doi:10.3799/dqkx.2014.120

芦山地震同震和震后地表形变及重力变化的理论模拟

邓明莉[1,2],孙和平[1],徐建桥[1],祝意青[3]

1. 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室,湖北武汉 430077
2. 中国科学院大学地球科学学院,北京 100049
3. 中国地震局第二监测中心,陕西西安 710054

摘要: 为了研究芦山地震的孕震过程和震源区的长期构造过程以及解释实测的震后形变和重力资料,采用分层介质模型,利用数值模拟的方法,考虑区域流变系数,计算了地震引起的地表同震、震后的形变和重力变化以及区域内部分GPS与重力连续观测台站的震后形变和重力变化的时间序列.结果表明:芦山地震的地表同震形变显示出发震断层明显的逆冲特性;粘弹性松弛效应引起的震后地表形变和重力变化比同震形变和重力变化的范围明显扩大,但随着粘滞系数的增加,变化量明显减小;观测台站的震后变化时变曲线显示震后形变和重力变化在震后50 a间变化显著,100 a后基本平缓,趋于稳定;模拟计算的GPS台站中除了MEIG台和MYAN台以外,其余台站的震后观测必须考虑粘弹性松弛的影响.

关键词: 芦山地震;地表形变;重力变化;粘弹性松弛;地球物理.

中图分类号: P315.72 **文章编号:** 1000-2383(2014)09-1373-10 **收稿日期:** 2014-01-05

Theoretical Simulation of Co-Seismic and Post-Seismic Deformations and Gravity Changes of Lushan Earthquake

Deng Mingli[1,2], Sun Heping[1], Xu Jianqiao[1], Zhu Yiqing[3]

1. *State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, CAS, Wuhan* 430077, *China*
2. *College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*
3. *Second Monitoring Center, China Earthquake Administration, Xi'an* 710054, *China*

Abstract: This paper aims at studying the seismogenic process and long-term tectonic process of the source area and explain the post-seismic deformation and gravity data in Lushan earthquake. Based on the layered half-space model, we calculate the co- and post-seismic surface deformations and gravity changes and their time series gained by the GPS and gravity stations, considering regional rheological coefficients, and using the numerical simulation method. It is found that the surface co-seismic deformation shows seismogenic fault is of obvious thrusting characteristics The range of influence of viscoelastic relaxation is significantly enlarged than that of the co-seismic, but changes gradually reduce with the increase of viscousity coefficients. The time-variable curves of the stations show that post-seismic deformation and gravity changes are significant in 50 years after the earthquake, become gentle after 100 years and tend to be stable. The post-seismic observations of the GPS stations are convinced to consider the effect of viscoelastic relaxation except for the MEIG and the MYAN.

Key words: Lushan earthquake; ground deformation; gravity change; viscoelastic relaxation; geophysics.

精密空间大地测量观测表明强震发生后几年甚至几十年时间尺度内仍可在震源区附近观测到明显的地表形变(震后形变)(Segall and Davis, 1997; Shen *et al.*, 2005; Bürgmann and Dresen, 2008; Shao *et al.*, 2011).以观测到的震后形变为约束,可以研究断层的滑动特征、区域流变结构和介质空隙

基金项目: 国家自然科学基金项目(Nos. 41021003,41074053);中国科学院重点项目(No. KZCX2-YW-133).
作者简介: 邓明莉(1983-),女,博士研究生,主要从事地球重力场与地震研究. E-mail: dengml@asch.whigg.ac.cn

特征(Lorenzo-Martín *et al*., 2006; Ryder *et al*., 2007; Bürgmann and Dresen, 2008; Diao *et al*., 2010; Shao *et al*., 2011). 研究表明,震后过程可能是一个多种机制共同作用的复杂过程,主要包括:震后余滑、下地壳/上地壳的粘弹性松弛和空隙流体调整(Peltzer *et al*., 1998; Pollitz *et al*., 2000; Reilinger *et al*., 2000; Freed, 2007). 其中,震后余滑和空隙流体调整多发生在破裂面附近的较小空间尺度内,且作用时间相对较短,而粘弹性松弛效应则作用时间长,且影响的空间尺度较大(刁法启,2011). 对研究震后过程来讲,震后地表形变是非常重要的约束信息,但对研究震源区的长期稳态构造过程来说震后形变就是"噪声",需从观测资料中有效扣除.

2013 年 4 月 20 日北京时间 8 时 02 分,在中国四川省境内的龙门山断裂带上发生了一个 *Ms*7.0 地震. 龙门山断裂带位于青藏高原的东缘,处于从变形剧烈的青藏高原到相对稳定的四川盆地之间的过渡区域,地质构造十分复杂. 地震发生后国内外的多个研究机构迅速对本次地震进行了研究. 初步的定位结果显示,地震位于龙门山断裂带的彭县—灌县子断裂带上,震级为 *Mw*6.4～*Mw*6.7,属逆冲型地震,震源深度约为 12～19 km. 反演得到的有限断层模型均显示最大滑移量约 1.5 m,位于震中附近,并未出露到地表(杜方等,2013;刘成利等,2013;刘杰等,2013;吕坚等,2013;王卫民等,2013;谢祖军等,2013;曾祥方等,2013). 地震定位和震源机制结果显示出芦山地震是继 2008 年的 *Mw*7.9 级汶川特大地震后,又一次发生在与汶川地震同属龙门山断裂带上的强震(刘杰等,2013;王卫民等,2013;张勇等,2013),对研究龙门山断裂的构造活动状态及地震活动性的发展具有重要意义. 另外,这次芦山地震发生在龙门山断裂段的南端,距离 2008 年的 *Mw*7.9 级汶川地震震中不足 100 km,因此也引起了国内外学者的重视.

汶川地震发生后,国内多家科研机构在龙门山断裂带南部布设了长期形变和重力监测台站,以记录龙门山断裂的现今地壳运动状态和重力变化,从而更好的研究龙门山断裂的构造过程和孕震机理. 如上文所述,为了更好的研究区域稳态构造过程,需要从观测资料中有效扣除强震的同震、震后形变及重力变化. 目前,关于汶川地震震后的研究已有不少,但关于芦山地震震后形变及重力变化的研究还不多见.

本文采用分层介质模型和已发表的芦山地震破裂分布,利用数值模拟的方法,考虑区域流变系数,计算了地震引起的地表同震、震后形变和重力变化,可用于解释震后形变和重力的实际观测资料,以及为研究地震的孕震过程和震源区的长期构造过程等提供参考.

1 模型与方法

1.1 半空间分层模型

芦山地震发生在彭县—灌县子断裂带上,它属于龙门山断裂带的前山断裂. 龙锋等(2011)运用远震接收函数研究了龙门山断裂带与其邻区的莫霍面深度表明,从龙门山断裂带东缘的约 42 km 向西很快增加到 56 km 以上,说明这一区域的断层两侧的地壳结构存在一定的差异. 但是周青云(2011)通过对横跨龙门山断裂带南段布设的 26 个流动地震观测测线进行了接收函数处理和分析,结果显示前山断裂附近的近垂直碰撞两侧的莫霍面无明显的深度变化. 因此我们选取 crust 2.0 给出的地壳模型作为我们模拟计算的半空间分层模型,地壳平均泊松比为 0.26,参数见表 1.

1.2 断层滑动模型

地震发生后的短时间内发震断层的滑动分布的确定主要是依靠远震台站的地震波资料. 国内研究机构给出的芦山地震断层滑动模型大体一致(刘成利等,2013;王卫民等,2013),均显示本次地震是一次典型的逆冲型地震,这与龙门山断裂带南段的断层性质是一致的. 本文分别选取了中国科学院测量与地球物理研究所刘成利等(2013)给出的最新的断层模型(简称模型 1)和中国科学院青藏高原研究所王卫民等给出的断层模型初步结果(简称模型 2)进行地震同震地表形变和重力变化的模拟. 断层面上的同震滑动分布如图 1. 模型 1 的滑动角为 214°,断层的倾角为 38°,断层长度为 66.5 km,宽度为 35.0 km,分别沿走向和倾向按 3.5 km 的步长均匀离散为 19×10 个有限断层块. 最大静态滑移位于地

表 1 芦山地震区域分层介质模型参数

Table 1 Parameters of the layered earth model of Lushan earthquake

层位	深度 (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)	密度 (kg/m³)	平均泊松比
软沉积层	1	2.5	1.2	2 100	
硬沉积层	1	4.0	2.1	2 400	
上地壳	20	6.1	3.5	2 750	0.26
中地壳	20	6.3	3.6	2 800	
下地壳	4	7.2	4.0	3 100	
地壳以下	∞	8.0	4.6	3 350	0.25

图 1　芦山地震滑动模型

Fig. 1　The slip distribution models of Lushan earthquake

模型 1 为刘成利等(2013)给出的模型;模型 2 为王卫民等(2013)给出的模型

震震中附近,大约为 1.5 m. 平均滑动量为 0.12 m(刘成利等,2013). 模型 2 的滑动角为 205°,断层的倾角为 38.5°,断层长度为 66 km,宽度为 35 km,子断层的尺寸为 6 m×5 m. 最大滑动量为 1.59m(王卫民等,2013). 从图 1 可以看出,2 个模型的滑动分布有一定的区别,模型 1 中的断层破裂主要集中在起震点到两侧 28 km 的范围内,沿断层倾角方向的范围主要在 12～30 km 左右(刘成利等,2013). 模型 2 的滑动在整个断层面上分布较广,最大滑动量也集中在震中附近. 但 2 个模型的断层的深度位置有较大的区别,前者断层顶部位于地面以下 5.457 km,后者断层顶部位于地表.

本文采用 Wang *et al*. (2006)开发的软件包 PSGRN/PSCMP 来模拟芦山地震的同震形变和震后粘弹性松弛效应. PSGRN/PSCMP 软件包可以计算在考虑了介质自重的影响后分层介质模型中的准静态震后位移,在震后的粘弹性松弛模拟中得到了广泛的应用(Lorenzo-Martín *et al*., 2006; Wang *et al*., 2006). 研究者在讨论粘弹性松弛引起震后形变时通常采用 Maxwell 体来近似分层半空间粘弹性模型中的具有粘滞性的部分层.

2　同震地表形变和重力变化模拟结果

地震的同震形变是地球介质对地震破裂过程的弹性响应. 为了较好的分析同震地表形变的分布,我们将计算区域取为 29.3°～31.3°N,102°～104°E,模拟计算的网格为 0.1°×0.1°. 采用上文的断层模型,利用 PSGRN/PSCMP 模拟得到的同震地表形变如图 2 所示.

图 2a 表示同震地表水平形变,虽然 2 个模型的走向有一定的差异,但可以看出地表的同震水平形变的总体趋势比较接近,上盘的运动主要表现为垂直于断层面向东南运动,下盘主要朝西北运动,且断层面附近上盘的水平运动明显大于下盘的水平运动. 模型 1 得到的同震水平形变在断层面沿走向的两端区域都转向平行于断层面走向的方向,分别朝远离断层的方向运动. 模型 2 的结果中最大同震水平形变主要向东. 同震地表水平形变的大小随着离断层面距离的增大迅速衰减,模型 1 和模型 2 模拟得到的同震最大水平形变分别为96.00 mm和357.03 mm.

地表同震垂直形变如图 2b 所示,可见,在整个模拟区域内模型 1 模拟的同震地表垂直形变除了上盘的近震区发生了向上抬升,其他区域基本上都表现为向下运动. 最大的垂直形变位于断层的上盘,抬升量约为 190 mm,最小的垂直形变约为－6 mm. 模型 2 模拟的结果中除了上盘近震区外,下盘的远震区域也表现为向上运动,但抬升量远小于上盘近震区. 最大抬升量约为 401.2 mm,最小的垂直形变约为－33.6 mm.

同震地表的重力变化,如图 2c 所示,图样基本和同震垂直形变相反,说明同震重力变化主要是由垂直形变引起的. 模型 1 和 2 模拟得到的同震地表重力变化的幅值范围分别为－35.98～1.66 ugal 和－74.82～8.05 ugal. 从图 2 可以看出,2 个模型模拟结果显示,形变趋势基本一致,但模型 2 模拟得到的形变幅度远大于模型 1 模拟的结果,这种差异主要是由 2 个滑动模型的位错分布深度不同造成的. 同时,根据现有的野外考察结果,芦山地震在震中区没有发现明显的地表破裂(徐锡伟等,2013),说明地震并没有破裂到地表. 因此,模型 1 可能更加接近真实的地震破裂情况. 因此,在模拟芦山地震的震后粘弹性松弛效应时,本文采用模型 1 作为地震的位错模型.

3　粘弹性松弛引起的震后地表形变和重力变化模拟

由于震后余滑和空隙流体调整的影响主要在断

图 2 地表同震形变和重力变化

Fig. 2 Surface coseismic deformation and gravity changes

上图为模型 1 模拟的结果,下图为模型 2 模拟的结果;紫色和棕色矩形分别为模型 1 和模型 2 断层面在地表的投影. a. 地表同震水平形变;b. 地表垂直形变;c. 同震重力变化

层附近的较小范围,且作用时间较短(刁法启,2011). 因此,本文在研究芦山地震的震后形变和重力变化时主要讨论的是粘弹性松弛效应引起的震后形变和重力变化.

3.1 不同粘滞系数的选取对地表震后形变和重力变化的影响分析

通常,震后粘弹性松弛效应对地表形变的影响是指由下地壳或上地幔的震后延迟响应(Nur and Mavko, 1974). 假设中下地壳和上地幔为 Maxwell 体,中地壳以上为弹性体来作为介质模型的一阶近似. 粘滞系数是影响震后粘弹性松弛模拟的最主要参数,但粘滞系数的选取却有很大的难度. 目前获得地壳粘滞系数的主要途径有 2 个:一是利用震后形变观测为约束来反演搜索合理的下地壳和上地幔的粘滞系数,这也是目前最常用的方法. 二是通过对区域深部温度状态的估计,基于流变定律和地表应变率对深部介质的流变参数进行估计(张晁军等,2009). 但是,不同的方法,不同的数据质量,得到的结果存在着明显的差异. 因此有必要讨论不同的粘滞系数取值对震后形变和重力变化模拟的影响. 本文根据前人的研究结果,将中下地壳的粘滞系数(10^{17}~10^{20} Pa·s)以 1 个数量级的差递增设计了 4 个粘弹性松弛模型,分别称为模型 A,模型 B,模型 C 和模型 D. 上地幔的粘滞度对震后形变的影响较小,在此均取值为 10^{20} Pa·s. 采用这 4 个模型分别模拟了震后 10 a 的震后地表水平形变结果和垂直形变结果,如图 3 和图 4 所示.

由图 3 可以看出,不同粘弹性松弛模型引起的芦山地震震后地表水平形变的趋势比较一致,上盘依旧垂直于断层面向东南运动,下盘向西北运动. 与同震地表形变相比,最大的不同主要在于最大水平形变的方向上,震后地表最大水平形变主要朝西或西北方向. 同时,随着中下地壳粘滞系数的增加,震后地表水平形变逐渐减小. 最大的震后地表水平形变量分别为 22.94 mm,19.88 mm,6.11 mm和1.02 mm.

图 4 为 10 a 后不同粘滞系数模型引起的地表垂直形变. 可以看出,由中下地壳和上地幔的粘弹性松弛引起的地表垂直形变的变化趋势比较一致,都可以看作是地表同震垂直形变趋势随着震后时间的增加影响范围逐渐变大. 结果显示,粘弹性松弛引起的地表垂直形变趋势不随中下地壳的粘滞系数的选取而变化,但变化的幅度却随着粘滞系数数量级的增加而急剧减小. 4 个模型模拟计算得到的震后10 a 地表垂直形变的幅值范围分别为 −6.61~22.11 mm,−5.11~18.23 mm,−2.22~3.81 mm 和−0.740~0.234 mm. 4 个模型引起的地表重力

图 3　不同粘滞系数模型引起的 10 a 后地表水平形变

Fig. 3　Surface horizontal deformation caused by the models with different viscosity coefficients 10 years after the earthquake

图 a,b,c,d 分别对应模型 A,模型 B,模型 C,模型 D 模拟的结果

图 4　不同粘滞系数模型引起的 10 a 后地表垂直形变

Fig. 4　Surface vertical deformation caused by the models with different viscosity coefficients 10 years after the earthquake

图 a,b,c,d 分别对应模型 A、模型 B、模型 C、模型 D 模拟的结果

变化与垂直变化趋势基本完全相反,也是随着粘滞系数的增大,变化也相应的减少.

综上分析可见,随着中下地壳粘滞系数的增大,芦山地震震后 10 a 粘弹性松弛引起的地表形变逐渐减小. 模型 A 和模型 D 的粘滞系数相差 3 个数量级,其模拟的震后水平形变相差约 22.5 倍,但震后引起向上抬升的最大垂直形变差异达到了 94.5 倍,说明粘滞系数的改变对芦山地震震后垂直形变的影响更大. 同时,4 个模型的理论模拟结果差异也说明了粘滞系数的取值极大的影响着粘弹性松弛效应的理论分析,要正确分析震后形变和重力变化的观测结果,必须要确定较为准确的介质流变参数.

3.2　粘弹性松弛引起的芦山地震地表震后形变和重力变化及其时间序列

通过对不同粘滞系数取值对震后形变的影响分析可以看出,准确的粘滞系数的确定对于研究粘弹性松弛效应引起的震后形变至关重要. 但限于目前芦山地震震后观测资料的缺乏,依据汶川地震震后的已有研究,以 Shao *et al*. (2011)运用汶川地震震后形变观测资料反演得到的成都平原下地壳的粘滞系数 7×10^{18} Pa·s 为例,来讨论粘弹性松弛引起的总的芦山地震地表震后形变和重力变化,以及模拟计算区域中连续 GPS 和重力观测台站的震后形变和重力时间序列.

通过对芦山地震断层顶部在地表投影迹线两侧任取 4 个点的震后 200 a 间的地表形变和重力变化的时间序列分析发现,粘弹性松弛引起的芦山地震震后形变和重力变化在震后 100 a 基本上趋于稳定. 因此,基于相同的模型计算了震后 200 a 的震后形变和重力变化,扣除同震的变化后如图 5. 其中计算区域 27.3°～33.3°N,100°～106°E,模拟计算的网格为 0.1°×0.1°. 从图 5a 可以看出,分别为粘弹性松弛引起的总的芦山地震震后地表水平形变的变化趋势与震后 10 a 地表水平形变(图 3)的趋势是一致的,最大的水平形变值为 26.56 mm. 从图 5b 可以看出垂直形变变化趋势与图 4 的结果相似. 在较大的计算区域内,地表震后垂直形变表现出明显的四象限对称分布. 在地震的近场区域,粘弹性松弛引起的震后地表垂直形变除了震中在地表的投影附近半径约 10 km 的范围内表现为下降外,均向上抬升,形变的幅值范围为:－9.70～21.25 mm. 与同震模拟结果(图 2 上图)相比较可以看出,粘弹性松弛引起的震后地表形变与同震形变比较相似,表现出的形变趋势是同震形变向外扩散的态势,但影响的范围有明显的增大,说明粘弹性松弛引起的震后形变范围比同震的影响大. 重力变化如图 5c,仍然与垂直形变相反,变化的幅值范围为－4.00～2.29 ugal.

图 5 粘弹性松弛效应引起的震后 200 a 形变和重力变化

Fig. 5 The surface deformation and gravity change caused by viscoelastic relaxation 200 years after the earthquake

a. 总的水平形变;b. 总的垂直形变;c. 总的重力变化

对研究震后过程来讲,震后地表形变是非常重要的信息,为了对地震影响区域范围内的连续观测台站的观测提供更多的参考和解释,有必要给出芦山地震对这些台站的影响. 根据这些连续 GPS 台站距离震中的位置选取了 10 个 GPS 连续观测台站(图 5 中圆点所示)和 6 个重力连续观测台站(图 5 中五角星所示),分别模拟计算了这些台站的震后形变和重力变化的时间序列,如图 6 所示.

从图 6 可以看出,10 个连续 GPS 观测台站中,YAAN 台和 QLAI 台距离地震断层最近,受震后粘弹性松弛影响最明显. 同时,由于 2 个台站均位于地震断层的下盘,形变趋势也比较接近. YAAN 台经向水平形变没有明显变化,纬向水平形变从同震的 −3.283 mm 到震后 50 a 的 −6.441 mm,该台站水平形变受粘弹性松弛的影响 50 a 后达到了与同震相同的量. 垂直向的形变从同震的 −1.20 mm 到震后 100 a 的 10.01 mm,说明该台在同震时表现为下降,但因为粘弹性松弛影响逐渐抬升,且抬升的量远大于同震的影响. MAON 台和 LESH 台位于芦山地震断层两侧,垂直形变都从同震基本没有形变到表现出向下运动,水平形变则分别由同震的 1.00 mm和 2.77 mm 到震后 100 a 的 5.17 mm 和 10.88 mm. QIME 台、DUJY 台、ROXI 台、LUZH 台的震后垂直形变变化不明显,纬向水平形变变化幅度大于经向形变的变化. MEIG 台和 MYAN 台由于位于水平形变方向急剧转变的区域,水平形变特别是纬向形变在震后 100 a 出现了明显的偏转. 总的来说,10 个 GPS 观测点的震后形变随着距离断层的距离增加而减小. 除了 YAAN 台和 QLAI 台的垂直形变有很明显的变化外,其他台站因粘弹性松弛引起的震后垂直形变总量都小于 2 mm. 从震后形变的量级上来看,10 个 GPS 连续观测台站中除了 MEIG 台和 MYAN 台的震后形变小于 1 mm,其余 8 个台站的震后形变都在现代 GPS 观测的精度范围内,必须要考虑到震后的观测中去.

从图 5 可以看出,6 个连续重力观测台站中姑咱台(Guza)和成都台(Chengdu)虽然距离地震断层最近,但它们均位于震后重力变化正负变化的过渡带,重力变化分别从同震的 0.038 9 ugal 和 0.100 0 ugal 到震后 200 a 的 0.120 0 ugal 和 0.176 0 ugal,总的震后重力变化小于 0.090 0 ugal,小于重力观测的精度. 其他 4 个台站也均位于重力变化较小的区域. 因此对于计算区域内的这 6 个连续重力观测台站的观测不用考虑芦山地震震后粘弹性松弛的影响. 从图 6 也可以看出,绝大部分台站震后形变和重力变化在震后 50 a 间变化显著,之后逐渐趋于缓慢,100 a 后变化基本平缓,趋于稳定.

4 分析与结论

(1)2 个断层滑动模型模拟得到的芦山地震同震地表水平形变方向垂直于断层面走向,上盘向东南运动,下盘向西北运动,且上盘的形变量大于下盘的形变量;同震垂直形变呈近似的四象限分布,上盘的近震区表现为向上抬升,下盘表现为向下运动,且最大抬升量远大于下降量,表现出明显的逆冲特性,符合龙门山断裂带南段的断层特征,说明了模拟结果的合理性. 虽然 2 个模型模拟得到的同震结果显示出地表形变和重力变化的趋势基本一致,但模型 2 模拟得到的形变幅度远大于模型 1 模拟的结果:模型 1 和模型 2 模拟得到的地表同震最大水平形变分别为 96.00 mm 和 357.03 mm;模拟得到的地表同震垂直形变幅值范围分别为:−6～190 mm 和

图 6　10 个 GPS 和 6 个重力连续观测台站的震后形变和重力变化时间序列

Fig. 6　Time series of the post-seismic deformation and gravity changes of 10 GPS and 6 gravity continuous observation stations

−33.6～401.2 mm.引起这一差异的主要原因是 2 个滑动模型的位错分布深度不同.

(2)通过选取不同的粘滞系数,基于断层模型 1 分别计算了震后 10 a 的地表震后形变和重力变化.结果表明随着中下地壳粘滞系数的增大,芦山地震震后 10 a 粘弹性松弛引起的地表形变和重力变化都逐渐减小,并且粘弹性松弛效应对芦山地震震后垂直形变的影响比对水平形变的影响大.这也说明了准确的粘滞系数对于研究粘弹性松弛效应引起的震后形变至关重要.

(3)鉴于震后形变的时变特征,模拟计算了震后 200 a 的形变和重力变化来作为中下地壳和上地幔粘弹性松弛引起的总的地表形变和重力变化的近似.结果表明粘弹性松弛引起的震后地表水平形变与同震水平形变相似,但下盘的水平形变比上盘的形变量大.震后垂直形变和重力变化与同震结果比较相似,但影响的范围有明显的增大,表现出的形变趋势是地表同震垂直形变趋势随着震后时间的增加,影响范围逐渐变大.同时震中地表投影附近的垂直形变在震后出现相反方向的区域范围并没有因为时间的推移而有明显变化.

(4)模拟计算了区域内的 10 个 GPS 和 6 个重力连续观测台站的震后形变和重力变化的时间序列,结果表明:10 个 GPS 连续观测台站中除了 MEIG 台和 MYAN 台的震后形变小于 1 mm,其余 8 个台站的震后形变都在现代 GPS 观测的精度范围内,必须要考虑到震后的观测中去;所有的重力连续观测台站由于均位于重力变化较小的区域,其震后观测不用考虑芦山地震震后粘弹性松弛的影响.

(5)模拟结果与实测结果的比较.芦山地震后,武艳强等(2013)利用芦山地震周边的 GPS 连续站资料,解算给出了芦山地震的同震形变场结果.前人运用芦山地震震前和震后的流动重力观测计算了芦山地震同震重力观测结果.实际观测资料与模拟的同震结果进行比较,可以用于衡量本文给出的芦山地震对研究区域内台站震后形变和重力变化影响的可靠性.表 2 和表 3 中分别列出了本文模拟的 GPS 连续观测台站同震形变和重力连续观测台站同震重力变化与实际观测结果的比较.

从表 2 中可以看出,在有实测同震形变的 7 个 GPS 连续观测台站中,差异较大的台站为 QLAI 台和 YAAN 台的同震水平形变,其他台站的理论模拟结果与实测结果虽然有一定差异,但是都是在误差范围以内.差异较大的 2 个台的运动趋势是一致的,

表 2 GPS 连续观测台站同震形变模拟结果与实测结果的比较

Table 2 Comparison of the simulated coseismic deformation with the measured results at GPS stations

GPS 台站	经向形变(mm)		纬向形变(mm)		垂向形变(mm)	
	观测结果	模拟结果	观测结果	模拟结果	观测结果	模拟结果
LESH	−2.7(±1.2)	−2.064 0	0.8(±1.0)	1.842 00	0.3(±4.9)	0.028 96
LUZH	−0.5(±0.6)	−0.299 4	−0.7(±0.5)	0.183 50	3.9(±2.7)	0.055 11
MEIG	−1.4(±1.2)	−0.118 2	−0.3(±1.1)	0.195 30	−0.4(±5.4)	−0.056 94
MYAN	−0.5(±1.1)	−0.124 8	0.1(±1.0)	0.010 71	−1.4(±4.7)	−0.091 12
QLAI	−11.6(±1.0)	−3.941 0	0.8(±0.9)	2.540 00	−4.9(±4.1)	−0.790 10
ROXI	−0.1(±1.2)	−0.985 9	−0.5(±1.1)	0.607 50	−4.3(±5.8)	0.101 90
YAAN	−7.0(±1.1)	−3.283 0	6.4(±1.0)	0.873 30	−3.5(±4.5)	−1.207 00

注:括号中数字表示观测误差;模拟结果均为采用模型 1 计算得到.

表 3 成都台和姑咱台同震重力变化模拟结果与实测结果的比较

Table 3 Comparison of the simulated coseismic gravity changes with the measured results at Chengdu station and Guza station

重力台站	模拟的同震重力变化 (10^{-8} m·s^{-2})	实测同震重力变化 (10^{-8} m·s^{-2})
成都台	0.10(±15)	0
姑咱台	0.03(±15)	−10

注:括号中数字表示观测误差;模拟结果均为采用模型 1 计算得到.

模拟的结果比实际观测结果稍小.

从表 3 中可以看出,姑咱台的同震重力变化结果较成都台的差异大,可能是由以下原因引起的:(1)姑咱台处于重力变化过渡区,计算模型与实际存在的差异可能放大其差异效应;(2)地震发生的断层两侧地壳结构可能存在一定的差异,而进行的模拟计算的地壳模型取的是成都平原一侧的地壳结构参数,这也可以解释成都台的结果符合得比断层左侧的姑咱台好;(3)实际观测的重力变化是震后观测值与震前观测值之差,其中包含震前半年的背景重力变化和震后短时间内的震后重力变化.

通过表 2 和表 3 的比较可以看出,总的来说,同震模拟结果与已有的实际观测符合得较好,说明选用地震波反演得到的断层滑动模型模拟的同震重力变化是合理的,在此基础上模拟的台站震后形变和重力时变特征可以对震后观测提供有效参考和解释. 随着同震和震后的各种大地测量观测资料的增多,可以用于反演更加精确的断层滑动模型,以模拟更加精确的同震和震后形变及重力变化,可为进一步研究震源区的长期稳态构造过程提供更准确的研究资料.

致谢:感谢德国波兹坦地球科学中心汪荣江老师提供的 PSGRN/PSCMP 程序;感谢中国科学院测量与地球物理研究所刁法启博士提供的帮助;本文图件采用 GMT 绘制,在此一并表示感谢!

References

Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36: 531 − 567. doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124326

Diao, F. Q., 2011. The Study of Coseismic and Postseismic Deformation Based on GPS Observation (Dissertation). Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).

Diao, F. Q., Xiong, X., Wang, R. J., 2010. Mechanism of Transient Post-Seismic Deformation Following the 2001 *Mw*7.8 Kunlun (China) Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 168: 767 − 779. doi: 10.1007/s00024−010−0154−5

Du, F., Long, F., Ruan, X., et al., 2013. The Ms7.0 Lushan Earthquake and the Relationship with the *M*8.0 Wenchuan Earthquake in Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.*, 56(5): 1772 − 1783 (in Chinese with English abstract). doi: 10.6038/cjg20130535

Freed, A. M., 2007. Afterslip (and Only Afterslip) Following the 2004 Parkfield, California Earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 34. doi: 10.1029/2006GL029155

Liu, C. L., Zheng, Y., Ge, C., et al., 2013. Rupture Process of the *M*7.0 Lushan Earthquake. *Science in China (Series D)*, 43(6): 1020 − 1026 (in Chinese). doi: 10.1007/s11430−01304639−9

Liu, J., Yi, G. X., Zhang, Z. W., et al., 2013. Introduction to the Lushan, Sichuan *Ms*7.0 Earthquake on 20 April 2013. *Chinese J. Geophys.*, 56(4): 1404 − 1407 (in Chinese with English abstract). doi: 10.6038/cjg20130434

Long, F., Ni, S. D., Wen, X. Z., 2011. Variations of Moho Depth and Velocity Ratio along and Surrounding the Longmenshan Fault Zone from Tele-Seismic Receiver Functions. *Acta Geoscientica Sinica*, 32(4): 438 − 446

(in Chinese with English abstract).

Lorenzo-Martín, F., Roth, F., Wang, R., 2006. Inversion for Rheological Parameters from Postseismic Surface Deformation Associated to the 1960 Valdivia Earthquake, Chile. *Geophys. J. Int.*, 164: 75－87. doi: 10. 1111/j. 1365－246X. 2005. 02803. x

Lü, J., Wang, X. S., Su, J. R., et al., 2013. Hypocentral Location and Source Mechanism of the *Ms*7. 0 Lushan Earthquake Sequence. *Chinese J. Geophys.*, 56 (5): 1753－1763 (in Chinese with English abstract). doi: 10. 6038/cjg20130533

Nur, A., Mavok, G., 1974. Postseismic Viscoelastic Rebound. *Science*, 183: 204－206. doi: 10. 1126/ science. 183. 4121. 204

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., et al., 1998. Poroelastic Rebound along the Landers 1992 Earthquake Surface Rupture. *J. Geophys. Res.*, 103 (B12): 30131－30145. doi: 10. 1029/98JB02302

Pollitz, F. F., Peltzer, G., Bürgmann, R., 2000. Mobility of the Continental Mantle: Evidence from Postseismic Geodetic Observations Following the 1992 Landers Earthquake. *J. Geophys. Res.*, 105(B4): 8035－8054. doi: 10. 1029/1999JB900380

Reilinger, R. E., Ergintav, S., Burgmann, R., et al., 2000. Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August 1999, *M*=7. 5, Izmit, Turkey Earthquake. *Science*, 289: 1519－1523. doi: 10. 1126/ SCIENCE. 289. 5484. 1519

Ryder, I., Parsons, B., Wright, T. J., et al., 2007. Post-Seismic Motion Following the 1997 Manyi (Tibet) Earthquake: InSAR Observations and Modeling. *Geophys. J. Int.*, 169: 1009－1027. doi: 10. 1111/j. 1365 －246X. 2006. 03312. x

Segall, P., Davis, J. L., 1997. GPS Applications for Geodynamics and Earthquake Studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25: 301－36.

Shao, Z. G., Wang, R. J., Wu, Y. Q., et al., 2011. Rapid Afterslip and Short-Term Viscoelastic Relaxation Following the 2008 *Mw*7. 9 Wenchuan Earthquake. *Earthq. Sci.*, 24: 163－175. doi: 10. 1007/ s11589－010－0781－z

Shen, Z. K., Lü, J. N., Wang, M., et al., 2005. Contemporary Crustal Deformation around the Southeast Borderland of the Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 110, B11409. doi: 10. 1029/2004JB003421

Wang, R., Roth, F., Lorenzo-Martín, F., 2006. PSGRN/PSCMP—A New Code for Calculating Co- and Post-Seismic Deformation, Geoid and Gravity Changes Based on the Viscoelastic-Gravitational Dislocation Theory. *Computers and Geosciences*, 32(4): 527－541.

Wang, W. M., Hao, J. L., Yao, Z. X., 2013. Preliminary Result for Rupture Process of Apr. 20, 2013, Lushan Earthquake, Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.*, 56 (4): 1412－1417 (in Chinese with English abstract). doi: 10. 6038/cjg20130436

Wu, Y. Q., Jiang, Z. S., Wang, M., et al., 2013. Preliminary Results of the Co-Seismic Displacement and Pre-Seismic Strain Accumulation of the Lushan *Ms*7. 0 Earthquake Reflected by the GPS Surveying. *Chin. Sci. Bull.*, 58 (20): 1910－1916 (in Chinese). doi: 10. 1007/s11434－013－5998－5

Xie, Z. J., Jin, B. K., Zheng, Y., et al., 2013. Source Parameters Inversion of the 2013 Lushan Earthquake by Combining Teleseismic Waveforms and Local Seismograms. *Science in China (Series D)*, 43: 1010－1019 (in Chinese). doi: 10. 1007/s11430－013－4640－3

Xu, X. W., Chen, G. H., Yu, G. H., et al., 2013. Seismogenic Structure of Lushan Earthquake and Its Relationship with Wenchuan Earthquake. *Earth Science Frontiers*, 20 (3): 11－20 (in Chinese with English abstract).

Zeng, X. F., Luo, Y., Han, L. B., et al., 2013. The Lushan Ms7. 0 Earthquake on 20 April 2013: A High-Angle Thrust Event. *Chinese J. Geophys.*, 56(4): 1418－1424 (in Chinese with English abstract). doi: 10. 6038/cjg20130437

Zhang, C. J., Shi, Y. L., Ma, L., 2009. Numerical Simulation of Crust Rheological Property Reflected by Post-Seismic Deformation of Kunlun Large Earthquake. *Rock and Soil Mechanics*, 30 (9): 2552－2558 (in Chinese with English abstract).

Zhang, Y., Xu, L. S., Chen, Y. T., 2013. Rupture Process of the Lushan 4. 20 Earthquake and the Preliminary Analysis on the Disaster-Causing Mechanism. *Chinese J. Geophys.*, 56(4): 1408－1411 (in Chinese with English abstract). doi: 10. 6038/cjg20130435

Zhou, Q. Y., 2011. Crustal Structure of South Longmenshan Fault Zone from Teleseismic Receive Functions (Dissertation). Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

刁法启,2011. 基于 GPS 观测的同震、震后形变研究(博士学位论文). 武汉:中国科学院测量与地球物理研究所.

杜方,龙锋,阮祥,等,2013. 四川芦山 7.0 级地震及其与汶川 8.0 级地震的关系. 地球物理学报,56(5): 1772－1783.

刘成利，郑勇，葛粲，等，2013. 2013年芦山7.0级地震的动态破裂过程. 中国科学(D辑)，43(6)：1020－1026.
刘杰，易桂喜，张致伟，等，2013. 2013年4月20日四川芦山Ms7.0地震介绍. 地球物理学报，56(4)：1404－1407.
龙锋，倪四道，闻学泽，2011. 用远震接收函数研究龙门山断裂带与其邻区的莫霍面深度及波速比分布. 地球学报，32(4)：438－446.
吕坚，王晓山，苏金蓉，等，2013. 芦山7.0级地震序列的震源位置与震源机制解特征. 地球物理学报，56(5)：1753－1763.
王卫民，郝金来，姚振兴，2013. 2013年4月20日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果. 地球物理学报，56(4)：1412－1417.
武艳强，江在森，王敏，等. 2013. GPS监测的芦山7.0级地震前应变积累及同震位移场初步结果. 科学通报，58(20)：1910－1916.
谢祖军，金笔凯，郑勇，等，2013. 近远震波形反演2013年芦山地震震源参数. 中国科学(D辑)，43：1010－1019.
徐锡伟，陈桂华，于贵华，等，2013. 芦山地震发震构造及其与汶川地震关系讨论. 地学前缘，20(3)：11－20.
曾祥方，罗艳，韩立波，等. 2013. 2013年4月20日四川芦山MS7.0地震：一个高角度逆冲地震. 地球物理学报，56(4)：1418－1424.
张晁军，石耀林，马丽，2009. 昆仑山大地震震后形变反映的地壳岩石流变特性. 岩土力学，30(9)：2552－2558.
张勇，许力生，陈运泰，2013. 芦山4.20地震破裂过程及其致灾特征初步分析. 地球物理学报，56(4)：1408－1411.
周青云，2011. 龙门山断裂带南段地壳的接收函数方法研究(硕士论文). 北京：中国地震局地震预测研究所.

* * * \