

引用格式: 李晴烁,柯长青,张杰,等.基于ICESat和ICESat-2激光测高数据估算2003—2019年格陵兰冰盖物质平衡[J].地球信息科学学报, 2022,24(3):558-571. [Li Q S, Ke C Q, Zhang J, et al. Estimation of the mass balance of greenland icesheet from 2003 to 2019 based on ICESat and ICESat-2 laser altimetry data[J]. Journal of Geo- information Science, 2022,24(3):558- 571] DOI:10.12082/dqxkx.2022.210361

基于ICESat和ICESat-2激光测高数据估算2003—2019年格陵兰冰盖物质平衡

李晴烁^{1,2},柯长青^{1*},张杰²,范宇宾¹,沈校熠¹

1. 南京大学 地理与海洋科学学院,南京 210023;

2. 自然资源部 第一海洋研究所,青岛 266061

Estimation of the Mass Balance of Greenland IceSheet from 2003 to 2019 based on ICESat and ICESat-2 Laser Altimetry Data

LI Qingshuo^{1,2}, KE Changqing^{1*}, ZHANG Jie², FAN Yubin¹, SHEN Xiaoyi¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

2. First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, People's Republic of China, Qingdao 266061, China

Abstract: The Greenland Ice Sheet is one of the important factors affecting global climate change. Minor changes in Greenland Ice Sheet can cause significant change in sea level. Thus, it is extremely essential to estimate the Greenland Ice Sheet mass balance quantitatively, which lays foundation for understanding global sea level rise and climate change. In this study, the latest ICESat-2 satellite laser altimetry data (November 2018 to September 2019) and the ICESat data (February 2003 to October 2009) are used to estimate Greenland Ice Sheet mass balance from February 2003 to September 2019. The elevation change of the Greenland Ice Sheet is obtained by crossover analysis. During the process of calculating mass balance, we have corrections for deformation of the Firn Air Content, Glacial Isostatic Adjustment, and Elastic Rebound, and the ice-column density is estimated by ice physical process parameters, such as snow accumulation, glacier surface melting, and glacier surface dynamic change. To further analyze the spatial variation of Greenland Ice Sheet mass balance, we compared the results of mass balance across the glacier hydrological basins. Results show: (1) The main body of the Greenland Ice Sheet from 2003 to 2019 is melting with a mean annual elevation change rate of about -11.27 ± 0.83 cm/yr; (2) For ice sheet below 2000 m, the overall volume change rate is -206.0 km³/yr, which indicates a relatively large ablation and the maximum ablation rate is -6.0 m/yr. In contrast, the ice sheet above 2000 m shows an accumulation trend. Its volume change rate is 14.2 km³/yr, with the maximum accumulation rate of 1.1 m/yr; (3) The total mass balance of Greenland Ice Sheet grounded-ice from 2003 to 2019 is -195.2 ± 13.1 Gt/yr after correction. And the mass balance change has obvious regional variation. The southeastern and northwestern drainage basins show a large ablation trend, and the northeastern drainage basin is the only

收稿日期 2021-06-29;修回日期:2021-09-06.

基金项目 :国家自然科学基金重点项目(41830105)。[**Foundation item:** Major Research Plan of the National Natural Science Foundation of China, No.41830105.]

作者简介 李晴烁(1997—),女,黑龙江佳木斯人,硕士生,主要从事冰川物质平衡研究。E-mail: mg1927102@smail.nju.edu.cn

*通讯作者 柯长青(1969—),男,陕西丹凤人,教授,博士生导师,主要从事冰雪遥感研究。E-mail: kecq@nju.edu.cn

accumulation zone; (4) The annual mean temperature in Greenland Ice Sheet is rising at a rate of 0.8 K/yr during the period of 2003-2019, while its mean precipitation shows a downward trend especially in the east and northwest of Greenland Ice Sheet, with a maximum decreasing rate of -0.1 mm/yr. Hence, we can conclude that the accelerated melting pattern of Greenland Ice Sheet is due to the combined effect of the increasing annual mean temperature and decreasing annual mean precipitation in this area.

Key words: elevation change; mass balance; ICESat-2; ICESat; laser altimeter; crossover analysis; greenland ice sheet; grounded ice

***Corresponding author:** KE Changqing, E-mail: kecq@nju.edu.cn

摘要 格陵兰冰盖是影响全球气候变化的重要因素之一,其微小变化会引起海平面的显著变化,因此定量研究其物质平衡具有重要的科学意义。利用最新发射的 ICESat-2 卫星激光测高数据(2018 年 11 月至 2019 年 9 月),联合 ICESat 数据(2003 年 2 月至 2009 年 10 月),估算 2003 年 2 月至 2019 年 9 月格陵兰冰盖物质平衡。首先通过交叉点法得到冰盖表面的高程变化,再根据积雪堆积、表面融化和动力变化等物理过程计算密度值,最后经过粒雪含量、冰后回弹和弹性回弹校正计算物质平衡,并针对不同的冰川水文流域进行空间差异性分析。结果表明:① 2003—2019 年格陵兰冰盖主体的平均高程变化为 -11.27 ± 0.83 cm/yr;② 高程 2000 m 以下的冰盖呈较大的消融趋势,高程最大消融速率为 -6.0 m/yr,总体积变化速率为 -206.0 km³/yr,2000 m 以上的冰盖呈上升趋势,高程最大累积率为 1.1 m/yr,总体积变化率为 14.2 km³/yr;③ 校正后触地冰的总物质平衡为 -195.2 ± 13.1 Gt/yr,其中东南部和西北部流域消融量较大,仅有东北部流域呈累积趋势;④ 2003—2019 年格陵兰温度整体处于上升趋势,最大变化率为 0.8 K/yr,降水在东部和西北部呈下降趋势,最大变化率为 -0.1 mm/yr,在一定程度上加速了冰盖消融。

关键词 高程变化;物质平衡;ICESat-2;ICESat;激光测高;交叉点分析;格陵兰冰盖;触地冰

1 引言

格陵兰冰盖蕴含巨大的水资源,储存冰量约占全球总冰量的 10%^[1]。研究表明格陵兰冰盖近 30 年来整体处于物质损失状态,且消融速率不断增大,从 1990—2000 年的 -41 ± 17 Gt/yr 增加到 2000—2010 年的 -187 ± 17 Gt/yr,2010—2018 年达到 -286 ± 20 Gt/yr,这将会引起全球气候变化和海平面加速上升^[2-4]。因此监测冰盖物质平衡变化,评价高程变化驱动机制,量化冰盖消融对理解海平面上升具有十分重要的意义^[5]。

研究冰盖物质平衡的关键是获取表面高程数据,传统地面观测受人力、物力限制,且测量区域有限。遥感技术因其观测频率高、数据覆盖范围广等特点给格陵兰冰盖观测提供了新的手段。基于遥感技术的物质平衡估算主要有以下 3 类方法。① 输入输出法,该方法假设物质积累是通过降雪作用,物质损失是通过蒸发作用和边缘区域冰川向海洋的输送作用,采用积累量减去损失量计算物质平衡,该方法的优势在于能够单独获得积累量和损失量,但用于计算损失量的触地线位置需要考虑其动态变化,会对计算精度造成一定的影响^[6-7]。② 重力测量法,以重力卫星监测冰盖的重力场变化,该方

法可较好的估算陆地水储量变化和冰川动力变化,但因重力信号易混淆且数据分辨率较低,解释其数据存在一定的困难,难以获取格陵兰冰盖物质平衡变化细节^[7-8]。③ 测高法:以 Envisat、Cryosat-2 等雷达测高卫星和 ICESat 等激光测高卫星采用交叉点或重复轨道法分析冰盖的高程变化,再结合相关公式和模型估算物质平衡。随着卫星测高数据精度的不断提高,采用多颗测高卫星综合进行长时间序列分析更有利于反映物质平衡的变化状况,相比于重力测量法和输入输出法,该方法能够在较短的时间间隔内计算大范围地区的高程变化,有较高的时间分辨率和空间分辨率;相比于输入输出法,该方法更有利于分析长期变化趋势和周期性特点^[6-7]。

已有许多国内外学者将 ICESat 数据应用到极地冰盖研究中。Slobbe 等^[9]利用 ICESat 数据,采用交叉点法分析 2003—2007 年格陵兰岛冰盖年际损失量,并以 2000 m 高程为界讨论不同地区的高程变化,结果表明 2000 m 以上的区域高程变化为 2 cm/yr,2000 m 以下的区域高程变化为 -24 cm/yr。Sørensen^[10]等基于 2003—2008 年的 ICESat 数据采用三种方法估算格陵兰冰盖损失量,计算出格陵兰冰盖年际损失在 -191 ± 23 Gt/yr 至 -240 ± 28 Gt/yr 之间,并讨论采样、插值和粒雪密度模型对物质平

衡的影响。陈国栋等^[11]利用2003年9月至2009年10月的ICESat数据,讨论坡度改正方法,并改进平差模型和坡度拟合算法,采用重复轨道法计算出格陵兰冰盖2003—2009年平均高程变化为 -16.79 ± 0.84 cm/yr, 2000 m以上的冰盖内陆呈物质积累状态,但这期间增长速度有所减缓。基于以上研究发现,采用ICESat数据的分析方法可高精度计算冰盖高程和物质平衡变化,但由于ICESat数据时间周期有限、易受复杂地形影响,仅采用ICESat数据做交叉点分析交叉点数量较少,难以进行全面长时间序列评估。目前多数研究都是仅计算冰盖高程变化,计算物质平衡变化的密度值仅采用定常值,未考虑密度随深度变化,对物质平衡变化中的粒雪含量影响和地壳变形影响未进行计算改进。因此,进一步对格陵兰冰盖进行全面长时间序列分析需重点考虑上述问题。

ICESat-2于2018年9月15日发射升空,携带先进地形激光高度计系统(Advanced Topographic Laser Altimeter System, ATLAS),在满足空间和时间采样的前提下,提供最大地面轨迹覆盖密度,并提高了对地形起伏较大的冰盖的测高精度,能够对冰川重复高精度测量,与ICESat数据结合能够获取更为准确的长时间序列高程变化^[12-13],因此ICESat、ICESat-2数据可用于进行格陵兰冰盖表面物质平衡研究。同时,为了更为准确地估算冰盖物质平衡变化,对密度值、粒雪含量和地壳变形影响也进行重新计算。

采用2003年2月至2009年10月的ICESat、2018年11月至2019年9月的ICESat-2激光高度计数据,通过获取ICESat与ICESat-2交叉点处的表面高程,得到格陵兰冰盖高程变化,采用的密度值考虑积雪堆积、表面融化和动力变化等物理过程,同时进行冰盖表层粒雪含量校正、垂直位移平均速率校正和冰后回弹模型校正,得到格陵兰冰盖物质平衡变化。进一步根据冰川流域系统的变化情况进行分析,以2000 m高程为界讨论各冰川流域边缘和内陆的体积变化速率,并结合温度和降水变化趋势分析冰盖物质平衡变化的成因。

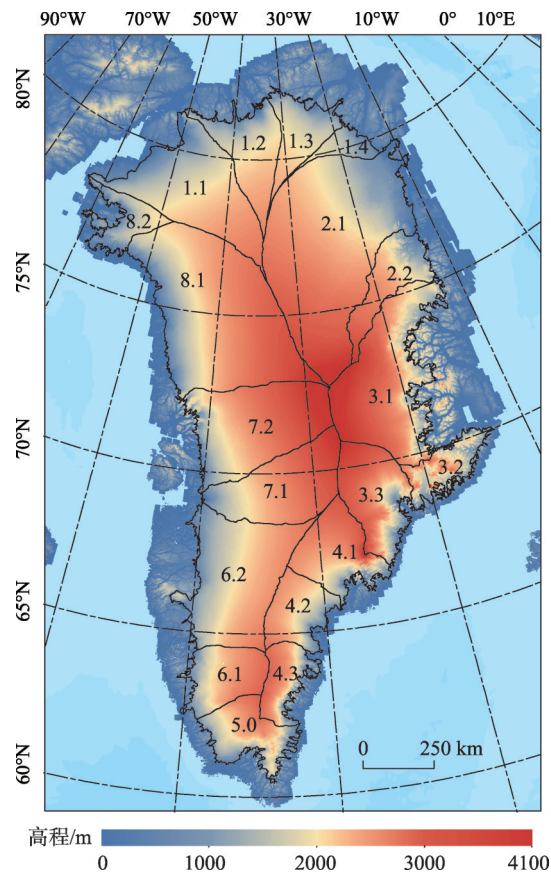
2 研究区概况与数据来源

2.1 研究区概况

格陵兰为世界第二大陆地冰盖,冰盖的面积约

为 1.83×10^6 km²,约占格陵兰总面积的83.7%,全岛约4/5的地区位于北极圈以内,为北半球的最大冰体和淡水储库,若其完全融化将导致海平面上升7 m^[14]。冰盖最厚可到3367 m,平均厚度约1600 m,东部高程变化较大,西部高程变化较小^[6],南北长约为2530 km,东西最宽1094 km,很多溢出冰川分布在冰盖边缘,部分溢出冰川的冰舌延伸到海面^[14]。格陵兰冰盖具有极地海洋冰川性质,夏季气温低,冬季气温高,且西南部沿海受暖流影响气温偏高,年平均气温高达1℃,冰盖内部年平均气温约为-31℃,冰盖消融期一般为5—8月^[15]。

Zwally等^[15]根据冰川流向利用ICESat地面高程数据划分出8个流域(图1),总面积约 1.722×10^6 km²,每个流域可划分为若干个子流域。流域划分只包含了冰盖主体,与冰盖不相连的独立冰帽、冰



注:流域划分(流域1: 1.1、1.2、1.3、1.4; 流域2: 2.1、2.2; 流域3: 3.1、3.2、3.3; 流域4: 4.1、4.2、4.3; 流域5: 5.0; 流域6: 6.1、6.2; 流域7: 7.1、7.2; 流域8: 8.1、8.2)。图中格陵兰数字高程模型引用来自 Claire等^[16]。

图1 格陵兰数字高程模型及各流域分布

Fig. 1 Greenland digital elevation model and drainage distribution

川等没有包括在内。依据此流域划分方法,计算各冰川流域的高程和物质平衡变化。

2.2 ICESat与ICESat-2激光测高数据

ICESat是搭载激光测高系统的卫星,运行时间为2003—2009年,轨道高度为600 km,轨道倾角为 94° ,数据覆盖范围广,可覆盖南北纬 86° 的地区,具有精确测量冰盖高程和海冰厚度的能力^[17]。采用极地冰盖测高数据ICESat/GLA12^[18],该数据以TOPEX/Poseidon参考椭球作为参考基准,为Level-2产品,其中包含高度、激光斑点位置信息、设备和大气改正参数等。相对于其他雷达测高数据,ICESat/GLA12具有较高的分辨率,采用针对冰盖表面的算法对脉冲波形进行处理,激光脉冲在地面产生直径约70 m的光斑,相邻光斑沿轨间距为170 m,垂直精度为 0.1 m ^[17-19]。

ICESat-2轨道高度约500 km,轨道倾角 92° ,重访周期91天,有助于探究冰盖的季节性变化^[13]。将发射的激光脉冲分解为3个间隔3.3 km的波束对,每个波束对含两条间距为90 m的能量强弱的波束,波束的沿轨间距为10 m,垂直精度为 0.03 m ^[20],在高沿轨分辨率下提供精确的冰盖地形和高程变化测量^[13,21]。在纬度大于 70° 的地区升降轨道的间距小于5 km,且与大部分冰川的方向不平行,这就意味着格陵兰岛的绝大部分溢出冰川都可以被重复观测^[22]。采用ICESat-2陆地冰盖高程产品ATL06^[23],该产品是根据全球地理定位光子数据(ATL03)开发的,提供基于WGS84椭球的经度、纬度、表面高度和数据采集时间,可用于建立冰盖高程变化的时间序列,准确计算冰盖表面高程,能够获取小于50 m空间尺度的变化信息,同时保留沿轨表面坡度信息,这有利于区分真实的地表高度估计和由背景噪声或云导致的误差地表探测。ATL06将每个光束的光子数据分割成40 m重叠段,每一段用线性模型

拟合沿轨距离函数,将模型中心值作为地表高度,并记录模型沿轨方向的坡度。若一对光束均能分辨出表面高度,则可以估算轨道间的表面坡度^[24]。

采用2018年10月14日至2019年9月6日的ICESat-2 ATL06、2003年2月20日至2009年10月10日的ICESat/GLA12数据对格陵兰冰盖进行长时间序列的高程与物质平衡变化评估。ICESat-2和ICESat数据相结合,将提升地形起伏较大的冰面和冰盖边缘地区观测的精度,对极地冰盖质量变化研究有十分重要的意义^[5]。

2.3 ERA5数据

ERA5^[25]为第五代ECMWF全球大气在分析数据,时间跨度为1979年—2020年,时间分辨率可达1 h,垂直分辨率为37层,气象数据的水平分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$,在格陵兰地区的空间分辨率约为 15 km ^[26]。ERA5在模拟格陵兰冰盖近地表气候的准确度优于ERA-Interim,且由于其时间跨度大,可能会对计算冰川物质平衡具有重要意义^[27]。采用2003年2月至2019年9月月平均降水和地表2 m温度数据,格陵兰2010年—2016年的2 m温度数据与自动气象站(Automatic Weather Station, AWS)数据的均方根误差为3.05,准确度较高^[26]。

3 技术路线和研究方法

首先分别对ICESat和ICESat-2数据进行数据预处理,其次采用交叉点法计算高程变化,剔除异常值后得到2003—2019年格陵兰冰盖高程变化结果,并计算高程变化不确定性。对冰川形成的物理过程进行分析,并由冰川形成的物理过程计算冰川密度。最后根据高程变化和密度,经过粒雪含量、冰后回弹和弹性回弹校正,得到物质平衡变化结果。技术路线如图2所示。

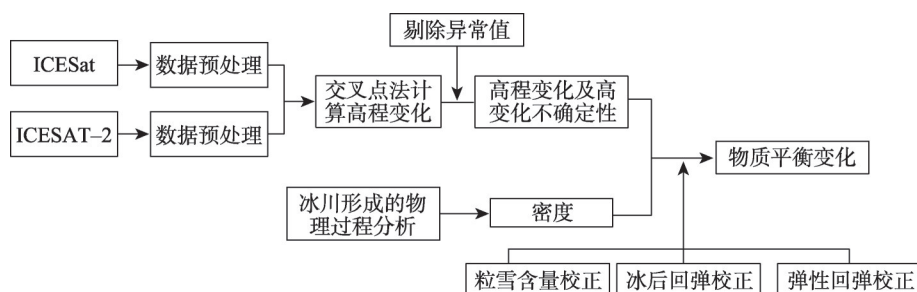


图2 冰川物质平衡技术路线

Fig. 2 Flowchart of glacier mass balance

3.1 数据预处理

提取 ICESat/GLA12 数据的经纬度、时间、高程、椭球高、大地水准面高,根据饱和校正“d_satElevCorr”对高程值进行校正,同时根据饱和度和校正标识剔除“sat_corr_flg>3”的测量值,以减少波形饱和引起的地面高程的系统误差。由于 ICESat/GLA12 只有在地表高程出现明显阶梯状分布时才会有多个波峰,但格陵兰冰盖的地形特征相对平坦,多个峰值可能是由云层的反射和地形引起的,故剔除不满足“i_numPK=1”即多个峰值的测量值^[10,28]。根据数据集提供的高程质量标志和海拔质量标志剔除数据质量较差的点,即剔除不满足“elev_use_flg=0”、“sigma_att_flg=0”和高程大于 10 000 m 的测量值。由于夏季格陵兰冰盖 ICESat/GLA12 数据的观测质量与其他季节无较大差异,故没有对夏季数据进行剔除或单独处理^[20,29]。为与 ICESat-2 坐标系统一,将原始数据的 TOPEX/Poseidon 坐标系转化为 WGS1984 坐标系^[30]。

获取 ICESat-2 ATL06 数据的经纬度、高程(h_li)、高程误差(h_li_sigma),根据数据质量标志,剔除参数“atl06_quality_summary=0”和高程大于 10 000 m 即数据质量较差的点。ICESat-2 每个波束对中的强波束信号比弱波束信号强,因此强波束可以提供更准确的测量,但 ATL06 产品中的强弱波束的测量精度相同,且考虑到增加交叉点的空间覆盖

和数据点利用率,没有排除弱波束^[31]。由于 ICESat-2 在发射后进行为期 120 d 的调试,在调试阶段,前 2 个周期的测量偏离轨道 1~4 km,这意味着使用的 ICESat-2 数据,相邻轨道之间的间隔比预期要小,与 ICESat 数据结合可以实现更高的空间分辨率^[20]。

3.2 高程变化及高程变化不确定性计算

交叉点法^[32]是通过获取 2 个时期的卫星轨道交叉点处的高程值,进一步计算 2 个时期的高程变化的算法。对于 ICESat(单光束)和 ICESat-2(六光束)间的每一个交叉轨道,可得到 6 个交叉点(图 3(a))。获取 ICESat-2(2018 年 11 月至 2019 年 9 月)与 ICESat(2003 年 2 月至 2009 年 10 月)的交叉点,根据 2 条轨道的斜率判断是否存在交叉点,并判断交叉点是否在 2 条轨道的延长线上,若在延长线上则舍弃。拟合 2 条轨道方程,联立方程组确定交叉点的初步位置,以初步位置的纬度为界找出 2 条轨道距离初步位置最近的 4 个点(I_{1a} 、 I_{2a} 、 I_{1b} 、 I_{2b})(图 3(b)),理论上 $I_{1a}I_{1b}$ 和 $I_{2a}I_{2b}$ 的交点就是交叉点的准确位置,但对某些高程点分散程度较大的轨道,仅通过 2 条直线确定交叉点的准确位置误差较大。因此,在找到初步位置后,最大提取初步位置上下各 20 个点进行迭代计算,直至确定直线 A_1A_2 和 B_1B_2 ,根据 2 条直线交叉点的经纬度确定精确交叉点附近 I_{1L} 、 I_{2L} 、 I_{1R} 、 I_{2R} 这 4 个点的位置(图 3(b)),4 个点的北

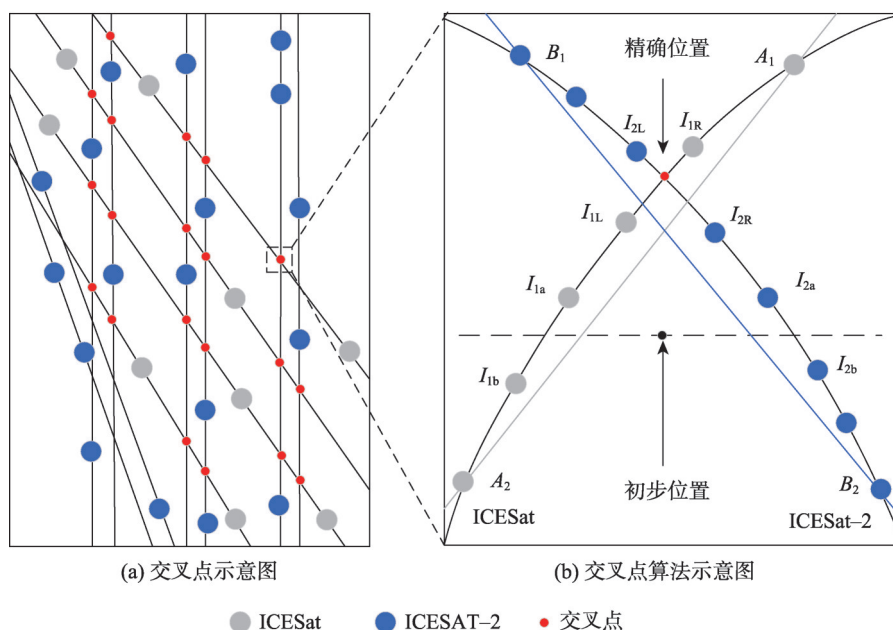


图3 ICESat与ICESat-2交叉点示意图及交叉点算法示意

Fig. 3 Diagram of ICESat and ICESat-2 crossovers and diagram of crossovers algorithm

极投影坐标依次设为 $I_{1L}(\phi_{1L}, \lambda_{1L})$ 、 $I_{2L}(\phi_{2L}, \lambda_{2L})$ 、 $I_{1R}(\phi_{1R}, \lambda_{1R})$ 、 $I_{2R}(\phi_{2R}, \lambda_{2R})$, 根据这4个点的高程值, 由线性插值计算出交叉点处的高程变化(式(1))。

$$\begin{cases} H_1 = H_{1L} + \frac{\phi_0 - \phi_{1L}}{\phi_{1R} - \phi_{1L}} (H_{1R} - H_{1L}) \\ H_2 = H_{2L} + \frac{\phi_0 - \phi_{2L}}{\phi_{2R} - \phi_{2L}} (H_{2R} - H_{2L}) \\ \Delta H = H_1 - H_2 \end{cases} \quad (1)$$

式中: (ϕ_0, λ_0) 为交叉点的北极投影坐标; ΔH 为交叉点处的高程变化值; H_1 为ICESat测得的交叉点处高程; H_2 为ICESat-2测得的交叉点处高程; H_{1L} 、 H_{1R} 、 H_{2L} 、 H_{2R} 分别为点 I_{1L} 、 I_{1R} 、 I_{2L} 、 I_{2R} 的高程值。

在50 km的格网通过平面拟合经度、纬度和高程来确定局部异常值, 大于3倍标准差的点被视为异常点剔除^[20]。ICESat-2与2003—2008年的ICESat的交叉点分布如图4, 此结果是时间跨度为10~16年交叉点的集合^[20], 交叉点覆盖范围包括边缘陡坡和冰架, 可对冰盖质量变化进行全面、准确的评估, 在高纬度地区交叉点数量分布较密集, 在低纬度地区较稀疏。与之前仅采用ICESat数据分析得到的6000个交叉点相比, 本研究交叉点数量更多、覆盖范围更广, 能够描述边缘冰流和小型冰架等小尺度特征^[11,20]。与Smith等^[20]采用的ICESat-2时间周期(2018年10月14日至2019年2月23日)相比, 本研究所采用的ICESat-2数据的时间跨度更长, 交叉数量为66万个, 约是其数量的3倍。通过分析ICESat与ICESat-2的交叉点(图4)计算2003—2019年的格陵兰冰盖高程变化, 采用反距离加权法将高度变化插值到5 km×5 km的格网中, 并进行15 km×15 km窗口的中值滤波。

对于高程变化不确定性的计算, 交叉点法计算高程变化已不存在系统误差, 其标准差即为交叉点精度的估计值^[33-34]。将高程变化不确定性定义为空间尺度上大于25 km²的随机误差 ε_r ^[20], ε_r 是由仪器精度、地面观测误差(如低空的云或飞吹雪)、浮冰潮汐校正的不精确和插值引起的误差组成, 把 ε_r 近似为每个5 km×5 km网格单元内高程变化率的标准差。此计算方法得到的随机误差可能偏大, 因为高程变化率的平均值比较集中, 故由平均值计算得到的随机误差小于由标准差计算得到的随机误差^[20]。

3.3 物质平衡计算

以往研究中计算物质平衡变化常采用冰密度

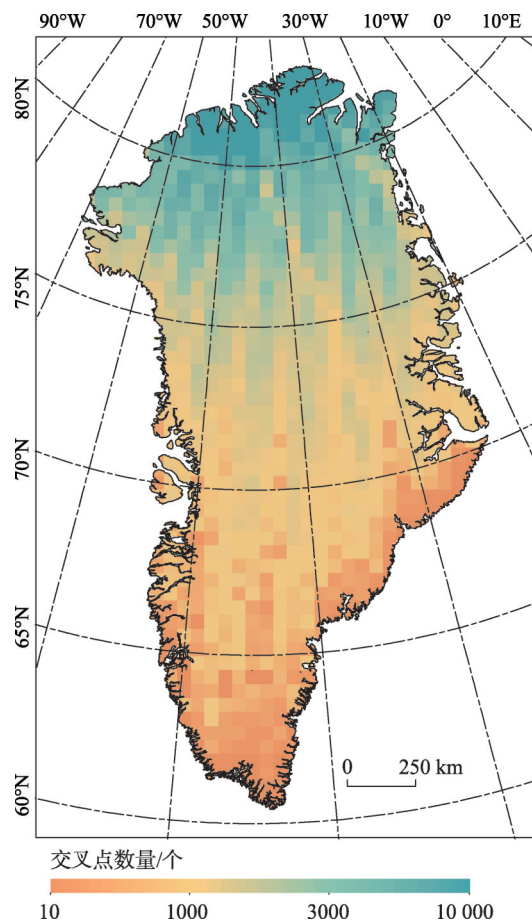


图4 ICESat-2与ICESat交叉点分布(50 km 像元)

Fig. 4 Crossover distribution of ICESat-2 and ICESat(50 km cell)

值(917 kg/m³)或表面密度模型, 但格陵兰冰盖不同层深度的密度存在差异, 从上到下可划分为初雪、粒雪和冰层, 冰的密度917 kg/m³, 初雪密度350 kg/m³, 粒雪密度随深度增大^[4,35]。采用假定不变的冰层密度值计算并未考虑密度的异质性, 表面密度模型仅考虑了表面而忽略了三层物质密度的共同作用^[8,36]。

高程变化是由积雪堆积、表面融化和动力变化等物理过程共同作用引起, 要得到准确的物质平衡结果需要区分不同物理过程引起的密度变化, 因此, 采用的密度 $\hat{\rho}$ 考虑了不同的物理过程^[37-38]。将物质平衡线高度(Equilibrium Line Altitude, ELA)以下的区域定义为消融区, 此区域高程变化是表面融化或动力变化的作用; 物质平衡线高度以上的区域为积累区, 此区域高程变化是初雪和粒雪堆积的作用(式(2))。

$$\hat{\rho} = \begin{cases} \rho_i & H \geq ELA \\ \rho_s & H < ELA \end{cases} \quad (2)$$

式中: ELA是冰川的中位高度^[9,36]; ρ_i 为冰密度(917 kg/m³); ρ_s 是含冰透镜体的表面粒雪密度(式(3))。

$$\rho_s = \frac{\rho_0}{1 - \frac{r}{b} \left(1 - \frac{\rho_0}{\rho_i} \right)} \quad (3)$$

式中: r 为粒雪层的年融水再冻结量; $\rho_0 = 625 + 18.7T + 0.293T^2$; T 为温度; b 是形成冰透镜体前新粒雪层的密度^[36,39]。

采用上述的密度 $\hat{\rho}$, 以 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ 格网为基础计算格陵兰岛冰盖物质平衡。冰盖物质平衡变化还需考虑粒雪含量校正(Firm Air Content, FAC)、地壳变形引起的冰后回弹校正(Glacial Isostatic Adjustment, GIA)和弹性回弹校正(Elastic Rebound, ER)(式(4))。

$$\frac{dM}{dt} = \sum_{i=1}^n s_i \left(\hat{\rho} \cdot \frac{dh}{dt} + \frac{dV_{FAC}}{dt} + \frac{dV_{GLA}}{dt} + \frac{dV_{ER}}{dt} \right) \quad (4)$$

式中: $\frac{dM}{dt}$ 为物质平衡变化率; n 为格网的个数; s_i 为每一个格网的面积; $\frac{dh}{dt}$ 为高程变化率; $\frac{dV_{FAC}}{dt}$ 为粒雪含量校正的体积变化率; $\frac{dV_{GLA}}{dt}$ 为冰后回弹模型校正的体积变化率; $\frac{dV_{ER}}{dt}$ 为弹性回弹校正的体积变化率^[40]。

为了去除与柱平均密度变化相关的高度变化信号, 必须进行粒雪含量校正。粒雪压实模型(Firm Densification model, FDM)未包含 ICESat-2 的运行周期, 因此采用 Community Firm Model(CFM) 1.0.3 版本模拟 ICESat-2 与 ICESat 运行时期的粒雪柱, 其中包括粒雪厚度和空气含量演变等关键物理过程的模块。为了利用 CFM 反演 FAC, 必须生成地表气候因素, 常采用的区域大气气候模型(Regional Climate Models, RCMs)提高其分辨率需耗费大量时间, 因此 Smith^[20]给出了由 MERRA-2(Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2)和 M2R12K 组成 12.5 km 的高分辨率混合产品。为了减少季节性循环的影响, 去除了 MERRA-2 每小时积累量和表面温度的月平均值, 再将残差插值到 12.5 km 网格中, 结合季节信号得到 M2R12K 产品。利用混合产品模拟 1980 年 1 月 1 日至 2019 年 3 月 31 日每小时的降雪、蒸发(包括水汽)和表面温度场的 FAC。最后利用 256 个公布的格陵兰深度密度测量数据推导致密化方程校准系数^[41], 并在格陵兰岛进行了模拟, 得到 FAC 校正。将 FAC 校正结果插值为 5 km 网格, 得到 FAC

对格陵兰冰盖物质平衡变化估值的影响合计为 $-23.0 \pm 11.3 \text{ km}^3/\text{yr}$, 对于物质平衡结果有重要的影响。

ICESat-2 和 ICESat 得到的格陵兰冰盖高程变化含有由冰后回弹和弹性回弹引起的地壳变形变化, 需去除其对物质平衡计算的影响^[4]。冰后回弹是指末次盛冰期以来地球对地表冰负荷变化的长期粘弹性响应, 会导致地球内部物质的重新分布。冰后回弹校正系数采用 Richard^[42]和 Simpson^[43]公布数值的平均值, 其不确定性为 2 个系数差值的绝对值^[20]。

冰盖质量变化会引起固体地球的弹性响应, 导致地壳产生垂直位移。Smith 等^[20]估算了弹性回弹引起垂直位移: 假设地球是球形对称的, 密度结构为 PREM^[44], 使用 LoadDef^[45]计算 5 km 网格固态冰 1 m 变化引起的地表位移并生成其矩阵 G , 则每个网格的垂直位移 d 为(式(5))。

$$d = Gm \quad (5)$$

式中: m 为每个格网的物质平衡变化。由于固态地球密度结构的误差及表面质量、载荷和相应的垂直位移之间的变化关系可以忽略不计, 故 d 的不确定性大小即为 m 的不确定性^[20]。计算得格陵兰 ER 校正系数为 $5.4 \pm 0.3 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。

4 结果及分析

4.1 高程变化及高程变化不确定性

2003—2019 年格陵兰冰盖主体的平均高程变化为 $-11.27 \pm 0.83 \text{ cm/yr}$ (图 5(a))。根据 3.2 节高程变化不确定性计算方法, 高程变化不确定性结果如图 5(b)所示, 可以发现在高程 2000 m 以下的冰盖边缘地区高程变化不确定性较大, 而在高程 2000 m 以上的内陆地区较小, 这是由于 ICESat 和 ICESat-2 数据在冰盖边缘受地形起伏的影响较大所造成的, 因此此部分误差无法进行进一步的校正。但是, 在大空间尺度上, 这些误差可以忽略不计^[20]。

内陆地区总体呈现轻微的上升趋势, 呈上升趋势的冰盖所占面积约为 $9.97 \times 10^5 \text{ km}^2$, 占格陵兰冰盖总面积的 58.6% 。在沿海岸线附近均有明显的变薄迹象, 最突出的是东南和西部沿岸, 边缘物质平衡变化大, 北部的质量损失在程度和范围上较小, 可能和北部气温更低有关^[8], 总体来说边缘的冰层流失速度大于内部的雪累积速度。

在海陆交接处, Storstrommen(S)冰川存在明显

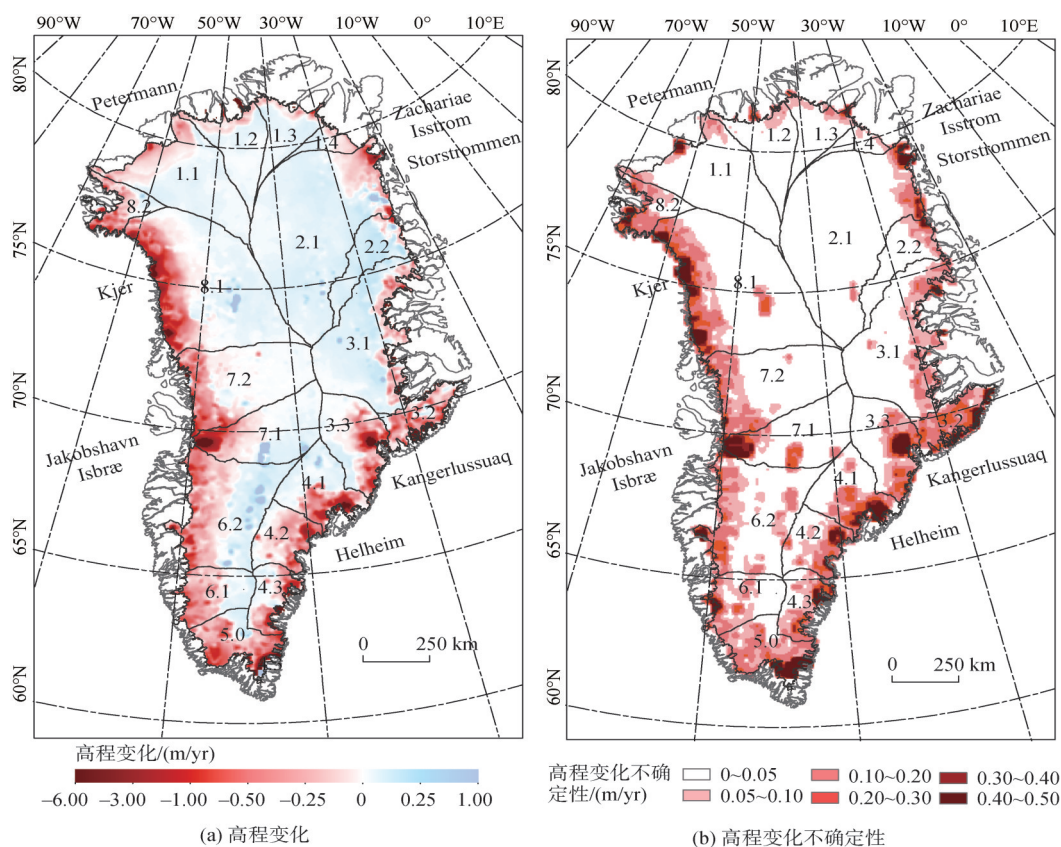


图5 2003—2019年格陵兰冰盖高程变化及5 km×5 km格网内高程变化不确定性

Fig. 5 2003—2019 Elevation change of Greenland ICE Sheet and uncertainty of the rate of elevation change in 5 km × 5 km grid

上升趋势,上升速率最大为1.06 m/yr, S在跃动冰川的静止期有一典型特征:冰川在径流减少的上游地区累积,在下游地区变薄,故在冰川源头呈大规模增厚现象^[46]。

存在明显消融趋势的冰川:西部的 Jakobshavn Isbrae (JI) 冰川和 Kjer (Kj) 冰川、东南部的 Kangerlussuaq (K)、Helheim (H) 冰川和东北部的 Zachariae Isstrom (ZI) 冰川。K 冰川的体积变化率仅次于 JI, 为 $-11.86 \text{ km}^3/\text{yr}$, 高程变化速率最大, 为 -4.66 m/yr 。JI 冰川的体积变化速率最大, 为 $-17.86 \text{ km}^3/\text{yr}$, 最大高程变化速率为 -3.78 m/yr , 2003 年漂浮冰舌解体后速度高达 16 km/yr ^[47]。ZI 冰川作为格陵兰东北部快速冰流 (North East Greenland Ice Stream, NEGIS) 的溢出冰川, 冰川末端的变薄速率最大为 -3.23 m/yr 。H 最大变化速率为 -2.13 m/yr , 体积变化速率较小, 为 $4.1 \text{ km}^3/\text{yr}$, 可能是由于 H 冰川的突变增厚导致变薄速率下降^[46]。Kj 冰川的最大变化速率为 -4.3 m/yr , 与 Helm 等^[48]得到的 2003—2008 年高程变化结果相比, Kj 冰川显出更大的消融趋势, Csatho^[46]研究表明 Kj 冰川在

2003—2009 年呈减速变薄, 推测 2009—2019 年 Kj 冰川可能处于加速变薄。Petermann (P) 是变化速率最小的冰川, 变化最大值为 -0.80 m/yr , 可能是由于此处没有冰川动力变化, 且 P 由于漂浮冰舌的阻力较弱, 水流对冰川末端的变化并不敏感^[46,49]。

4.2 物质平衡

2003—2019 年格陵兰冰盖主体物质平衡变化为 $-195.2 \pm 13.1 \text{ Gt/yr}$, 根据全球海洋面积 $3.62 \times 10^8 \text{ km}^2$ 、海水密度 1028 kg/m^3 ^[50], 得出冰盖主体消融引起海平面上升 8.32 mm 。利用高程变化结果分别计算每个流域内冰盖物质平衡变化 (表 1), 此结果只包含冰盖主体, 即为触地冰物质平衡变化, 不包含浮冰^[20]。根据不同计算方法, 国内外以往时段格陵兰的物质平衡变化 $-191 \pm 23 \text{ Gt/yr}$ — $-286 \pm 20 \text{ Gt/yr}$, 本文计算结果偏低, 造成这一差异的主要原因是本文未计算与冰盖不相连的独立冰帽和冰川的物质平衡变化^[2,4,9-11]。与 Smith 等^[20]物质平衡结果略有差异, 本研究将 ICESat-2 数据延长了 4 个月, 延长后交叉点分布更密集, 由此可见基于交叉点法, 采用多

表1 2003—2019年格陵兰冰盖各流域体积和质量变化

Tab. 1 Changes in volume and mass of Greenland Ice Sheet by drainage from 2003 to 2019

流域 名称	体积变化 /(km ³ /yr)	粒雪含量校正 /(km ³ /yr)	垂直位移校正 /(km ³ /yr)	重力回弹校正 /(km ³ /yr)	质量变化/(Gt/yr)	
					子流域	流域
1.1	-2.3 ± 0.9	-4.1 ± 1.4	0.3 ± 0.1	0.1 ± 0.0	-5.6 ± 1.7	-10 ± 2.8
1.2	-0.3 ± 0.9	-2.3 ± 1.0	0.1 ± 0.0	0.1 ± 0.0	-2.3 ± 1.4	
1.3	-0.3 ± 1.2	-1.4 ± 0.7	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	-1.4 ± 1.4	
1.4	-0.4 ± 1.1	-0.5 ± 0.3	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	-0.7 ± 1.1	
2.1	6.3 ± 0.9	-3.6 ± 3.3	0.2 ± 0.1	0.1 ± 0.0	1.8 ± 3.4	4.2 ± 3.6
2.2	3.6 ± 1.0	-0.5 ± 0.8	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	2.4 ± 1.1	
3.1	1.4 ± 0.8	0.7 ± 3.2	0.2 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.0 ± 3.3	-22.8 ± 3.8
3.2	-11.8 ± 0.8	-0.1 ± 1.5	0.2 ± 0.0	0.0 ± 0.0	-9.5 ± 1.8	
3.3	-18.2 ± 1.6	-0.7 ± 2.7	0.3 ± 0.1	0.0 ± 0.0	-15.3 ± 3.1	
4.1	-14.8 ± 1.6	-3.9 ± 2.4	0.3 ± 0.1	0.0 ± 0.0	-15.7 ± 2.9	
4.2	-13.3 ± 2.4	-3.2 ± 2.7	0.3 ± 0.1	0.0 ± 0.0	-13.7 ± 3.6	-37.9 ± 5.5
4.3	-8.4 ± 2.1	-1.9 ± 1.6	0.2 ± 0.0	0.0 ± 0.0	-8.5 ± 2.9	
5	-25.8 ± 1.9	-16.2 ± 2.4	0.5 ± 0.1	0.0 ± 0.0	-36.7 ± 3.1	-36.7 ± 3.1
6.1	-9.1 ± 2.6	-2.4 ± 2.1	0.2 ± 0.0	0.0 ± 0.0	-9.6 ± 3.3	-26.5 ± 6.6
6.2	-16.2 ± 1.9	-4.3 ± 5.4	0.6 ± 0.1	0.0 ± 0.0	-16.9 ± 5.7	
7.1	-16.4 ± 1.0	-2.7 ± 3.0	0.4 ± 0.1	-0.2 ± 0.0	-15.5 ± 3.1	-17.5 ± 4.8
7.2	-16.5 ± 1.0	-1.5 ± 3.5	0.5 ± 0.1	-0.2 ± 0.0	-2.0 ± 3.7	
8.1	-43.9 ± 1.5	-6.0 ± 4.0	0.9 ± 0.1	-0.3 ± 0.0	-40.6 ± 4.3	-48.0 ± 4.6
8.2	-7.91 ± 1.0	-1.0 ± 1.3	0.1 ± 0.0	0.0 ± 0.0	-7.4 ± 1.6	
总计	-191.74 ± 6.6	-23.0 ± 11.3	5.4 ± 0.3	0.5 ± 0.0	-195.2 ± 13.1	

注：加粗部分为累积和消融变化量最大的流域和子流域。其中粒雪含量校正、垂直位移校正、重力回弹校正引用自文献[20]。

颗测高卫星延长时间序列更有利于反映物质平衡的变化状况^[11,20]。

格陵兰冰盖每个冰川流域物质平衡变化相差较大,有较为明显的区域性。从各流域系统来看,位于北部的流域1距离海岸较远,消融速率最小-10 ± 2.8 Gt/yr。仅有流域2呈累积趋势4.2 ± 3.6 Gt/yr,沿海边缘消融速率小于内陆增厚速率,且子流域2.2是增厚最快的子区域2.4 ± 1.1 Gt/yr,呈累积趋势S冰川位于该子流域内。流域3冰盖消融速率为-22.8 ± 3.8 Gt/yr,是由于J等流速较大的冰川位于该子流域3.2和3.3内,通过这些冰川使靠近内陆的冰雪汇入海洋^[51],而子流域3.1内陆累积速率较大,呈上升趋势2.0 ± 3.3 Gt/yr。流域4、流域5和流域8消融趋势显著:其中,流域4纬度较低、平均温度较高,气温和夏季裸冰导致表面融水量增加,使得冰川与海洋交换量和冰川融化速度增大^[20,51],因此流域4的质量损失是大气和海洋综合作用的结果,质量变化为-37.9 ± 5.5 Gt/yr;流域5消融速度为-36.7 ± 3.1 Gt/yr,此区域在以往研究中被观测的次

数最少,因交叉点数量较少、地形起伏较大,是高程不确定性最大的区域,较2003—2008年的体积变化率-18.2 km³/yr相比,消融速率有加速趋势^[11]。流域8的消融速率最大-48.0 ± 4.6 Gt/yr,沿海边缘消融显著,其中流域8.1是消融最快的子区域-60.4 ± 2.5 km³/yr。

4.3 以2000 m为界的高程变化趋势分析

高程变化趋势与Smith^[20]、Shepherd等^[2]得到的研究结果具有高度的空间相似性。基于Slobbe^[9]、陈国栋等^[11]、Luthcke等^[52]等的研究,以2000 m高程为界将格陵兰冰盖划分为冰盖边缘和冰盖内陆地区,可以发现2003—2009年内陆地区冰盖质量呈累积趋势,边缘地区冰盖质量呈损失趋势。为了进一步统计2003—2019年冰盖物质变化情况,分析内陆累积速率和边缘消融速率的变化,以表1中的每个子流域为单位,并以2000 m高程为界限进行体积变化分析(图6)。结果表明,冰盖物质平衡变化主要来源于高程2000 m以下的区域,呈消融趋势,体积

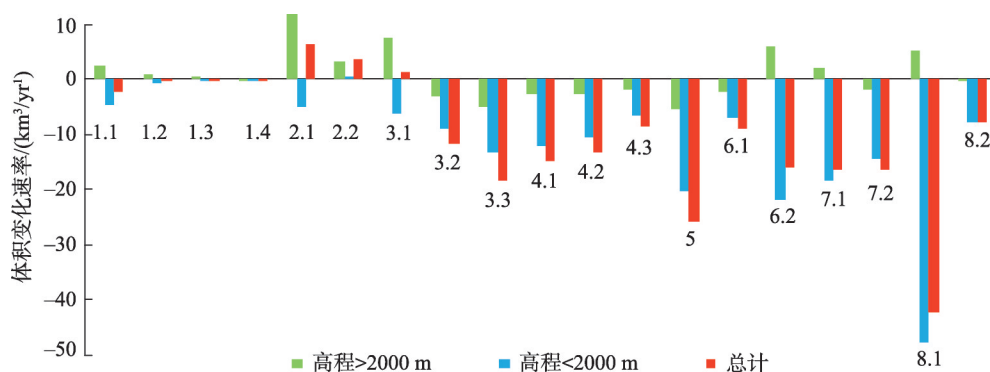


图6 2003年—2019年以2000 m高程为界的格陵兰冰盖各流域体积变化速率

Fig. 6 2003—2019 Volume change rates of Greenland Ice Sheet drainage basin devided according to the elevation of 2000 m

变化为 $-206.0 \text{ km}^3/\text{yr}$; 2000 m以上的区域整体呈累积趋势, 体积变化为 $14.2 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。与陈国栋^[11]等利用2003—2008年ICESat数据得出的结果比较发现, 高海拔地区累积速率有所增加, 低海拔消融速率有所下降。由图6可知, 只有流域2.2整体处于累积趋势, 可能是由于流域2.2的S冰川累积, 其他流域在海拔2000 m以下的区域全部处于消融状态。流域2.1和3.1在海拔2000 m以上地区累积速度大于2000 m以下消融速度, 呈累积趋势。多数流域在海拔2000 m以上处于累积状态, 但对于体积损失较大的流域4, 整体均呈加速消融趋势。

4.4 密度对物质平衡影响

采用上述 $\hat{\rho}$, 同时考虑了冰动力学和表面物质平衡引起的变化, 假定消融区高程减少是冰动力学引起的, 积累区高程增加是表面质量不平衡引起的, 计算得积累区的物质平衡变化为 $-60.5 \text{ Gt}/\text{yr}$, 消融区的物质平衡变化为 $-134.7 \text{ Gt}/\text{yr}$ 。 $\hat{\rho}$ 忽略了两个物理过程, 可能会由此引起误差: ①由底部融化引起的消融区高程减少^[10], 底部融化的最大速率为 $15\sim 20 \text{ mm}/\text{yr}$, 假设实际积累区融化速率为 $1 \text{ mm}/\text{yr}$, 则忽略底部融化的物质平衡误差为 $0.9 \text{ Gt}/\text{yr}$ ^[9,53]。②由冰动力学引起的积累区高程增加, 若溢出冰川的消融速率减慢可能会引起内陆冰盖累积, 因此 $\hat{\rho}$ 忽略了此因素导致的积累区高程变化, 假设积累区的高程变化全部由冰动力学引起, 则引起的物质平衡误差为 $45 \text{ Gt}/\text{yr}$ ^[54]。

4.5 冰盖物质平衡变化成因分析

冰盖物质平衡变化一般取决于温度变化和降水变化, 温度升高会引起地表融水径流和固体冰排

放, 降水量的异常减少也会引起冰盖质量损失。采用ERA5气象再分析数据, 分别计算了2003年2月至2019年9月, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 格陵兰温度和降水变化趋势^[55](图7), 并与同时期格陵兰冰盖物质平衡变化趋势作对比。

图7(a)显示格陵兰整体温度处于上升趋势, 其中流域1.1、1.2冰盖边缘温度上升速率最快, 可达 $0.8 \text{ K}/\text{yr}$, 故P冰川的消融可能与温度速率异常上升有关; 图7(b)显示格陵兰大部分地区降水量逐年减少, 其中流域5降水速率减少量最大, 可达 $-0.1 \text{ mm}/\text{yr}$, 同时期温度最大上升速率为 $0.4 \text{ K}/\text{yr}$, 故流域5冰盖的明显消融可能与降水量逐年快速下降有关。流域3.1、3.2、4.1、4.2冰盖边缘降水量异常增加, 最大可达 $0.1 \text{ mm}/\text{yr}$, 但H、K冰川处于消融趋势, 这可能与径流量异常增加和北大西洋2010年—2012年夏季温度异常升高有关^{[56][57]}。流域2、7、8的冰盖边缘受温度速率上升(最大分别为 0.52 、 0.47 、 $0.7 \text{ K}/\text{yr}$)和降水速率下降(最大分别为 -0.05 、 -0.6 、 $-0.7 \text{ mm}/\text{yr}$)的共同影响, 可能因此导致了ZI、JI、Kj冰川的质量损失。

5 结论

基于ICESat-2、ICESat数据, 通过交叉点法获得格陵兰冰盖2003年2月至2019年9月的高程变化, 密度值考虑冰川形成的物理过程, 经过粒雪含量校正、冰后回弹模型和弹性回弹校正后得到格陵兰冰盖物质平衡。根据物质平衡结果, 对冰川水文流域进行了空间差异分析, 最终得到以下4点结论:

(1) 本研究采用最新发布的ICESat-2数据, 相

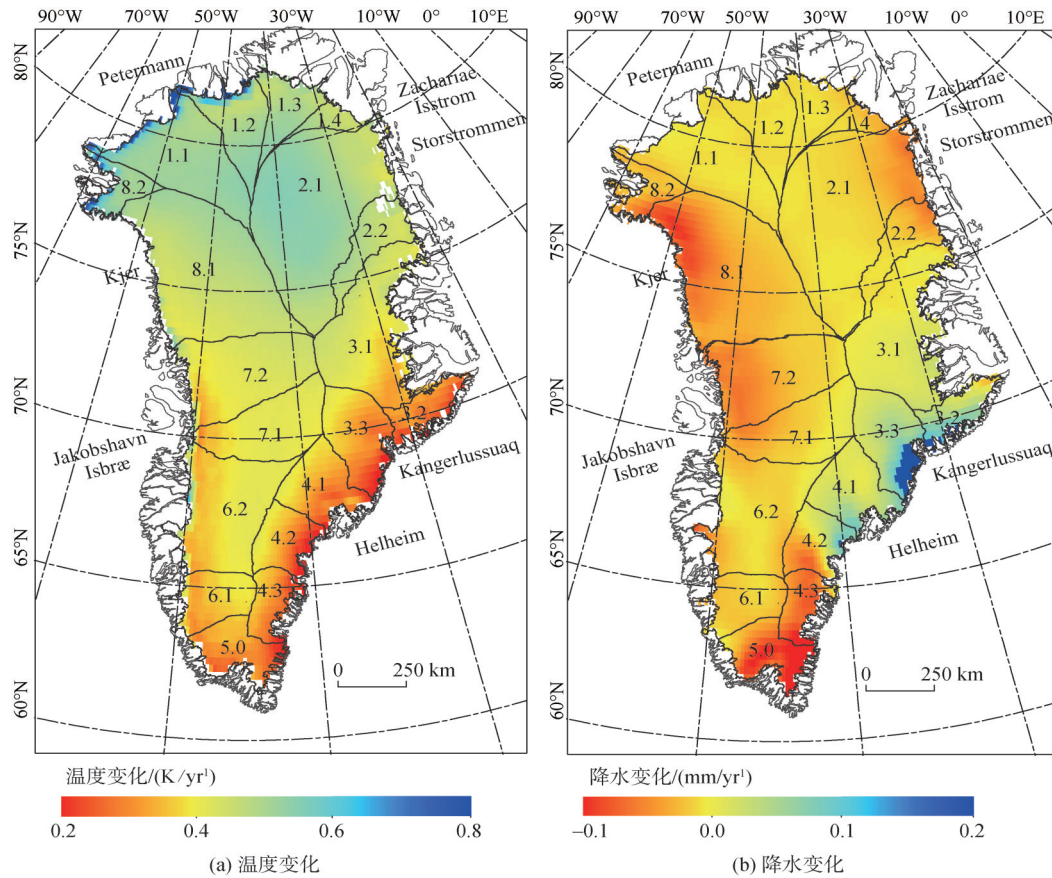


图7 格陵兰2003年2月至2019年9月温度和降水变化趋势

Fig. 7 2003—2019 Trends of temperature and precipitation in Greenland from February 2003 to September 2019

比以往采用单一 ICESat 数据的极地冰盖研究, ICE-Sat-2 与 ICESat 数据结合分析格陵兰冰盖物质平衡, 延长了交叉点法计算冰盖高程变化的时间序列, 交叉点数量更多、覆盖范围更广, 能更好地显示出边缘的小规模冰流和冰架。同时, 本研究采用的密度值考虑了冰川形成的物理过程, 相比采用假定不变的冰层密度值和表面密度模型, 更细致的考虑了密度的异质性以及不同物质密度的共同作用。

(2) 2003年2月至2019年9月格陵兰冰盖主体的平均高程变化为 -11.27 ± 0.83 cm/yr, 冰盖边缘地区高程出现较大的负变化, 最大速率为 -6 m/yr, 内陆地区高程呈上升趋势, 占格陵兰冰盖总面积的 58.6%, 最大上升速率为 1 m/yr。高程负变化趋势最明显的是东南和西部沿岸, 北部的质量损失在程度和范围上较小, 总体来说边缘的冰层流失速度大于内部的雪累积速度, 其中 Storstrommen 冰川呈累积趋势, Jakobshavn Isbrae、Kangerlussuaq、Helheim、Kjer、Zachariae Isstrom 冰川呈明显消融趋势。

(3) 格陵兰冰盖主体的物质平衡变化为 -195.2

± 13.1 Gt/yr, 此结果为触地冰物质平衡变化, 不包含与冰盖不相连的独立冰帽、冰川。经冰川水文流域划分后发现物质平衡变化有明显区域性: 位于西北部和东南部的流域消融趋势显著, 最大可达 -60.4 ± 2.5 km³/yr, 南部流域在以往研究中被观测的次数最少, 消融速率为 -36.7 ± 3.1 Gt/yr, 有加速消融的趋势; 仅有东北部的流域呈累积趋势, 最大累积速率为 4.2 ± 3.6 Gt/yr, 此流域沿海边缘消融速率小于内陆增厚速率。以 2000 m 高程为界将格陵兰冰盖划分为冰盖边缘和冰盖内陆, 冰盖边缘消融速率为 -206 km³/yr, 冰盖内陆累积速率为 14.2 km³/yr, 与 2003 年—2008 年相比, 内陆累积速率有所增加, 边缘消融速率有所下降。

(4) 用于计算物质平衡的密度忽略了底部融化引起的高程减少和由冰动力学引起的高程增加, 可能引起的最大误差分别为 0.9 Gt/yr 和 45 Gt/yr。为进一步分析物质平衡变化结果的成因, 本研究计算了 2003 年—2019 年格陵兰温度和降水趋势, 发现温度逐年升高, 最大变化速率为 0.8 K/yr, 降水在东

部和西北部逐年下降,最大下降速率为 -0.1 mm/yr ,其中 Petermann 冰川的消融可能与温度速率异常上升有关,南部流域的明显消融可能与降水量逐年快速下降有关,Zachariae Isstrom、Jakobshavn Isbræ、Kjer 冰川的明显消融可能是由于温度和降水共同作用。

参考文献(References):

- [1] Bamber J L, Layberry R L, Gogineni S P. A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet: 1. Measurement, data reduction, and errors[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2001,106(D24):33773-33780. DOI:10.1029/2001jd900054
- [2] Shepherd A, Ivins E, Rignot E, et al. Mass balance of the Greenland Ice Sheet from 1992 to 2018[J]. *Nature*, 2020, 579(7798):233-239. DOI:10.1038/s41586-019-1855-2
- [3] Mougnot J, Rignot E, Bjørk A A, et al. Forty-six years of Greenland Ice Sheet mass balance from 1972 to 2018[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2019,116(19):9239-9244. DOI: 10.1073/pnas.1904242116
- [4] 史红岭,陆洋,杜宗亮,等.基于 ICESat 块域分析法探测 2003—2008 年南极冰盖质量变化[J].*地球物理学报*, 2011,54(4):958-964. [Shi H L, Lu Y, Du Z L, et al. Mass change detection in Antarctic ice sheet using ICESat block analysis techniques from 2003- 2008[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2011,54(4):958- 964.] DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.04.010
- [5] Markus T, Neumann T, Martino A, et al. The Ice, Cloud, and land Elevation Satellite- 2 (ICESat- 2): Science requirements, concept, and implementation[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2017,190:260- 273. DOI: 10.1016/j.rse.2016.12.029
- [6] 李家军.基于 cryosat-2 测高数据的格陵兰岛冰盖高程变化研究[D].东营:中国石油大学(华东),2015. [Li J J.The research on elevation change of Greenland ice sheet based on cryosat- 2 altimeter data[D].Dongying: China University of Petroleum (Huadong), 2015.] DOI:CNKI: CDMD:2.1017.809033
- [7] 叶玥,程晓,刘岩,等.南极和格陵兰冰盖物质平衡研究进展[J].*极地研究*,2020,32(4):571-585. [Ye Y E, Cheng X A, Liu Y, et al. Research progress on ice sheet mass balance in Antarctica and Greenland[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2020,32(4):571- 585.] DOI:10.13679/j. jdyj.20190060
- [8] 黄海兰,王正涛,金涛勇,等.利用 ICESat 激光测高数据确定极地冰盖高程变化[J].*武汉大学学报·信息科学版*, 2012,37(10):1221- 1223,1251. [Huang H L, Wang Z T, Jin T Y, et al. Determination of polar ice sheet height change from ICESat altimetry data[J]. *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2012,37(10): 1221-1223,1251.] DOI:10.13203/j.whugis2012.10.023
- [9] Slobbe D C, Lindenberg R C, Ditmar P. Estimation of volume change rates of Greenland's ice sheet from ICESat data using overlapping footprints[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008,112(12):4204-4213. DOI:10.1016/j.rse.2008.07.004
- [10] Sørensen L S, Simonsen S B, Nielsen K, et al. Mass balance of the Greenland ice sheet (2003-2008) from ICESat data - the impact of interpolation, sampling and firn density[J]. *The Cryosphere*, 2011,5(1):173- 186. DOI:10.1038/s41586-019-1855-2
- [11] 陈国栋,张胜军.利用 ICESat 数据确定格陵兰冰盖高程和体积变化[J].*地球物理学报*,2019,62(7):2417-2428. [Chen G D, Zhang S J. Elevation and volume change determination of Greenland Ice Sheet based on icesat observations[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2019,62(7): 2417-2428.] DOI:10.6038/cjg2019M0170
- [12] 杨帆,温家洪.ICESat 与 ICESat-2 应用进展与展望[J].*极地研究*,2011,23(2):138- 148. [Yang F, Wen J H. Icesat and icesat-2 applications: Progress and prospect[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2011,23(2):138- 148.] DOI:10.3724/SP.J.1084.2011.00138
- [13] 安德笼,杨进,武永斌,等.ICESat-2 激光测高卫星应用研究进展[J].*海洋测绘*,2019,39(6):9-15. [An D L, Yang J, Wu Y B, et al. Current research progress and applications of ICESat-2 laser altimetry satellite[J]. *Hydrographic Surveying and Charting*, 2019,39(6):9- 15.] DOI:10.3969/jssn.1671-3044.2019.06.003
- [14] 杨康.格陵兰冰盖表面融水存储、输送与释放遥感研究[D].南京:南京大学,2014. [Yang K.Understanding Greenland ice sheet supraglacial hydrology using a remotely sensed approach[D]. Nanjing: Nanjing University,2014.]
- [15] Zwally H J, Li J, Brenner A C, et al. Greenland ice sheet mass balance: Distribution of increased mass loss with climate warming; 2003-07 versus 1992-2002[J]. *Journal of Glaciology*, 2011,57(201):88- 102. DOI:10.3189/0022143 11795306682
- [16] Claire P, Paul M, Ian H, et al. "ArcticDEM", Harvard Dataverse, V1[EB/OL]. [2020- 6- 30]. <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem>
- [17] Zwally H J, Schutz B, Abdalati W, et al. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land [J]. *Journal of Geodynamics*, 2002,34(3):405- 445. DOI: 10.1016/S0264-3707(02)00042-X
- [18] Zwally H J, Schutz R, Bentley C, et al. GLAS/ICESat L2 Global Antarctic and Greenland Ice Sheet Altimetry Data

- (HDF5), Version 34. [GLA 12]. National Snow and Ice Data Center[EB/OL]. [2019-12-30]. <https://nsidc.org/data/ghlah12>
- [19] Kwok R, Cunningham G F, Zwally H J, et al. ICESat over Arctic sea ice: Interpretation of altimetric and reflectivity profiles[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2006,111(C6):C06006. DOI:10.1029/2005JC003175
- [20] Smith B, Fricker H A, Gardner A S, et al. Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes[J]. *Science*, 2020,368(6496):1239- 1242. DOI: 10.1126/science.aaz5845
- [21] McGill M, Markus T, Scott V S, et al. The multiple altimeter beam experimental lidar (MABEL): An airborne simulator for the ICESat-2 mission[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013,30(2):345- 352. DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00076.1
- [22] Pritchard H D, Arthern R J, Vaughan D G, et al. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets[J]. *Nature: International weekly journal of science*, 2009,461(7266):971- 975. DOI:10.1038/nature08471
- [23] Smith B, Fricker H A, Gardner A, et al. ATLAS/ICESat-2 L3A Land Ice Height, Version 4. [ATL06]. National Snow and Ice Data Center[EB/OL]. [2019-12-30]. <https://nsidc.org/data/atl06/versions/4>
- [24] Smith B, Fricker H A, Holschuh N, et al. Land ice height-retrieval algorithm for NASA's ICESat-2 photon-counting laser altimeter[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2019,233(11352):1-17. DOI:10.1016/j.rse.2019.111352
- [25] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. ERA5 monthly averaged data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS) [EB/OL]. [2021-07-20]. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels-monthly-means>
- [26] Delhasse A, Fettweis X, Kittel C, et al. Brief communication: Impact of the recent atmospheric circulation change in summer on the future surface mass balance of the Greenland Ice Sheet[J]. *The Cryosphere*, 2018,12(11): 3409-3418. DOI:10.5194/tc-12-3409-2018
- [27] Fettweis X, Box J E, Agosta C, et al. Reconstructions of the 1900-2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model[J]. *Cryosphere Discussions*, 2017,11(2):1-32. DOI:10.5194/tc-11-1015-2017
- [28] 张栋.基于ICESat和冰雷达数据的南极Lambert冰川流域冰盖特征提取研究[D].南京:南京大学,2013. [Zhang D.Research on ice sheet feature extraction of lambert glacier drainage basin,Antarctica based on ICESat and ice radar data[D]. Nanjing: Nanjing University, 2013.]
- [29] 陈国栋.利用ICESat数据确定北极冰雪消融方法的研究[D].武汉大学,2015. [Chen G D. Study on The Methodology of Determining Ice and Snow Melting in Arctic Using ICESat Data[D]. Wuhan University, 2015.]
- [30] 张震.基于ICESat GLAS东帕米尔高原冰川物质平衡监测[J].伊犁师范学院学报(自然科学版),2018,12(2):42-48. [Zhang Z. Glacier mass changes on the eastern Pamir plateau derived from ICESat GLAS data[J]. *Journal of Yili Normal University (Natural Science Edition)*, 2018, 12(2):42- 48.] DOI:10.3969/j.issn.1673- 999X.2018.02.008
- [31] Shen X Y, Ke C Q, Yu X N, et al. Evaluation of Ice, Cloud, And Land Elevation Satellite-2 (ICESat-2) land ice surface heights using Airborne Topographic Mapper (ATM) data in Antarctica[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2021,42(7):2556- 2573. DOI:10.1080/01431161.2020.1856962
- [32] 韩少帅.2010-2019年南极冰盖的高程变化与物质平衡[D].南京:南京大学,2020. [Han S S.Elevation change and mass balance of the Antarctic ice sheet from 2010 to 2019[D]. Nanjing: Nanjing University, 2020.]
- [33] Brenner A C, Dimarzio J P, Zwally H J. Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets[J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2007,45(2):321-331. DOI:10.1109/TGRS.2006.887172
- [34] 陈国栋,王鹏,赵伟.基于交叉点不符值的ICESat冰盖测高精度估计[J].测绘科学技术学报,2018,35(3):226-230. [Chen G D, Wang P, Zhao W. Accuracy estimation of ICESat altimetry over ice sheet based on crossover differences[J]. *Journal of Geomatics Science and Technology*, 2018,35(3):226- 230.] DOI:10.3969/j.issn.1673- 6338.2018.03.002
- [35] Wingham D J, Ridout A J, Scharroo R, et al. Antarctic Elevation Change from 1992 to 1996[J]. *Science*, 1998,282 (5388):456-458. DOI:10.1126/science.282.5388.456
- [36] Bolch T, Sørensen L S, Simonsen S B, et al. Mass loss of Greenland's glaciers and ice caps 2003- 2008 revealed from ICESat laser altimetry data[J]. *John Wiley & Sons, Ltd*, 2013,40(5):875-881. DOI:10.1002/grl.50270
- [37] Zwally H J, Li J, Brenner A C, et al. Greenland ice sheet mass balance: Distribution of increased mass loss with climate warming; 2003-07 versus 1992-2002[J]. *Journal of Glaciology*, 2011,57(201):88- 102. DOI:10.3189/002214311795306682
- [38] Thomas R, Frederick E, Krabill W, et al. Progressive increase in ice loss from Greenland[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006,33(10):L10503. DOI:10.1029/

- 2006GL026075
- [39] Reeh N, Fisher D A, Koerner R M, et al. An empirical firn-densification model comprising ice-lenses[J]. *Annals of Glaciology*, 2005,42(1):101- 106. DOI:10.3189/172756405781812871
- [40] 韩少帅,柯长青,夏文韬.基于 CryoSat-2 雷达高度计数据的南极内陆冰盖高程变化与物质平衡[J]. *冰川冻土*, 2019,41(1):19-26. [Han S S, Ke C Q, Xia W T. Change of surface elevation and mass balance in Antarctic ice sheet based on CryoSat-2 radar altimeter data[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2019,41(1):19-26.] DOI: 10.7522/j.issn.1000-0240.2018.0505
- [41] Verjans V, Leeson A A, Stevens C M, et al. Development of physically based liquid water schemes for Greenland firn-densification models[J]. *The Cryosphere*, 2019,13(7): 1819-1842. DOI:10.5194/tc-13-1819-2019
- [42] Peltier W R, Argus D F, Drummond R. Comment on "An Assessment of the ICE - 6G_C (VM5a) Glacial Isostatic Adjustment Model" by Purcell et al.[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018,123:2019- 2028. DOI:10.1002/2016JB013844
- [43] Simpson M J R, Milne G A, Huybrechts P, et al. Calibrating a glaciological model of the Greenland ice sheet from the Last Glacial Maximum to present-day using field observations of relative sea level and ice extent[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009,28(17/18):1631- 1657. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.03.004
- [44] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference Earth model[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1981,25(4):297- 356. DOI:10.1016/0031- 9201(81) 90046-7
- [45] Hilary R. Martens, Luis Rivera, Mark Simons. LoadDef: A Python - Based Toolkit to Model Elastic Deformation Caused by Surface Mass Loading on Spherically Symmetric Bodies. 2019,6(2):311- 323. DOI:10.1029/2018EA000462
- [46] Csatho B M, Schenk A F, van der Veen C J, et al. Laser altimetry reveals complex pattern of Greenland Ice Sheet dynamics[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014,111(52): 18478-18483. DOI:10.1073/pnas.1411680112
- [47] Joughin I, Smith B E, Howat I M, et al. Greenland flow variability from ice-sheet-wide velocity mapping[J]. *Journal of Glaciology*, 2010,56(197):415- 430. DOI:10.3189/ 002214310792447734
- [48] Helm V, Humbert A, Miller H. Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat- 2[J]. *The Cryosphere*, 2014,8(4):1539- 1559. DOI: 10.5194/tc-8-1539-2014
- [49] Nick F M, Vieli A, Andersen M L, et al. Future sea-level rise from Greenland's main outlet glaciers in a warming climate[J]. *Nature*, 2013,497(7448):235- 238. DOI: 10.1038/nature12068
- [50] Ren J F, Alley R B, Allison I, et al. Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground[M]. *Changes*, 2007: 336-383.
- [51] 冯贵平,王其茂,宋清涛. 基于 GRACE 卫星重力数据估计格陵兰岛冰盖质量变化[J]. *海洋学报*, 2018, 40(11): 73-84. [Feng G P, Wang Q M, Song Q T. Greenland ice sheet mass variations based on Grace satellite gravity data [J]. *Haiyang Xuebao*, 2018,40(11):73-84.] DOI:10.3969/ j.issn.0253-4193.2018.11.008
- [52] Luthcke S B, Zwally H J, Abdalati W, et al. Recent Greenland Ice Mass Loss by Drainage System from Satellite Gravity Observations[J]. *Science*, 2006,314(5803):1286- 1289.
- [52] Luthcke S B, Zwally H J, Abdalati W, et al. Recent Greenland ice mass loss by drainage system from satellite gravity observations[J]. *Science*, 2006,314(5803):1286- 1289. DOI:10.1126/science.1130776
- [53] Fahnestock M, Abdalati W, Joughin I, et al. High geothermal heat flow, basal melt, and the origin of rapid ice flow in central Greenland[J]. *Science*, 2001,294(5550):2338- 2342. DOI:10.1126/science.1065370
- [54] Abdalati W, Krabill W, Frederick E, et al. Outlet glacier and margin elevation changes: Near-coastal thinning of the Greenland ice sheet[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001,106(D24):33729-33741. DOI: 10.1029/2001JD900192
- [55] 高瑀,王正涛,李夫鹏,超能芳.联合 GRACE、Swarm、GRACE-FO 卫星观测确定格陵兰岛冰盖质量时空变化特征[J]. *地球物理学报*, 2021,64(7):2405-2416. [Gao Y, Wang Z T, Li Fu P, et al. The Spatio-temporal feature of Greenland mass changes as determined by GRACE, Swarm, and GRACE-Fo[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2021,64(7):2405-2416.] DOI:10.6038/cjg202100289
- [56] 丁锴.全新世全球温度千年尺度变化的特征与成因分析[D]. 南京:南京师范大学,2019. [Ding K. Analysis on the characteristics and causes of global Holocene temperature variation on millennial time scale[D]. *Nanjing Normal University*, 2019.] DOI:10.27245/d.cnki.gnjsu. 2019.000791
- [57] Hanna E, Fettweis X, Mernild S H, et al. Atmospheric and oceanic climate forcing of the exceptional Greenland Ice Sheet surface melt in summer 2012[J]. *International Journal of Climatology*, 2014,34(4):1022- 1037. DOI: 10.1002/joc.3743