



中国科学院大学

University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

卫星时变重力的同震变化信号检测能力分析

作者姓名: 赵焜

指导教师: 李进 研究员 中国科学院上海天文台

宋叶志 正高级工程师 中国科学院上海天文台

学位类别: 理学硕士

学科专业: 天体测量与天体力学

培养单位: 中国科学院上海天文台

2026年6月

**Detectability Analysis of Coseismic Signals Using Time-variable
Satellite Gravity Observations**

A thesis submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Master of Nature Science
in Astrometry and Celestial Mechanics

By

ZHAO Chi

Supervisor: LI Jin

SONG Yezhi

Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences

June 2026

中国科学院大学 研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。承诺除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体享有著作权的研究成果，未在以往任何学位申请中全部或部分提交。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人或集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

作者签名：

日 期： 年 月 日

中国科学院大学 学位论文使用授权声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院大学有关收集、保存和使用学位论文的规定，即中国科学院大学有权按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则，保留并向国家指定或中国科学院指定机构送交学位论文的电子版和印刷版文件，且电子版与印刷版内容应完全相同，允许该论文被检索、查阅和借阅，公布本学位论文的全部或部分内 容，可以采用扫描、影印、缩印等复制手段以及其他法律许可的方式保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延迟期后适用本声明。

作者签名：

日 期： 年 月 日

导师签名：

摘 要

随着近二十余年来卫星重力测量技术的发展，利用 GRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment）及 GRACE Follow-On（GRACE-FO）卫星时变重力检测大震同震信号成为卫星重力应用领域的一个热点问题。然而，受限于观测噪声与其他效应的干扰，目前卫星重力对同震重力变化信号的检测能力仍缺乏具体、量化的分析。本文旨在结合地震位错模型正演结果，在不同信噪比场景下构建模拟实验，定量分析现有卫星重力观测对地震同震变化信号的检测能力。

本文基于地震位错模型正演结果，对 2023 年土耳其 Mw7.8 级大地震的同震重力变化信号检测进行模拟实验。结合现有 GRACE-FO 的观测误差水平，通过在模拟观测的合成中引入不同水平的观测噪声及陆地水文效应影响，定量评估了不同误差源对信号提取的影响。模拟实验结果表明，现有卫星重力观测对矩震级 Mw8.0 左右陆地走滑型地震的同震重力变化信号检测面临严峻挑战。观测噪声对信号形态的干扰尤为敏感，而陆地水文效应对信号检测的干扰也不容忽视。在当前的观测精度及空间分辨率下，2023 年土耳其地震级别的重力变化信号（ $\sim 0.1 \mu\text{Gal}$ ）易被观测噪声和其他效应淹没，利用重力卫星检测该级别（ $\sim \text{Mw}8.0$ ）的陆地地震信号需要将观测噪声控制在现有水平的一半以下，同时需将目前可用全球水文模型的精度提高至 10 倍或以上。

基于 GRACE-FO 实际月重力场模型数据，本文对任务期间发生的三个典型地震进行了同震变化检测的实例分析。实例研究采用时间序列拟合方法提取地震的同震重力阶跃信号。结果表明，重力卫星对不同震源机制及深度大地震的检测结果存在显著差异。对于 2019 年秘鲁 Mw8.0 中深源地震（震源深度 $\sim 120 \text{ km}$ ），虽受复杂水文背景影响，但 GRACE-FO 重力观测中仍能反映出可分辨的同震重力变化信号，在震中区域附近其负重力变化极值可达 $1\sim 2 \mu\text{Gal}$ ，表明 GRACE-FO 卫星对该地震的同震变化信号具有一定的检测灵敏度，但由于噪声和其他效应干扰其检测的信号幅值难以可靠确定。对于 2021 年阿拉斯加 Mw8.2 级浅源逆冲地震（震源深度 $\sim 30 \text{ km}$ ），受观测噪声及其他效应的影响，GRACE-FO 难以有效提取出其同震重力变化信号（模型正演显示其信号幅度在现有卫星重力空间分辨率下达到 $\sim \pm 0.6 \mu\text{Gal}$ 水平）。对于 2025 年堪察加 Mw8.8 级浅源逆冲地震（震源深度 $\sim 40 \text{ km}$ ），GRACE-FO 能够有效提取出其同震重力变化信号，叠积法在震中区域附近其重力变化范围为 $-3.00\sim +4.51 \mu\text{Gal}$ 。上述三个实例分析揭示 GRACE-FO 重力卫星在不同地震事件中的检测能力存在差异，与观测噪声、其他环境效应影响及发震类型等多种因素有关，可为未来重力卫星计划在大地震效应监测方面的研究提供有益参考。

关键词：卫星时变重力，GRACE-FO，同震重力变化，位错模型，2023 年土耳其地震

Abstract

With the advancement of satellite gravimetry over the past two decades, detecting coseismic signals of major earthquakes using time-variable gravity data from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and its Follow-On (GRACE-FO) missions has become a focal point in the field. However, constrained by observational noise and interference from other geophysical effects, a specific and quantitative assessment of the detection capability for coseismic gravity changes remains lacking. This study aims to quantitatively analyze the detection capacity of current satellite gravity observations for coseismic signals by constructing simulation experiments under varying signal-to-noise ratio (SNR) scenarios, integrated with forward modeling results from seismic dislocation models.

Based on forward modeling of the 2023 Mw7.8 Türkiye earthquake, we conducted simulation experiments to assess the detectability of coseismic gravity signals. By incorporating varying levels of observational noise and terrestrial hydrological effects into synthetic observations — calibrated against actual GRACE-FO error levels — we quantitatively evaluated the impact of different error sources on signal extraction. The simulation results indicate that detecting coseismic gravity changes for continental strike-slip earthquakes of approximately Mw 8.0 poses a significant challenge for current satellite gravimetry. The signal morphology is particularly sensitive to observational noise, while the interference from terrestrial hydrological effects is non-negligible. Given current observational precision and spatial resolution, gravity signals of the magnitude observed in the 2023 Türkiye earthquake ($\sim 0.1 \mu\text{Gal}$) are prone to being obscured by noise and other effects. Consequently, detecting signals of this magnitude ($\sim \text{Mw}8.0$) would require reducing observational noise to less than half of current levels and improving the accuracy of available global hydrological models by an order of magnitude or more.

Furthermore, we present an empirical analysis of coseismic change detection for three typical earthquakes occurring during the GRACE-FO mission, utilizing actual monthly gravity field models. Time series fitting methods were employed to extract coseismic gravity step signals. The results reveal significant disparities in detection outcomes depending on the focal mechanism and earthquake depth. For the 2019 Peru Mw8.0 intermediate-depth earthquake (hypocenter depth ~ 120 km), despite the complex hydrological background, GRACE-FO observations successfully reflected a discernible coseismic gravity signal. A negative gravity anomaly extremum of $1 - 2 \mu\text{Gal}$ was identified near the epicenter, suggesting a degree of detection sensitivity; however, the precise amplitude remains difficult to determine reliably due to noise and interference. Conversely, for the 2021 Alaska Mw8.2 shallow thrust earthquake (hypocenter depth ~ 30 km), GRACE-FO failed to effectively extract the coseismic signal, which forward modeling suggests should be at the level of $\sim \pm 0.6 \mu\text{Gal}$ given current spatial resolution. For the 2025 Mw 8.8 shallow thrust earthquake in

Kamchatka (with a hypocentral depth ~ 40 km), GRACE-FO successfully extracted the coseismic gravity change signals. The stacking method revealed a gravity variation ranging from -3.00 to $+4.51$ μGal in the vicinity of the epicentral region. These case studies highlight the variability in GRACE-FO's detection capabilities across different seismic events, attributing these differences to a combination of observational noise, environmental effects, and seismogenic types, thereby providing valuable insights for future gravity satellite missions monitoring large earthquake effects.

Key Words: Satellite time-variable gravity, GRACE-FO, 2023 Turkey earthquakes, Co-seismic gravity change, Dislocation model

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景及意义	1
1.2 国内外研究现状及存在的问题	2
1.2.1 国内外研究现状	2
1.2.2 存在的问题	3
1.3 本文主要研究内容	4
1.3.1 研究内容及技术路线	4
1.3.2 全文章节安排	4
第 2 章 卫星时变重力场模型及数据后处理方法	7
2.1 重力卫星计划简介	7
2.1.1 GRACE 和 GRACE Follow-On 重力卫星计划	7
2.1.2 卫星时变重力场模型	7
2.2 重力场模型数据滤波方法	9
2.3 同震变化信号提取方法	11
2.3.1 叠积法	12
2.3.2 时间序列拟合法	13
2.3.3 同震变化信号检测的典型实例	15
2.4 误差评估方法	16
2.4.1 空间域标定误差	16
2.4.2 时间序列残差	17
2.4.3 叠积法误差	18
2.4.4 不同误差对比与评估	19
2.5 本章小结	19
第 3 章 位错模型正演	21
3.1 位错模型简介	21
3.1.1 分层平面半空间位错模型	21
3.1.2 球对称位错模型	22
3.1.3 模型选择依据	22
3.1.4 位错模型参数设置	23
3.1.5 同震重力变化正演包含的物理量	23
3.2 位错模型正演结果后处理方法	24

3.2.1 自由空气改正	24
3.2.2 海水补偿效应改正	25
3.2.3 高斯平滑	25
3.3 本章小结	27
第 4 章 2023 土耳其地震同震变化信号检测的模拟分析	29
4.1 数据及方法	29
4.1.1 GRACE-FO 数据预处理	29
4.1.2 同震变化信号提取方法	30
4.1.3 位错模型正演方法	30
4.1.4 模拟实验和信号检测评估方法	30
4.2 位错模型正演计算的土耳其地震同震变化信号变化	31
4.2.1 地壳分层模型	31
4.2.2 位错模型正演的同震重力变化	32
4.3 GRACE-FO 观测结果	33
4.3.1 特征点的时间序列	33
4.3.2 时间序列拟合法提取同震变化信号	34
4.4 GRACE-FO 观测不确定度分析以及陆地水效应影响的评估	34
4.4.1 GRACE-FO 观测不确定度分析	34
4.4.2 陆地水效应影响评估	35
4.5 模拟实验分析	38
4.5.1 模拟实验一：GRACE-FO 观测噪声对同震变化信号提取的影响	38
4.5.2 模拟实验二：陆地水变化效应对同震变化信号提取的影响	41
4.6 本章小结	42
第 5 章 GRACE Follow-on 任务期间三个地震同震变化信号检测实例分析	45
5.1 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震变化效应检测分析	45
5.1.1 地震概况与研究意义	45
5.1.2 位错模型正演结果	46
5.1.3 观测数据处理	47
5.1.4 模型与观测结果对比分析	48
5.2 2021 阿拉斯加 Mw8.2 地震变化信号检测分析	49
5.2.1 地震概况与研究意义	49
5.2.2 位错模型正演结果	50
5.2.3 观测结果及检测分析	51
5.2.4 两个地震信号检测的比较分析	53
5.3 2025 年堪察加 Mw8.8 地震变化效应检测分析	54

5.3.1 地震概况与研究意义	54
5.3.2 位错模型正演结果	55
5.3.3 观测结果及检测分析	57
5.3.4 模型与观测结果对比分析	60
5.4 本章小结	62
第 6 章 结论与展望	63
6.1 研究结论	63
6.2 特色与创新之处	64
6.3 展望	64
参考文献	65
附录 非各向同性滤波	71
致 谢	73
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与其他相关学术成果	75

图目录

图 2-1 高斯滤波空间平滑权因子	10
图 2-2 GRACE 在 2017.05 的全球月时变重力场；(a) 不使用滤波， (b) 100km 高斯滤波，(c) 300km 高斯滤波，(d) 500km 高斯 滤波	11
图 2-3 2004 年苏门答腊地震叠积法所得同震重力变化结果示意图	12
图 2-4 2004 年苏门答腊地震时间序列拟合法处理结果示意图	14
图 2-5 2004 年苏门答腊地震震中位置的时间序列	14
图 3-1 不同滤波尺度下的土耳其同震重力变化分布图。(a) 100km 高斯平滑结果，(b) 300km 高斯平滑结果，(c) 400km 高斯平滑结 果，(d) 500km 高斯平滑结果。	26
图 4-1 土耳其地震同震重力变化位错模型正演结果。(a) 原始的 同震重力变化信号分布图，(b) 转化为重力场球谐系数经过 300 km 高斯平滑滤波后的同震重力变化信号分布图	33
图 4-2 极值点位置的残差分析，包括：原始序列（淡蓝色线），拟 合序列（深蓝线）及残差序列（红线），图中黑色虚线为地震发生月 份（2023 年 2 月）	33
图 4-3 利用时间序列法提取的土耳其地震“同震重力变化信号”分 布图（300km 高斯滤波）	34
图 4-4 利用时间序列拟合法得到的残差 RMS 空间分布，其中 (a) 图为全球区域，(b) 图为土耳其大地震近场区域	35
图 4-5 2012 年 12 月等效水高 (EWH) 分布情况，其中 (a) 展示 GLDAS 水文模型的全球分布，(b) 展示 WGHM 水文模型的全球分 布，(c) 展示 GLDAS 与 WGHM 水文模型间的差异全球分布（计算 方式为 GLDAS 减去 WGHM）	36
图 4-6 (a) 基于 GLDAS 与 WGHM 水文模型得出的全球重力场差 异分布；(b) 土耳其震中区及周边区域（即图 4-5 (a) 中红色矩形 框区域的放大视图）GLDAS 与 WGHM 模型间的重力场差异全球分 布	37
图 4-7 土耳其震中变化时间序列，包括 GRACE 重力变化时间序列 （蓝线），GLDAS 水文信号变化时间序列（绿线）以及扣除水文效 应后的重力变化时间序列（红线）	38

图 4-8 GRACE-FO 噪声在土耳其地震后一个月（2023 年 3 月）的震中区域的分布	38
图 4-9 模拟实验一的检测结果（观测噪声对信号检测的影响），其中（a）图为 10%噪声情形的模拟实验；（b）图为 20%噪声情形的模拟实验；（c）图为 60%噪声情形的模拟实验；（d）图为 100%噪声情形的模拟实验。图中震中（37.23 °N, 37.01 °E）位置以圆点标出	40
图 4-10 模拟实验二的检测结果（陆地水变化效应对信号检测的影响），其中（a）图为 2%水模型误差情形的模拟实验；（b）图为 10%水模型误差情形的模拟实验；（c）图为 50%水模型误差情形的模拟实验；（d）图为 100%水模型误差情形的模拟实验。图中震中（37.23 °N, 37.01 °E）位置以圆点标出	42
图 5-1 秘鲁位错模型得到的同震信号（高斯平滑半径：300km）	47
图 5-2 时间序列拟合法提取 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）	47
图 5-3 叠积法提取 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）	48
图 5-4 震中特征点的时间序列（高斯平滑半径：300km）	48
图 5-5 秘鲁震中位置重力变化时间序列对比图	49
图 5-6 阿拉斯加位错模型正演结果（高斯平滑半径：300km） ...	51
图 5-7 时间序列拟合法提取的 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）	52
图 5-8 叠积法提取的 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）	52
图 5-9 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震震中位置同震重力变化的时间序列图（高斯平滑半径：300km）	53
图 5-10 堪察加地震的同震变化信号图，其中(a)为震中位置的位错模型原始信号；(b)为选定陆地点的位错模型原始信号；(c)为(a)与(b)的信号差值；(d)为震中位置的同震变化信号；(e)为选定陆地点的同震变化信号；(f)为两位置同震变化信号差值	57
图 5-11 叠积法提取堪察加 Mw8.8 地震同震重力变化	58
图 5-12 时间序列拟合法提取堪察加 Mw8.8 地震同震重力变化 ...	58
图 5-13 堪察加地震特征点位置的重力变化时间序列，其中(a)图为位错模型中的正极值点位置，坐标为：（161.30 °E, 49.10 °N）；(b)	

图为位错模型中的负极值位置，坐标为（154.90 °E, 52.50 °N） 59

图 5-14 堪察加震中位置重力变化扣除水文效应后的时间序列，其中(a)图为位错模型中的正极值点位置，坐标为：（161.30 °E, 49.10 °N）；(b)图为位错模型中的负极值位置，坐标为（154.90 °E, 52.50 °N） .60

图 5-15 Kamchatka Mw8.8 同震重力变化分布。其中图(a)为 GRACE-FO 原始同震信号(300 km 高斯滤波)；图(b)为扣除 GLDAS 水文后同震信号(300 km 高斯滤波)；图(c)为水文信号影响,也即(a)-(b)的结果 61

表目录

表 2-1 GRACE/GRACE Follow-On 相关参数 7

表 2-2 GRACE 检测大型地震同震变化信号的典型案例 15

表 2-3 GRACE 时变场模型误差评估方法对比 19

表 3-1 分层平面半空间模型与球对称位错模型对比22

表 3-2 PSGRN/PSCMP 正演参数设置 23

表 4-1 土耳其 Mw7.8 地震区域 5 层分布的半空间地球模型 32

表 4-2 模拟实验一的检测结果 39

表 4-3 模拟实验二的检测结果 41

表 5-1 秘鲁 Mw8.0 地震区域 7 层分布的半空间地球模型 46

表 5-2 阿拉斯加 Mw8.2 地震区域 6 层分布的半空间地球模型 ... 50

表 5-3 堪察加地震海域半空间分层地球模型 55

表 5-4 堪察加地震陆地半空间分层地球模型 56

第 1 章 绪论

1.1 研究背景及意义

随着卫星重力测量技术的发展，GRACE（Gravity Recovery and Climate Experiment, 2002-2017）及 GRACE-FO（GRACE Follow-On, 2018-）通过高精度时变重力场观测，为全球尺度质量迁移（如陆地水储量变化、冰川消融、海洋质量再分布）提供了连续监测能力[1]，为研究地震变化效应开辟了新途径[2]。

地震引发的同震重力变化包含两类物理效应：一是断层滑动直接导致的质量迁移（如地壳垂直位移、孔隙流体运移）；二是地壳弹性形变引起的密度层分布变化[3]。传统地面重力观测（如绝对重力仪）虽精度高达 $0.1 \mu\text{Gal}$ ，但受限于空间覆盖率低（尤其是海洋与偏远地区）和台站稀疏性（全球仅约 200 台），难以实现区域大范围同震重力变化分布的检测或重构[4]。卫星重力观测技术凭借全球覆盖优势，成为地震监测的重要补充手段。然而，学界对 GRACE 系列卫星检测地震信号的灵敏度阈值，也就是重力卫星到底能观测到多大的地震存在显著争议。已有研究表明，仅震级 $M_w 8.3$ 或以上的地震可被检测。例如，2013 年鄂霍次克 $M_w 8.3$ 深源地震（深度 610 km）的同震重力变化（约 $2 \mu\text{Gal}$ ）被 GRACE 成功捕获[5]。然而，随着观测数据及其处理方法的改进，通过优化信号提取技术（如各向异性滤波，附加模型正演约束），有望突破上述检测界限（也即，震级 $< M_w 8.3$ 的地震变化信号，也可能被检测）。近年来研究人员尝试从 GRACE 数据中分离出 2015 年尼泊尔 $M_w 7.8$ 地震的微弱信号（约 $0.8 \mu\text{Gal}$ ），但结果未通过统计显著性检验（ $p > 0.1$ ）[6]。

上述争议的关键问题在于背景噪声抑制与信号特征的复杂性：首先是观测噪声以及其他效应的干扰，陆地水变化（如亚马逊流域季节性水储量变化）和冰川消融等非构造信号的强度可达同震变化信号的数十倍（在同等分辨率下）[7]。其次是空间分辨率制约：GRACE 的有效空间分辨率在 $300 \sim 500 \text{ km}$ ，该空间尺度难以分辨断层滑动引起重力场变化信号的细节。此外，震源深度、断层几何参数（倾角、滑动角等）均会显著影响重力信号的强度和空间分布。例如，深源地震（如 2013 鄂霍次克 $M_w 8.3$ 地震、2019 秘鲁 $M_w 8.0$ 地震）因弹性形变范围广，其信号更易被卫星捕捉；而浅源地震（ $< 50 \text{ km}$ ）信号局域性较强，则更易被平滑滤波处理等操作减弱或滤除[8][9]。

当前研究证实 GRACE 系列卫星可检测 $M_w 8.3$ 及以上地震，但通过改进噪声抑制方法，以及联合模型正演约束和比对，有望提高信号检测灵敏度（即降低检测阈值）。然而，现有重力卫星对同震变化信号的具体灵敏度如何，也即对多

强的信号具有检测可行性, 定量的分析目前尚较为欠缺。本文基于模拟实验, 旨在通过构建统一的信号检测评估框架, 明确 GRACE/GRACE-FO 的实际检测能力界限, 从而判断现有重力卫星可检测到的最小变化信号水平, 并探索提升卫星重力对大地震变化信号检测精度的新途径。

本文对近年来 (2018-2023 期间) 相对较小震级 (相比于目前已被检测到的震例, 8 级左右) 的震例进行综合分析和研究。结合不同地震信号的时空特征, 进行优化的数据处理及信号检测分析。利用 GRACE 与 GRACE-FO 数据检测近年来矩震级 (M_w) 8 级左右的地震变化信号, 结合模拟分析及实例检测, 以定量分析卫星重力观测数据提取相对小震级地震变化信号的能力。这有助于人们更好地理解近年来发生的矩震级 8 级左右及以上的地震构造活动, 同时更新本文对重力卫星地震检测能力的认识, 可为今后利用卫星重力检测大地震变化信号的相关研究提供有益参考。

1.2 国内外研究现状及存在的问题

1.2.1 国内外研究现状

卫星重力技术对大地震变化效应的监测能力是一个备受关注的科学问题。Sun 和 Okubo 基于正演模型及 GRACE 卫星重力观测误差分析指出, GRACE 卫星具备捕捉 $M_w 9.0$ 以上剪切型地震或 $M_w 7.5$ 以上张裂型地震同震变形的能力[9]。随后, Han 等人利用卫星重力的星间距数据成功识别出大地震的同震信号, 不仅提取了由断层错动引发的重力正负偶极异常, 还据此推断出地震诱发的洋底地壳膨胀现象[10]。针对 2004 年苏门答腊地震, Chen 等人通过处理 GRACE Level-2 数据 (球谐重力场模型), 反演了该事件的同震重力场变化, 并进一步剖析了断层升降盘特征点在震后的重力演化规律[11]。此外, de Viron 等人的数值模拟结果显示, GRACE 对 $M_w 9.0+$ 地震的检出率高达 98%, 而对 $M_w 8.8$ 、8.6 及 8.3 级地震的探测概率则分别降至 60%、40% 和 33%。对于 $M_w 8.0$ 级左右的地震: 如果发震模式和震中位置较为特别, 其信号也有可能被检测到[12]。例如, Cambiotti 等人在黏弹性地球模型框架下, 模拟了 291 场地震的同震重力变化信号, 并得出结论: 卫星重力具备探测到 7.8 级的地震的同震和余震所引起重力变化信号的潜力[6]。Chao 和 Liao 利用经验正交函数方法分析了 GRACE 观测任务期间七个较大震级地震变化信号的检测, 发现 GRACE 能够检测到的最低震级事件为 2013 年 $M_w 8.3$ 鄂霍茨克深源地震[5]。

近年来, 研究进一步揭示了不同深度地震物理机制的差异。Han 等人对比分析了浅源与中深度 (100 ~ 150 km) $M_w 8.0$ 地震的 GRACE/GRACE-FO 观测结果, 发现中深度地震的同震重力变化主要由垂直形变驱动, 而体积变化贡献微弱, 这源于深度增加导致岩石可压缩性降低[13]。该研究指出, 由于垂直运动主导及

震后松弛的相加性放大效应,中深度大地震可能比相同震级的浅源地震更易被卫星重力探测到。

在卫星重力地震应用的理论基础(如地震位错模型的发展)方面,孙文科等人建立了基于球形分层弹性地球模型的同震与震后形变及重力变化理论,为解释卫星观测数据提供了核心理论框架[9]。针对更真实的地球结构,付广裕和孙文科发展了基于扰动理论的三维横向非均匀地球模型计算方法[14]。Tang 和 Sun 系统综述了地震重力变化研究的进展,强调了卫星重力和超导重力测量等技术带来的突破,并展望了瞬态弹-重力信号在地震预警等前沿方向的应用潜力[15]。

1.2.2 存在的问题

综合国内外研究现状,当前利用卫星时变重力检测同震变化信号仍面临以下关键问题。例如检测能力阈值的复杂性与精细化评估不足,现有研究虽对可检测震级有初步认识[6][7],但这一阈值受地震深度、断层类型、震源区地理位置及震后过程等多种因素复杂调制[14]。目前缺乏一个系统、量化的评估体系来明确这些因素如何共同影响信号强度与观测噪声水平的对比关系。由于地震引起的重力变化信号微弱,且叠加在更强的水文、海洋等季节性信号以及 GRACE 数据固有的条带噪声之上[8][16]。现有的滤波和背景场扣除方法在优化信号保真度与抑制干扰方面仍存在权衡,如何针对地震信号的时空特征发展更有效的分离提取算法是一个持续挑战。GRACE/GRACE-FO 数据的空间分辨率($\sim 300\text{-}400\text{ km}$)和时间分辨率(月度)从根本上限制了对较小规模地震、破裂细节以及快速震后早期过程的观测能力[17][18][19]。

此外,数据处理中的空间滤波会不可避免地引起信号衰减和空间泄漏误差,影响信号的定量解释[16]。对于中深源地震或震级接近检测阈值的事件,观测到的重力变化模式与其震源机制、地球介质模型预测之间的关联仍需深入探究。如何更有效地将卫星重力观测与 GPS、InSAR、地震学等多源数据融合,以联合反演震源参数和地球介质属性,仍有较大探索空间。

在上述问题之中,重力卫星对同震(或地震)变化信号的检测灵敏度具体多大,是一个重要的问题。它既与目前卫星重力观测的误差水平相关,同时也与观测中各种效应如何有效提取和分离密切相关。目前国内外卫星重力与大地震相关研究,尚未对以下问题进行定量分析:现有的卫星重力观测(GRACE 和 GRACE-FO)对地震变化信号的检测灵敏度是否存在下限?若存在,其具体的阈值如何,检测能力受到哪些影响因素的制约?

1.3 本文主要研究内容

1.3.1 研究内容及技术路线

针对上述问题，本文拟利用 GRACE 与 GRACE-FO 卫星重力数据检测相对小震级（8 级左右）的地震变化信号，结合目前观测的误差水平以及地震位错模型正演进行模拟试验分析，寻求有针对性的具体方法，以有效抑制卫星重力观测中的噪声干扰，并定量分析卫星重力观测对地震效应的灵敏度，从而得出 GRACE 与 GRACE-FO 卫星重力数据的最小可检测信号水平。同时，通过 2018-2023 年 Mw7.8~8.2 地震案例探索目前的 GRACE 及 GRACE-FO 卫星重力观测数据是否对上述大地震变化信号敏感，以及研究能否可靠提取出相应的信号。

本文的研究内容与技术路线如下：首先，理论准备与数据预处理，梳理地震位错引起重力变化的理论基础；介绍 GRACE/GRACE-FO 数据产品、误差特性及针对地震信号提取的关键预处理步骤（如高斯平滑、水文模型扣除等）。其次，检测能力的模拟实验分析及多震例实证分析，基于位错理论和地球模型，模拟不同震级、深度、断层类型及地理位置地震产生的理论同震重力变化场。进一步，选取 GRACE/GRACE-FO 时期（特别是 2018-2023 年）的代表性震例（如 2018 年斐济 Mw7.9、2019 年秘鲁 Mw8.0、2023 年土耳其双震等），应用时间序列拟合方法从实测数据中尝试提取同震及震后信号。将信号提取结果与模型理论值进行比对分析，评估信号检测结果的可靠性。

本研究的技术路线将遵循“理论建模-数值模拟-数据处理-实例验证-综合评估”的路径，基于模拟实验分析，对卫星时变重力的同震变化信号检测能力给出全面、客观的评价，以明确其实际检测界限。

1.3.2 全文章节安排

本文第一章阐述利用 GRACE 重力卫星监测大地震同震重力效应的研究背景与科学意义，系统梳理当前地震信号提取技术的研究进展，并深入剖析现有研究中存在的局限性与挑战。

第二章重点概述 GRACE 及其后继任务（GRACE-FO）的卫星计划与时变重力场模型体系；阐述模型预处理中的关键步骤，包括空间平滑滤波技术的应用、大地震同震信号的提取策略，以及相关的误差评估机制。

第三章回顾地震位错理论模型的演进历程，解析基于位错模型进行正演模拟时的核心处理流程，包括自由空气改正、海水质量负荷改正、空间平滑效应处理及模拟结果的误差评定方法。

第四章以 2023 年土耳其 Mw7.8 双震事件为例，基于其同震重力变化的正演模拟结果，结合 GRACE-FO 卫星观测的不确定度水平，设计多信噪比情境下的数值模拟实验，以评估当前重力卫星技术对同类强度地震信号的探测灵敏度。

第五章通过 GRACE-FO 观测任务期间的两个地震实例，分析重力卫星对~Mw8.0 地震所引起同震重力变化信号的检测能力，并定量探讨观测噪声及其他干扰因素对信号提取的影响。

第六章对全文的主要研究内容与结论进行总结，同时指出本研究存在的不足之处，并对未来相关领域的研究方向进行展望。

第 2 章 卫星时变重力场模型及数据后处理方法

2.1 重力卫星计划简介

2.1.1 GRACE 和 GRACE Follow-On 重力卫星计划

地球重力场恢复与气候实验 (GRACE) 任务由 NASA (National Aeronautics and Space Administration) 与 DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) 于 2002 年 3 月联合发射, 旨在通过低-低卫星跟踪技术高精度监测全球时变重力场。通过部署两颗轨道高度约为 500 km、间距约 220 km 的卫星, 该任务利用高精度的 K 波段微波测距系统监测星间距离的微米级变化, 从而解算出空间分辨率在几百公里范围内的月时间尺度重力场产品[20][21]。GRACE 数据在水文学、冰川学及固体地球物理学等领域取得了革命性进展, 任务于 2017 年 10 月正式结束。

为确保全球质量变化观测的连续性, NASA 与 GFZ (German Research Centre for Geosciences) 于 2018 年 5 月发射了 GRACE 后续任务 (GRACE-FO) [22]。GRACE-FO 继承了 GRACE 的整体架构, 并新增了激光干涉测距仪实验载荷, 显著降低了测距噪声[23]。鉴于轨道参数基本一致, 其重力场产品精度与 GRACE 后期相当。两代任务共同构成了超过 20 年的连续观测序列, 为长周期地球物理过程研究提供了关键数据支持, 主要技术参数对比见表 2-1。

表 2-1 GRACE/GRACE Follow-On 相关参数

Table 2-1 GRACE/GRACE Follow-On related parameters

相关参数	GRACE	GRACE Follow-On
在轨时间	2002.03~2017.06	2018.05~至今
轨道高度	500km (后期 335km)	491.5km
星间距离	220±50km	220±50km
轨道倾角	89°	89°
偏心率	<0.005	<0.005
观测模式	SST-LL/HL	SST-LL/HL
关键载荷	KBR 测距	KBR 与 LRI 双测距

2.1.2 卫星时变重力场模型

地球重力场并非静态, 而是随时间和空间不断演变的物理场。其时间变化部

分, 即时变重力场, 主要源于地球系统内部及表层物质的迁移与重新分布, 如水循环、冰川消融、固体地球形变等过程。GRACE/GRACE-FO 任务的核心科学产出, 正是以一系列月度重力场模型的形式, 对全球尺度质量迁移进行量化表征。

目前, GRACE/GRACE-FO 的原始观测数据主要由三个国际知名的研究机构独立处理并联合发布官方产品, 即: 美国的德克萨斯大学空间研究中心 (Center for Space Research, CSR) 和喷气推进实验室 (Jet Propulsion Laboratory, JPL), 以及德国的地球科学研究中心 (Geoforschungszentrum Potsdam, GFZ)。这几家机构均提供标准的 Level-2 级数据产品, 该产品以一组球谐系数 (通常截断至 60 阶或 96 阶) 的月度序列来数学表达地球重力位的时变信号。尽管处理策略和细节校正上略有差异, 但三家机构的产品在揭示大尺度质量变化方面具有高度一致性, 已成为全球变化研究领域的基础数据集。用户可通过国际全球地球模型中心的数据门户便捷获取这些产品。需要注意的是, 在球谐系数中, 表征地球动力扁率的 C_{20} 项由于 GRACE/GRACE-FO 自身观测对其不敏感而存在较大误差, 因此在实际应用中, 通常采用由卫星激光测距技术独立确定的、精度更高的 C_{20} 系列予以替换[24]。

GRACE/GRACE-FO 任务虽提供了长期观测, 但其时间序列存在数据空缺, 主要分为两类。第一类是任务期内因仪器维护、轨道调整或数据下行中断导致的个别月份数据缺失。在进行连续时间序列分析时, 常采用线性插值或更复杂的统计方法进行填补。第二类则是任务间长达约 11 个月的数据空窗期。为确保研究的连续性, 学界发展了多种数据重构技术。例如, Zhong 等人基于降水与水文模型重建了区域陆地水储量变化以填补空缺[25]; Wang 等人利用改进的多通道奇异谱分析方法反演了全球多个流域的水储量变化序列[26]; Zhang 等人则应用人工神经网络算法, 模拟了格陵兰冰盖地区的连续质量变化, 有效弥补了该关键区域的数据中断[27]。

除了上述以球谐函数展开的全球模型外, CSR (Center for Space Research)、JPL (Jet Propulsion Laboratory) 以及美国宇航局戈达德太空飞行中心还提供另一种形式的数据产品——Mascon (Mass Concentration, 质量块) 解。该产品将全球划分为数千个不规则的质量单元, 通过施加地理先验约束直接反演每个单元的质量变化。其优势在于能有效减少由球谐系数截断和滤波引起的信号泄漏误差, 在某些区域研究中可能提供更直观的空间分布。然而, 由于 Mascon 解的构建依赖于特定的先验约束与正则化方法, 其空间分辨率在本质上并未突破原始观测的极限, 且在不同约束方案下的结果可能存在差异。因此, 在地震学等需要精确量化点源或断层滑动信号的研究中, 经过谨慎后处理的球谐系数产品因其更透明的误差特性和更广泛认可的标准化流程, 目前仍是更常被采用的数据形式。

2.2 重力场模型数据滤波方法

受 GRACE 卫星近极地轨道构型及大气、海洋等非重力背景场模型修正残差的影响，反演所得的时变重力场球谐系数往往沾染显著的南北向条带状误差。为获取可靠的地球物理信号，必须对球谐系数进行预处理滤波。然而，滤波处理实质上是信噪比的权衡过程：过度平滑虽能有效压制高频噪声，却可能衰减真实信号强度，甚至导致信号空间形态的扭曲与失真。依据作用机制的差异，现有滤波算法主要涵盖空间平滑、去相关处理及特定域变换（如经验正交函数分解、DDK 滤波及小波分析等）三大范畴。

在空间平滑领域，Wahr 等人奠定了基于高斯核函数的基础，通过削弱高阶项权重来抑制短波噪声，从而突出中长波段的时变信号[28]。针对球谐系数奇偶项间存在的系统性关联误差，Swenson 与 Chambers 等人分别发展了滑动窗口去相关与多项式拟合修正技术[29][30]。在地震信号提取实践中，Chen 等人利用 P3M6 去相关滤波成功识别了 2004 年苏门答腊地震的同震变化信号。后续研究致力于优化信噪平衡[11]，例如 Duan 等人提出的分段策略保留低阶项精度，仅对高阶项实施滤波[31]；郭飞霄等人则尝试构建各向异性高斯组合模型，试图在单一步骤中兼顾信号保留与噪声抑制[32]。

尽管高斯平滑与去相关组合使用的策略在同震变化信号提取中被广泛采纳[11]，但其局限性亦不容忽视。李圳等人指出单一去相关滤波效能不足[33]，而级联滤波虽能消除条带，却可能牺牲空间分辨率。更为重要的是，去相关滤波具有较强的经验依赖性，不当使用易引入人为信号畸变[34]。鉴于同震变化信号微弱且对保真度要求极高，为避免潜在的信号失真风险，本研究在预处理阶段采取更为保守的策略，仅采用高斯滤波进行空间平滑以抑制条带噪声。

高斯平滑滤波核心思想是在空间域内构建一个高斯函数作为平滑核，该函数以目标点为中心，权因子随距离增加呈高斯分布逐渐衰减，通过对邻域内的重力变化进行加权平均来实现平滑。由于 GRACE 发布的月时变场模型以球谐系数形式存储，该方法需转换至谱域执行，即对各阶次的球谐系数直接乘以相应的权因子。在同阶次内，权因子保持一致，并随阶数 l 的增加而单调递减，其衰减速率由设定的平均半径 r 决定。高斯滤波核函数及其谱域权因子的数学表达如下：

空间域高斯核函数为：

$$W(\psi) = \frac{1}{2\pi r^2} \exp\left(-\frac{\psi^2}{2r^2}\right) \quad (2-1)$$

其中， ψ 为球面角距离， r 为高斯平滑半径（通常以千米为单位，需转换为弧度）。在球谐域中，对应的权因子 W_l 可通过勒让德多项式积分得到，其递推计算公式为：

$$W_l = \exp\left[-\frac{l(l+1)r^2}{2R^2}\right] \quad (2-2)$$

或者采用更便于计算的递推形式：

$$W_0=1, \quad W_1=\frac{1+\exp(-2b)}{2b} \cdot \frac{1-\exp(-2b)}{2}, \quad \dots \quad (2-4)$$

需要注意，实际计算中通常采用以下递推关系以提高效率：

$$W_l = \frac{2l-1}{l} \alpha W_{l-1} - \frac{l-1}{l} W_{l-2} \quad (2-5)$$

其中：

$$b = \frac{\ln(2)}{1 - \cos(r/R)}, \quad \alpha = \cosh(b) \quad (2-6)$$

这里 R 为地球平均半径。

图 2-1 展示了不同高斯滤波半径对应的空间平滑权因子分布曲线。观察可知，权系数随阶数升高呈指数级衰减，且平滑半径越大，衰减斜率越陡峭。具体而言，当选取 300 km 滤波半径时，30 阶处的权系数约为 0.5，至 60 阶时已降至 0.054；若半径增至 500 km，40 阶处的权系数已趋近于 0；而当半径达到 800 km 时，30 阶处的权系数即接近 0，这等效于直接将球谐系数截断至 30 阶，30 阶以上的高频信号几乎被完全滤除。

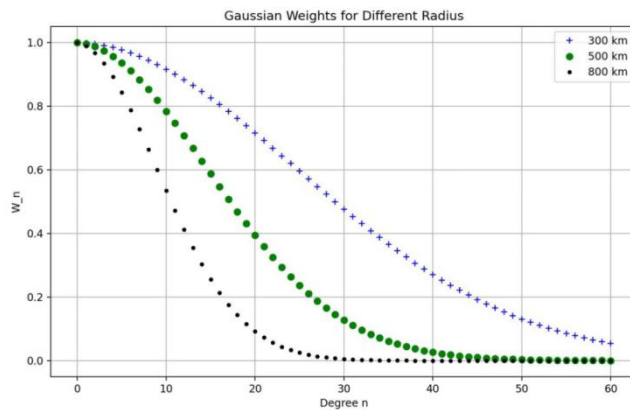


图 2-1 高斯滤波空间平滑权因子

Figure 2-1 Gaussian filtering spatial smoothing weight factor

图 2-2 以 2010 年 2 月的全球时变重力场为例，直观呈现了不同滤波半径的处理效果。未滤波原始数据（图 2-2a）中，强烈的南北向条带噪声覆盖了整个全球，尤其在中低纬度区域，真实的物理信号完全被噪声淹没，无法辨识。经过

100 km 高斯滤波后（图 2-2b），条带噪声得到显著抑制，局部重力异常信号开始显现，但残余噪声仍依稀可见。当滤波半径扩大至 300 km（图 2-2c）时，条带噪声基本消失，低阶长波信号清晰可辨；结合图 2-2 分析，300 km 半径等效于将有效信息截断至 40 阶左右，虽然在高效去噪的同时也损失了部分高频细节。若进一步增大至 500 km（图 2-2d），虽然噪声彻底消除，但重力信号的振幅也被过度平滑，导致信号强度大幅减弱，细节特征模糊。

综合上述实验结果可知，对于截断至 60 阶的月模型系数，高斯滤波半径选择在 300 ~ 500 km 区间最为适宜。该范围能够在有效压制条带误差与避免过度平滑导致原始信号失真之间取得最佳平衡。

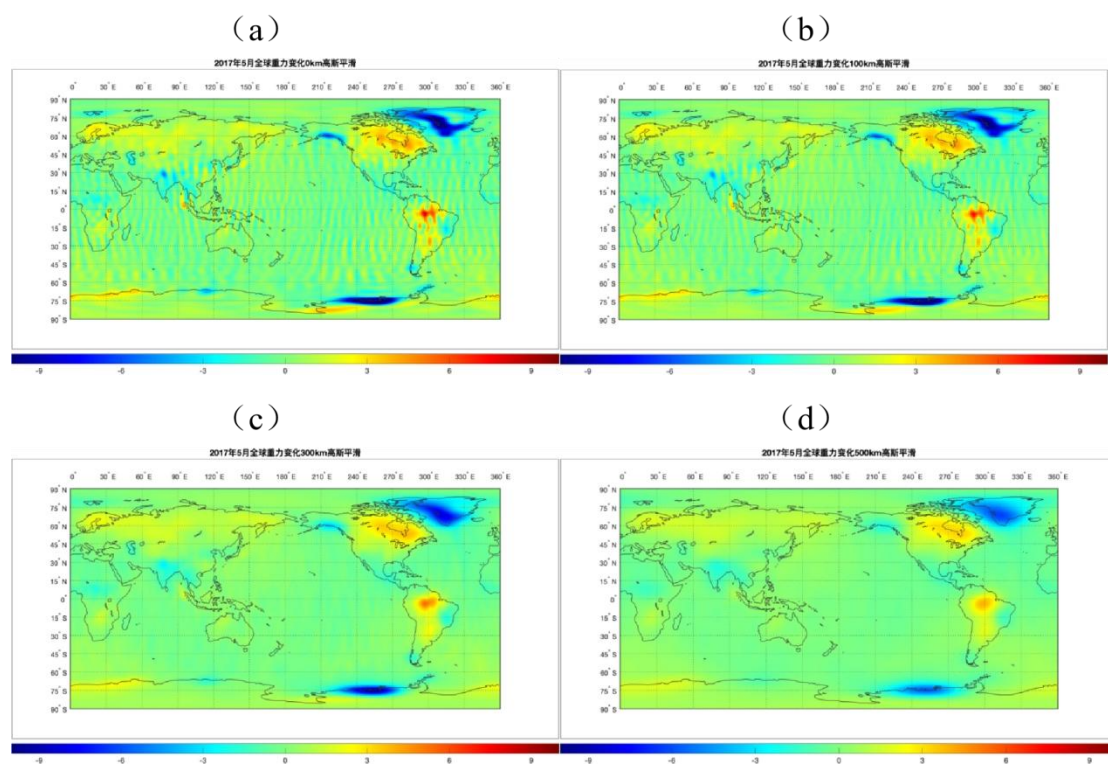


图 2-2 GRACE 在 2017.05 的全球月时变重力场；（a）不使用滤波，（b）100km 高斯滤波，（c）300km 高斯滤波，（d）500km 高斯滤波
Figure 2-2 GRACE global monthly time-variable gravity field in May 2017; (a) without filtering, (b) 100 km Gaussian smoothing, (c) 300 km Gaussian smoothing, (d) 500 km Gaussian smoothing

实际上，根据定权方式的差异，空间平滑滤波可进一步细分为各向同性滤波与非各向同性滤波，详情请见附录。

2.3 同震变化信号提取方法

GRACE 卫星观测的时变重力信号是多种地球物理过程共同作用的结果，主要包括周期性变化（如陆地水储量季节性波动、大气质量迁移等）、长期趋势性变化（如冰川消融、冰后回弹、地下水持续流失等）以及高频随机扰动（如观测

噪声、模型残差等)。要从复杂的 GRACE 观测数据中分离出地震同震变化信号,必须有效削弱或去除其他非震信号的干扰。基于同震变化信号在时空域的独特特征——空间上表现为震源区附近的局部异常,时间上表现为地震发生时刻的阶跃式突变,目前学术界常用的提取方法主要包括三类:叠积法(Staking Method)、时间序列拟合法(Time Series Fitting)以及经验正交函数分解法(EOF)。本节将重点阐述前两种方法的原理、应用及局限性。

2.3.1 叠积法

叠积法(Staking Method)是 GRACE 时变重力场中提取地震同震信号的经典差分技术。其基本逻辑构建于时间域上的差分观测,即通过计算地震发生后与发生前两个等长时间内重力场模型的均值差,来近似表征同震重力变化量。鉴于 GRACE 观测序列中通常蕴含着显著的周年与半周年周期性波动(主要源于陆地水储量及大气质量的季节性迁移),采用震前震后长时段平均相减的策略,能够在差分过程中有效抵消这些高频周期性背景场的干扰。从物理机制上看,地震引发的质量重新分布往往表现为时间序列上的阶跃式突变,且该信号在震后数月乃至数年内难以完全恢复至震前水平。因此,在选定的研究时间窗内,同震信号可被合理假设为“准永久性”的阶跃函数。叠积处理不仅有助于提升此类阶跃信号相对于随机观测噪声的信噪比,亦能一定程度上平滑短期的大气高频误差。

该方法的可行性已在多次强震观测中得到验证。例如,Chen 等人在分析 2004 年苏门答腊 Mw9.3 特大地震时[11],构建了震前 2 年与震后 2 年的平均重力场差分模型,得到的同震重力变化结果如图 2-3 所示。该处理有效压制了研究区域内的季节性周期信号,并削弱了南北向条带噪声的残余影响,从而清晰揭示了地震前后的重力场阶跃特征,实现了基于卫星重力数据检测同震信号的突破性进展。

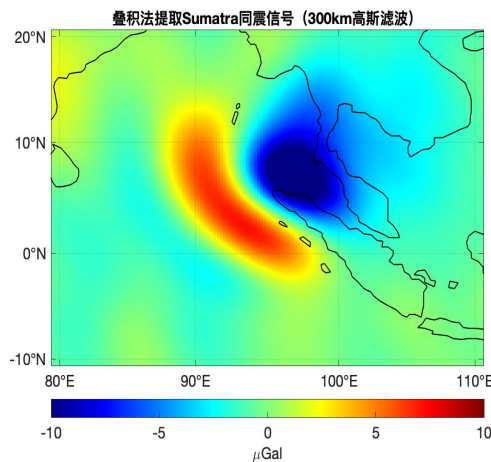


图 2-3 2004 年苏门答腊地震叠积法所得同震重力变化结果示意图

Figure 2-3 Schematic diagram of the coseismic gravity changes of the 2004 Sumatra earthquake using the stacking method

尽管叠积法在算法复杂度与计算效能上具有显著优势，成为 GRACE 地震学应用中的基础手段（本文第 4.4 节及第 5 章将以此作为初步提取和测试的方法），但其固有的局限性亦不容忽视。首先，该方法本质上是一种低通滤波过程，若研究时间窗内存在显著的线性趋势项或年际变化信号，这些非震成分将被混入差分结果中，导致同震振幅被高估或低估[35]。其次，叠积法仅能反映时间窗内的净变化量，无法在时间域上分辨瞬时同震弹性形变与震后粘弹性松弛效应的贡献，二者在差分结果中发生混叠。此外，时间窗口的选取存在权衡效应：窗口过短可能导致周期性信号剔除不彻底，引入季节性泄漏误差；窗口过长则易受长期趋势项及震后弛豫过程的干扰，降低同震信号的时间分辨率。鉴于上述局限，在需要精细分离震后过程或提高时间分辨率的研究中，往往需结合时间序列拟合等方法进行补充分析。

2.3.2 时间序列拟合法

时间序列拟合法是一种基于参数化模型的信号分离技术，其基本原理是利用最小二乘法对 GRACE 观测时间序列进行多成分拟合，从而分离出同震阶跃信号。对于地震近场区域内某一空间点的 GRACE 时间序列，可假定其由常数项、线性趋势项、周期性项（周年和半年）、同震阶跃项以及残余项组成，数学表达式如下：

$$f(t) = A_0 + A_{tr} \cdot t + A_{an}^c \cdot \cos(\omega_{an}t) + A_{an}^s \cdot \sin(\omega_{an}t) + A_{se}^c \cdot \cos(\omega_{se}t) + A_{se}^s \cdot \sin(\omega_{se}t) + A_{ju} \cdot H(t - t_{co}) + \varepsilon(t) \quad (2-7)$$

其中， $f(t)$ 为 GRACE 观测时间序列； A_0 为常数项； A_{tr} 为线性趋势项系数； A_{an}^c 和 A_{an}^s 分别为周年变化项的余弦和正弦分量系数（二者共同决定周年变化的振幅和相位）； A_{se}^c 和 A_{se}^s 分别为半年变化项的余弦和正弦分量系数； A_{ju} 为同震阶跃项幅值； $H(t - t_{co})$ 为 Heaviside 分段阶跃函数， t_{co} 代表地震发生时刻； $\varepsilon(t)$ 为剩余残余项，包含未模型化的其他地球物理效应及观测噪声。Heaviside 阶跃函数的定义为：

$$H(t) = \begin{cases} 0, & t < 0 \\ 1, & t \geq 0 \end{cases} \quad (2-8)$$

利用逐月的 GRACE 观测数据，基于式（2-7）构建观测方程组，通过最小二乘平差求解各未知参数，即可分别提取出趋势项、周期项、同震阶跃项等成分。该方法的核心优势在于：能够同时分离同震变化与震后弛豫信号，便于研究地震不同阶段的物理过程。在提取同震变化信号的同时，可获得趋势项、周期项等其他地球物理信息，并且可根据研究需求调整拟合模型的复杂度。典型应用如 Heki 和 Matsuo 等人利用时间序列拟合法提取了 2010 年智利地震的同震重力变化

[19], 并在拟合过程中同步扣除了陆地水储量变化的影响; Chen 等人则利用该方法成功检测到 2004 年苏门答腊地震的震后松弛回复信号[11], 复现结果如图 2-4 所示。另选取震中位置 (7.1 °N, 96.5 °E) 绘制时间序列, 结果如图 2-5 所示。然而, 时间序列拟合法也存在以下局限: 拟合结果高度依赖于模型假设, 若预设的成分与实际信号特征偏差较大, 提取的同震变化信号可靠性将降低。拟合精度与可用数据长度密切相关, 数据过短会导致参数解算不稳定, 数据过长则可能引入更多非平稳因素。虽然理论上可增加更多周期项 (如 2 年项、3 年项等), 但 GRACE 观测数据总长度有限 (约 20 年), 引入过长周期项会削弱线性趋势项的解算精度; 同时, GRACE 为月度采样, 引入短于月尺度的周期信号无实际意义。

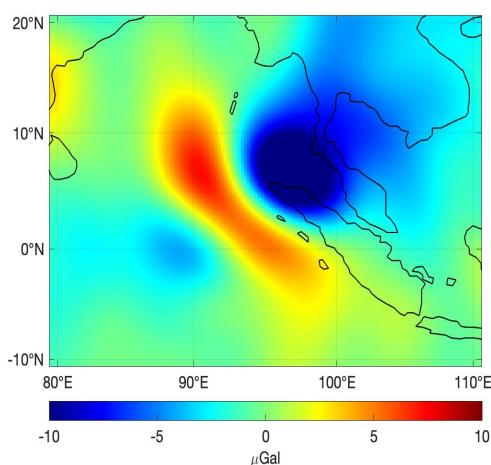


图 2-4 2004 年苏门答腊地震时间序列拟合法处理结果示意图

Figure 2-4 Processing results of the time series fitting method for the 2004 Sumatra earthquake

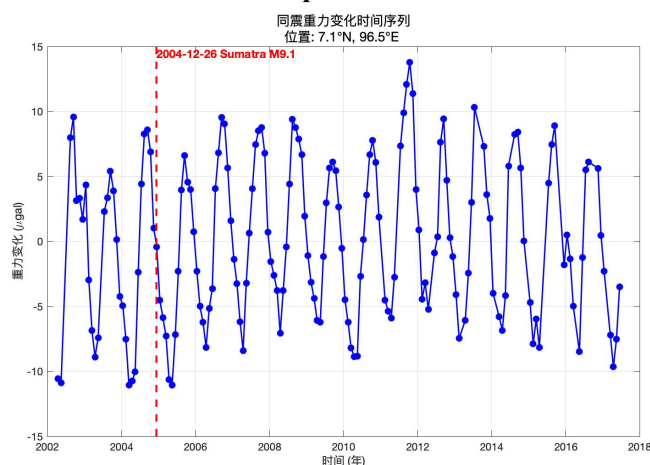


图 2-5 2004 年苏门答腊地震震中位置的时间序列

Figure 2-5 Time series of the epicenter location of the 2004 Sumatra earthquake

在实际应用中, 线性趋势项可按震前和震后两个时段分别拟合, 以捕捉震前异常信号及震后恢复过程。此外, 对于震后弛豫变化, 有时采用指数衰减函数来拟合地幔粘滞性响应产生的缓慢恢复过程[35], 其表达式为:

$$g(t) = A_{post} \cdot \exp\left(-\frac{t-t_0}{\tau}\right) \quad (2-9)$$

其中, $g(t)$ 表示时间 t 时刻的震后弛豫变化量(如地表形变、重力变化、陆地水储量变化等,具体取决于研究的物理量), t_0 表示地震发生的时刻(时间参考点), A_{post} 为震后变化幅值, τ 为弛豫时间常数。它是描述震后“缓慢恢复过程”的核心函数,反映随时间推移,震后异常信号的衰减规律。

除上述两种主流方法外,学界还发展了其他同震变化信号提取技术,如 Han 和 Simons 等人采用 Slepian 空间-谱局部化基函数分析了 2004 年苏门答腊地震的 GRACE 响应[37][38]; Wang 等人利用 Slepian 方法约束了 2010 年智利地震的断层模型[39]; Panet 等人基于小波多尺度分析分离了苏门答腊地震的同震与震后信号[40]。鉴于这些方法超出本研究范围,此处不再展开讨论。

2.3.3 同震变化信号检测的典型案列

现有研究已充分验证了 GRACE 卫星在检测大型地震 ($M_w \geq 8.3$) 同震变化信号方面的能力。表 2-2 总结了三个典型地震案列的检测结果:

表 2-2 GRACE 检测大型地震同震变化信号的典型案列

Table 2-2 Typical examples of coseismic signals detected by GRACE for large earthquakes

地震事件	震级	提取方法	信号幅值	参考文献
2004 苏门答腊	Mw9.3	300km 平滑、2 年叠积	-5.0 μGal	Chen et al., 2007b
2011 日本东北	Mw9.0	时间序列拟合	-2.8 μGal	Han et al., 2016
2010 智利	Mw8.8	叠积法、水文校正	2 μGal	Cambiotti et al., 2011

综合前述理论分析与典型震例研究可知,针对 GRACE 时变重力场中复杂的多源误差特征,联合运用空间平滑与时域建模策略是实现微弱同震信号有效提取的关键。具体而言,处理流程遵循“空间-时间”分级抑制逻辑:在空间域,利用高斯平滑滤波衰减由轨道采样不足及背景场模型残差引起的南北向条带噪声与高频短波误差;在时间域,首先借助叠积法或周期项拟合消除占主导地位的周年与半年季节性信号,随后通过参数化模型进一步分离长期线性趋势项及随机观测噪声。这种分层处理策略不仅有效降低了各类干扰源对同震阶跃信号的掩盖效应,还在最大程度抑制噪声的同时保留了信号的真实形态与幅值信息,为后续的地震参数反演提供了可靠的数据基础。

即便对于幅值仅约 0.3 μGal 的 2008 年汶川 Mw7.9 地震,该方法体系的理

论可行性已被多个海洋大地震实证所支持。汶川地震检测失败的主要原因并非方法本身缺陷,而是源于内陆区域特有的强水文干扰以及 GRACE 空间分辨率的限制[41]。综合现有理论推演与实证分析, GRACE/GRACE-FO 卫星重力技术在同震信号检测上的探测灵敏度主要受制于信号幅值、水文效应干扰及多种类型的噪声水平(具体噪声特性详见 2.4 节)等多重因素。

一方面,信号强度构成基础约束。基于 GRACE RL06 数据产品及现行处理策略,有效识别的同震重力变化幅值下限约为 $1.0 \mu\text{Gal}$,该阈值通常对应 Mw8.5 级以上的远洋大地震;低于此量级的微弱信号极易淹没于背景噪声之中,难以实现可靠分离。另一方面,水文效应容限是关键瓶颈。水文模型残余误差是内陆地震检测的主要干扰源,原则上要求校正后的残差均方根(RMS)控制在同震信号幅值的 50%以内。以汶川地震为例,其同震信号幅值约为 $0.3 \mu\text{Gal}$,这意味着水文校正残差需优于 $0.15 \mu\text{Gal}$,这对现有模型的精度构成了显著的技术壁垒。

面向未来技术迭代,新一代 GRACE-FO 任务搭载的激光干涉测距系统有望将仪器本底噪声压制至 $0.2 \mu\text{Gal}$ 量级,从而使内陆 Mw7.9 级地震的同震检测成为潜在可能。与此同时,通过融合 GLDAS、WGHM 等多源水文模型及原位观测数据,水文效应校正精度有望提升至 $0.05 \mu\text{Gal}$ 水平。总体而言,尽管受限于 RL06 数据的噪声水平及水文干扰,汶川地震的同震信号未能被有效提取,但空间平滑、叠积法及时间序列拟合的方法论有效性已得到多个海洋大地震实例的验证。随着卫星观测精度的迭代升级与水文模型的不断优化,该技术体系有望突破内陆中强地震检测的瓶颈,为地震机理研究提供更为丰富的重力观测约束。

2.4 误差评估方法

GRACE 发布的月尺度时变重力场球谐系数是反演地球表层质量迁移变化的核心数据源。除球谐系数外,数据处理中心同步提供各阶次系数的标定误差(Calibration Error),该指标反映了模型解算过程中的内符合精度,可用于定量评估时变重力场模型的可靠性。然而,标定误差仅表征模型解算的形式精度,并非真实的观测误差,实际误差往往高于此值。因此,在误差评估研究中,标定误差可作为误差下限使用。此外,基于时间序列分析的残差估计方法可提供误差上限参考,二者结合能够界定真实误差的合理范围。本节将系统阐述时变场模型不同误差的计算方法,包括空间域误差、时间序列残差以及叠积法误差。

2.4.1 空间域标定误差

模型标定误差(又称形式误差)是 GRACE 数据处理中心在解算球谐系数时通过最小二乘平差得到的系数标准差,反映了模型参数的内符合精度。将系数的标定误差传播至空间域,可获取重力场模型在空间分布上的误差信息。根据误

差传播定律，空间域重力异常误差的计算公式为[42]：

$$\delta_g(\theta,\lambda)=\frac{GM}{R^2}\sqrt{\sum_{l=2}^N(1+l)^2(W_l)^2\sum_{m=0}^l\cos^2(m\lambda)\cdot\delta_{C_{lm}}^2+\sin^2(m\lambda)\cdot\delta_{S_{lm}}^2\cdot\bar{P}_{lm}^2(\cos\theta)} \quad (2-10)$$

其中： $\delta_g(\theta,\lambda)$ 为空间位置 (θ,λ) 处的重力异常误差（单位： m/s^2 或 μGal ）； GM 为地球引力常数（ $3.986004418\times 10^{14}\text{ m}^3/\text{s}^2$ ）； R 为地球赤道半径（ 6378136.3 m ）； N 为球谐系数的最大阶数（通常为60或90）； W_l 为第1阶的滤波权因子（若未滤波则 $W_l=1$ ）； $\delta_{C_{lm}}$ 、 $\delta_{S_{lm}}$ 为发布的月模型中 l 阶 m 次球谐系数的标定误差； $\bar{P}_{lm}(\cos\theta)$ 为1阶 m 次的完全归一化勒让德函数。

需要注意的是，上述误差为模型的形式误差（Formal Error），仅代表解算过程中参数估计的统计精度，不能完全反映GRACE的真实观测误差。由于未模型化的系统误差（如大气去aliasing误差、海洋潮汐模型误差、仪器漂移等）未被纳入平差随机模型，实际观测误差通常高于标定误差。因此，标定误差可作为误差评估的下限参考值。

2.4.2 时间序列残差

为更全面地评估GRACE观测误差，Wahr等人提出了一种基于时间序列拟合的残差分析方法[42]。该方法的基本假设是：GRACE观测的时间序列中，除已知的地球物理信号（如周年项、半年项、线性趋势及常数项等）外，其余残差信号主要来源于观测噪声。通过拟合已知信号并计算残差的标准差，可估计月时变场模型的误差水平。

对全球每个网格点的时间序列进行最小二乘拟合，拟合模型可表示为：

$$f(t)=A_0+A_{tr}\cdot t+A_{an}^c\cdot\cos(2\pi t)+A_{an}^s\cdot\sin(2\pi t)+A_{se}^c\cdot\cos(4\pi t)+A_{se}^s\cdot\sin(4\pi t)+\varepsilon \quad (2-11)$$

其中： $f(t)$ 为GRACE观测时间序列（单位： μGal 或等效水高 cm ）； A_0 为常数项（基准值）； A_{tr} 为线性趋势项系数（单位： $\mu\text{Gal}/\text{年}$ 或 $\text{cm}/\text{年}$ ）； A_{an}^c 、 A_{an}^s 分别表征周年变化项的余弦及正弦谐波的幅度； A_{se}^c 、 A_{se}^s 则对应半年变化项的余弦及正弦分量的幅度； t 为时间变量（以年为单位，从起始历元开始计数）； ε 为拟合残差（即待求的观测噪声）。

观测噪声的标准差可通过残差序列计算：

$$\sigma_{\varepsilon} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2}{n-p}} \quad (2-12)$$

其中： σ_{ε} 为观测噪声的标准差（即误差估计值）； n 为时间序列的观测个数； p 为拟合参数的个数（本例中 $p=6$ ）。

然而，该方法存在一定局限性：实际 GRACE 观测中除已知周期信号外，还包含未被模型化的地球物理信号（如特大地震引起的质量重分布、极端水文事件、冰川突发消融等），这些信号在拟合过程中会被误认为噪声而归入残差项，导致误差估计值偏高。例如，2004 年苏门答腊地震、2010 年智利地震等重大事件引发的重力场突变难以作为已知特征项在拟合中扣除，从而被计入误差项。因此，时间序列残差分析法可作为误差评估的上限参考。综合标定误差（下限）与残差标准差（上限），可界定 GRACE 真实观测误差的合理区间。

2.4.3 叠积法误差

在利用叠积法提取同震变化信号时，最终结果为地震前后各若干月平均场的差值。根据误差传播定律，多个月模型平均可有效减小随机误差，提升信号检测的信噪比。设叠积法中选用的月模型个数为 k ，则平均后的误差可按 $\frac{1}{\sqrt{k}}$ 规律传播。

对于空间域的平均误差，叠积法处理后的误差计算公式为：

$$\delta g_s = \frac{2}{\sqrt{k}} \cdot \delta \bar{g} \quad (2-13)$$

其中： δg_s 为叠积法处理后空间域的重力异常误差； $\delta \bar{g}$ 为空间域中单月时变场模型的平均误差（通常取研究区域内的均方根误差）； k 为叠积法中选用的月模型总个数（震前 k_1 个月+震后 k_2 个月）；系数 $\frac{2}{\sqrt{k}}$ 源于地震前后两个平均场相减的误差传播（ $\sqrt{1^2+1^2}=\sqrt{2}$ ，再乘以平均后的 $\frac{1}{\sqrt{k/2}}$ ，合并为 $\frac{2}{\sqrt{k}}$ ）。

对于频域（球谐系数域）的误差传播，叠积法处理后的误差计算公式为：

$$\delta g_d = \frac{2}{\sqrt{k}} \cdot \frac{GM}{R^2} (l+1) \cdot \sqrt{\sum_{m=0}^l (\delta \bar{C}_{lm}^2 + \delta \bar{S}_{lm}^2)} \quad (2-14)$$

其中： δg_d 为叠积法处理后频域的重力异常误差； $\delta \bar{C}_{lm}$ 、 $\delta \bar{S}_{lm}$ 为单月模型中 l 阶 m 次球谐系数的平均标定误差，其他符号含义同公式（2-10）和（2-13）。

上述公式表明，叠积法通过多期数据平均可使误差降低至单月误差的 $\frac{2}{\sqrt{k}}$ 倍。

例如，若采用震前 24 个月和震后 24 个月共 48 个月数据进行叠积，则理论误差可降低至单月误差的约 $\frac{2}{\sqrt{48}} \approx 0.289$ 倍，即约为原误差的 29%。这一误差压制效应是叠积法能够有效检测微弱同震变化信号的重要原因。

然而，需注意上述误差传播规律仅适用于随机误差，对于系统性误差（如模型偏差、泄漏误差、条带噪声残留等），平均处理无法有效消除，需通过其他校正手段（如去相关滤波、水文模型校正等）处理。

2.4.4 不同误差对比与评估

综合上述分析，GRACE 时变场模型误差评估可采用多种方法，各方法的特点及适用范围如表 2-3 所示。

表 2-3 GRACE 时变场模型误差评估方法对比

Table 2-3 Comparison of error assessment methods for GRACE time-variable field models

评估方法	误差类型	计算域	优势	局限性	参考定位
标定误差法	形式误差	空间域/频域	计算简便，直接利用发布产品	低估真实误差，未包含系统误差	误差下限
时间序列残差法	残差标淮差	空间域	反映实际观测噪声水平	高估误差，混入未模型化信号	误差上限
叠积法传播	平均后误差	空间域/频域	量化多期平均的误差压制效果	仅适用于随机误差传播	信号检测参考

在实际研究中，可以根据需要综合采用多种误差评估方法：以标定误差作为精度下限参考，快速评估模型理论精度；以时间序列残差作为上限参考，了解实际观测中的噪声水平；在利用叠积法提取同震变化信号时，基于误差传播公式估算检测信号的信噪比，评估结果的可信度。通过多方法交叉验证，可以更全面、准确地把握 GRACE 数据的误差特性，为同震变化信号检测提供可靠的误差约束。

2.5 本章小结

本章首先概述了 GRACE 及其后继任务（GRACE-FO）的卫星计划架构与时变重力场月模型体系；随后阐述了模型预处理阶段高斯平滑滤波的数学机理；进而比较评估了在提取大地震同震信号时，简单叠积法与时间序列拟合法各自的适用性与局限性；最后，介绍了针对卫星时变重力场月模型的误差量化与评估方法。

第3章 位错模型正演

3.1 位错模型简介

位错理论作为连接震源机制与地表观测响应的桥梁,自1958年由Steketee首次引入地震学研究领域以来,已发展成为定量描述地震同震效应的核心理论框架[42]。该理论通过建立断层滑动与地表形变、重力变化之间的数学关系,实现了从震源参数到观测信号的定量正演预测。经过半个多世纪的发展,位错模型从最初的半无限均匀弹性空间模型,逐步演进为考虑地球曲率、圈层结构、粘弹性弛豫及横向非均匀性等复杂因素的精细化模型。当前广泛采用的主流位错模型主要包括两类:一是"分层粘弹性半空间模型并考虑自引力效应"[44],适用于区域近场同震及震后形变模拟;二是"球对称无旋转弹性各向同性模型"[45],适用于全球尺度远场效应计算。两类模型均能够根据给定的地震断层滑动分布,正演计算地震引发的地表形变、应变场、重力异常及大地水准面变化等物理量,并可进一步预测震后粘弹性弛豫过程。因此,利用位错模型正演得到的同震重力变化理论值,与GRACE卫星观测结果进行对比分析,是验证GRACE检测地震信号可靠性的关键手段。

3.1.1 分层平面半空间位错模型

分层平面半空间模型是一种基于平面近似假设的粘弹性地球模型,其核心思想是将地球介质简化为水平分层的半无限空间,各层具有不同的弹性参数和粘滞性系数。该模型的正演计算通常采用汪荣江团队开发的PSGRN/PSCMP软件包[44],计算过程涉及地球分层结构模型和地震断层滑动模型两类输入数据。

地球分层模型由描述地壳及上地幔垂直分层结构的物理参数组成,主要包括各层的厚度、密度、纵波速度、横波速度及粘滞系数等。这些参数可从全球地壳模型CRUST1.0或区域地壳模型中获取。对于研究区域,通常需要根据当地地质资料对标准地壳模型进行适当修正,以提高正演精度。地震断层滑动模型将断层破裂面离散化为若干规则排列的矩形子断层,每个子断层具有独立的滑动矢量(包括走滑分量和倾滑分量)及几何参数(长度、宽度、埋深、走向、倾角等)。断层滑动分布可通过地震波形反演、大地测量数据反演或有限断层模型获得。

汪荣江团队PSGRN/PSCMP程序的计算流程分为两个阶段:首先在PSGRN模块中输入研究区的地球介质分层参数,生成格林函数数据库;然后在PSCMP模块中将格林函数与断层滑动模型结合,通过数值积分计算地表响应。该程序计算效率高,适用于震区近场同震及震后效应的正演模拟。然而,由于采

用平面近似假设,当计算范围较大或距离震中较远时,地球曲率的影响不可忽略,此时平面模型的精度会显著下降。

3.1.2 球对称位错模型

球对称无旋转弹性各向同性模型(简称球形位错模型)型将地球视为球对称分层的弹性介质,可以考虑地球曲率及自引力效应。基于此模型开发的程序内置了基于全球分层模型(Preliminary Reference Earth Model, PREM)的地球响应格林函数库[42]。在实际应用中,用户无需触及复杂的位错理论源代码,只需提供断层滑动参数,程序即可高效计算出相应的同震变化场,极大地简化了操作流程。

球形模型的主要优势在于能够准确模拟远场同震效应,适用于全球尺度的重力场变化计算。然而,由于需要处理球坐标下的复杂积分运算,该程序的计算耗时较长,尤其在高分辨率网格下计算成本显著增加。

3.1.3 模型选择依据

综合考虑本文的研究目标与计算需求,本文选择半空间分层平面模型进行同震重力变化正演,主要基于以下考量:首先是研究尺度,本文重点关注地震近场区域(距震中 500 km 范围内)的重力信号,平面近似在此尺度下误差可接受。其次是计算效率,本文需处理多个震例,平面模型计算速度更快,便于批量处理。最后是精度需求,近场同震变化信号主要受断层滑动及浅部介质结构控制,平面模型与球形模型在近场区域的结果差异较小。两种位错模型的特点对比如表 3-1 所示。

表 3-1 分层平面半空间模型与球对称位错模型对比

Table 3-1 Comparison of layered half-space and spherically symmetric dislocation models

对比项	分层平面半空间模型	球对称位错模型
几何假设	平面半空间	球对称分层
地球曲率	不考虑	精确考虑
自引力效应	可选	精确考虑
粘弹性	支持	仅弹性
适用范围	区域近场 (<500km)	全球远场
计算效率	高	较低
典型程序	PSGRN/PSCMP	孙文科团队 位错模型程序

表 3-1 分层平面半空间模型与球对称位错模型对比 (续表)

Table 3-1 Comparison of layered half-space and spherically symmetric dislocation models (continued)

对比项	分层平面半空间模型	球对称位错模型
本文采用	✓	—

3.1.4 位错模型参数设置

在利用汪荣江团队 PSGRN/PSCMP 进行同震重力变化正演时, 关键参数设置如表 3-2 所示。

表 3-2 PSGRN/PSCMP 正演参数设置

Table 3-2 Forward modeling parameter settings for PSGRN/PSCMP

参数类型	参数名称	设置说明	数据来源
介质模型	地壳分层数	通常 5-10 层	CRUST1.0
介质模型	各层厚度	根据区域地壳结构	CRUST1.0/区域模型
介质模型	密度、波速	各层弹性参数	CRUST1.0
介质模型	粘滞系数	上地幔粘滞性	文献参考值
断层模型	断层走向	断层面方位角	USGS/GCMT
断层模型	断层倾角	断层面倾斜角度	USGS/GCMT
断层模型	滑动分布	走滑/倾滑分量	有限断层反演结果
断层模型	子断层尺寸	离散化网格大小	根据震级调整
计算参数	输出网格	空间分辨率	根据研究需求
计算参数	时间步长	同震/震后时刻	同震设为 0

3.1.5 同震重力变化正演包含的物理量

基于位错理论, 地震引起的地表重力变化可由断层滑动在观测点产生的引力效应及地表形变导致的重力位变化共同决定。对于点源位错, 同震重力变化 Δg 的表达式为[45][46]:

$$\Delta g = \Delta g_{direct} + \Delta g_{free-air} + \Delta g_{terrain} \quad (3-1)$$

其中: Δg_{direct} 为直接引力效应, 由断层滑动引起的地下密度重新分布产生; $\Delta g_{free-air}$ 为自由空气校正项, 由地表垂直位移导致观测点高度变化引起, $\Delta g_{terrain}$

为地形效应校正项，由地表形变导致的地形质量重新分布产生。自由空气校正项的计算公式为：

$$\Delta g_{free-air} = -\frac{2g_0}{R} \cdot u_z \quad (3-2)$$

其中： g_0 为地表正常重力值（约 9.8 m/s^2 ）； R 为地球平均半径（ 6371 km ）； u_z 为地表垂直位移（向上为正）。需要注意的是，鉴于 PSGRN/PSCMP 程序输出的垂直位移遵循“向下为正”的坐标约定，而前述理论公式采用“向上为正”的定义，两者正方向相反。因此，在将程序输出值代入公式计算前，必须执行符号取反操作（即乘以-1），以实现坐标系的统一：

$$u_z^{formula} = -u_z^{PSGRN} \quad (3-3)$$

3.2 位错模型正演结果后处理方法

位错模型正演得到的同震重力变化结果需经过一系列后处理步骤，才能与 GRACE 卫星观测数据进行有效对比。由于位错模型输出的是地表重力变化，而 GRACE 观测反映的是空间固定点的重力场变化，两者在参考基准、空间分辨率及误差特性上存在显著差异。因此，必须对位错模型结果进行自由空气改正、海水质量改正、空间滤波平滑等处理，使其与 GRACE 观测数据具有可比性。本节将系统阐述各项后处理方法的原理及实现流程。

3.2.1 自由空气改正

PSGRN/PSCMP 程序输出的重力变化结果对应于变形后的地球表面，而 GRACE 卫星观测的是空间固定参考点的重力场变化，不包含由地表垂直位移引起的空间位置改正效应。为实现两者的一致性对比，需将位错模型计算结果通过自由空气改正归算至空间固定点。自由空气改正的计算公式为[45][46]：

$$\Delta g(\theta, \lambda) = \delta g(\theta, \lambda) + \beta \cdot u_z(\theta, \lambda) \quad (3-4)$$

其中： $\Delta g(\theta, \lambda)$ 为空间固定点处的重力变化（单位： μGal ）； $\delta g(\theta, \lambda)$ 为形变地表处的重力变化（PSGRN/PSCMP 的直接输出结果）； $g(R)$ 为地表平均重力值（约 9.8 m/s^2 ）； R 为地球平均半径（ 6371 km ）； $u_z(\theta, \lambda)$ 为垂直形变量（单位： m ，向上为正方向）。

根据上述参数计算，垂直重力梯度 β 通常取值为 $308 \mu\text{Gal/m}$ 。需要特别注意方向约定：PSGRN/PSCMP 程序输出的垂直位移以向下为正，而自由空气改正公式中垂直位移以向上为正，因此代入计算前需进行符号转换。

3.2.2 海水补偿效应改正

当震中区域涉及海域时，海底形变会导致海水质量的重新分布：海底抬升会排开海水，海底沉降则会被海水填充。这种海水质量迁移效应会产生附加的重力信号，在同震重力变化研究中不可忽略[19][47]。PSGRN/PSCMP 程序默认仅计算固体地球响应，未考虑海水补偿效应，因此需结合同震垂直位移和海陆分布数据进行海水质量改正。

海水质量改正的计算公式为：

$$\Delta g_{after} = \Delta g_{before} + 2\pi G \rho_{sw} \cdot u_z \quad (3-5)$$

其中： Δg_{after} 为海水改正后的重力变化； Δg_{before} 为海水改正前的重力变化； G 为万有引力常数（ $6.674 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{s}^2$ ）； ρ_{sw} 为海水密度，取 $1.03 \times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ ； u_z 为垂直形变量（向上为正）。海水补偿项可表示为 $\delta g_{sw} = 2\pi G \rho_{sw} u_z$ ，其数值约为 $-158 \text{ } \mu\text{Gal}/\text{m}$ 。需要注意的是，和自由空气改正步骤中的方向约定相同，代入公式前需进行符号转换。

海陆掩膜数据的获取基于数字高程模型（DEM）：将高程小于 0 的区域识别为海洋，大于等于 0 的区域识别为陆地。根据地震类型的不同，海水改正策略有所区别，对于海底地震，仅对海洋区域应用海水补偿，陆地区域保持不变；对于陆地地震，仅对海洋区域扣除海水补偿项，陆地区域保持不变。

3.2.3 高斯平滑

GRACE 卫星观测对中长波信号更为敏感，高阶球谐系数受噪声影响较大，因此在数据处理时通常将球谐系数截断至 60 阶左右。为使位错模型正演结果与 GRACE 观测数据具有相同的空间分辨率，需将位错模型输出的格网数据转换为球谐系数形式，截断至相同阶次后再恢复为格网数据，并进行相同的高斯滤波处理。

(1) 格网数据球谐展开

将位错模型输出的格网形式重力变化展开为球谐系数，展开公式为：

$$f(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^n [a_{nm} \cos(m\lambda) + b_{nm} \sin(m\lambda)] \cdot \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3-6)$$

其中： $f(\theta, \lambda)$ 为格网形式的重力变化函数； K 为球谐展开的最大阶数； a_{nm} 、 b_{nm} 为球谐系数（完全归一化）； $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ 为 n 阶 m 次的完全归一化缔合勒让德函数； (θ, λ) 为余纬和经度。

(2) 球谐系数求解

通过球面积分方法求解球谐系数，计算公式为：

$$\begin{cases} a_{nm} \\ b_{nm} \end{cases} = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi f(\theta, \lambda) \cdot \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \cdot \begin{cases} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{cases} \cdot \sin \theta \, d\theta \, d\lambda \quad (3-7)$$

其中， $d\sigma = \sin \theta \, d\theta \, d\lambda$ 为球面微分元， $\sin \theta$ 为余纬方向的面积放大因子， $d\theta$ 和 $d\lambda$ 分别为余纬和经度的微分。

(3) 系数截断与格网恢复

将球谐系数截断至与 GRACE 相同的阶次 K (通常为 60 阶)，再恢复为格网形式：

$$f_K(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^K \sum_{m=0}^n [a_{nm} \cos(m\lambda) + b_{nm} \sin(m\lambda)] \cdot \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3-8)$$

截断后的格网数据 $f_K(\theta, \lambda)$ 与 GRACE 观测数据具有相同的空间分辨率。如需进一步对比，可施加与 GRACE 数据处理相同的高斯滤波。本文比较了不同平滑半径下的同震重力变化分布图，以 2023 年土耳其地震为例，采用时间序列拟合法提取所需信号，分别在 100 km、300 km、400 km 和 500 km 时的提取的重力变化分布，如图 3-1 所示。

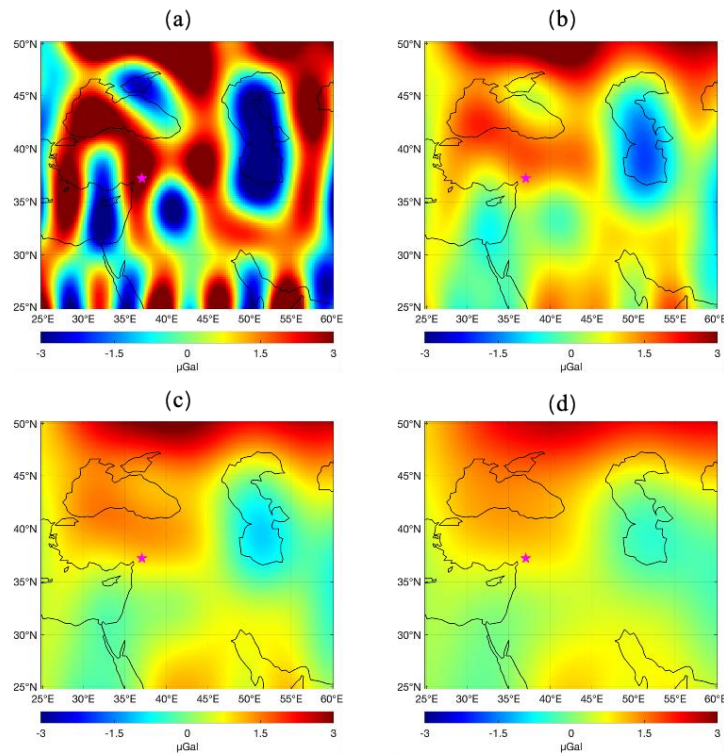


图 3-1 不同滤波尺度下的土耳其同震重力变化分布图。(a) 100km 高斯平滑结果，(b) 300km 高斯平滑结果，(c) 400km 高斯平滑结果，(d) 500km 高斯平滑结果。

Figure 3-1 Distribution of coseismic gravity changes in Turkey under different filtering scales. (a) 100km Gaussian smoothing, (b) 300km Gaussian smoothing, (c) 400km Gaussian smoothing, and (d) 500km Gaussian smoothing.

从图中可以看出,随着平滑半径增大,重力变化分布的细节信息逐渐减少,其空间分布更加平滑。在 100 km 平滑半径下,重力变化分布包含较多细节(也即相对较小空间尺度)信息,但也包含更多高频噪声;而在 500 km 平滑半径下,重力变化分布更加平滑,但同时也损失了小空间尺度的细节信息。值得注意的是,在 300 km 和 400 km 平滑半径下,重力变化的空间模式较为相近,且能够更清晰显示同震重力变化的主要特征,而平滑半径为 300 km 时细节特征更加突出。本研究基于对细节和噪声的权衡考虑,最终选择 300 km 平滑半径。

需要指出,在对比位错模型正演结果与 GRACE 卫星观测的重力场变化时,存在计算参考面不一致的问题。位错模型正演结果进行自由空气改正后的同震重力变化对应的位置是在地表;而 GRACE 卫星观测的重力场变化是相对于多年平均(稳态)重力场的相对变化,其计算点默认位于参考球面($r = 6378.1363$ km)。因此,为了进行严格的对比,位错模型正演的结果理论上也需要进行相应的改正,以统一到相同的参考面上。

具体而言,这一改正包括以下步骤:(1)根据位错模型计算出地表的重力变化(已包含地表形变以及海水补偿效应改正,见 3.2.1 和 3.2.2 节);(2)利用自由空气改正公式,将地表的重力变化值归算到 GRACE 所采用的参考球面上。自由空气改正量主要与测点高度(或相对于参考面的高差)和垂直重力梯度有关。或者,将(1)中得到的地表重力变化,转换为重力场的球谐级数表达,进而根据地球重力场的球谐级数展开式将同震重力变化值向上延拓至 GRACE 所对应的参考球面。

然而,本文研究的几个地震实例均位于中低纬度地区,所研究区域与 $r = 6378.1363$ km 的参考球面较为接近,而且本文主要关注几百公里空间尺度的信号(也即,对 GRACE 观测结果进行了 ~ 300 km 的空间平滑),这在较大程度上削弱了地表和参考球面不一致造成的影响。因此本文暂未考虑上述影响,但理论上该影响是一个需要考虑的问题,在未来更高精度、小尺度或高纬度地区的研究中,应予以考虑。

3.3 本章小结

本章系统阐述了位错模型正演理论,为后续利用 GRACE 卫星数据检测地震同震变化信号提供了理论基础和计算方法支撑。首先综述了位错理论从首次被引入地震学领域至今的发展历程,重点介绍了当前学术界广泛采用的两类主流位错模型:分层粘弹性半空间模型(汪荣江团队 PSGRN/PSCMP 程序)和球对称无

旋转弹性模型（孙文科团队程序）。综合考虑本文研究尺度（近场区域）、计算效率（多震例批量处理）及精度需求，最终选择分层平面半空间模型进行同震重力变化正演计算。

在此基础上，阐述了位错模型正演结果与 GRACE 观测数据对比前的完整后处理流程。自由空气改正将地表重力归算至空间固定点；海水质量改正考虑海水质量重新分布效应；施加 300 km 高斯滤波，使位错结果与 GRACE 空间分辨率一致；阶方差评估则在频域内定量评估同震变化信号强度。上述处理步骤确保了位错模型理论值与 GRACE 观测值具有可比性。

本章介绍的计算方法和流程将应用于在后续章节中的模型正演。第 4 章将重点分析 GRACE-FO 卫星对土耳其地震的检测能力；第 5 章将综合评估重力卫星对不同类型地震的检测能力阈值，本章的误差评估方法将为后续提供重要参考。

第 4 章 2023 土耳其地震同震变化信号检测的模拟分析

2023 年 2 月 6 日, 土耳其东南部连续发生了 Mw7.8 与 Mw7.6 双震事件, 这是近代地震史上罕见的陆内走滑型双震序列。其中首次主震 (Mw7.8) 发生于东安纳托利亚断裂带, 震中位置坐标为 (37.226°N, 37.014°E), 破裂尺度达 300 km, 造成地表同震位移超 5.3 m, 二次地震 (Mw7.5) 震中位置坐标为 (38.011°N, 37.196°E) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/executive>)。尽管其能量释放显著, 但由于陆地走滑机制的特性, 其伴随的重力变化信号强度远低于俯冲带巨震。此类中等震级 (Mw<8.0) 大陆地震引起的同震重力变化效应能否被现有重力卫星 GRACE-FO (Gravity Recovery and Climate Experiment Follow-On) 检测, 成为地震大地测量学的前沿问题。

GRACE 重力卫星曾成功捕捉俯冲带巨震的同震重力信号, 如 2004 年苏门答腊 Mw9.1 地震[10]、2010 年智利 Mw8.8 地震[18] 以及 2011 年日本 Mw9.0 地震[16]。前人研究表明, GRACE 重力卫星对海洋俯冲型地震的检测阈值约为 Mw8.3[5], 而对陆地走滑型地震的检测能力尚未明确。尽管学者曾尝试分析 2008 年汶川 Mw7.9 地震[41]与 2015 年尼泊尔 Mw7.8 地震[48], 均未获得可靠信号, 表明陆地大地震引起的重力变化可能被其他效应(如观测噪声或陆地水变化的影响)所淹没[49]。当前的卫星重力测量的不确定度评估研究表明现有观测中噪声的影响不容忽视。例如, 基于最大剪应变的 GRACE 数据处理研究表明, 通过计算扰动引力位的二阶梯度可有效抑制南北条带噪声, 从而在无需滤波的情况下成功提取震前重力异常信息, 显著提高了地震前兆监测的灵敏度[50]。Feng 等人验证了 GRACE-FO 条带噪声在未滤波时达 1.4 μGal , 双低通滤波 (DLP) 可降至 0.5 μGal , 但信号损失率仍大于 18%[35]。2023 年土耳其双震为探究陆地走滑型地震的 GRACE-FO 检测阈值提供了可用案例。本文联合位错模型正演、GRACE-FO 卫星重力观测的噪声评估以及全球陆地水模型的不确定性估计, 进行实际数据检测和模拟实验分析, 以定量研究现有 GRACE-FO 卫星重力观测对于陆地大地震变化信号的检测灵敏度阈值, 以期为未来卫星重力任务设计及陆内大地震监测预警等方面提供参考信息。

4.1 数据及方法

4.1.1 GRACE-FO 数据预处理

本研究采用气候与地表辐射数据产品中心 (CSR) 发布的 GRACE-FO Level-2 RL06.3 重力场产品 (<https://isdc.gfz.de/grace-fo-isdc/grace-fo-gravity-data-and-documentation/>), 时间跨度为 2018 年 6 月至 2025 年 8 月 (总计 85 个月, 其中

2018年8月和9月因卫星调试和观测问题等原因缺失)。该数据集包含完全规格化的月重力场球谐系数(Stokes系数 C_{lm} 和 S_{lm} ,最高阶数60),已扣除背景重力场、固体潮、极潮以及非潮汐大气与海洋信号的影响[51]。

为削弱每月重力场模型数据中南北条带噪声的影响,本文采用高斯滤波方法(300 km空间平滑)处理GRACE-FO数据。进而对土耳其大地震近场区域及其周缘的重力异常进行计算,并以所研究时段的总体平均为背景重力场,从而提取出每月的重力变化。

4.1.2 同震变化信号提取方法

从卫星重力观测中提取大地震同震重力变化信号的常用方法已在2.3节进行详细介绍。由于所研究区域内重力变化效应来源的先验信息较为清晰(主要为周期变化、地震变化效应和观测噪声等),因此本文采用时间序列拟合法提取同震阶跃信号。本文的计算中,在震中区域(25° – 50° N, 25° – 60° E)构建 $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ 格网时间序列,以提取同震阶跃信号的定量分析。

4.1.3 位错模型正演方法

本文采用半空间分层地震位错模型PSGRN/PSCMP软件来正演得到同震重力变化[43],该模型需要两类数据输入,一是地球分层模型,本文采用CRUST1.0地壳模型(<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>) [52],另一是地震断层滑动模型,本文采用USGS发布的有限断层模型作为输入(<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000jllz/finite-fault>)。为使得位错模型正演结果与目前卫星观测的物理意义以及空间分辨率相匹配,需对正演结果进行必要的改正与滤波处理,包括自由空气改正与海水补偿效应改正[53][54],同时将模型正演结果转换为重力场模型球谐系数(本文截断至60阶次),并采用300 km高斯平滑滤波进行空间平滑处理,具体步骤详见3.1节。

4.1.4 模拟实验和信号检测评估方法

为了评估GRACE噪声水平对同震重力变化信号检测能力的影响以及量化水文模型误差对信号分离的干扰效应,本文设计了以下两个模拟实验。

模拟实验一,针对海洋地震场景(模拟信号+GRACE噪声),先利用位错模型正演计算海洋地震同震重力变化,经过重力改正和滤波后,叠加不同水平的GRACE-FO噪声,合成观测数据。分别计算观测数据与位错模型正演理论值之间的相关系数CC和方差减少率VR(Variance Reduction)。其中方差减小率的计算公式如下:

$$VR = \frac{\text{Var}(\text{GRACE}) - \text{Var}(\text{GRACE-model})}{\text{Var}(\text{GRACE})} \times 100\% \quad (4-1)$$

CC 与 VR 在统计内涵与物理诊断功能上具有明确分工:CC 反映模型预测与合成观测在空间分布形态上的线性相关程度,对同震重力信号"负-正"偶极格局的相位一致性敏感;VR 则表征模型对观测重力变化总方差的解释比例,侧重衡量振幅量级的拟合效果。单一参量难以独立支撑模型可靠性判断。CC 对振幅尺度误差缺乏辨识能力,即使位错模型将重力变化峰值高估一个数量级,只要空间极性分布保持不变,CC 仍可维持较高数值;VR 虽能量化模型对观测能量的解释水平,却无法区分拟合偏差的来源,低 VR 值既可能源于振幅失配,也可能反映空间相位的系统性错位,仅凭该参量难以定位模型缺陷的物理根源。因此,CC 与 VR 的联合应用构成互补性诊断框架:当 CC 与 VR 均处于较高水平时,表明位错模型在空间格局与能量量级两个维度上同时获得观测支持;若 CC 显著而 VR 偏低,则提示断层滑动分布或地壳结构参数所预测的空间形态可信,但存在因球谐截断、高斯平滑或密度模型选取导致的系统振幅偏差;若 CC 偏低而 VR 尚可,则意味着重力变化总量级接近观测,但震源位置、断层走向或滑动极性等几何参数可能存在偏差,需重新审视震源机制解的可靠性。

模拟实验二针对内陆地震场景(模拟信号+GRACE 噪声+水文模型误差)。先将信号与 20%的 GRACE-FO 噪声进行合成后,叠加不同水平的 GLDAS 与 WGHM 水模型间的误差(详见 3.3.2 节),合成模拟观测数据。对于所检测信号的可靠性评估同模拟实验一,即采用 CC 与 VR 联合判定合成信号与位错模型理论值的符合程度。该联合评估策略在 GRACE-FO 地震重力研究中具有特殊必要性:一方面,300 km 高斯平滑滤波与 60 阶球谐截断使近场同震信号振幅衰减约两个数量级,位错模型原始输出的峰值重力变化经频谱域转换后难以直接对应观测幅值,VR 成为检验能量衰减模型是否合理的必要指标;另一方面,内陆区域受季节性冰雪消融、冻融循环及大气降水等水文负荷效应干扰,GRACE-FO 观测中叠加了显著的周期性与非周期性背景噪声,CC 则提供了判别构造信号空间相位是否被水文信号扭曲的有效依据。二者协同使用,可在压制噪声干扰的同时,对位错理论正演结果的可信度形成更为严格的约束。

4.2 位错模型正演计算的土耳其地震同震变化信号变化

本文地震位错模型正演计算过程中需要两方面的输入:地壳分层模型与地震断层滑动模型,具体数据及实施步骤如下。

4.2.1 地壳分层模型

基于 CRUST1.0 模型[52]在地震近场区域提供的结构信息,构建 5 层分层模型,各层的具体参数见表 4-1。其中粘滞度和物质类别,主要影响震后变化信

号计算结果，本文仅关注同震变化效应，因此这里的粘滞度和物质类别，不影响本文计算结果（第 5 章中的计算也类似）。

表 4-1 土耳其 Mw7.8 地震区域 5 层分布的半空间地球模型

Table 4-1 A five-layered half-space Earth model for the Mw 7.8 Turkey earthquake region

深度 (km)	密度 ($10^3 \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	P 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	S 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	粘滞度 ($10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$)	物质类别
0-0.1	2.11	2.50	1.07	∞	弹性体
0.1-18.64	2.72	6.00	3.52	∞	弹性体
18.64-27.54	2.79	6.30	3.68	∞	弹性体
27.54-37.18	2.82	6.60	3.82	∞	弹性体
37.18- ∞	3.33	8.08	4.49	1.0	麦克斯韦体

4.2.2 位错模型正演的同震重力变化

本文将位错模型得到的 Mw7.8 地震与 Mw7.5 地震的同震变化信号进行叠加，作为土耳其双震的同震变化信号。为获得可与 GRACE-FO 观测所包含物理信息及其空间分辨率一致（可直接用于对比）的重力变化信号，需要对同震变化信号进行自由空气改正和海水补偿效应改正。经过上述两项改正后，位错模型正演所得同震重力变化分布，如图 4-1 (a) 所示，重力变化的大小范围为 $-24.7 \sim +17.9 \mu\text{Gal}$ 。将该重力变化分布转为重力场球谐系数（截断至 60 阶次），并应用 300 km 高斯滤波进行空间平滑，所得结果如图 4-1 (b) 所示。该分布以震中位置 (37.226°N , 37.014°E) 为原点，呈四象限对称的梅花状结构，东象限和西象限为红色正值区，北象限和南象限为蓝色负值区。纬度跨度约 $25^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ ，经度跨度约 $25^\circ\text{E} \sim 50^\circ\text{E}$ 。由于 Mw7.8 地震与 Mw7.5 地震震中位置坐标及其接近，在图中几乎重叠，为了清晰显示起见，本文仅在图中用五角星符号标记了首震的震中位置。

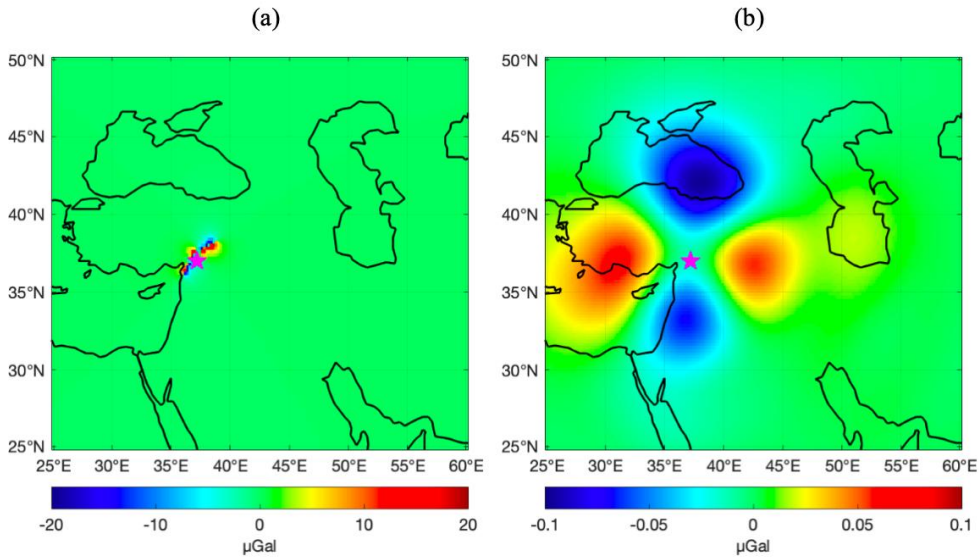


图 4-1 土耳其地震同震重力变化位错模型正演结果。(a) 原始的同震重力变化信号分布图, (b) 转化为重力场球谐系数经过 300 km 高斯平滑滤波后的同震重力变化信号分布图

Figure 4-1 The coseismic gravity changes of 2023 Türkiye earthquake from dislocation model prediction (a) The original coseismic gravity changes; (b) Corresponding gravity changes derived from spherical harmonic truncation and 300 km Gaussian smoothing

最终得到由球谐系数经过 300 km 高斯平滑后的同震重力变化信号幅度范围为 $-0.10 \sim +0.06 \mu\text{Gal}$ 。其中东象限区域的极值点 (42.9°E , 38.1°N) 的同震重力变化为 $0.06 \mu\text{Gal}$ 。

4.3 GRACE-FO 观测结果

4.3.1 特征点的时间序列

选取上文中提及的东象限区域 (即正信号花瓣区域) 的极值点 (42.9°E , 38.1°N), 经过滤波和高斯平滑 (平滑半径: 300 km) 后得到重力变化时间序列, 如图 4-2 中蓝线所示。

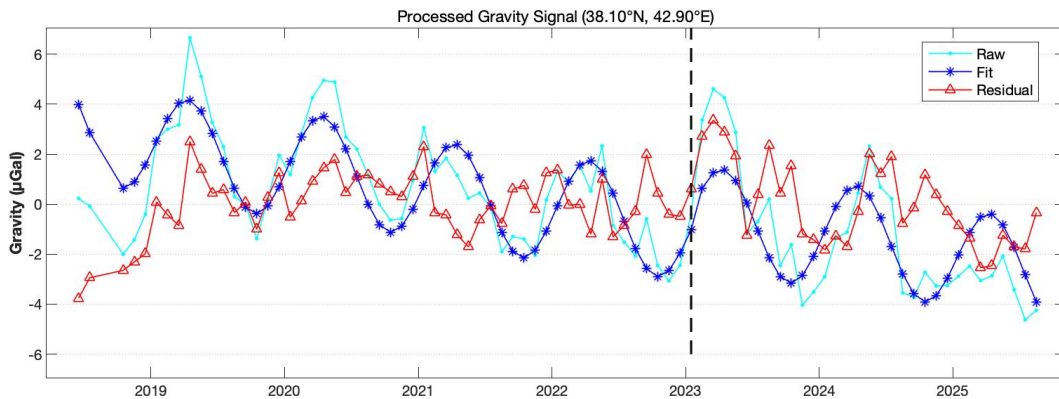


图 4-2 极值点位置的残差分析, 包括: 原始序列 (淡蓝色线), 拟合序列 (深蓝色线) 及残差序列 (红线), 图中黑色虚线为地震发生月份 (2023 年 2 月)

Figure 4-2 Residual analysis of the extremum point position, including: the original sequence (light blue line), the fitted sequence (dark blue line), and the residual sequence (red line). The black dashed line in the figure indicates the month of the earthquake (February 2023)

4.3.2 时间序列拟合法提取同震变化信号

利用 85 个月的数据进行时间序列拟合，拟合过程中将球谐系数截断至 60 阶并应用 300 km 高斯平滑滤波，由于本文采用月度数据，且两个地震发生时间只相差 9 个小时，震中位置十分接近，所以提取的“同震变化信号”几乎一致。将两个地震的效应叠加，最终提取的土耳其双震“同震变化信号”正负范围为 $-1.92 \sim 4.00 \mu\text{Gal}$ ，其空间分布如图 4-3 所示。后文中也采用叠加累计的方式将两个地震看成一个合并的事件处理。

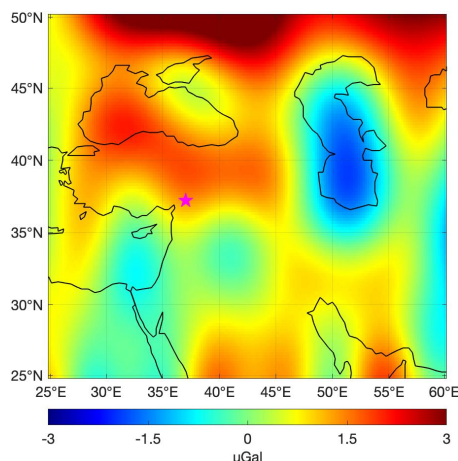


图 4-3 利用时间序列法提取的土耳其地震“同震重力变化信号”分布图（300km 高斯滤波）

Figure 4-3 Coseismic gravity change signals of the Turkey earthquake extracted via time series method (with 300 km Gaussian smoothing)

我们将实测重力变化信号与位错模型预测结果进行对比，发现两者差异很显著。由时间序列拟合法得到的结果与位错模型预测的相关系数为 -0.15 ，方差缩减率（VR）为 -0.73% 。

4.4 GRACE-FO 观测不确定度分析以及陆地水效应影响的评估

4.4.1 GRACE-FO 观测不确定度分析

针对 2018 年 6 月至 2025 年 8 月期间 GRACE-FO 卫星观测的全球重力场变化数据（共 85 个月），我们采用时间序列拟合方法消除了线性趋势、年周期与半年周期项。经过 300 公里高斯滤波处理后，全球残差均方根（RMS）的空间分布如图 4-4（a）所示，其数值范围介于 $0.61 \sim 4.26 \mu\text{Gal}$ 之间。

在 2023 年土耳其地震的近场区域，残差均方根的空间分布展示于图 4 (b)，数值区间为 $0.74 \sim 2.03 \mu\text{Gal}$ ，平均 RMS 值为 $1.26 \mu\text{Gal}$ 。根据位错模型预测，最大极值点位置确定为 $(42.90^\circ\text{E}, 38.10^\circ\text{N})$ ，该位置的残差序列分析结果见图 4-2 (浅蓝色曲线)。

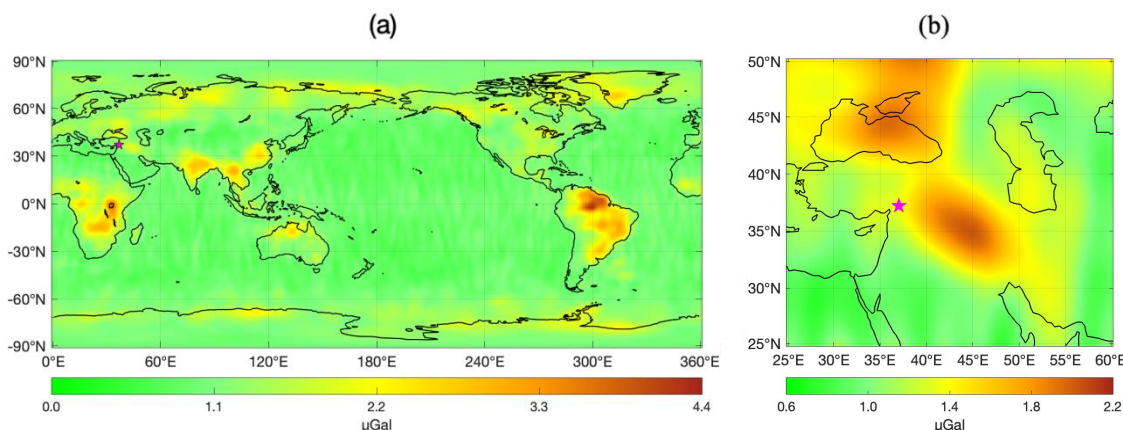


图 4-4 利用时间序列拟合法得到的残差 RMS 空间分布，其中 (a) 图为全球区域，(b) 图为土耳其大地震近场区域

Figure 4-4 Spatial distribution of residual RMS from the time series fitting method: (a) global view; (b) near-field view of the Turkey great earthquake

4.4.2 陆地水效应影响评估

全球水文模型主要由陆面模型 (LSM) 和水文水资源模型 (GHWRM) 构成。前者以应用广泛的全球陆面数据同化系统 (GLDAS) 为典型代表，后者则以德国法兰克福大学开发的 WGHM 模型 (全球水资源分析和预测模型) 为核心范例 [55]。由于 GLDAS 依赖遥感同化数据，WGHM 侧重水文站观测；WGHM 未充分模拟灌溉引水，GLDAS 忽略深层地下水变化，这些因素都导致了水模型局部参数化偏差 [56]。

本文根据目前常用的两个全球陆地水模型的差异来估计水模型数据的误差水平，结果见图 4-5。由图 4-5 (a-c) 可知，GLDAS 和 WGHM 模型在全球陆地水的大空间尺度变化特征上较为一致，但在细部存在较显著差异。在全球范围内，其差异在 $-0.46 \sim +2.11 \text{ m}$ 等效水高范围，其中最大值位置为 $(238.5^\circ\text{E}, 76.5^\circ\text{N})$ ，位于北美洲西北部阿拉斯加湾沿岸地区，最小值位置为 $(289.5^\circ\text{E}, -13.5^\circ\text{N})$ ，位于南太平洋，具体是在法属波利尼西亚的群岛之间。土耳其震中及其邻近地区差异在 $-0.05 \sim +0.47 \text{ m}$ 等效水高范围。

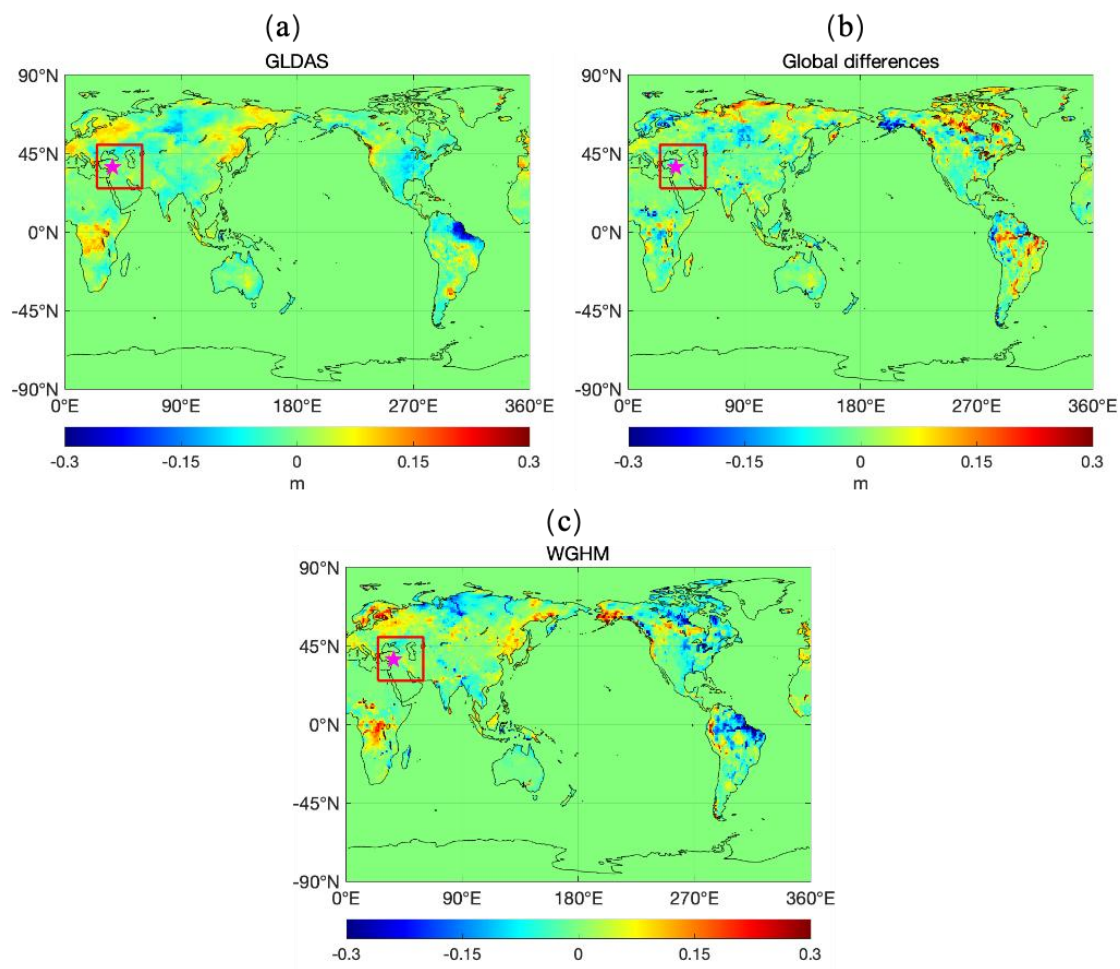


图 4-5 2012 年 12 月等效水高 (EWH) 分布情况, 其中 (a) 展示 GLDAS 水文模型的全球分布, (b) 展示 WGHM 水文模型的全球分布, (c) 展示 GLDAS 与 WGHM 水文模型间的差异全球分布 (计算方式为 GLDAS 减去 WGHM)

Figure 4-5 Global distribution of Equivalent Water Height (EWH) in December 2012, where (a) shows the GLDAS hydrological model, (b) shows the WGHM hydrological model, and (c) shows the global difference between the two models (calculated as GLDAS minus WGHM)

将水文模型结果转换为重力场球谐系数并进行 300 公里高斯平滑后, 由 GLDAS 与 WGHM 水文模型差异引起的重力变化如图 4-6 (a) 所示。全球尺度上, 水文模型差异导致的重力变化范围为 $-5.98 \sim +4.84 \mu\text{Gal}$ 。图 4-6 (b) 展示了土耳其地区因水文模型差异造成的重力变化局部分布情况, 该区域重力变化幅度介于 $-2.60 \sim +0.15 \mu\text{Gal}$ 之间。

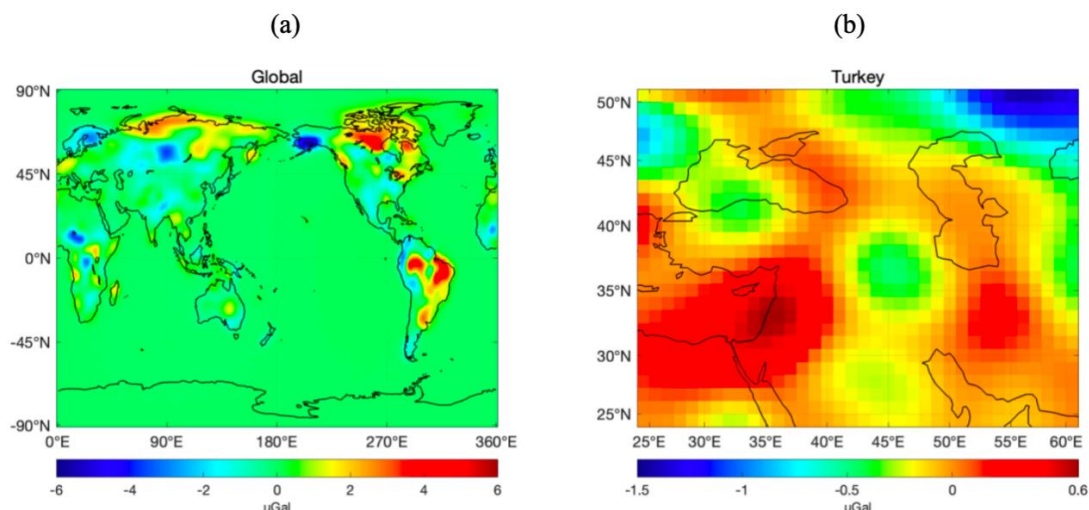


图 4-6 (a) 基于 GLDAS 与 WGHM 水文模型得出的全球重力场差异分布；(b) 土耳其震中区及周边区域（即图 4-5 (a) 中红色矩形框区域的放大视图）GLDAS 与 WGHM 模型间的重力场差异全球分布

Figure 4-6 (a) Global distribution of gravity field differences derived from GLDAS and WGHM hydrological models; (b) Gravity field differences between GLDAS and WGHM models in the epicenter and surrounding regions of the Turkey earthquake (magnified view of the area within the red rectangle in Fig. 4-5(a))

利用 GLDAS 水文模型获取的时间序列（去除平均场后）如图 4-7 中绿色曲线所示。研究表明，水文效应（季节性和年际变化）十分显著。在本研究选取的特征点上，通过从 GRACE-FO 重力变化时间序列中扣除 GLDAS 模型对应的陆地水引起重力变化效应，获得了残差序列。该残差序列的正负变化幅度（ $-4.24 \sim +4.46 \mu\text{Gal}$ ）仍远大于位错模型的同震信号（ $0.06 \mu\text{Gal}$ ），如图 4-7 中红色曲线所示。

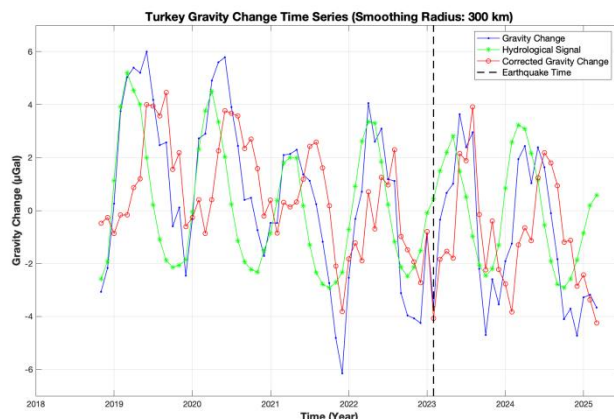


图 4-7 土耳其震中变化时间序列，包括 GRACE 重力变化时间序列（蓝线），GLDAS 水文信号变化时间序列（绿线）以及扣除水文效应后的重力变化时间序列（红线）

Figure 4-7 Time series of variation at the Turkey epicenter, including the GRACE gravity variation time series (blue line), the GLDAS hydrological signal variation time series (green line), and the gravity variation time series after removing hydrological effects (red line)

4.5 模拟实验分析

4.5.1 模拟实验一：GRACE-FO 观测噪声对同震变化信号提取的影响

从原始的 GRACE-FO 数据中扣除时间序列拟合的同震变化信号以及周年和半年变化效应得到残差，进而选取地震之后的月份（2023 年 3 月），得到土耳其震中区域的 GRACE-FO 噪声分布如图 4-8 所示，噪声幅度范围从 $-3.17 \sim +2.21 \mu\text{Gal}$ 。该分布反映了 GRACE-FO 卫星的重力观测误差，并呈现出较为复杂的空间格局。需要说明的是，前文图 4-4 所示的均方根残差反映了最小二乘拟合模型与实测数据的吻合程度。

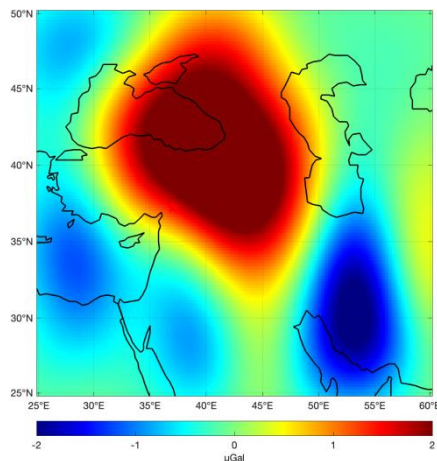


图 4-8 GRACE-FO 噪声在土耳其地震后一个月（2023 年 3 月）的震中区域的分布

Figure 4-8 GRACE-FO noise distribution in the epicentral region of the Turkey earthquake in March 2023 (one month post-seismic)

为评估不同噪声水平对从 GRACE-FO 数据中提取同震信号的影响,我们将 GRACE-FO 噪声(采集自地震前后一年期间的数据)按不同比例(10%、20%、50%、60%、70%、80%和 100%)合成到位错模型推导的重力数据中进行案例研究。

模拟实验步骤如下:(1)以地震发生时刻为原点,将震前 12 个月的重力数据设为 0,而将震后 12 个月的重力数据设置为位错模型(经重力校正后)的对应重力数据。(2)按前述比例从 GRACE-FO 观测值中提取噪声,逐月添加到重力数据中,合成重力数据与噪声。(3)采用与 3.2 节实际数据处理相同的工作流程。(4)使用时序分析方法分离地震引起的同震重力变化信号,并计算这些分离信号与位错模型正演计算所得信号之间的相关系数(CC)和方差缩减量(VR)。所得结果如表 4-2 所示。

表 4-2 模拟实验一的检测结果
Table 4-2 Simulation results of Experiment 1

GRACE-FO 噪声水平	相关系数 (CC)	方差减小率 (VR)
10%	0.98	0.96
20%	0.96	0.91
50%	0.88	0.70
60%	0.86	0.64
70%	0.84	0.59
80%	0.82	0.54
100%	0.78	0.47

图 4-9 展示了经过 300 km 高斯滤波处理的模拟检测结果。可以观察到,在低噪声条件下,检测信号与真实值吻合度较高。相比之下,在高噪声条件下,检测值在正负振幅范围及空间分布特征方面均与真实值存在显著差异。

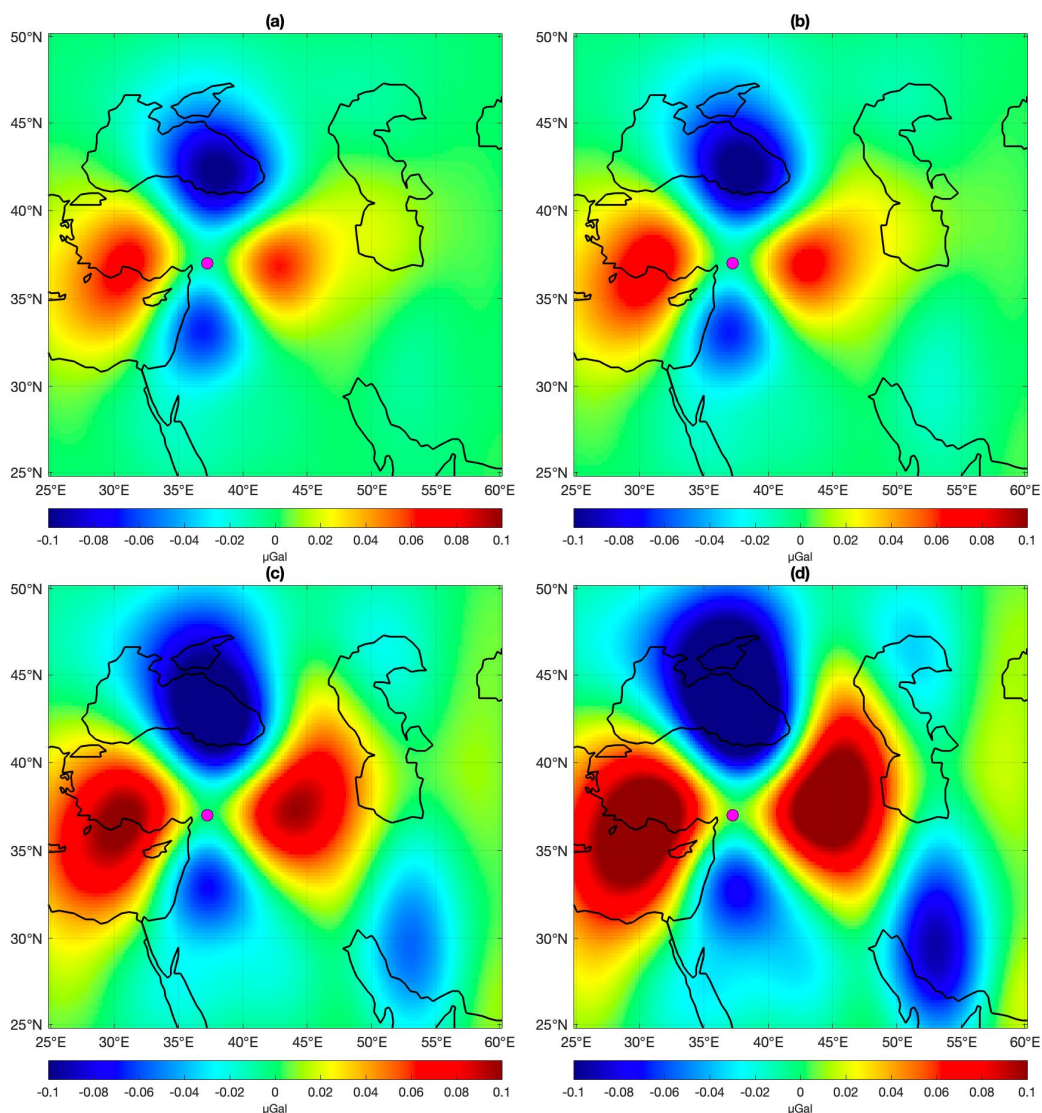


图 4-9 模拟实验一的检测结果（观测噪声对信号检测的影响），其中（a）图为 10% 噪声情形的模拟实验；（b）图为 20% 噪声情形的模拟实验；（c）图为 60% 噪声情形的模拟实验；（d）图为 100% 噪声情形的模拟实验。图中震中（37.23 °N, 37.01 °E）位置以圆点标出

Figure 4-9 Results of Simulation Experiment I (impact of observation noise on signal detection), where (a) shows the simulation with 10% noise, (b) with 20% noise, (c) with 60% noise, and (d) with 100% noise. The epicenter (37.23 °N, 37.01 °E) is marked with a dot in the figure

从表 4-2 可以看出，在较低噪声水平（不超过 60%）条件下，相关系数（CC）大于 0.86，方差缩减率（VR）大于 0.64，表明噪声对同震信号形态与振幅的影响处于可控范围，且信号空间分布与位错模型具有高度一致性（图 4-9 a-c）。当噪声水平较高（70%及以上）时，相关系数（CC）和方差缩减率（VR）均急剧下降（CC<0.84，VR<0.59），噪声会掩盖真实信号（图 4-9 d）。特别是在震中

周边区域会出现显著的正负异常分布。

4.5.2 模拟实验二：陆地水变化效应对同震变化信号提取的影响

与模拟实验一的设计类似，以 GLDAS 与 WGHM 模型的差异为现有陆地水模型的误差水平，在模拟实验中，固定噪声水平为 20%。选取不同水平的水模型误差进行测试后，结果显示当水模型误差水平降低至 5% 时相关系数和方差减小率符合预设阈值（ $CC > 0.8$ ， $VR > 0.6$ ）。因此选择将水模型误差水平通过按 2% 至 100% 的比例结合 GRACE-FO 观测噪声与位错模型推导的同震变化信号，合成了包含陆地水效应影响的模拟观测数据。利用与模拟实验一中相同的方法，提取土耳其地震的同震重力变化信号，并评估其与信号真值（也即位错模型正演结果）的匹配度。

所得结果如下表 4-3 所示。

表 4-3 模拟实验二的检测结果
Table 4-3 Simulation results of Experiment 2

水模型误差水平	相关系数 (CC)	方差减小率 (VR)
2%	0.94	0.86
5%	0.83	0.68
10%	0.59	0.35
20%	0.28	0.07
50%	0.02	-0.01
100%	-0.07	-0.01

由表 4-3 可知，在低误差条件下（不超过 5%）：相关系数 (CC) 大于 0.83，方差减小率 (VR) 大于 0.68，且信号形态保持完整（图 4-10 a-b）。这是由于 GLDAS/WGHM 在模拟季节变化时存在系统性低估，但其对同震变化信号的干扰仍保持在最低限度。在高误差条件下（10% 及以上）：相关系数 (CC) 降至 0.59 以下，方差减小率 (VR) 低于 0.35，导致水文信号与地震信号出现耦合现象（图 4-10 c-d）。

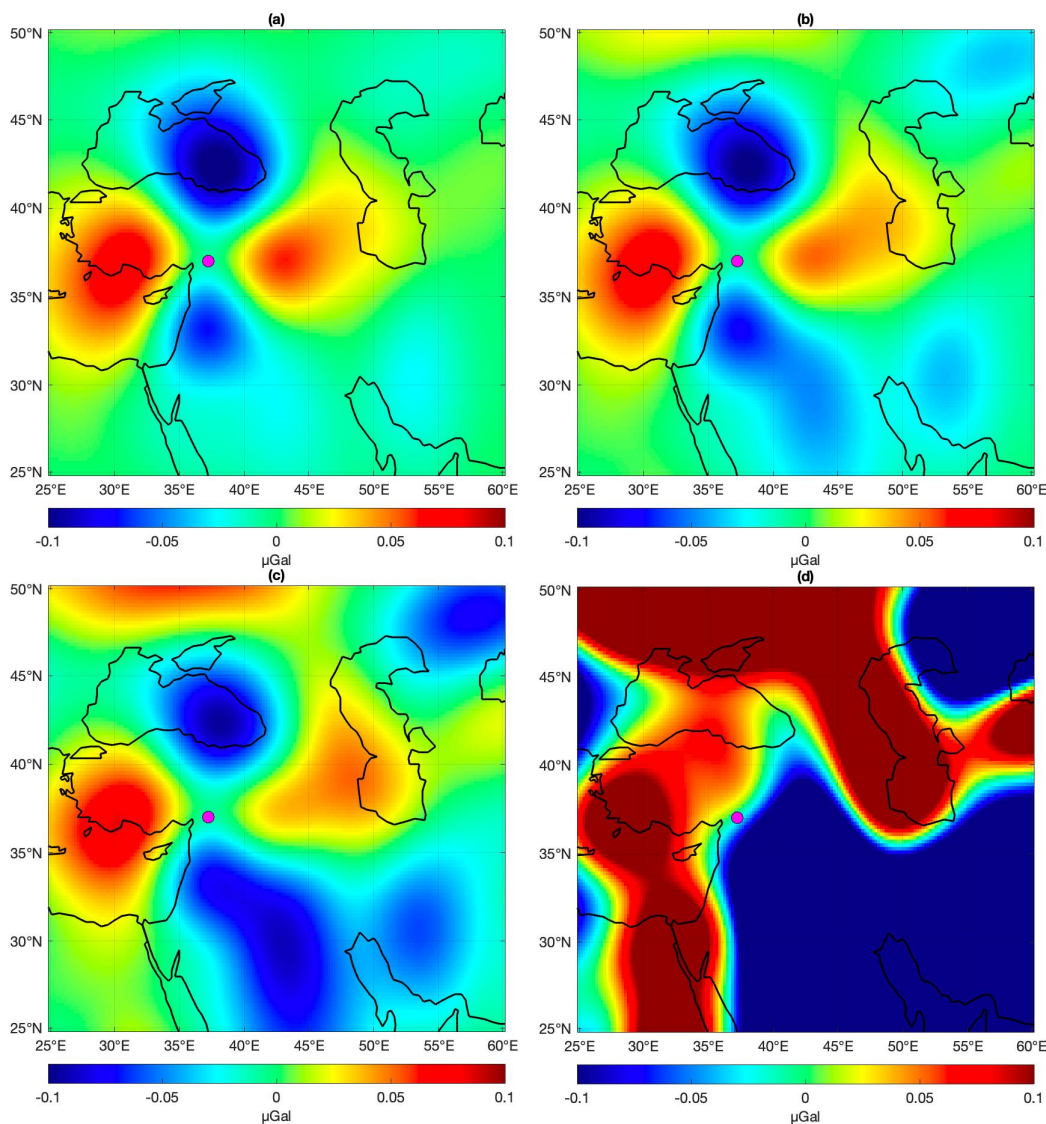


图 4-10 模拟实验二的检测结果（陆地水变化效应对信号检测的影响），其中（a）图为 2%水模型误差情形的模拟实验；（b）图为 10%水模型误差情形的模拟实验；（c）图为 50%水模型误差情形的模拟实验；（d）图为 100%水模型误差情形的模拟实验。图中震中（ 37.23°N , 37.01°E ）位置以圆点标出

Figure 4-10 Results of Simulation Experiment II (impact of terrestrial water variation effects on signal detection), where (a) shows the simulation with 2% water model error, (b) with 10% water model error, (c) with 50% water model error, and (d) with 100% water model error. The epicenter (37.23°N , 37.01°E) is marked with a dot in the figure

4.6 本章小结

地震位错模型正演结果表明，2023 年土耳其双震引起的同震重力变化，在与现有卫星重力观测同等的空间分辨率下，其正负范围在 $-0.36 \sim +0.38 \mu\text{Gal}$ 。而目前 GRACE-FO 卫星重力观测的噪声水平（RMS），在全球范围内为 0.86

$\mu\text{Gal}\sim 5.11\ \mu\text{Gal}$ ，在该地震近场区域范围内为 $1.55\ \mu\text{Gal}\sim 2.60\ \mu\text{Gal}$ 。在该区域范围，现有陆地水模型的误差水平在 $-1.44\ \mu\text{Gal}$ to $+0.56\ \mu\text{Gal}$ 范围。模拟实验表明，GRACE-FO 观测噪声大于现有水平的 50% 时信号检测受显著影响（表 4-2），而水文模型误差大于 10% 时即可导致信号难以可靠检测（表 4-3），表明目前水文效应对同震重力变化信号检测的影响更为显著。在对实际地震检测的应用中，低噪声场景（如 GRACE-FO）可提取振幅 $>5\ \mu\text{Gal}$ 的同震变化信号（ $\text{VR} > 0.72$ ）。高水文误差区域需结合独立观测分离水文与构造信号。因此，为可靠提取同等强度的同震变化信号，未来的卫星重力观测需进一步提高精度（噪声水平降至目前的一半或更低），而现有的陆地水文模型则需提高精度至目前的至少 10 倍。关于水文模型误差的量化方式，需作严格的概念界定。实验二中以 GLDAS 与 WGHM 水模型在同期同区域的输出差异作为水文信号不确定性的标准，该差异表征的是现有陆面水文模型对质量迁移过程认知的离散度（ensemble spread），而非模型与真实水文过程之间的绝对误差。由于两个模型可能共享相似的输入数据（如降水再分析资料）与参数化方案（如土壤水分扩散方程），其差异仅反映模型间不确定性下限，未涵盖系统性同向偏差。因此，原文“现有陆地水文模型则需提高精度至目前的至少 10 倍”的表述，应更准确理解为“模型间一致性需提升约一个量级”。若考虑模型与真实水文过程的绝对偏差，实际所需改进幅度可能更为显著。该结论的适用边界为：在双模型分歧水平下，同震信号检测受水文干扰的阈值约束；引入独立水文观测（如流域水量平衡站网或重力独立反演结果）进行三方验证，将有助于收紧该不确定性的概率区间。

本文在地震位错模型在解释同震形变及反演震源参数时，仍存在多方面的未考虑因素，这些因素直接影响模型的可靠性。首先，地震发震类型对信号检测的影响。不同地震类型（走滑型、逆冲型、正断型）的破裂机制和形变特征差异显著。因此，相同震级的地震，由于其发震类型不同，相应产生的同震重力变化信号也存在明显差异。本文仅考虑了 2023 年土耳其大地震（走滑型）的同震变化案例，对于其他类型大地震（例如逆冲型或正断型）的情形还有待进一步研究。其次，位错模型正演本身的不确定性较大，位错模型通常将复杂的断层破裂简化为一个或多个均匀滑动的矩形断层面。这种简化无法完全描述真实的、可能具有多个子断块且滑动分布复杂的破裂过程，从而引入误差。且位错模型只考虑同震的弹性响应，而忽略了可能存在的震后松弛效应。这些效应在主震后可能立即开始，并影响 GRACE-FO 观测时段内的信号，导致基于纯弹性假设的正演结果与观测存在差异。最后，GRACE-FO 卫星重力数据的噪声并非单一的“白噪声”，而是一个由多种来源组成的复杂混合物。除了仪器噪声外，还包括高低频信号混叠误差、轨道误差、背景模型误差等。这些误差在时空上表现出不同的特性（如条带误差），简单的 RMS 统计评估可能无法全面反映其影响。需进一步指出的

是，模拟实验一中 GRACE-FO 噪声场以 2023 年 3 月残差分布为空间模板，经线性缩放后叠加于理论信号。该处理方式隐含两项简化假设：其一，噪声的空间相关结构在统计意义上具有时间稳定性，仅整体能量水平随缩放比例变化；其二，条带噪声的非平稳性可通过单一模板的幅度调制近似表征。然而，实际 GRACE-FO 测量误差受卫星轨道几何、星间距离变化及数据处理策略更新等因素影响，其时空特性呈现显著的非平稳演化，南北向条带结构的强度与走向存在季节性乃至年际波动。本文以固定月份残差为模板，实质上是将时变噪声场近似为平稳随机过程的样本实现，所得检测阈值偏于保守估计。若采用时变滤波或随机过程模型（如 ARMA 模型）刻画条带噪声的频域演化特征，同震信号检测的统计极限有望放宽，但不会改变“噪声水平超过现有 50% 时检测可靠性显著下降”的核心判断。后续研究可引入多月份模板对比实验，以定量评估噪声时空非平稳性对检测阈值的影响幅度。

综上，本文模拟实验的设计基于两项简化假设：实验一以固定空间模板缩放噪声，未充分刻画真实 GRACE-FO 误差的时变相关性；实验二以双模型差异代理水文不确定性，未涵盖系统性同向偏差。上述简化使所得检测阈值存在特定适用边界，但不影响核心结论的定性判断。未来研究可从两方面深化：其一，引入多时相噪声模板与随机过程模型，精细刻画 GRACE-FO 条带误差的时空演化；其二，利用独立水文观测或重力卫星联合反演，构建水文模型不确定性的外部验证框架，从而对信号检测可靠性给出更严格的概率约束。

第 5 章 GRACE Follow-on 任务期间三个地震同震变化信号检测实例分析

本章旨在验证第 4 章构建的卫星重力信号提取方法体系在 GRACE Follow-On (GRACE-FO) 任务期间的适用性。选取该任务周期内发生的三次强震事件 (2019 年秘鲁 Mw8.0 地震、2021 年阿拉斯加 Mw8.2 地震和 2025 年堪察加 Mw8.8 地震) 作为研究对象, 通过对比位错理论正演模型与卫星重力观测结果, 系统评估 GRACE-FO 数据在捕捉同震重力变化方面的能力。

5.1 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震变化效应检测分析

5.1.1 地震概况与研究意义

2019 年 5 月 26 日, 秘鲁北部海域发生 Mw8.0 强震。该事件震源深度约为 140km, 属于典型的中深源地震, 断层机制解显示, 此次地震以正断层运动为主, 发生于俯冲至南美大陆下方的纳斯卡板块内部 (Intra-slab), 而非板块界面的逆冲型地震。震中地理坐标位于 (5.812 °S, 75.27 °W), 地处南美板块与纳斯卡板块交界带的东侧陆域下方。由于震源位于地壳深部且上覆介质复杂, 其引发的深部质量重新分布效应在地表重力场上表现为长波长特征, 且信号幅值受深度衰减影响显著, 这为卫星重力观测提出了较高的灵敏度要求。

选取该事件作为 GRACE-FO 任务期间的典型案例, 主要基于以下三方面的研究意义: 第一, 检验 GRACE-FO 对中深源强震的探测能力。相较于 GRACE 任务末期, 该事件发生在 GRACE-FO 卫星星座稳定运行阶段, 星间测距系统状态良好, 数据空白期短。作为 GRACE-FO 升空后捕获的首个 Mw8.0 级以上地震事件, 其检测结果可直接用于评估新一代重力卫星在继承 GRACE 观测能力基础上的性能表现, 特别是验证激光干涉测距仪 (LRI) 技术背景下的数据质量是否有助于提升微弱信号的识别置信度。第二, 探究深部构造运动的重力响应特征。现有卫星重力地震学研究多集中于浅源巨型逆冲型地震 (如 2004 年苏门答腊、2011 年日本东北地震), 对中深源正断层型地震的重力信号特征认识相对不足。该地震的震源机制与深度具有特殊性, 其同震重力变化不仅包含断层错动引起的质量位移, 还可能涉及深部岩石圈体积变化的贡献。通过分析该事件, 有助于丰富对不同深度、不同机制地震重力响应模式的理论认知。第三, 评估复杂水文背景下的信号分离效果。震中区域靠近亚马逊盆地边缘, 陆地水储量季节性变化显著, 重力场背景噪声复杂。如何在强水文季节性信号干扰下, 准确提取微弱的同震阶跃信号, 是卫星重力地震学普遍面临的挑战。

5.1.2 位错模型正演结果

本研究采用 USGS 发布的有限断层滑动模型(Finite Fault Model)作为输入,将断层面离散化为 16×12 个子断层,每个子断层尺寸为 $5\text{km} \times 5\text{km}$ 。断层几何参数设定为:走向 353° ,倾角 57° ,滑动角 -99° ,属于典型的高倾角正断层结构,反映了纳斯卡板块在俯冲过程中因弯曲应力引发的内部伸展破裂特征。模型显示最大滑动量约为 7.0 m ,主要集中于深度 $100 \sim 120\text{ km}$ 的主破裂区,破裂呈现单侧向北扩展模式,总矩震级为 $M_w 8.0$,与 USGS 测定结果一致,进一步证实了该地震为板块内中源正断层事件的力学机制。

基于 CRUST1.0 模型 (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>) [52]在地震近场区域提供的结构信息,构建 7 层分层模型,各层的具体参数见表 5-1。

表 5-1 秘鲁 $M_w 8.0$ 地震区域 7 层分布的半空间地球模型

Table 5-1 A seven-layered half-space Earth model for the $M_w 8.0$ Peru earthquake region

深度 (km)	密度 ($10^3\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	P 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	S 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	粘滞度 ($10^{19}\text{ Pa}\cdot\text{s}$)	物质类别
0-0.35	2.11	2.50	1.07	∞	弹性体
0.35-4.35	2.46	4.60	2.59	∞	弹性体
4.35-6.85	2.54	5.00	2.88	∞	弹性体
6.85-19.43	2.72	6.10	3.54	∞	弹性体
19.43-32.01	2.78	6.40	3.68	∞	弹性体
32.01-40.85	2.95	7.00	3.98	∞	弹性体
40.85- ∞	3.34	8.10	4.50	1.0	麦克斯韦体

为获取理论参考信号,本研究基于半空间分层地球模型,利用 PSGRN/PSCMP 位错模型计算了该地震引发的同震重力变化场。模型正演结果如图 5-1 所示,同震重力变化信号在震中附近呈现典型的“正-负”分布特征,最大重力变化幅值集中在断层破裂面附近。其中,在震中附近区域重力正负变化的范围为 $-1.1 \sim +0.2\ \mu\text{Gal}$ 。受空间平滑效应影响,理论模型在模拟卫星观测高度时,高频细节有所衰减,但整体时空分布格局清晰。

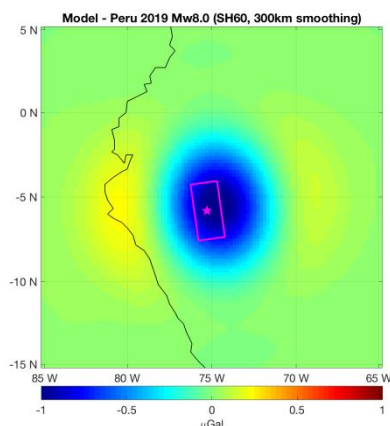


图 5-1 秘鲁位错模型得到的同震信号（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-1 Coseismic signals derived from the Peru dislocation model (Gaussian smoothing radius: 300 km)

5.1.3 观测数据处理

为确保数据序列的一致性与可比性，本章仍选用美国德克萨斯大学空间研究中心（CSR）提供的 GRACE-FO 卫星 RL06 版本月尺度时变重力场模型，时间跨度覆盖 2018 年 6 月至 2025 年 8 月，共计 85 个月的有效观测数据。针对研究区内存在的南北向条带噪声及高频测量误差，在数据处理阶段首先应用了 300 km 半径的高斯平滑滤波进行空间去噪，随后分别采用时间序列拟合法和叠积法提取同震重力变化。高斯平滑后的同震重力变化分布如图 5-2 和图 5-3 所示。结果显示，时间序列拟合法和叠积法所得结果在空间分布和信号变化幅度上均较为相近。研究区域内重力变化分布大小范围为 $-5.2 \sim +7.1 \mu\text{Gal}$ ，其中在震中附近以及西部海域重力正负变化的范围为 $-3.0 \sim +1.0 \mu\text{Gal}$ 。特别地，在秘鲁震中区域附近存在显著的负重力异常信号，其空间形态与正演模型预测基本吻合，但信号幅度显著高于正演结果。

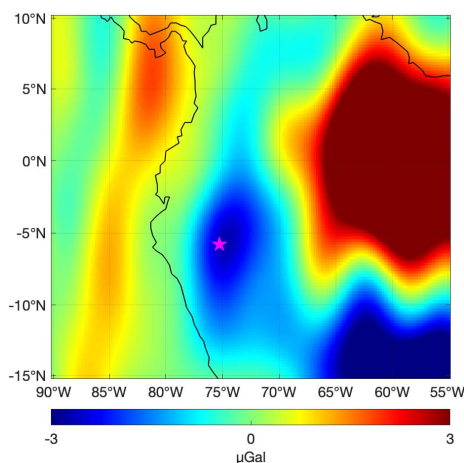


图 5-2 时间序列拟合法提取 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-2 Coseismic gravity change distribution of the 2019 Mw 8.0 Peru earthquake extracted via the time series method (Gaussian smoothing radius: 300 km)

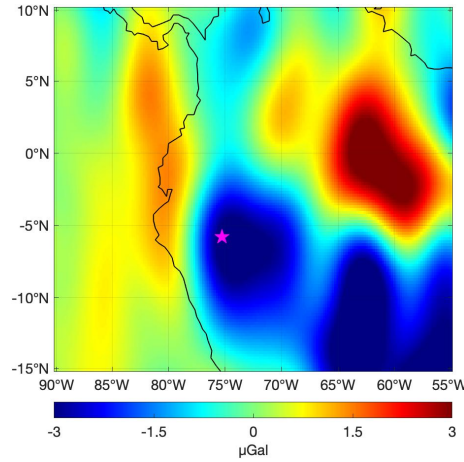


图 5-3 叠积法提取 2019 年秘鲁 Mw8.0 地震同震重力变化分布图（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-3 Coseismic gravity change distribution of the 2019 Mw 8.0 Peru earthquake extracted via the stacking method (Gaussian smoothing radius: 300 km)

选取地震区域内重力负变化显著的特征点（5.8 °S，75.3 °W），其重力变化时间序列如图 5-3 所示。结果表明，在地震发生时刻，重力值出现明显的阶跃式突变效应。对于震前震后分别两年取平均值，可得其阶跃的值为 $\sim -2.8\mu\text{Gal}$ 。

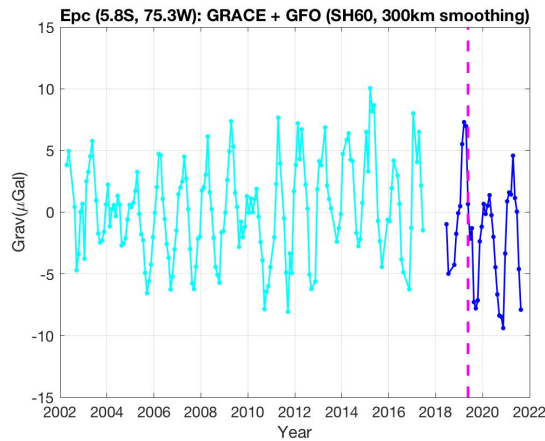


图 5-4 震中特征点的时间序列（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-4 Time series of epicentral characteristic points (300 km Gaussian smoothing)

5.1.4 模型与观测结果对比分析

将 5.1.3 节提取的观测信号与 5.1.2 节的正演结果进行空间叠合与幅值对比。发现二者在空间分布上具有一定的一致性，具体表现为两者在异常中心位置及正负分布趋势上具有显著一致性。但是，观测信号的阶跃值大于地震位错模型正演值，产生差异的原因可能在于：（1）位错模型正演本身的不确定度影响，（2）

卫星重力观测中其他效应（例如陆地水变化）的干扰。考虑采用 GLDAS 陆地水模型对该效应进行一定程度的扣除，得到的时间序列图如图 5-5 所示。可以看出，利用全球水文模型扣除陆地水变化效应之后，重力变化曲线的周期性起伏得到一定程度的削弱，但仍存在较显著的波动。这说明目前可用的陆地水模型，只能在一定程度减弱水文效应的干扰，而难以有效扣除水文影响。

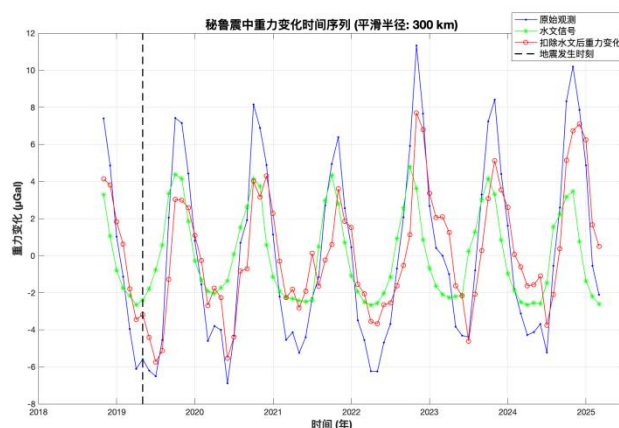


图 5-5 秘鲁震中位置重力变化时间序列对比图

Figure 5-5 Time series comparison of gravity changes at the Peru earthquake epicenter

总体而言，GRACE-FO 卫星重力观测从重力变化的空间分布以及特征点时间序列上均大致反映出 2019 秘鲁地震的同震变化效应。

5.2 2021 阿拉斯加 Mw8.2 地震变化信号检测分析

5.2.1 地震概况与研究意义

2021 年 7 月 29 日 06 时 15 分 (UTC)，美国阿拉斯加半岛南部海域发生了一次矩震级为 Mw8.2 的强烈地震。根据美国地质调查局 (USGS) 的测定，震中位于北纬 55.363°，西经 157.897°，震源深度约为 32 km。此次地震的发震断层为阿留申海沟俯冲带的浅部逆冲断层，是太平洋板块向北俯冲至北美板块之下的典型构造产物[57]。地震引发了区域性海啸警报，并对阿拉斯加部分地区造成了轻微破坏，是 2021 年全球震级最高的地震事件之一。

选取 2021 年阿拉斯加 Mw8.2 地震作为本研究的典型案例，主要基于以下考虑：第一，检验卫星重力检测阈值的“临界案例”。本次地震的矩震级为 Mw8.2，恰好处于当前学术界公认的 GRACE/GRACE-FO 卫星检测能力的理论阈值（约 Mw8.3）附近[5]。相较于已被广泛证实可被清晰探测的 Mw8.5 以上巨大地震（如 2011 年日本东北地震），以及部分成功检测到的 Mw8.3 深源地震，此次阿拉斯加地震作为一个浅源、接近阈值震级的事件，构成了检验 GRACE-FO 实际检

测灵敏度的绝佳“临界案例”。对其成功与否的检测及信号强度的精确量化，将直接为界定卫星重力对浅源大地震的最低可检测震级提供关键的实证依据。第二，研究浅源逆冲型地震重力变化物理机制的理想对象。该地震发生在经典的板块俯冲边界，是一次典型的低角度逆冲型地震，震源机制明确，破裂过程相对集中，这使得理论同震重力变化场的正演模拟具有较高的确定性和可靠性。与中深源地震不同，浅源逆冲型地震的同震重力变化通常由地壳岩石的体积膨胀/收缩（密度变化）和地表垂直位移共同主导[10][13]。通过对该案例的精细研究，可以清晰剖析这两种物理贡献的相对大小与空间分布特征，并与近期关于中深源地震（以垂直位移主导）的研究结论形成鲜明对比，从而深化对不同深度地震重力变化源物理机制的理解。

5.2.2 位错模型正演结果

为了验证 GRACE-FO 观测结果的可靠性，本节利用分层粘弹性半空间位错模型（PSGRN/PSCMP）对 2021 年阿拉斯加地震的同震重力变化进行了正演模拟。

采用 CRUST1.0 全球地壳模型提取震区的一维分层结构参数。研究区域覆盖了阿留申海沟俯冲带，地壳结构复杂，包含海洋地壳、过渡带及大陆地壳。模型共划分为 8 层，包括海水层、沉积层、上地壳、下地壳及上地幔顶部等，我们关注的是其中 6 层，各层的密度、P 波速度、S 波速度及厚度参数均依据 CRUST1.0 在震中位置的插值结果确定。上地幔粘滞系数设为 $1.0 \times 10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$ ，以近似模拟同震瞬时弹性响应。具体参数选取如表 5-2 所示。

表 5-2 阿拉斯加 Mw8.2 地震区域 6 层分布的半空间地球模型

Table 5-2 A six-layered half-space Earth model for the Mw 8.2 Alaska earthquake region

深度 (km)	密度 ($10^3 \text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	P 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	S 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	粘滞度 ($10^{19} \text{Pa}\cdot\text{s}$)	物质类别
0-0.10	1.02	1.50	0.00	∞	弹性体
0.10-1.10	1.92	1.97	0.52	∞	弹性体
1.10-10.59	2.72	6.00	3.50	∞	弹性体
10.59-20.07	2.86	6.60	3.80	∞	弹性体
20.07-29.00	3.03	7.20	4.10	∞	弹性体
29.00- ∞	3.06	8.15	4.52	1.0	麦克斯韦体

采用 USGS 发布的有限断层滑动模型（Finite Fault Model）作为输入。该模

型将断层面离散化为 20×15 个子断层，每个子断层尺寸为 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ 。断层几何参数设定为：走向 235° ，倾角 13° ，滑动角 85° ，属于典型的低角度逆冲断层。最大滑动量约为 6.5 m ，位于震源深度附近。该地震的位错模型正演，同震重力变化分布经过 300 km 高斯平滑后的结果如图 5-6 所示。其中，重力的正负变化分别分布在断层两边（呈“东南-西北”方向正负分布），其幅值范围为 $-0.6 \sim +0.6 \mu\text{Gal}$ 。

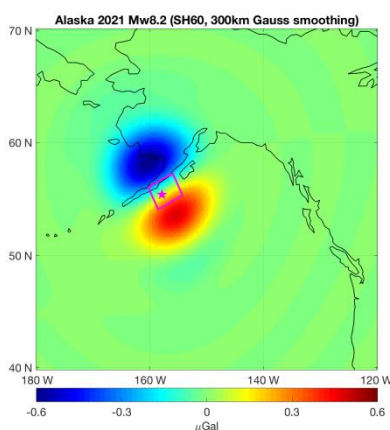


图 5-6 阿拉斯加位错模型正演结果（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-6 Forward modeling results of the Alaska dislocation model (Gaussian smoothing radius: 300 km)

5.2.3 观测结果及检测分析

基于 GRACE-FO 月度重力场模型数据（2018 年 6 月至 2025 年 8 月，共 85 个月），分别利用时间序列拟合方法和叠积法提取的同震重力变化分布如图 5-7 和图 5-8 所示。其中五角星符号标记着震中位置（ 55.364°N ， 157.888°W ）。两种方法所得重力变化分布结果在空间分布上有一定的相似性，但在变化幅度上存在较显著差异，这可能与叠积法中的多月平均对条带噪声具有一定的压制左右。但无论是拟合法还是叠积法所得结果，在震中附近区域均呈现正重力变化，变化幅度在 $\sim 1.0 \mu\text{Gal}$ 或更高水平，且在地震断层两侧表现出重力变化幅度的一定差异。

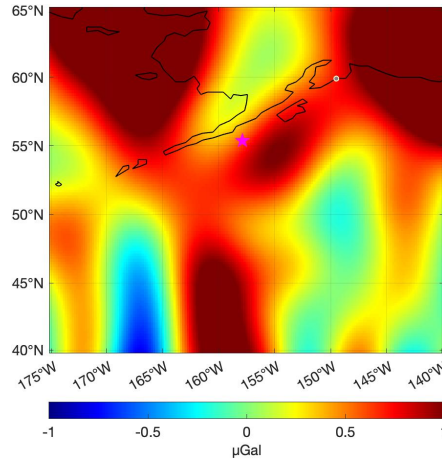


图 5-7 时间序列拟合法提取的 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震同震重力变化分布图
(高斯平滑半径: 300km)

Figure 5-7 Coseismic gravity changes for the 2021 Mw 8.2 Alaska Peninsula earthquake (Gaussian smoothing radius: 300 km)

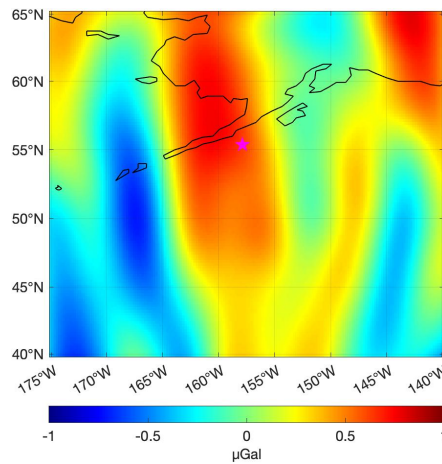


图 5-8 叠积法提取的 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震同震重力变化分布图 (高斯平滑半径: 300km)

Figure 5-8 Coseismic gravity change distribution of the 2021 Mw 8.2 Alaska Peninsula earthquake extracted via the stacking method (Gaussian smoothing radius: 300 km)

选取震中附近的一个特征点 (55.4°N, 157.9°W), 其重力变化的如图 5-9 所示。结果表明, 序列在 2018 – 2025 时段内呈现较为复杂的随机跳动, 其幅度可达 2 ~ 3 μGal ; 同时, 在整个时段内展现出微弱的线性增加趋势; 在 2021 年 7 月 (阿拉斯加 Mw 8.2 级地震发生所在月份) 前后的时段 (如一年或两年) 内, 未显示出显著的重力变化阶跃特征。这表明, 采用现有的数据滤波和时间序列拟合信号提取方法, 基于目前的 GRACE-FO 月重力场模型观测, 可能难以有效提取出 2021 年阿拉斯加大地震的同震变化信号。其可能的原因在于: (1) 卫星重

力观测噪声本身的影响较大（约在 $2 \sim 3 \mu\text{Gal}$ 水平），而地震同震重力变化信号仅在 $\sim \pm 0.6 \mu\text{Gal}$ 的水平；（2）其他效应（如陆地冰川、水文的影响，海洋变化效应）的干扰较强。

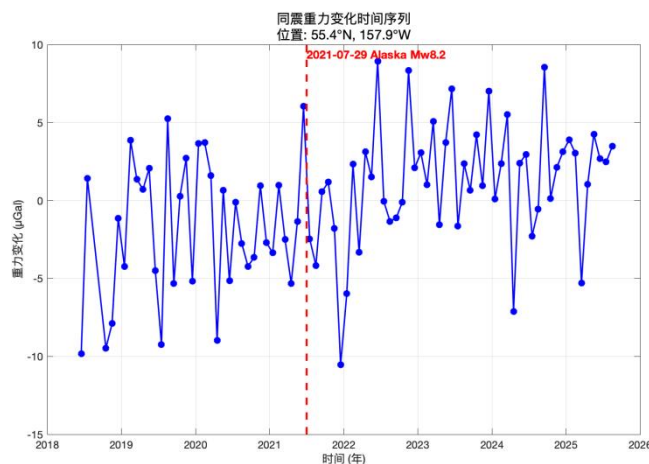


图 5-9 2021 年阿拉斯加半岛 Mw8.2 地震震中位置同震重力变化的时间序列图（高斯平滑半径：300km）

Figure 5-9 Time series of coseismic gravity changes at the epicenter of the 2021 Mw 8.2 Alaska Peninsula earthquake (Gaussian smoothing radius: 300 km)

5.2.4 两个地震信号检测的比较分析

2019 年秘鲁地震和 2021 年阿拉斯加地震效应的卫星重力检测结果存在显著的差异。需要注意，地震引起的同震重力变化效应，与地震的震级并不存在正比例的对应关系，因此重力卫星对同震重力变化信号的检测，也并不与地震的震级大小存在必然的一一对应关联。地震的震级由地震发生时释放的总能量来定义，而地震引起的同震重力场变化效应则与地震引起的物质迁移（或密度变化）直接相关。地震发生时，其引起的物质迁移与发震类型、震源深度、震区的地壳及地幔物质结构均存在关联，而不是由震级直接决定。因此，尽管 2021 年阿拉斯加地震的震级（Mw 8.2）要高于 2019 年秘鲁地震（Mw 8.0），但其引起的同震重力变化信号强度，在 GRACE-FO 目前的空间分辨率条件下，要弱于 2019 年秘鲁地震引起的同震变化信号。可能的原因，一方面在于秘鲁地震为中深源地震（ $\sim 120 \text{ km}$ ），而阿拉斯加地震为浅源地震（ $\sim 30 \text{ km}$ ），深源地震引起的质量迁移主要表现为相对大的空间尺度，因此其产生的重力场变化信号也展现出相对大尺度的特征，更容易被目前的重力卫星感应到；另一方面，可能也与两个地震所在区域的地壳和地面结构差异有关，阿拉斯加地震主要位于海域，而秘鲁地震发生在陆海边界区域，不同区域对应地层的密度不同，导致两个地震引起的质量迁移存在差异。

为了进一步解释为何震级较小的秘鲁地震在 300 km 高斯滤波后呈现出比震

级更大的阿拉斯加地震更强的信号,本节对两次地震的物理机制及其引起的质量迁移特征进行初步比较和分析。

阿拉斯加地震属于典型的浅源地震,其同震效应引起的质量迁移主要源于地壳与海水、地幔与地壳等不同地层界面上的形变所导致的物质重新分布。由于这种形变主要集中于地表或近地表界面,其对应的重力变化效应空间尺度相对较小。当利用当前空间分辨率的卫星重力数据对其进行检测时,信号容易受到球谐截断和空间平滑滤波的影响而被大幅削弱,导致检测灵敏度不高,即滤波后的同震重力变化信号幅度相对较弱。

相比之下,秘鲁地震属于中深源地震,震源深度超过 100 公里。除了地层界面上的形变外,其同震效应引起的质量迁移还包括了震源区内部物质因膨胀和压缩引起的密度变化[13]。这种由体积变化引起的密度扰动通常具有更大的空间尺度。因此,在当前卫星重力的空间分辨率下,该信号的检测灵敏度相对较高,即使经过球谐截断和空间平滑滤波处理,其信号幅度依然相对较强。

综上所述,正是由于秘鲁地震震源更深、涉及内部密度变化效应更为显著,使得其重力信号的空间尺度更大,从而在经过 300 km 滤波后表现出比阿拉斯加地震更强的重力场变化信号。

5.3 2025 年堪察加 Mw8.8 地震变化效应检测分析

5.3.1 地震概况与研究意义

2025 年 7 月 30 日,俄罗斯堪察加半岛东岸海域发生 Mw 8.8 特大地震,震源深度约为 20 km,不仅属于典型的浅源巨震,更是自 GRACE-FO 卫星发射以来全球范围内观测到的震级最大的地震事件。此次地震发生于太平洋板块向鄂霍次克板块俯冲的板间界面,表现为典型的低角度逆冲型运动。其震中位置(52.530 °N, 160.165 °E)地处环太平洋地震带中构造活动最为剧烈的千岛-堪察加海沟俯冲带,该区域长期以来积累了巨大的应变能[58]。作为一次具有全球影响力的地壳运动事件,其破裂过程引发了震源区及周边剧烈的地壳构造运动。这种尺度的大规模地壳运动不仅改变了区域地形地貌,也深刻影响了地球内部的物质分布,会引起形变和质量迁移,从而导致地球重力场变化。

本文旨在结合 GRACE-FO 时变重力观测与位错模型正演模拟,研究 2025 年堪察加 Mw 8.8 大地震引发的重力场演化特征。重点对比卫星观测信号与理论模型预测之间的一致性及其偏差,探讨导致观测与模型差异的潜在因素(GRACE-FO 观测资料的误差水平、位错模型参数选择引起的不确定度,以及周边陆地水文负荷效应对构造重力信号的干扰等)。同时,通过对震后前 7 个月的重力场数据进行处理,讨论在时间序列中提取并分离同震重力阶跃与早期的震后变形信号的可能性。这种对比研究不仅有助于评估位错理论在解释特大俯冲带地

震中的适用性,也为探索从时空分辨率有限的卫星重力数据中有效分离同震与震后信号的可能性提供了重要参考。另外,利用时变重力卫星来检测强震引起的质量变化效应,可为我们认识地震活动以及对应的构造运动和地壳与地幔的物质运动提供有力的支持,为地震活动的监测提供关键数据,并为国家防震救灾战略提供技术支撑。

5.3.2 位错模型正演结果

由于海域模型考虑了海水层对地震波传播及海底地形效应的影响,陆地模型则反映了堪察加半岛陆壳结构对地震动传播及地表位移的调制作用。两种模型下的位错计算结果可用于对比分析海陆不同地壳结构对同震位移场分布特征的影响,为海啸预警及震后灾害评估提供结构模型支撑。因此本文基于 CRUST1.0 模型 (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>) 在地震近场区域提供的结构信息,分别选取海域震中位置 (52.5 °N, 160.3 °E) 和陆地参考点彼得罗巴甫洛夫斯克 (53.02 °N, 158.65 °E) 两处典型位置,提取地壳分层参数,构建分层模型。海域和陆地区域提取分别得到 6 层和 5 层的分层模型,各层的具体参数见表 5-3 和表 5-4。

表 5-3 堪察加地震海域半空间分层地球模型

Table 5-3 The half-space layered Earth model for the region of the Kamchatka earthquake derived from the oceanic information of CRUST1.0

深度 (km)	密度 ($10^3\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	P 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	S 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	粘滞度 ($10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$)	物质类别
0-2.44	0.92	3.81	1.94	∞	弹性体
2.44-4.44	1.93	2.00	0.55	∞	弹性体
2.44-7.44	2.31	3.50	1.79	∞	弹性体
7.44-8.30	2.55	5.00	2.70	∞	弹性体
8.30-10.18	2.85	6.50	3.70	∞	弹性体
10.18-16.00	3.05	7.10	4.05	1.0	麦克斯韦体

表 5-4 堪察加地震陆地半空间分层地球模型

Table 5-4 The half-space layered Earth model for the region of the Kamchatka earthquake derived from the land information of CRUST1.0

深度 (km)	密度 ($10^3\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	P 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	S 波速度 ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	粘滞度 ($10^{19}\text{Pa}\cdot\text{s}$)	物质类别
0-0.40	2.11	2.50	1.07	∞	弹性体
0.40-0.70	2.37	4.00	2.13	∞	弹性体
0.70-11.72	2.67	5.90	3.44	∞	弹性体
11.72-26.29	2.69	6.20	3.57	∞	弹性体
26.29-40.07	2.86	6.80	3.87	1.0	麦克斯韦体

本研究采用 USGS 发布的有限断层滑动模型(Finite Fault Model)作为输入,将断层面离散化为 3 段平面结构 (Segment 1~3),各段走向均为 217° ,倾角分别为 6.5° 、 17.0° 和 28.0° ,滑动角约为 90° ,此次堪察加地震属于典型的低倾角逆冲断层结构,反映了太平洋板块向鄂霍次克板块俯冲过程中在板块界面发生的巨型逆冲破裂特征。模型显示最大滑动量约为 40 m,主要集中于深度 15~30 km 的主破裂区 (Segment 2),破裂呈现自东北向西南方向单侧扩展模式,总矩震级为 $M_w 8.8$,地震矩约为 $2.2 \times 10^{22}\text{ N}\cdot\text{m}$,与 USGS 测定结果一致,进一步证实了该地震为板块界面浅源逆冲型事件的力学机制。

为获得可与 GRACE-FO 直接对比的重力变化信号,需要对同震变化信号进行自由空气改正(Free-Air Correction)和海水补偿效应改正。经过上述两项改正后,位错模型正演所得同震重力变化分布如图 5-10 (a-c) 所示,即反映了在近场地表高度,断层破裂面附近重力变化情况,海域模型正负极值可达约 $-376.13 \sim +532.94\ \mu\text{Gal}$,陆地模型正负极值可达约 $-359.39 \sim +533.94\ \mu\text{Gal}$,二者差值可达约 $-16.74 \sim +69.97\ \mu\text{Gal}$ 。将该重力变化分布转为重力场球谐系数(截断至 60 阶次),并应用 300 km 高斯滤波进行空间平滑,结果如图 5-10 (d-f) 所示,即反映了在卫星观测高度($\sim 300\text{ km}$ 高斯平滑半径)的重力变化范围,可见同震重力变化信号在震中附近呈现典型的"负-正"条带分布特征,最大重力变化幅值集中在断层破裂面附近。其中,海域模型重力正负变化的范围为 $-4.87 \sim +1.78\ \mu\text{Gal}$,陆地模型重力正负变化的范围为 $-5.50 \sim +1.31\ \mu\text{Gal}$,二者重力正负变化差值的范围为 $-0.18 \sim +1.24\ \mu\text{Gal}$ 。受空间平滑效应影响,理论模型在模拟卫星观测高度时,高频细节有所衰减,但整体时空分布格局清晰,负值区位于断层上盘(西北侧),正值区位于下盘(东南侧),与断层逆冲机制一致。

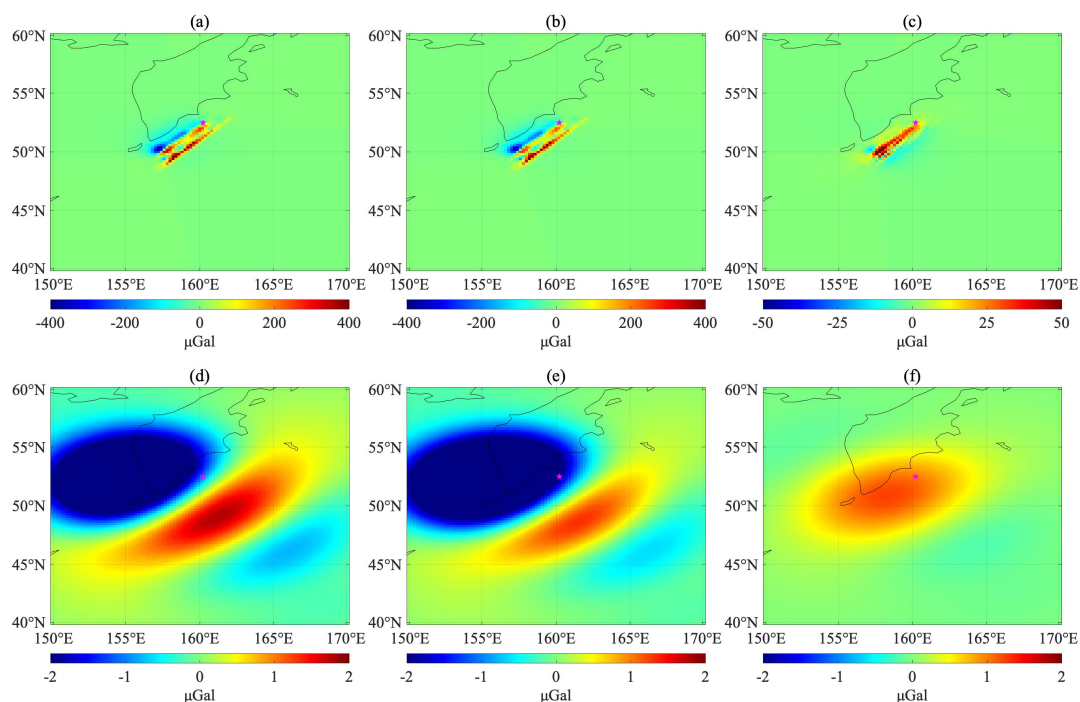


图 5-10 堪察加地震的同震变化信号图，其中(a)为震中位置的位错模型原始信号；(b)为选定陆地点的位错模型原始信号；(c)为(a)与(b)的信号差值；(d)为震中位置的同震变化信号；(e)为选定陆地点的同震变化信号；(f)为两位置同震变化信号差值

Figure 5-10 Co-seismic variation signals of the Kamchatka earthquake. (a) Raw dislocation model signals at the epicenter; (b) Raw dislocation model signals at the selected land point; (c) Signal difference between (a) and (b); (d) Co-seismic variation signals at the epicenter; (e) Co-seismic variation signals at the selected land point; (f) Difference in co-seismic signals between the two locations

5.3.3 观测结果及检测分析

本研究选用共计 91 个月的有效观测数据。确定研究区域为 $150\sim 170^{\circ}\text{E}$ ， $40\sim 60^{\circ}\text{N}$ ，针对研究区内存在的南北向条带噪声及高频测量误差，在数据处理阶段首先应用了 300 km 半径的高斯平滑滤波进行空间去噪，选定地震前后各 8 个月的数据，即 24 年 11 月~25 年 6 月，25 年 7 月~26 年 2 月的数据，分别对数据段求取平均后再做差，即采用叠积法提取同震重力变化。高斯平滑后的同震重力变化分布如图 5-11 所示，震中位置 (52.530°N ， 160.165°E) 以五角星图形标出。

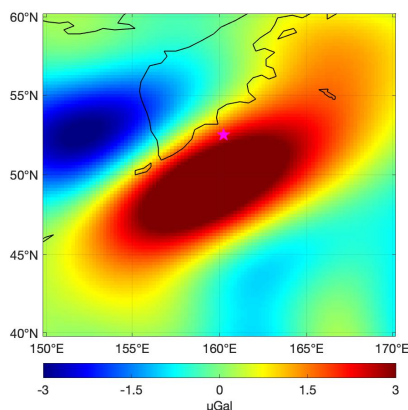


图 5-11 叠积法提取堪察加 Mw8.8 地震同震重力变化

Figure 5-11 Extraction of Co-seismic Gravity Changes from the Kamchatka Mw 8.8 Earthquake using the Stacking Method

利用时间序列拟合法提取的同震重力变化经 300 km 高斯平滑后的结果如图 5-12 所示。

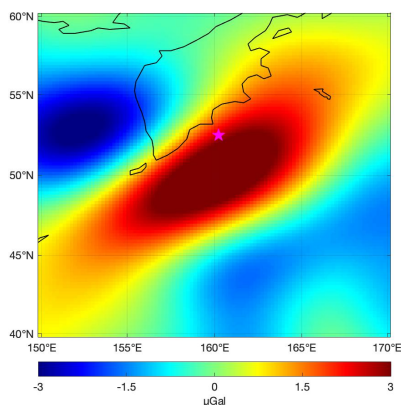


图 5-12 时间序列拟合法提取堪察加 Mw8.8 地震同震重力变化

Figure 5-12 Extraction of Co-seismic Gravity Changes from the Kamchatka Mw 8.8 Earthquake using Time Series Fitting

结果显示两种独立方法获取的同震重力变化空间格局高度一致，均在震中附近呈现显著的正异常，其中叠积法提取的同震重力变化幅值为 $-3.00 \sim +4.51 \mu\text{Gal}$ ，时间序列拟合法提取的同震重力变化幅值为 $-3.18 \sim +3.99 \mu\text{Gal}$ 。负异常区位于断层西北侧，整体呈“负-正”条带分布特征，初步揭示了此次地震的同震重力效应。

为进一步分析堪察加近场区域的重力演化过程，本研究选取了位错模型中正

极值点位置（161.30 °E, 49.10 °N）和负极值点位置（154.90 °E, 52.50 °N）的时间序列, 对其进行 300 km 高斯平滑后分别得到了两个位置 2018~2026 年间的重力变化时间序列, 结果如图 5-13 所示, 经过统计分析可以得到正极值位置的重力变化范围在-3.53 ~ 4.84 μGal , 且震前重力变化整体在 $\pm 2 \mu\text{Gal}$ 范围内波动, 未表现出显著的长期趋势性异常; 地震发生后重力出现明显跃升, 至 2025 年末幅值已达约 4.8 μGal 。负极值位置的重力变化范围在-5.19~4.10 μGal , 且研究时间段内的重力变化整体均在 $\pm 4.5 \mu\text{Gal}$ 范围内波动。

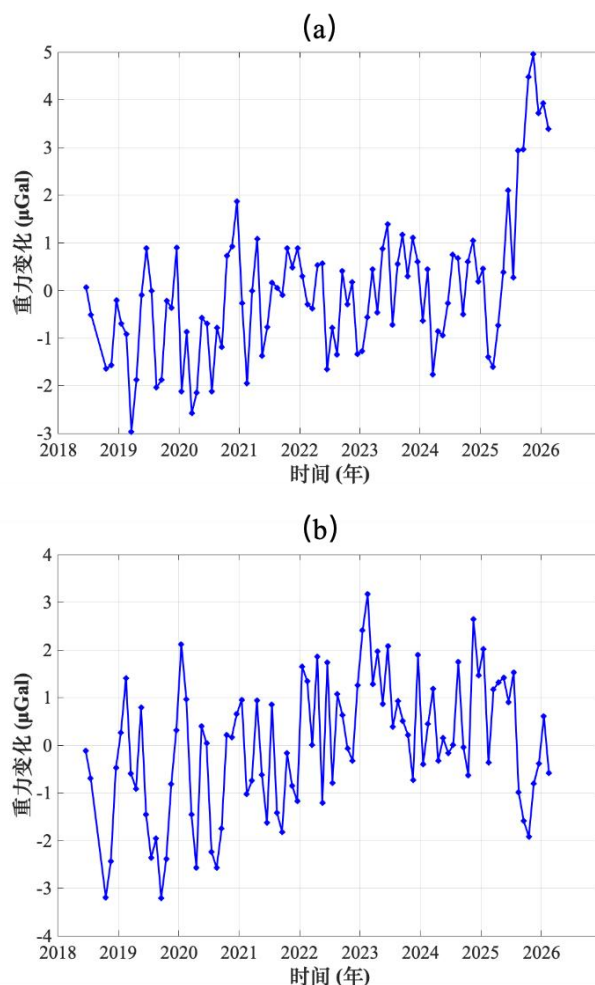


图 5-13 堪察加地震特征点位置的重力变化时间序列, 其中(a)图为位错模型中的正极值点位置, 坐标为: (161.30 °E, 49.10 °N); (b)图为位错模型中的负极值位置, 坐标为 (154.90 °E, 52.50 °N)

Figure 5-13 Time series of gravity changes at characteristic points of the Kamchatka earthquake. (a) The location of the positive extremum in the dislocation model, with coordinates (161.30 °E, 49.10 °N); (b) The location of the negative extremum in the dislocation model, with coordinates (154.90°E, 52.50°N)

为有效分离构造信号与水文干扰, 研究利用 GLDAS 陆面水文模型(global land data assimilation system)对重力观测进行了水文改正。如图 5-14 所示, 原始

GRACE-FO 重力变化（蓝色）与 GLDAS 水文信号（绿色）在年际尺度上具有较好的相关性，扣除水文影响后（红色），震前重力残差序列的振幅明显降低，季节性波动得到有效抑制，同震重力信号更为清晰，与位错模型理论结果基本吻合，验证了 GRACE-FO 数据对此次地震同震重力信号的探测能力。

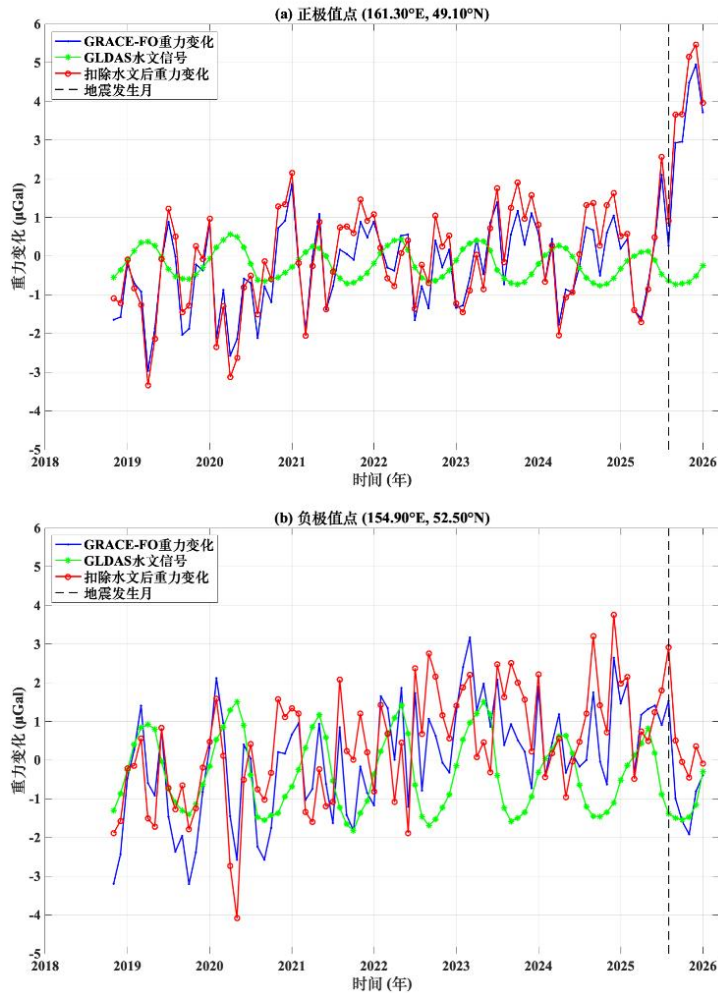


图 5-14 堪察加震中位置重力变化扣除水文效应后的时间序列，其中(a)图为位错模型中的正值点位置，坐标为：（161.30 °E, 49.10 °N）；(b)图为位错模型中的负值点位置，坐标为（154.90 °E, 52.50 °N）

Figure 5-14 Time series of gravity changes at the Kamchatka epicenter after removing hydrological effects. (a) The location of the positive extremum in the dislocation model, with coordinates (161.30 °E, 49.10 °N); (b) The location of the negative extremum in the dislocation model, with coordinates (154.90°E, 52.50°N)

5.3.4 模型与观测结果对比分析

为进一步揭示堪察加地震引起的重力变化空间分布特征，基于上述时间序列分析，采用叠积法（stacking method）提取同震重力信号。具体而言，以地震发

震时刻（2025 年 7 月）为界，分别取震前 8 个月（2024 年 11 月至 2025 年 6 月）与震后 8 个月（2025 年 7 月至 2026 年 2 月）的 GRACE-FO 月重力场数据进行平均，通过震后与震前的差值获取同震重力变化空间分布。为定量评估水文效应对同震信号提取的影响，分别绘制了 GRACE-FO 原始同震信号、扣除 GLDAS 水文模型后的同震信号，以及二者差异（即水文信号影响）三个分布图，结果如图 5-15 所示。

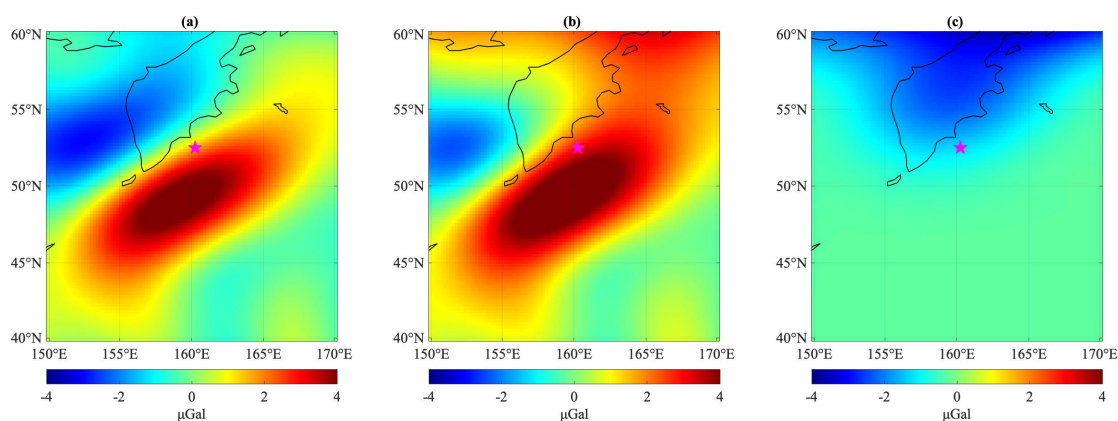


图 5-15 Kamchatka Mw8.8 同震重力变化分布。其中图(a)为 GRACE-FO 原始同震信号(300 km 高斯滤波)；图(b)为扣除 GLDAS 水文后同震信号(300 km 高斯滤波)；图(c)为水文信号影响，也即(a)-(b)的结果

Figure 5-15 Distribution of co-seismic gravity changes for the Kamchatka Mw 8.8 earthquake. (a) Raw co-seismic signals from GRACE-FO (300 km Gaussian filtering); (b) Co-seismic signals after removing GLDAS hydrological effects (300 km Gaussian filtering); (c) Hydrological signal influence, representing the difference between (a) and (b)

图 5-15 展示了堪察加 Mw 8.8 地震同震重力变化的空间分布特征。其中图 5-15(a)为 GRACE-FO 原始数据提取的同震信号，在震中东南侧（约 160~165 °E, 45~50 °N）呈现显著正异常，幅值达 4.51 μGal ；西北侧为负异常区，最小值约 -3.00 μGal ，整体呈现东南正、西北负的偶极分布特征，与地震位错模型预期的重力变化格局基本吻合。图 5-15(b)为扣除 GLDAS 水文模型后的同震信号，空间分布形态与图 5-15(a)高度一致，正异常幅值略增至 4.94 μGal ，负异常绝对值减小至 -2.39 μGal ，表明原始信号中水文效应主要对负异常区有一定压制作用。图 5-15(c)为水文信号影响（即图 5-15(a)与图 5-15(b)之差），幅值范围为 -3.64 ~ -0.25 μGal ，整体呈负值分布，说明 GLDAS 水文信号在该区域表现为正异常贡献，扣除后使得同震正异常更为凸显。值得注意的是，水文影响在空间上分布较为均匀，未在震中附近形成局部扰动，进一步证实了堪察加半岛在该时段内水文质量变化对同震重力信号的空间分布格局干扰较弱，采用叠积法提取的同震重力信号主要反映了构造变形引起的重力效应，结果可靠。

研究可得理论模型与卫星观测在整体分布特征上具有较好一致性,但局部幅度仍存在偏差。首先,USGS 有限断层滑动模型基于远震波形同震反演,对海底断层滑动分布的约束相对较弱,滑动量及破裂扩展模式的不确定性将直接影响正演结果。其次,CRUST1.0 模型在堪察加俯冲带的空间分辨率有限,地壳分层结构的简化处理难以完全反映实际介质属性的横向变化。此外,自由空气改正与海水补偿效应按简化模型计算,实际海底地形及海水层密度的复杂性也可能引入系统偏差。

5.4 本章小结

本章旨在利用 CSR 发布的 GRACE-FO RL06 月重力场模型(辅以 300 km 高斯滤波和时间序列拟合法)评估其对~ Mw 8.0 地震效应的检测能力。研究结果显示,GRACE-FO 重力卫星可以捕捉到 2019 年秘鲁 Mw 8.0 地震的同震重力变化信号,但观测噪声以及其他效应的影响同时较为显著;对于 2021 年阿拉斯加 Mw 8.2 地震,由于其在几百公里空间尺度下,同震重力变化信号相对较弱,GRACE-FO 重力卫星检测其信号则面临挑战。而 2025 年堪察加地震作为 GRACE-FO 运行期间 Mw8.8 级浅源俯冲带地震案例,补充了卫星重力监测特大地震效应的实证样本,表明对于震级足够大、震源足够浅的构造事件,GRACE-FO 可以清晰捕捉到其同震重力变化信号。

第6章 结论与展望

6.1 研究结论

本文围绕卫星时变重力观测对地震同震变化信号的检测能力分析问题,阐述数据预处理、误差量化评估、地震模型正演以及信号提取分析等相关环节。基于 GRACE 及其后继任务 GRACE-FO 的长时序重力场模型,结合分层弹性位错模型,对 GRACE-FO 任务期间的几个大地震开展了同震变化信号检测与灵敏度分析。主要工作和结论如下:

本文概述了从卫星重力观测中检测大地震同震变化信号的一般方法。文章系统梳理了 GRACE 及 GRACE-FO 数据的预处理流程,阐述了高斯平滑滤波与时间序列拟合提取同震重力变化信号的方法。同时,介绍了半空间分层地震位错模型(PSGRN/PSCMP)的计算过程,并阐述了正演结果应用于卫星重力观测验证时所需的自由空气改正与海水补偿效应改正流程。

利用模拟实验分析了现有卫星重力观测对于 2023 年土耳其大地震(Mw 7.8)同等重力变化信号水平的陆地地震效应的检测能力。结果表明,对于矩震级 Mw8.0 左右的陆地走滑型地震,现有重力卫星对其同震重力变化信号的检测,主要面临观测噪声影响和陆地水文效应干扰两方面的挑战。2023 年土耳其地震级别的同震重力变化信号($\sim 0.1 \mu\text{Gal}$, 在当前的 GRACE-FO 空间分辨率下),易被目前的卫星重力观测噪声和陆地水变化效应淹没。利用重力卫星检测该级别($\sim \text{Mw}8.0$)的陆地地震信号,须将观测噪声降低为现有水平的一半以下,同时将目前可用全球陆地水模型的精度提升至 10 倍或更高。

基于 GRACE-FO 月重力场数据,本文对其任务期间三个典型地震事件开展了同震信号检测实例研究。结果表明,对于 2019 年秘鲁 Mw8.0 中深源地震,虽然受到复杂水文背景影响,但 GRACE-FO 观测中仍可分辨出同震重力变化信号,其在震中区域附近其负重力变化极值可达 $1 \sim 2 \mu\text{Gal}$,证实 GRACE-FO 卫星对同震变化信号具有可观的检测能力。然而,由于噪声和其他效应干扰,可检测到的具体信号幅值难以可靠确定。对于 2021 年阿拉斯加 Mw 8.2 级浅源逆冲地震,地震模型正演显示其信号幅度在现有卫星重力空间分辨率下达到 $\sim \pm 0.6 \mu\text{Gal}$ 水平,目前 GRACE-FO 难以有效提取出其同震重力变化信号,主要原因在于受观测噪声及其他效应的影响。对于 2025 年堪察加 Mw 8.8 级地震,GRACE-FO 可以清晰提取出其同震重力变化信号,在震中区域附近重力变化范围为 $-3.00 \sim +4.51 \mu\text{Gal}$ 。三个实例分析表明 GRACE-FO 重力卫星在不同地震事件中的检测能力存在差异,与观测噪声、其他环境效应影响及发震类型等多种因

素有关。

6.2 特色与创新之处

本文结合地震位错模型正演结果，基于不同信噪比设定情景下的模拟实验，对卫星重力观测检测同震变化信号的灵敏度阈值进行了分析，对现有卫星重力观测的地震同震变化信号的检测能力给出了量化的评估结果，同时对影响同震变化信号检测的因素进行了定量分析。在此基础上，利用 GRACE-FO 卫星重力实际月重力场模型数据，结合其任务期间的两个大地震效应检测的实际案例，分析对目前卫星重力观测的同震重力变化信号检测能力做了具体的定量分析和验证。

6.3 展望

尽管本文在卫星重力同震信号检测理论与方法上取得了一定进展，但受限于数据时空分辨率、模型假设简化及外部环境干扰等因素，研究仍存在若干局限性。首先，在信号分离方面，内陆地震检测易受季节性水文变化及极端气候事件干扰，现有全球水文模型在局部区域的精度不足以完全剥离非震信号，导致信噪比偏低；同时，本文采用的叠积法虽能有效提取阶跃信号，但其平均场差分机制无法区分瞬时同震变化与震后粘弹性弛豫过程，且易受时间窗口内线性趋势项混入的影响，难以捕捉深源地震因深度衰减而表现出的微弱长波长特征。其次，模型精度方面，基于 PSGRN/PSCMP 的一维分层介质假设忽略了地壳上地幔的横向非均匀性，可能在震源近场引入理论偏差。最后，时间分辨率方面，GRACE/GRACE-FO 的月尺度数据限制了对震后早期快速弛豫过程的捕捉，导致同震与震后信号在参数反演中存在较强相关性，可能引起同震振幅估计的系统性误差。

针对上述问题，未来研究应致力于多源数据融合与理论模型优化。在信号处理上，构建多源水文数据同化框架，融合地面监测井及 InSAR 形变信息，并探索机器学习算法以识别非线性水文噪声，提升内陆中强地震检测灵敏度。在模型构建上，引入三维粘弹性有限元模型，结合地震层析成像提供的三维速度-密度结构，以提高理论值与观测值的拟合程度及震源参数反演精度。在数据源拓展上，结合高频 GNSS 数据约束震后弛豫时间常数，或利用贝叶斯反演引入先验信息实现信号最优分离；同时，关注 SWARM 卫星及下一代重力场测量 (NGGM) 任务，利用其亚微米级测距精度将地震检测阈值进一步降低至 M_w 7.8 甚至更低。综上所述，随着观测精度提升与多学科交叉融合，卫星时变重力场有望在揭示地球内部动力学过程及地震灾害风险评估中发挥更关键作用。

参考文献

- [1] Tapley, B. D., Watkins, M. M., Flechtner, F., et al., Contributions of GRACE to understanding climate change. *Nat. Clim. Chang.* 9, 358–369 (2019).
- [2] Panet, I., Narteau, C., Lemoine, J.-M., et al., Detecting preseismic signals in GRACE gravity solutions: Application to the 2011 Tohoku Mw 9.0 earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, e2022JB024542 (2022).
- [3] Cambiotti, G., Bordononi, A., Sabadini, R., et al., GRACE gravity data help constraining seismic models of the 2004 Sumatran earthquake. *J. Geophys. Res.*, 116, B10403 (2011).
- [4] Imanishi, Y., Sato, T., Higashi, T., et al., A Network of Superconducting Gravimeters Detects Submicrogal Coseismic Gravity Changes. *Science*, 306, 476–478 (2004).
- [5] Chao, B. F., Liao, J. R., Gravity Changes Due to Large Earthquakes Detected in GRACE Satellite Data via Empirical Orthogonal Function Analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(3) (2019).
- [6] Cambiotti, G., Douch, K., Cesare, S., et al., On Earthquake Detectability by the Next-Generation Gravity Mission. *Surv Geophys*, 41, 1049–1074 (2020).
- [7] Sun, Y., Riva, R. E. M., A global semi-empirical glacial isostatic adjustment (GIA) model based on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Earth Syst. Dynam.*, 11, 129–137 (2020).
- [8] Kaban, M. K., Schwintzer, P., Oceanic upper mantle structure from experimental scaling of VS and density at different depths. *Geophysical Journal International*, 147(1), 199–214 (2001).
- [9] Sun, W., Okubo, S., 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, B04405 (2004).
- [10] Han, S. C., Shum, C. K., Bevis, M., et al., Crustal Dilatation Observed by GRACE After the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, 313 (5787), 658–662 (2006).
- [11] Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D., et al., GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake. *Geophysical Research Letter*, 34, L13302 (2007).

- [12] de Viron, O., Panet, I., Mikhailov, V., et al., Retrieving earthquake signature in grace gravity solutions. *Geophysical Journal International*, 174, 14–20 (2008).
- [13] Han, S. C., Sauber, J., Broerse, T., et al., GRACE and GRACE Follow-on gravity observations of intermediate-depth earthquakes contrasted with those of shallow events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 129, e2023JB028362. (2024).
- [14] Fu, G., Sun, W., Effects of Earth's Lateral Inhomogeneous Structures on Coseismic Gravity Changes. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1343–1368 (2009).
- [15] Tang H., Sun W. K., Theories and applications of earthquake-induced gravity variation: Advances and perspectives[J]. *Earthquake Science*, 36(5), 376–415 (2023).
- [16] Han, S. C., Sauber, J., Riva, R., et al., Contribution of satellite gravimetry to understanding seismic source processes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38, L24312 (2011).
- [17] Matsuo, K., Heki, K., Co-seismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry. *Geophysical Research Letters*, 38(7), L00G12 (2011).
- [18] Han, S. C., Sauber, J., Luthcke, S., Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophysical Research Letters*, 37, L23307 (2010).
- [19] Heki, K., Matsuo, K., Co-seismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry. *Geophysical Research Letters*, 37(24), L24306 (2010).
- [20] Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., et al., The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), L09607 (2004).
- [21] Case, K., Kruizinga, G., Wu, S., GRACE Level 1B Data Product User Handbook. GRACE 327-734. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory (2010).
- [22] Tapley, B. D., Watkins, M. M., Flechtner, F., et al., Contributions of GRACE to understanding climate change. *Nature Climate Change*, 9, 358–369 (2019).
- [23] Landerer, F. W., Flechtner, F. M., Save, H., et al., Extending the global mass change data record: GRACE Follow-On instrument and science data performance. *Geophysical Research Letters*, 47(12), e2020GL088303 (2020).
- [24] Loomis, J. D., Rachlin, E., Wiese, D. N., et al., Replacing GRACE/GRACE-FO

- C30 with Satellite Laser Ranging C30. *Geophysical Research Letters*, 47(2), e2019GL085488 (2020).
- [25] Zhong, Y. L., Feng, W., Zhong, M., et al., Dataset of reconstructed terrestrial water storage in China based on precipitation (2002-2019) [DS]. National Tibetan Plateau Data Center, (2020).
- [26] Wang F., Shen Y., Chen T., et al., Improved multi-channel singular spectrum analysis for post-processing GRACE monthly gravity field models. *Geophysical Journal International*, 223, 825–839 (2020).
- [27] Zhang, B., Yao, Y., He, Y., Bridging the data gap between GRACE and GRACE-FO using artificial neural network in Greenland. *Journal of Hydrology*, 608, 127614 (2022).
- [28] Wahr, J., Molenaar, M., Bryan, F., Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J Geophys. Res. Solid Earth*, 103(B12), 30205–30229 (1998).
- [29] Chambers, D. P., Wahr, J., Nerem, R. S., Evaluation of the global mass from GRACE time-variable gravity measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8), B08416 (2006).
- [30] Swenson, S., J. Wahr., Post-processing removal of correlated errors in GRACE data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08402 (2006).
- [31] Duan, X. J., Guo, J. Y., Shum, C. K., Van der Wal, W., On the postprocessing removal of correlated errors in GRACE temporal gravity field solutions. *Journal of Geodesy*, 83(11), 1095–1106 (2009).
- [32] 郭飞霄, 孙中苗, 任飞龙, 等. GRACE 时变重力场各向异性高斯组合滤波方法[J]. *测绘学报*, 48(07): 898–907 (2019).
- [33] 李圳. GRACE 重力卫星数据处理与地震同震效应研究[D]. 武汉: 武汉大学, 2017.
- [34] Wang, X., Luo, Z., Zhong, B., et al., Separation and recovery of geophysical signals based on the Kalman filter with GRACE gravity data. *Remote Sensing*, 11, 393 (2019).
- [35] Feng, Y., Yu, Y., Zhang, S., et al., Suppressing stripe noise in GRACE/GFO level-2 products with dual low-pass filtering. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 59, 405–425 (2024).
- [36] C. De Linage, L. Rivera, J. Hinderer, et al., 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*, 2009, 176, 695–714
- [37] Han, S. C., Simons, F. J., Spatospectral localization of global geopotential fields from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) reveals the coseismic gravity change owing to the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113, B01405 (2008).
- [38] Han, S. C., Sauber, J., Luthcke, S. B., et al., Implications of postseismic gravity change following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake from the regional harmonic analysis of GRACE intersatellite tracking data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113, B11413 (2008).
- [39] Wang, L., Shum, C. K., Simons, F. J., et al., Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile, earthquake quantified by the inversion of GRACE observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 335-336, 167–179.
- [40] Panet, I., Mikhailov, V., Diament, M., et al., Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophysical Journal International*, 171, 177–190 (2007).
- [41] 邹正波, 李辉, 康开轩, 等. 汶川地震与卫星重力变化[J]. *大地测量与地球动力学*, 33(S1): 5–7 (2013).
- [42] Wahr, J., Swenson, S., Velicogna, I., Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33, L06401 (2006).
- [43] Steketee, J. A., On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2), 192–205 (1958).
- [44] Wang, R., Lorenzo-Martín, F., Roth, F., 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 (2006).
- [45] Sun, W., Okubo, S., Fu, G., et al., 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, 817–833 (2009).
- [46] Okubo, S., Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5), 7137–7144 (1992).
- [47] Broerse, T., Riva, R., Vermeersen, B., Ocean contribution to seismic gravity changes: the sea level equation for seismic perturbations revisited. *Geophysical*

- Journal International, 199(1), 1094–1109 (2014).
- [48] F. Diao, R. Wang, X. Xiong, C. Liu., Overlapped postseismic deformation caused by afterslip and viscoelastic relaxation following the 2015 Mw 7.8 Gorkha (Nepal) earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2020JB020378 (2021).
- [49] 李水平, 王琪, 陈刚, 等. 尼泊尔 Mw 7.9 级地震同震垂直位移与断层运动模型[J]. *武汉大学学报 (信息科学版)*, 42(10): 1489–1496 (2017).
- [50] Wang, H., Song, D. M., Shan, X. J., et al., A method for extracting the preseismic gravity anomalies over the Tibetan Plateau based on the maximum shear strain using GRACE data. *Earth Planet. Phys.*, 8(4), 589–608 (2024).
- [51] Bettadpur, S., CSR Level-2 processing standards document for product release 06. The GRACE Project, Center for Space Research, University of Texas at Austin, 327–742 (2018).
- [52] Laske, G., Masters, G., Ma, Z., et al., CRUST1.0: An updated global model of Earth's crust. *Geophysical Research Abstracts*, 14, EGU2012-3743 (2012).
- [53] Li, J., Chen, J. L., Zhang, Z. Z., Seismologic applications of GRACE time-variable gravity measurements. *Earthquake Science*, 27(2), 229–245 (2014).
- [54] Zhao, X., Zhou, X., Evaluating the Bouguer layer approximation method in modelling ocean effects on gravity changes induced by earthquakes. *Geophysical Journal International*, 240(3), 1523–1537 (2025).
- [55] Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., et al., The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381–394 (2004).
- [56] Lu, Y., Li, Z., Chen, Q., et al., Comparative analysis of recent hydrological models and an attempt to generate new combined products for monitoring terrestrial water storage change. *Geodesy and Geodynamics*, 15(6), 616–626 (2024).
- [57] Liu, C., Lay, T., Xiong, X., The 29 July 2021 Mw 8.2 Chignik, Alaska Peninsula earthquake rupture inferred from seismic and geodetic observations: Re-rupture of the western 2/3 of the 1938 rupture zone. *Geophysical Research Letters*, 49(4), e2021GL096004 (2022).
- [58] Gordeev E. I., Fedotov S. A., Chebrov V. N. Detailed seismological investigations in Kamchatka during the 1961 – 2011 period: Main results. *Journal of Volcanology and Seismology*, 7(1): 1-15 (2013).
- [59] Han S. C., Shum C. K., Jekeli C., et al., Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement. *Geophysical Journal*

- International, 163, 18–25 (2005).
- [60] Zhang, Z. Z., Chao, B. F., Lu, Y., et al., An effective filtering for grace time-variable gravity: Fan filter. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36, L17311 (2009).

附录 非各向同性滤波

各向同性滤波（如标准高斯滤波）在所有方向上施加相同的平滑权重，其滤波半径固定，计算简便且物理意义明确，适用于大尺度质量迁移信号的提取；而非各向同性滤波则允许在不同方向或空间位置上调整平滑强度，理论上能更好地适应信号的几何特征，但参数设定更为复杂且易受主观因素影响。

尽管各向同性高斯滤波应用广泛，但其假设误差在所有方向上均匀分布，这与 GRACE 数据的实际误差特性不符。Han 等人指出，时变重力场模型的误差不仅随阶数 l 变化，同时也强烈依赖于次数 m 。由于卫星轨道的近极轨特性，东西方向的采样率远高于南北方向，导致误差在南北方向上表现为明显的条带状[59]。因此，在设计权因子时引入次数 m 的影响，构建东西与南北方向分辨率不一致的非各向同性滤波（Anisotropic Filtering）显得尤为必要。其定权公式通常表示为：

$$W_{\{lm\}} = \exp \left[-\frac{l(l+1)r_0^2 + m^2(r_1^2 - r_0^2)}{2R^2} \right] \quad (\text{A-1})$$

其中， r_0 和 r_1 分别对应 $m = 0$ （经向）和 $m = m_{\max}$ （纬向）时的等效平均半径。通过调整 r_0 与 r_1 的比值，可以灵活控制滤波在南北和东西方向上的平滑程度，从而更针对性地压制南北条带噪声。

在此基础上，Zhang 等人进一步简化并设计了扇形滤波（Sectorial Filtering）方法[60]。该方法将阶次权因子的比率固定简化为 $\sqrt{2}$ ，即设定东西方向的平滑尺度为南北方向的 $\sqrt{2}$ 倍。其物理原理在于：GRACE 卫星沿南北方向飞行，对南北方向的重力变化敏感度高、分辨率好，而对东西方向的变化敏感度较低，误差主要表现为沿轨道方向的相干噪声。通过增强东西方向的平滑力度（即增大东西方向的有效滤波半径），可以在不显著损失南北方向高分辨率信号的前提下，更有效地切断南北向的条带噪声关联。这种非各向同性处理更符合 GRACE 观测几何特征，能在同等噪声抑制水平下，比各向同性滤波保留更多的有效信号能量，特别是在处理具有明显方向性特征的地震同震变化信号时，具有潜在的优势。然而，考虑到非各向同性滤波参数选择的复杂性及其可能引入的方向性偏差，为确保本研究结果的稳健性与可解释性，后续分析仍将以经典的各向同性高斯滤波为主，但在讨论部分将考虑非各向同性特性的影响。

致 谢

行文至此，落笔为终，心中感慨万千。回首求学之路，幸得良师益友相伴，温暖与力量常在。

首先，我要向我的导师李进研究员致以最崇高的敬意与感谢。从选题的斟酌到论文的定稿，每一个环节都凝聚着您的心血。您严谨治学的态度、渊博深厚的学识以及循循善诱的教导，不仅指引我完成了学业，更教会了我为人处世的道理，令我终身受益。

感谢我的联合指导老师宋叶志老师，以及陈剑利老师。宋老师的悉心指导与陈老师的宝贵建议，为我的研究工作提供了重要的思路与帮助。特别感谢马金老师和储怡老师，在我求学和生活中遇到困惑与困难时，是你们耐心开导、无私帮助，为我拨开迷雾，让我能够轻装前行。同时，也要感谢李婧师姐、罗鹏师兄、吴庆丰师兄及课题组的小伙伴们，是你们在学业上毫无保留的教导与学术思维上的启发，陪我度过了无数个攻坚克难的时刻，让这段科研旅程不再孤单。

感谢我的家人，你们的爱与包容始终是最坚强的后盾。你们无条件的理解与支持，给予了我勇气与动力，让我能够心无旁骛地追逐梦想，在风雨中也能坚定前行。也要感谢我的挚友们，难忘在我学术瓶颈时，你们帮我寻找资料、网上讲解习题的耐心；难忘在我崩溃焦虑时，你们温柔的安慰与开解；难忘每一次汇报答辩前，你们听我演练、帮我打磨细节的专注；更难忘你们在简历修改上给出的中肯建议。那些共同成长的回忆与跨越时光距离的牵挂，是我人生中不可或缺的温暖底色，如同夜空中最亮的星，照亮了我前行的路，让我在迷茫时有了方向，在疲惫时有了力量。

感谢同窗好友李昕、张芸珂，还有我的室友闫星辰、吴岚，感谢你们的陪伴与互助，那些相互鼓励的温暖瞬间，都将成为我青春里最珍贵的注脚。感谢学院提供的优越平台，让我得以在知识的海洋中遨游。

最后，向参与论文评审和答辩的各位专家致以诚挚的谢意。求学之路虽暂告段落，但学无止境。未来，我将带着这份感激与期许，砥砺前行，不负韶华。

2026年5月

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与其他相关学术成果

作者简历:

2019年9月——2023年6月,在河南大学数学与统计学院获得学士学位。

2023年9月——2026年6月,在中国科学院大学上海天文台获得硕士学位。

已发表(或正式接受)的学术论文:

- [1] Chi Zhao, Jin Li, Yezhi Song, Jing Li, Jianli Chen. Analysis on the Feasibility of Satellite Gravity Detection for Coseismic Gravity Change Signals of the 2023 Turkey Double Earthquakes. *Geodesy and Geodynamics* (In press, May 2026).
- [2] 赵焯, 李婧, 李进, 张坤, 吴瑕玉. 2025年堪察加半岛 Mw8.8地震重力变化效应的卫星重力检测. *大地测量与地球动力学* (已接受发表, 2026年5月).
- [3] Jing Li, Jin Li, Jianli Chen, Chi Zhao. Co-seismic gravity changes of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from different releases of GRACE monthly solutions. *Geodesy and Geodynamics*, 2025, ISSN 1674-9847. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2025.07.005> [EI].

已做的学术会议报告:

- [1] 赵焯, 李进, 宋叶志, 李婧, Jianli Chen. 卫星重力检测 2023年土耳其双震同震重力变化信号的可行性分析. 第12届中国地球科学联合学术年会, 第71专题-地球大地测量学, 2025年10月18-22日, 成都.(口头报告).
- [2] 李进, 赵焯, 张坤, 邹芳, Jianli Chen. 利用空间域叠积方法提高卫星重力检测同震变化信号的灵敏度. 第12届中国地球科学联合学术年会, 第71专题-地球大地测量学, 2025年10月18-22日, 成都.
- [3] 李进, 张坤, 赵焯, 吴瑕玉, 邹芳, Jianli Chen. 一种提高卫星重力同震信号检测灵敏度的空域叠积方法——以2025年堪察加半岛 Mw8.8地震为例. 第6届中国大地测量和地球物理学学术大会, IAG-G02专题-重力场与垂直基准, 2026年1月23-26日, 上海.

参加的研究项目及获奖情况:

- [1] 国家自然科学基金重点项目, 地月和行星表面及地球深部 LLVP 密度分布的重力多极反演研究(项目批准号: 42530114)