基于GPS测站垂向速度的南极地区冰川均衡调整(GIA)模型分析

李斐, 马超, 张胜凯*, 雷锦韬, 郝卫峰, 张卿川, 李文浩

武汉大学中国南极测绘研究中心, 武汉 430079

* 通讯作者, E-mail: zskai@whu.edu.cn

收稿日期: 2019-03-27; 收修改稿日期: 2019-09-11; 接受日期: 2019-10-22; 网络版发表日期: 2020-01-02

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603104)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 41531069)和武汉大学自主科研学科交叉类项目(编号: 2042017kf0209)资助

摘要 由于数据稀缺, 南极冰川均衡调整(glacial isostatic adjustment, GIA)建模相比北美和北欧古冰盖区域更为困难, 现有GIA模型在南极地区还存在较大的不确定性. 空间大地测量技术不断发展和进步, 为GIA建模提供了外部检核和新的约束. 利用GAMIT/GLOBK10.5软件对南极及周边区域73个测站1996~2014年的GPS数据进行解算和平差, 并考虑有色噪声估计其地壳垂向运动速度. 为了研究不同因素对地壳垂向运动的影响, 将GPS测站垂向速度与Argus等(2014)、Thomas等(2011)的GPS结果以及各GIA模型预测结果划分区域进行比较, 主要包括南极半岛北部、龙尼-菲尔希纳冰架、阿蒙森海沿岸、罗斯冰架、埃里伯斯火山、西南极内陆、东南极沿海等七个区域, 结果表明在南极半岛北部和阿蒙森海沿岸派恩艾兰湾地区存在现今冰雪负荷变化引起的显著地壳弹性抬升, 在埃里伯斯火山区域存在的显著下沉可能与其地下岩浆活动有关, 东南极沿海测站垂向运动速度都不显著, 其他区域的测站垂向运动主要受到GIA的影响. 对文章GPS结果与各GIA模型的相关性和GIA模型的不确定性进行分析, 结果表明ICE-6G(VM5a)模型与文章GPS结果的一致性最好, 其次是Geruo13模型, 而W12a和IJ05_R2系列模型与本文GPS结果一致性相对较差. 虽然目前南极GIA模型相比以前版本的模型有了很大改进, 但是南极地区GIA建模的状况仍然不容乐观: GIA模型相比北美地区不确定性偏大, 在BENN等部分测站上存在较大不符值, 在现今冰雪负荷变化显著地区由于弹性改正模型不确定性偏大而缺乏精确GPS约束.

关键词 南极, GPS, 冰川均衡调整, 垂向速度, 不确定性

1 引言

通常认为南极的长期运动主要包括水平刚性板块旋转加上由过去和现今冰-海水负荷变化引起的三维

形变(King和Santamaría-Gómez, 2016), 后者统称为冰川均衡调整(glacial isostatic adjustment, GIA). 由于大多数GIA模型主要考虑的是末次冰盛期的冰量变化对现今的影响, 而并没有考虑最近2000年的冰量变化

中文引用格式: 李斐, 马超, 张胜凯, 雷锦韬, 郝卫峰, 张卿川, 李文浩. 2020. 基于GPS测站垂向速度的南极地区冰川均衡调整(GIA)模型分析. 中国科学: 地球科学, 50: 353–368, doi: 10.1360/N072018-00147

英文引用格式: Li F, Ma C, Zhang S, Lei J, Hao W, Zhang Q, Li W. 2020. Evaluation of the glacial isostatic adjustment (GIA) models for Antarctica based on GPS vertical velocities. Science China Earth Sciences, 63: 575–590, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9532-5>

(Nield等, 2015), 因此本文研究的GIA是指黏弹地球对末次冰期(21~6ka)地表冰和海水负荷改变的响应, 也称冰后回弹. 末次冰盛期(last glacial maximum, LGM)在约20ka结束, 那时包括北美、格陵兰岛、芬诺斯坎底亚和南极在内的冰盖开始融化, 在约6ka大部分融化已经结束, 全球平均海平面因此上升了120~130m(Peltier, 2004). 冰、海洋质量的重新分布意味着地球表面主要负荷的重新分配, 这些负荷改变了地球的重力场、旋转极和速度, 并产生黏弹性响应, 其中包括固体地球的表面形变(Mitrovica等, 2009), 冰川地质学和古海平面数据可以提供对这种形变和质量重分布历史的约束. GIA模型能够对板块运动、地壳垂向运动、大地水准面变化、海平面变化、GRACE重力场、卫星测高和全球气候研究等提供重要改正(汪汉胜等, 2009; Ivins等, 2013; Prandi等, 2009), 还可以辅助GPS和VLBI数据的分析, 建立更稳健的国际地球参考框架(Altamimi和Collilieux, 2009), 提供地形地貌包括海陆分布和反射率的边界条件(Whitehouse等, 2012a).

通过对目前几种GIA模型进行比较, 发现模型之间存在着较大的差异, 如在南极冰盖区域不同模型之间的垂向地表位移差别达到几个 mm a^{-1} , 说明GIA建模存在较大的不确定性, 原因是目前还没有足够的数据用于约束. GIA模型的不确定性主要来自两个方面: 一是冰模型中冰盖厚度历史不够精确; 二是地球模型中有相当大的简化. 冰后回弹模型包含三个高度相关的参数, 作为位置和时间函数的冰盖厚度(冰消历史)、作为深度函数的位于岩石圈下方的地幔黏滞度和弹性岩石圈的厚度, 冰消历史、地幔黏滞度剖面或岩石圈厚度中的误差可能会影响另外两个参数的估计. 另外地震数据表明, 在南极洲的地幔中有较大的黏滞度变化, 这种变化会影响GIA模型的预测, 然而大多数的GIA模型都假定为均匀的径向分层地幔黏滞度, 没有进行黏弹性结构的横向非均匀性假设也可能引入额外的不确定性(Wang和Wu, 2006; Wu和Wang, 2006; Wang等, 2008).

地幔黏滞度对固体地球调整的响应时间起决定作用, 由于地幔黏滞度足够高使得该形变至今仍然可以测量, 其中地球表面位移的大地测量观测值和卫星、地面重力场观测值的变化最为显著. 因此, 对这些参数的测量可以深入了解过去的冰盖结构和海平面变化, 以及地球结构和流变学(Milne等, 2001; King等,

2010). 利用连续GPS可以获得高精度的地壳运动速度, 为GIA建模提供了外部检核和新的约束. 南极IGS连续跟踪站大都依托于各国相应的科学考察站, 基本上都分布在南极沿海地区. 国际南极研究科学委员会(Scientific Committee for Antarctic Research, SCAR)从20世纪90年代初开始, 先后建立了WAGN、TAMDEF、VLNDEF以及其他GPS会战网络. 2007/2008年国际极地年间, 由多国合作开始在南极实施POLENET(The Polar Earth Observing Network)计划, 该计划的主要任务是在极地布设GPS与地震等应用于地球科学研究的常年连续观测仪器(鄂栋臣和张胜凯, 2006). 近年来, 随着POLENET计划的实施和南极IGS测站的不断扩充, 南极连续GPS测站无论数量还是分布上都有了较大改善, 可获得更长时间序列和更高观测精度的GPS数据, 用于检验和约束GIA模型.

2 GPS数据处理

2.1 GPS数据来源

要准确估计GPS跟踪站的速度和精度, 通常要求坐标序列的时间跨度大于2.5年(Blewitt和Lavallée, 2003). 本文选取南极地区(60°S 以南)65个GPS站点及其周边区域(60°S 以北)8个GPS站点, 测站分布如图1所示, 其中IGS站点有12个、POLENET站点39个、南极埃里伯斯火山(Antarctica Erebus, AE)附近的6个站点、中国南极中山站(ZHON)以及其他组织和机构的7个站点, 数据跨度为1996~2014年, 测站最短时间跨度大于2.5年, 最长时间跨度为19年.

2.2 基线解算

GPS数据的基线解算采用GAMIT/GLOBK10.5高精度数据处理软件. 由于要解算的测站数多达73个, 全网解算效率很低. 姜卫平等(2011)认为虽然从理论上看来划分子网会影响数学模型的严密性, 但在实际计算时这种影响很小, 与全网处理相比精度相当. 斯克里普斯海洋学研究所(Scripps Institute of Oceanography, SIO)在处理全球GPS网时, 也将全球网划分为多个子网, 先在各子网内进行基线处理, 再联合各子网进行联合平差. 本文在进行解算时划分了三个子网, 子网间具有至少6个公共站点, 最后统一进行平差. GAMIT基线解算策略及参考准则如下: (1) 解算类型

图1 南极地区(60°S以南)65个连续GPS站点分布图

圆圈代表IGS的测站, 三角形代表POLENET的测站, 五角星代表中山站(ZHON), 矩形代表南极埃里伯斯火山GPS网(Antarctica Erebus, AE)的测站. *号代表该测站附近还存在其他并址站, 例如palm*代表palm/palv/pal2, mcm4*代表mcm4/crar/mcmc/mcmd, rayg*代表rayg/naus/lehg/elg2/cong/hooz/macg

为松弛解(RELAX),同时解算卫星轨道、测站坐标;(2) 观测值使用无电离层组合、自动修复周跳模式(LC_AUTCLN);(3) IGS站先验坐标约束为0.05、0.05和0.10m, 其他站先验坐标约束为100、100和100m;(4) 截止高度角为15°;(5) 历元间隔为30s;(6) 对流层延迟改正采用Saastamoinen模型;(7) 潮汐改正采用FES2004模型;(8) 光压摄动改正采用BERNE模型;(9) 参考框架为ITRF2008;(10) 其他均采用GAMIT/GLOBK10.5默认设置(马超等, 2016).

2.3 网平差

基线处理完成后, 使用GLOBK软件将基线解在ITRF2008框架下进行网平差. 由于本文解算的是区域GPS网络, 为了维持框架稳定, 本文加入了全球IGS网络1996~2014年igs1~igs9共计9个子网的基线解算结果(由SOPAC提供下载, 链接为<ftp://garner.ucsd.edu/archive/garner/solutions/global/>), 与IGS全球网基线解算结果进行联合平差. 选用IGS重处理结果(IGb08)中91个核心站作为框架稳定站, 对稳定站坐标N、E、U方向分别约束为0.01、0.01、0.05m; UT1及误差约束为0.25、0.1s, 极点水平坐标和误差约束为0.25、0.25、0.1、0.1m. 平差后各测站坐标时间序列水平分量的重复性(加权均方根误差)均优于5mm, 垂直分量的重复性均优于10mm(李斐等, 2016).

与IGS全球网基线解算结果进行联合平差. 选用IGS重处理结果(IGb08)中91个核心站作为框架稳定站, 对稳定站坐标N、E、U方向分别约束为0.01、0.01、0.05m; UT1及误差约束为0.25、0.1s, 极点水平坐标和误差约束为0.25、0.25、0.1、0.1m. 平差后各测站坐标时间序列水平分量的重复性(加权均方根误差)均优于5mm, 垂直分量的重复性均优于10mm(李斐等, 2016).

2.4 异常值剔除

GLOBK网平差得到的时间序列中存在少数异常值, 可能是由于外界环境变化或仪器内部元件的变化等因素引起, 会对时间序列分析造成偏差, 所以有必要进行剔除. 本文使用三倍四分位数差法则(IQR, Interquartile Range)(Nikolaidis, 2002)对坐标时间序列中的异常值进行剔除, 剔除标准为

$$|\hat{x}_i - \text{median}(x_{i-w/2, i+w/2})| > 3 \cdot \text{IDR}(x_{i-w/2, i+w/2}), \quad (1)$$

式中, 被探测值 $\hat{x}_i$ 代表第 i 个历元的坐标值, $\text{median}(x_{i-w/2, i+w/2})$ 代表以该历元为中心、窗口宽度为 w 范围内的中位数, $\text{IDR}(x_{i-w/2, i+w/2})$ 代表窗口内坐标的四分位数差, 即先将窗口内的时间序列按从小到大排列, 然后取第3/4和第1/4个数值之差, 得到IQR值. 本文在剔除异常值时取窗口宽度为1年.

2.5 阶跃改正

部分GPS测站时间序列由于地震或天线变动发生阶跃, 本文在平差时使用GAMIT/GLOBK10.5提供的地震重命名文件和阶跃前后坐标得到阶跃历元和大小, 并对其进行改正. 经过上述改正后, 测站WHTM仍然存在阶跃, 本文对其阶跃前后的坐标时间序列使用CATS软件进行分段拟合, 求出阶跃前后的坐标拟合差(即阶跃值), 然后对阶跃后的坐标进行改正. 测站WHTM阶跃改正前、后坐标时间序列如图2所示, 可以看出在历元2011.978WHTM的U方向坐标时间序列存在一个30mm的阶跃, 在阶跃改正后该测站的垂向速度和误差估计都有明显减小, 速度从13.65下降到4.38mm a⁻¹, 误差从3.66减小到1.66mm a⁻¹.

2.6 测站速度估计与并址站合并

连续GPS站坐标时间序列中不仅存在白噪声, 还存在有色噪声, 例如闪烁噪声和随机游走噪声等, 这些噪声对GPS时间序列分析有重要影响(姜卫平和周晓慧, 2014). 李伟伟等(2014)通过分析南极大陆12个IGS站的坐标时间序列, 发现南极区域最优噪声模型为白噪声+闪烁噪声+随机漫步噪声. 因此本文使用最大似然估计法考虑白噪声、闪烁噪声和随机漫步噪声, 分别估计了南极区域73个测站N、E、U方向的地壳运动速度. 由于部分测站之间距离很近(5km以内), 可以看作是并址站, 但各并址站速度并不一致, 需要进行合并. 本文中并址站一共有四组, 如表1所示, 以各测站速度中误差的倒数为权, 计算各并址站速度的加权平均值来表示它们的平均速度. 为了与合并前的测站进行区别便于以后使用, 本文将速度合并后的并址站来分别命名为MCM4*、PALM*、OHI2*和ROTH*. 合并之后总测站共66个, 其中南极大陆上有58个, 南极大陆以外有8个, 由于本文的研究重点是南极区域, 接下来将重点分析南极大陆的GPS测站速度.

2.7 参考框架转换的影响

为了对GPS测站垂向速度和GIA模型预测进行准

图2 测站阶跃改正前((a)~(c))、改正后((d)~(f))坐标时间序列比较

灰色点为测站时间序列, 黑色实线代表线性周期项拟合结果, 方框处为主要阶跃改正

表 1 并址站垂向速度合并

测站	经度	纬度	$V_u(\text{mm a}^{-1})$	$\Delta V_u(\text{mm a}^{-1})$	合并后 $V_u(\text{mm a}^{-1})$
CRAR	166.67°E	77.84°S	0.66	0.34	0.69
MCM4	166.67°E	77.84°S	0.62	0.26	
MCMC	166.67°E	77.84°S	0.99	0.56	
MCMD	166.67°E	77.84°S	0.77	0.56	
PAL2	64.05°W	64.78°S	6.31	0.64	6.18
PALM	64.05°W	64.78°S	6.08	0.33	
PALV	64.05°W	64.78°S	6.28	1.11	
OHI2	57.90°W	63.32°S	3.17	1.14	3.15
OHI3	57.90°W	63.32°S	3.09	3.26	
ROTB	68.13°W	67.57°S	3.46	0.97	4.11
ROTH	68.13°W	67.57°S	5.45	2.00	

确的比较和分析, 必须保证两者所在参考框架相同或者具有一致性. GPS垂向速度是在ITRF2008参考框架下估计的, 该框架是以整个地球系统的质心(CM)为原点, 所以也称CM框架. 而GIA模型是在CE框架下建立的, 该框架以固体地球质心(CE)为原点. 从理论上讲, 由于原点的不同, 两者存在一定的差异. Thomas等(2011)分别估计了在ITRF2005的CM框架与ICE-5G的CE框架下的GPS测站垂向速度, 发现在垂向速度的X、Y、Z三个分量上分别只有 (-0.2 ± 0.1) 、 (0.0 ± 0.1) 和 $(-0.1 \pm 0.1) \text{mm a}^{-1}$ 的微小差别. Argus等(2014)认为GIA引起的CM相对于CE的速度十分微小, 而现今冰质量损失引起的CM相对于CE的速度相对比较明显, 如果格陵兰岛冰量损失为 200Gt a^{-1} 且其他区域没有冰损失, 该速度为 0.22mm a^{-1} . 这些改正量相对于GIA模型较大的不确定性和GPS测站垂向速度的误差都十分微小, 对本研究的影响可以忽略.

3 地壳垂向运动因素的划分区域分析

考虑到引起南极垂向运动的因素不完全是GIA, 还包括现今冰雪负荷变化和地质构造等因素. 目前针对现今冰雪负荷变化引起的弹性响应的处理办法一般有两种: 一种是通过建立弹性响应模型对GPS速度进行弹性改正来消除现今冰雪负荷变化的影响, 另一种方法是直接排除存在明显冰雪负荷变化的区域. 鉴于目前的弹性响应模型与GIA模型类似, 还存在较大的不确定性, 特别是在冰雪负荷变化显著的区域, 一般

在利用大地测量数据检验或约束GIA模型时都会排除这些区域(Thomas等, 2011; Ivins等, 2013; Argus等, 2014), 而在冰雪负荷变化不显著的其他区域, 弹性响应模型改正的影响又十分微小, 可以忽略不计(Argus等, 2014). 因此, 本文决定采用剔除存在显著现今冰雪负荷变化和活跃地质构造运动区域的测站数据, 以消除或减弱它们的影响. 为了便于比较和分析不同因素的影响, 本文根据各因素的影响程度和地理位置的不同将南极大陆划分为若干区域, 主要包括南极半岛北部、龙尼-菲尔希纳冰架、阿蒙森海沿岸、罗斯冰架、埃里伯斯火山区域、西南极内陆和东南极沿海等区域, 根据有无明显的现今冰质量损失或者强烈的构造活动来对每个区域的垂向运动特征进行讨论和分析. 图3给出了本文58个南极GPS测站垂向速度与Argus等(2014)、Thomas等(2011)估计的GPS结果以及9种GIA模型预测结果在南极各区域的比较. 本文所用到的GIA模型包括ICE-6G_C(VM5a)(Argus等, 2014; Peltier等, 2015)、ICE-5G(VM2_L90)(Peltier, 2004; Argus和Peltier, 2010)、W12a(Whitehouse等, 2012a, 2012b)、Geruo13(Geruo等, 2013)、IJ05_R2(Ivins等, 2013)和Paulson07(Paulson等, 2007)等, 其中Geruo13和IJ05_R2模型由于地球参数不同存在多个版本. Geruo13的三个模型中(a)代表截断至100阶、无高斯平滑的版本, (b)代表截断至60阶、200km高斯平滑的版本, (c)代表截断至40阶、500km高斯平滑的版本. IJ05_R2(65km)代表岩石圈厚度为65km、下地幔黏滞度 $1.5 \times 10^{21} \text{Pa s}$ 的版本, IJ05_R2(115km)代表岩石圈厚度

图 3 本文估计的GPS测站垂向速度(红色正方形, 误差线表示误差大小)与Argus等(2014)(绿色正方形)、Thomas等(2011)(蓝色正方形)估计的GPS结果以及各GIA模型预测结果(不同颜色的圆形)在南极各区域的比较

测站顺序按照经度自西向东排列

为115km、下地幔黏滞度 $4 \times 10^{21} \text{ Pa s}$ 的版本. 本文与Argus等(2014)相同或并址的测站有47个, 与Thomas等(2011)相同或并址的测站有24个, 即本文比他们多了至少11个新测站. Argus等(2014)和Thomas等(2011)分别采用了1994~2012年和1995~2010年的GPS数据, 而本文采用了1996~2014年的GPS数据, 即相对较新的GPS数据.

从图3中误差棒的长度可以看出, 本文GPS测站垂向速度相比其他GPS结果精度有很大提高, 而且本文结果与另外两种GPS结果具有较好的一致性, 但也有个别测站结果存在分歧, 如CAPF、ROB4等. 测站CAPF位于南极半岛北部, Argus等(2014)使用2年的数据估计其垂向速度为 $(15.0 \pm 8.4) \text{ mm a}^{-1}$, 而本文使用2010~2014年共计5年的数据估计其速度为 $(5.18 \pm 1.29) \text{ mm a}^{-1}$, 两者相差达 10 mm a^{-1} . 测站ROB4位于罗斯冰架西岸, 本文估计其垂向速度为 $(1.17 \pm 0.33) \text{ mm a}^{-1}$, 与Argus等(2014)估计的 $(2.22 \pm 3.20) \text{ mm a}^{-1}$ 较为接近, 而与Thomas等(2011)估计的 $(7.54 \pm 2.59) \text{ mm a}^{-1}$ 相差较大, 其中本文使用了10年的数据, Argus等(2014)使用了6年的数据, 而Thomas等(2011)仅使用了558天的数据. 上述差异说明测站数据时间跨度的长短对测站速度的估计有十分重要的影响, 过短的数据时间跨度会使速度估计产生较大的不确定性.

3.1 南极半岛北部

南极半岛北部GPS测站垂向速度普遍大于各GIA模型的预测值, 其中FONP测站垂向速度最大, 达到了 16.19 mm a^{-1} , 而该测站的GIA模型预测值最大仅为 3.37 mm a^{-1} , 这样大的差距不太可能由GIA模型不确定性引起, 因此该区域还存在其他因素引起的抬升运动. 1995年南极半岛高兹塔王子道(Prince Gustav Channel)、拉森A冰架崩解, 2002年拉森B冰架崩解. 研究表明, 由于拉森B冰架的崩解, 原本处于冰架的包围和阻挡中的冰河开始加速流失, 该冰架的主要流入源发生了重大质量亏损. 图4给出了南极半岛区域GPS测站垂向速度分布, 测站FONP距离拉森B冰架崩解区最近, 且抬升速度最大, 其他较远的测站速度相对较小, 说明冰架崩解对该区域地壳抬升有很大影响. Thomas等(2011)通过对南极半岛北部OHI2、PALM和ROTH等站点的坐标时间序列进行分析, 发现坐标时间序列在2002年前后存在明显不同的斜率(速度), 特

图4 南极半岛地区GPS测站垂向速度分布

箭头, 方向代表抬升或下降, 大小代表速度量级, 灰线表示南极半岛陆地边界线(不包括冰架), 灰色圆形区域表示2002年初崩解的拉森B冰架近似范围

别是PALM站点2002年以前抬升速度仅为 0.1 mm a^{-1} , 2002年以后达到了 8.8 mm a^{-1} . 本文估计的测站PALM抬升速度变化如图5所示, 在1998~2001年期间抬升速度为 1.80 mm a^{-1} , 在2002~2014年期间抬升速度为 6.08 mm a^{-1} , 比Thomas等(2011)计算的速度量级略小, 但速度在变大的趋势是一致的. 测站PALM在2002年以前的垂向速度(1.8 mm a^{-1})与各GIA模型预测速度吻合较好, 说明2002年以前该测站垂向速度主要受GIA的影响, 而受现今冰雪负荷变化的影响较小.

3.2 龙尼-菲尔希纳冰架

龙尼-菲尔希纳冰架区域的测站包括南极半岛南部的1个测站(BREN)和龙尼-菲尔希纳冰架南部沿岸的5个测站. 在该区域本文的结果与Argus等(2014)的结果十分相近, 而与Thomas等(2011)的结果在SUGG、HAAG等测站上有较大差别, 原因可能与所使用的数据时间跨度不同有关, Thomas等(2011)采用了测站SUGG和HAAG 2003~2006年的GPS数据, 而本文和Argus等(2014)都采用2006年之后的GPS数据. 该区域GIA垂向速度预测值基本都在GPS测站垂向速度处上下浮动, 本文的GPS结果与大多数GIA模型预测值整体吻合较好, 因此本文认为龙尼-菲尔希纳冰架沿岸区域地壳抬升的主要原因是GIA, 而不是现今冰雪

图5 测站PALM在2002年前、后的垂向速度变化

负荷变化,与Argus等(2014)得到的结论一致.部分GIA模型的预测速度在该区域存在较大分歧,在BREN测站位置处可达约 8 mm a^{-1} .在CRDI、BERN等测站上W12a、ICE-5G(VM2_L90)和Geruo13(a)模型预测值与GPS结果相差较大,说明这些GIA模型在该区域存在较大的不确定性.

3.3 阿蒙森海沿岸

由于本文在阿蒙森海沿岸区域的5个测站均为2011年之后建立,所以Argus等(2014)和Thomas等(2011)的分析中均未引入这些测站,本文采用这些测站的数据时间跨度为3~4年,能够满足地壳运动速度估计的要求.在阿蒙森海沿岸区域GPS测站垂向速度范围为 -0.17 mm a^{-1} (THUR)~ 28.13 mm a^{-1} (BERP),不同GPS测站垂向速度之间存在较大差异,而各GIA模型预测值在该区域较为稳定,其中ICE-6G_C(VM5a)和W12a模型预测相对偏大,在 5 mm a^{-1} 左右,其他GIA模型预测值相对较小,在 $0\sim 2\text{ mm a}^{-1}$.LPLY和THUR测站与各GIA模型整体吻合较好,说明其垂向速度主要与GIA有关;BACK、BERP和TOMO三个测站的抬升速度远远大于所有GIA模型预测值,可能与该区域明显的现今冰雪负荷变化有关.

测站BACK、BERP和TOMO均处于派恩艾兰湾区域,研究表明该区域的两大冰川派恩艾兰冰川和思韦茨冰川都在经历快速的冰雪质量损失.派恩艾兰冰川是南极众多冰川中最大、移动速度最快的冰川,

2004年卫星探测结果显示表面的冰块流入阿蒙森海沿岸(Amundsen Sea)的速度比30年前要快25%.思韦茨冰川底部隐藏着庞大的快速流动低洼水道网络,是西南极最大的冰流之一.该区域是整个南极冰质量损失最大的区域,这三个测站异常大的速度较好地反映了该区域现今冰质量损失引起的弹性抬升.

3.4 埃里伯斯火山

埃里伯斯火山位于罗斯冰架西南部的罗斯岛,是一座活火山.火山口底部是一个小熔岩湖,1984年9月17日喷发,将火山熔岩抛出主火山口,该区域地震台站曾纪录到许多小型的地震,至今该火山仍然是研究强地质现象的重要对象.研究发现,地震有可能导致火山附近地表下沉.Takada和Fukushima(2013)和Pritchard(2010)等利用卫星数据分别分析了由2011年日本东北9.0级地震和2010年智利莫莱8.8级地震所造成的地表形变,在两次地震后,在断层附近的火山下沉程度最高达到15cm,其中日本火山的下沉很可能是由于火山下面的岩浆储存区以及一些较脆热岩的下沉所导致,而智利火山的下沉则可能是因为火山下面热流体的释放所导致.由于埃里伯斯火山附近的测站可能受到地下岩浆作用的影响,本文将火山附近3 km内的RAYG、NAUS、LEGH、E1G2、CONG和HOOZ 6个测站从罗斯冰架区域提取出来单独进行分析.由图3可知,该区域GPS测站均在下沉,其中位于主火山口的测站RAYG下沉最为严重,速度达 $(-10.80\pm 1.62)\text{ mm a}^{-1}$,下沉速度随着到火山口的距离增大而减小,测站HOOZ距火山口约3km,其垂向速度为 $(-0.32\pm 0.57)\text{ mm a}^{-1}$,在距离火山口约28km的测站MCM4*变为抬升运动,速度为 $(0.24\pm 0.26)\text{ mm a}^{-1}$.该区域各GIA模型预测结果均为抬升运动,W12a模型预测值量级偏大,平均在 4 mm a^{-1} 左右,其他模型预测值在 $0\sim 2\text{ mm a}^{-1}$.该区域GPS实测垂向速度(负值)与GIA预测速度(正值)相差较大,再加上不存在较大的现今冰雪负荷变化,说明该区域的下沉并非GIA和现今冰雪负荷变化引起,而是火山底部岩浆活动的结果.

3.5 罗斯冰架

除去火山附近的6个测站,罗斯冰架西岸其余GPS测站均为抬升,最大速度为 3.53 mm a^{-1} (COTE),与大部分GIA模型预测值总体吻合较好,说明该区域的抬升

运动主要受到GIA的影响. 罗斯冰架东岸的GPS测站抬升较为平稳且速度平均比西岸稍大, 在 5mm a^{-1} 左右, 测站RAMG、FALL和PATN垂向速度与GIA模型预测值吻合较好, 可认为这三个测站所在位置的抬升主要由GIA引起. 对于测站CLRK和MCAR, 本文分别使用5年和7年的GPS数据估计垂向速度和误差分别为 (6.11 ± 1.40) 和 $(5.16\pm 2.44)\text{mm a}^{-1}$, 分别比GIA模型最大预测值大了 2.32 和 3.35mm a^{-1} , 也超出了GPS测站垂向速度估计的误差范围, 因此不应该简单认为是GPS速度估计的误差. Thomas等(2011)估计的这两个测站的速度接近于 0mm a^{-1} , 与本文和Argus等(2014)的结果相差较大, 原因可能是由于估计所使用的数据时间跨度不同, 前者采用1998~2002年不到200天的GPS数据, 而后两者均采用2010年之后的连续GPS测站数据. 测站CLRK和MCAR分别位于玛丽伯德地西北部的Clarke山脉和Carbone山, 该地区地质构造稳定且尚未发现明显的现今冰雪负荷变化, 因此有可能是GIA模型系统性地低估了该地区的GIA抬升. 两种IJ05_R2模型对罗斯冰架西岸的地壳垂向速度预测值普遍低于本文GPS测站垂向速度和其他GIA模型, 说明它们在该区域可能存在较大的不确定性.

3.6 西南极内陆

测站PECE、WHTM、SDLY和HOWE位于西南极内陆, GPS抬升速度都小于 5mm a^{-1} , 与大多数GIA模型吻合较好. 在BENN测站位置处各GIA模型差别较大, 最大差别可达 7mm a^{-1} , 表明在位置上不同GIA模型预测之间存在较大的不确定性. 该测站位于班尼特冰原岛峰, 于2010年12月建立, 数据时间跨度较短, 此前有关GIA建模的研究中都未曾使用该测站的数据来约束和检验GIA模型, 本文利用2010~2014年的GPS数据估计其垂向速度为 $(11.09\pm 1.75)\text{mm a}^{-1}$, 比所有GIA模型预测速度都大得多, 与GIA模型预测值的最小不符值为 3.35mm a^{-1} (ICE6G_C(VM5a)), 最大不符值为 10.07mm a^{-1} (IJ05_R2(65km)). 图6给出了该测站的坐标时间序列, 可以看出其时间序列呈现平稳上升趋势, 观测期间无明显阶跃, 且红色曲线对线性项和周期项的拟合效果较好, 因此该测站的速度可靠性较高. 该测站所在地区尚未发现明显的冰质量损失, 因此可以不考虑现今冰雪负荷变化的影响, GPS抬升速度明显大于GIA模型预测值的原因有可能是各GIA模

图6 测站BENN的坐标时间序列以及速度估计
黑线代表对线性项和周期项的拟合结果

型低估了该位置的GIA抬升量级.

3.7 东南极沿海

东南极沿海区域GPS测站垂向速度在 $-1.5\sim 1.35\text{mm a}^{-1}$, 平均量级比西南极区域测站偏小, 该区域各GIA模型预测速度量级也相对较小, 约为 $-1\sim 3\text{mm a}^{-1}$. 东南极基底是古老的克拉通, 地质构造十分稳定, 所以该区域基本不存在地质构造因素引起的垂向运动. GRACE重力数据表明从2009年1月到2013年2月毛德皇后地东部和恩德比地的冰雪积累速度约为 150Gt a^{-1} (Boening等, 2012; Argus等, 2014), 总计约 600Gt . 沉积数据也表明2009~2012年该区域冰雪快速积累, 但测得1980~2008年总积累量约为 0Gt , 说明最近的冰雪积累速度相比2008年以前是十分反常的. 2009~2012年冰雪负荷积累会引起海岸下沉, 各GIA模型预测普遍为轻微的抬升运动, 位于恩德比地东部沿海的MAW1测站垂向速度为 $(-0.72\pm 0.23)\text{mm a}^{-1}$, 能够反映该区域冰雪积累引起的轻微下沉现象, 但无法排除各GIA模型可能存在较大的不确定性. 位于拉斯曼丘陵的ZHON和DAV1站以及位于迪蒙迪维尔海边的DUM1站也存在轻微下沉, 速度略小于各GIA模型的预测值, 具体原因还有待于进一步调查. 位于毛德皇后地北部

的VESL和SYOG站以及位于温森斯湾的CAS1站的GPS速度均为正值, VESL和SYOG站速度与各GIA模型预测值吻合较好, CAS1站速度与ICE-6G(VM5a)和W12a模型吻合较好, 与其他模型的一致性较差. 总体来说, 东南极沿海区域测站垂向运动并不显著, 受GIA和现今冰雪负荷变化的影响都比较小.

4 GIA模型预测的检核与分析

为了直观地看出GPS测站垂向速度与各GIA模型的差异, 在图7中给出了南极大陆58个GPS测站垂向速度与9种GIA模型预测之间的比较, 其中各种颜色的圆圈代表GPS速度, 背景色代表GIA模型, 不同的颜色代表不同的速度量级, 颜色越接近说明GPS速度与GIA模型吻合程度越高. 由图7可以看出在南极半岛、阿蒙森海沿岸派恩艾兰湾和埃尔伯斯火山区域的测站颜色与各GIA模型背景颜色都相差很大, 而在其他区域(特别是东南极)测站颜色与背景色相差较小, 原因在于南极半岛、阿蒙森海沿岸派恩艾兰湾和埃尔伯斯火山区域地壳除了受到GIA作用, 还受到明显的现今冰雪负荷变化或地下岩浆活动的影响. 为了消除或减弱这两种因素的影响, 本文在利用GPS测站垂向速度检核各GIA模型预测值时, 排除了南极半岛北部9个测站、派恩艾兰湾区域3个测站(BACK、BERP和TOMO)以及埃里伯斯火山附近6个测站, 剩余的40个测站都处于现今冰雪负荷变化并不显著并且地质构造相对稳定的区域.

ICE-5G(VM2_L90)、Geruo13(a/b/c)和Paulson07模型预测速度的空间分布十分相似, 这是因为它们都采用了相同的冰模型ICE-5G, 与采用其他冰模型的GIA模型(如ICE-6G(VM5a)、IJ05_R2和W12a)相比在分布和量级上都存在较大差异, 说明冰模型在GIA模型的预测结果中起主导作用. ICE-5G(VM2_L90)、Geruo13(a/b/c)和Paulson07模型预测结果的微小差异主要来自不同的地球模型, ICE-5G(VM2_L90)模型使用了VM2黏滞度剖面 and 岩石圈厚度为90km的地球模型, Paulson07模型使用的近似VM2的四层黏滞度模型, Geruo13(a/b/c)采用VM2黏滞度剖面 and 三维可压缩地球模型. 值得一提的是, 这些地球模型都是黏滞度仅沿径向变化的一维模型, 并没有考虑黏滞度的横向不均匀性. 为了探讨黏滞度横向非均匀性对GIA预测的影响,

汪汉胜等(2009)通过建立大地测量观测和相对海平面联合约束的GIA模型ICE-4G+RF3L20($\beta=0.4$), 发现地幔黏滞度具有显著的横向非均匀性并且对GIA预测有显著影响, 这种横向不均匀的黏滞度可以由地震层析模型得到. Wilson等(2015)的地震结果也表明南极地幔黏滞度具有显著且复杂的横向变化, 这种横向变化从根本上影响到对南极冰雪质量变化的均衡响应. 鉴于目前包括ICE-6G(VM5a)在内的大多数GIA模型都没有考虑黏滞度的横向不均匀性, 在今后的GIA模型研究中, 确定真实的三维地幔黏滞度结构对于GIA理论发展和模型改进具有重要的意义.

4.1 GPS测站垂向速度与GIA模型预测的相关性分析

为了评价GPS测站垂向速度和各GIA模型预测值的相关性, 本文对GPS测站垂向速度和各GIA模型预测值线性拟合, 拟合效果如图8所示, 可以看出在所有结果中都存在一个偏离拟合直线最远的测站BENN; 本文在3.6节也提到在该测站位置上GPS测站垂向速度比GIA模型预测值偏大得多, 原因可能是大多数GIA模型在该测站位置缺乏实测数据约束. 由表2可以看出, GPS测站垂向速度与各GIA模型预测值拟合的直线斜率在0.45~1.13; 截距在0.26~1.41; 相关系数在0.35~0.76. 从理论上讲如果GPS测站垂向速度仅包含GIA的响应, 那么图8、表2中的斜率和截距都分别为1和0, 而相关系数都为1. 反过来讲, 斜率越接近1、截距越接近0、相关系数越大则说明GPS测站垂向速度与该GIA模型预测值的吻合程度越高, GPS测站垂向速度与ICE-6G_C(VM5a)拟合的截距(0.26mm a^{-1})最小且相关系数(0.76)最大, 与Geruo13(c)拟合的斜率最接近于1(1.01)且相关系数(0.72)仅次于ICE-6G_C(VM5a), 说明GPS实测速度与这两个GIA模型预测值吻合性最好. GPS测站垂向速度与GIA模型预测的线性拟合和相关系数在一定程度上能够反映GIA模型的不确定性, 接下来我们对各GIA模型的不确定性集中进行分析.

4.2 GIA模型不确定性分析

GIA模型的不确定性主要来自两个方面: 一是冰模型中冰盖厚度历史不够精确, 二是地球模型中有相当大的简化. 同为古冰盖区域的劳伦古大陆或芬诺斯

图 7 本文GPS测站垂向速度(圆圈)与各GIA模型(背景)比较

不同颜色表示GPS速度或模型预测速度的大小, 圆圈的大小表示实测速度精度

坎底亚地区现今都是内海, 分别为哈德逊湾和波的尼亚湾, 其陆地冰期后出现了许多全新世的海岸线记录, 对冰消历史和地幔黏滞度具有强烈的约束。相比之下, 南极地区缺乏过去冰盖最大厚度区域的精确

RSL历史资料, 会导致冰模型构建存在非唯一性, 并且南极地区用于约束模型的大地测量数据较少且存在现今冰雪负荷变化引起的弹性响应, 南极区域冰量损失历史的重建问题比劳伦古大陆或芬诺斯坎底亚地区都

图8 GPS测站垂向速度与各GIA模型预测的线性拟合效果

更加复杂。一直以来, GIA模型的误差要么没有给出, 要么使用模型之间的差别来量化误差, 如W12a模型量化误差时使用了一系列不同的冰模型版本, Geruo13、IJ05_R2模型在量化误差时也使用了一系列不同参数的地球模型, 但无论哪一种方法都无法准确地反映真实的不确定性, 特别是当对GRACE数据进行GIA改正时, 将导致系统误差, 而不是随机误差。

为了分析不同GIA模型的真实不确定性, 我们以GPS测站垂向速度作为参考, 求出GPS测站垂向速度与各GIA模型之间的不符值, 并统计不符值在不同区

间的个数。考虑到东南极和西南极之间的较大差异, 图9分别给出了东南极和西南极GPS测站垂向速度与各GIA模型预测速度的不符值分布, 各区间长度均为 1mm a^{-1} 。东南极测站包括东南极沿海7个测站和罗斯冰架西岸的15个测站, 共计22个测站。西南极测站包括龙尼-菲尔希纳冰架6个测站、阿蒙森海沿岸2个测站(除去派恩艾兰湾)、罗斯冰架东岸5个测站和西南极内陆5个测站, 共计18个测站。由图9可知, 东南极的不符值分布较为集中, 不符值范围约在 $-4\sim 4\text{mm a}^{-1}$, 而西南极不符值分布较为分散, 不符值范围约在

表 2 GPS测站垂向速度与各GIA模型预测的线性拟合参数和相关系数

GIA模型名称	拟合斜率	拟合截距 (mm a ⁻¹)	相关系数
ICE-6G_C(VM5a)	0.87	0.26	0.76
ICE-5G(VM2_L90)	0.65	1.17	0.66
W12a	0.45	1.29	0.35
Geruo13(a)	0.65	0.92	0.60
Geruo13(b)	0.77	0.69	0.68
Geruo13(c)	1.01	0.33	0.72
IJ05_R2(65km)	0.91	1.77	0.50
IJ05_R2(115km)	1.13	1.41	0.56
Paulson07	0.84	0.60	0.69

-6~10mm a⁻¹, 说明各GIA模型在西南极的不确定性普遍要大于东南极。

表3给出了GPS测站垂向速度与各GIA模型预测速度不符值的加权均值和加权均方根误差(WRMS)的比较, 不符值的加权均值可以检验两者是否有无系统性偏差, 不符值的WRMS能够有效衡量两者之间偏差量级的大小。由表3可以发现, 不符值的加权均值在西南极均 ≥ 0 , 说明在西南极GPS结果比各GIA模型预测都偏大, 而在东南极既有正值也有负值, 负值表明在东南极ICE-6G_C(VM5a)、W12a、Geruo13(a)模型预测比GPS结果偏大。GPS垂向速度与IJ05_R2(65km)、IJ05_R2(115km)模型不符值的总体加权均值范围为1.55和1.67mm a⁻¹, 说明这两个GIA模型预测比GPS结果系统性地偏小, 与W12a模型不符值的总体加权均值

为-0.39mm a⁻¹, 说明W12a模型预测比GPS结果系统性地偏大, 与ICE-6G_C(VM5a)、ICE-5G(VM2_L90)、Geruo13系列和Paulson07模型预测速度不符值的加权均值量级相对较小, 说明这些模型预测速度与GPS垂向速度的总体无偏性较好。西南极GPS测站垂向速度与GIA模型预测不符值的WRMS普遍大于东南极, 与图9中得出的结论一致。GPS测站垂向速度与ICE-6G_C(VM5a)不符值的WRMS(0.88mm a⁻¹)最小, 其次是与Geruo13(c)不符值的WRMS(1.15mm a⁻¹), 与IJ05_R2两个模型预测不符值的WRMS(2.10和2.01mm a⁻¹)最大, 因此以GPS垂向速度作为参考, 本文认为在众多GIA模型中ICE-6G_C(VM5a)模型在上述区域的不确定性最小, 其次是Geruo13(c)模型, IJ05_R2两个模型的不确定性最大。ICE-6G_C(VM5a)模型不确定性最小的原因可能与约束模型所使用的数据集有关, 该模型采用了Argus等(2014)估计的42个GPS测站垂向速度进行约束, 而其他模型如W12a、IJ05_R2等则采用较早的Thomas等(2011)GPS数据集来进行约束。

不同地球模型参数设置可能会对GIA模型的不确定性造成一定影响。Geruo13系列三个模型主要是截断阶数和高斯滤波半径不同, 从而导致三种不同的预测结果。由表3中不符值的WRMS和表2中的相关系数可以看出随着截断阶次越低、高斯滤波半径越大, WRMS越小, 相关系数越高, 即预测速度越接近GPS测站垂向速度, 原因可能是模型高阶项含有更大的误差, 通过截断到较低的阶次和高斯滤波能够有效减小这种误差。IJ05_R2系列两个模型主要是岩石圈厚度和下地幔黏滞度的不同, 由表3中不符值的WRMS和

表 3 GPS测站垂向速度与模型预测不符值的加权均值和加权均方根误差(WRMS)比较

GPS-GIA	不符值加权均值(mm a ⁻¹)			不符值WRMS(mm a ⁻¹)		
	东南极	西南极	总体	东南极	西南极	总体
GPS-ICE-6G_C(VM5a)	-0.18	0.00	-0.10	0.75	2.08	0.88
GPS-ICE-5G(VM2_L90)	0.59	0.04	0.34	1.48	2.59	1.53
GPS-W12a	-1.27	0.68	-0.39	1.26	3.08	1.67
GPS-Geruo13(a)	-0.15	0.09	-0.04	1.42	2.85	1.53
GPS-Geruo13(b)	0.04	0.17	0.10	1.26	2.32	1.33
GPS-Geruo13(c)	0.03	0.69	0.33	1.05	1.89	1.15
GPS-IJ05_R2(65km)	0.98	2.51	1.67	1.67	2.42	2.10
GPS-IJ05_R2(115km)	0.85	2.41	1.55	1.55	2.28	2.01
GPS-Paulson07	0.06	0.35	0.19	1.31	2.22	1.39

图9 GPS测站垂向速度与模型预测在东南极(灰色柱体)和西南极(无色柱体)的不符值分布

表2中的相关系数可以看出, 岩石圈厚度较大、下地幔黏滞度较大的IJ05_R2(115km)模型预测结果更接近GPS结果。

虽然目前南极GIA模型相比以前版本的模型有了很大改进, 如ICE-6G_C(VM5a)相对于ICE-5G(VM2_L90)的不确定性有了显著减小, 但是南极GIA建模的状况仍然不容乐观。在北美地区, Park等(2002)计算的GPS结果与改进地球模型的ICE-3G模型预测不符值的WRMS为 0.42 mm a^{-1} , 朱新慧和孙付平(2005)利用VLBI结果与ICE-4G模型的相关系数为0.89, 不符值

WRMS为 0.8 mm a^{-1} , 目前最新的ICE-6G_C(VM5a)模型相比ICE-3G、ICE-4G模型都有了很大改进(Peltier等, 2015)。而在南极地区GPS结果与各GIA模型的相关系数范围在 $0.35 \sim 0.76$, 不符值WRMS范围在 $0.88 \sim 2.10 \text{ mm a}^{-1}$ 。因此, 与北美地区相比, 南极地区GIA模型预测与实测垂向速度相关系数普遍不高, 并且不符值WRMS偏大。在现今冰雪负荷变化不显著地区的部分测站上(如BENN等)与GPS垂向速度存在较大不符值, 而在现今冰雪负荷变化显著地区(如南极半岛北部和阿蒙森海沿岸派恩艾兰湾)缺乏直接GPS约

束, 弹性改正模型不确定性偏大.

5 结论

利用GAMIT/GIOBK10.5软件解算了南极及周边区域1996~2014年73个GPS测站的数据, 并联合全球网IGS1~IGS9的基线解算数据(h文件)进行联合平差, 得到各测站的单天坐标时间序列. 采用三倍四分位数差法则剔除了坐标时间序列中的异常值, 并对部分测站时间序列中存在的阶跃使用CATS软件进行了估计并改正, 考虑白噪声、闪烁噪声和随机漫步噪声采用CATS软件中的最大似然方法估计了各测站速度及不确定性, 对并址站或相近测站的速度进行了合并.

本文GPS测站垂向速度与Argus等(2014)、Thomas等(2011)估计的GPS测站垂向速度以及各GIA模型预测结果的分区域分析结果表明, 在南极半岛北部和阿蒙森海沿岸派恩艾兰湾地区存在现今冰雪负荷变化引起的显著弹性抬升, 在埃尔伯斯火山区域存在显著的地壳下沉, 可能与火山地下岩浆活动有关, 东南极沿海测站垂向运动速度都不显著, 其他区域的测站垂向运动主要受到GIA的影响.

通过对本文GPS结果与GIA模型的相关性以及模型不确定性进行分析, 发现ICE-6G(VM5a)模型与本文GPS测站垂向速度的一致性最好, 其次是Geruo13模型, 而W12a和IJ05_R2系列模型与本文GPS结果一致性相对较差. 目前新出现的南极GIA模型相比之前的模型都有很大改善, 但南极GIA建模的状况与北美等其他地区相比仍然不容乐观, 随着未来南极大地测量数据集的不断扩充、地幔黏滞度横向非均匀性等GIA理论地研究以及建模方法的改进, 这一状况将会得到改善.

参考文献

鄂栋臣, 张胜凯. 2006. 国际南极大地参考框架的构建与进展. 大地测量与地球动力学, 26: 104–108

姜卫平, 周晓慧. 2014. 澳大利亚 GPS 坐标时间序列跨度对噪声模型建立的影响分析. 中国科学: 地球科学, 44: 2461–2478

姜卫平, 赵倩, 刘鸿飞, 杨凯. 2011. 子网划分在大规模GNSS基准站网数据处理中的应用. 武汉大学学报(信息科学版), 35: 389–391

李伟伟, 鞠晓蕾, 沈云中, 张子占. 2014. 联合GNSS和GRACE数据分析南极跟踪站的径向形变. 极地研究, 26: 238–243

李斐, 马超, 张胜凯, 雷锦韬, 郝卫峰, 张卿川, 李文浩. 2016. 南极半岛地区GPS坐标时间序列噪声分析及形变模式初探. 地球物理学报, 59: 2402–2412

马超, 李斐, 张胜凯, 雷锦韬, 鄂栋臣, 郝卫峰, 张卿川. 2016. 顾及共性误差的南极半岛地区连续GPS站坐标时间序列分析. 地球物理学报, 59: 2783–2795

汪汉胜, Patrick W U, Wouter V D W, 贾路路, 胡波, 王志勇. 2009. 大地测量观测和相对海平面联合约束的冰川均衡调整模型. 地球物理学报, 52: 2450–2460

朱新慧, 孙付平. 2005. 用甚长基线干涉测量数据检测冰期后地壳回弹. 地球物理学报, 48: 308–313

Altamimi Z, Collilieux X. 2009. IGS contribution to the ITRF. *J Geod*, 83: 375–383

Argus D F, Peltier W R, Drummond R, Moore A W. 2014. The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. *Geophys J Int*, 198: 537–563

Argus D F, Peltier W R. 2010. Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: A detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. *Geophys J Int*, 107: 697–723

Blewitt G, Lavallée D. 2003. Effect of annual signals on geodetic velocity. *J Geophys Res*, 108: 2010

Boening C, Lebsack M, Landerer F, Stephens G. 2012. Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet. *Geophys Res Lett*, 39: L21501

Geruo A, Wahr J, Zhong S. 2013. Computations of the viscoelastic response of a 3-D compressible Earth to surface loading: An application to Glacial Isostatic Adjustment in Antarctica and Canada. *Geophys J Int*, 192: 557–572

Ivins E R, James T S, Wahr J, Schrama O E J, Landerer F W, Simon K M. 2013. Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 3126–3141

King M A, Altamimi Z, Boehm J, Bos M, Dach R, Elosegui P, Fund F, Hernández-Pajares M, Lavallée D, Mendes Cerveira P J, Penna N, Riva R E M, Steigenberger P, van Dam T, Vittuari L, Williams S, Willis P. 2010. Improved constraints on models of glacial isostatic adjustment: A review of the contribution of ground-based geodetic observations. *Surv Geophys*, 31: 465–507

King M A, Santamaría-Gómez A. 2016. Ongoing deformation of Antarctica following recent great earthquakes. *Geophys Res Lett*, 43: 1918–1927

Milne G A, Davis J L, Mitrovica J X, Scherneck H G, Johansson J M, Vermeer M, Koivula H. 2001. Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science*, 291: 2381–2385

- Mitrovica J X, Gomez N, Clark P U. 2009. The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. *Science*, 323: 753
- Nield G, Whitehouse P, King M, Clarke P. 2015. Glacial Isostatic Adjustment on the Siple Coast. Vienna: EGU General Assembly Conference Abstracts, 17: 10494
- Nikolaidis R. 2002. Observation of geodetic and seismic deformation with the Global Positioning System. Dissertation for Doctoral Degree. San Diego: University of California
- Park K D, Nerem R S, Davis J L, Schenewerk M S, Milne G A, Mitrovica J X. 2002. Investigation of glacial isostatic adjustment in the northeast U.S. using GPS measurements. *Geophys Res Lett*, 29: 1509
- Paulson A, Zhong S, Wahr J. 2007. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data. *Geophys J Int*, 171: 497–508
- Peltier W R. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 32: 111–149
- Peltier W R, Argus D F, Drummond R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 450–487
- Prandi P, Cazenave A, Becker M. 2009. Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993–2007. *Geophys Res Lett*, 36: L05602
- Pritchard M. 2010. Deformation explained. *Nat Geosci*, 3: 515
- Takada Y, Fukushima Y. 2013. Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Nat Geosci*, 6: 637–641
- Thomas I D, King M A, Bentley M J, Whitehouse P L, Penna N T, Williams S D P, Riva R E M, Lavallee D A, Clarke P J, King E C, Hindmarsh R C A, Koivula H. 2011. Widespread low rates of Antarctic glacial isostatic adjustment revealed by GPS observations. *Geophys Res Lett*, 38: L22302
- Wang H, Wu P. 2006. Effects of lateral variations in lithospheric thickness and mantle viscosity on glacially induced surface motion on a spherical, self-gravitating Maxwell Earth. *Earth Planet Sci Lett*, 244: 576–589
- Wang H, Wu P, van der Wal W. 2008. Using postglacial sea level, crustal velocities and gravity-rate-of-change to constrain the influence of thermal effects on mantle lateral heterogeneities. *J Geodyn*, 46: 104–117
- Whitehouse P L, Bentley M J, Le Brocq A M. 2012a. A deglacial model for Antarctica: Geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of Antarctic glacial isostatic adjustment. *Quat Sci Rev*, 32: 1–24
- Whitehouse P L, Bentley M J, Milne G A, King M A, Thomas I D. 2012b. A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: Calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates. *Geophys J Int*, 190: 1464–1482
- Wilson T J, Bevis M, Konfal S, Barletta V, Aster R, Chaput J, Heeszel D, Wiens D, Anandakrishnan S, Dalziel I, Huerta A, Kendrick E, Nyblade A, Winberry P, Smalley B, Lloyd A. 2015. Understanding glacial isostatic adjustment and ice mass change in Antarctica using integrated GPS and seismology observations. Vienna: EGU General Assembly Conference Abstracts. 17: 7762
- Wu P, Wang H. 2006. Effects of mode coupling and location of rotational axis on glacial induced rotational deformation in a laterally heterogeneous viscoelastic earth. *Geophys J Int*, 167: 853–859

(责任编辑: 李新)