

陈石、徐伟民、刘芳, 2013, 起伏地形条件下流动重力数据处理方法研究, 中国地震, 29 (1), 107 ~ 115。

• 重力 •

起伏地形条件下流动重力数据处理方法研究

陈石¹⁾ 徐伟民¹⁾ 刘芳²⁾

1) 中国地震局地球物理研究所, 北京市海淀区民族大学南路 5 号 100081

2) 中国地震局第二监测中心, 西安 710054

摘要 以地震监测为目的流动重力重复测量获取的重力年变信号通常在十几到几十微伽量级。但由于重力测点所处的地形高程不同, 将空间测点直接插值得到的重力异常空间图像会叠加由于地形起伏引起的异常畸变。本文通过 6 面体模型定量计算了不同规模和埋深场源的地形效应; 对青藏高原东缘地区测网的重力观测数据进行了分析处理, 并通过位场曲面延拓校正技术消除了地形影响。结果表明, 位场曲面延拓校正技术可以有效地改善重力数据质量, 有利于更准确地圈定和认识异常的空间形态特征。

关键词: 起伏地形 曲化平 重力场变化 流动重力观测 青藏高原东缘

[文章编号] 1001-4683 (2013) 01-0107-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

大地震前观测到的重力场变化(陈运泰等, 1980; 祝意青等, 2009)通常被认为与构造运动和深部物质运移等地球动力学过程相关(马杏垣, 1989; 申重阳等, 2009; 陈石等, 2011)。作为监测重力场变化的流动重力测量工作在我国已经广泛开展。目前, 这种基于固定测点的流动重力重复测量是获取区域性重力场变化信号的主要观测手段(顾功叙等, 1997)。由于这些固定的重力测点分布在起伏地形条件下, 由此获取的重力年变信号异常在十几到几十微伽量级(卢红艳等, 2004), 通过平差处理后, 可以得到 1 个测量周期每个测点的重力变化值, 然后对这些点值信息直接通过空间插值方法得到整个测网覆盖区域的重力变化信息, 一般不考虑起伏地形环境对异常空间形态特征的影响。一般情况下, 对于起伏地形条件下重力异常数据的处理问题, 只有在地形起伏高程差远远小于测点间距时, 才可以忽略由于地形起伏引起的异常畸变效应。但是当研究一定时空范围内的区域重力场变化时, 通常测量得到的重力年变化量较小。因此, 在地形起伏较大的高原地区进行流动重力测量, 获取到起

[收稿日期] 2012-09-14; [修定日期] 2012-11-23

[项目类别] 国家自然科学基金(41104046)、中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项(DQJB11C14)、中国地震局青年震情跟踪课题(2012020204)共同资助

[作者简介] 陈石, 男, 1980 年生, 博士, 副研究员, 主要从事重力位场方法和地球动力学方面的研究。

E-mail: chenshi80@gmail.com

伏地形上的重力场变化信息后,将曲面重力异常信息延拓到平面处理就十分必要和有意义了。

为了定量研究起伏地形条件对观测到的重力异常数据的影响,本文首先介绍了常用的曲面位场数据延拓的处理和转换技术,并对泰勒级数展开法的原理进行了详细介绍。其次,设计两组与实际情况相似的异常模型,即浅源(2.5~3.0km)异常模型和深源(25~30km)异常模型,引起重力场变化的异常源密度取 $\pm 1.0 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (地壳平均密度为 $2.67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。根据6面体理论重力异常公式正演计算起伏地表和水平地表两种情况下的重力异常信号,给出了不同深度的异常源在地形起伏条件下的异常畸变效应。最后,对青藏高原东缘地区1998~2005年间的实际重力测量数据进行了处理和统计分析,应用泰勒级数展开法对该数据进行了曲面延拓校正。结果表明,该区域测点重力值由观测曲面延拓到大地水准面,点值差异在 $2 \times 10^{-8} \sim 10 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

本研究的主要意义在于,定量分析了起伏地形对异常空间特征的量化影响;并在考虑地形起伏条件的情况下,将青藏高原东缘测网的实际观测数据进行处理和对比分析,将曲面测点转换到水平面插值获取区域重力变化图像。从实际数据的处理结果上看,直接将起伏地形上的重力变化数据看作平面异常,比较容易引入与地形相关的非线性误差信号源,畸变重力异常形态。特别在部分重点的高原地震潜在危险区,开展加密重力测网强化监测时,测点间距与地形起伏之比减小,此时地形起伏校正就变得更有必要。

1 方法原理

位场数据的曲化平技术主要是解决观测面起伏对空间观测数据产生的畸变问题(图1)。该问题可以通过等效源计算和直接求解 Laplace 方程等方法解决,从原理上可以分为等效源类、级数类等(侯重初等,1985;王万银等,1996、2009)。本文采用了刘金兰等(2007)的多次迭代逼近泰勒级数法解决重力数据的曲面位场延拓问题。该方法的原理是将任意高度的重力异常 $g(z)$ 用泰勒公式展开成某一高度上的异常函数 $g(z_0)$ 及其 n 阶空间导数,如下式所示

$$g(z) = g(z_0) + \sum_{n=1}^{\infty} g^n(z_0) \times \frac{(z - z_0)^n}{n!} \quad (1)$$

式中 $n=1,2,3\cdots+\infty$, $z=z(x,y)$ 即观测曲面的地形起伏, z_0 为要延拓到的平面高度, $g(z)=g(x,y,z)$ 为观测三维空间曲面的位场异常数据, $g^n(z_0)$ 为位场异常的 n 阶垂向导数。由位场异常的频谱性质,可以通过二维傅里叶变换方法求得任意高度位场异常的 n 阶垂向导数。将式(1)右边第1项和左边项互换,可以构造出如下式的迭代形式, k 为第 k 次的迭代结果

$$g_k(z_0) = g(z) - \sum_{n=1}^{\infty} g_{k-1}^n(z_0) \times \frac{(z - z_0)^n}{n!} \quad (2)$$

首先,迭代过程可以通过给定初值 $g_0(z_0)$,将不同阶次的垂向导数求和后,代入式(2)得到 $g_1(z_0)$;然后,在求得 $g_1(z_0)$ 的 n 阶垂向导数求和后,得到 $g_2(z_0)$ 。这样通过式(2)不断迭代后可以得到 $1,2,3\cdots,k-1,k$ 次迭代结果,当第 $k-1,k$ 次的迭代结果满足给定误差条件后,结束整个迭代过程。

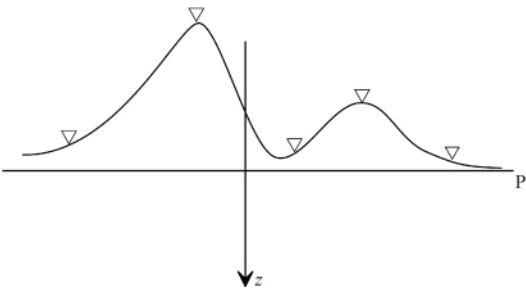


图 1 起伏地形曲面观测点示意图
倒三角形为观测点;曲线为起伏地形示意;P 为延拓后的测点平面

在迭代过程中,需要注意的是 n 阶导数的选择问题。在实际数值计算过程中,由于在频率域中求得的垂向导数受高频放大作用的影响,往往需要通过低通滤波器进行压制,刘金兰等(2007)提出了一种逐步逼近和延拓到平均平面的技术以解决实际计算过程中遇到的数值误差问题。

2 模型计算

通常流动重力测量得到的重力场变化可以归因于测点处高程变化和测点区域周围密度变化的综合效应(陈运泰等,1980)。一般在测点重力变化量值无法用高程变化很好拟合时,通常将这种重力场的变化认定为是由不同深度场源异常引起的(物质流动或介质密度变化)。在众多的震前重力资料分析中,一种 4 象限分布的重力异常模式被认为与震前断层的等效位错运动有关(申重阳等,2009)。因此,本文采用理论 6 面体模型模拟这种 4 象限异常模式,并通过两组模型解析计算了在浅部小规模异常(模型参数见表 1)和深部大规模异常(模型参数见表 2)两种模式下,在起伏地形上观测的重力异常与平面观测的异常的特点。

表 1 4 象限重力异常源模型 1 参数(浅部小规模异常)

重力异常源序号	直立 6 面体角点坐标 (km)						密度变化 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
	x_1	x_2	y_1	y_2	z_1	z_2	
1	6	10	4	10	2.5	3	-0.01
2	10	14	4	10	2.5	3	0.01
3	6	10	10	16	2.5	3	0.01
4	10	14	10	16	2.5	3	-0.01

表 2 4 象限重力异常源模型 2 参数(深部大规模异常)

重力异常源序号	直立 6 面体角点坐标 (km)						密度变化 ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)
	x_1	x_2	y_1	y_2	z_1	z_2	
1	60	100	40	100	25	30	-0.001
2	100	140	40	100	25	30	0.001
3	60	100	100	160	25	30	0.001
4	100	140	100	160	25	30	-0.001

设计第 1 组模型的目的是计算上地壳浅部的小规模密度异常体在起伏地形上理论异常的空间形态。模型单元尺度为 $4\text{km} \times 6\text{km} \times 0.5\text{km}$, 中心埋深 2.75km , 密度变化为 $\pm 1.0 \times$

$10^{-2} \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。在这组模型中,我们选择川滇某地区的实际地形作为地表观测曲面,如图2所示。图2(a)是组合异常体在大地水准面上的理论重力异常,异常范围 $\pm 40 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$;图2(b)是以真实地形模拟的观测曲面,地形最大起伏2800m,平均海拔3500m;图2(c)是在该曲面上观测的理论重力异常,异常范围 $\pm 9 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

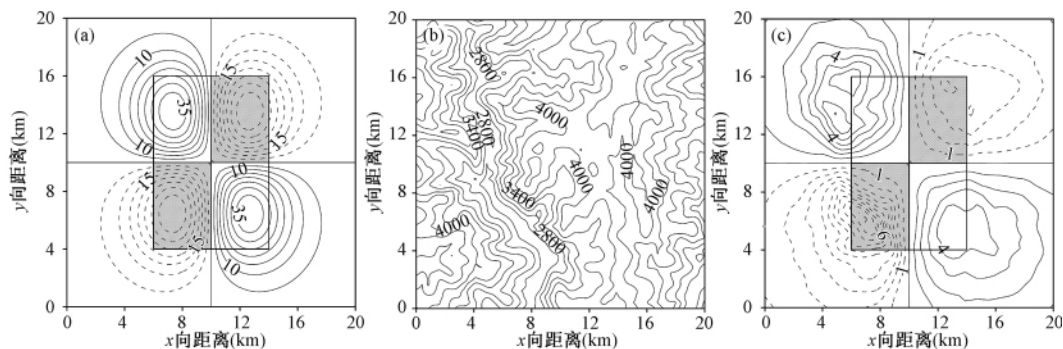


图2 浅部小规模模型重力异常对比

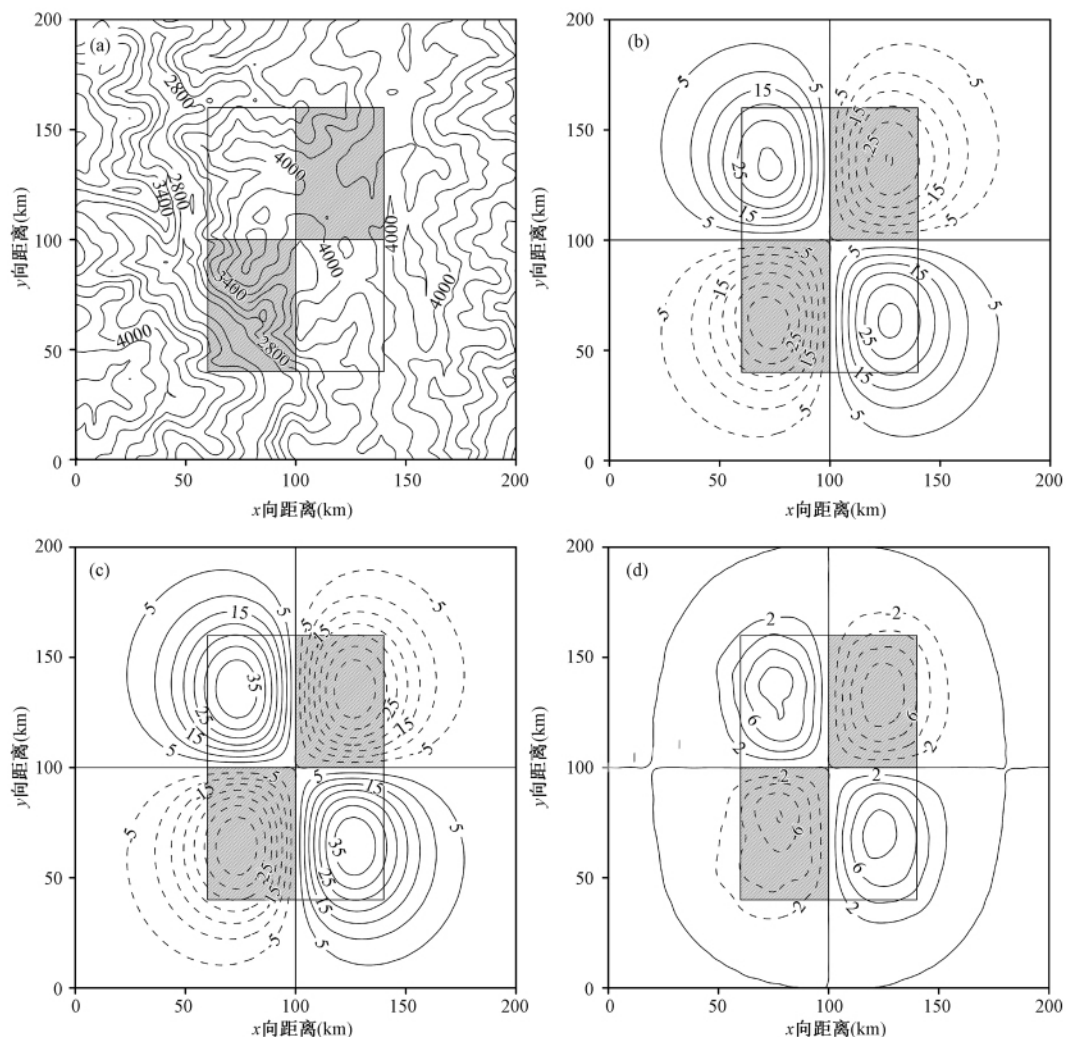
(a) 大地水准面上的重力异常; (b) 模拟地形; (c) 模拟地形上的重力异常

(a)、(c) 图中实线为模型位置; 灰色阴影为负密度模型位置; 等值线虚线为负异常; 重力单位: $10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$; (b) 中的曲线为海拔(m)等高线

模型1计算结果表明,上地壳浅部小规模密度异常体的规模和埋深与地形起伏之间具有很强的相关性,在实际起伏的曲面上观测的异常会产生与地形起伏相关的形态变化,即在地势高地区由于距离场源较远,观测的异常幅值明显小于地势较低地区。这种由于地形起伏对观测值产生的影响,其异常幅值随高度减小的现象与地球重力场正常梯度变化规律不同,需要进行曲面延拓校正,以消除地形起伏对异常空间形态观测的畸变作用。

如果我们用模型1去模拟较小规模异常体对单个流动重力测点结果的影响,那么现有重力测网的点间距都在十几千米至几十千米。因此,我们设计了模型2,该模型单个异常体的尺度为 $40 \text{km} \times 60 \text{km} \times 5 \text{km}$,同样由4个异常体组成,形成一个4象限异常模式,规模为模型1异常的10倍,中心埋深更深为27.5km,密度变化 $\pm 1.0 \times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$,即模型1密度变化的0.1倍。

模型2计算结果如图3所示。图3(a)是实际地形起伏,地形起伏范围与模型1相同;图3(b)是理论计算在起伏地形上的重力异常值,约为 $\pm 32 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之间;图3(c)是理论计算在大地水准面上的重力异常值,约为 $\pm 39 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之间;图3(d)为大地水准上的重力异常与实际地形上重力异常之间的差值。图3(b、c)的异常幅值与我们流动重力两期实际观测结果在同一个量级上,说明我们模拟用的参数较合适;对比发现两图重力异常整体形态差别不大,由图3(d)的结果我们可以发现异常差值分布在 $\pm 7 \times 10^{-8} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之间,异常差值的形态不对称,且与地形起伏强相关。模型2的异常如果可以看做是一种下地壳较深场源模型,那么根据模型计算结果,我们可以发现,通过“曲化平”技术可以将观测平面延拓到大地水准面高度,在高海拔地形实际是将观测面向场源更近的平面进行延拓,延拓后的异常幅值范围将更大;通过曲面延拓校正,虽然异常整体形态不会发生明显的改变,但是异常点值会出现与地形起伏相关的调整。



3 青藏高原东缘地区实测重力数据分析

中国地壳运动观测网络项目是“九五”期间国家重大科学工程项目之一,在中国大陆采用绝对重力控制、相对重力联测的方式,在 1998 ~ 2008 年完成了全国范围内 400 多个测点的 5 期重复观测。祝意青等(2012)应用该资料对中国大陆重力场变化和强震发生之间的关系进行了深入的分析和讨论,指出中国大陆强震多发生在重力场空间变化分布较为剧烈地区和重力变化发生转折的时段。

在 2008 年汶川地震前,泸州-汶川-马尔康一带的重力变化曾达到 $110 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。但是该区域的地形起伏非常巨大,测点高程起伏差异达到 4000m,平均高程 1742m,测点平均间距 59.3km。因此,本文选取青藏高原东缘地区的重力测网数据作为本文研究区域($24.5^{\circ} \sim 39^{\circ} \text{ N}$, $99^{\circ} \sim 110^{\circ} \text{ E}$,如图 4 左图所示),选取 2002 ~ 2005 年的点值重力变化数据作为研究对象,并选取 A、B、C 3 条剖面上的起伏地形校正结果(从实测地形位置延拓至大地水准面高度)、地形和曲面延拓校正量进行定量分析。图 5 是研究区范围内的 82 个测点值校正结果。

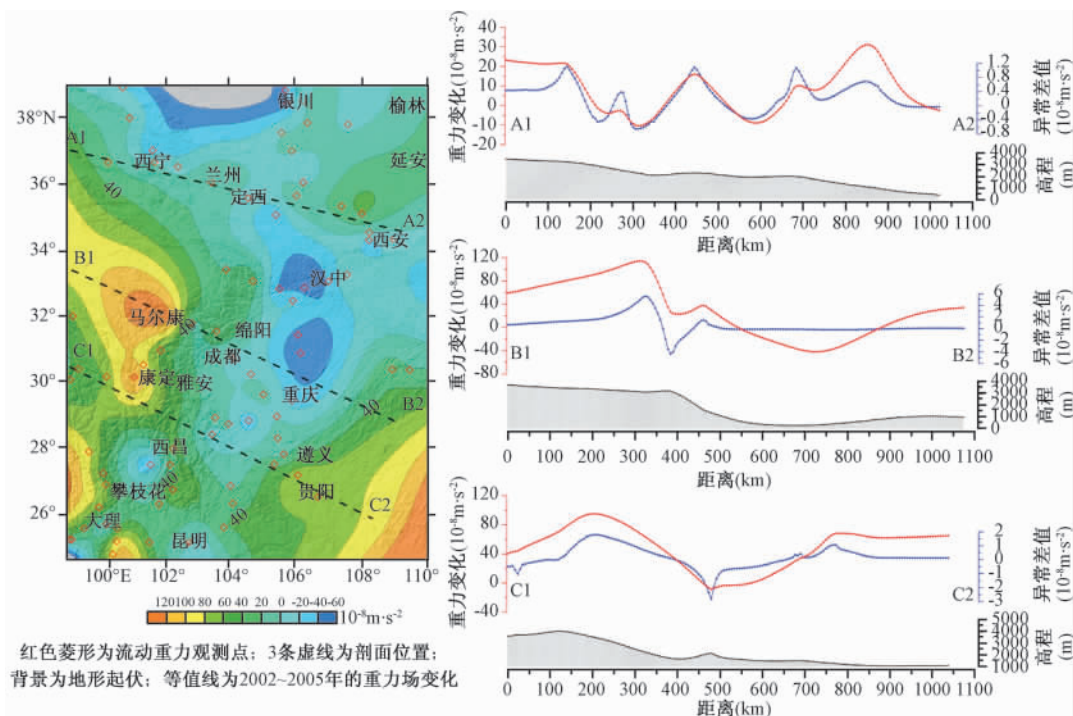


图 4 以青藏高原东缘地区 2002 ~ 2005 年实测重力变化资料

图 4 中选取了 NWW 向的 3 条剖面进行研究,定量计算了地形起伏条件下的点值改正,对不同地形特点下的异常形态特征进行了统计分析。图 4 右侧剖面中的黑色曲线为地形变化、红色曲线为起伏地形校正后的重力变化、蓝色曲线为校正量,地形起伏引起的非正常重力梯度值变化与地形具有一定相关性,同时与重力异常变化也有一定关系。在地形起伏剧烈的地区,将测点数据延拓到大地水准面的校正量值较大。这三者之间的关系具有非线性

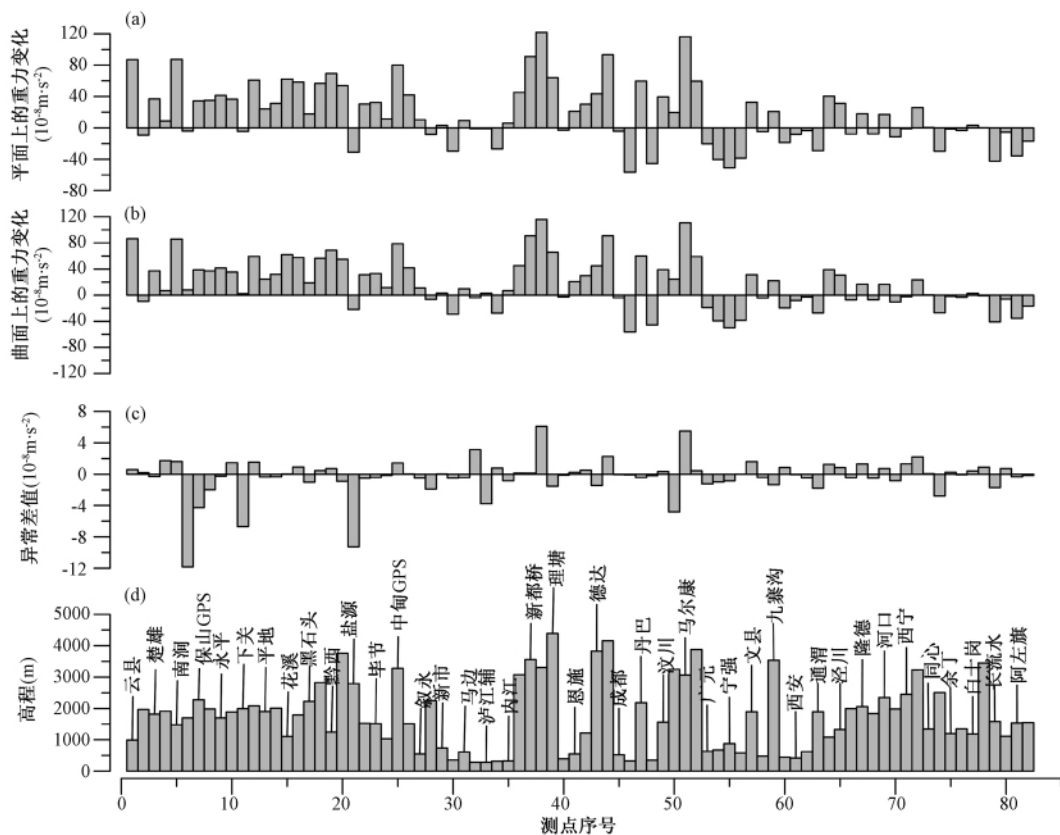


图5 青藏高原东缘地区2002~2005年测点重力变化量曲面延拓校正分析

(a) 延拓到大地水准面的重力变化; (b) 起伏地形条件下观测的重力变化; (c) (a)和(b)之间的重力异常差值; (d) 测点高程

相关特点。

对图4网格化后的网格数据统计结果表明,在起伏地形上观测的重力异常点值插值后变化量值分布在 $-56.15 \times 10^{-8} \sim 114.99 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之间,曲面校正后的重力异常变化量值分布在 $-56.54 \times 10^{-8} \sim 124.21 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 之间,最小值相差 $15 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,最大值相差 $9.7 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。对图5的实际重力测点数据的统计结果表明,在起伏地形上异常变化最小值 $-56.4 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,最大值 $115.8 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$;曲面延拓校正后最小值 $-56.48 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,最大值 $121.89 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。曲面延拓校正前后的点值最大相差 $11.82 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,平均相差 $1.36 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

4 结论和讨论

在我国以地震监测为目的开展的流动重力测量调查工作,通常野外观测在固定测点上完成。由于这些测点分布在起伏地形上,因此,观测的重力场变化实际是一种与地形起伏相关的地球物理场信息。以本文研究的青藏高原东缘地区为例,可获取的重力年变信号异常在十几到几十微伽量级。野外测量的相对重力数据通过平差处理可以得到一个测量周期的每个测点重力变化值,在一般定性研究中,常常直接将测点值进行空间插值,得到整个测网

覆盖区域的重力场变化,并不考虑起伏地形的影响。但对于一些定量研究,测点在起伏地形上的影响不能忽略。本文从理论模型和实际数据分别讨论了如何采用位场曲面延拓技术消除这种地形起伏的影响,研究表明:

(1) 分布在起伏地形条件下的重力测点获取的重力年变信号异常在十几到几十微伽量级,通过对本文研究区域的测网实际资料的统计分析可见,在重力测点上由于地形起伏可以产生约 $2 \sim 10 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 量级影响。

(2) 通过模型定量计算,模拟了浅部小规模 and 深部大规模两种异常,起伏地形效应大小与测点起伏和异常规模密切相关,也即地形起伏与测点距离之比越大,这种起伏地形对异常的影响越值得考虑。

(3) 实际结果表明,将曲面测点转换到水平面插值获取区域重力变化图像的方法可以有效地改善重力数据质量,更准确地圈定和认识异常的空间形态特征。这有助于提高对观测得到的重力场变化信号的认识水平。

综上所述,对流动重力数据测量开展曲面延拓校正处理,可以有效校正观测地形起伏对空间异常形态特征的影响。地形起伏的影响与测点间距和地形高程变化量相关,当测点高程远远小于测点间距时,可以忽略观测数据的曲面效应。但这要根据研究对象和目标特点来决定,起伏地形的曲面效应对于深部异常源的反映较小,相比而言对于浅源异常的反映更明显。依据本文的统计结果,位场的曲面校正技术可以有效地提高观测重力数据质量,更准确地圈定和认识异常的空间形态特征,提高对观测得到的重力场变化信号的认识水平。

致谢: 本文研究过程中长安大学刘金兰博士提供的曲化平计算程序,国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目为本文提供了青藏高原东缘地区测点的重力观测数据,在此一并致谢。

参考文献

- 陈石、王谦身、祝意青等,2011,青藏高原东缘重力导纳模型均衡异常时空特征,地球物理学报, **54**(1), 22 ~ 34。
- 陈运泰、顾浩鼎、卢造勋,1980,1975 年海城地震和 1976 年唐山地震前后的重力变化,地震学报, **2**(1), 21 ~ 31。
- 顾功叙、郭宗汾、刘克人等,1997,中国京津唐张地区时间上连续的重力变化与地震的孕育和发生,科学通报, **42**(18), 1920 ~ 1930。
- 侯重初、蔡宗熹、刘奎俊,1985,从偶层位出发建立曲面上的位场转换解释系统,地球物理学报, **28**(4), 410 ~ 418。
- 刘金兰、王万银、于长春,2007,逐步逼近曲化平方法研究,地球物理学报, **50**(5), 1551 ~ 1557。
- 卢红艳、郑金涵、刘端法等,2004,1985 ~ 2003 京津唐张地区重力变化,地球物理学进展, **19**(4), 887 ~ 892。
- 马杏垣,1989,重力作用与构造运动,北京:地震出版社。
- 申重阳、李辉、孙少安,2009,重力场动态变化与汶川 $M_s 8.0$ 地震孕育过程,地球物理学报, **52**(10), 2547 ~ 2557。
- 王万银、刘金兰、邱之云等,2009,频率域偶层位曲面位场处理和转换方法研究,地球物理学报, **52**(10), 2652 ~ 2665。
- 王万银、潘作枢,1996,偶层位曲面位场数据处理及转换方法,西安地质学院学报, **18**(3), 69 ~ 76。
- 祝意青、梁伟锋、湛飞等,2012,中国大陆重力场动态变化研究,地球物理学报, **55**(3), 804 ~ 813。
- 祝意青、徐云马、吕弋培等,2009,龙门山断裂带重力变化与汶川 8.0 级地震关系研究,地球物理学报, **52**(10), 2538 ~ 2546。

Research for mobile gravity dataset processing technique on the surfaced rugged topography

*Chen Shi*¹⁾ *Xu Weimin*¹⁾ *Liu Fang*²⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Second Crust Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Xi'an 710054, China

Abstract The annual gravity variation in the same measuring position, which is for seismic monitoring by repeated measurement, is about more than a few tens $1 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$. However, since the topography of the measuring position is varying from point to point, the gravity anomaly gained through gridding will be influenced directly. So we calculated the topographic effects with different scales and depth of field sources by the hexahedral model in this paper, and with this as the basis, we analyzed the gravity observation data of the eastern margin of Qinghai-Tibetan plateau, and removed the influence of the terrain by the method of potential field continuation. The results showed that this method was efficient in improving the quality of the gravity data, which was more helpful in cognizing the space characteristics of gravity anomaly and also the gravity field variation by repeated measurements.

Key words: Rugged topography Reduction of data to horizontal plane Gravity field variation Mobile gravity measurement Eastern margin of Qinghai-Tibetan plateau