{g} = \frac{1}{M \times N} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N \Delta g_{i,j} \quad (13)$$

令重力异常残差为 $\delta g_{i,j} = \Delta g_{i,j} - \Delta \bar{g}$, 则重力异常方差计算式为:

$$C_0 = \frac{1}{M \times N} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N \delta g_{i,j}^2 \quad (14)$$

此时,相距为 q (取正整数 $1, 2, \dots, M-1$ 或 $N-1$) 个格网的协方差 $C(s_q)$ 可由下式计算:

$$C(s_q) = \frac{1}{2} [C(s_q)_\varphi + C(s_q)_\lambda] \quad (15)$$

式中, $C(s_q)_\varphi$ 和 $C(s_q)_\lambda$ 分别代表纬向和经向的协方差统计量,其计算式为:

$$C(s_q)_\varphi = \frac{1}{(M-q) \times N} \sum_{i=1}^{M-q} \sum_{j=1}^N (\delta g_{i,j} \cdot \delta g_{i+q,j}) \quad (16)$$

$$C(s_q)_\lambda = \frac{1}{M \times (N-q)} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N-q} (\delta g_{i,j} \cdot \delta g_{i,j+q}) \quad (17)$$

通过恒等变换,对式(10)做线性化转换处理,可得:

$$B = \left\{ [C_0/C(s)]^{2/3} - 1 \right\}^{1/2} / s \tag{18}$$

把由式(14)计算得到的方差作为模型已知参数,由式(15)计算得到的协方差统计值作为观测量,把与其相对应的计算点间距 s_q 作为自变量,即可按照最小二乘原理求解式(18),得到模型参数 B 的最或然值。当把各个协方差统计值 $C(s_q)$ 作为等精度观测量看待时,参数 B 的最或然值 \hat{B} 可简单表示为:

$$\hat{B} = \frac{1}{q_{\max}} \sum_{q=1}^{q_{\max}} B_q \tag{19}$$

$$B_q = \left\{ [C_0/C(s_q)]^{2/3} - 1 \right\}^{1/2} / s_q \tag{20}$$

式中, q_{\max} 代表对应于 $C(s_q)$ 出现负值时的 q 值。此时,协方差函数拟合中误差 m_c 由下式计算:

$$m_c = \pm \sqrt{\frac{\sum_{q=1}^{q_{\max}} [C(s_q) - \bar{C}(s_q)]^2}{q_{\max} - 1}} \tag{21}$$

式中, $C(s_q)$ 代表由实测数据计算得到的协方差统计值; $\bar{C}(s_q)$ 代表由式(14)、(19)和式(10)联合计算得到的协方差拟合值。

当把各个协方差统计值 $C(s_q)$ 作为非等精度观测量看待时,参数 B 的最或然值 \hat{B} 可表示为:

$$\hat{B} = \frac{\sum_{q=1}^{q_{\max}} (p_q \cdot B_q)}{\sum_{q=1}^{q_{\max}} p_q} \tag{22}$$

式中, p_q 代表对应于第 q 个观测量的权因子。考虑到统计观测量 $C(s_q)$ 的可靠性是随着 q 值的增大而降低的,故可近似取 $p_q = 1/\sqrt{q}$ 。此时,协方差函数拟合中误差由下式计算:

$$m_c = \pm \sqrt{\frac{\sum_{q=1}^{q_{\max}} p_q [C(s_q) - \bar{C}(s_q)]^2}{q_{\max} - 1}} \tag{23}$$

1.2.3 最小二乘推估模型

根据实测数据由式(19)或式(22)计算得到模型参数 B 后,就确定了局部经验协方差函数 $C(s)$,由 $C(s)$ 可建立相对应的最小二乘推估模型^[2,7]:

$$\Delta g_p = \mathbf{C}_{pl} \mathbf{C}_{ll}^{-1} \mathbf{G}_l \tag{24}$$

式中, Δg_p 为待求点的重力异常; \mathbf{G}_l 代表已知点上的重力异常向量; \mathbf{C}_{ll} 代表已知点重力异常之间的协方差矩阵; \mathbf{C}_{pl} 代表推估点 p 与各个已知点之间的协方差向量。本文主要将式(24)应用于协方差函数计算效果的检验。

2 数值计算与分析

2.1 计算区域及数据源

考虑到统计计算结果的代表性和应用上的实际需求,本文将数值计算区域确定为中国近海及西太平洋海区,具体范围为纬度 $0^{\circ} \sim 60^{\circ} \text{N}$,经度 $80^{\circ} \sim 180^{\circ} \text{E}$ (只限于其中的海洋部分)。该区域涵盖浅海大陆架、海盆、大陆坡、岛弧、海山和海沟等所有类别的海底地形特征,因此具有较好的代表性。考虑到在这么大的范围内,目前还很难找到分辨率比较高且分布均匀的重力观测数据,本文提出采用卫星测高重力异常替代实测重力开展海洋重力场特征参数计算和分析。具体使用的数据文件是由丹麦科技大学空间中心于 2010 年发布的 DTU10 模型^[23],其数据网格大小为 $1' \times 1'$,在部分海区与船测重力比对的符合度达 4 mGal。该模型逼近实际重力场的空间分辨率虽然还达不到 $1' \times 1'$ 这样高的水平,但它是当今表达全球尺度海洋重力场特征最好的模型之一,能够满足本文的计算和分析研究需求。基于同样的理由,本文提出采用全球海深模型替代实测水深数据计算确定海洋布格异常和广义布格异常。具体使用的数据文件是由美国地球物理数据中心于 2008 年发布的全球地形模型 ETOPO1^[27],其数据网格大小为 $1' \times 1'$ 。

本文研究使用的第二类数据来源于笔者团队执行年度任务获取的重力和水深测量成果,从中挑选 3 个有代表性的区块,其中,区块 1 水深变化在 10~100 m,区块 2 水深变化在 100~1 500 m,区块 3 水深变化在 3 500~4 500 m,3 个区块的测量比例尺均不小于 1:10 万,重力测量精度优于 1.5 mGal。对 3 个区块的重力和水深数据进行网格化处理,网格大小取 $1' \times 1'$,即与前面的 DTU10 和 ETOPO1 模型数据网格一致。在每个区块内选择 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 范围数据作为本文检核的数据源。从数据集 DTU10 和 ETOPO1 中读取与上述数据块覆盖范围相一致的 3 个 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 区块网格数据。计算实测重力和水深方块数据自身的统计参数,以及它们与 DTU10 和 ETOPO1 数据集对应方块数据的互差统计参数,具体结果见表 2,图 1 和图 2 分别为区块 1 对应于实测重力和卫星测高重力的等值线图。从表 2 中可以看出,DTU10 模型逼近船测重力的精度优于 3 mGal,显示该模型具有较高的可靠性;ETOPO1 模型逼近船测水深的符合度略低一些,这一结果可能跟卫星测高

表 2 实测重力和水深自身及它们与 DTU10 和 ETOPO1 数据的互差统计参数

Tab. 2 Statistics of Ship-Borne Gravity and Deep and the Differences Between them and DTU10 and ETOPO1

统计参数		重力/mGal			水深/m		
		区块 1	区块 2	区块 3	区块 1	区块 2	区块 3
自身统计	最大值	29.42	23.43	28.54	77.8	1 312.5	4 263.8
	最小值	-2.77	-19.60	-5.28	15.9	117.1	3 682.1
	平均值	11.99	3.98	15.74	60.4	302.7	4 043.1
	均方根	13.46	8.66	16.77	61.1	360.3	4 044.9
	标准差	6.12	7.69	5.80	9.3	195.4	120.0
互差统计	最大值	5.99	8.17	9.83	7.1	198.5	192.3
	最小值	-5.98	-9.84	-10.04	-19.8	-144.9	-192.2
	平均值	1.11	-1.28	-0.50	-9.3	26.5	-65.9
	均方根	2.62	2.68	2.31	10.3	48.6	93.8
	标准差	2.37	2.36	2.26	4.5	40.7	66.7

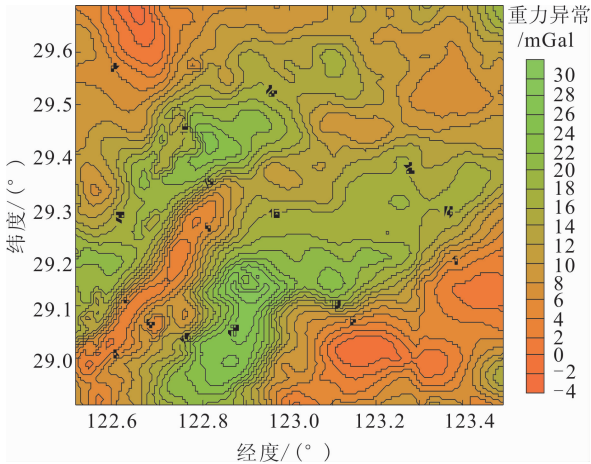


图 1 区块 1 船测重力异常等值线图

Fig. 1 Ship-Borne Gravity in Block 1

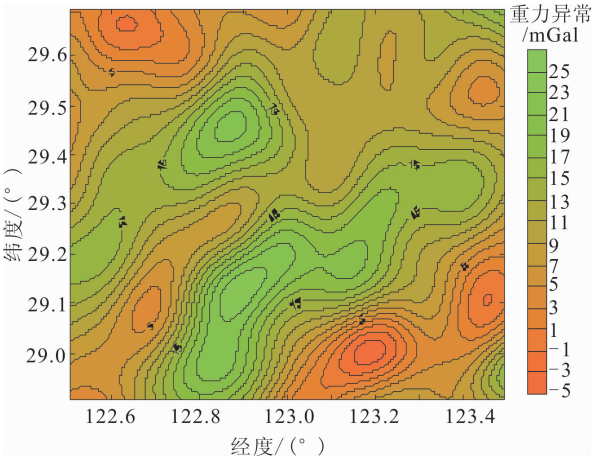


图 2 区块 1 测高重力异常等值线图

Fig. 2 Satellite Altimetry Gravity in Block 1

在浅水区域的反演精度比较低有关。

2.2 代表误差模型计算与分析

2.2.1 计算方案与步骤

代表误差模型参数计算方案与步骤如下：

1)从数据文件 DTU10 和 ETOPO1 中读取纬度 0°~60°N、经度 80°~180°E 范围内的重力和水深网格数据,对应数据集命名为 GDTU10 和

HETOPO1。

2)计算区块大小统一取为 5'×5',只有当区块内所有 25 个 1'×1'网格水深值都为负值(即全部为海洋区域)时,该区块才参加计算和统计。

3)参照陆地地形类别划分方法,同样将海底地形变化特征划分为相类似的 6 个类别(见表 1)。以 5'×5'为计算单元,首先使用深度数据集 HETOPO1 计算每个 5'×5'单元内的水深变化范围 $|H_{\max} - H_{\min}|$,按照前面的分类方案,将各单元归入对应的地形类别。

4)使用数据集 GDTU10 和 HETOPO1,按照式(4)计算各个单元对应于 1'×1'网格点的布格重力异常 Δg_B ,按照式(6)计算各个单元的广义布格改正系数 b ,按照式(5)计算各个单元对应于 1'×1'网格点的广义布格重力异常 Δg_{GB} 。

5)使用 Δg_F 、 Δg_B 和 Δg_{GB} ,按照式(1)计算每个单元对应于 3 类重力异常的代表误差(E_{\ast}^F 、 E_{\ast}^B 、 E_{\ast}^{GB});按照式(3)计算相对应的代表误差系数(c_F 、 c_B 、 c_{GB});使用 3 类重力异常和 HETOPO1,按照式(7)计算相对应的相关系数(ρ_F 、 ρ_B 、 ρ_{GB})。 ρ_{GB} 的理论值应为零,可作为检核条件。

6)在 § 2.1 选定的 3 个 1°×1°区块内,分别使用实测重力和水深数据、GDTU10 和 HETOPO1 数据,按照与 4)~5)相同的步骤,依次完成空间异常、布格异常和广义布格异常 3 类数据所对应的代表误差、代表误差系数及相关系数的计算。此时仍以 5'×5'为计算单元(每个方块共含 144 个计算单元),但不再划分地形类别。

2.2.2 计算结果分析与检验

按照前面确定的步骤 1)~5),可分别计算得到归属于 6 个地形类别的 5'×5'计算单元个数(总个数为 508 115),以及对应于卫星测高空间异常、布格异常和广义布格异常 3 类数据的代表误

差 (E_{sc}^F 、 E_{sc}^B 、 E_{sc}^{GB})、代表误差系数 (c_F 、 c_B 、 c_{GB}) 及相关系数 (ρ_F 、 ρ_B 、 ρ_{GB}) 统计结果 (平均值), 具体见表 3, 因 $\rho_{GB} = 0$, 故在表 3 的相应位置列出了广义布格改正系数 b (下同)。

表 3 使用 GDTU10 和 HETOPO1 数据计算得到的代表误差模型参数统计结果

Tab. 3 Model Parameters of Commission Error of Gravity Anomaly from GDTU10 and HETOPO1

重力异常	统计参数	地形类别/5'×5'单元个数					
		I /280 591	II /122 389	III /42 592	IV /32 084	V /15 103	VI /15 356
Δg_F	E_{sc}^F /mGal	1.450	3.099	5.649	8.229	11.650	17.900
	c_F	0.242	0.516	0.941	1.372	1.942	2.983
	ρ_F	0.621	0.778	0.829	0.869	0.911	0.942
Δg_B	E_{sc}^B /mGal	1.105	2.121	4.085	6.329	9.024	14.081
	c_B	0.184	0.354	0.681	1.055	1.504	2.347
	ρ_B	0.051	-0.337	-0.527	-0.657	-0.734	-0.839
Δg_{GB}	E_{sc}^{GB} /mGal	0.725	1.158	1.762	2.317	2.916	3.969
	c_{GB}	0.120	0.193	0.294	0.386	0.486	0.662
	b	-0.078	-0.052	-0.046	-0.042	-0.041	-0.040

表 3 结果至少揭示以下几个方面的事实:

1) 相比具有相同类型地形特征的陆地区域 (见表 1), 海洋空间重力异常代表误差模型参数比陆地对应参数值要小得多, 减大幅度在 30%~50% 之间, 说明海洋重力场的总体变化趋势比较平缓, 与人们的传统认识相一致。

2) 虽然海洋布格异常的定义完全有别于陆地布格异常, 但海洋布格异常变化并不比海洋空间异常更为复杂, 此结论与早期的研究结果略有区别^[16]。

3) 海洋空间异常和布格异常与海洋深度的相关性都比较显著, 但后者随海底地形特征变化激烈程度而增大的趋势更加明显, 这一结果显然与海洋布格异常定义的特殊性相关联^[28]。

4) 海洋广义布格异常的代表误差模型参数比空间异常和布格异常都要小许多, 广义布格异常系数的数值大小也相对稳定, 说明由于消除了与海洋深度的相关性, 广义布格异常因此变得更加平缓, 这一特性有利于将其作为过渡量应用于海洋重力场的推估计算。

为了考察使用全球数据模型确定代表误差模型参数的可靠性, 根据 § 2.2.1 的步骤 6), 在前面选定的 3 个 1°×1° 区块内, 分别计算对应于实测重力和水深数据、GDTU10 和 HETOPO1 数据的代表误差 (E_{sc}^F 、 E_{sc}^B 、 E_{sc}^{GB})、代表误差系数 (c_F 、 c_B 、 c_{GB}) 及相关系数 (ρ_F 、 ρ_B 、 ρ_{GB}), 其统计结果见表 4。

表 4 使用实测和全球模型数据计算得到的 3 个区块代表误差模型参数统计结果

Tab. 4 Model Parameters of Three Commission Errors from Surveyed Data, DTU10 and ETOPO1

重力异常	统计参数	卫星测高重力			船载实测重力		
		区块 1	区块 2	区块 3	区块 1	区块 2	区块 3
Δg_F	E_{sc}^F /mGal	1.655	1.925	1.153	2.210	2.392	1.032
	c_F	0.276	0.321	0.192	0.368	0.399	0.172
	ρ_F	0.039	0.460	0.777	0.128	0.038	0.110
Δg_B	E_{sc}^B /mGal	1.670	1.625	0.732	2.234	2.568	1.315
	c_B	0.278	0.271	0.122	0.372	0.428	0.219
	ρ_B	-0.066	-0.073	-0.152	-0.181	-0.378	-0.571
Δg_{GB}	E_{sc}^{GB} /mGal	1.111	1.058	0.540	1.893	1.767	0.890
	c_{GB}	0.185	0.176	0.090	0.315	0.295	0.148
	b	-0.094	-0.106	-0.087	0.121	-0.048	-0.001

由表 4 可以看出, 虽然这个阶段的统计计算过程不再划分地形类别, 各项参数计算结果与表 3 相比已经发生了较大的变化, 但同类参数之间特别是空间异常统计参数之间的相对变化规律并没有发生实质性的改变 (受水深测量误差的影响, 布格异常和广义布格异常的变化特征略有改变)。这一结果一方面说明卫星测高重力能够反映海洋重力场变化的基本特性, 同时也说明在表示局部

特征方面, 卫星测高重力与船测重力相比仍存在一定的差距 (见图 1 和图 2 对比情况), 而这种差异恰恰反映了当前卫星测高探测海洋重力场的实际能力。

很显然, 要想将表 3 中的各项统计参数计算结果应用于实际, 必须对它们作必要的修正。考虑到海洋重力测量不可能像陆地测量那样, 先将地形类别划分到很小的单元, 然后在 5'×5' 这么

小的方块内讨论重力测量布点问题,而只能在一个相对较大的区块内讨论测线布设问题。根据海洋测量的实际情况,本文参照文献[4-5,16]的方法,将海底地形特征划分为 4 个大的类别,并从相似性角度出发,确定它们与陆地 6 个地形类别之间的对应关系,即 1 类为浅海大陆架区,水深变化在 200 m 以内,对应于陆地的平原和丘陵(I 类和 II 类);2 类为海盆区,水深变化在 200~1 500 m 之间,对应于陆地的小山区和中山区(III 类和 IV 类);3 类为大陆坡区,水深变化在 1 500~3 000 m 之间,对应于陆地的大山区(V 类);4 类为岛弧、海山和海沟区,水深变化在 3 000 m 以上,对应于陆地的特大山区(VI 类)。根据上述地形类别划分方法和对应关系,由表 3 结果可计算得到对应于 4 种海底地形类别的海洋空间重力异常代表误差系数,具体见表 5 第 2 行。在此基础上,进一步考虑卫星测高重力在表征海洋重力场能力方面的差距,根据 DTU10 模型的空间分辨率和精度水平^[23],同时顾及表 2 和表 4 的计算结果,本文认为可将卫星测高重力表征 4 大类海区重力场误差也即代表误差的偏差依次估计为:0~1 mGal、1~2 mGal、2~3 mGal 和 3~4 mGal。根据上限指标控制原则,根据式(3),将此类偏差直接转换为代表误差系数的修正量加到原有对应的代表误差系数,即得最终的代表误差系数,具体见表 5 第 3 行。

表 5 海洋空间重力异常代表误差系数
Tab. 5 Commission Error Coefficients of
Free Air Anomaly

代表误差系数	1 类	2 类	3 类	4 类
直接计算值	0.379	1.157	1.942	2.983
修正后结果	0.546	1.490	2.442	3.650
文献[16]值	0.6	1.1	1.6	2.1
范围缩小后值	0.565	1.385	2.364	3.489

对比表 1 和表 5 结果不难看出,除 1 类海区外,2 类至 4 类海区的空间重力异常代表误差系数与陆区的 III 类至 V 类基本一致,海区没有与陆区 VI 类地形相对应的重力场特征,说明海洋重力场的变化复杂程度相比陆地要低一个等级。但相比文献[16]的统计结果(见表 5 第 4 行),本文给出的 2 类至 4 类海区的代表误差系数已经增大了许多,这是由于其相应的统计计算过程较好地顾及了海洋重力场局部变化特征的缘故,这样的结果对海洋重力测量精细化设计具有重要的指导意义,可较好地平衡测量效率和分辨率之间的关系。为了说明表 5 统计结果的代表性,本文特意将计算范围从纬度 0°~60°N、经度 80°~180°E 缩小为

纬度 0°~60°N、经度 80°~150°E,参加统计计算的 5'×5' 方块重力异常数据从 50 多万个减少到 18 万个。对比前后两组计算结果发现(见表 5 第 5 行),同类代表误差系数的最大差异不超过 0.2,显示其计算结果具有较好的稳定性。考虑到本文计算范围涵盖了海底地形特征的所有类别,因此可以认为,表 5 给出的统计参数反映了全球海域重力场的基本特征,可推广应用到其他海域。

2.3 协方差模型计算与分析

2.3.1 计算方案与步骤

协方差模型参数计算方案与步骤如下:

- 1)以 1°×1°为计算单元,在 § 2.1 选定的 3 个 1°×1°区块内,使用 GDTU10 和 HETOPO1 数据,按照式(13)至式(17),分别计算空间异常 Δg_F 、布格异常 Δg_B 和广义布格异常 Δg_{GB} 的方差(C_0^F 、 C_0^B 、 C_0^{GB})及对应于不同间距(即间隔 q 个格网, $q = 1, 2 \cdots 59$)的协方差统计值($C^F(s_q)$ 、 $C^B(s_q)$ 、 $C^{GB}(s_q)$)。同时确定对应于协方差统计值变为负值时的 q 值(q_{\max}^F 、 q_{\max}^B 、 q_{\max}^{GB})。
- 2)根据步骤 1)得到的结果,联合使用式(19)至(22),分别计算对应于 3 种异常的基于等精度和非等精度观测的协方差模型参数(B_e^F 、 B_e^B 、 B_e^{GB})和(B_{ne}^F 、 B_{ne}^B 、 B_{ne}^{GB}),按照式(21)和式(23)分别计算相对应的协方差函数拟合中误差(m_{α}^F 、 m_{α}^B 、 m_{α}^{GB})和(m_{nec}^F 、 m_{nec}^B 、 m_{nec}^{GB}),按照公式(12)计算相对应的协方差模型相关长度(s_{el}^F 、 s_{el}^B 、 s_{el}^{GB})和(s_{nel}^F 、 s_{nel}^B 、 s_{nel}^{GB})。
- 3)使用实测重力和深度数据替代 GDTU10 和 HETOPO1 文件,按照前面完全相同的步骤,完成对应于实测数据的协方差函数模型参数计算,得到一组相应的统计计算结果。

2.3.2 计算结果分析与检验

按照前面确定的计算方案,可计算得到两组分别对应于卫星测高和实测重力数据的协方差函数模型参数,其统计结果列于表 6。

表 6 结果显示,卫星测高重力统计相关参数无论是量值大小还是其变化规律都与船测重力基本保持一致,这一结果再次说明当今卫星测高重力数据反映海洋重力场基本特征的能力非常接近于海面船测重力。相比较而言,区块 3 虽然位于深水海区,但由于该区块海底地形的相对变化比较平缓,从离海底较高的海面获取的重力场信息变化也相对平缓(见表 2),由此计算得到的协方差模型相关长度较长,说明此类重力观测数据的相关性更强,这个与航空重力测量高度越高,获取的重力信息越平缓但其相关性更强是一个道理。

表 6 使用卫星测高和实测重力数据计算得到的 3 个 1°×1°区块协方差模型参数统计结果

Tab. 6 Model Parameters of Covariance of Three 1°×1° Blocks from Surveyed Data, DTU10 and ETOPO1

重力异常及统计参数			卫星测高重力			船载实测重力		
			区块 1	区块 2	区块 3	区块 1	区块 2	区块 3
空 间 异 常	$C_0^F / (\text{mGal})^2$		30.058	54.576	36.833	37.492	59.075	33.579
	$q_{\text{max}}^F / (')$		11	17	35	11	19	36
	B^F	等精度	0.070	0.068	0.036	0.095	0.070	0.034
		非等精度	0.064	0.065	0.039	0.086	0.069	0.039
	m_c^F / mGal	等精度	2.310	3.857	3.009	4.674	4.010	2.406
		非等精度	1.419	1.883	1.852	2.297	2.255	1.907
	$s_l^F / (')$	等精度	5.92	6.12	11.45	4.38	5.88	12.06
		非等精度	6.97	6.53	9.54	5.20	5.89	8.71
	$C_0^B / (\text{mGal})^2$		31.565	219.656	76.179	37.723	231.810	80.636
	$q_{\text{max}}^B / (')$		11	35	40	10	35	37
布 格 异 常	B^B	等精度	0.067	0.026	0.031	0.077	0.030	0.032
		非等精度	0.063	0.030	0.035	0.076	0.035	0.038
	m_c^B / mGal	等精度	2.201	55.635	5.551	3.229	54.066	8.524
		等精度	1.337	29.147	3.363	1.669	29.696	6.201
	$s_l^B / (')$	等精度	6.17	15.73	13.29	5.34	13.75	13.13
		非等精度	7.02	11.60	9.85	5.52	9.50	8.35
	$C_0^{GB} / (\text{mGal})^2$		28.925	53.881	34.45	37.471	59.011	32.008
	$q_{\text{max}}^{GB} / (')$		11	19	37	11	19	36
广 义 布 格 异 常	B^{GB}	等精度	0.072	0.070	0.035	0.101	0.066	0.035
		非等精度	0.065	0.064	0.037	0.090	0.066	0.040
	m_c^{GB} / mGal	等精度	2.408	5.716	3.260	5.548	3.173	2.066
		非等精度	1.444	2.482	1.941	2.680	1.932	1.803
	$s_l^{GB} / (')$	等精度	5.75	5.92	11.78	4.09	6.24	11.87
		非等精度	6.89	6.83	9.78	5.05	6.03	8.27

表 6 计算结果同时显示,由于本文把计算单元从 5'×5' 扩大到 1°×1° 方块的缘故,广义布格异常的各项变化特征与原始的空间异常已经没有太大的差异,说明通过消除与海洋深度的相关性来降低空间异常变化剧烈程度的作法,对于较大区块数据的处理并不奏效,广义布格异常作为一种过渡量更适合于小区块数据的推估计算。另外,从表 6 结果可以看出,通过非等精度拟合协方差函数模型获得的拟合中误差明显小于等精度拟合结果,说明通过强化距离相近测点之间相关性的作用可以在一定程度上改善协方差函数模型的拟合效果。

为了考察协方差函数模型的应用效果,在区块 1 范围内,以横坐标和纵坐标均为单数的 1'×1' 网格点(即 $i, j = 1, 3, 5 \cdots 59$, 共计 $30 \times 30 = 900$ 点)船测异常值为已知量,以横坐标和纵坐标均为双数的 1'×1' 网格点(即 $i, j = 2, 4, 6 \cdots 58$, 最后一行和一列不参加计算,共计 $29 \times 29 = 841$ 点)异常值为未知量,按照式(24)完成以下 4 种情形的最小二乘推值计算:(1)以实测空间异常为已知量,分别使用对应于实测数据的空间异常等精度和非等精度拟合协方差函数,推算未知点上的空间异常,将推算值与相对应的空间异常实测值进

行比较;(2)仍然以前面的实测空间异常为已知量,分别使用对应于卫星测高的空间异常等精度和非等精度拟合协方差函数,推算未知点上的空间异常,将推算值与相对应的空间异常实测值做比较;(3)将第一种情形中的空间异常更换为广义布格异常;(4)将第二种情形中的空间异常更换为广义布格异常。4 种情形下的计算统计结果如表 7 所示。

由表 7 可以看出,利用卫星测高重力协方差函数替代实测重力协方差函数进行最小二乘推估计算,几乎不降低未知参数的推估精度;非等精度拟合对提高推估精度有一定的作用,但精度提高幅度非常有限。这样的结果一方面说明在最小二乘推估计算过程中,协方差函数模型对推估结果的影响并不十分敏感;另一方面也说明影响重力异常推估精度的决定因素是已知观测量的空间分布形态,当观测量分布比较均匀时,使用哪一种模型进行推估计算已经不再重要。但当观测量比较稀少且分布又不够均匀时,借助分布均匀的卫星测高重力来建立比较可靠的协方差函数模型,并将其应用于未知重力参数的推估计算,不失为一种有效实用的海洋重力场数值逼近方法。

表 7 协方差函数模型应用效果检验统计结果/mGal

Tab. 7 Tests of Covariance Functions Used to the Prediction of Gravity Anomalies/mGal

情形	对应的协方差模型	最大值	最小值	平均值	均方根	标准差
(1) 船测空间异常	等精度	3.39	-5.66	-0.04	0.92	0.92
	非等精度	3.37	-5.68	-0.03	0.91	0.91
(2) 测高空间异常	等精度	3.91	-5.62	-0.04	1.00	1.00
	非等精度	3.76	-5.63	-0.04	0.96	0.96
(3) 船测广义布格异常	等精度	3.42	-5.83	-0.06	0.92	0.91
	非等精度	3.40	-5.85	-0.06	0.91	0.90
(4) 测高广义布格异常	等精度	3.76	-5.77	-0.05	1.00	0.99
	非等精度	3.51	-5.79	-0.05	0.96	0.96

3 结 语

针对海域目前还缺少覆盖范围广且分布均匀的实测重力数据的现状,本文提出了利用最新卫星测高重力数据集开展海洋重力场特征统计模型计算和分析的研究思路,通过统计计算首次获得对应于海底地形 6 种细类别(平原、丘陵、小山区、中山区、大山区、特大山区)和 4 种粗类别(浅海大陆架、海盆、大陆坡、岛弧、海山和海沟)的海洋重力异常代表误差模型参数,利用海面船测重力数据对卫星测高重力代表误差模型进行了修正,最终得到一组有代表性的中国周边海域重力场特征统计模型参数。数值计算和可靠性检验证明本文获得的统计模型参数能够较好地反映全球海域重力场的基本特征,因此具有良好的推广应用价值,经修正后的模型参数作为一种上限控制指标,可作为未来海洋重力测量技术设计的重要依据。本文同时开展了卫星测高重力协方差模型研究,通过对比分析和计算验证了卫星测高重力协方差模型在应用上与船测重力模型的等价性,相关结论对促进最小二乘配置方法在海洋重力场数值逼近计算中的应用具有重要意义。

参 考 文 献

[1] Guan Zelin, Ning Jinsheng. Shape of the Earth and Its External Gravity Field[M]. Beijing: Surveying and Mapping Press,1981(管泽霖,宁津生. 地球形状及外部重力场[M]. 北京:测绘出版社,1981)

[2] Lu Zhonglian. Theory and Method of the Earth's Gravity Field[M]. Beijing: PLA Publishing House, 1996(陆仲连. 地球重力场理论与方法[M]. 北京:解放军出版社,1996)

[3] Li Jiancheng, Chen Junyong, Ning Jinsheng, et al. Theory of the Earth's Gravity Field Approximation and Determination of China Quasi-Geoid 2000[M]. Wuhan: Wuhan University Press, 2003(李建成,陈

俊勇,宁津生,等. 地球重力场逼近理论与中国 2000 似大地水准面的确定[M]. 武汉:武汉大学出版社,2003)

[4] Shi Pan, Wang Mengzhao, Wang Ruirong. Design of the Surveying Line for Marine Gravimetry [J]. *Military Surveying and Mapping*, 1980(4): 15-22 (石磐,王孟昭,王瑞榕. 海洋重力测量的测线布设[J]. 军事测绘,1980(4): 15-22)

[5] Chen Yue. Discussion on the Space of Surveying Line for Marine Gravimetry [J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 1983,3(1):9-13(陈跃. 海洋重力测线布设间距的讨论[J]. 海洋测绘, 1983,3(1):9-13)

[6] Huang Motao. On the Design of Surveying Line for Marine Gravimetry[J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 1988,8(4):31-35(黄谟涛. 论海洋重力测线布设[J]. 海洋测绘,1988,8(4):31-35)

[7] Heiskanen W A, Moritz H. Physical Geodesy [M]. San Francisco: Freeman W H and Company, 1967

[8] Moritz H. Advanced Physical Geodesy[M]. England: Abacus Press, 1980

[9] Tscherning C C, Rubek F, Forsberg R. Combining Airborne and Ground Gravity Using Collocation [C]. International Association of Geodesy Symposia, Rio de Janeiro, Brazil, 1998

[10] Zou Xiancai, Li Jiancheng. Determination of Local Geoid Using Least-Squares Collocation[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2004, 29(3): 218-222(邹贤才,李建成. 最小二乘配置方法确定局部大地水准面的研究[J]. 武汉大学学报·信息科学版,2004,29(3): 218-222)

[11] Zhang Chuanyin, Ding Jian, Chao Dingbo. General Expression of Least Squares Collocation in Local Gravity Filed[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2007, 32(5):431-434(章传银,丁剑,晁定波. 局部重力场最小二乘配置通用表示技术[J]. 武汉大学学报·信息科学版,2007, 32(5): 431-434)

[12] Ouyang Yongzhong, Deng Kailiang, Huang Motao,

- et al. The Tikhonov-Least Squares Collocation Method for Determining Geoid[J]. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 2012, 41(6): 804-810(欧阳永忠, 邓凯亮, 黄谟涛, 等. 确定大地水准面的 Tikhonov 最小二乘配置法[J]. 测绘学报, 2012, 41(6): 804-810)
- [13] Huang Motao, Ouyang Yongzhong, Zhai Guojun, et al. Tikhonov Regularization Collocation for Multi-source Gravity Data Fusion Processing[J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2013, 33(3): 6-12(黄谟涛, 欧阳永忠, 翟国君, 等. 融合多源重力数据的 Tikhonov 正则化配置法[J]. 海洋测绘, 2013, 33(3): 6-12)
- [14] Hirvonen R A. On the Statistical Analysis of Gravity Anomalies[R]. Publication Isostatic Institute of IAG, Helsinki, Finland, 1962
- [15] Tscherning C C, Rapp R H. Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree Variance Models [R]. Dep of Geod Sci, Ohio State Univ, Ohio, USA, 1974
- [16] Shi Pan, Wang Mengzhao, Wang Ruirong. Statistical Analysis of the Marine Gravity Anomalies[J]. *Military Surveying and Mapping*, 1980(4): 23-29(石磐, 王孟昭, 王瑞榕. 海洋重力异常的统计分析[J]. 军事测绘, 1980(4): 23-29)
- [17] Ding Xingbin. Several Experienced Formulas for Calculating the Commission Error of Free Air Anomalies[J]. *Military Surveying and Mapping*, 1980(4): 30-37(丁行斌. 估算空间重力异常代表误差的几种经验公式[J]. 军事测绘, 1980(4): 30-37)
- [18] Ding Xingbin. Calculation of the Commission Error of Free Air Anomalies[J]. *Military Surveying and Mapping*, 1981(6): 22-25(丁行斌. 重力异常代表误差及其计算[J]. 军事测绘, 1981(6): 22-25)
- [19] Xia Zheren, Lin Li. Approximations of Local Covariance Functions of Gravity Anomaly[J]. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 1995, 24(1): 23-27(夏哲仁, 林丽. 局部重力异常协方差函数的逼近[J]. 测绘学报, 1995, 24(1): 23-27)
- [20] Li Shanshan, Wu Xiaoping, Zhang Chuanding, et al. Calculation and Analysis of the New Statistical Character Parameters of Gravity Field in China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2010, 53(5): 1 099-1 108(李姗姗, 吴晓平, 张传定, 等. 我国重力场新的统计特征参数的计算分析[J]. 地球物理学报, 2010, 53(5): 1 099-1 108)
- [21] Huang Motao, Zhai Guojun, Guan Zheng, et al. The Determination and Application of Marine Gravity Field [M]. Beijing: Surveying and Mapping Press, 2005(黄谟涛, 翟国君, 管铮, 等. 海洋重力场测定及其应用[M]. 北京: 测绘出版社, 2005)
- [22] Zhai Zhenhe. Researches on Theories and Algorithms of Data Processing and Application in Altimetry Satellite [D]. Zhengzhou: Information Engineering University, 2015(翟振和. 海洋测高卫星数据处理理论及应用方法研究[D]. 郑州: 信息工程大学, 2015)
- [23] Andersen O B, Knudsen P. The DNSC08GRA Global Marine Gravity Field from Double Retracked Satellite Altimetry [J]. *J Geod*, 2010, 84: 191-199
- [24] Huang Motao, Liu Min, Sun Lan, et al. Compensation and Analysis of Dynamic Environment Effect on Marine Gravimetry [J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2015, 35(1): 1-6(黄谟涛, 刘敏, 孙岚, 等. 海洋重力测量动态环境效应分析与补偿[J]. 海洋测绘, 2015, 35(1): 1-6)
- [25] Huang Weibin. Theory and Application of Modern Adjustment[M]. Beijing: PLA Publishing House, 1992(黄维彬. 近代平差理论及其应用[M]. 北京: 解放军出版社, 1992)
- [26] The Headquarters of General Equipment. Specification for Marine Gravity Survey: GJB 890A-2008 [S]. Beijing: Military Standard Press of the Headquarters of General Equipment, 2008(总装备部. 海洋重力测量规范: GJB 890A-2008[S]. 北京: 总装备部军标出版发行部, 2008)
- [27] Amante C, Eakins B W. ETOPO1 1 Arcminute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis[R]. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Centers for Environmental Information, USA, 2009
- [28] Guan Zheng. Discussion on the Bouguer Gravity Anomaly[J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 1987, 7(4): 14-18(管铮. 关于布格重力异常的讨论[J]. 海洋测绘, 1987, 7(4): 14-18)

Analysis and Calculation of the Statistical Models of Marine Gravity Field Character

HUANG Motao^{1,2} LIU Min² OUYANG Yongzhong¹ DENG Kailiang¹
MA Yueyuan² ZHAI Guojun^{1,2} WU Taiqi¹

1 Naval Institute of Hydrographic Surveying and Charting, Tianjin 300061, China

2 Institute of Geospatial Information, Information Engineering University, Zhengzhou 450001, China

Abstract: Statistical model parameters of marine gravity field character are valuable to the approximation of the earth's gravitational field and the optimum programming of marine gravity surveying. In view of the distinction of satellite altimetry data with large coverage and even distribution, a study strategy is proposed to develop the analysis and calculation of the statistical models of marine gravity field character using the latest satellite altimetry data. The computation formulas of commission error and covariance function model parameters of gravity anomalies are given in detail. A generalized Bouguer anomaly is defined, and the change character of which is researched. Equal and unequal weight models are suggested to fit the experienced covariance function. A set of statistical model parameter of gravity field character for the sea area around China is calculated using $1' \times 1'$ grid of satellite altimetry data from more than 500 thousands of $5' \times 5'$ cell, and which show different change characteristics of marine gravity field from that of land area. The reliability of the calculated model parameters is validated using ship-borne gravity anomalies. Some corrections are presented to add to the above parameters, and a final set of statistical model parameter of marine gravity field character is obtained. A suggestion is given for use of the new model parameters.

Key words: marine gravity field; character parameter; commission error; covariance function; satellite altimetry gravity; statistical model

First author: HUANG Motao, professor, specializes in marine gravity field. E-mail: Ouyangyz@sohu.com

Foundation support: The National Natural Science Foundation of China, Nos. 41474012, 41374018; the Great Scientific Instrument Development Project of China, No. 2011YQ12004503; the National Basic Research Program (973 Program) of China, No. 613219; the National Key Research and Development Program of China, Nos. 2016YFC0303007, 2016YFB0501704.