

doi:10.12196/j.issn.1000-3274.2021.01.002

时变重力场球面模型反演算法和模拟实验^{*}

张 贝^{1,2}, 陈 石^{1,2}, 李红蕾^{1,2}, 杨锦玲^{1,3}, 韩建成^{1,2}, 卢红艳^{1,2}

(1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081; 2. 北京白家疃地球科学国家野外观测
研究站, 北京 100095; 3. 福建省地震局, 福建 福州 350003)

摘要:时变重力场是研究地球内部介质物性变化的重要手段。本文提出了一种适用于地面流动重力测量获得的时变重力信号的场源反演方法, 该方法采用球坐标系下的六面体单元来模拟场源介质, 适合大尺度地震流动重力测量数据的等效源模型构建。通过引入重力时变信号的一阶光滑先验条件, 压制了时变重力信号中的短周期高频分量, 可用于提取与地震孕育相关的长周期信号。通过理论和模型实验证明了本文算法的可靠性和稳定性, 并使用南北地震带南段 2014—2017 年的流动重力实测数据进行了反演解释, 获得了地壳内部等效场源的视密度时变信号, 变化量级在正常地壳密度的 $\pm 0.7\%$ 之间, 其空间形态受川滇菱形块体边界控制。研究成果可用于时变重力场模型解释和深部场源特征提取, 可为地震重力前兆信号分析和相关研究提供完备的方法保障。

关键词:时变重力场; 位场反演; 流动重力; 等效源; 密度变化

中图分类号: P315.7 文献标识码: A 文章编号: 1000-3274(2021)01-0013-12

引言

时变重力场特别是高精度的微伽级时变重力信号, 是研究地球内部物质迁移和变形过程的重要科学依据。21 世纪以来, 以 GRACE 卫星为代表的空间对地观测手段不断发展, 使得人类可以获取全球尺度的重力变化图像^[1], 这些时变重力信号在全球陆地水储量变化^[2, 3]、同震物质迁移^[4]和两极冰川融化速率估计^[5, 6]等方面取得了一系列重要的成果。除此之外, 通过陆基固定点的定期重复观测, 也可以获得时变重力信号, 相比卫星重力手段, 陆基流动重力观测距离地壳内部场源更近、可观测的重力信号量级更大, 但是由于测量受到地形和道路限制, 测点分布不均匀且容易受到局部近场源的环境变化干扰^[7, 8]。

我们知道, 时变重力场反映的是场源的属性变化。长期以来, 科学家们一直期望通过陆基重力观测获取地壳深部孕震区介质变化的信息^[9~15]。但由于陆基流动重力测点分布不

* 收稿日期: 2020-07-16; 修改回日期: 2020-09-03

基金项目: 科技部重点研发专项项目(2018YFC1504506; 2018YFC0603502), 国家自然科学基金面上项目(41774090), 国家自然科学基金地震联合基金项目(U1939205), 中国地震局地球物理研究所基本科研业务费专项资助(DQJB20X09), 中国地震科学试验场专项(2019CSES0105)联合资助

作者简介: 张贝(1985-), 男, 河南商丘人, 助理研究员, 主要从事计算地球动力学与数值模拟。

通讯作者: 陈石, 研究员。E-mail: chenshi@cea-igp.ac.cn

均、测量容易受到高频噪声污染等问题,如何从空间非均匀分布的有限重力测点数据中提取地壳深部场源信号,一直是国内外研究的热点问题之一^[16, 17]。除此之外,陆基流动重力测点还可能由于环境变化等原因产生位置变化,从而引起有效的重力时变信号采样点发生改变。

本文以“以场求源、场源结合”的思想为指导,通过构建一个等效源模型^[12],以可控分辨率的离散网格单元模拟场源介质,采用球坐标系下的六面体单元^[18]构建场源格林函数;通过引入时空光滑等先验条件^[19],给出了时变重力场正则化反演的核心算法。该方法对不同期次的陆基时变重力数据测点变化不敏感,可以减小由于测点变化引起的时变重力信号损失问题,同时,由于采用球坐标系下的六面体单元,不需要进行测点的坐标投影变换,特别适合于测点间距在十几至几十千米尺度的地震流动重力数据场源建模问题。

本文分以下几个部分开展研究,首先在第一部分给出了本文提出的等效源反演方法原理和正则化约束定义及反演求解方法;在第二部分,通过设计的理论模型,测试了由于测点变化、噪声干扰等情况下的算法稳定性和有效性;第三部分针对实际数据进行了测试,反演得到的重力时空场源变化特征与川滇菱形构造具有一致性;最后,详细讨论了该方法的优缺点及可能在实践应用中遇到的问题,并对潜在的应用领域和方向进行了进一步分析和探讨。

1 方法原理

经典的重力位场反演方法^[19]同样适合时变重力场反演问题,两者之间的区别在于时变重力反演需要对多个离散时间节点上的观测重力信号进行反演和参数优化。由于重力位场反演通常在没有合适先验约束的条件下,垂向分辨能力不佳。因此,本文在不引入过多假设条件的基础上,采用“等效源”的概念来描述时变重力场的场源特征,在诸如对时变卫星重力信号的分析解释中,也有类似的用反演“等效水厚度”来描述时变重力场源特征的方法^[20]。在本节中,我们分三部分从基本方程、正则化约束和贝叶斯参数优化三个方面来展开论述。

1.1 基本方程

在时变重力场的场源观测方程可以表示为如式(1)的线性方程组形式。

$$f(x, y, z, t) = \mathbf{G}m \quad (1)$$

其中, \mathbf{G} 为核函数矩阵, m 为场源模型, f 为在离散观测系统上的四维函数。如果分别用 M , N 和 K 来表示场源模型数,观测点数和观测期/次数,则式(1)中的场源模型 m 可以写为以下向量形式, $m = [m_{M1}, m_{M2}, \dots, m_{Mk}]^T$; 观测场 f 的向量形式为 $f = [f_{N1}, f_{N2}, \dots, f_{Nk}]^T$ 。核函数 \mathbf{G} 为 $\sum_{k=1}^K M_k \times \sum_{k=1}^K N_k$ 维矩阵,其中非零元素个数为 $\sum_{k=1}^K M_k \times N_k$ 。

通常,当观测系统和场源模型设计好后,可以确定核函数矩阵 \mathbf{G} ,从场源模型 m 计算观测系统上的理论重力场 f 为正演问题。而从观测场 f 估计场源模型 m 为反演问题。反演问题是典型的不适定问题,一般需正则化处理后才可以求解。反演问题的求解可以转换为式(2)所示的目标函数最小二乘问题:

$$\Phi = W_0 \| \mathbf{G}m - f(x, y, z, t) \|^2 + \Phi_s(m) + \Phi_T(m) \quad (2)$$

其中,等式右端第一项为观测部分,第二和三项为正则化约束部分,与模型先验假设有关。

1.2 正则化约束

由于重力位场反演问题在数学上属于典型的不适定问题, 通常需要正则化约束才能定解。对于时变重力场的反演, 正则化约束由空间项和时间项两部分构成。

(1) 空间约束

在式(2)中的右端第二项 Φ_s 可以表示为如下形式:

$$\Phi_s(m) = \iint \left[W_1 \left(\frac{\partial m}{\partial x} \right)^2 + W_2 \left(\frac{\partial m}{\partial x \partial y} \right)^2 + W_3 \left(\frac{\partial m}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy \quad (3)$$

其中, W_1 、 W_2 和 W_3 是与模型在空间各方向光滑程度相关的权系数(超参数)。具体物理含义是期望待求的场源模型在 X , XY 和 Y 各个水平方向上都具有一阶光滑特征, 具体光滑程度与 W_1 、 W_2 和 W_3 这三个待优化的未知超参数有关。

(2) 时间约束

在式(2)中的右端第三项 Φ_T 可以表示为如下形式:

$$\Phi_T(m) = \int W_4 \left(\frac{\partial m}{\partial t} \right)^2 dt \quad (4)$$

其中, W_4 是与模型在时间上光滑程度相关的权系数(超参数)。物理含义是期望待求的场源模型在时间上具有一阶光滑特征, 光滑程度由超参数 W_4 来控制。

1.3 超参数优化

在反演计算中, 式(2)~式(4)中的 W_0 至 W_4 共 5 个超参数需要确定后才可以求解。为了合理确定这些超参数, 本文引入贝叶斯方法中的 ABIC 准则来实现超参数的优化计算^[21]。具体实现是通过 ABIC 最小化实现。

$$ABIC = -2 \log(L) + 2N \quad (5)$$

式(5)中, L 是模型的似然函数, N 是超参数个数。ABIC 最小化问题是非线性问题, 可以采用单纯形方法或者牛顿法等具有多参数非线性优化能力的方法来求解。

2 模型实验

本文研制的时变重力的场源反演方法, 主要是为了解决陆地时变重力测量的场源模型确定问题。为了验证方法的有效性, 本文以南北地震带南段的实际重力测点分布为依据, 通过设计两组不同特征的检测板模型, 分别从无噪声和有噪声两个角度, 讨论实际地表非均匀分布重力测点的场源模型反演问题。

图 1 是南北地震带南段的实际流动重力测点分布, 测点数为 412 个, 如图中白色圆点所示。从测点位置可以发现, 测点间距不均, 且几何形态与地形和交通状况密切相关。一般认为, 测点的非均匀分布程度直接影响场源的监测能力, 对测点分布空区或显著稀疏分布位置的场源, 其监测能力不会太高。在图 1 的重力测网中, 即使在最密集的西昌—攀枝花—昭通地区, 也存在显著的环形监控盲区。

本文基于球面四面体(Tesseroid)模型, 统一采用以 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的模型单元尺度来实现场源模型的离散化, 正负相间的场源体密度取 $\pm 1 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$, 场源体埋深 10 km, 每个场源模型的等效厚度为 1 km。表 1 给出了两组不同分辨率的检测板参数, 以及地表重力测网可观测的理论模型重力异常。下面我们分别从以下两个方面开展综合模型实验。

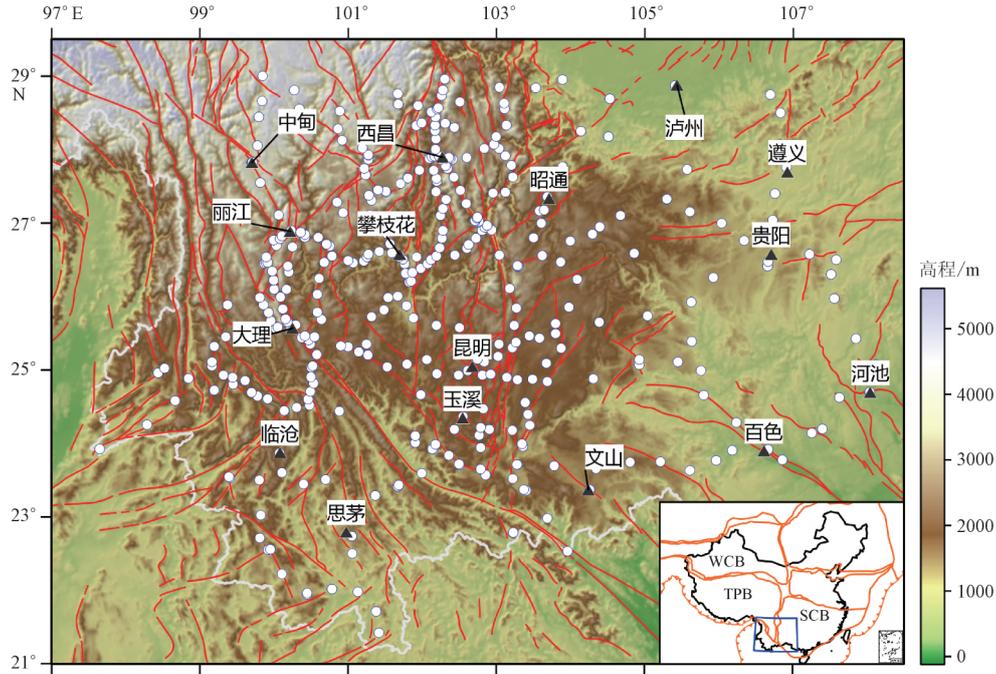


图 1 南北地震带南段流动重力观测网络

图中白色圆点为陆地重力观测点位置, 红色实线为活动断裂构造, 白色实线为国界

Fig. 1 The gravity observation network in the southern section of the South-North seismic zone the white dots show the location of the gravity station, the red solid lines show the active faults, and the white solid line is the border

表 1 检测板模型测网可观测重力异常

Table 1 The observable gravity anomalies for the checkerboard model

	检测分辨率	最大异常	最小异常	中数异常	平均异常
		$/10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$			
模型 1	$1^{\circ} \times 1^{\circ}$	32.10	-32.06	-3.77	-1.61
模型 2	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	23.00	-23.27	0.20	0.49

2.1 检测板实验

本文的检测板实验是通过设计一组正负相间的同尺度场源体, 通过正演方法得到实际测点位置的理论重力异常, 然后利用反演方法获得场源模型参数, 通过与已知场源参数对比, 来评价由于实际测网分布不均匀而导致的空间非均匀场源分辨能力的差异性问题的。

图 2 是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 分辨率的检测板模型 1 在地表可观测的理论重力异常与地表实际测点的空间分布情况。整个可观测的重力异常量级在 $\pm 30 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 变化, 由于地表实际重力测点分布不均匀, 能通过现有陆地重力测网观测到的异常如图 3 所示。图 3 中除了中甸以西、百色以南等没有重力测点分布的测网以外区域, 在其测网内部也有多个类似于泸州至文山之间的大部分空区存在, 可见地表重力测点多以“环状”展布, 而每个测环中心区域的监控盲区也将十分不利于场源结构的反演。对比图 2 和图 3 的结果可以发现, 如果仅通过图 3 的地表观测重力异常场信息, 很难与图 2 所示的理论重力异常特征联系起来, 因此,

由于地表测点的非均匀分布和观测局限导致的稀疏采样问题，如何影响反演？而本文设计的正则化手段是否有利于恢复场源参数，有效压制噪声影响？下面我们进一步结合模型测试结果进行讨论。

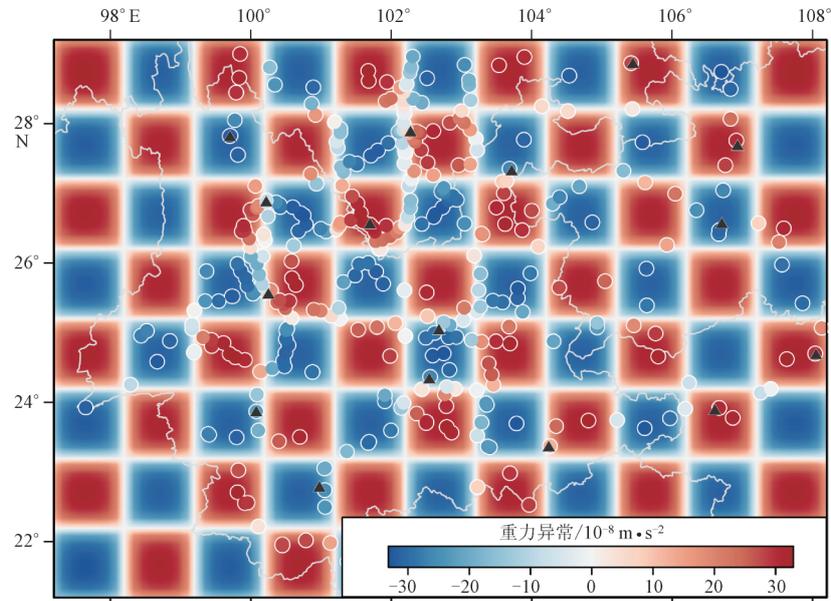


图 2 检测板模型地表理论重力异常

Fig. 2 The surface theoretical gravity anomaly of checkerboard model

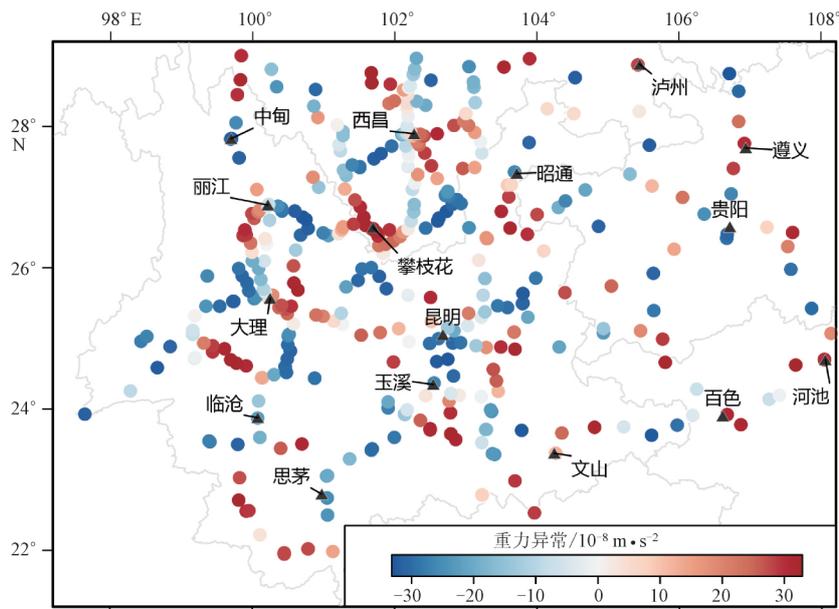


图 3 地表重力测网可观测的重力异常

Fig. 3 The surface observable gravity anomaly at the surface gravity network

图 4 是基于图 3 所示的地表实际测网采样到的重力异常反演后的场源参数结果。图

4(a)为检测板模型 1 场源参数, 图 4(b)为反演得到的场源参数, 两者均采用相同尺度的色标。如图 4(b)所示, 除了测点以外的区域无法恢复场源参数外, 在贵阳至百色的测环中心监测区域也出现较为明显的检测空白区。由于每个场源体模型大小为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 而检测板分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 在如玉溪至临沧中间的无测点覆盖区内, 可以看到相邻场源体之间的密度值存在一定“渐变”特征, 分析结果与式(3)中的空间平滑正则化约束相关。

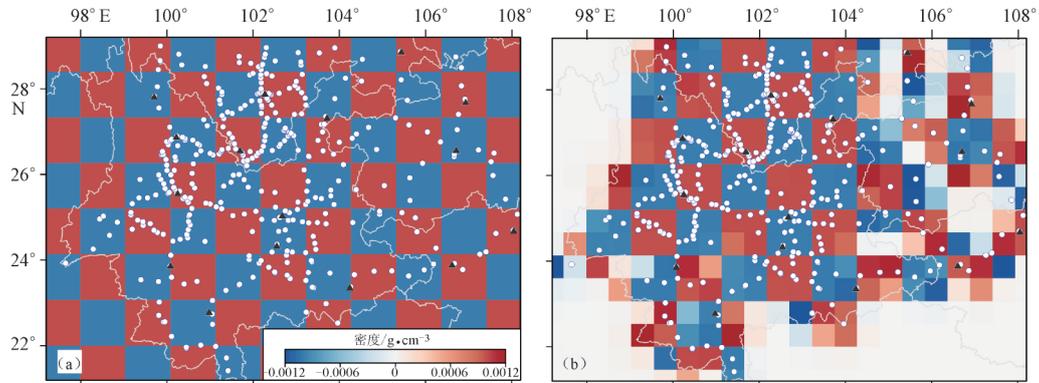


图 4 检测板模型 1 反演结果

Fig. 4 Inversion results of checkerboard model 1

综合分析检测板模型 1 的结果, 对于无测点覆盖或者测环内空区大于检测板分辨率尺度的情况下, 现有的南北地震带南段重力测网不具备监测能力。而在测环中间区域小于 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 范围, 可近似得到场源参数, 但会存在较明显的误差; 而对于测环中间空区较小, 如玉溪至攀枝花及周边地区, 虽然测点分布不均匀但仍能通过反演得到基本准确的场源参数。

下面, 如果进一步缩小检测板的分辨率, 采用表 1 中的检测板模型 2 参数来反演, 结果如图 5 所示。在这个结果中, 检测板分辨率与场源模型大小一致, 两者同为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。图 5(b)的反演结果表明, 除了在测网外部和测环内部较大空区位置, 无法反演得到正确的场源参数外, 相比模型 1 结果, 如玉溪至临沧中间的较小空区位置反演的场源参数结果与真实值仍存在较大的差距。而在中甸至西昌等这类测网中间的区域, 有部分无测点的场源位置仍然可以恢复较准确的密度参数。

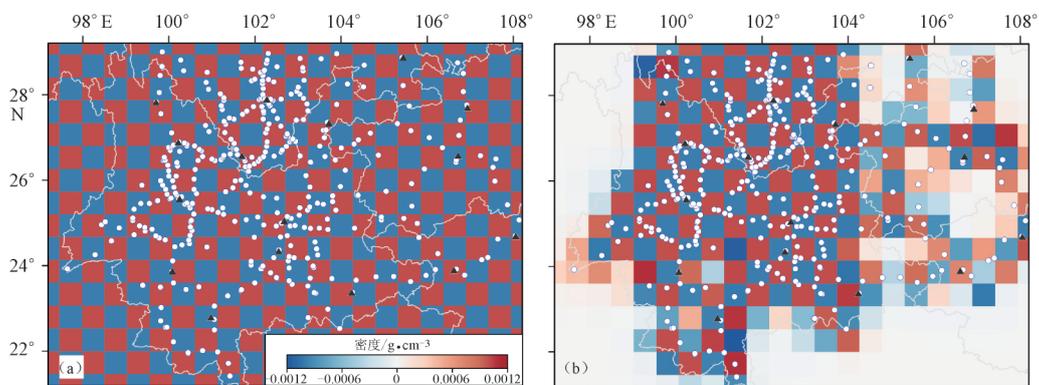


图 5 检测板模型 2 反演结果

Fig. 5 Inversion results of checkerboard model 2

综合分析检测板模型 2 的反演结果, 当场源模型大小和检测板分辨率较为一致的情况下, 有利于通过反演算法恢复场源参数, 特别是在测网内部一些测环内空区位置的场源参数也可能通过反演得到正确的结果。

2.2 噪声模型测试

通常在实际的重力测量中, 除了测点分布不均匀外, 还不可避免地可能受到各种噪声干扰, 除与测量仪器有关外, 还可能与近测点位置的局部环境变化有关。在本节测试中, 我们分别模拟了 $\pm 2 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $\pm 10 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 两种条件下的高斯噪声污染模型, 对检测板模型 1 参数进行反演, 结果如图 6 所示。图 6(a) 可见西昌—丽江—昆明—鲁甸区域的场源反演结果较好, 在两种噪声干扰的情况下, 基本可以恢复 $1^\circ \times 1^\circ$ 的场源异常。对比图 6(b) 和图 4(b) 可以看出, 反演效果会受到噪声干扰, 且反演效果与信噪比正相关。在图 6(b) 中, 黑色实线区域是我们认为该测网可以在测试噪声条件下, 能较好地区分 $1^\circ \times 1^\circ$ 空间尺度场源异常的位置。

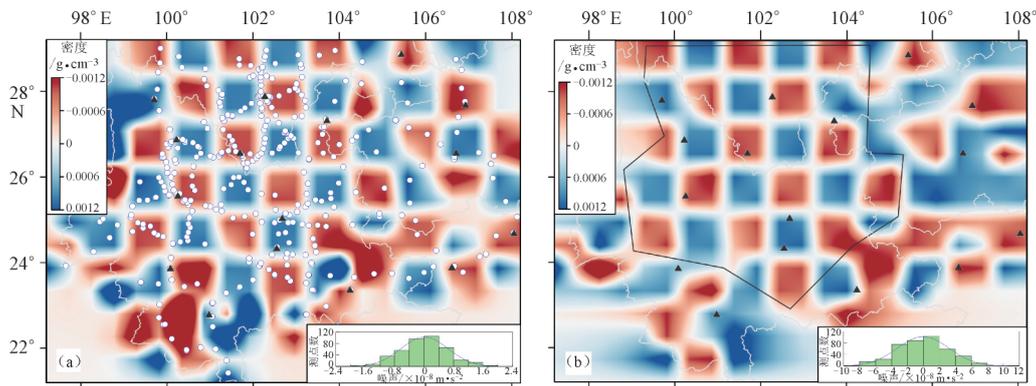


图 6 含噪声的检测板模型 1 反演结果

Fig. 6 Inversion results of checkerboard model 1 with noise

3 实际数据测试

为进一步测试本文的时变重力场反演方法, 我们在上节检测板模型测试基础上, 针对实际观测数据进行测试, 利用南北地震带南段 2014 年 9 月至 2017 年 9 月期间的 7 次重复测量结果进行实际观测数据的反演测试。

陆地时变重力场观测一般每年观测两次, 分别在 3 月和 9 月进行, 本文将上半年和下半年的观测分别定义为 C1 和 C2。每一期的结果都以 2014-C2 这一期的观测结果为基准计算每个测点的重力场变化。依托该测网中的绝对重力基点, 通过重力平差计算, 可以计算得到每个重力测点的似绝对重力值, 再选择某一个基准期进行差分, 即可得到相对于某一个基准期的时变重力场。

由于陆地重力测量数据的质量除了与施测重力仪器的自身不确定因素有关, 还与测点周边的环境密切相关, 比如, 测点高程变化、降雨、径流条件、地下水位变化、土壤含水、河流、地形变化等。这些不确定性我们可以统一归类为场源因素, 但这些场源因素复杂, 要想把每一种场源不确定性量化扣除, 难度非常大。因此, 本文采用重力场源反演技术, 通过引入时空平滑先验条件到反演模型中, 压制局部高频干扰、周期性起伏波动变化等特

征信号, 实现深部时变重力场信号的恢复和场源参数估计。

2015 年两期反演结果如图 7 所示, 图 7(a) 中蓝色实线是基于噪声测试后的研究区测网分辨能力较好的位置(同图 6b 中的黑色实线标注); 图 7(b) 中标注了该区的活动构造分布, 图 7 至图 9 采用了统一的色标, 范围为 $\pm 2 \text{ kg/m}^3$ (正常地壳平均密度约为 2700 kg/m^3)。

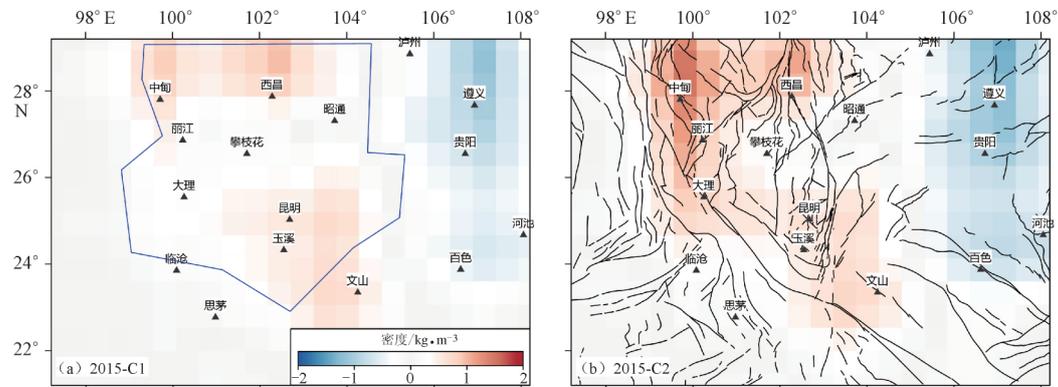


图 7 2015 年时变重力场源反演结果

Fig. 7 Inversion results of time-varying gravity field in 2015

从图 7(a) 的结果可以看出, 相对于 2014-C2 期, 在中甸、西昌、玉溪以东是三个等效场源密度增加区, 从图 7(b) 的 2015-C2 结果看这种增加趋势逐渐明显。同理对比 2016 年的两期反演结果, 从 2016-C1 期的反演结果(图 8a) 可以看出, 中甸地区密度增加逐渐明显, 玉溪移动的增加区范围增加, 大理至玉溪之间也出现连片的重力增加区, 这可能与 NW 向的红河断裂构造控制有关; 2016-C2 期的结果(图 8b) 中, 最显著的变化在西昌及其周边地区, 等效密度变化空间范围达到 200 km 尺度, 西昌—攀枝花—昭通整个区域可见明显的重力场增加信号。该区地处川滇菱形块体东边界, 区内发育多条深大断裂, 区域尺度的重力增加可能揭示该区的深部流体物质向浅部运移, 应结合该区的断裂闭锁状态和小震活动特征对中短期地震风险进行重新评估。

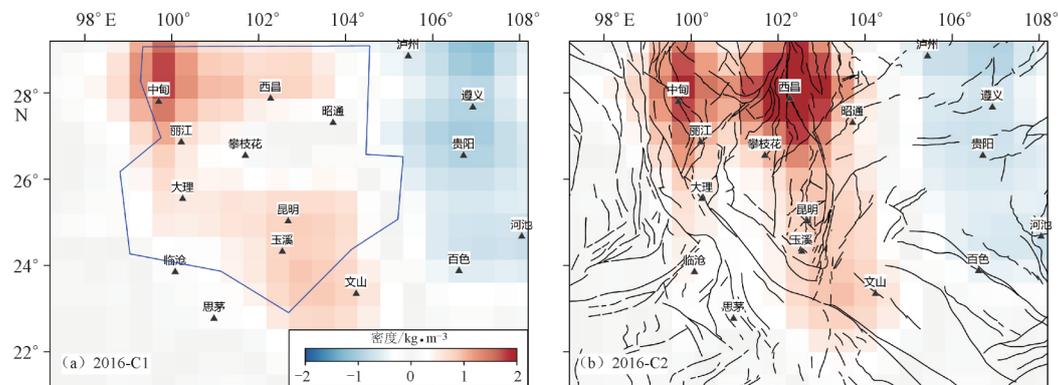


图 8 2016 年时变重力场源反演结果

Fig. 8 Inversion results of time-varying gravity field in 2016

从 2017 年的反演结果来看(图 9), 这种增加趋势在中甸地区继续保持, 但西昌的异常逐渐消失, 昆明玉溪以东也还在持续可见重力场增加或等效密度增加现象。综合图 7~图 9 的反演结果, 可以看出, 在研究区内显著场源变化区均集中于川滇菱形块体内部, 而且东西边界受到南北向构造控制, 南部显著变化区与红河断裂的走向相似。从前面理论模型测试的分辨率结果也可以认定, 对于 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 空间尺度的区内重力场源体该结果是可靠的, 因此, 从反演结果与构造形态相似性的角度可以认为, 本文反演结果反映了深部重力场源信号。

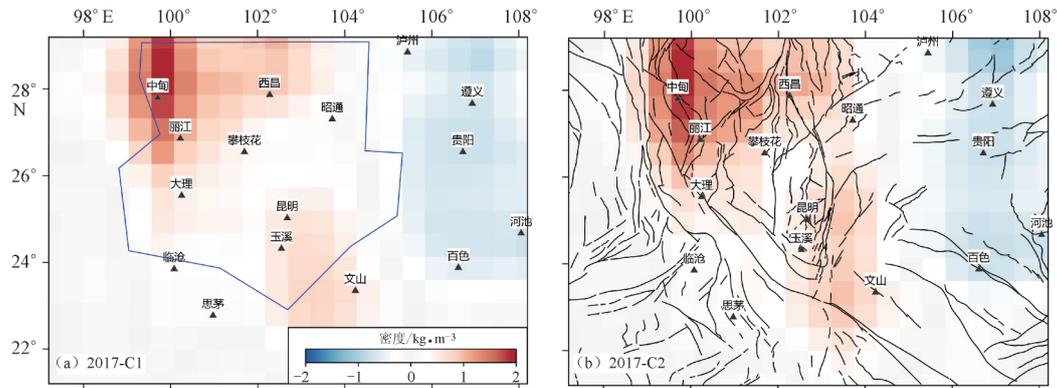


图 9 2017 年时变重力场源反演结果

Fig. 9 Inversion results of time-varying gravity field in 2017

从地震活动性角度, 在 2018 年 10 月 31 日四川凉山州西昌市发生 5.1 级地震(102.08°E , 27.70°N), 与 2016-C2 结果中西昌周边的显著密度增加位置吻合。结合历史地震活动来分析, 玉溪以东的小江断裂周边, 丽江至中甸区域除了地表断裂密集, 其深度处于地壳厚度陡变带, 这些区域深部流体活动活跃, 显著重力增加区域在这些位置出现, 可能提示该区深部流体物质向上运移; 从反演得到的等效密度结果看, 在 10 km 深度范围内 1 km 厚度等效层内的 $0.5\% \sim 0.7\%$ 的密度变化可以被陆地时变微重力测量很好地观测到, 这些区域未来应作为潜在强震风险源予以密切跟踪监测。

4 结论与讨论

本文提出了一种用于时变重力数据的场源反演方法, 通过一阶时空正则化约束和基于 ABIC 准则的贝叶斯多参数优化方法, 对反演模型中的多个超参数进行优化, 进而实现对多期同址重力观测数据的等效场源模型反演。基于多个检测板模型实验和实际数据测试, 本文得到的主要研究结论如下:

(1) 该时变重力场反演算法, 设计了两种时空正则化算子和一阶光滑先验, 来约束模型反演过程, 解决重力位场反演的病态化问题; 应用 ABIC 准则实现了模型中 5 个超参数的非线性最优化, 进而实现对时空重力场的反演过程。

(2) 设计了两种分辨率的检测板实验, 在无噪声条件下, 反演算法稳定, 可以获得测网范围内, 且测环内空区尺度小于检测板分辨率下的场源参数。

(3) 对有噪声污染的重力观测数据测试结果表明, 噪声会影响场源参数反演效果, 反演效果直接与信噪比大小正相关, 通过 ABIC 最小化实现的超参数优化能较好地反演得到

真实权参数。

(4) 该方法可以较好地压制小尺度时变异常, 获得时空平滑的等效场源密度变化结果; 针对南北地震带南段地区的 2014—2017 年的实际观测数据测试, 反演可获得地壳内部等效场源的视密度时变信号, 变化量级在正常地壳密度的 $\pm 0.7\%$ 之间, 其场源密度变化区域范围受川滇菱形块体边界控制, 对受构造运动控制的深部地壳场源变化具有显著的意义。

综上所述, 本文提出的时变重力场反演算法适合于对陆地流动重力平差后的点值数据进行场源参数反演。获得的等效场源体中的视密度参数, 可以作为一种定量化的地质和地球物理解释结果, 用于描述在不同时空尺度下的地球内部介质物性变化过程。通过该模型场源参数设计, 可以在一定程度上抑制小尺度或高频噪声污染, 排除一些无法由其他定量方法剔除的近观测点干扰。本方法也可以用于不同测网的场源分辨能力测试, 评估不同规模场源体异常的可靠性, 指导陆地重力测网形态优化和改进现有观测布局等。

感谢两位匿名审稿人对本文提出的建设性意见和建议。感谢 GEOIST 开源 Python 软件包 (<https://cea2020.gitee.io/geoistdoc>) 为本文模型测试和反演提供支持。

参考文献:

- [1] Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, et al. GRACE measurements of mass variability in the Earth system[J]. *Science*, 2004, 305(5683): 503-505.
- [2] Seo K W, Wilson C R, Famiglietti J S, et al. Terrestrial water mass load changes from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)[J]. *Water Resources Research*, 2006, 42(5): 173-180.
- [3] Syed T H, Famiglietti J S, Rodell M, et al. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS[J]. *Water Resources Research*, 2008, 44(2): 339-356.
- [4] Han S C, Shum C K, Bevis M, et al. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake[J]. *Science*, 2006, 313(5787): 658-662.
- [5] Steffen H, Wu P, Wang H S. Optimal locations for absolute gravity measurements and sensitivity of GRACE observations for constraining glacial isostatic adjustment on the northern hemisphere[J]. *Geophysical Journal International*, 2012, 190(3): 1483-1494.
- [6] Ivins E R, James T S, Wahr J, et al. Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, 118(6): 3126-3141.
- [7] Crossley D, Hinderer J, Riccardi U. The measurement of surface gravity[J]. *Reports on Progress in Physics*, 2013, 76(4): 046101.
- [8] Young W M, Lumley D. Feasibility analysis for time-lapse seafloor gravity monitoring of producing gas fields in the Northern Carnarvon Basin, offshore Australia[J]. *Geophysics*, 2015, 80(2): WA149-WA160.
- [9] Vigouroux N, Williams-Jones G, Chadwick W, et al. 4D gravity changes associated with the 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos[J]. *Geophysics*, 2008, 73(6): WA29-WA35.
- [10] Zhu Y Q, Zhan F B, Zhou J C, et al. Gravity measurements and their variations before the 2008

- Wenchuan earthquake[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2010, 100(5B): 2815-2824.
- [11] Tanaka Y, Kato A, Sugano T, et al. Gravity changes observed between 2004 and 2009 near the Tokai slow-slip area and prospects for detecting fluid flow during future slow-slip events[J]. *Earth Planets and Space*, 2010, 62(12): 905-913.
- [12] Chen S, Liu M, Xing L L, et al. Gravity increase before the 2015 M_w 7.8 Nepal earthquake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(1): 111-117.
- [13] Mouyen M, Chao B F, Hwang C, et al. Gravity monitoring of Tatun Volcanic Group activities and inference for underground fluid circulations[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2016, 328: 45-58.
- [14] Van Camp M, de Viron O, Watlet A, et al. Geophysics from terrestrial time-variable gravity measurements[J]. *Reviews of Geophysics*, 2017, 55: 938-992.
- [15] Zhang Y, Chen S, Xing L L, et al. Gravity changes before and after the 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake at Pixian absolute gravity station in more than a decade[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2020, 177: 121-133.
- [16] Kennedy J R, Ferré Ty P A. Accounting for time- and space-varying changes in the gravity field to improve the network adjustment of relative-gravity data[J]. *Geophysical Journal International*, 2016, 204(2): 892-906.
- [17] Chen S, Zhuang J C, Li X Y, et al. Bayesian approach for network adjustment for gravity survey campaign: methodology and model test[J]. *Journal of Geodesy*, 2019, 93(5): 681-700.
- [18] Heck B, Seitz K. A comparison of the tesseroid, prism and point-mass approaches for mass reductions in gravity field modelling[J]. *Journal of Geodesy*, 2007, 81(2): 121-136.
- [19] Li Y G, Oldenburg D W. 3-D inversion of gravity data[J]. *Geophysics*, 1998, 63(1): 109-119.
- [20] Schrama E J O, Wouters B, Lavallée D A. Signal and noise in Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) observed surface mass variations[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007, 112(B8): B08407.
- [21] Akaike H. Likelihood and the Bayes procedure[A]. In: Bernardo JM, DeGroot MH, Lindley DV, Smith AFM (eds) Bayesian statistics[M]. University Press, Valencia, 1980, 143-166.

Time-varying Gravity Inversion using Spherical Model and Synthetic Test

ZHANG Bei^{1,2}, CHEN Shi^{1,2}, LI Hong-lei^{1,2}, YANG Jin-ling^{1,3},
HAN Jian-cheng^{1,2}, LU Hong-yan^{1,2}

(1. Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China; 2. Beijing Baijiatuan Earth Science National Observation and Research Station, Beijing 100095, China; 3. Fujian Earthquake Agency, Fuzhou, Fujian 350003, China)

Abstract: Time-varying gravity field is an important means to study the physical properties of the earth. In this paper, a field source inversion method which is suitable for the time-varying gravity signals obtained from ground flow gravity measurements is proposed. The method uses hexahedral elements in spherical coordinate system to simulate the field source media and is suitable for constructing equivalent source models of large-scale seismic flow gravity measurements. In this method, the high-frequency components of time-varying gravity signals are suppressed by introducing a first-order smoothing priori, which can be used to extract long-period signals related to earthquake preparation. The theory and model experiments prove that the algorithm is reliable and stable. We also used the campaign gravity survey of the southern section of the north-south seismic zone from 2014 to 2017 for inversion. And the time-varying apparent density signal of the equivalent field source in the crust was obtained, which was within $\pm 0.7\%$ of the normal crust density, and its spatial morphology was controlled by the boundary of the Sichuan-Yunnan block. The results of this paper can be applied to the interpretation of time-varying gravity field model and the extraction of deep field source characteristics, which can provide a complete method for seismic gravity precursor signal analysis and related research.

Key words: Time-varying gravity field; Potential field inversion; Campaign gravity survey; Equivalent source; Density variation