

高春春, 陆洋, 史红岭等. 2019. 基于 GRACE RL06 数据监测和分析南极冰盖 27 个流域质量变化. 地球物理学报, 62(3): 864-882, doi:10. 6038/cjg2019M0586.

Gao C C, Lu Y, Shi H L, et al. 2019. Detection and analysis of ice sheet mass changes over 27 Antarctic drainage systems from GRACE RL06 data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 62(3): 864-882, doi:10. 6038/cjg2019M0586.

基于 GRACE RL06 数据监测和分析南极冰盖 27 个流域质量变化

高春春^{1,2}, 陆洋^{3,4*}, 史红岭³, 张子占³, 徐长仪^{2,5}, 谭冰¹

1 南阳师范学院, 河南南阳 473061

2 “中央”研究院地球科学研究所, 中国台北 11529

3 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077

4 中国科学院大学, 北京 100049

5 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

摘要 本文基于 CSR 最新公布的 GRACE RL06 版本数据, 采用 Slepian 空域反演法估算了南极冰盖 27 个流域的质量变化. Slepian 空域反演法结合了 Slepian 空间谱集中法和空域反演法的技术优势, 能够有效降低 GRACE 在小区域反演时信号出现的严重泄漏和衰减, 进而精确获得南极冰盖在每个流域的质量变化. 相对于 GRACE RL05 版本数据, RL06 在条带误差的控制上要更加优化, 获得的南极冰盖质量变化时间序列也更加平滑, 但在趋势估算上差别并不明显(小于 10 Gt/a). 本文的估算结果显示: 在 2002 年 4 月至 2016 年 8 月期间, 整个南极冰盖质量变化速率为 -118.6 ± 16.3 Gt/a, 其中西南极为 -142.4 ± 10.5 Gt/a, 南极半岛为 -29.2 ± 2.1 Gt/a, 东南极则为 52.9 ± 8.6 Gt/a. 南极冰盖损失最大的区域集中在西南极 Amundsen Sea Embayment (流域 20-23), 该地区质量变化速率为 -203.5 ± 4.1 Gt/a, 其次为南极半岛(流域 24-27)以及东南极 Victoria-Wilkes Land (流域 13-15), 质量变化速率分别为 -29.2 ± 2.1 Gt/a 和 -19.0 ± 4.7 Gt/a, 其中 Amundsen Sea Embayment 和南极半岛南部两个地区的冰排放呈现加速状态. 南极冰盖质量显著增加的区域主要有西南极的 Ellsworth Land (流域 1) 和 Siple Coast (流域 18 和 19) 以及东南极的 Coats-Queen Maud-Enderby Land (流域 3-8), 三个地区质量变化速率分别为 17.2 ± 2.4 Gt/a、 43.9 ± 1.9 Gt/a 和 62.7 ± 3.8 Gt/a, 质量增加大多来自降雪累积, 比如: Coats-Queen Maud-Enderby Land 在 2009 年和 2011 年发生的大规模降雪事件, 但也有来自冰川的增厚, 如: Siple Coast 地区 Kamb 冰流的持续加厚. 此外, 对 GRACE 估算的南极冰盖质量变化年际信号进行初步分析发现, GRACE 年际信号与气候模型估算的冰盖表面质量平衡年际信号存在显著的线性相关关系, 但与主要影响南极气候年际变化的气候事件之间却不在线性相关关系, 这说明南极冰盖质量变化的年际信号主要受冰盖表面质量平衡的支配, 而气候事件对冰盖表面质量平衡的影响可能是复杂的非线性耦合过程.

关键词 南极冰盖; 质量平衡; GRACE; 流域; 年际变化

doi:10. 6038/cjg2019M0586

中图分类号 P312

收稿日期 2018-10-09, 2019-01-06 收修定稿

基金项目 国家自然科学基金(41604009, 41674085, 41876219)、国家重大科学研究计划(2012CB957703)和南阳师范学院高层次人才科研启动费(ZX2017022)联合资助.

第一作者简介 高春春, 男, 1987 年生, 讲师, 主要从事空间大地测量技术及其在极地冰盖监测中的应用等研究. E-mail: gaoccc@nynu.edu.cn

*** 通讯作者** 陆洋, 男, 1959 年生, 研究员, 主要从事地球重力场精化、卫星测高及极地冰盖监测等研究. E-mail: luyang@whigg.ac.cn

Detection and analysis of ice sheet mass changes over 27 Antarctic drainage systems from GRACE RL06 data

GAO ChunChun^{1,2}, LU Yang^{3,4*}, SHI HongLing³, ZHANG ZiZhan³, XU ChangYi^{2,5}, TAN Bing¹

1 *Nanyang Normal University, Nanyang Henan 473061, China*

2 *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei 11529, China*

3 *State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China*

4 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

5 *Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

Abstract Based on the recently published GRACE data of Release 6 (RL06) from the Center for Space Research (CSR), we estimate the ice mass changes over 27 Antarctic drainage systems using a new method of Slepian space domain inverse (SSDIM), which is developed by combining the Slepian spatio-spectral concentration method (SSCM) and the space domain inverse method (SDIM). The main advantage of SSDIM is to reduce the deviations of signal leakage and attenuation due to the coarse spatial resolution of GRACE, and therefore it is helpful to obtain both spatial and temporal mass changes for all Antarctic drainage systems with high accuracy. The errors of typical north-south oriented stripes from RL06 are significantly reduced when compared to that from the Release 5 (RL05) products, which makes the related time series of mass changes from RL06 more smooth than that from RL05. However, both of their trends are not much difference (less than 10 Gt/a). The results from this study indicate that, over the period April 2002 to August 2016, the trend of mass change in entire Antarctic ice sheet is -118.6 ± 16.3 Gt/a, of which West Antarctica is -142.4 ± 10.5 Gt/a, the Antarctic Peninsula is -29.2 ± 2.1 Gt/a, and East Antarctica is 52.9 ± 8.6 Gt/a. The ice mass loss is mostly concentrated in Amundsen Sea Embayment (ASE; basins 20–23) of West Antarctica at a rate of -203.5 ± 4.1 Gt/a, while elsewhere in the Antarctic Peninsula (basins 24–27) and Victoria-Wilkes Land (VWL; basins 13–15) of East Antarctica we find much smaller magnitudes of -29.2 ± 2.1 Gt/a, and -19.0 ± 4.7 Gt/a. Our results imply an increasing rate of ice discharge among outlet glaciers or ice streams in ASE and the Southern Antarctic Peninsula (SAP; basins 24 and 27). Outside above-mentioned areas we find three distinct patterns: Ellsworth Land (EL; basin 1) and Siple Coast (SC; basins 18 and 19) of West Antarctica and Coats-Queen Maud-Enderby Land (CQMEL; basins 3–8) of East Antarctica exhibit significant mass gains with trends of 17.2 ± 2.4 Gt/a, 43.9 ± 1.9 Gt/a, and 62.7 ± 3.8 Gt/a. The mass gains in these regions are primarily driven by positive surface mass balance (SMB) anomalies, e. g., massive snowing over CQMEL occurred in 2009 and 2011, however, the Kamb Ice Stream that located on SC, with one exception, shows a positive ice mass balance due to ice dynamic thickening. In addition, a preliminary analysis shows the interannual mass change of Antarctic ice sheet from GRACE data compares very well with that from surface mass balance (SMB) driven by the regional atmospheric climate model RACMO2.3, which illustrates interannual ice sheet mass variations observed by GRACE are largely explained by SMB variations. However, the interannual mass changes are not linearly related to the indices of El Niño/Southern Oscillation (ENSO), Southern Annular Mode (SAM), and Amundsen Sea Low (ASL) that are major climate drivers of interannual changes in Antarctica, likely meaning that the impact of climate events on interannual SMB variations is complicated, nonlinear and coupled.

Keywords Antarctic ice sheet; Mass balance; GRACE; Drainage system; Interannual change

0 引言

南极冰盖作为地球上最大的冰体,冰盖面积大约为 1380 万平方公里,平均厚度约达 2000 m,储存的冰量可达 2700 万立方米(Fretwell et al., 2013),其质量平衡的微小变化就会对全球水循环和大气热动力循环造成很大的影响(丁明虎, 2013). 南极冰盖对气候变化的反应十分敏感(Cook et al., 2013),是未来海平面上升的主要贡献之一(Ritz et al., 2015; Cazenave et al., 2018). 在全球变暖背景下,南极冰盖的规模可能会持续减小,尤其是南极冰架频繁出现的崩解事件(如:1988 年 Wordie 冰架、1995 年 Larsen A 冰架、2002 年 Larsen B 冰架、2008 年 Wilkins 冰架和 2017 年 Larsen C 冰架),已经引发人们对冰盖稳定性的广泛讨论和担忧(如:Joughin and Alley, 2011).

冰盖物质平衡状态是研究冰盖稳定性的重要技术指标和参考,精确估算南极冰盖质量平衡,探讨其时空分布特征,研究其与气候变化的规律,可以为冰盖稳定性、全球海平面上升和气候变化的预测提供重要的科学信息. 然而,南极冰盖地处偏远且地域广袤,探测其质量平衡状态并不容易,目前能够估算南极冰盖质量变化的方法主要有三种:输入输出法(如:Rignot et al., 2008; Gardner et al., 2013)、测高法(如:Wingham et al., 1998; Gunter et al., 2009; 史红岭等, 2011; Zwally et al., 2015; 李斐等, 2016)和重力测量法(如:Velicogna and Wahr, 2006; Chen et al., 2009; 鄂栋臣等, 2009; Luthcke et al., 2013; 罗志才等, 2012; King et al., 2012; Harig and Simons, 2015; Mu et al., 2017).

输入输出法也称分量估算法,是通过分别量算冰盖质量的输入通量(主要是降雪形成的表面净积累)和输出通量(主要是冰川或冰流排放造成的冰质量损失)来确定冰盖的质量变化的方法. 其中输入通量的计算是通过估算 SMB(Surface Mass Balance)来获取, SMB 可以通过区域气候模式来确定(Lenaerts et al., 2012),输出通量是通过测量冰川或冰流越过接地线的冰体积来确定,首先利用 InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) 获取冰流的速度(Rignot et al., 2011a)和冰透雷达技术测算冰厚度(Fretwell et al., 2013),然后将速度和厚度结合得到冰流体积(Rignot et al., 2011b). 测高法是通过卫星、飞机等空间飞行器搭

载的雷达或激光测高仪测量冰盖表面高程变化进而转换为冰盖质量变化的方法. 重力测量法也称重力反演法,是通过 GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) 卫星获得的地球重力场时变信号(Tapley et al., 2004)反演冰盖质量变化的方法.

输入输出法的优势在于能够获得冰盖质量变化的分量,但南极冰盖质量输入与输出的量级都非常大,超过 2000 Gt/a,但其估算的不确定性约为本身量级的 10%(Rignot et al., 2011b),而输入与输出之差(即所求的质量变化速率)的量级却很小(约为 100~300 Gt/a),根据误差传播定律可知该方法的估算结果不确定性往往会很大. 测高法的优势在于可以获得高空间分辨率的冰盖高程变化,但测高法获得的冰盖高程变化同时包含了多个分量的共同作用,主要有降雪积累引起的冰盖高程增加、粒雪压实引起的冰盖高程下降、GIA(Glacial Isostatic Adjustment)引起的地壳隆升以及冰川或冰流排放引起的冰盖高程下降(Ligtenberg et al., 2011). 其中,粒雪压实虽然影响冰盖高程变化但不影响冰盖质量变化,而 GIA 是影响地球内部物质的迁移并不影响冰盖质量变化,因此利用测高法估算质量变化时,需要先扣除粒雪压实和 GIA 引起的高程变化. 但粒雪压实和 GIA 的估算目前还依赖于不确定性很大的正向模型(Martín-Español et al., 2016a),这会严重影响测高法的估算精度. 另外,降雪积累与冰排放引起冰盖高程变化的物质(雪与冰)密度差别也很大,这就要求在高程变化转换质量变化时须精确区分降雪与冰排放引起的冰盖高程变化,否则会严重影响测高法的可靠性,但目前还难以实现. 例如:Zwally 等(2005)利用 ERS(European Remote-Sensing)测高卫星获得 1992—2001 年南极冰盖质量变化速率为 -31 ± 12 Gt/a,而 Zwally 等(2015)利用同样的 ERS 卫星数据估算相同时间段(1992—2001 年)的南极冰盖质量变化速率却变为 112 ± 61 Gt/a,两次估算结果差别如此显著,主要原因就在于采用了不同的粒雪压实改正策略.

GRACE 卫星自 2002 年发射以来,已经在两极冰盖质量平衡的监测中发挥了非常重要的作用(The IMBIE Team, 2018),其提供的时变重力场直接反映地表质量的迁移,因此对冰盖质量变化更加敏感. GRACE 卫星目前可以提供超过 15 年的时变重力场数据,另外,随着 GRACE Follow-on 卫星在 2018 年 5 月的成功发射,以及未来 GRACE 相关的卫星重力计划实施(郑伟等, 2010; Wiese et al.,

2012;Zheng et al., 2015;郑伟, 2015),GRACE 预期可提供 20—30 年甚至更长的数据.那么重力测量法不仅可以用来估算冰盖质量变化的趋势以及加速度,而且还可以提供一个独特的视角来研究冰盖质量在年际间甚至十年间的波动,这是 GRACE 在极地冰盖监测中不可替代的优势.但 GRACE 重力测量法也有其局限性:一方面,由于 GRACE 技术特点和条带误差的影响,导致其空间分辨率不足,使 GRACE 获得的冰盖质量变化信号出现严重的泄漏和衰减(Chen et al., 2006);另一方面,GIA 引起的质量变化信号在南极地区很显著,但 GIA 模型在南极的不确定性却很大,这使得 GRACE 在南极的估算结果严重受制于 GIA 的精度(Shepherd et al., 2012).

针对这两个问题,国内外学者已经进行了很多相关的研究,Velicogna and Wahr(2006)最早利用最优平均核函数法来平衡 GRACE 信号的泄漏误差和测量误差,采用尺度因子对 GRACE 信号的衰减进行恢复;King 等(2012)利用 ICESat(Ice, Cloud, and land Elevation Satellite)、气候模型以及冰流数据采用正向模型计算出南极冰盖每个流域的空间脉冲响应,以便模拟出每个流域的信号泄漏和衰减从而进行改正和恢复;Jacob 等(2012)将南极分为多个 Mascon(Mass Concentration)区域,利用频域反演法计算出每个 Mascon 区域的质量变化,以减少信号的泄漏和衰减;Luthcke 等(2013)基于 K 波测距数据直接反演南极 Mascon 区域的质量变化,以便尽可能恢复 GRACE 的空间分辨率;Harig 和 Simons(2015)基于南极 Slepian 空间谱集中法将 GRACE 信号能量集中在南极区域,进而获取南极冰盖质量变化,以提高 GRACE 的空间分辨率;Chen 等(2015)采用空域的正向迭代法恢复西南极泄漏到海洋的信号;Mu 等(2017)利用 Tikhonov 正则化法恢复滤波或平滑技术引起的 GRACE 信号泄漏.针对南极 GIA 问题,Riva 等(2009)利用 5 年的 GRACE 和 ICESat 数据实现了南极 GIA 和冰盖质量变化的分离,使南极 GIA 信号的估算不依赖于不确定性很大的 GIA 模型;Wu 等(2010)采用 GRACE、GPS(Global Positioning System)等多源大地测量数据并联合 GIA 正向模型进行反演,以便精确确定 GIA;Gunter 等(2014)利用 7 年的 GRACE 和 ICESat 数据,改进 Riva 等的方法加入粒雪密实化模型对粒雪压实进行约束,进一步优化南极 GIA 的分离;高春春等(2016)基于 Gunter 等(2014)的方法,增加南

极 GPS 数据作为约束,进一步提升南极 GIA 分离的精度;Martín-Español 等(2016a)利用 2003—2013 年期间的 GRACE、ICESat、Envisat (Environmental Satellite)、Cryosat-2 和 GPS 等数据,采用 Bayesian 统计方法实现 GIA 的分离,获得的南极 GIA 在 GPS 验证中表现良好(Martín-Español et al., 2016b);Sasgen 等(2017)利用 GRACE、ICESat、Envisat 和 GPS 等数据,基于黏弹性响应函数的求解实现 GIA 的分离;Zhang 等(2017)利用 GRACE、ICESat 和 GPS 等数据,基于 Gunter 等(2014)的方法,并修正了冰下湖活动对 ICESat 结果的影响,以提高南极 GIA 的分离精度.

本文利用 CSR(Center for Space Research)最新公布的 GRACE RL06 月重力场模型,联合 Slepian 空间谱集中法(Harig and Simons, 2012)和空域反演法(Yi and Sun, 2014),发展了 Slepian 空域反演法以解决 GRACE 信号在小区域内的信号泄漏和衰减问题,并采用在 GPS 验证中表现良好的南极 GIA 观测解 RATES(Martín-Español et al., 2016a)进行 GIA 改正,以便更加精确的估算南极冰盖 27 个流域(流域分布见图 1)的质量变化,同时又对可能影响估算结果精度的各类误差进行了分析和评估,最后对南极各流域以及比较有代表性地区的冰盖质量变化的时空分布特征、频谱特征以及年际变化规律进行了详细的讨论和分析.

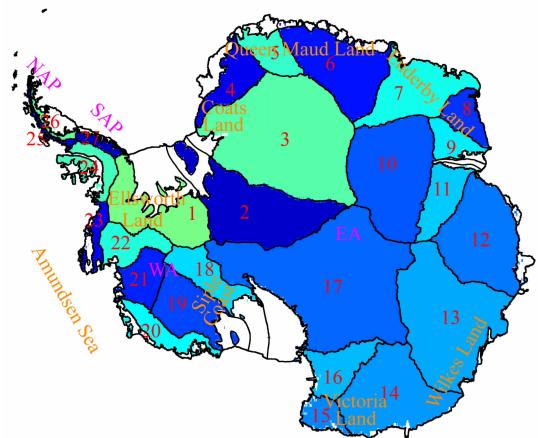


图 1 南极流域分布(Zwally et al., 2012)及本文涉及的地名,南极半岛包含流域 24—27,西南极包含流域 1、18—23,东南极包含流域 2—17

Fig. 1 Antarctic drainage systems (Zwally et al., 2012) and some landmarks mentioned in this manuscript, the Antarctic Peninsula (AP) with basins 24—27, West Antarctica (WA) with basins 1, 18—23, East Antarctica (EA) with basins 2—17

1 数据与方法

1.1 数据

本文采用的 GRACE 数据是 CSR 公布的 2002 年 04 月到 2016 年 8 月期间(共 156 个月)的 RL06 版本 GSM 月重力场模型(Save, 2017),其中 2002-06、2002-07、2003-06、2011-01、2011-06、2012-05、2012-10、2013-03、2013-08、2013-09、2014-02、2014-07、2014-12、2015-06、2015-10、2015-11、2016-04 月份无数据。所有重力场模型球谐系数截断为 60 阶,并扣除了非潮汐大气、高频海洋信号、固体潮和固体极潮等的影响,RL06 版本数据相对于 RL05 版本采用了一些新的背景模型,并改善了处理方法,其条带误差相比 RL05 明显减小(见图 2)。另外,本文也采用了 CSR RL05 版本的 GSM 月重力场模型和 Mascon 解(Save et al., 2016)作为对比和分析。GSM 月重力场模型在应用之前需进行以下预处理:替代 C_{20} (Cheng et al., 2013)、补回一阶项(Swenson et al., 2008)以及扣除平均场。

1.2 Slepian 空间谱集中法(SSCM)

RL06 数据虽然在条带误差的控制上相比 RL05 有所改善,但原始数据中条带误差仍很明显,严重制约冰盖信号的提取和识别,需要对其进行后处理。传统上一般采用去相关滤波(Swenson and Wahr, 2006)和高斯(Wahr et al., 1998)或扇形(Zhang et al., 2009)平滑相结合的方法来抑制条

带,但平滑技术的应用会进一步降低 GRACE 的空间分辨率,从而加大 GRACE 信号的泄漏和衰减,使冰盖质量变化的估算结果出现较大偏差(估算量级显著变小)。本文采用 Slepian 空间谱集中法(Slepian Spatiospectral Concentration Method: SSCM)(Simons et al., 2006)进行冰盖信号的提取和恢复。该方法是基于 Slepian 双正交基函数而构建(Slepian, 1983),将全球正交的 GRACE 重力场球谐系数转换为既在全球正交又在南极区域正交的 Slepian 系数(Simons et al., 2006),这样通过 Slepian 系数求解局部重力场变化,信号经过 Slepian 函数局部化后,能够有效提高区域信号提取的信噪比(Harig and Simons, 2012, 2015)。Slepian 空间谱集中法计算南极地区面密度 $\Delta\sigma(\theta, \lambda, t)$ 的公式为

$$\Delta\sigma(\theta, \lambda, t) = \frac{R_e \rho_e}{3} \sum_{i=1}^N \sum_{n=0}^{n_{\max}} \frac{2n+1}{1+k_n} \sum_{m=-n}^n f_{im}^i G_{nm}(t) f_i(\theta, \lambda), \quad (1)$$

式中 θ 和 λ 为余纬和经度, R_e 和 ρ_e 分别为地球的平均半径和平均密度, N 为 Slepian 基函数的个数, n_{\max} 为 GRACE 球谐系数最大阶, n 和 m 分别为球谐函数的阶和次, k_n 为载荷勒夫数, $G_{nm}(t)$ 是 GRACE 在 t 月重力场的球谐系数, f_{im}^i 为 Slepian 函数在南极地区求解的特征值向量, $f_i(\theta, \lambda)$ 为南极地区的 Slepian 基函数,其求解过程以及相关细节详见高春春(2015)。

图 3 展示了 GRACE RL06 数据采用 Slepian 空间谱集中法(红线)和组合滤波法(Combined Filtering

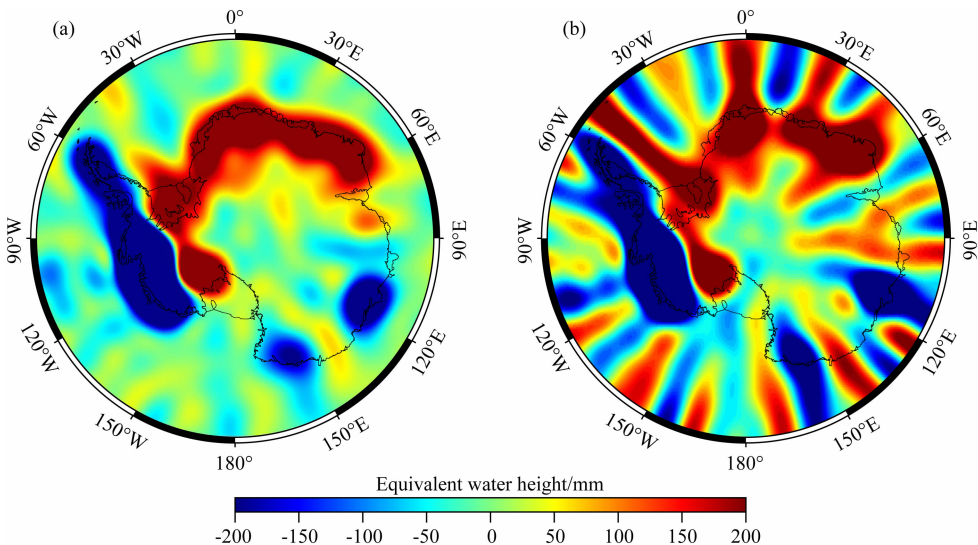


图 2 2016 年 05 月 GRACE 重力场模型在南极地区的质量异常(250 km 高斯平滑)

(a) 采用 CSR RL06 版本数据; (b) 采用 CSR RL05 版本数据。

Fig. 2 The mass anomalies in Antarctica of May 2016 estimated by GRACE gravity fields of (a) RL06 and (b) RL05 solutions from CSR at 250km Gaussian smoothing

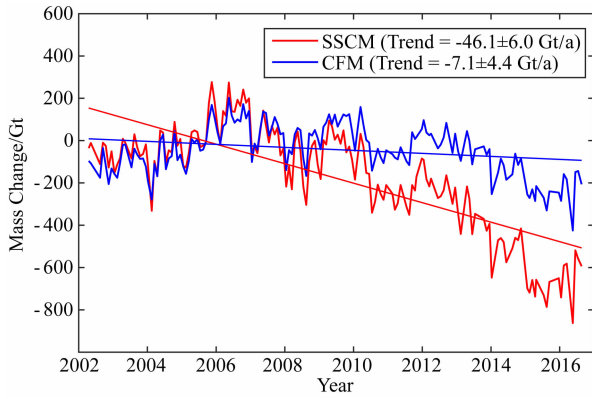


图 3 基于 GRACE RL06 数据采用 Slepian 空间谱集中法(红线)和组合滤波法(蓝线)所估算的南极地区质量变化的时间序列(未扣 GIA)

Fig. 3 The time series of mass change in Antarctica estimated by SSCM (red) and CFM (blue) using GRACE RL06 spherical harmonic solutions, GIA effect is uncorrected

Method; CFM) (蓝线)所估算的南极地区质量变化的时间序列(未扣 GIA). 组合滤波法采用 Swenson 去相关滤波 (Swenson and Wahr, 2006) 和 250 km 高斯平滑 (Wahr et al., 1998) 相结合. 从图 3 可以看出, 组合滤波法的信号振幅和量级相比 Slepian 空间谱集中法明显变小, 两者年趋势相差约 40 Gt/a, 可见组合滤波法的使用在压制条带和高阶噪声的同时不可避免加大了 GRACE 信号的外泄漏和衰减, 而

Slepian 空间谱集中法在避免信号的泄漏和衰减上具有优势, 同时, Slepian 空间谱集中法恢复的时间序列与组合滤波法在形态上很一致, 这证明 Slepian 空间谱集中法在恢复信号的同时并没有很明显的高频噪声混入.

1.3 Slepian 空域反演法 (SSDIM)

即使没有滤波或平滑技术的应用, 由于空间分辨率的局限性, GRACE 信号也会出现泄漏和衰减, 当估算整个冰盖质量变化时, 信号的泄漏主要出现在冰盖与海洋之间, 但当估算冰盖内更小区域或流域的质量变化时, 信号泄漏又包含了冰盖内部区域彼此之间的泄漏. 正向模拟法 (King et al., 2012)、正向迭代恢复法 (Chen et al., 2015)、正则化方法 (Mu et al., 2017)、Mascon 质量集中法 (Luthcke et al., 2013)、频域 (Jacob et al., 2012) 或空域 (Yi and Sun, 2014) 反演法等都是为了解决这一问题而提出, 虽然 Slepian 空间谱集中法能够有效减少信号的泄漏, 但信号衰减却不能恢复. 这里将空域反演法 (Yi and Sun, 2014) 的原理引入 Slepian 空间谱集中法, 发展了一个新的方法—Slepian 空域反演法 (Slepian Space Domain Inverse Method: SSDIM) 来实现冰盖内小区域质量变化的精确估算.

首先将公式(1)矩阵化:

$$\Delta \sigma = FSG, \quad (2)$$

其中

$$\left\{ \begin{aligned} \mathbf{F} &= \begin{bmatrix} f_1(\theta_1, \lambda_1) & \cdots & f_{(n_{\max}+1)^2}(\theta_1, \lambda_1) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ f_1(\theta_M, \lambda_M) & \cdots & f_{(n_{\max}+1)^2}(\theta_M, \lambda_M) \end{bmatrix}, \\ \mathbf{S} &= \begin{bmatrix} f_{0,0}^1, f_{1,0}^1, f_{1,1}^1, f_{1,-1}^1 & \cdots & f_{n_{\max}, n_{\max}}^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ f_{0,0}^{(n_{\max}+1)^2}, f_{1,0}^{(n_{\max}+1)^2}, f_{1,1}^{(n_{\max}+1)^2}, f_{1,-1}^{(n_{\max}+1)^2} & \cdots & f_{n_{\max}, n_{\max}}^{(n_{\max}+1)^2} \end{bmatrix}, \\ \mathbf{G} &= (K_0 \Delta C_{0,0}, K_1 \Delta C_{1,0}, K_1 \Delta C_{1,1}, K_1 \Delta S_{1,1}, \cdots, K_{n_{\max}} \Delta S_{n_{\max}, n_{\max}}). \end{aligned} \right. \quad (3)$$

这里 M 为网格点个数, $K_n = \frac{R_c \rho_c}{3} \frac{2n+1}{1+k_n}$, ΔC 和 ΔS 为 GRACE 无量纲正规化球谐系数. 将每个要估算的冰盖内部流域网格点的单位质量变化转换为球谐系数为 \mathbf{B} , 那么整个南极质量变化的球谐系数即为 \mathbf{Bm} (Jacob et al., 2012), 其中 \mathbf{m} 就是我们所要估算的质量变化. 根据空域最小二乘原理: $\min \|\mathbf{FSG} - \mathbf{FBm}\|_2^2$, 可以求得:

$$\mathbf{m} = [(\mathbf{FSG})^T \mathbf{FSG}]^{-1} (\mathbf{FSG})^T \Delta \sigma, \quad (4)$$

那么相应的误差方差为

$$\text{Var} = ([(\mathbf{FSG})^T \mathbf{FSG}]^{-1} (\mathbf{FSG})^T) \text{Cov}(\delta \Delta \sigma) \times ([(\mathbf{FSG})^T \mathbf{FSG}]^{-1} (\mathbf{FSG})^T)^T, \quad (5)$$

其中 $\text{Cov}(\delta \Delta \sigma)$ 为 $\Delta \sigma$ 误差 $\delta \Delta \sigma$ 的协方差矩阵, $\text{Cov}(\delta \Delta \sigma)$ 可以通过高斯窗函数近似估算 (Landerer and Swenson, 2012):

$$\text{Cov}(\delta \Delta \sigma)_{ij} = \delta \Delta \sigma_i \delta \Delta \sigma_j \exp\left(-\frac{d_{ij}^2}{2d_0^2}\right), \quad (6)$$

其中, $\delta \Delta \sigma_i$ 和 $\delta \Delta \sigma_j$ 是 GRACE 误差在空间网格点 i

和 j 的值, d_{ij} 为网格点 i 和 j 之间的距离, d_0 为去相关距离。

空域反演法的思想是尽可能将 GRACE 信号限制在所感兴趣的区域, 通过最小二乘原理恢复信号的泄漏和衰减, 而 Slepian 函数的优点在于将信号能量尽可能集中在所选区域, 两者结合可以有效用来估算冰盖内部各子流域的质量变化。同时当网格点数量较大时, Slepian 空域反演法其运算矩阵的规模相比基于球谐函数的空域反演方法(Yi and Sun, 2014)有效减小, 特别适用于网格点数量巨大的南极地区, 可以明显提升空域反演算法的运算效率。

1.4 内泄漏和 GIA 改正

内泄漏误差主要来源于冰盖以外的陆地水和非潮汐的海洋等质量变化信号, 其改正方法与高春春等(2015)一致。由于缺乏对冰盖历史变化和地幔黏滞度结构的足够认识, GIA 模型在南极存在着很大误差和不确定性, 采用不同的 GIA 模型会导致 GRACE 的估算结果出现很大差异(Shepherd et al., 2012)。随着最近几年 GRACE、测高以及南极 GPS 固定站数据的不断累积, 越来越多的 GIA 模型解也采用 GPS 所观测的地壳垂直变形来进行约束, 以提高 GIA 模型解的稳定性和可靠性(如: Whitehouse et al., 2012; Peltier et al., 2015; Caron et al., 2018)。另外, 联合多源卫星数据分离 GIA 的研究越来越受到国内外学者的重视(如: Gunter et al., 2014; 高春春等, 2016; Martín-Español et al., 2016a; Zhang et al., 2017; Sasgen et al., 2017), 这类不依赖于冰历史模型和地幔黏滞度结构而是直接利用观测数据求解的 GIA 通常称为 GIA 观测解。为了尽可能减少 GIA 模型的不确定性, 本文采用在 GPS 评估中(Martín-Español et al., 2016b)表现较好的南极 GIA 观测解 RATES(Martín-Español et al., 2016a)进行 GRACE 信号的 GIA 改正, RATES 在每个流域的质量变化趋势见表 1。

1.5 误差评估

通常将 GRACE 数据的误差分为两大类: 一是由于 GRACE 卫星本身局限性和 GRACE 数据反演处理造成的误差, 主要包括测量误差、泄漏误差等; 二是由于非冰盖质量变化信号扣除过程中产生的误差, 主要有 GIA 误差、大气误差等。测量误差本文采用 Wahr 等(2006)的建议将 GRACE 时间序列拟合后的残差作为近似, 内泄漏误差和大气误差则采用 Velicogna 和 Wahr(2013)的方法利用相关背景模型来进行计算, 混频误差与高春春等(2015)的计算

方法一致, GIA 误差采用 RATES 与 G14(Gunter et al., 2014)、G16(高春春等, 2016)和 REGINA(Sasgen et al., 2017)三个 GIA 观测解的标准差来近似。图 4a-e 展示了测量误差、内泄漏误差、大气误差、混频误差和 GIA 误差在南极地区的空间分布, 五项误差的总和可以由误差传播定律计算所得(图 4f)。由图 4 可见, 对 GRACE 估算结果影响最大的误差为 GIA, 测量误差次之, 内泄漏误差、大气误差和混频误差影响相对较小。从空间分布上来看, 误差较大的区域主要集中在南极半岛、西南极的 Amundsen 海岸和东南极的 Wilkes Land, 主要原因在于 GIA 误差和测量误差在这些区域都相对较大。

GRACE 信号的衰减和外泄漏是通过 Slepian 空域反演法来恢复, 该方法的误差估算可以通过误差传播定律即公式(5)进行, 将五类误差总和(图 4f)代入公式(6)计算误差的协方差矩阵, 然后通过公式(5)即可获得南极各个区域或流域的总误差(见表 1)。但利用公式(5)计算各流域误差需要选取合适的去相关距离 d_0 , d_0 的计算本文采用以下步骤来实现: 第一步分别计算五类误差在南极的总方差, 其中测量误差和混频误差在南极地区的总和可以由 GRACE 在南极地区的时间序列(图 3)来估算, 内泄漏误差和大气误差在南极地区的总和可以由背景模型来计算, GIA 误差在南极地区的总和可以由四个 GIA 观测解在南极总量之间的标准差来获取; 第二步选取不同 d_0 , 以 0 km 开始, 10 km 为步长(10 km 以下的影响非常小), 1000 km 截止(GRACE 误差空间分辨率远小于 1000 km, 因此去相关距离通常不会超过 1000 km), 根据公式 $\text{Var}(\text{Antarctica}) = \sum_i \sum_j \delta\Delta\sigma_i \delta\Delta\sigma_j \exp\left(\frac{-d_{ij}^2}{2d_0^2}\right)$ 进行计算南极总方差, 直到计算结果与第一步所估算的总误差之间的差异最小时, 认为此时的 d_0 为最佳的选择, 通过上述步骤获得的最佳 d_0 为 640 km。Landerer 和 Swenson(2012)建议 GRACE 测量误差的最佳 d_0 为 300 km, 泄漏误差为 100 km, 但由于在南极 GRACE 的总误差主要受 GIA 误差的支配, GIA 由于其信号更加侧重于中长波, 最佳 d_0 的选择理论上要比测量误差和泄漏误差大, 这可能是本文估算的最佳 d_0 相对较大的原因。

2 结果与分析

2.1 南极冰盖质量变化趋势

通过 Slepian 空域反演法, 本文估算了南极冰盖

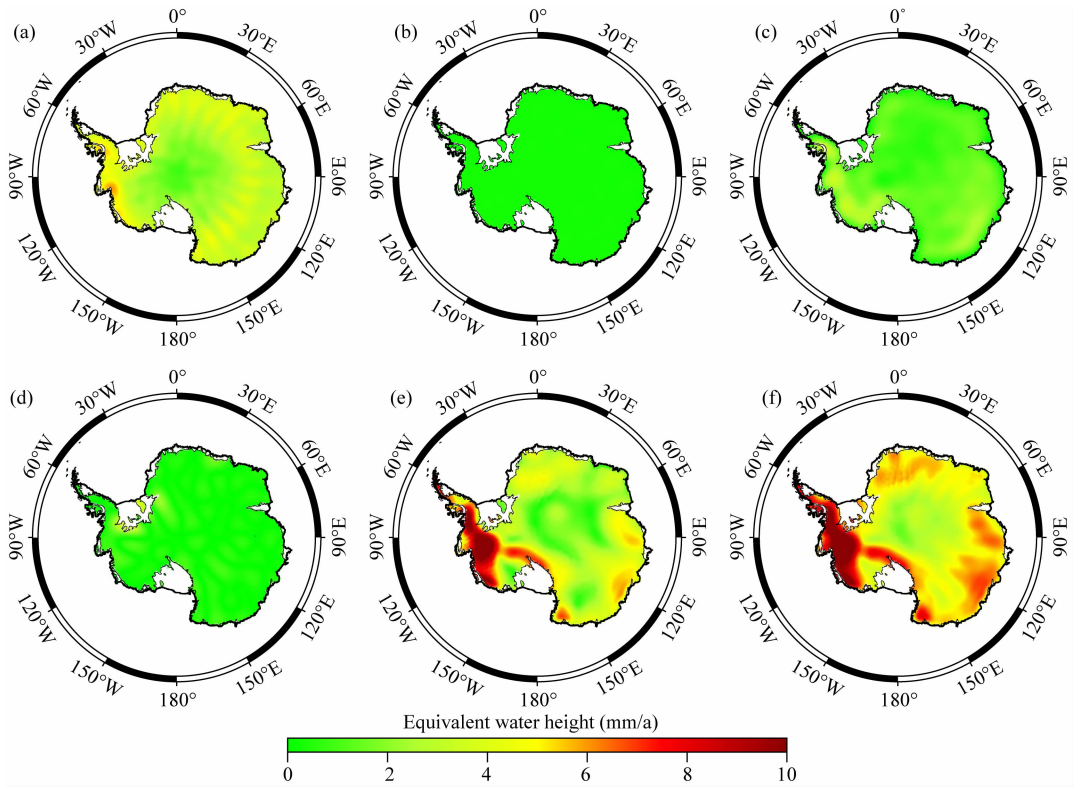


图 4 南极地区 GRACE 误差(2002-04—2016-08)

(a) 测量误差; (b) 内泄漏误差; (c) 大气误差; (d) 混频误差; (e) GIA 误差; (f) 总误差。

Fig. 4 Various GRACE errors in Antarctica over the time span of 2002-04—2016-08

(a) Measurement; (b) Leakage-in; (c) Atmosphere; (d) Aliasing; (e) GIA; (f) Total errors.

27 个流域(包含了主要外围离岛的冰川和冰帽,见图 1)在 2003-01—2007-12、2007-01—2011-12、2011-01—2015-12 以及 2002-04—2016-08 期间的质量变化趋势(见表 1),同时给出了南极每个流域和一些代表性区域在 2002-04—2016-08 期间质量变化的时间序列(见图 5)。计算结果表明:①南极冰盖质量损失最大的区域集中在西南极的 ASE(Amundsen Sea Embayment)地区(包含流域 20—23),该地区在 2002—2016 期间质量变化速率为 -203.5 ± 4.1 Gt/a,其中 2003—2007 年间质量变化速率为 -126.2 ± 6.2 Gt/a,但到了 2007—2011 年已增大到 -243.8 ± 7.5 Gt/a,而 2011—2015 年间变化速率为 -231.5 ± 7.1 Gt/a,相比 2007—2011 已经有所减缓。②南极半岛的北部 NAP(Northern Antarctic Peninsula)地区(包含流域 25 和 26)也存在着明显的质量损失信号,2002—2016 期间质量变化速率为 -25.4 ± 0.7 Gt/a,但该地区质量损失速度在缓慢减小,变化速率从 2003—2007 的 -27.7 ± 2.2 Gt/a 到 2007—2011 的 -24.1 ± 1.6 Gt/a 再到 2011—2015 减小为 -21.2 ± 2.0 Gt/a。但南部的 SAP(Southern Antarctic Peninsula)地区(包含流域 24 和 27)冰盖质量损失速度却在逐

步增大,变化速率从 2003—2007 年间正增长的 14.9 ± 5.9 Gt/a 到 2007—2011 转变为 -7.7 ± 7.3 Gt/a 再到 2011—2015 年扩大为 -15.7 ± 5.7 Gt/a。由此可见,南极半岛质量损失的范围已经从北部逐渐向南部扩张。③东南极的 VWL(Victoria-Wilkes Land)地区(包含流域 13—15)也存在着明显的质量损失现象,2002—2016 期间质量变化速率为 -19.0 ± 4.7 Gt/a,其中,流域 13 质量损失呈现显著的加速,变化速率从 2003—2007 年的 0.1 ± 5.8 Gt/a 到 2007—2011 变为 -7.4 ± 6.6 Gt/a 再到 2011—2015 增加到 -16.3 ± 5.7 Gt/a。④除了上述 ASE、NAP、SAP 和 VWL 四个地区外,其他南极区域大多呈现质量增加趋势,质量增加信号比较明显的有西南极的 SC(Siple Coast)地区(包含流域 18 和 19)和 EL(Ellsworth Land)地区(包含流域 1)以及东南极的 CQMEL(Coats-Queen Maud-Enderby Land)地区(包含流域 3—8),在 2002—2016 期间三个地区质量变化速率分别为 43.9 ± 1.9 Gt/a、 17.2 ± 2.4 Gt/a 和 62.7 ± 3.8 Gt/a。⑤就整个南极而言,2002 年 4 月至 2016 年 8 月期间南极冰盖质量变化速率为 -118.6 ± 16.3 Gt/a,其中质量损失主要发生在西南极

表 1 南极冰盖和 GIA 在各流域的质量变化趋势(Gt/a)

Table 1 The trends of ice sheet and GIA mass changes for all basins in Antarctica (Gt/a)

区域	2003-01—2007-12	2007-01—2011-12	2011-01—2015-12	2002-04—2016-08	RATES
流域 1	32.2±5.0	12.0±3.8	14.2±3.9	17.2±2.4	6.9±2.1
流域 2	-1.9±1.4	-0.2±1.7	-3.2±1.9	-1.7±0.8	3.2±0.7
流域 3	7.3±3.3	14.4±3.3	4.3±3.5	10.2±2.2	5.3±2.1
流域 4	8.9±3.8	11.7±2.6	5.6±2.7	9.6±1.0	2.6±0.8
流域 5	-8.2±2.6	7.3±2.7	8.8±3.0	3.9±1.0	1.5±0.6
流域 6	-2.0±3.2	19.9±4.4	15.1±4.1	11.8±2.1	2.7±1.7
流域 7	5.9±3.6	35.0±3.7	2.6±3.4	16.5±1.5	1.3±1.0
流域 8	11.1±2.4	11.2±2.4	10.3±2.0	10.7±0.6	0.1±0.4
流域 9	2.6±1.9	-0.7±2.1	1.4±1.9	0.3±0.6	0.0±0.3
流域 10	4.6±2.0	3.1±2.0	-0.7±2.2	3.0±0.8	-0.4±0.6
流域 11	-3.7±1.9	2.7±1.9	4.2±2.1	1.6±1.1	0.0±0.9
流域 12	10.2±3.7	12.4±4.6	-14.1±3.7	4.3±2.9	1.0±2.7
流域 13	0.1±5.8	-7.4±6.6	-16.3±5.7	-10.5±4.3	2.6±4.1
流域 14	10.7±3.5	-15.9±4.5	0.5±3.6	-3.4±1.8	0.6±1.4
流域 15	-6.0±1.7	-7.9±1.9	-3.5±2.0	-5.1±0.7	0.1±0.6
流域 16	-4.1±1.7	5.1±1.7	-0.3±2.0	0.9±0.8	0.4±0.7
流域 17	-5.9±4.1	-8.4±4.4	12.6±5.7	0.8±3.1	5.4±2.9
流域 18	13.1±2.4	10.8±1.9	19.1±2.3	15.6±1.3	2.5±1.2
流域 19	25.2±2.2	29.9±2.0	28.7±2.2	28.4±1.3	3.6±1.3
流域 20	-35.3±3.2	-75.6±4.5	-56.0±3.1	-55.1±1.9	2.1±1.3
流域 21	-49.8±3.4	-85.8±3.8	-80.2±3.9	-74.3±2.5	4.5±2.1
流域 22	-17.1±3.5	-32.0±3.7	-39.7±4.6	-30.5±2.2	4.5±1.8
流域 23	-24.0±2.0	-50.4±2.8	-55.7±1.9	-43.6±1.3	1.4±0.4
流域 24	18.6±4.7	17.6±5.6	-7.4±4.5	9.6±1.6	1.4±1.0
流域 25	-13.2±1.5	-11.4±1.1	-10.1±1.3	-12.1±0.5	0.6±0.3
流域 26	-14.5±1.6	-12.7±1.2	-11.1±1.4	-13.3±0.5	0.5±0.3
流域 27	-3.7±3.5	-25.4±4.7	-8.3±3.6	-13.4±1.1	0.5±0.2
西南极	-55.7±11.7	-191.1±13.4	-169.5±11.5	-142.4±10.5	25.4±9.1
东南极	29.6±11.9	82.3±17.2	27.2±19.4	52.9±8.6	26.3±7.5
南极半岛	-12.8±5.2	-31.8±3.8	-36.9±5.1	-29.2±2.1	3.0±1.6
南极	-38.9±22.0	-140.6±23.1	-179.1±24.9	-118.6±16.3	54.7±15.1

和南极半岛,变化速率分别为 -142.4 ± 10.5 Gt/a 和 -29.2 ± 2.1 Gt/a,东南极则呈现质量增加趋势,变化速率为 52.9 ± 8.6 Gt/a,南极冰盖总体质量损失处于明显的加速状态,变化速率从 2003—2007 的 -38.9 ± 22.0 Gt/a 到 2007—2011 已增加为 -140.6 ± 23.1 Gt/a 到 2011—2015 再增加至 -179.1 ± 24.9 Gt/a.

⑥西南极在 2007—2011 年间质量变化速率为 -191.1 ± 13.4 Gt/a,质量损失相比 2003—2007 的

-55.7 ± 11.7 Gt/a 和 2011—2015 的 -169.5 ± 11.4 Gt/a 都要大,但在同一时期东南极变化速率为 82.3 ± 17.2 Gt/a,质量增加也相比 2003—2007 的 29.6 ± 11.9 Gt/a 和 2011—2015 的 27.2 ± 17.7 Gt/a 都显著很多.这种现象可能反映了南极降水在空间分布上的抑制/抵消模态(Fyke et al., 2017),也就是当东南极某些地区降水增多的同时西南极某些地区降水会减少(见 2.4 节).

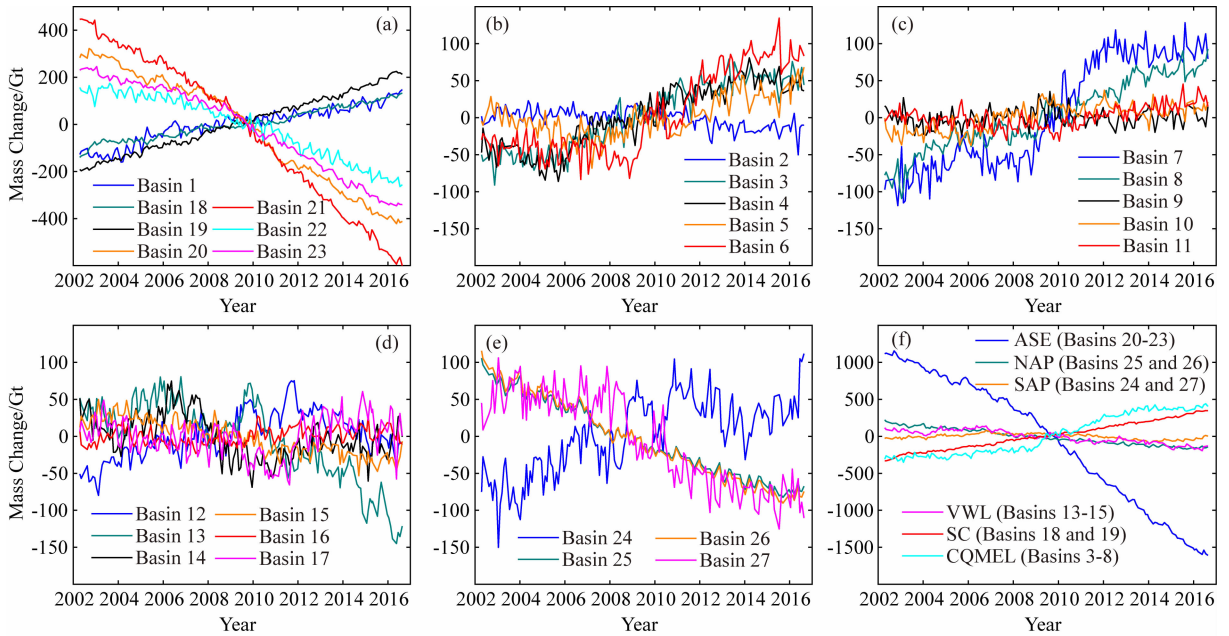


图 5 GRACE RL06 数据估算的 2002 年 4 月至 2016 年 8 月南极各流域和代表性地区质量变化的时间序列

(a) 西南极各流域; (b) 东南极 2—6 流域; (c) 东南极 7—11 流域; (d) 东南极 12—17 流域; (e) 南极半岛各流域; (f) 代表性区域, 包括 ASE、NAP、SAP、VWL、SC 和 CQMEL 六个地区。

Fig. 5 Time series of mass changes estimated by GRACE RL06 data from April 2002 to August 2016 for (a) all basins in the West Antarctic Ice Sheet; (b) basins 2—6 in the East Antarctic Ice Sheet; (c) basins 7—11 in the East Antarctic Ice Sheet; (d) basins 12—17 in the East Antarctic Ice Sheet; (e) all basins in the Antarctic Peninsula; (f) Representative regions: including ASE, NAP, SAP, VWL, SC and CQMEL.

2.2 RL06 与 RL05 数据比较

为了了解 RL06 与 RL05 数据之间的差别, 本文采用 CSR 公布的 RL05 月重力场模型和 Mascon 解对南极冰盖各流域的质量变化进行了计算, 其中, RL05 模型解也采用 Slepian 空域反演法进行估算, 而 Mascon 解可以直接获得结果(需要扣除相同的 GIA)。图 6 展示了 RL06、RL05 模型解和 Mascon 解所得到的南极冰盖(包括西南极、东南极和南极半岛)质量变化的时间序列。三种数据在不同地区估算结果的时间序列在形态上都非常一致(图 6), 但 Mascon 解在西南极和南极半岛(信号泄漏和衰减相对严重的地区)的估算结果比模型解整体量级要小(图 6a 和图 6c), 可能原因在于 Mascon 解并没有顾及 GRACE 信号的衰减问题, 导致其估算结果的量级小于对衰减进行恢复的 Slepian 空域反演法。而在 GRACE 信号泄漏和衰减不严重的东南极, RL05 模型解与 Mascon 解估算的时间序列和趋势几乎一致(图 6b 蓝线和黑线), 这也说明 Slepian 空域反演法在信号泄漏的改正上与 Mascon 解的效果基本一致。东南极 RL06 模型解(图 6b 红线)相比 RL05 模型解(图 6b 蓝线)在时间序列上要更加平滑, 同时 RL06 的总体趋势(52.9 ± 8.6 Gt/a)也相比 RL05

(46.2 ± 12.0 Gt/a)较大, 而估算误差却更小, 主要原因跟 RL06 更优的条带误差控制有关。总的来说, GRACE RL06 模型解估算的趋势(-118.6 ± 16.3 Gt/a)相比 RL05 模型解(-126.4 ± 19.6 Gt/a)差别并不大, 但与 RL05 Mascon 解(-82.1 ± 15.8 Gt/a)相差非常明显。

2.3 时间序列分析

在不考虑误差的情况下, GRACE 估算的冰盖质量变化时间序列, 根据其信号频谱不同可以分为: 长期(secular)信号、季节性(seasonal)信号和年际(interannual)信号。长期信号是指冰盖质量变化的长期趋势信号, 主要反映冰盖在一段时间内质量变化的趋势或超过 10 年以上的周期波动, 长期信号一般用来评估冰盖质量平衡的状态(见 2.1 节)。季节性信号是由地球公转等季节因素引起冰盖质量变化出现的季节性或短期的波动, 主要的季节性信号主要有周年和半年两个周期。年际信号则是频谱介于季节性和长期信号之间的时间尺度往往大于 1 年而小于 10 年的质量变化信号, 其主要反映冰盖质量在年际间的波动变化。

为了了解南极冰盖质量变化时间序列中三类信号的能量分布, 本文采用 SSA (Singular Spectrum

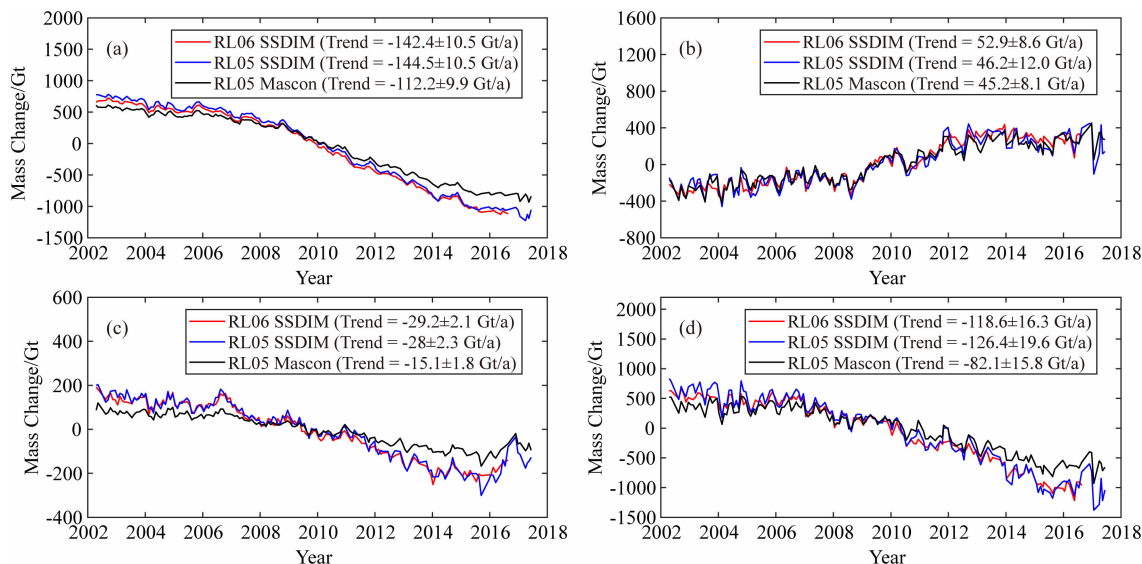


图 6 GRACE RL06 和 RL05 模型解以及 RL05 Mascon 解估算的冰盖质量变化时间序列

(a) 西南极; (b) 东南极; (c) 南极半岛; (d) 南极整体.

Fig. 6 Time series of mass changes estimated by GRACE RL06 and RL05 spherical harmonic solutions and RL05 Mascon solutions for (a) the West Antarctic Ice Sheet; (b) the East Antarctic Ice Sheet; (c) the Antarctic Peninsula; (d) the entire Antarctic Ice Sheet

表 2 长期信号、季节性信号和年际信号的方差贡献

Table 2 The variance contributions of secular, seasonal and interannual signals

区域	流域	方差贡献率(%)		
		长期信号	季节性信号	年际信号
ASE	20~23	86.23	0.86	12.9
NAP	25,26	84.37	1.64	13.99
SAP	24,27	73.15	3.11	23.74
VWL	13~15	76.6	2.36	21.04
SC	18,19	83.28	0.3	16.41
CQMEL	3~8	89.4	0.82	9.79
EL	1	75.94	5.56	18.5

Analysis) 法 (Ghil et al., 2002) 对 ASE、NAP、SAP、VWL、SC、CQMEL 和 EL 七个南极代表性区域的冰盖质量变化时间序列(图 5f 和图 5a 蓝线)进行动力重构,进而识别出长期信号、季节性信号和年际信号,并计算它们在各自时间序列中的方差贡献率(见表 2),SSA 窗口长度取 36(月).从表 2 可以看出:长期信号在南极冰盖质量变化中占主要贡献,方差贡献率在所有区域都超过 70%,最大近 90%,年际信号则次之,其方差贡献率介于 10%~25%之间,而季节性信号贡献最小,方差贡献率最大的 EL 地区只有 5.56%.这与中低纬度江河流域 GRACE 信号中通常季节性信号贡献较大(如:冯伟等, 2012;Zhang et al., 2015)的情形刚好相反,主要原

因可能在于南极大多数地区全年温度远低于 0℃,季节性因素对冰雪质量变化的影响并不显著.

2.4 南极冰盖年际质量变化

2.1 节已经讨论了冰盖质量变化的长期趋势信号,而季节性信号在南极并不明显,因此本节将重点探讨和分析南极冰盖质量变化的年际信号. Sasgen 等(2010)分析了 GRACE 在南极半岛和西南极 Amundsen 海岸地区的年际质量变化,发现其与冰盖表面的积累率高度相关并很可能受 ENSO(El Niño/Southern Oscillation)影响;Mémin 等(2015)采用经验正交函数对 GRACE 南极冰盖质量变化的年际信号进行了分析,发现存在有 4—6 年的周期,其驱动力可能来自南极绕极波.为了进一步了解南极冰盖年际质量变化及其背后的气候因素,本文对南极 ASE、NAP、SAP、VWL、SC、CQMEL 和 EL 七个代表性区域 GRACE 估算的冰盖年际质量变化进行再分析.

年际信号的提取采用最小二乘法进行,虽然 SSA 法也可以从时间序列中提取年际信号,但 SSA 识别信号相对自由,不利于不同信号之间的比较,因此采用最小二乘法更为合适(Chao, 1984).最小二乘拟合中的多项式拟合用来获取时间序列的长期信号,周期性拟合用来得到季节性信号,其中多项式拟合的回归参数选取通过假设检验和信息准则来确定(Baur, 2012),周期性拟合则采用周年和半年这两个主要的季节性周期.将最小二乘获得多项式和周

期信号从原时间序列中扣除即可得到年际信号. GRACE 在南极七个代表性区域的年际质量变化见图 7a 蓝线. GRACE 所监测的质量变化信号主要是 SMB 和冰排放共同作用的结果,年际信号一般认为主要受 SMB 影响(Sasgen et al., 2010),因此采用气候数据获得的 SMB 模型与 GRACE 进行比较. SMB 模型由 RACMO2.3 (Regional Atmospheric Climate Model version 2.3) 模型生成,空间分辨率为 27 km,包含了降水、表面升华、融水以及风吹雪等过程引起的冰盖质量变化(Van Wessem et al., 2018). 为了与 GRACE 信号进行匹配,要对单月的 SMB 模型进行积分生成 SMB 累积模型,为了便于区分,积分后(integral)的 SMB 累积模型简称为 iSMB 模型. iSMB 模型计算的七个区域年际质量变化见图 7a 红线.

为了了解冰盖年际质量变化与气候之间的关系,本文选择与南极气候年际变化密切相关的三个气候事件:ENSO、SAM(Southern Annular Mode)和 ASL(Amundsen Sea Low)进行分析. ENSO 是起源于热带太平洋由海洋与大气耦合作用形成的对全球气候年际变化产生强烈影响的气候事件,气象数据和冰芯记录已经证明 ENSO 对南极气候有影响(Turner, 2004),衡量 ENSO 的指数本文采用 NOAA

(National Oceanic and Atmospheric Administration)提供的 ONI(Oceanic Niño Index), ONI 取自赤道中、东太平洋 Niño 3.4 区(170°W—120°W, 5°S—5°N)的海表温度异常. SAM 也称之为南极震荡(Antarctic Oscillation),是对南半球有强烈影响的具有明显年际特征的气候事件,由大气自然生成的波流相互作用所产生,能够强烈影响南半球亚热带地区到极地区域的降水和温度变化(Abram et al., 2014), SAM 指数通过测量南纬 40°S 和 65°S 之间的大气压力差来确定(Marshall, 2003). ASL 是位于南大洋太平洋部分包含 Ross 海、Amundsen 海和 Bellingshausen 海的持续大气低压系统,其通过改变中心大气压及位置从而强烈影响西南极降水和温度的变化, ASL 是与 ENSO 和 SAM 都有很强相关性的区域气候事件(Raphael et al., 2016), ASL 指数是通过计算实际的中心大气压与区域平均大气压之间的差值来确定(Hosking et al., 2016). 图 7b 展示了 ONI、SAM 和 ASL 指数在 2002 年 04 月至 2016 年 08 月间的时间序列.

本文采用互相关函数来评估不同时间序列之间的相关性,对于两组时间序列 $x_1(t)$ 和 $x_2(t)$, 其互相关系数的计算公式为(如: Jenkins and Watts, 1968):

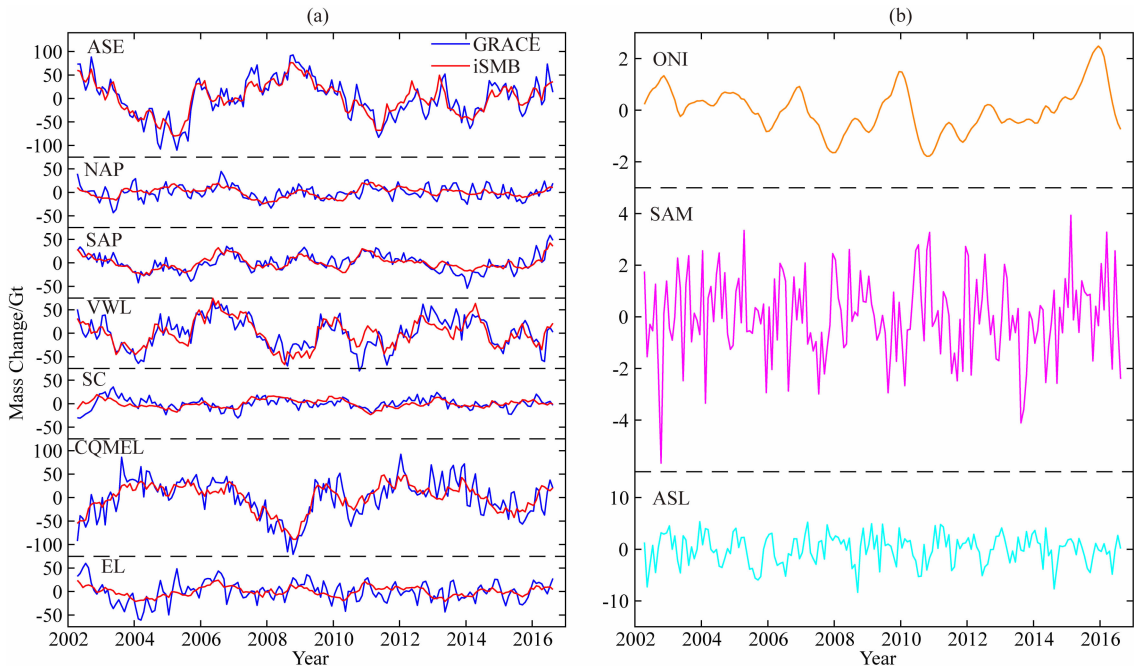


图 7 (a) GRACE (蓝线)和 iSMB (红线)估算的 ASE、NAP、SAP、VWL、SC、CQMEL 和 EL 七个区域的冰盖年际质量变化;(b) ONI、SAM 和 ASL 指数

Fig. 7 (a) Interannual mass variations in ASE, NAP, SAP, VWL, SC, CQMEL and EL from GRACE (blue) and iSMB (red); (b) The indices of ONI, SAM and ASL

$$\rho(\tau) = \frac{\sigma_{12}(\tau)}{\sqrt{\sigma_{11}\sigma_{22}}}, \quad (7)$$

$\rho(\tau)$ 是介于 -1 与 1 之间的值, 其绝对值大小反映时间序列的相关程度, τ 是时间序列 $x_1(t)$ 相对于时间序列 $x_2(t)$ 的延迟, $\sigma_{12}(\tau)$ 是时间序列 $x_1(t)$ 与 $x_2(t)$ 的互协方差, σ_{11} 和 σ_{22} 分别为时间序列 $x_1(t)$ 与 $x_2(t)$ 的自方差. $\rho(\tau)$ 是以 τ 为自变量的一组系数, 通过研究 $\rho(\tau)$ 的分布可以分析时间序列在时域的相关关系. 一般从 $\rho(\tau)$ 中取绝对值最大的相关系数 ρ_{\max} 来代表两组时间序列的相关程度, ρ_{\max} 对应的延迟 τ_c 则反映两个时间序列在时间上的延迟或相位关系. 理论上冰盖质量变化与气候事件之间的延迟一般不超过 1 年(Sasgen et al., 2010; Paolo et al., 2018), 保守起见, 最大延迟区间设为 ± 36 (月).

互相关函数的显著性检验通常采用 Monte Carlo 模拟法来进行, 在 Monte Carlo 模拟时间序列时, 一般生成具有白噪声特征(服从正态分布)的随机序列(如: Ni et al., 2018), 但大多数地球物理或气象信号更类似于红噪声(Grinsted et al., 2004), 具有显著的自相关, 如果仅采用白噪声模拟会高估统计量的自由度, 造成 Monte Carlo 置信度检验结果的失真. 为了测试两者的差别, 本文采用一阶自回归(AR1)模型来模拟红噪声序列, 图 8 为 Monte Carlo 模拟的在不同 AR1 模型下所得到的 90%、95% 和 99% 置信水平的相关显著临界值. AR1 模型

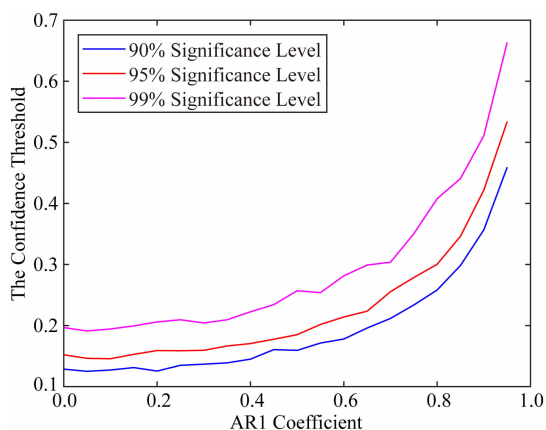


图 8 Monte Carlo 模拟的不同 AR1 模型在 90% (蓝线)、95% (红线) 和 99% (品红线) 置信度检验时相关显著的临界值. Monte Carlo 模拟次数为 2000, Monte Carlo 模拟的时间序列长度与 GRACE 时间序列相等
Fig. 8 The cross-correlation 90% (blue), 95% (red) and 99% (magenta) confidence threshold from different AR1 model derived by the Monte Carlo experiments. The number of Monte Carlo test is 2000, the length of simulated time series is equal to GRACE

可以通过其系数绝对值的大小来反映自相关程度, AR1 系数的绝对值为 0 时自相关程度最低, 相当于白噪声, 系数绝对值越接近于 1 时代表其自相关程度越高. 从图 8 可以看出, 随着 AR1 系数的不断增大, Monte Carlo 置信度检验的相关显著临界值快速增大. 这说明只采用白噪声来进行 Monte Carlo 置信度检验, 就很容易造成原本不相关但高度自相关的时间序列通过显著性检验, 特别是对于冰盖质量变化的年际信号和气候指数, 比如 ONI, 其 AR1 系数高达 0.97, 对应的 95% 置信水平时相关显著临界值为 0.6, 但采用白噪声时只有 0.15, 两者差别显著. 为了避免这一问题, 本文在进行 Monte Carlo 模拟时采用 AR1 模型的红噪声作为模拟序列, AR1 系数则与进行互相关计算的真实时间序列相同.

根据上述相关性分析方法, 本文首先对 GRACE 估算的七个区域年际质量变化与 iSMB 模型估算的年际质量变化进行互相关计算, 以获得每个区域的 ρ_{\max} 和 τ_c (见表 3). 结果表明: ρ_{\max} 在所有区域都通过了 95% 的 Monte Carlo 置信度检验, 这说明 GRACE 与 iSMB 所估算的年际信号在所有区域都具有显著的线性相关, 从图 7a 也可看出, 两者具有很好的一致性. 另外 ρ_{\max} 对应的 τ_c 在七个区域都为 0 或 -1, 这证明 GRACE 与 iSMB 线性相关几乎没有相位延迟. 需要说明的是, GRACE 月重力场模型的数据采样时间并不是严格的自然月且在某些月份有缺失, 虽然在前期处理时需采用插值函数将其归算到与 iSMB 一样的时间点上, 但可能会出现一定的偏差, 这可能是一些区域 τ_c 出现 -1 的原因, 这并不代表真实的相位差. GRACE 年际信号与 iSMB 年际信号的高度一致性表明了南极冰盖年际质量变化主要受 SMB 所支配, 此外, 也从另一面证明了 SMB 模型具有良好的可靠性.

GRACE 年际信号与气候事件指数的互相关计算结果显示(见表 3): GRACE 年际信号与 ENSO、SAM 和 ASL 指数在七个区域都没有通过 95% 置信度检验, 这意味着 GRACE 年际信号与三个气候事件之间并不存在显著的线性相关性. 需要说明的是, 这并不代表南极冰盖年际质量变化与三个气候事件没有关联, 只能说明它们之间不存在显著的线性相关关系, 但可能会存在着复杂的非线性耦合关系(Genthon and Cosme, 2003). 另外, SAM 和 ASL 指数是通过测量大气压差来确定, 而大气压与大气质量密切相关, GRACE 产品中的 GAC 数据反映了南极冰盖上空大气质量的变化. GAC 在七个

表 3 互相关分析
Table 3 Cross-correlation analysis

区域	GRACE 与 iSMB	GRACE 与气候指数			GAC 与气候指数			不同区域之间						
		ENSO	SAM	ASL	ENSO	SAM	ASL	ASE	NAP	SAP	VWL	SC	CQMEL	
ASE	ρ_{\max}	0.90*	-0.25	0.14	0.14	0.17	-0.61*	0.17	-	-	-	-	-	-
	τ_c	0	-18	27	5	33	0	0	-	-	-	-	-	-
NAP	ρ_{\max}	0.56*	0.17	-0.2	-0.19	0.14	-0.44*	0.18	-0.29	-	-	-	-	-
	τ_c	-1	-24	9	-5	-18	0	26	-7	-	-	-	-	-
SAP	ρ_{\max}	0.75*	-0.31	-0.17	-0.19	0.13	-0.50*	0.19	0.38	-0.28	-	-	-	-
	τ_c	0	19	29	-5	-35	0	26	-1	11	-	-	-	-
VWL	ρ_{\max}	0.81*	0.28	-0.2	0.15	-0.14	-0.63*	0.15	-0.51*	0.39*	-0.2	-	-	-
	τ_c	-1	30	1	20	-6	0	22	-19	-10	21	-	-	-
SC	ρ_{\max}	0.52*	-0.23	-0.18	-0.2	-0.19	-0.64*	0.22	-0.26	-0.46*	0.37	0.27	-	-
	τ_c	-1	5	-3	30	-7	0	0	12	0	-12	-35	-	-
CQMEL	ρ_{\max}	0.79*	0.31	0.18	0.16	0.17	-0.65*	0.2	-0.53*	0.30	-0.35	0.36	-0.19	-
	τ_c	0	36	-15	-31	32	0	1	2	-25	6	4	16	-
EL	ρ_{\max}	0.57*	-0.17	-0.14	-0.19	-0.2	-0.64*	0.21	0.37	0.45*	0.38*	-0.32	-0.36*	-0.29
	τ_c	0	22	6	-2	-7	0	1	7	1	3	29	0	-1

注: * 代表 Monte Carlo 95% 置信度检验下具有显著相关性。

区域大气质量的年际变化与三个气候指数的相关性结果(见表 3)显示出:GAC 与 SAM 表现出显著的线性负相关且没有相位差. SAM 指数是通过南半球中纬度与高纬度的大气压差来获取,理论上, SAM 指数与高纬度地区的大气压值呈负相关,而大气压强与大气质量成正比,这便是南极大气质量与 SAM 指数具有强烈线性负相关的主要原因.但 ASL 指数与 GAC 没有显现出显著的线性相关性,虽然 ASL 指数也是通过大气压差来获取,但 ASL 指数是通过区域中心与区域平均的大气压差来确定,并不直接反映区域大气压整体的强弱,因此与南极大气质量并不存在线性相关。

此外,本文还对 GRACE 年际信号在不同区域之间的相关性也进行了计算(见表 3),结果表明:西南极 ASE 区域的年际质量变化与其距离较远的东南极 VWL 和 CQMEL 地区的年际质量变化呈现出显著的线性负相关,但与其距离较近的 NAP、SAP 和 SC 地区却不相关;南极半岛的 NAP 与西南极的 EL 和东南极的 VWL 地区表现出显著的线性正相关,而与 SC 区域呈现显著的线性负相关;西南极 EL 区域与 SAP 呈现显著的线性正相关,但却与 SC 区域呈现显著的线性负相关.这些相关关系极可能反映了南极降水在空间分布上的拟制/抵消模态(Fyke et al., 2017),比如:西南极 ASE 地区与东南

极 VWL 和 CQMEL 地区的显著负相关关系,反映了当东南极 VWL 和 CQMEL 地区 SMB 出现正异常时,西南极 ASE 地区 SMB 反而会出现负异常,这也与 2.1 节中 2007—2011 年东/西南极同时出现的质量增加/减少异常的结果相符,证明了质量平衡在东西南极之间确实存在着关联性,这种关联性是由多种区域气候或海洋模式共同作用的结果(Fyke et al., 2017)。

3 讨论与结论

基于 CSR 最新公布的 GRACE RL06 版本数据,本文采用 Slepian 空域反演法估算了南极 27 个流域以及一些代表性区域的冰盖质量变化. RL06 版本数据相比 RL05 在条带误差的控制上更加优化,估算的冰盖质量变化时间序列要更加平滑. Slepian 空域反演法在信号泄漏的控制上与 Mascon 解相当,但在信号衰减的恢复上要优于 Mascon 解,因此估算结果将更加可靠.本文的估算结果显示:在 2002 年 4 月至 2016 年 8 月期间,整个南极冰盖的质量变化速率为 -118.6 ± 16.3 Gt/a,相当于全球平均海平面变化速率为 0.33 ± 0.05 mm/a.其中,西南极变化速率为 -142.4 ± 10.5 Gt/a,南极半岛为 -29.2 ± 2.1 Gt/a,东南极为 52.9 ± 8.6 Gt/a.南

极冰盖整体质量损失呈现加速状态,质量变化速率从 2003—2007 年间的 -38.9 ± 22.0 Gt/a 到 2007—2011 年间已增加为 -140.6 ± 23.1 Gt/a, 而到 2011—2015 年间又增加至 -179.1 ± 24.9 Gt/a. 南极冰盖质量损失的主要区域有西南极的 ASE 地区、南极半岛和东南极的 VWL 地区,2002 年 4 月至 2016 年 8 月期间三个地区质量变化速率分别为 -203.5 ± 4.1 Gt/a、 -29.2 ± 2.1 Gt/a 和 -19.0 ± 4.7 Gt/a. 南极冰盖质量增加的区域有西南极的 SC 地区和 EL 地区以及东南极的 CQMEL 地区,2002 年 4 月至 2016 年 8 月期间质量变化速率分别为 43.9 ± 1.9 Gt/a、 17.2 ± 2.4 Gt/a 和 62.7 ± 3.8 Gt/a.

GRACE 监测的冰盖质量变化信号主要有 SMB 和冰排放两部分组成,如果 GRACE 监测到一个地区冰盖质量出现损失,则证明该地区冰排放造成的质量损失要大于 SMB 的质量补给(主要来自降雪),反之亦然.虽然 GRACE 已经监测到南极冰盖在 2002—2016 年间质量损失呈现加速状态,但由于南极 SMB 在年际间的波动非常强烈,仅凭 10—20 年的 GRACE 数据很难判断速度加快是由冰排放的长期行为引起,还是由 SMB 的短期波动所造成(Wouters et al., 2013).但 2.4 节展示的 GRACE 与 iSMB 模型的高度一致性,使我们可以联合 iSMB 模型与 GRACE 进行联合分析,以识别出冰盖质量变化速率在年际间波动的原因.

首先分析冰盖质量损失最大的 ASE 地区,在 2003—2007 年质量变化速率为 -126.2 ± 6.2 Gt/a, 而 2007—2011 年为 -243.8 ± 7.5 Gt/a, 损失速度几乎增加了一倍,然而,到 2011—2015 年变化速率又减缓为 -231.5 ± 7.1 Gt/a. 利用 iSMB 模型可以分别估算该地区在 2003—2007、2007—2011 和 2011—2015 期间的 SMB 速率,结果为 435.1 ± 34.8 Gt/a、 368.6 ± 29.5 Gt/a 和 385.7 ± 30.9 Gt/a, 这样就可以大致估算该地区冰排放速率在三个时间段分别为 -561.3 ± 35.3 、 -612.4 ± 30.4 Gt/a 和 -617 ± 31.7 Gt/a. 由此可见,该地区冰排放速率在 2007—2011 年确有明显加速现象,但到了 2011—2015 年加速已经出现减缓,这样的结论与 Mouginot 等(2014)利用 InSAR 的观测结果高度一致,也与 Dutrioux 等(2014)观测到 Amundsen 海水温度在 2012—2013 年间显著下降使其上方冰架融化速率出现减缓的结果相符.而 GRACE 监测到的质量损失在强烈加速,其中有一大部分贡献是来自于 SMB 年际间的波动,并不是长期现象.

对于南极半岛,NAP 地区 GRACE 监测的质量变化速率相对比较稳定,从 2003—2007 的 -27.7 ± 2.2 Gt/a 到 2007—2011 的 -24.1 ± 1.6 Gt/a 再到 2011—2015 为 -21.2 ± 2.0 Gt/a, 而 iSMB 模型所估算的质量变化速率在三个时间段分别为 115.4 ± 9.2 Gt/a、 125.4 ± 10.0 Gt/a 和 117.8 ± 9.4 Gt/a, 也没有太大的波动,可见该地区在 2002—2016 期间 SMB 和冰排放的速率都相对比较稳定,没有太明显的年际波动.而 SAP 地区,GRACE 观测的冰盖质量损失速度在不断增大,变化速率从 2003—2007 年间的 14.9 ± 5.9 Gt/a 到 2007—2011 变为 -7.7 ± 7.3 Gt/a 再到 2011—2015 年扩大为 -15.7 ± 5.7 Gt/a, 而 iSMB 模型估算的质量变化速率在三个时间段分别为 154.7 ± 12.4 Gt/a、 140.1 ± 11.2 Gt/a 和 139.7 ± 11.2 Gt/a, 略有减小,由此可见,SAP 地区冰排放速率确实也出现了明显的加速,这与 Wouters 等(2015)的结论一致.

对于东南极的 VWL 地区的流域 13,GRACE 观测的质量变化速率从 2003—2007 年的 0.1 ± 5.8 Gt/a 到 2007—2011 增加到 -7.4 ± 6.6 Gt/a 再到 2011—2015 已达到 -16.3 ± 5.7 Gt/a, 呈现明显加速损失状态.而 iSMB 模型估算的速率分别为 233.7 ± 18.7 Gt/a、 233.6 ± 18.7 Gt/a 和 216.0 ± 17.3 Gt/a, 可见该地区冰川排放速率应该基本保持稳定,质量加速损失主要由 SMB 年际间波动所引起.对于流域 14,GRACE 观测的质量变化速率并不稳定,从 2003—2007 年的 10.7 ± 3.5 Gt/a 到 2007—2011 减小为 -15.9 ± 4.5 Gt/a 再到 2011—2015 又增加为 0.5 ± 3.6 Gt/a, 而 iSMB 模型估算的速率为 147.6 ± 11.8 Gt/a、 119.5 ± 9.6 Gt/a 和 136.4 ± 10.9 Gt/a, 与 GRACE 观测的速率波动基本一致,可见该地区质量变化速率的波动也是由 SMB 所引起.

对于东南极的 CQMEL 地区,GRACE 观测在 2003—2007、2007—2011 以及 2011—2015 期间的质量变化速率分别为 23.0 ± 7.8 Gt/a、 99.5 ± 8.0 Gt/a 和 46.7 ± 7.8 Gt/a, 而 iSMB 模型估算的速率分别为 356.4 ± 28.5 Gt/a、 428.3 ± 34.3 Gt/a 和 380.6 ± 30.4 Gt/a, 与 GRACE 几乎一致,由此可见,该地区质量变化速率的波动也是由 SMB 所引起,其中 2007—2011 年间较大的 SMB 异常主要与 2009 年和 2011 年该地区大规模的降雪事件有关(Boening et al., 2012).西南极的 EL 地区,GRACE 观测在 2003—2007、2007—2011 以及 2011—2015 期间的质量变化速率分别为 32.2 ± 5.0 Gt/a、 12.0 ± 3.8 Gt/a 和

14.2±3.9 Gt/a, 而 iSMB 模型估算的速率分别为 139.6±11.2 Gt/a、127.7±10.2 Gt/a 和 128.3±10.3 Gt/a, 与 GRACE 观测速率的年际波动基本一致, 可见该地区质量变化速率的年际波动也主要与 SMB 有关. 西南极 SC 区域, GRACE 观测的质量变化速率在 2003—2007、2007—2011 以及 2011—2015 年间的速率分别为 38.3±3.3 Gt/a、40.7±2.8 Gt/a 和 47.7±3.2 Gt/a, 速率较为稳定略有增速, 而 iSMB 模型估算的速率分别为 85.5±6.8 Gt/a、70.6±5.6 Gt/a 和 80.4±6.4 Gt/a, 速率反而有所下降, 由此可见, 该地区冰排放速率正在减速, 这与该地区 Kamb 冰流一百多年来不断的增厚(Joughin and Tulaczyk, 2002)有关.

通过 GRACE 和 SMB 数据的联合分析, 所有区域冰盖质量变化速率波动的原因都可以被成功识别. 在南极大部分地区, 冰排放速度都相对比较稳定, 速率波动都是由 SMB 年际变化所引起, 但在西南极的 SC 地区冰排放有明显减速, 西南极 ASE 地区和南极半岛 SAP 地区冰排放有明显加速. 由此可见, 西南极 ASE 地区和南极半岛不仅是南极冰盖质量损失最严重的区域, 而且是南极冰川或冰流正加速排放的区域, 因此这两个地区是未来南极冰盖稳定性和全球海平面上升研究应该重点关注的区域. 对于东南极, 2002—2016 年间冰盖质量一直在增加(见表 1), GRACE 和 SMB 联合分析也没有发现东南极有冰川在加快排放, 而且大多数气候模式还预测全球变暖会给东南极带来更多的降雪(Lenaerts et al., 2013; Previdi and Polvani, 2016), 这预示着东南极冰盖未来将继续保持稳定, 未来降雪增加还有助于减缓海平面上升速度.

本文的研究虽然主要是围绕南极冰盖质量变化的长期趋势信号进行开展, 但也对冰盖质量变化的年际信号进行了初步分析. SSA 分析显示, GRACE 监测的冰盖质量变化年际信号的方差贡献比在南极七个区域为 10%~25%, 仅次于长期信号. 相关性分析显示, GRACE 年际信号与 iSMB 年际信号展现了良好的线性相关性, GRACE 年际信号在不同区域之间也存在有显著的线性相关关系, 但与 ENSO、SAM 和 ASL 气候事件之间却不存在线性相关关系. 这表明南极冰盖质量变化的年际信号主要受 SMB 的影响, 但气候事件对南极 SMB 变化的影响并不是简单的线性过程, 是受制于多种气候或海洋模式的复杂非线性耦合过程, 而这个复杂系统还造成了南极 SMB 在空间分布上的抑制/抵消模态.

致谢 感谢两名审稿专家和编辑的宝贵修改建议, 感谢 CSR 提供 GRACE 数据产品, 感谢荷兰乌得勒支大学 Lenaerts 博士提供南极 SMB 数据, 感谢美国佐治亚理工学院 Gunter 博士、英国布里斯托大学 Martín-Español 博士和德国不莱梅研究所 Sasgen 博士提供 GIA 模型, 特别感谢中央研究院地球科学研究所赵丰特聘研究员在本文完成中给予的指导和帮助.

References

- Abram N J, Mulvaney R, Vimeux F, et al. 2014. Evolution of the Southern annular mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(7): 564-569, doi: 10.1038/nclimate2235.
- Baur O. 2012. On the computation of mass-change trends from GRACE gravity field time-series. *Journal of Geodynamics*, 61: 120-128, doi: 10.1016/j.jog.2012.03.007.
- Boening C, Lebsack M, Landerer F, et al. 2012. Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 39(21): L21501, doi: 10.1029/2012GL053316.
- Caron L, Ivins E R, Larour E, et al. 2018. GIA model statistics for GRACE hydrology, cryosphere, and ocean science. *Geophysical Research Letters*, 45(5): 2203-2212, doi: 10.1002/2017GL076644.
- Cazenave A, Meyssignac B, Ablain M, et al. 2018. Global sea-level budget 1993-present. *Earth System Science Data*, 10(3): 1551-1590, doi: 10.5194/essd-10-1551-2018.
- Chao B F. 1984. Interannual length-of-day variation with relation to the southern oscillation/El Nino. *Geophysical Research Letters*, 11(5): 541-544, doi: 10.1029/GL011i005p00541.
- Chen J L, Wilson C R, Blankenship D D, et al. 2006. Antarctic mass rates from GRACE. *Geophysical Research Letters*, 33(11): L11502, doi: 10.1029/2006GL026369.
- Chen J L, Wilson C R, Blankenship D, et al. 2009. Accelerated antarctic ice loss from satellite gravity measurements. *Nature Geoscience*, 2(12): 859-862, doi: 10.1038/NGEO694.
- Chen J L, Wilson C R, Li J, et al. 2015. Reducing leakage error in GRACE-observed long-term ice mass change: A case study in West Antarctica. *Journal of Geodesy*, 89(9): 925-940, doi: 10.1007/s00190-015-0824-2.
- Cheng M K, Tapley B D, Ries J C. 2013. Deceleration in the Earth's oblateness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2): 740-747, doi: 10.1002/jgrb.50058.
- Cook C P, Van De Flierdt T, Williams T, et al. 2013. Dynamic behaviour of the East Antarctic ice sheet during Pliocene warmth. *Nature Geoscience*, 6(9): 765-769, doi: 10.1038/nged1889.
- Ding M H. 2013. An up to date review on the mass balance over Antarctica. *Progress in Geophysics (in Chinese)*, 28(1): 24-35, doi: 10.6038/pg20130104.
- Dutrieux P, De Rydt J, Jenkins A, et al. 2014. Strong sensitivity of pine island ice-shelf melting to climatic variability. *Science*, 343

- (6167); 174-178, doi: 10.1126/science.1244341.
- ED C, Yang Y D, Chao D B. 2009. The sea level change from the Antarctic ice sheet based on GRACE. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 52(9): 2222-2228, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.09.005.
- Feng W, Lemoine J M, Zhong M, et al. 2012. Terrestrial water storage changes in the Amazon basin measured by GRACE during 2002—2010. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 55(3): 814-821, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.03.011.
- Fretwell P, Pritchard H D, Vaughan D G, et al. 2013. Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7(1): 375-393, doi: 10.5194/tc-7-375-2013.
- Fyke J, Lenaerts J T M, Wang H. 2017. Basin-scale heterogeneity in Antarctic precipitation and its impact on surface mass variability. *The Cryosphere*, 11(6): 2595-2609, doi: 10.5194/tc-11-2595-2017.
- Gao C C, Lu Y, Zhang Z Z, et al. 2015. Ice sheet mass balance in Antarctica measured by GRACE and its uncertainty. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 58(3): 780-792, doi: 10.6038/cjg20150308.
- Gao C C. 2015. Theory, method and application for detecting Antarctic ice sheet mass balance from time-variable gravity measurements [Ph. D. thesis] (in Chinese). Wuhan: Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences.
- Gao C C, Lu Y, Shi H L, et al. 2016. Combination of GRACE and ICESat data sets to estimate Antarctica Glacial Isostatic Adjustment (GIA). *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 59(11): 4007-4021, doi: 10.6038/cjg20161107.
- Gardner A S, Moholdt G, Cogley J G, et al. 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340(6134): 852-857, doi: 10.1126/science.1234532.
- Genthon C, Cosme E. 2003. Intermittent signature of ENSO in west—Antarctic precipitation. *Geophysical Research Letters*, 30(21): 2081, doi: 10.1029/2003GL018280.
- Ghil M, Allen M R, Dettinger M D, et al. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, 40(1): 3-1-3-41, doi: 10.1029/2000RG000092.
- Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5-6): 561-566, doi: 1607-7946/npg/2004-11-561.
- Gunter B C, Urban T, Riva R E M, et al. 2009. A comparison of coincident GRACE and ICESat data over Antarctica. *Journal of Geodesy*, 83(11): 1051-1060.
- Gunter B C, Didova O, Riva R E M, et al. 2014. Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change. *The Cryosphere*, 8(2): 743-760, doi: 10.5194/tc-8-743-2014.
- Harig C, Simons F J. 2012. Mapping Greenland's mass loss in space and time. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(49): 19934-19937, doi: 10.1073/pnas.1206785109.
- Harig C, Simons F J. 2015. Accelerated West Antarctic ice mass loss continues to outpace East Antarctic gains. *Earth and Planetary Science Letters*, 415: 134-141, doi: 10.1016/j.epsl.2015.01.029.
- Hosking J S, Orr A, Bracegirdle T J, et al. 2016. Future circulation changes off West Antarctica: Sensitivity of the Amundsen Sea Low to projected anthropogenic forcing. *Geophysical Research Letters*, 43(1): 367-376, doi: 10.1002/2015GL067143.
- Jacob T, Wahr J, Pfeffer W T, et al. 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*, 482(7386): 514-518, doi: 10.1038/nature10847.
- Jenkins G M, Watts D G. 1968. Spectral Analysis and Its Applications. San Francisco: Holden Day.
- Joughin I, Tulaczyk S. 2002. Positive mass balance of the Ross ice streams, West Antarctica. *Science*, 295(5554): 476-480, doi: 10.1126/science.1066875.
- Joughin I, Alley R B. 2011. Stability of the West Antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geoscience*, 4(8): 506-513, doi: 10.1038/ngeo1194.
- King M A, Bingham R J, Moore P, et al. 2012. Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution. *Nature*, 491(7425): 586-589, doi: 10.1038/nature11621.
- Landerer F W, Swenson S C. 2012. Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, 48(4): W04531, doi: 10.1029/2011WR011453.
- Lenaerts J T M, Van Den Broeke M R, Van De Berg W J, et al. 2012. A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979—2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 39(4): L04501, doi: 10.1029/2011gl050713.
- Lenaerts J T M, Van Meijgaard E, Van Der Broeke M R, et al. 2013. Recent snowfall anomalies in Dronning Maud Land, East Antarctica, in a historical and future climate perspective. *Geophysical Research Letters*, 40(11): 2684-2688, doi: 10.1002/grl.50559.
- Li F, Yuan L X, Zhang S K, et al. 2016. Mass change of the Antarctic ice sheet derived from ICESat laser altimetry. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 59(1): 93-100, doi: 10.6038/cjg20160108.
- Ligtenberg S R M, Helsen M M, Van Den Broeke M R. 2011. An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn. *The Cryosphere*, 5(4): 809-819, doi: 10.5194/tc-5-809-2011.
- Luo Z C, Li Q, Zhang K, et al. 2012. Trend of mass change in the Antarctic ice sheet recovered from the GRACE temporal gravity field. *Science China Earth Sciences*, 55(1): 76-82, doi: 10.1007/s11430-011-4275-1.
- Lutheke S B, Sabaka T J, Loomis B D, et al. 2013. Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *Journal of Glaciology*, 59(216): 613-631, doi: 10.3189/2013JG12J147.
- Marshall G J. 2003. Trends in the Southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24):

- 4134-4143, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<4134:titsam>2.0.co;2.
- Martín-Español A, King M A, Zammit-Mangion A, et al. 2016a. An assessment of forward and inverse GIA solutions for Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(9): 6947-6965, doi: 10.1002/2016JB013154.
- Martín-Español A, Zammit-Mangion A, Clarke P J, et al. 2016b. Spatial and temporal Antarctic Ice Sheet mass trends, glacio-isostatic adjustment, and surface processes from a joint inversion of satellite altimeter, gravity, and GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2): 182-200, doi: 10.1002/2015JF003550.
- Mémin A, Flament T, Alizier B, et al. 2015. Interannual variation of the Antarctic Ice Sheet from a combined analysis of satellite gravimetry and altimetry data. *Earth and Planetary Science Letters*, 422: 150-156, doi: 10.1016/j.epsl.2015.03.045.
- Mouginot J, Rignot E, Scheuchl B. 2014. Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophysical Research Letters*, 41(5): 1576-1584, doi: 10.1002/2013GL059069.
- Mu D P, Yan H M, Feng W, et al. 2017. GRACE leakage error correction with regularization technique: Case studies in Greenland and Antarctica. *Geophysical Journal International*, 208(3): 1775-1786, doi: 10.1093/gji/ggw494.
- Ni S N, Chen J L, Wilson C R, et al. 2018. Global terrestrial water storage changes and connections to ENSO events. *Surveys in Geophysics*, 39(1): 1-22, doi: 10.1007/s10712-017-9421-7.
- Paolo F S, Padman L, Fricker H A, et al. 2018. Response of pacific-sector antarctic ice shelves to the El Niño/Southern oscillation. *Nature Geoscience*, 11(2): 121-126, doi: 10.1038/s41561-017-0033-0.
- Peltier W R, Argus D F, Drummond R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1): 450-487, doi: 10.1002/2014JB011176.
- Previdi M, Polvani L M. 2016. Anthropogenic impact on Antarctic surface mass balance, currently masked by natural variability, to emerge by mid-century. *Environmental Research Letters*, 11(9): 094001, doi: 10.1088/1748-9326/11/9/094001.
- Raphael M N, Marshall G J, Turner J, et al. 2016. The amundsen sea low: Variability, change, and impact on antarctic climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(1): 111-121, doi: 10.1175/bams-d-14-00018.1.
- Rignot E, Bamber J L, Van Den Broeke M R, et al. 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1(2): 106-110, doi: 10.1038/ngeo102.
- Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B. 2011a. Ice flow of the antarctic ice sheet. *Science*, 333(6048): 1427-1430, doi: 10.1126/science.1208336.
- Rignot E, Velicogna I, Van Den Broeke M R, et al. 2011b. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5): L05503, doi: 10.1029/2011GL046583.
- Ritz C, Edwards T L, Durand G, et al. 2015. Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations. *Nature*, 528(7580): 115-118, doi: 10.1038/nature16147.
- Riva R E M, Gunter B C, Urban T J, et al. 2009. Glacial isostatic adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3-4): 516-523, doi: 10.1016/j.epsl.2009.10.013.
- Sasgen I, Dobslaw H, Martinec Z, et al. 2010. Satellite gravimetry observation of Antarctic snow accumulation related to ENSO. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4): 352-358, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.015.
- Sasgen I, Martín-Español A, Horvath A, et al. 2017. Joint inversion estimate of regional glacial isostatic adjustment in Antarctica considering a lateral varying Earth structure (ESA STSE Project REGINA). *Geophysical Journal International*, 211(3): 1534-1553, doi: 10.1093/gji/ggx368.
- Save H, Bettadpur S, Tapley B D. 2016. High-resolution CSR GRACE RL05 mascons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(10): 7547-7569, doi: 10.1002/2016JB013007.
- Shepherd A, Ivins E R, Geruo A, et al. 2012. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338(6111): 1183-1189, doi: 10.1126/science.1128102.
- Shi H L, Lu Y, Du Z L, et al. 2011. Mass change detection in Antarctic ice sheet using ICESat block analysis techniques from 2003-2008. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(4): 958-965, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.010.
- Simons F J, Dahlen F, Wiczeorek M A. 2006. Spatiospectral concentration on a sphere. *SIAM Review*, 48(3): 504-536, doi: 10.1137/S0036144504445765.
- Slepian D. 1983. Some comments on Fourier analysis, uncertainty and modeling. *SIAM Review*, 25(3): 379-393, doi: 10.1137/1025078.
- Swenson S, Wahr J. 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, 33(8): L08402, doi: 10.1029/2005GL025285.
- Swenson S, Chambers D, Wahr J. 2008. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8): B08410, doi: 10.1029/2007JB005338.
- Tapley B D, Bettadpur S, Ries J C, et al. 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, 305(5683): 503-505, doi: 10.1126/science.1099192.
- The IMBIE Team. 2018. Mass balance of the antarctic ice sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558(7709): 219-222, doi: 10.1038/s41586-018-0179-y.
- Turner J. 2004. The El Niño-southern oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, 24(1): 1-31, doi: 10.1002/joc.965.
- Van Wessem J M, Van De Berg W J, No. I B P Y, et al. 2018. Modelling the climate and surface mass balance of polar ice

- sheets using RACMO2-Part 2; Antarctica (1979—2016). *The Cryosphere*, 12(4): 1479-1498, doi: 10.5194/tc-12-1479-2018.
- Velicogna I, Wahr J. 2006. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, 311(5768): 1754-1756, doi: 10.1126/science.1123785.
- Velicogna I, Wahr J. 2013. Time-variable gravity observations of ice sheet mass balance: Precision and limitations of the GRACE satellite data. *Geophysical Research Letters*, 40(12): 3055-3063, doi: 10.1002/grl.50527.
- Wahr J, Molenaar M, Bryan F. 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12): 30205-30230.
- Wahr J, Swenson S, Velicogna I. 2006. Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33(6): L06401, doi: 10.1029/2005GL025305.
- Whitehouse P L, Bentley M J, Milne G A, et al. 2012. A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: Calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates. *Geophysical Journal International*, 190(3): 1464-1482, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x.
- Wiese D N, Nerem R S, Lemoine F G. 2012. Design considerations for a dedicated gravity recovery satellite mission consisting of two pairs of satellites. *Journal of Geodesy*, 86(2): 81-98, doi: 10.1007/s00190-011-0493-8.
- Wingham D J, Ridout A J, Scharroo R, et al. 1998. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science*, 282(5388): 456-458, doi: 10.1126/science.282.5388.456.
- Wouters B, Bamber J L, Van Den Broeke M R, et al. 2013. Limits in detecting acceleration of ice sheet mass loss due to climate variability. *Nature Geoscience*, 6(8): 613-616, doi: 10.1038/ngeo1874.
- Wouters B, Martin-Español A, Helm V, et al. 2015. Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula. *Science*, 348(6237): 899-903, doi: 10.1126/science.aaa5727.
- Wu X P, Heflin M B, Schotman H, et al. 2010. Simultaneous estimation of global present-day water transport and glacial isostatic adjustment. *Nature Geoscience*, 3(9): 642-646, doi: 10.1038/ngeo938.
- Yi S, Sun W K. 2014. Evaluation of glacier changes in high-mountain Asia based on 10 year GRACE RL05 models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3): 2504-2517, doi: 10.1002/2013JB010860.
- Zhang B J, Wang Z M, Li F, et al. 2017. Estimation of present-day glacial isostatic adjustment, ice mass change and elastic vertical crustal deformation over the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 63(240): 703-715, doi: 10.1017/jog.2017.37.
- Zhang Z Z, Chao B F, Lu Y, et al. 2009. An effective filtering for GRACE time-variable gravity: Fan filter. *Geophysical Research Letters*, 36(17): L17311, doi: 10.1029/2009GL039459.
- Zhang Z Z, Chao B F, Chen J L, et al. 2015. Terrestrial water storage anomalies of Yangtze River Basin droughts observed by GRACE and connections with ENSO. *Global and Planetary Change*, 126: 35-45, doi: 10.1016/j.gloplacha.2015.01.002.
- Zheng W, Hsu H T, Zhong M, et al. 2010. Research on optimal selection of orbital parameters in Improved-GRACE satellite gravity measurement mission. *Journal of Geodesy and Geodynamics (in Chinese)*, 30(2): 43-48.
- Zheng W, Hsu H, Zhong M, et al. 2015. Requirements analysis for future satellite gravity mission improved-GRACE. *Surveys in Geophysics*, 36(1): 87-109, doi: 10.1007/s10712-014-9306-y.
- Zheng W. 2015. Theory and Method of Satellite Gravity Recovery Based on the Energy Conservation Principle (in Chinese). Beijing: Science Press.
- Zwally H J, Giovinetto M B, Li J, et al. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992—2002. *Journal of Glaciology*, 51(175): 509-527.
- Zwally H J, Mario B G, Matthew A B, et al. 2012. Antarctic and Greenland Drainage Systems, GSFC Cryospheric Sciences Laboratory, http://icesat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php.
- Zwally H J, Li J, Robbins J W, et al. 2015. Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses. *Journal of Glaciology*, 61(230): 1019-1036, doi: 10.3189/2015JG15J071.

附中文参考文献

- 丁明虎. 2013. 南极冰盖物质平衡最新研究进展. *地球物理学进展*, 28(1): 24-35, doi: 10.6038/pg20130104.
- 鄂栋臣, 杨元德, 晁定波. 2009. 基于 GRACE 资料研究南极冰盖消减对海平面的影响. *地球物理学报*, 52(9): 2222-2228, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.09.005.
- 冯伟, Lemoine J M, 钟敏等. 2012. 利用重力卫星 GRACE 监测亚马逊流域 2002—2010 年的陆地水变化. *地球物理学报*, 55(3): 814-821, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.03.011.
- 高春春. 2015. 时变重力探测南极冰盖质量平衡的理论、方法与应用研究[博士论文]. 武汉: 中国科学院测量与地球物理研究所.
- 高春春, 陆洋, 张子占等. 2015. GRACE 重力卫星探测南极冰盖质量平衡及其不确定性. *地球物理学报*, 58(3): 780-792, doi: 10.6038/cjg20150308.
- 高春春, 陆洋, 史红岭等. 2016. 联合 GRACE 和 ICESat 数据分离南极冰川均衡调整(GIA)信号. *地球物理学报*, 59(11): 4007-4021, doi: 10.6038/cjg20161107.
- 李斐, 袁乐先, 张胜凯等. 2016. 利用 ICESat 数据解算南极冰盖冰雪质量变化. *地球物理学报*, 59(1): 93-100, doi: 10.6038/cjg20160108.
- 罗志才, 李琼, 张坤等. 2012. 利用 GRACE 时变重力场反演南极冰盖的质量变化趋势. *中国科学: 地球科学*, 42(10): 1590-1596.
- 史红岭, 陆洋, 杜宗亮等. 2011. 基于 ICESat 块域分析法探测 2003—2008 年南极冰盖质量变化. *地球物理学报*, 54(4): 958-965, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.010.
- 郑伟, 许厚泽, 钟敏等. 2010. Improved-GRACE 卫星重力轨道参数优化研究. *大地测量与地球动力学*, 30(2): 43-48.
- 郑伟. 2015. 基于能量守恒原理的卫星重力反演理论与方法. 北京: 科学出版社.