北美国家高程基准面及重力异常计算方法的重大修改

曾 华 霖
(中国地质大学 地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室,地球物理与信息技术学院,北京 100083)

摘 要:北美以及加拿大、墨西哥和美国的重力数据库进行了两项重大修改:采用国际上接受的地球椭球面,而不是习惯使用的大地水准面或海平面作为重力测点的高程基准面;改进重力异常的计算方法。对北美国家现在使用的高度校正、布格校正、地形(海洋深度)校正、间接影响校正、曲率校正、大气校正,以及均衡补偿校正,均做了不同程度的修改。

关键词:高程基准面;重力异常,计算方法;北美
中图分类号: P631.1 **文献标识码**: A **文章编号**: 1000-8918(2008)01-0008-05

来自北美 4个国家的代表政府机构,工业和学术组织的 21位地球物理学家和大地测量学家组成的工作组,经过研究提出了修改重力数据库的新标准及方法。修改的目的是为了提高重力数据库的覆盖面,通用性和准确度。Willian J. Hinze等在 2005年第 4期的 Geophysics发表了一篇文章[1],对此做了介绍。笔者感到这篇文章对于我国地球物理学家的重要参考价值,在 2005年 11月,翻译了全文,还问了 Willian J. Hinze一些问题,并得到他热情而及时的回答。在本文中介绍了该文章的主要内容,并做了简单的解释,供我国的重力勘探工作者参考。

1 重力数据库修改的主要内容

重力数据库主要进行了 2项重大修改:采用国际上接受的地球椭球面,而不是习惯使用的大地水准面或海平面作为重力测点的高程基准面;改进重力异常的计算方法,即各种校正方法(表 1)。

2 基准面

2.1 重力测点的地理坐标

重力测点的地理坐标经纬度采用度的小数为单位,精确表示到小数后第 7位。为了避免由于区域或国家水平基准面的变化引起的误差,国际地球参考框架(the international terrestrial reference frame (ITRF))和 1980年大地测量参考系统(the 1980 geodetic reference system (GRS80))椭球面用来作为水平基准面。

2.2 重力测点的垂直基准面

传统的重力测点的垂直基准面是大地水准面或海平面,相对海平面给出地面的高程。修改后的方案采用椭球面,即现在用 GRS80椭球面作为重力测点的垂直基准面。

用椭球面作为重力测点的垂直基准面具有下列优点或理由:在现有方法中存在的长波长误差被大量消除了;避免了由于局部或区域垂直基准面的不一致引起的问题;现在重力观测的定位通常用 GPS,而 GPS固有地参考了相对椭球面的高度;不再需要进行地球物理间接影响校正(geophysical indirect effect correction)[2]。

用户还可以在现有的数据库选择使用相对于局部大地水准面的高程,而不是相对于椭球面的高度。数据库的网络菜单将提供其他垂直基准面的高程转换到椭球面的高度的功能。

3 重力异常

3.1 重力异常的定义

文章的作者把重力异常定义为经过重力仪零点漂移校正的测点上的绝对重力值与重力的模拟(modeled)值,预测(predicted)值或理论重力值之间的差值。模拟值,预测值或理论重力值就是我们所指的正常重力值。这个定义与我们采用的绝对重力异常的定义是一致的[3]。

3.2 大地测量和地球物理界在重力异常定义上的差别

大地测量和地球物理界之间在重力异常的定义

收稿日期: 2007-09-06

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1　基准面,计算重力异常的各种要素的常规应用与建议的修改之间的比较

		常规应用	建议的修改
基准面	水平基准面:确定重力测点地理位置的基准面	国家选择的水平控制网	ITRF(GRS80椭球面)
	垂直基准面:确定重力测点高度的基准面	相对于国家选择的大地水准面的高度	ITRF椭球面高度(GRS80椭球面)
	观测重力:绝对重力基准面	参考 1971国际重力标准网(IGSN71)	参考 1971国际重力标准网(IGSN71),消除了 Honkasalo潮汐项
异常的计算	理论(椭球面)重力:在地球的最佳拟合椭球面上的重力,包括大气的影响	GRS80椭球面	GRS80的精确形式,见式(1)
	高度校正:观测点相对于垂直基准面高度的重力效应	均匀球体地球的重力一阶垂直梯度;0.308 6h,单位为 mGal/m,h是大地水准面之上测点的高程,单位为 m	基于 GRS80椭球面的理论重力变化的二阶近似,高程系相对于这个椭球面,见式(4)
	布格校正:垂直基准面和观测点之间地球物质的重力效应	密度 σ、半径无限大、厚度 h(等于大地水准面之上测点的高程)的均匀平板的重力效应,见式(5)	计算半径为 166.7 km的球冠重力效应的精确公式,球体地球的半径为 6371 km,测点的高程相对于 GRS80椭球面,见式(6)
	地形(海洋深度)影响:计算布格校正时假定的与水平板或球冠的地形(海洋深度)偏差的影响	不同的方法的取决于地形起伏,可以得到的地形数据,以及要求的测量精度	根据与测点距离的 3部分地形影响计算:①应用扇形环体引力,估计到 100 m的地形起伏;②100～895 m的高分辨率数字高程(Hammer的 F环);③895 m～166.7 km的数字地形模型,应用数字地形模型并考虑 14 km之外地球曲率的垂直棱柱的重力效应
	间接影响校正:计算理论重力所在的椭球面与测点高度依据的大地水准面之间高度差值引起的重力影响	由于椭球面与大地水准面高差引起的高度和布格校正的联合重力效应,见式(7)	不必,因为测点的高程也相对于计算理论重力的椭球面
	曲率校正:相对于计算布格校正时假定的水平板的地球曲率的校正	到 166.7 km距离的地球曲率影响的幂级数近似,见 LaFehr(1991b, 1998), Talwani(1998)	不必,因为在球冠重力效应的精确形式中已经考虑了地球的曲率,见式(6)
	大气校正:大气质量变化的校正,是椭球面之上高度的函数,这是由于椭球面上的理论重力中包含了大气的重力影响的结果	根据出版表格查出的线性近似,应用大气质量重力效应的解析近似,或者用式(2)近似,高度达 10 km	同常规应用
	均衡补偿影响:补偿地形变化的地下物质变化的地质校正,这个校正系根据均衡理论,即在某个深度上地球处于流体静力平衡状态	关于地球内部补偿的不同的方法和假定	Airy-Heiskanen模型,根据下列假定:地壳—地幔边界变化引起的局部均衡补偿,密度差为 300 kg/m^3,补偿深度距海平面 30 km

上是有差别的[4-5]。大地测量学家应用重力异常确定地球的形状,而地球物理学家应用重力异常解释地下地质物质的变化。习惯上,在大地测量中,当垂直基准面是大地水准面时,测点上的观测重力与模拟重力之间的差值称为异常(anomaly);当垂直基准面是椭球面时,它称为扰动(disturbance)。

为了同大地测量术语取得一致,"扰动"指的就是现在地球物理重力研究中所称的"异常"。

然而,椭球面与基于海平面基准面异常之间的差别实际上相当小,一般小于 10 mGal;而且这个差别仅表现在重力场的长波长,区域成分部分。因此,异常与扰动的差别并不影响到大多数重力勘探解释。由于异常这个词(术语)在地球物理语言及文献中已经根深蒂固,用扰动这个词不可能被地球物理界所接受,而且会在非重力学家中引起混淆。

3.3　自由空气重力异常

自由空气重力异常在大地测量中的应用最广泛,而且常常用于海洋地区的模拟和重力图的解释。这个异常的计算包括得到测点上观测重力值与模拟重力值之间的差;采用基于 ITRF的三维点位时考虑到了在 GRS80椭球面上的理论重力值和大气校正。

3.4　布格重力异常

布格重力异常根据观测重力与模拟(modeled)重力之间的差值确定,还应用了自由空气模型(free-air model)及布格和地形模型效应。布格异常主要用于陆地重力异常的模拟和重力图的解释。

注意,我国关于中间层校正及布格校正的提法源自前苏联。美国等西方国家把中间层校正称为布格(平板)校正,布格校正称为综(联)合高度校正,在阅读或撰写英文文章时要注意。

3.5　均衡重力异常

均衡重力异常用于解释区域重力异常。把均衡补偿效应与布格重力异常相加便计算出均衡重力异

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

常。

3.6 关于模拟或理论重力

我们习惯于应用理论(theoretical)或正常(normal)重力这个词。Hinze等想用模拟(modeled)重力来代替理论重力。Hinze首先解释:模拟重力不是模拟异常。他们试图提出一个思想,即测点上的重力被模拟(modeled),并与观测重力比较以得到异常值。习惯上,模拟重力称为理论重力。但是,他们采用模拟重力,而不是理论重力以便更精确地表明:确定的这个重力与地下地质情况无关。这一段是Hinze对笔者提出问题的回答,他们的文章中并没有提及。

此外,西方国家把未包括地形校正的布格重力异常称为简单(simple)布格重力异常,而包括地形校正的布格重力异常称为完全(complete)布格重力异常。

4 重力异常的计算

重力观测值换算为测点上的绝对重力值,与椭球面上的理论重力值相减,再经过一些校正(correction)或归算(reduction),便得到由地质体引起的重力异常。校正并不意味着数据中存在误差,而归算并没有把数据化到共同的垂直基准面上;只不过是利用校正把原始观测重力数据变换为异常形式。下面是观测重力数据换算为重力异常所需要的各种校正。

4.1 椭球面理论重力

考虑到地球的质量、形状和自转的理论或正常重力就是在最佳拟合地球的椭球面上的预测(predicted)重力加速度。国际大地测量及地球物理联合会(The International Union of Geodesy and Geophysics,IUGG)推荐的最新椭球面是1980年大地测量参考系统(1980 geodetic reference system,GRS80)[6]。计算这个椭球面上南或北纬度φ处的理论重力值的Somigliana精确公式(Somigliana,1930)为

$$g_T = \frac{g_e(1 + k\sin^2\varphi)}{(1 + e^2\sin^2\varphi)^{1/2}}。 \quad (1)$$

式中,g_e为赤道处的正常重力,在参考椭球面上其值为978 032.677 15;常数k为0.001 931 851 353;e是一阶数值偏心率,e^2 = 0.006 694 380 022 9。

4.2 大气效应

地球大气的质量同固体地球的质量包含在1980年国际重力公式(1980 international gravity formula)给定的确定椭球面理论重力公式中[6]。假定大气由均匀的球壳组成,重力测点上方的大气质量并不影响测点上的观测重力。均匀球壳在其内部任意点上引起的重力位是常数;而由一个上覆球壳引起的重力是零。用大气模型表示的大气质量的重力效应,应用Ecker和Mittermayer(1969)提出的,后来由Moritz(1980)介绍的一个解析式近似[6],或者用

$$\delta g_{atm} = 0.874 - 9.9\times10^{-5}h + 3.56\times10^{-9}h^2 \quad (2)$$

方程式,以0.01 mGal的精度计算达到10 km高度处的重力效应[7]。式中,h是测点的高度,单位为m。高度变化大的精确测量必须进行这个校正。在100 m高度上的大气影响,使重力异常增大了0.86 mGal,而在1 000 m高度上大约增大了0.77 mGal。

4.3 高度校正

历史上,高度校正称为自由空气校正,而且原来系相对于大地水准面(海平面)的高程(或竖高,orthometric height),而现在是相对于椭球面的高度。

在习惯上,高度校正δg_h的一阶近似公式可为0.308 6h。为了提高校正的精度,下列二阶近似公式[8]用来校正相对于椭球面高度h处的理论重力

$$\delta g_h = -\frac{2g_e}{a}\left[1 + f + m\left(-3f + \frac{5}{2}m\right)\sin^2\varphi\right]h + \frac{3g_e h^2}{a^2}。 \quad (3)$$

GRS80椭球面具有下例参数值:主半轴a,等于6 378 137 m;次半轴b等于6 356 752.314 1 m;扁率f为0.003 352 810 681;g_e是9.780 326 771 5 m/s^2;$m = \omega^2 a^2 b^2 / G_M$,其值为0.003 449 786 003 08,ω是角速度(7 292 115×10^{-11} rad/s),G_M是地心重力常数(3 986 005×10^8 m^3/s^2)。由此得到对于GRS80椭球面的二阶公式为

$$\delta g_h = -(0.308\,769\,1 - 0.004\,398\sin^2\varphi)h + 7.212\,5\times10^{8}h^2。 \quad (4)$$

式中,h的单位为m。一阶和二阶校正之间的差取决于纬度,在几千米高处可以达到几毫伽[2]。

4.4 布格校正

布格校正考虑了垂直基准面,即椭球面与测点之间地层的引力。习惯上假定垂直基准面与测点之间地层可以用一个无限大的水平板表示,因此得到布格校正(单位为mGal)的方程式为

$$\delta g_{Bc} = 2\pi G\sigma h = 4.193\times10^{-5}\sigma h。 \quad (5)$$

式中:引力常数G为(6.573 ±0.001)×10^{-11} m^3/(kg·s^2)[9];σ是密度,单位为kg/m^3;h是测点相对于椭球面的高程,单位为m。为了考虑地球曲率的影响,水平板方程式用一个球冠表示的精确公式

$$\delta g_{sc} = 2\pi G\sigma(\mu h - \lambda R) \quad (6)$$

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

代替[10]。式中,μ和λ是LaFehr定义的无量纲系数,R是测点处地球的半径($R_0 + h$),R_0是地球的平均半径,h是相对于椭球面的高程,σ是球冠物质的密度。因为在166.7 km处的截断,球冠的重力效应小于水平板的重力效应;同时又因为与水平板比较,球冠向下弯曲会引起较大的引力,使得球冠的重力效应又大于水平板的重力效应。在接近(从下面)4 150 m高度处,球冠向下弯曲的影响比较大;在大约4 150 m高度处,向下曲率的影响和截断的影响是相等的。它们的联合影响在接近2 100 m高度处,达到一个正值1.5 mGal,然后在大于4 150 m高度处继续减小,在5 000 m高度处,大约达到-1.5 mGal。

计算布格校正值用的密度决定于构成球冠的物质。在局部测量中,密度值由测点和垂直基准面之间的地质物质所决定。然而,在区域和大陆数据库中,球冠采用一个平均密度,即固体地球用2 670 kg/m^3(Chapin, 1996b; Hinze, 2003),海水用1 027 kg/m^3,净水用1 000 kg/m^3,冰用917 kg/m^3。如果能够得到直接在测点下方固体地球物质密度的更肯定的信息,希望使用接近测点位置的密度,而不是平均值2 670 kg/m^3[3,5,11]。

4.5 间接影响

高程基准面是大地水准面,而正常重力的基准面是椭球面,这2个基准面的高程差就造成地球物理间接影响。椭球面(几何)高度和相对于大地水准面的高程之间的差,全球的最大值达到±100 m,在北美及相邻海洋大约有80 m的变化范围。间接影响包括高度差别的影响和2个基准面之间(如布格校正给出的质量)的重力效应。对于陆地测点,假定一个厚度等于椭球面与大地水准面之间高程差的水平层,间接影响为

$$\delta g_{ie} = (0.308\,6 - 2\pi G\sigma)N = 0.197\,6N。\quad (7)$$

式中,N是大地水准面相对于椭球面的高程差,并假定这个层的密度σ为2 670 kg/m^3,那么最大的间接影响值大约为20 mGal,即0.197 6×100 m=19.76 mGal。海洋重力观测需要类似的校正0.265 5N mGal/m[12]。

间接影响值具有与大地水准面高程相同的符号。因为大地水准面的水平梯度低,其值随距离缓慢变化。对于小于10 km的距离,大地水准面高程的振幅改变通常小于10 cm;当波长小于100 km时小于10 m。因为它的影响小,在局部测量中这个校正是可以忽略的;或者在区域-剩余分离过程中作为区域异常的一部分而加以消除。然而,这个影响会干扰大规模作图时意义大的长波长异常的解释。

在ITRF参考框架(reference frame)中应用GRS80椭球面作为基准面,因而把间接影响引起的差值减到最小。因此,在修改的方法中,对于重力数据的归算,不必进行此校正。

4.6 地形和水深校正

地形偏离用于进行布格校正的水平板或球冠引起的重力效应称为地形校正。地形校正可以包括水体的深度。

北美和美国的数据库把测点周围的地形分为3部分以计算地形校正值:①由测点到大约100 m的距离,应用以测点为中心的扇形环块模型的引力计算地形影响[13];②100～895 m距离,也根据扇形环块模型,采用局部高分辨率的高程数据(例如10 m和30 m的网格数据)计算地形影响,这个距离包括了Hammer的F带;③从895 m到166.7 km的距离[14],数字地形模型采用15″、1′和3′的地形网格,并考虑到14 km外的地球曲率。

4.7 均衡补偿影响

均衡补偿校正用类似于地形校正的方法,用Airy-Heiskanen模型[15]及修改的Jachens and Robets方法[16]进行计算。这个方法假定均衡补偿是局部的。对于在椭球面上部或下部的不同的地形起伏或者水深负载引起的、一个假想的地壳—地幔边界的深度变化的校正,并对于全球地壳—上地幔密度差和地壳厚度的平均海平面高程,假定密度变化为300 kg/m^3,地壳厚度为30 km[17];模拟地形起伏时,假定大陆地壳密度为2 670 kg/m^3,而直到166.7 km的地形起伏用3′网格,再加上从166.7 km到180°处的、由Karki等人的文章[18]中的表得到的插值。

将来,希望采用与重力地形校正计算一致的空间域方法,进行均衡校正的计算,并应用全球数字高程和水深模型。

Hinze等建议在异常这个词之前加上形容词"椭球面";例如用"椭球面布格重力异常"以说明归算方法使用的这一垂直基准面,并提醒用户采用修改的方法。

5 讨论

重力异常的计算直接关系到重力工作的基础图件——重力异常图的精度及质量,采用的计算方法是一个关键。实际上,在重力异常的计算方面确实存在不少缺点及一些还没有解决的问题。国内外的地球物理学家在努力改进计算方法,但是在我国并

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

没有投入较大的精力。例如,过去 10年来在国内公开发表的 2 200余篇关于重力测量及重力勘探的中文文章中,只有大约 10篇论述了重力异常的计算。

北美国家在重力测点高程基准面及重力异常计算方法上作出的修改,是重力勘探历史上的一个重大举措,必然会改进重力异常计算,提高重力异常图的准确性,而且势必会影响到重力勘探课程的教学内容。

我国的重力勘探工作及大学的重力勘探教学也不可避免地会受到来自西方的这一冲击,我们必须认真面对。笔者建议,有关领导部门组织力量,仔细调查研究美国等西方国家在重力异常计算方面的研究成果,逐步采取必要的行动。

国际知名地球物理学家 Willian J. Hinze教授在笔者提出问题的不超过 11 h内就给出了满意的回答,笔者十分感谢。

参考文献:

[1] Hinze W J, Aiken C, Brozena J, et al. New standard for reducing gravity data: The North American gravity database[J]. Geophysics, 2005, 70(4): 25.

[2] Li X, Götze H J. Tutorial: Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics[J]. Geophysics, 2001, 66: 1660(with the Erratum in 67, 997).

[3] 曾华霖. 重力场与重力勘探[M]. 北京:地质出版社, 2005.

[4] Fairhead J D, Green C M, Blitzkow D. The use of GPS in gravity surveys[J]. The Leading Edge, 2003, 22: 954.

[5] Hackney R I, Featherstone W E. Geodetic versus geophysical perspectives of the "gravity anomaly"[J]. Geophysical Journal International, 2003, 154: 35.

[6] Moritz H. Geodetic reference system 1980[J]. Journal of Geodesy, 1980, 54: 395.

[7] Wenzel H. Hochauflosende kugelfunktionsmodelle fur des gravitationspotential der Erde (1)[M]. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universitat Hannover, 1985.

[8] Heiskanen W A, Moritz H. Physical geodesy[M]. W H Freeman Co., 1969.

[9] Mohr P J, Taylor B N. The fundamental physical constant[J]. Physics Today, 2001, 54: 6.

[10] LaFehr T R. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction[J]. Geophysics, 1991b, 56: 1179.

[11] Hinze W J. Bouguer reduction density —Why 2.67? [J]. Geophysics, 2003, 68: 1559.

[12] Chapman M E, Bodine J H. Considerations of the indirect effect in marine gravity modeling[J]. Journal of Geophysical Research, 1979, 84: 3889.

[13] Hammer S. Terrain corrections for gravimeter stations[J]. Geophysics, 1939, 4: 184.

[14] Godson R H, Plouff D. BOUGUER Version 1.0, A microcomputer gravity-terrain-correction program[R]. U S Geological Survey Open-File Report, 1988: 88.

[15] Heiskanen W A, Vening Meinesz F A. The earth and its gravity field[M]. McGraw-Hill Book Company, 1958.

[16] Jachens R C, Roberts C. Documentation of program, ISOCOMP, for computing isostatic residual gravity[R]. U S Geological Survey Open-File Report, 1981: 81.

[17] Christensen N I, Mooney W D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust[J]. A global view: Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 9761.

[18] Karki P, Kivioja L, Heiskanen W A. Topographic isostatic reduction maps for the world to the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km[R]. Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, 1961.

STRIKING REVISIONS OF VERTICAL DATUM AND PROCEDURES FOR CALCULATING GRAVITY ANOMALIES IN NORTH AMERICA

ZENG Hua-lin

(Geo-detection Laboratory, Ministry of Education, School of Geophysics and Information Technology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The North America gravity database as well as database from Canada, Mexico and the United States are being revised, and the revision includes the following two items: the use of the internationally accepted terrestrial ellipsoid for the height datum of gravity stations rather than the conventionally used geoid or sea level, and the modification of procedures for calculating gravity anomalies, including corrections for theoretical gravity, atmospheric effect, height effect, Bouguer effect, indirect effect, terrain and bathymetry effect, and isostatic compensation effect.

Key words: vertical datum; gravity anomaly; calculation method; North America

作者简介:曾华霖(1939-),男,教授。1960年毕业于北京地质学院构造(石油)物探专业。长期从事重、磁资料数据处理、解释及应用方面的教学与科研,在国内、外发表论文数十篇,论著数本。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net