

郑增记, 金双根, 范丽红. 2019. 利用 GRACE 重力和重力梯度变化估计 2012 年苏门答腊地震断层参数. 地球物理学报, 62(11):4129-4141, doi:10.6038/cjg2019M0600.

Zheng Z J, Jin S G, Fan L H. 2019. Fault parameters of the 2012 Sumatra earthquake estimated from GRACE gravity and gravity gradient changes. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 62(11):4129-4141, doi:10.6038/cjg2019M0600.

利用 GRACE 重力和重力梯度变化估计 2012 年苏门答腊地震断层参数

郑增记^{1,2,3}, 金双根^{1,4*}, 范丽红⁵

1 中国科学院上海天文台, 上海 200030

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 陕西省地震局, 西安 710068

4 南京信息工程大学遥感与测绘工程学院, 南京 210044

5 中国科学院国家授时中心, 西安 710600

摘要 2012 年 4 月 11 日苏门答腊北部附近海域发生 $M_w=8.6$ 地震, 国际上采用不同数据获得了该地震的断层滑动模型, 但断层走滑性质存在较大差异. 卫星重力 GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment) 观测覆盖震中区域, 可以提供很好的断层参数估计约束. 本文采用 GRACE 月重力场模型数据提取了此次地震同震重力和重力梯度变化, 表明了北向分量的优越性. 并与断层模型理论计算结果进行了比较, 分析了 T_{xx} (北-北向重力梯度) 分量对断层参数的敏感性, 以及基于粒子群算法以及 Okubo 位错模型反演了该地震断层参数. 结果表明 GRACE 观测到的同震重力梯度变化在空间形态分布上与断层模型模拟结果符合较好, 但振幅差异较大. 重力和重力梯度的北向分量可以很好地压制条带误差, 其中 g_N (北向重力变化) 和 T_{xx} 的误差最小, 其次是 T_{xx} (北-上向重力梯度), 误差最大和对条带误差抑制效果最差的是 T_{xy} (北-东向重力梯度). T_{xx} 对断层的深度不敏感, 对其余断层参数较敏感. 基于 GRACE 反演得到的断层的走向角为 113.63° , 倾角为 89.99° , 滑移角为 175.26° , 平均滑移量为 28.18 m , 相应的矩震为 8.71 级, 且此次地震的走滑性质为右旋走滑.

关键词 GRACE; 粒子群算法; 苏门答腊地震; 断层参数

doi:10.6038/cjg2019M0600

中图分类号 P228

收稿日期 2018-10-14, 2019-03-21 收修定稿

Fault parameters of the 2012 Sumatra earthquake estimated from GRACE gravity and gravity gradient changes

ZHENG ZengJi^{1,2,3}, JIN ShuangGen^{1,4*}, FAN LiHong⁵

1 Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3 Shaanxi Earthquake Agency, Xi'an 710068, China

4 School of Remote Sensing and Geomatics Engineering, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

5 National Time Service Center, Chinese Academy of Science, Xi'an 710600, China

Abstract The $M_w=8.6$ earthquakes occurred on 11 April 2012 and ruptured off the west coast of

基金项目 国家重点研发计划项目课题(2018YFC0603502), 中国地震局监测、预报、科研三结合课题(3JH-201901088), 中国科学院西部青年学者项目(Y916YRa701)联合资助.

第一作者简介 郑增记, 男, 1989 年生, 工程师, 在读博士生, 主要从事卫星重力与地震研究. E-mail: zhengzengji@shao.ac.cn

*** 通讯作者** 金双根, 研究员, 博士生导师, 主要从事卫星导航与大地测量学研究. E-mail: sgjin@shao.ac.cn

northern Sumatra. The fault slip models of the earthquake were estimated from different data, but have large differences in the strike-slip nature of faults. GRACE-derived co-seismic gravity changes cover the epicenter area, which can provide good constraint on the fault parameters inversion. In this paper, co-seismic gravity and gradient changes of the 2012 Sumatra earthquake are extracted from GRACE time-variable gravity field and the superiority of the northward component is presented. The theoretical calculation results of the fault model are compared with the GRACE and the sensitivity of the T_{xx} (north-to-north gravity gradient) to the fault parameters is analyzed. Finally, the fault parameters of the earthquake are retrieved based on the particle swarm optimization (PSO) algorithm and the Okubo dislocation model. The results show that the GRACE-observed co-seismic gravity and gravity gradient changes are in good agreement with the model-estimated results in spatial pattern, but have difference in amplitudes. The strip errors can be substantially suppressed by the north components of gravity and gravity gradients changes, where the noise level of g_N (north gravity change) and T_{xx} are the lowest, followed by T_{xz} (north-to-up gravity gradient) and the worst is the T_{xy} (north-to-east gravity gradient). The T_{xx} is not sensitive to the depth of the fault, but sensitive to other fault parameters. The GRACE-inverted strike angle, dip angle, rake angle and average slip magnitude of the earthquake are 113.63° , 89.99° , 175.26° and 28.18 m, respectively, indicating a moment-magnitude $M_w=8.71$. In addition, the GRACE-inverted rake angle shows that the earthquake is dominated by the right-lateral strike-slip.

Keywords GRACE; PSO algorithm; Sumatra earthquake; Fault parameters

0 引言

苏门答腊地区位于印度板块、澳大利亚板块和巽他板块的交接部位,由于印度—澳大利亚板块向巽他板块下方的俯冲碰撞,在巽他海沟及附近地区地震频发.2012年4月11日,苏门答腊北部附近海域发生 $M_w=8.6$ 地震,约 2 h 后,主震的西南方向约 180 km 处又发生了 $M_w=8.2$ 地震.本次 $M_w=8.6$ 地震是人类有史以来记录到的震级最大的走滑型地震 (Delescluse et al., 2012; McGuire and Beroza, 2012),并且距离 2004 年苏门答腊 $M_w=9.0$ 大地震震中仅 345 km.值得注意的是,2004 年 $M_w=9.0$ 大地震发生在印度—澳大利亚板块与巽他次级板块交汇的俯冲带内,为逆冲型板间地震,而本次 $M_w=8.6$ 地震发生在印度洋板块内部,为走滑型板内地震 (Meng et al., 2012).

断层参数反演对于理解地震孕育、发生和致灾机理具有重要的科学意义.此次 $M_w=8.6$ 地震发生后,众多学者公布了断层滑动模型 (Hayes, 2012; Shao et al., 2012; Wei, 2012; Yue et al., 2012),但由于地震震中位于远离海岸的海域,反演断层模型时只采用了地震波数据.尽管在断层以北约 500~

1200 km 处有 GPS (Global Positioning System) 站点,但它们仅用于检测同震位移以及验证由地震波反演得到的滑动模型 (Yadav et al., 2013).关于此次 $M_w=8.6$ 地震发生断层的走滑性质一直存在较大的争议.断层模型 Shao (Shao et al., 2012) 和 Wei (Wei, 2012) 显示 $M_w=8.6$ 地震的发震断层为左旋走滑,而断层模型 Hayes (Hayes, 2012) 和 Yue (Yue et al., 2012) 则显示右旋走滑.另外,远场 GPS 站点的同震位移与断层模型 Yue 模拟结果符合的较好 (Yadav et al., 2013),表明断层性质为右旋走滑.以上推断所用的数据,无论是 GPS 还是地震波数据距离震中均较远,而直接覆盖震中区域上空的 GRACE 卫星可以很好地弥补地震波或 GPS 数据的不足,为判断断层的走滑性质提供独立约束 (Cambiotti et al., 2011; Dai et al., 2014; Han et al., 2013; Zheng et al., 2018).

GRACE 用于震源参数反演最大优势在于海洋覆盖性好,弥补了一般观测手段对于海区观测的困难,为反演提供重要的海区信息的补充.随着数据精度的不断提高,GRACE 在约束断层参数方面展现了非常大的潜力. Han 等 (2010) 通过对模拟模型中输入不同的参数,首先讨论了使用 GRACE 数据约束 2010 年智利大地震断层滑动模型的可能性.随

后, Han 等(2011)在 2011 年日本大地震研究中发现 GRACE 对断层走向和滑移量参数非常敏感. Cambiotti 等(2011)研究了 GRACE 数据对 2004 年苏门答腊—安达曼地震矩张量的约束,发现地震矩主要释放在下地壳而不是岩石圈地幔,并且 GRACE 观测的峰-峰重力异常对震源深度和倾角较敏感. Cambiotti 和 Sabadini(2013)利用 GRACE 数据反演了日本大地震的矩心位置和矩张量解,并与 GCMT(Global Centroid-Moment-Tensor)和 USGS CMT 进行了对比,发现较好的一致性. 2012 年苏门答腊 $M_w=8.6$ 地震发生后, Han 等(2013)利用 GRACE 数据反演了此次地震的矩张量和震源参数,结果表明 GRACE 反演的标量地震矩与 GCMT 差别较大,与断层模型 Yue 符合较好; Dai 等(2016)采用模拟退火算法以及三种不同机构发布的 GRACE 产品分别反演了此次地震的震源参数,结果表明不同 GRACE 产品反演结果符合得很好,尤其是走向角. Han 等(2013)和 Dai 等(2016)对 2012 年苏门答腊 $M_w=8.6$ 地震震源参数反演时均把震源看作点源,忽略了断层破裂面真实的几何形态,且所依据的 GRACE 观测数据时长不足,致使上述研究的结论可能精度不足,而本文则采用了考虑断层几何尺度的有限元模型及更长时间的 GRACE 观测数据.

利用 GRACE 数据反演断层参数时,一个关键的问题就是如何利用最真实的信号来恢复断层参数. 由于受到南北向条带误差的影响, GRACE 数据在处理过程中通常会采用高斯滤波和去相关性滤波,虽然去相关性滤波可以很好地消弱奇偶阶系数间的相关性误差,但同时也会削弱或扭曲真实信号,因此对断层参数反演会产生一定的影响. 研究表明,采用北向重力梯度,即使在不采用去相关滤波的情况下也可以很好地压制条带噪声,最大程度保留信号(Li and Shen, 2011; Wang et al., 2012; Dai et al., 2014). 另外,重力梯度在增强高频信息的同时会突出小尺度信号(郑伟等, 2014),提供更丰富的信息,因此更有利于约束断层模型.

本文首先基于最小二乘拟合法,利用地震前后长达 6 年的 GRACE RL05 时变重力场模型数据提取了 2012 年 Sumatra $M_w=8.6$ 地震的重力和重力梯度变化,同时阐明了北向重力和重力梯度的优势. 为了验证 GRACE 观测结果的正确性,采用球形位错理论(Sun and Okubo, 2004)进行了理论模拟计

算,最后利用粒子群(Particle Swarm Optimization, PSO)算法以及 GRACE 提取的北向重力变化 g_N 和北向重力梯度分量 T_{xx} ,采用有限元模型反演了此次地震的断层参数.

1 GRACE 数据及处理方法

1.1 数据来源

采用德克萨斯大学空间研究中心(Center for Space Research, University of Texas at Austin, UTCSR)公布的 GRACE Level-2 RL05 月重力场模型数据,最大阶数为 60,时间跨度为 2009-04—2015-04 (2011-01、2011-06、2012-05、2012-10、2013-03、2013-08、2013-09、2014-02、2014-07、2014-12 数据缺失). 考虑到 GRACE 卫星 C_{20} 项系数精度不高,采用 SLR (Satellite Laser Ranging)结果进行替换(Cheng and Tapley, 2004; Jin et al., 2011),对一阶项系数采用 Swenson 等(2008)的结果替换. GRACE 高阶球谐系数受南北向条带噪声干扰严重,高斯滤波通过引入滤波因子降低高阶系数的权重,可以削弱重力场整体误差(Swenson and Wahr, 2002). 平滑半径根据 $d=20000/n$ 确定(张国庆等, 2015),所用数据最高阶 $n=60$,空间分辨率为 330 km,因此本文采取半径为 300 km 的平滑因子进行高斯滤波. 为了最大程度保留信号并减少信号的扭曲效应,未采用去相关性滤波.

1.2 处理方法

根据球谐展开理论,扰动位可以表示为(Heiskanen and Moritz, 1967)

$$T(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \left(\sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right), \quad (1)$$

其中 (r, θ, λ) 分别为球坐标系下的向径、余纬和经度; GM 为地心引力常数, R 为地球平均半径, n, m 分别表示球谐系数的阶数和次数; $\Delta \bar{C}_{nm}$ 、 $\Delta \bar{S}_{nm}$ 为月模型球谐系数相对于背景场球谐系数的变化量; $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ 表示完全规格化的缔合勒让德函数.

局部指北坐标系(北-东-上右手直角坐标系)下扰动位的 1 阶及 2 阶梯度可以表示为(Petrovskaya and Vershkov, 2007)

$$g_N = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}'_{nm}(\cos\theta), \quad (2)$$

$$g_E = \frac{GM}{R^2 \sin(\theta)} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} m (-\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta), \quad (3)$$

$$g_D = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta), \quad (4)$$

$$T_{xx} = \frac{GM}{R^3} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) [- (n+1) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) + \bar{P}''_{nm}(\cos\theta)], \quad (5)$$

$$T_{xy} = \frac{GM}{R^3} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n m \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \sin m\lambda - \Delta\bar{S}_{nm} \cos m\lambda) \left[\frac{\bar{P}'_{nm}(\cos\theta)}{\sin(\theta)} - \frac{\cos(\theta)}{\sin^2(\theta)} \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right], \quad (6)$$

$$T_{xz} = \frac{GM}{R^3} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+2) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}'_{nm}(\cos\theta), \quad (7)$$

$$T_{yy} = \frac{GM}{R^3} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \left[- (n+1) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) + \cot(\theta) \bar{P}'_{nm}(\cos\theta) + \frac{m^2}{\sin^2(\theta)} \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right], \quad (8)$$

$$T_{yz} = \frac{GM}{R^3 \sin(\theta)} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+2) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \sin m\lambda - \Delta\bar{S}_{nm} \cos m\lambda) \frac{\bar{P}_{nm}(\cos\theta)}{\sin(\theta)}, \quad (9)$$

$$T_{zz} = \frac{GM}{R^3} \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (n+1)(n+2) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+3} (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta), \quad (10)$$

式中, g_N (北向)、 g_E (东向)、 g_D (下向)为扰动位的 1 阶梯度, T_{xx} 、 T_{xy} 、 T_{xz} 、 T_{yy} 、 T_{yz} 、 T_{zz} 为扰动位的 2 阶梯度, 坐标轴 x 、 y 、 z 分别指向北、东、上. $\bar{P}'_{nm}(\cos\theta)$ 、 $\bar{P}''_{nm}(\cos\theta)$ 分别为勒让德函数的 1 阶和 2 阶导数, 本文采用 Petrovskaya 和 Vershkov (2007) 推导的结论进行求解.

为了减弱震后黏弹性效应对同震重力场的干扰, 采用最小二乘拟合法提取研究区域 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 格网的同震重力和重力梯度变化, 在拟合过程中同时考虑了趋势项、周年项、半周年项以及 161 天 S_2 项季节性信号的影响(de Linage et al., 2009):

$$y(t) = \sum_{i=1}^3 a_i \cos(\omega_i t + \phi_i) + \begin{cases} c_1 + bt, & t < t_{eq} \\ c_2 + d(1 - e^{-(t-t_{eq})/\tau}), & t > t_{eq} \end{cases} \quad (11)$$

式中 a_1 、 ϕ_1 、 a_2 、 ϕ_2 、 a_3 、 ϕ_3 分别代表周年项、半周年项以及 161 天 S_2 潮汐波的振幅和相位, ω 是相应的角频率; b 是震前线性趋势; $c_2 - c_1$ 是同震跳跃; τ 和 d 分别是松弛时间和松弛完毕时总的震后重力变化, t_{eq} 是地震发生时刻.

图 1 展示了利用最小二乘法提取到的 2012 年 Sumatra $M_w = 8.6$ 地震的重力和重力梯度变化. 由图 1 可知, 重力和重力梯度北向分量(g_N 、 T_{xx} 、 T_{xy} 和 T_{xz})的南北向条带较弱, 说明重力和重力梯度北向

分量对条带误差具有很好的压制作用. 尽管重力梯度会在突出小尺度信号的同时放大短波噪声, 但由于北向梯度对误差的抑制作用, 其受条带误差的干扰明显要比另两个方向的梯度分量要小. 北向重力和重力梯度的优势在于 GRACE 卫星近极地轨道飞行, 两颗卫星之间的距离变化主要反映了重力信号的北向分量, 因而在南北方向的观测灵敏度高于其他方向, 以至于南北方向的信噪比较高(李进, 2011).

2 GRACE 观测结果与断层模型模拟结果比较

为了验证 GRACE 观测结果, 采用球形位错理论(Sun and Okubo, 2004)以及断层模型 Yue(Yue et al., 2012)计算了本次地震的理论同震重力和重力梯度变化. 需要说明的是, Sun 等(2009)位错模型程序可以直接计算向下分量的同震重力变化, 无法计算另外两个方向的同震重力以及重力梯度变化. 本文采用 Dai 等(2014)方法, 首先将向下分量的理论重力变化展开为 60 阶扰动位球谐系数, 这样根据 1.2 节相关公式就可以转换为任意方向的重力和重力梯度. 此外, 为了与 GRACE 空间观测结果保持一致, 需要将理论计算的地面重力变化进行空间改正,

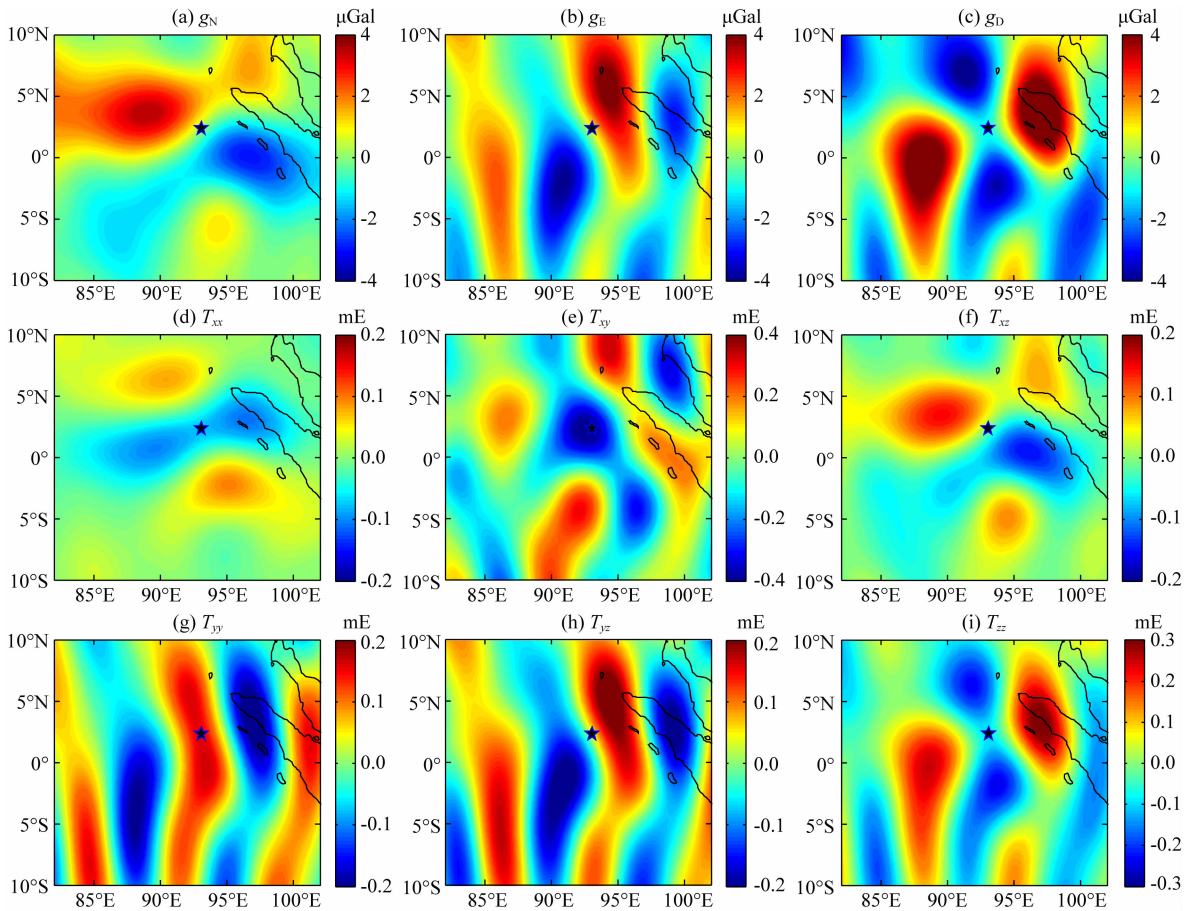


图 1 GRACE 观测到的 2012 Sumatra $M_w=8.6$ 地震的同震重力和重力梯度变化(黑色五角星为此次 $M_w=8.6$ 地震的震中)

Fig. 1 GRACE-observed coseismic gravity and gravity gradient changes of the 2012 Sumatra $M_w=8.6$ earthquake.

The black pentagram indicates the epicenter of the $M_w=8.6$ earthquake

由于此次地震发生在海域,还需要进行海水改正(周新等, 2011),最后将改正后的结果施以 300 km 平滑半径的高斯滤波。

2.1 空间域比较

图 2 展示了 GRACE 观测到的与断层模型计算的同震重力变化。从图中可知,GRACE 观测到的北向重力变化 g_N (图 2a)很好地压制了条带误差的影响,与断层模型计算的 g_N (图 2d)空间分布基本一致,GRACE 观测到的 g_N 的振幅($-2.9 \sim 3.6 \mu\text{Gal}$)大于断层模型计算结果($-1.9 \sim 1.7 \mu\text{Gal}$)。GRACE 观测到的 g_E (图 2b)、 g_D (图 2c)与断层模型计算结果(图 2e、2f)虽然形态分布很相似,但是受到条带误差的影响较大,信号南北向扭曲变形较严重。此外,相对于北向重力分量,GRACE 观测到的 g_E 、 g_D 的振幅($-3.9 \sim 4.2 \mu\text{Gal}$ 和 $-4.0 \sim 5.5 \mu\text{Gal}$)与断层模型计算结果($-1.6 \sim 1.4 \mu\text{Gal}$ 和 $-1.9 \sim 2.1 \mu\text{Gal}$)相差更大,最大达 $5.5 \mu\text{Gal}$,表明同震信号的振幅和空间分布受到了条带误差的严重影响,信号严重失真。

由于重力梯度是扰动位的 2 阶导数,同震重力

梯度的空间分布形态更为复杂。图 3 展示了 GRACE 观测到的与断层模型计算的北向同震重力梯度变化。从图 3 可知,GRACE 观测到的 T_{xx} (图 3a)、 T_{xz} (图 3c)对条带误差压制作用较明显,空间分布形态与断层模型计算结果(图 3d、图 3f)符合得较好,而 GRACE 观测到的 T_{xy} (图 3b)对条带误差的压制作用相对较弱一些,空间分布与断层模型结果(图 3e)符合得较差。GRACE 观测到的 T_{xx} 、 T_{xy} 、 T_{xz} 的振幅分别为 $-0.11 \sim 0.10 \text{ mE}$ 、 $-0.41 \sim 0.35 \text{ mE}$ 和 $-0.15 \sim 0.15 \text{ mE}$,断层模型计算结果分别为 $-0.07 \sim 0.06 \text{ mE}$ 、 $-0.25 \sim 0.12 \text{ mE}$ 、 $-0.09 \sim 0.09 \text{ mE}$,受到条带误差的影响,GRACE 观测到的 T_{xy} 与断层模型结果相差较大。

2.2 频谱域比较

为了比较此次 $M_w=8.6$ 地震的同震重力和重力梯度变化的频谱结构,我们利用 Slepian taper 窗函数(Wieczorek and Simons, 2005)以 $M_w=8.6$ 地震的震中为中心进行了频谱分析。图 4 为 GRACE 和断层模型计算的重力和重力梯度变化的阶方差。

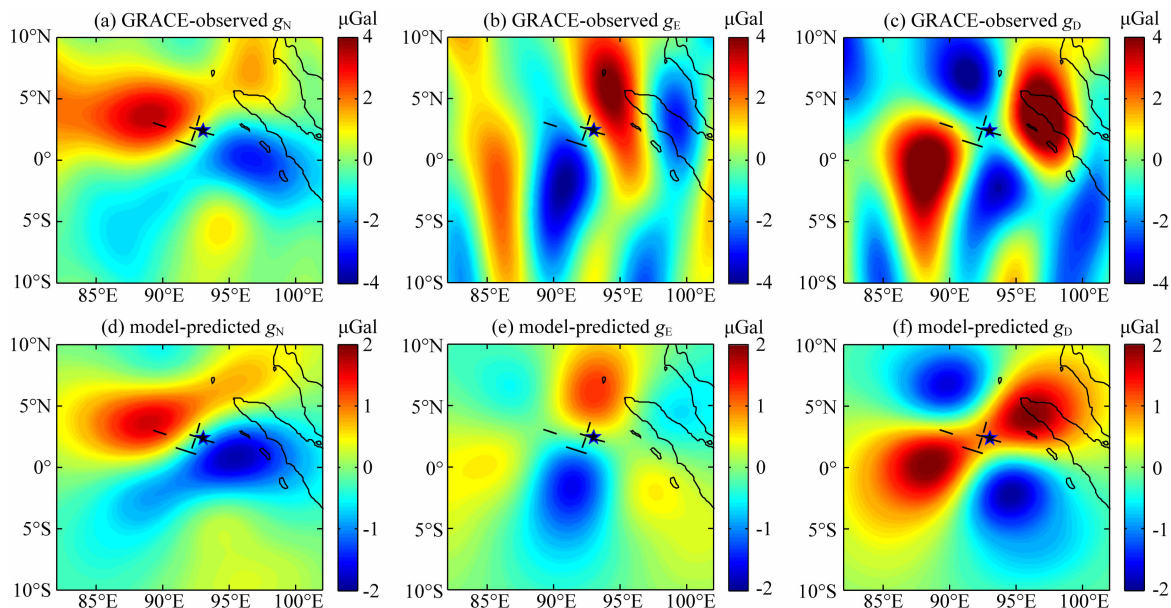


图 2 GRACE 观测到的与断层模型计算的同震重力变化(黑色实线为断层模型 Yue 的地表迹线)

Fig. 2 Comparison of GRACE-observed and model-predicted coseismic gravity changes.

The solid black line is the surface trace of the fault model Yue

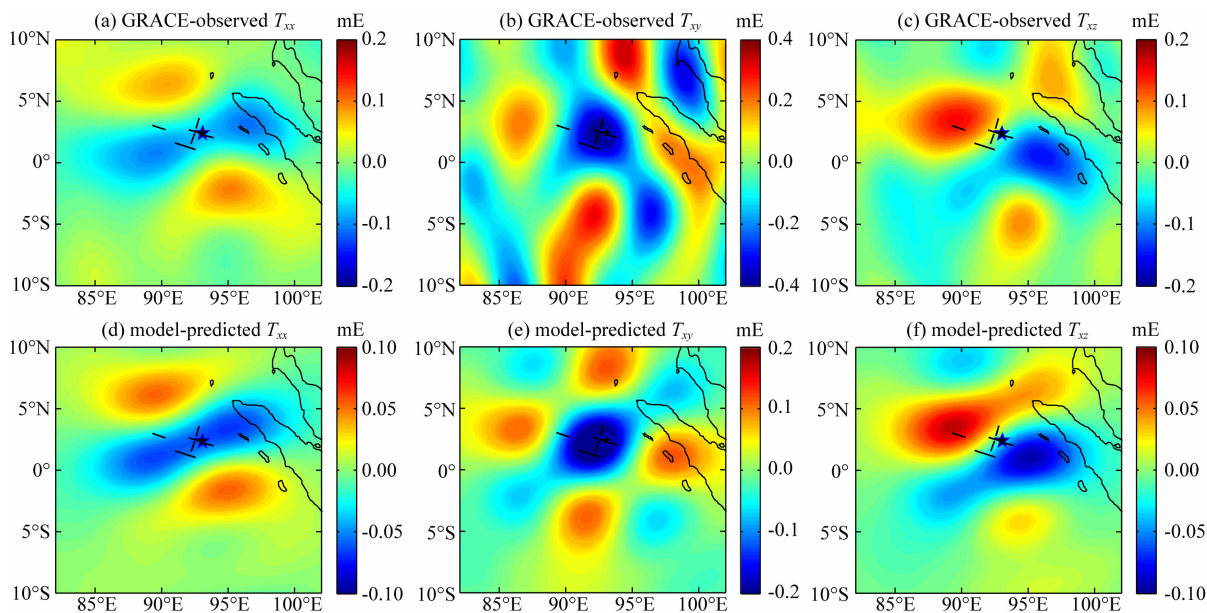


图 3 GRACE 观测到的与断层模型计算的北向同震重力梯度变化

Fig. 3 Comparison of GRACE-observed and model-predicted north component of coseismic gravity gradient changes

从图 4 可知,断层模型计算的重力和重力梯度变化的阶方差比 GRACE 观测结果要小得多,这主要是由于:1)断层模型本身计算的同震重力和重力梯度变化的振幅比 GRACE 小很多(图 3);2)断层模型完全不受条带误差的影响.此外,GRACE 观测的 g_N 、 g_E 、 g_D 三个分量中(图 4a), g_N 的阶方差最小,尤其是 30 阶之后,这说明相对于重力变化的东向和北向分量,北向分量所包含的可靠信号的阶数更高.重力梯度的北向分量 T_{xx} 、 T_{yy} 、 T_{zz} 中(图 4b), T_{xx} 的

阶方差最小、 T_{zz} 次之, T_{yy} 的阶方差最大.

为了展示同震信号能量的聚集程度(Wang et al., 2012),计算了 GRACE 和断层模型的北向重力和重力梯度变化的阶方差百分比(图 5).如图 5 所示,GRACE 和断层模型计算的北向重力 g_N 在 35 阶以上能量占比分别为 16% 和 22%,而北向重力梯度分量 35 阶以上能量占比分别为 46% 和 47%,北向重力梯度分量 35 阶以上能量百分比相较于北向重力分量大的多,这主要是重力梯度放大高频信号

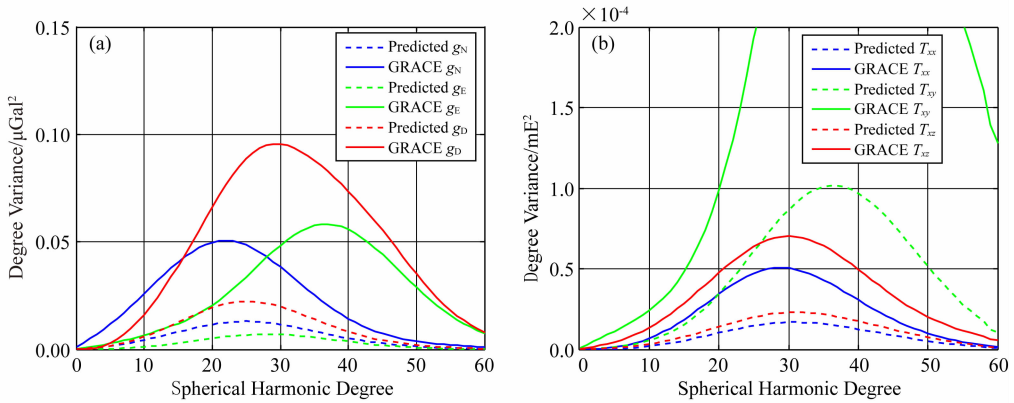


图 4 GRACE 和模型计算的重力和重力梯度变化的阶方差: (a) 不同方向重力分量的阶方差; (b) 不同方向重力梯度分量的阶方差

Fig. 4 The degree variance of GRACE-observed and model-predicted gravity and gravity gradient change in the spectral domain. (a) The degree variance of the gravity component in different directions; (b) The degree variance of the gravity gradient component in different directions

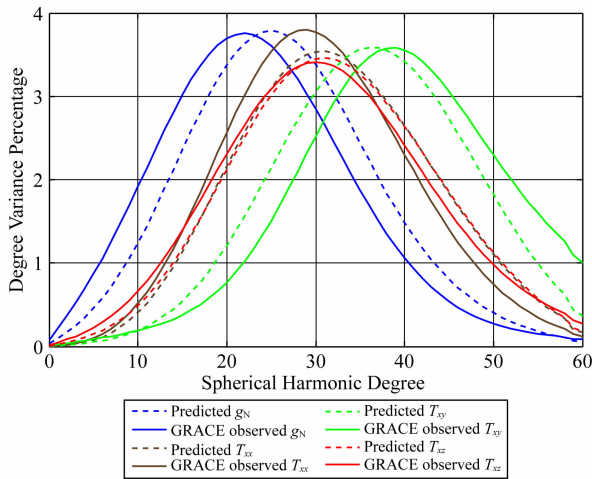


图 5 GRACE 和模型计算的北向重力和重力梯度变化的阶方差百分比

Fig. 5 Percentage of the degree variance of GRACE-observed and model-predicted north component of gravity and gravity gradient change in the spectral domain

所致. 值得注意的是重力梯度在放大高频信号的同时也会放大噪声, 尤其是 T_{xy} 分量从 15 阶开始噪声急剧增大(图 4b).

综合以上分析, 重力和重力梯度的北向分量可以很好地压制南北向条带误差, 其中 g_N 和 T_{xx} 的误差最小, 其次是 T_{xz} , 误差最大, 对条带误差抑制效果最差的是 T_{xy} 分量.

3 断层参数反演

3.1 敏感性分析

为了测试 GRACE 对此次 $M_w = 8.6$ 地震不同断

层参数(断层走向、倾角、长度、宽度、深度、滑移量和滑移角)的敏感性, 以重力梯度北向分量 T_{xx} 为例进行了一系列的模拟实验. 由于断层模型 Yue 包含 5 个不同走向和倾角的小断层, 有的断层之间近似相交, 模型较为复杂, 本文参照 Shao 等(2012)将断层参数的走向设为 20° 、倾角设为 80° 、长度设为 380 km、宽度设为 40 km、上边缘深度设为 5 km、平均滑移量设为 13 m、滑移角设为 0° . 分析 GRACE 对断层某一参数的敏感性时, 将其余参数固定, 改变这一参数即可.

由于弹性均匀半空间模型在计算同震重力变化时, 数学解析式简单, 因此在反演过程中采用了 Okubo 均匀半空间模型(Okubo, 1992). 同时, 为了模拟 GRACE 观测结果, 对理论计算结果同样进行空间改正和海水改正. 为了测试重力梯度 T_{xx} 对断层长度的敏感性, 将断层其余参数固定, 并将断层长度分别设为 380 km、580 km、780 km. 从图 6 可知随着断层长度从 380 km 增加到 780 km, 信号的振幅不断增加, 并且沿着断层走向不断延伸, 说明沿着断层走向的重力梯度信号可以对断层的长度起到很好的约束. 图 7 展示了断层走向的敏感性, 随着走向从 20° 顺时针旋转到 80° , 重力梯度信号的方向也顺时针旋转了近 60° , 说明信号的空间分布方向可以约束断层的走向. 图 8 为断层滑移角的敏感性, 当断层滑移角从 0° 逆时针旋转到 60° 时, 信号的空间分布方向并不改变, 而振幅不断减小, 并且正负异常信号的减小幅度并不同步, 震中东南的正异常信号相对西北侧的正异常信号减小幅度更大, 而震中西南部的负异常信号相对东北部的负异常信号消减速度更

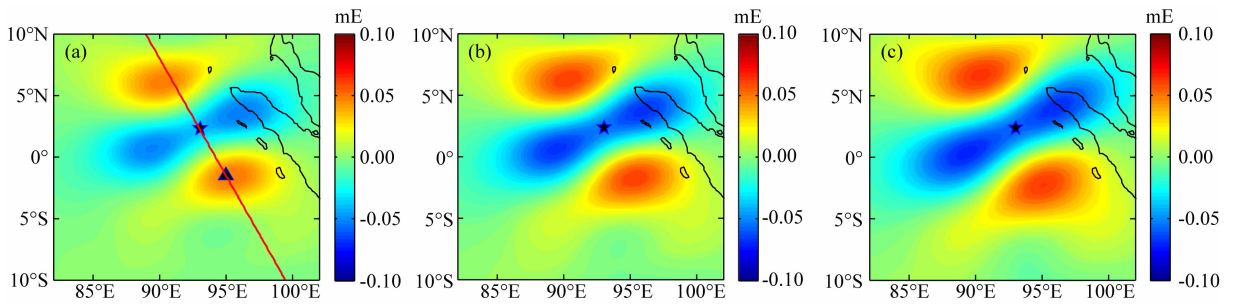


图 6 断层长度敏感性, (a)、(b)和(c)分别为断层长度为 380 km、580 km、780 km 时模拟的 T_{xx} 变化

Fig. 6 Sensitivity to fault length. Model derived T_{xx} changes for the fault length: 380 km (a), 580 km (b) and 780 km (c)

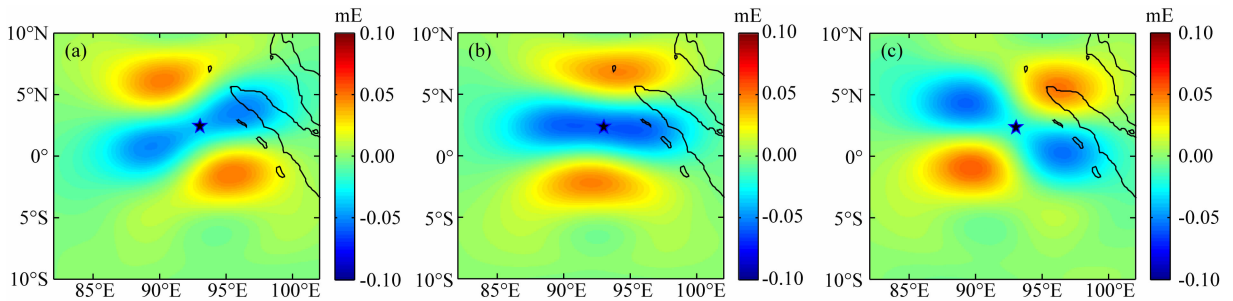


图 7 断层走向敏感性, (a)、(b)、(c)分别为断层走向为 20°、50°、80°时模拟的 T_{xx} 变化

Fig. 7 Sensitivity to fault strike angle, Model derived T_{xx} changes for the fault strike angle of 20°(a), 50°(b) and 80°(c)

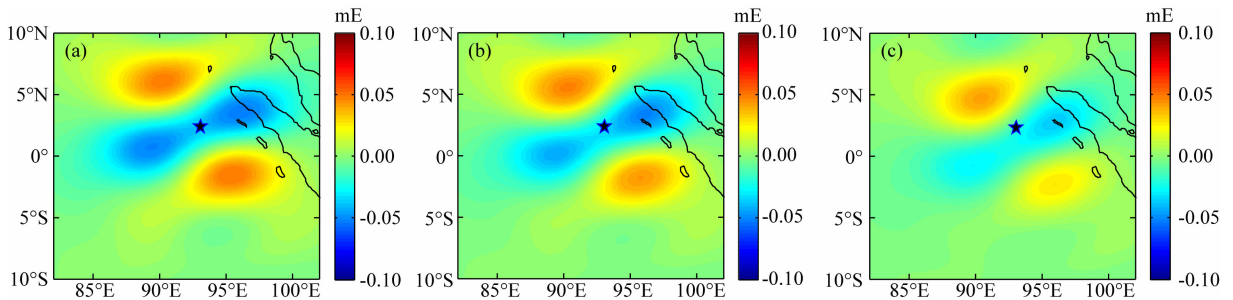


图 8 断层滑移角敏感性, (a)、(b)、(c)分别为断层滑移角为 0°、30°、60°时模拟的 T_{xx} 变化

Fig. 8 Sensitivity to fault rake angle, Model derived T_{xx} changes for the fault rake angle of 0°(a), 30°(b) and 60°(c)

快,说明信号的振幅和空间分布可以对断层滑移角提供约束。

为了分析断层宽度、深度、倾角以及滑移量的敏感性,选择了一条经过震中与 T_{xx} 正变化最大点(图 6a 中黑色三角形)的剖面(图 6a 中红色虚线),并计算相应的重力梯度变化(图 9、10)。从图 9 可知,信号的振幅与断层的宽度和滑移量呈线性关系,无论断层宽度从 40 km 增加到 120 km 还是均匀滑移量从 13 m 增加到 33 m,信号的正负极值所在位置不变,因此信号的振幅可以同时约束断层的宽度和滑移量。图 10 展示了断层深度和倾角的敏感性,从图中可知,信号的量级和极值所在位置可以同时约束断层的深度和倾角。随着深度从 5 km 增加到 100 km,信号的振幅逐渐增大,并且信号极值所在位置也逐

渐变化,向西偏移了约 10 km(图 10a);同样,随着倾角从 20°增大到 80°,信号的振幅逐渐增大,并且极值所在位置向东偏移了约 65 km(图 10b)。受到振幅和极值位置的共同影响,反演断层深度和倾角时,很难单独分离某一参数,由于重力梯度信号对断层的倾角更为敏感,所以反演时一般固定断层深度。

3.2 利用 PSO 算法反演断层参数

反演断层参数时,常用的非线性优化算法包括模拟退火算法(Simulated Anneal, SA)(Ingber, 1993)、遗传算法(Genetic Algorithm, GA)(Carroll, 1996)以及粒子群算法(Particle Swarm Optimization, PSO)(Kennedy and Eberhart, 1995)等。SA 和 GA 算法相对复杂,反演中对算法自身控制参数的选择要求较高,而 PSO 算法相对于前两种算法具有控制参

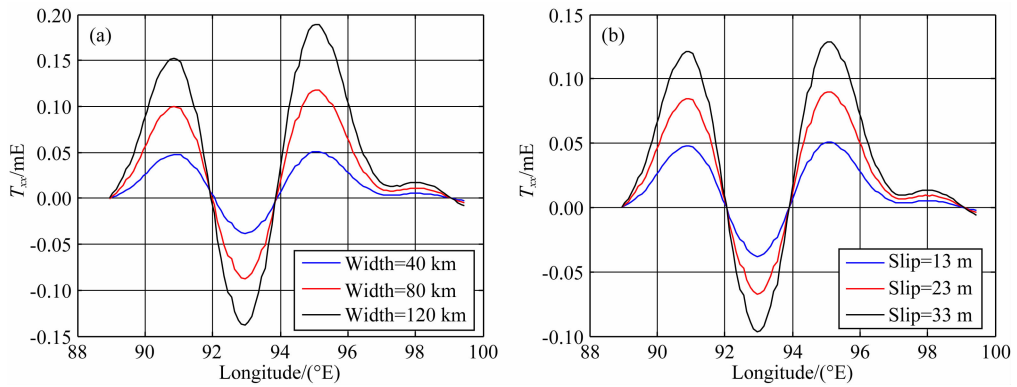


图 9 断层宽度和滑移量敏感性

Fig. 9 Sensitivity to fault width (a) and slip amplitude (b)

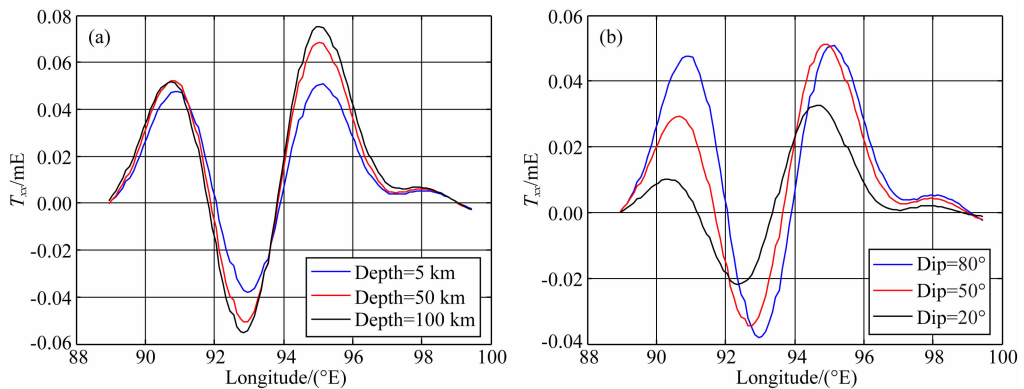


图 10 断层深度和倾角敏感性

Fig. 10 Sensitivity to fault depth (a) and dip angle (b)

数少、程序简洁易行、收敛速度快等特点 (Martinez et al., 2010), 因此本文基于 PSO 算法反演断层参数.

由于重力和重力梯度变化对断层的长度、宽度、走向、倾角、滑移量和滑移角较敏感, 对断层深度相对不敏感, 因此反演时固定了断层的深度. 此外, 由于此次 $M_w=8.6$ 地震断层性质是左旋走滑还是右旋走滑存在较大的争议, 这也是本文所关注点, 因此反演中固定了断层的长度和宽度. 从第 2 节可知, 重力和重力梯度的北向分量 g_N 、 T_{xx} 抗条带误差干扰最强, 阶方差较小, 因此反演所采用的数据为 g_N 以及 T_{xx} 分量. 反演中, 参考断层模型 Shao 将断层长度设为 380 km、宽度设为 40 km、断层上边缘深度设为 5 km, 利用 PSO 算法同时反演断层走向、倾角、平均滑移量和滑移角. 反演中, 目标函数定义为模型预测的 g_N 、 T_{xx} 与 GRACE 观测的 g_N 、 T_{xx} 差值的绝对值的和, g_N 与 T_{xx} 分配的权重均为 0.5, 粒子个数为 40, 迭代次数为 100. 为了加快收敛速度, 对待反演的断层参数施加了一些人为约束 (见表 1). 迭代结束后, 最佳拟合的断层的走向为 113.63° , 倾角为 89.99° , 平均滑移量为 28.18 m, 滑移角为 175.26° .

根据式

$$M_0 = \mu \times \bar{D} \times S \quad (12)$$

计算地震矩. 式中 M_0 表示地震矩, \bar{D} 为断层平均滑移量, S 为断层面积, 假设震区地壳介质的平均剪切模量为 30 GPa, 那么反演得到的地震矩为 12.85×10^{21} Nm. 最后利用能量与震级的关系式 (Hanks and Kanamori, 1979)

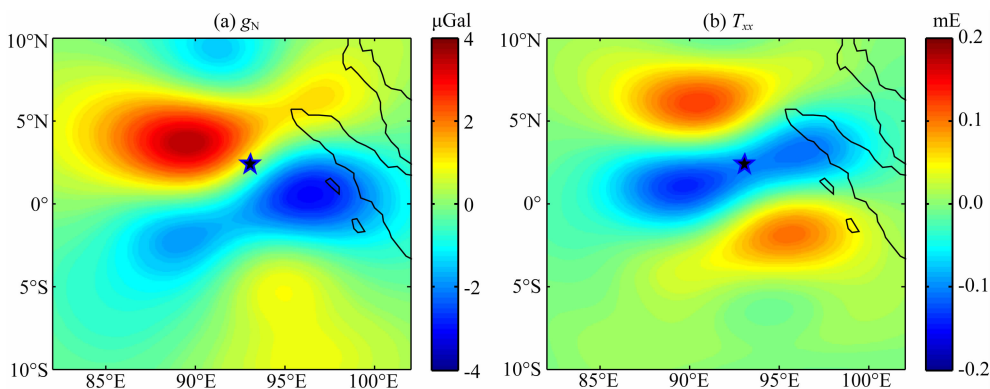
$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7. \quad (13)$$

计算反演得到矩震级为 8.71. 图 11 展示了根据反演断层参数所计算的 g_N (图 11a) 以及 T_{xx} (图 11b) 变化, 从振幅和形态分布上可以看出与 GRACE 观测结果 (图 2a、图 3a) 符合得比较好.

表 1 初始断层参数

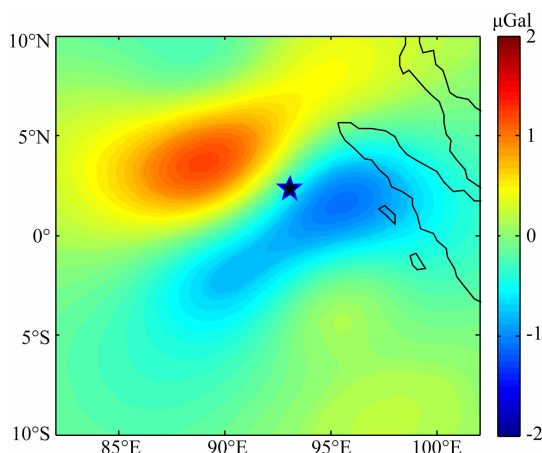
Table 1 The set of initial parameters for inversion

断层参数	最小值	最大值	单位
走向	0	360	°
倾角	0	90	°
平均滑移量	0	50	m
滑移角	0	360	°

图 11 基于反演的断层参数计算的 g_N 和 T_{xx} Fig. 11 The g_N and T_{xx} changes calculated from GRACE-inverted fault parameters

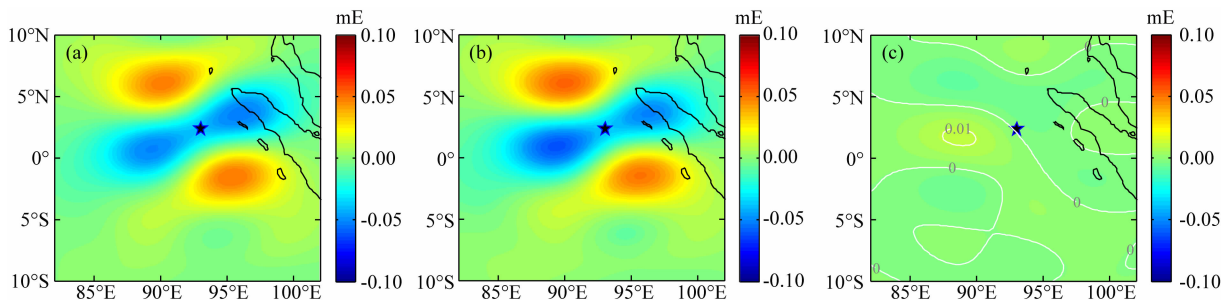
4 讨论

GRACE 观测结果与位错模型正演结果虽然空间形态分布上符合较好,但振幅却相差较大,可能原因如下:(1)GRACE 月重力场模型无法准确分离 $M_w=8.6$ 和 $M_w=8.2$ 地震的影响. GRACE 观测结果同时包含了 $M_w=8.6$ 主震以及 $M_w=8.2$ 余震的影响,由于没有相关学者公布 $M_w=8.2$ 余震的断层滑动模型,本文所计算的理论与震重力和重力梯度变化只包含了 $M_w=8.6$ 主震滑动模型的影响;(2)断层模型本身不精确.图 12 展示了断层模型 Yue 与断层模型 Wei 所计算的 g_N 之差,二者之差可达 $-1.1\sim 1.2 \mu\text{Gal}$,占断层模型 Yue 与 GRACE 观测结果之差的将近 80%;此外,由于断层模型基于地震波数据反演得到,而地震台站距离此次地震的震中较远,容易低估地震矩;(3)提取 GRACE 同震信号时,震后效应可能没有完全被扣除.震后变化同时包含余滑、黏弹性松弛以及孔隙流体调整,这里只模拟了震后松弛的影响;(4)位错模型正演计算的

图 12 断层模型 Yue 与断层模型 Wei 所计算的 g_N 之差Fig. 12 The difference of g_N between model Yue and model Wei

北向重力和重力梯度变化由向下的重力变化转换而来,在转换过程中存在球谐合成误差以及截断效应的影响。

虽然重力梯度对断层的走向或滑移角敏感性较好,但由于此次 $M_w=8.6$ 地震的性质为走滑型地

图 13 断层走向和滑移角敏感性,(a)为断层走向角为 20° 、滑移角为 0° 时模拟的 T_{xx} 变化;(b)为断层走向角为 110° 、滑移角为 18° 时模拟的 T_{xx} 变化;(c)为(a)和(b)的差值Fig. 13 Sensitivity to fault strike and rake angle. Model derived T_{xx} changes for the fault strike angle of 20° and rake angle of 0° (a); Model derived T_{xx} changes for the fault strike angle of 110° and rake angle of 18° (b); (c) is the difference between (a) and (b)

震,不能同时对二者提供唯一约束.图 13 展示了断层走向为 20° 、滑移角为 0° (左旋走滑)以及走向为 110° 、滑移角为 180° (右旋走滑)所模拟的 T_{xx} 变化.从图 13 可知两种情况所计算的 T_{xx} 变化无论从空间分布还是振幅上都相差无几.这也说明了为什么无论是左旋走滑还是右旋走滑都可以很好地解释此次 $M_w=8.6$ 地震的同震效应.

表 2 展示了不同机构和研究者所反演的断层参数.从表 2 可以看出,本文反演的结果与 Yue 等(2012)结果最为接近.不同数据反演得到的倾角和地震矩相差较大,最大达 36° 和 9.85×10^{21} Nm,即使采用相同的 CSR 数据,由于数据版本不同,处理策略不同,反演得到的结果也不同.此外,同样是右旋走滑,GCMT 和 Dai 等(2016)反演的走向角较其余结果大了将近 180° ,主要原因是发震断层倾角近乎垂直,前者反演的倾角倾向北,而后者倾向南.值得注意的是,基于 GRACE 反演得到的滑移角一致性较好,均显示发震断层呈右旋走滑,而地震波反演结果则呈现不确定性.

对于逆冲型地震,同震梯度的空间分布一般呈“正负正”或者“负正负”特征(Li and Shen, 2011).李进(2011)采用一维垂直错动模型对逆冲型地震重力梯度的“正负正”分布进行了解释,由于走滑型地震更为复杂,本文仅从空间形态进行了分析,并没有进一步物理解释.

表 2 震源参数比较

Table 2 Comparison of source parameters

模型名称	数据源	走向/ ($^\circ$)	倾角/ ($^\circ$)	滑移角 /($^\circ$)	地震矩/ 10^{21} Nm
Wei, 2013	地震波	20	64	1	8.90
Yue et al., 2012	地震波	108	85	184	13.90
GCMT	地震波	289	85	166	12.03
USGS CMT	地震波	109	84	165	10.70
Han et al., 2013	CSR RL04	112	83	186	18.75
	OSU	292	74	177	9.62
Dai et al., 2016	CSR RL05	292	80	178	10.11
	GFZ RL05a	292	79	179	10.09
本文	CSR RL05	114	90	175	12.85

5 结语

GRACE 卫星相比其他大地测量手段(如 GPS、InSAR 等)空间分辨率较低,但对发生在远离海岸

的海洋型大地震断层参数的约束具有较好的应用前景.本文首先比较了 GRACE 观测值和断层模型模拟结果,接着对断层参数进行了敏感性分析,最后采用重力和重力梯度的北向分量,基于 PSO 算法以及 Okubo 位错模型反演了 2012 年 Sumatra $M_w=8.6$ 地震的断层参数.结果表明:

(1)GRACE 观测的重力和重力梯度的北向分量在空间形态分布方面与断层模型模拟结果符合较好,在振幅方面相差较大;而 GRACE 观测的其余方向分量受制于南北向条带噪声的干扰,信号扭曲变形严重,无论是形态分布还是振幅方面与断层模型模拟结果均相差较大.

(2)重力和重力梯度北向分量相对其它分量可以很好地压制 GRACE 重力场的南北向条带误差,进而有效克服滤波导致的地震信号损失的问题,其中 g_N 和 T_{xx} 的误差最小,其次是 T_{zz} ,误差最大和对条带误差抑制效果最差的是 T_{xy} 分量,且 T_{xx} 对断层的长度、宽度、走向、倾角、滑移量和滑移角较敏感,对断层深度相对不敏感.

(3)GRACE 反演结果表明发震断层为滑移角 175.26° 的右旋走滑断层,走向为 113.63° ,倾角近乎垂直为 89.99° ,平均滑移量为 28.18 m,地震矩为 12.85×10^{21} Nm,相应的矩震级为 8.71. GRACE 反演结果为理解此次地震的孕育、发生提供了很好的参考,相信随着新一代 GRACE 卫星观测精度的不断提高(郑伟等, 2010, 2017),其在震源参数反演方面的应用会越来越广!

致谢 感谢 UTCSR 提供 GRACE 数据;感谢俄亥俄州立大学 Chunli Dai 博士在理论同震重力梯度变化计算上给予的帮助和讨论;同时两位匿名审稿专家提出了宝贵意见,在此一并致谢!

References

- Cambiotti G, Bordonni A, Sabadini R, et al. 2011. GRACE gravity data help constraining seismic models of the 2004 Sumatran earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 116: B10403, doi: 10.1029/2010JB007848.
- Cambiotti G, Sabadini R. 2013. Gravitational seismology retrieving Centroid-Moment-Tensor solution of the 2011 Tohoku earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1): 183-194, doi: 10.1029/2012jb009555.
- Carroll D L. 1996. Chemical laser modeling with genetic algorithms. *AIAA Journal*, 34(2): 338-346, doi: 10.2514/3.13069.
- Cheng M K, Tapley B D. 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *Journal of Geophysical Research*,

- 109; B09402, doi: 10.1029/2004jb003028.
- Dai C L, Shum C K, Wang R J, et al. 2014. Improved constraints on seismic source parameters of the 2011 Tohoku earthquake from GRACE gravity and gravity gradient changes. *Geophysical Research Letters*, 41(6): 1929-1936, doi: 10.1002/2013GL059178.
- Dai C L, Shum C K, Guo J Y, et al. 2016. Improved source parameter constraints for five undersea earthquakes from north component of GRACE gravity and gravity gradient change measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 443: 118-128, doi: 10.1016/j.epsl.2016.03.025.
- Delescluse M, Chamot-Rooke N, Cattin R, et al. 2012. April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aceh megathrust. *Nature*, 490(7419): 240-244, doi: 10.1038/nature11520.
- de Linage C, Rivera L, Hinderer J, et al. 2009. Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. *Geophysical Journal International*, 176(3): 695-714, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04025.x.
- Han S C, Sauber J, Luthcke S. 2010. Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophysical Research Letters*, 37(23): L23307, doi: 10.1029/2010GL045449.
- Han S C, Sauber J, Riva R. 2011. Contribution of satellite gravimetry to understanding seismic source processes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(24): L24312, doi: 10.1029/2011GL049975.
- Han S C, Riva R, Sauber J, et al. 2013. Source parameter inversion for recent great earthquakes from a decade-long observation of global gravity fields. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(3): 1240-1267, doi: 10.1002/jgrb.50116.
- Hanks T C, Kanamori H. 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5): 2348-2350.
- Hayes G. 2012. Preliminary Result of the Apr 11, 2012 M_w 8.6 Earthquake Off the West Coast of Northern Sumatra. https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20120411083836720_20/finite-fault.
- Heiskanen W A, Moritz H. 1967. Physical geodesy. *Bulletin Géodésique*, 86(1): 491-492.
- Ingber L. 1993. Simulated annealing: Practice versus theory. *Mathematical & Computer Modelling*, 18(11): 29-57.
- Jin S G, Zhang L J, Tapley B D. 2011. The understanding of length-of-day variations from satellite gravity and laser ranging measurements. *Geophysical Journal International*, 184(2): 651-660.
- Kennedy J, Eberhart R. 1995. Particle swarm optimization. // International Conference on Neural Networks, Perth, WA, Australia; IEEE, 1942-1948.
- Li J. 2011. Detection of coseismic changes associated with large earthquakes by gravity gradient Changes from GRACE [Ph. D. thesis] (in Chinese). Wuhan: Wuhan University.
- Li J, Shen W B. 2011. Investigation of the co-seismic gravity field variations caused by the 2004 Sumatra—Andaman earthquake using monthly GRACE data. *Journal of Earth Science*, 22(2): 280-291, doi: 10.1007/s12583-011-0181-x.
- Martinez J L F, Gonzalo E G, Álvarez J P F, et al. 2010. PSO: A powerful algorithm to solve geophysical inverse problems: Application to a 1D-DC resistivity case. *Journal of Applied Geophysics*, 71(1): 13-25, doi: 10.1016/j.jappgeo.2010.02.001.
- McGuire J J, Beroza G C. 2012. A rogue earthquake off Sumatra. *Science*, 336(6085): 1118-1119, doi: 10.1126/science.1223983.
- Meng L, Ampuero J P, Stock J, et al. 2012. Earthquake in a maze: compressional rupture branching during the 2012 M_w 8.6 Sumatra earthquake. *Science*, 337(6095): 724-726, doi: 10.1126/science.1224030.
- Okubo S. 1992. Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5): 7137-7144, doi: 10.1029/92JB00178.
- Petrovskaya M S, Vershkov A N. 2007. Non-singular expressions for the gravity gradients in the local north-oriented and orbital reference frames. *Journal of Geodesy*, 81(2): 171-171, doi: 10.1007/s00190-006-0087-z.
- Shao G F, Li X Y, Ji C. 2012[2013-08-19]. Preliminary Result of the Apr 11, 2012 M_w 8.64 sumatra Earthquake. http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2012/04/10/sumatra.html.
- Sun W K, Okubo S. 2004. Coseismic deformations detectable by satellite gravity missions: A case study of Alaska (1964, 2002) and Hokkaido (2003) earthquakes in the spectral domain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4): B04405, doi: 10.1029/2003jb002554.
- Sun W K, Okubo S, Fu G Y, et al. 2009. General formulations of global co-seismic deformations caused by an arbitrary dislocation in a spherically symmetric earth model-applicable to deformed earth surface and space-fixed point. *Geophysical Journal International*, 177(3): 817-833, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04113.x.
- Swenson S, Wahr J. 2002. Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9): 2193, doi: 10.1029/2001JB000576.
- Swenson S, Chambers D, Wahr J. 2008. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. *Journal of Geophysical Research*, 113: B08410, doi: 10.1029/2007JB005338.
- Wang L, Shum C K, Jekeli C. 2012. Gravitational gradient changes following the 2004 December 26 Sumatra—Andaman Earthquake inferred from GRACE. *Geophysical Journal International*, 191(3): 1109-1118, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05674.x.
- Wei S J. 2012[2013-07-01]. April/11/2012 (M_w 8.6), Sumatra. Source Models of Large Earthquakes. http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2012_Sumatra/index.html.
- Wieczorek M A, Simons F J. 2005. Localized spectral analysis on the sphere. *Geophysical Journal International*, 162(3): 655-

- 675, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02687.x.
- Yadav R K, Kundu B, Gahalaut K, et al. 2013. Coseismic offsets due to the 11 April 2012 Indian Ocean earthquakes (M_w 8.6 and 8.2) derived from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 40(13): 3389-3393, doi: 10.1002/grl.50601.
- Yue H, Lay T, Koper K D. 2012. En échelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes. *Nature*, 490(7419): 245-249, doi: 10.1038/nature11492.
- Zhang G Q, Fu G Y, Zhou X, et al. 2015. Retrieve post-seismic gravity changes induced by Sumatra earthquake (M_w 9.3) based on the viscoelastic dislocation theory. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 58(5): 1654-1665, doi: 10.6038/cjg20150517.
- Zheng W, Xu H Z, Zhong M, et al. 2010. Efficient and rapid estimation of the accuracy of future GRACE Follow-On Earth's gravitational field using the analytic method. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 53(4): 796-806, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.04.004.
- Zheng W, Xu H Z, Zhong M, et al. 2014. Research progress in satellite gravity gradiometry recovery. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 34(4): 1-8.
- Zheng W, Yan J G, Li Z W. 2017. Reviews on deep space satellite gravity measurement mission. *Journal of Deep Space Exploration* (in Chinese), 4(1): 3-13.
- Zheng Z J, Jin S G, Fan L H. 2018. Co-seismic deformation following the 2007 Bengkulu earthquake constrained by GRACE and GPS observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 280: 20-31, doi: 10.1016/j.pepi.2018.04.009.
- Zhou X, Sun W K, Fu G Y. 2011. Gravity satellite GRACE detects coseismic gravity changes caused by 2010 Chile M_w 8.8 earthquake. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(7): 1745-1749, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.007.

附中文参考文献

- 李进. 2011. 基于 GRACE 时变重力梯度探测大地震的同震变化 [博士学位论文]. 武汉: 武汉大学.
- 张国庆, 付广裕, 周新等. 2015. 利用震后黏弹性位错理论研究苏门答腊地震(M_w 9.3)的震后重力变化. *地球物理学报*, 58(5): 1654-1665, doi: 10.6038/cjg20150517.
- 郑伟, 许厚泽, 钟敏等. 2010. 利用解析法有效快速估计将来 GRACE Follow-On 地球重力场的精度. *地球物理学报*, 53(4): 796-806, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2010.04.004.
- 郑伟, 许厚泽, 钟敏等. 2014. 卫星重力梯度反演研究进展. *大地测量与地球动力学*, 34(4):1-8.
- 郑伟, 鄢建国, 李钊伟. 2017. 深空卫星重力测量计划研究综述. *深空探测学报*, 4(1): 3-13.
- 周新, 孙文科, 付广裕. 2011. 重力卫星 GRACE 检测出 2010 年智利 M_w 8.8 地震的同震重力变化. *地球物理学报*, 54(7): 1745-1749, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.007.

(本文编辑 胡素芳)