

北极 Pedersenbreen 冰川变化(1936~1990~2009 年)

艾松涛^{①*}, 王泽民^①, 谭智^①, 鄂栋臣^①, 闫明^②

① 武汉大学中国南极测绘研究中心, 武汉 430079;

② 中国极地研究中心, 上海 200136

* 联系人, E-mail: ast@whu.edu.cn

2012-11-30 收稿, 2013-01-30 接受, 2013-04-27 网络版发表

国家高技术研究发展计划(2012AA12A304)、国家自然科学基金(41076126, 41174029, 41176172, 41106163)、中国极地科学战略研究基金(20080203, 20100103)和南北极环境综合考察与评估专项(CHINARE2013-04-07, CHINARE2013-02-04)资助

摘要 Pedersenbreen 冰川是位于北极新奥尔松小镇(Ny-Ålesund)附近的一条多温山谷冰川, 该冰川从 2004 年开始被列为中国长期监测的两条冰川之一. 利用 2009 年中国考察队员在 Pedersenbreen 冰川表面采集的 GPS/GPR 数据, 结合挪威极地研究所出版的 Svalbard 地区 A7(Kongsfiorden)片区地形图等高线重建了该冰川不同年份的冰川面积、体积等参数, 分析了该冰川 1936~1990~2009 年的变化. 分析发现, Pedersenbreen 冰川从 20 世纪初小冰期结束以后, 经历了一个明显的退缩, 冰舌退缩了 0.6 km 以上, 体积减少了近 13%, 且在最近 20 年, 出现加速消融的趋势. 进一步分析发现, Pedersenbreen 冰川的消融主要集中在冰川下游的冰舌位置, 而在该冰川的上游, 出现了积累, 这一趋势与 Svalbard 地区同类型冰川表现一致, 但随着全球变暖的加剧, 近几年积累区面积已经大为减小.

关键词

北极

Pedersenbreen 冰川

冰川变化

数字高程模型

Pedersenbreen 冰川(78.86°N, 12.29°E)位于北极 Svalbard 地区新奥尔松小镇附近(图 1), 是一条典型的多温山谷小冰川^[1], 周边山峰最高海拔高度为 1021 m^[2], 该冰川位于中国北极黄河站的东南方, 与黄河站的直线距离约 10 km^[3]. 在 2004 年组织的黄河站首次科学考察冰川考察中, Pedersenbreen 冰川是重点踏勘的 4 条冰川之一, 之后该冰川和 Austre Lovénbreen 冰川又一同被列为我国长期监测的两条冰川^[3]. 2005 年, 我国科考队员在 Pedersenbreen 冰川表面埋设了 5 根标杆, 用于开展物质平衡和高精度 GPS 监测, 之后每年夏季都会在 Pedersenbreen 冰川上至少进行 1 次高精度的 GPS 测量, 对 Pedersenbreen 冰川的物质平衡和冰面运动速度展开了系统的研究, 且已经取得了一定的研究成果, 主要集中在冰川物质平衡、冰川表面运动速度及冰川末端变化研究^[4-6]. 2009 年, 我国北极科考队员在 Pedersenbreen 冰川表

面采集了密集的 GPS 点位数据和探地雷达(ground penetrating radar, GPR)数据, 用于开展冰面地形和冰层厚度、面积和内部结构的研究^[7].

国内对 Svalbard 地区冰川变化研究较少, 主要集中于中国境内冰川变化的研究^[8], 如天山冰川^[9,10]. 而国外有很多学者对 Svalbard 地区冰川体积变化进行过研究, 发现从 20 世纪初小冰期结束以后, Svalbard 地区许多冰川有一个明显的衰退趋势, 前端消融区冰层持续变薄, 冰舌末端向后萎缩, 同时在冰川海拔较高的地区, 发现雪层有增厚的趋势^[11-14]. 过去几十年中, 通过多源数据分析发现 Svalbard 地区冰川出现加速消融的趋势, 尤其是 Pedersenbreen 冰川所在的群岛西部地区更为明显^[15]. 目前, 国外学者已对 Pedersenbreen 冰川周边的 Austre Brøggerbreen, Midtre Lovénbreen, Kongsvegen 和 Kronebreen 等冰川展开多学科研究, 涉及冰川气象、水文、物质平衡、

引用格式: 艾松涛, 王泽民, 谭智, 等. 北极 Pedersenbreen 冰川变化(1936~1990~2009 年). 科学通报, 2013, 58: 1430-1437

英文版见: Ai S T, Wang Z M, Tan Z, et al. Mass change study on Arctic glacier Pedersenbreen, during 1936~1990~2009. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-013-5772-8

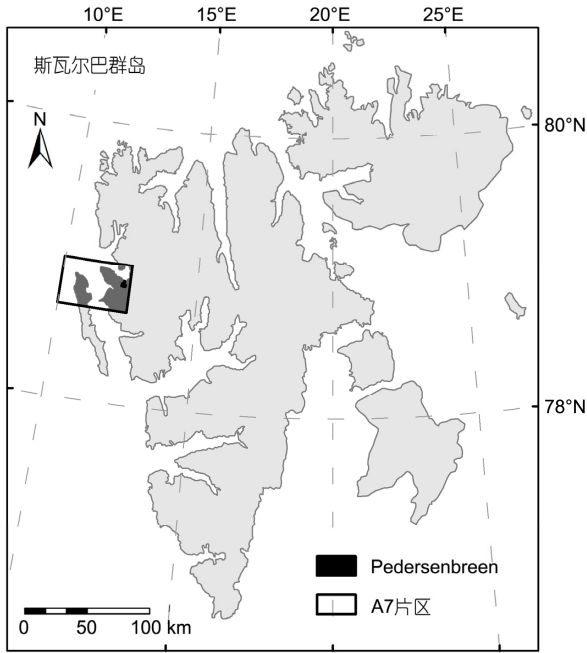


图1 Pedersenbreen 冰川和 A7 片区位置示意图

冰川进退、冰芯和人文等方面的研究^[1], 但对 Pedersenbreen 冰川还未展开系统研究. Hagen 等人曾给出了 Pedersenbreen 冰川在 1977 年的长度、面积、体积、海拔范围等信息^[16]; 也有研究发现 Pedersenbreen 冰川的冰舌底部存在地下径流和积水, 认为该冰川是多温型山谷冰川^[17]; Bennett 等人^[18]曾对 Pedersenbreen 冰川的冰碛丘进行过研究, 发现 Pedersenbreen 冰川的冰舌末端包含着复杂的冰碛丘, 终碛堤上有明显的逆掩断层和褶皱构造, 如今还可在该冰川表面发现一些裂隙带, 且在冰川西部边缘存在环圈状中碛, 认为 Pedersenbreen 冰川可能发生过跃动, 但目前处于平静期.

Pedersenbreen 冰川前沿存在的蛇形丘、复杂的冰碛物等现象表明该冰川从小冰期结束以后, 存在明显的衰退^[18], 从该冰川的地形图上也可以明显地反映出退缩趋势^[2]. 本文采用 2009 年野外采集的 GPS 数据、挪威极地研究所出版的 Svalbard 地区 A7 (Kongsfjorden) 片区地形图 1936 年^[19]和 1990 年^[2]等高线, 借助于数字高程模型(digital elevation model, DEM)^[20], 分析了 Pedersenbreen 冰川 1936~1990~2009 年 3 个年份间冰川面积变化和冰层厚度变化, 并结合冰雷达数据计算了不同年份冰川的体积, 定量分析了 Pedersenbreen 冰川 73 年的变化.

1 数据与方法

1.1 数据来源

本文的数据主要包括历史地图等高线、GPS 数据和 GPR 数据. 历史地图为挪威极地研究所 1990 和 2008 年分别出版的北极 Svalbard 地区 A7(Kongsfjorden) 片区地形图, 包含了 1936 和 1990 年航测生成的 1:100000 冰面地形等高线, 这两幅地形图都是基于航片, 利用摄影测量法汇编的地形图, 图中等高线间距为 50 m, 海拔 50 m 以下区域的等高线间距为 25 m^[2,19]. 图中 Pedersenbreen 冰川的范围(图 2(a))和冰面等高线都被数字化且转换为相同的地理坐标系(WGS84)及地图投影(北半球极方位立体投影), 用于统计 Pedersenbreen 冰川 1936 和 1990 年的面积、主流线长度、以及生成冰面 DEM. 受制于早期的航片分辨率及摄影测量技术, A7 片区 1936 年地形图的误差较大, 通过咨询挪威极地研究所相关人员, 确认该图水平方向上误差为 ± 15 m 以内, 高程方向上最大相差了 7 m. 配准该图之后, 取图中 Pedersenbreen 冰川周边山头坐标及高程与挪威极地研究所最新公布的山头坐标和高程进行了比对, 水平方向误差约 ± 13 m, 高程误差为 ± 3.64 m, 误差已被控制在原始精度以内(表 1). 相比于 A7 片区 1936 年的地形图, 1990 年地形图(WGS84, UTM 投影)的精度要高很多, 配准后水平误差在 ± 5 m 以内.

GPS 数据和 GPR 数据是我国北极科考队员在 Pedersenbreen 冰川表面野外采集的实测数据. 2009 年 4 月, 科考队员驾驶雪地摩托, 牵引安装 GPS 和 GPR 的木质雪橇, 在 Pedersenbreen 冰川表面开展了密集的 GPS 点位数据采集, 共采集了 12 条测线、14000 余测点, 测区面积达到 4.47 km². 除去因坡度太陡无法测量的部分冰舌(记为 A 区, 图 2)、Pedersenbreen 冰川的西北支流(记为 B 区, 图 2)和冰川顶端的边缘陡坡部分(记为 C 区, 图 2), 已覆盖了 Pedersenbreen 冰川表面大部分区域, 测点分布、GPS 测区范围参见

表 1 A7 片区 1936 和 1990 年地形图配准误差范围统计(m)

	1936 年		1990 年	
	平均值	标准差	平均值	标准差
经度方向	13.75	7.33	4.13	2.91
纬度方向	12.56	10.42	4.75	3.29
高程方向	3.64	2.25	-	-

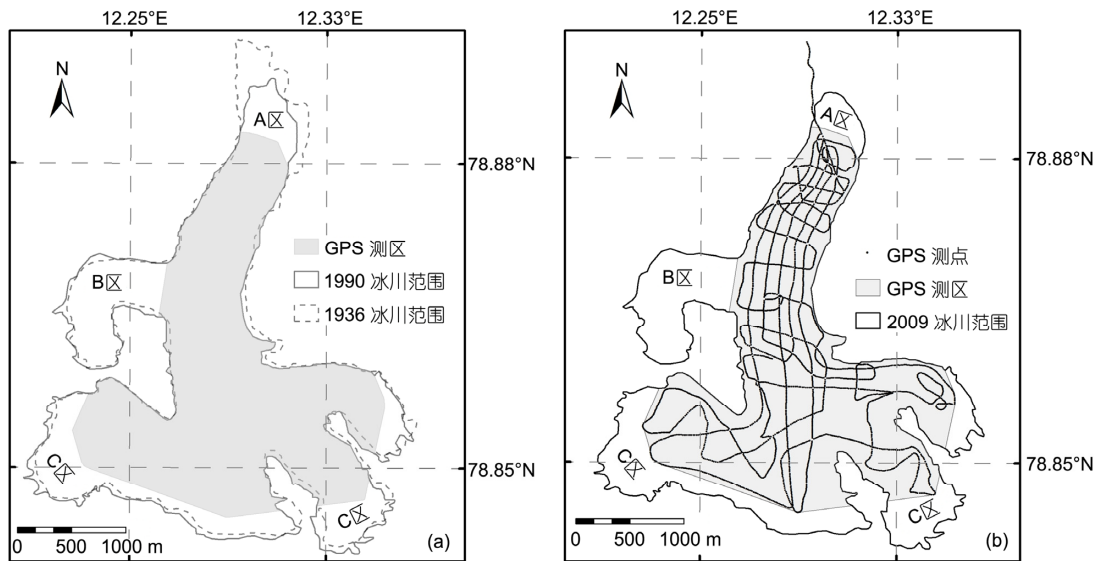


图2 (a) Pedersenbreen 冰川 1936 和 1990 年范围; (b) Pedersenbreen 冰川 2009 年范围和 GPS/GPR 测点分布示意图

图 2(b), 其中 GPS 设备为加拿大诺瓦泰 SMART-V1 型一体化 GPS 接收机, GPR 为加拿大 Sensor & Software 公司生产的 pulseEKKO PRO 型探地雷达, 天线频率为 100 MHz. 由于测区没有星际差分信号覆盖, 同时受到电磁环境、大气环境等的影响, 实测的单频 GPS 动态单点定位的精度不高(交叉点高程中误差 2.6 m), 经过有效的数据处理后才能得到较高精度的测量成果. 笔者基于 Visual C++ 6.0 专门开发了一套程序“GPRRead”, 对实测的 GPS 数据进行了平差和平滑处理, 通过与冰川上布设的高精度控制点的高程比较, 高程差均在 ± 1 m 以内, 已满足冰川研究工作的需要^[7]. 与每一个 GPS 测点相匹配的, 是一道 (trace) 雷达测深数据. 雷达断面 (section) 数据采用 EKKO_View Deluxe 软件进行预处理, 经过 DEWOW 高通滤波, 回波信号增强, 在断面图上清晰显示出冰岩界面后, 通过 GPRRead 软件人机交互提取出每个测点的深度, 最终获取了所有测线点的深度数据(平均雷达波速取 0.16 m/s). 通过对交叉点分析统计, 发现交叉点测深误差绝大部分符合高斯正态分布, 测深中误差为 4.6 m.

当冰川处于退缩期时, 山谷冰川的退缩主要表现在冰舌末端, 在海拔较高的冰川源头附近, 冰川边缘线变化不大^[21]. 通过图 2(a) 也发现 Pedersenbreen 冰川在 1936~1990 年间, 冰川的退缩主要集中在冰舌部分, 积累区的冰川边缘变化很小. 2009 年的 GPS 测量由于边坡太陡等客观因素, 未能采集到准确的冰

川边缘线, 仅在 A 区采集了少量冰舌末端点, B 区和 C 区则未采集到边缘点, 考虑 1990~2009 年时间跨度更短, 参照前述理论, 在冰川积累区不妨用 1990 年的边缘线作为 2009 年的边缘线, 参见图 2(b).

1.2 Pedersenbreen 冰川 3 个年份冰川体积估算

利用 GPS 测量点的冰面高程减去 GPR 测量的冰层厚度, 获取测点对应的冰岩界面的高程, 联合所有冰下测点构建三角网建立 Pedersenbreen 冰川冰下地形的 DEM. 虽然冰川运动会对冰川底部基岩产生腐蚀作用, 使冰下地形发生改变^[21], 但由于这个过程缓慢, Seddik 等人^[22]认为当底部滑动速率在 6~7 m/a 时, 冰川槽谷从 V 型发育至 U 型需要 50 ka 的时间, Harbor^[23]认为在理想状态下, 冰川槽谷横截面完整发育需要 100 ka 的时间. 通常认为 100 年内冰下地形的变化非常小, 冰下地形变化对重建冰川体积造成的影响可以忽略^[24], 本文涉及的时间跨度为 73 a, 因而笔者认为 1936 和 1990 年的冰下地形可以用 2009 年获取的冰下地形数据来表示. 利用冰面 DEM 减去冰下 DEM 即可计算出冰川体积. 1936 和 1990 年的冰面 DEM 用等高线内插的方法获取, 2009 年的冰面(冰下)DEM 用 GPS(GPR)测点构建三角网获取. 由于 GPS/GPR 测点覆盖的范围小于冰川全域(图 2), 利用实测点生成的 DEM 只能用于准确计算出 GPS 测区范围内 3 个年份对应的冰川体积, 对于测区外的冰舌(A 区)、冰川西北支流(B 区)、冰川顶端边缘陡坡部分(C

区)的体积需要另外估算. 对于 A 区, 利用 2009 年考察队员在该区域左侧采集的少数 GPS/GPR 测点(图 2(b)), 及采用手持 GPS 采集的少量冰舌末端点位, 并结合 A7 片区 1990 年地形图中 Pedersenbreen 冰川冰舌末端以北的等高线信息重建了 A 区 2009 年的冰面 DEM 和冰下 DEM, 后结合 1936 和 1990 年 Pedersenbreen 冰川 A 区冰面 DEM 获取了 3 个年份的体积. 对于冰川 B 区和 C 区 3 个年份的体积, 采用对应年份的底面积乘以平均冰层厚度的方法估算^[16], 给定 B 区的平均冰层厚度为 25 m, C 区的平均冰层厚度为 10 m. 最终 Pedersenbreen 冰川的总体积 $V_Y = V_G + V_A + V_B + V_C$, 其中 $Y \in \{1936, 1990, 2009\}$. 在对应的年份 Y, V_G 是当年 GPS 测区的冰川体积; V_A 是 GPS 测区外的冰舌体积; V_B 为 Pedersenbreen 冰川西北支流的体积; V_C 为冰川顶端边缘陡坡部分的体积.

2 结果与分析

2.1 Pedersenbreen 冰川冰层厚度、冰面地形和冰下地形

利用 2009 年野外采集的 GPS 数据和 GPR 数据, 获取了 Pedersenbreen 冰川 2009 年的冰层厚度分布图(图 3(a))、冰面地形图(图 3(b))和冰下地形图(图 3(c)). Pedersenbreen 冰川冰层厚度最深为 178 m, 平均厚度为 78.5 m, 图中反映冰层厚度较深的地区主要集中在冰川中部, 越靠近冰川源头和冰川下游, 冰层逐渐变薄. 已有研究认为, 冰川在雪线附近厚度最大^[25], 据此从图中推断出该冰川的雪线位于海拔 410 m 左

右. 冰下地形图中, 如果垂直于主流线取横截面, 发现所有的横截面的形态都是一个向下凹的曲线, 这是典型的山谷冰川特征, 至于山谷冰川的横截面是 U 型还是 V 型^[26], 将在接下来的工作中进一步研究, 用于判定该冰川的发育状况.

2.2 Pedersenbreen 冰川长度、面积、体积、平均厚度的变化(1936~1990~2009 年)

在得到 Pedersenbreen 冰川的冰下地形图后, 利用 1.2 节中描述的方法, 计算出 Pedersenbreen 冰川 1936 年、1990 年、2009 年的冰川面积、体积, 并给出了对应的误差(表 2), 进而分析了 Pedersenbreen 冰川 1936~1990, 1990~2009 和 1936~2009 年之间冰川长度、面积、体积、平均冰层厚度的变化, 见表 3.

Pedersenbreen 冰川的面积和体积计算, 主要包含两个方面的误差. 一方面, 原始数据存在误差, 尤其是 A7 片区 1936 年地形图精度不是很高, 在配准过程中也会出现配准误差; 另一方面, 由于 GPS 测区范围未能覆盖整个冰川区域, A 区、B 区、C 区的冰川体积估算结果与真实值之间实际偏差多少很难评价, 这也是影响冰川体积计算结果最主要的原因. 保守估计, A 区、B 区、C 区估算的冰川体积最大误差分别为 30%、50%和 50%(实际不可能这么大), 并考虑实测区域 4.6 m 的测深中误差及原始底图的高程误差(1936 年底图 3.64 m 的高程误差), 对 Pedersenbreen 冰川 3 个年份的面积和体积误差进行了计算(表 2), 发现除 1936 年冰川体积误差达到 13%之外, 其余误差均在 10%以内, 满足冰川研究工作通常所需的误

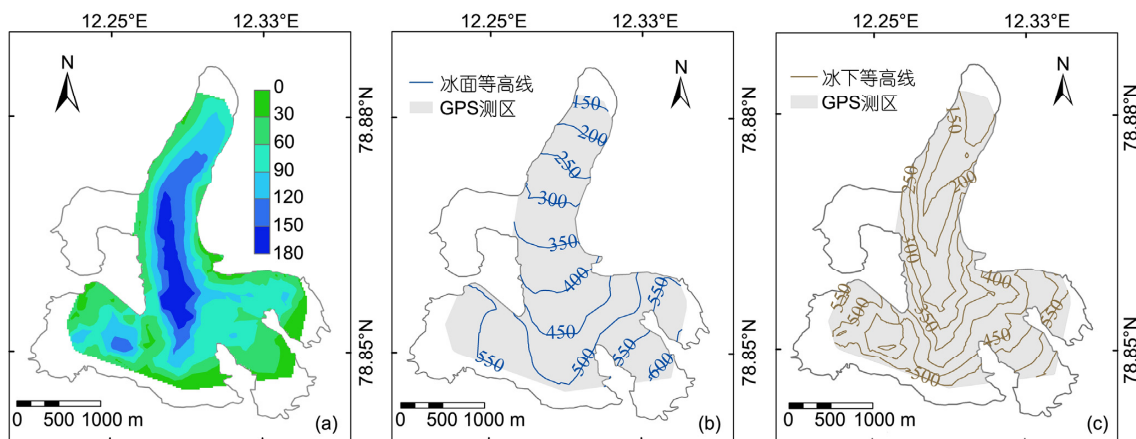


图 3 Pedersenbreen 冰川 2009 年冰层厚度图(a)、冰面地形图(b)、冰下地形图(c)

图中显示的边界为 2009 年冰川边界

表2 Pedersenbreen 冰川 1936年、1990年、2009年面积和体积

	1936年		1990年		2009年	
	面积(km ²)	体积(km ³)	面积(km ²)	体积(km ³)	面积(km ²)	体积(km ³)
GPS 测区	4.462	0.3820	4.462	0.3919	4.462	0.3504
A 区	0.483	0.0316	0.224	0.0101	0.150	0.0061
B 区	0.550	0.0138	0.620	0.0155	0.620	0.0155
C 区	0.983	0.0100	1.104	0.0110	1.104	0.0110
合计	6.478	0.4374	6.410	0.4285	6.336	0.3830
(误差)	(±0.320)	(±0.0581)	(±0.122)	(±0.0413)	(±0.072)	(±0.0365)

表3 Pedersenbreen 冰川 1936~1990, 1990~2009 和 1936~2009 年间冰川长度、面积、体积、平均冰层厚度的变化

	1936年	1990年	2009年	1936~1990年变化	1990~2009年变化	1936~2009年变化
长度(km)	5.18	4.81	4.55	-0.37	-0.26	-0.63
面积(km ²)	6.478	6.410	6.336	-0.068	-0.074	-0.142
平均冰层厚度(m)	67.52	66.84	60.45	-0.68	-6.39	-7.07
体积(km ³)	0.4374	0.4285	0.3830	-0.0089	-0.0455	-0.0544

差 10%的需要。

表 2 和 3 的数据表明, Pedersenbreen 冰川从 1936 年之后, 冰川长度和面积都不断减少, 尤其是冰舌消融区, 相比于 1936 年, 冰舌在 73 年中退缩了 0.6 km 以上, 冰层平均厚度也不断变薄, 73 年间变薄了 7.07 m, 体积相比于 1936 年减少了近 13%, 这些都说明了 Pedersenbreen 冰川从小冰期结束之后, 处于衰退期. 将 Pedersenbreen 冰川 1936~1990 年的面积、平均冰层厚度、体积的年平均变化量与 1990~2009 年的年平均变化量进行对比, 发现前面 54 年的年平均变化量均小于最近 19 年的年平均变化量, 说明 Pedersenbreen 冰川在最近 19 年中呈现加速消融的趋势, 这与国外学者对邻近的 Midre Lovénbreen 冰川研究的结果一致^[15].

Pedersenbreen 冰川 1936~1990, 1990~2009 和 1936~1990 年期间冰川体积分别减少了 0.0089, 0.0455 和 0.0544 km³, 相当于年平均净物质平衡值分别为 -0.023, -0.338 和 -0.105 m w.e. (水当量), 其中冰川冰的密度取 0.9 g/cm³. 这说明了 Pedersenbreen 冰川从 1936 年之后, 基本处于一个负物质平衡状态, 且 1936~1990 年期间处于一个微弱的负平衡状态, 但从 1990 年之后, 该冰川处于剧烈的负平衡状态, 这也进一步印证了该冰川在最近 20 年呈现加速消融的趋势.

已有研究表明, Svalbard 地区冰川物质平衡从有观测资料开始到 20 世纪 80 年代中期, 一直保持着稳

定的负平衡波动状态, 但 80 年代末和 90 年代初, 该地区出现向零(正)平衡状态发展的趋势, 冰川物质平衡达到了极大值或最大值, 这之后又一直处于稳定的负平衡状态^[27]. 通过查阅 Pedersenbreen 冰川周边 Austre Brøggerbreen, Kongsvegen 和 Midtre Lovénbreen 冰川的物质平衡观测资料^[28], 周边冰川这几年净物质平衡值不超过 0.5 m w.e., 因而计算结果与真实值处于同一数量级上, 能够较为准确地反映出冰川变化的趋势.

2.3 Pedersenbreen 冰川冰层厚度变化

利用 Pedersenbreen 冰川 3 个时期的冰面 DEM 进行比较, 分析了该冰川 1936~1990, 1990~2009, 1936~2009 年 3 个时间段冰川表面冰层厚度变化情况(图 4), 图中栅格大小为 1 m×1 m. 由于缺乏 Pedersenbreen 冰川西北支流(B 区)和冰川顶部边缘(C 区)的数据, 计算冰川体积时认为这两个区域平均厚度 73 年不变, 因此研究表面冰层厚度变化时, 未考虑这两个区域.

通过图 4 发现 Pedersenbreen 冰川下游冰层不断变薄, 且在 1990 年冰舌末端位置处消融最多, 冰层厚度减少了 60 m 以上, 而在海拔较高的冰川上游冰层变厚, 出现了积累, 这与 Svalbard 其他冰川变化趋势相一致^[24]. 表 4 统计了对应年份积累区和消融区的面积以及积累量和消融量. 图 4(a)和(c)表明, 当时时间跨度超过 50 年时, Pedersenbreen 冰川变化趋势基

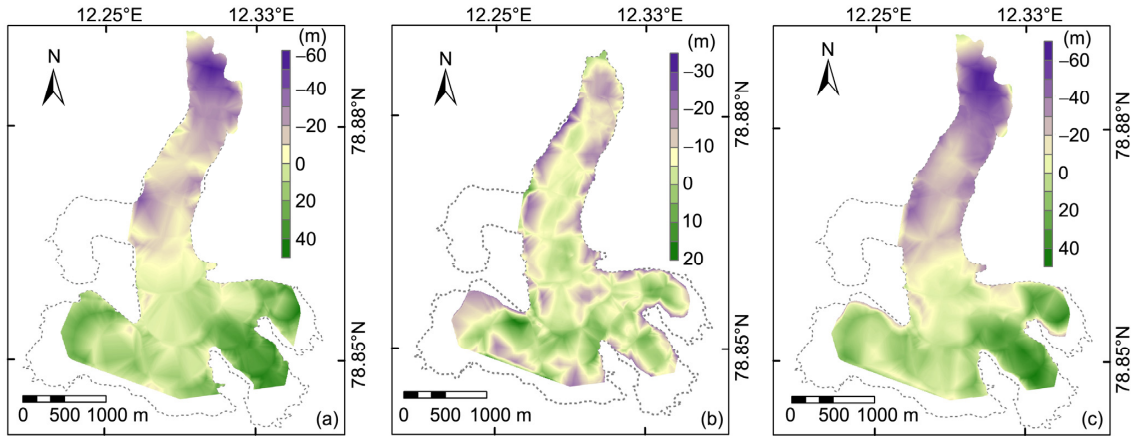


图 4 Pedersenbreen 冰川 1936~1990 年(a), 1990~2009 年(b)和 1936~2009 年(c)冰川厚度变化情况

表 4 Pedersenbreen 冰川 3 个年份积累区和消融区

	积累区		消融区	
	面积(km ²)	积累量(km ³)	面积(km ²)	积累量(km ³)
1936~1990 年	2.532	0.0358	2.413	0.0458
1990~2009 年	0.428	0.0014	4.257	0.0469
1936~2009 年	1.649	0.0215	3.296	0.0771

本一致, 消融区和积累区的位置也基本相同. 结合表 4 和图 4(b), 说明 Pedersenbreen 冰川 1990~2009 年间大部分处于消融状态, 积累区面积很小, 消融量也远大于积累量, 可以推断该冰川从 1990 年之后整体处于一个不断减少的趋势, 也从一个侧面揭示了 Pedersenbreen 冰川在最近 20 年呈现加速消融的状态.

Svalbard 地区相当多的冰川是跃动型的冰川, 国外学者认为该地区至少 30% 的冰川是跃动型冰川, 甚至有可能达到 60%^[29]. Pedersenbreen 冰川也被认为历史上曾经发生过跃动, 但目前处于平静期^[18]. 近几年随着我国在该冰川表面展开的高精度 GPS 测量发现, Pedersenbreen 冰川水平运动速度特征符合 Svalbard 地区跃动冰川的特征模式^[5,6]. 处于平静期的跃动冰川的标志之一就是冰川上游和下游发生相反方向的变化, 其冰舌末端发生衰亡和退缩, 而在其上游出现积累, 冰面抬升导致海拔升高, 流速加快^[21]. 图 4 反映的冰川表面冰层厚度变化趋势与平静期跃动冰川的特征一致, 但由于冰川跃动涉及到冰川本身的动力机制的研究, 国际上对冰川跃动动力机制至今也没有较系统的解释. 依靠本文的结果不能证明该冰川为跃动冰川, 只可作为判断 Pedersen-

breen 冰川可能是跃动冰川的证据之一.

2.4 Pedersenbreen 冰川变化与气候的联系

冰川的变化是由气候的变化引起的, 冰川的生存、发育及规模的变化均取决于气候变化, 对于单个冰川而言, 冰川规模的变化主要受到气温和降水的影响. 前面的讨论说明 Pedersenbreen 冰川从小冰期结束之后, 经历了明显的退缩, 且在最近 20 年, 处于加速消融状态, 这种变化趋势与当地气候变化相符合. 距 Pedersenbreen 冰川大约 100 km 的朗伊尔城在过去的一百年中, 年平均气温增加了 1℃ 以上, 年上升率为 0.015℃/a(1912~2001 年). 从 1976 年之后, 该地区的气温有一个明显的上升趋势, 朗伊尔城和新奥尔松的气温年上升率分别为 0.078 和 0.042℃/a^[30], 气温的不断上升会加速冰川的消融. 同时, Svalbard 地区的年降水量在过去的 80 年增加了 20%~30%, 而在过去的几十年(1970 年以后), 虽然总的年降水量一直处于增加的状态^[31], 夏季降雨量也一直处于增加的状态, 但冬季降雪量却处于减少的状态^[32], 这会导致冰川冬季积累量的减少及夏季消融量的增加. 考虑到 Pedersenbreen 冰川的保存惯性及对气候的响应时间, 采用 Cuffey 和 Paterson^[33]提出的估算响应时间的算法, 该冰川的响应时间为 50~180 a. 因此在气候环境不变的情况下, Pedersenbreen 冰川的衰退将持续到 21 世纪末甚至 22 世纪. 随着全球变暖的加剧, 有国外学者认为 Svalbard 地区在未来的几十年内气温也会一直处于上升的趋势, 预计从 1960~2050 年的 90 年中年平均气温上升率会是过去 90 年的 4 倍, 达到 0.061℃/a^[32], 这势必会进一步加速该冰川的消融.

3 结论和展望

本文采用地图等高线、GPS数据和GPR数据获取了Pedersenbreen冰川不同年份的冰川形态、体积等物理特征,并分析了该冰川从1936年之后的冰川变化情况,结论如下。

(1) 利用2009年采集的GPR数据,获取了Pedersenbreen冰川2009年冰层厚度分布图,发现该冰川冰层厚度最深处位于冰川中部盆地位置,冰层厚度最大达到178 m,并结合GPS数据,获取了Pedersenbreen冰川2009年冰面地形图和冰下地形图。

(2) 利用多源数据,计算得到了Pedersenbreen冰川1936年、1990年、2009年3个时点的冰川面积和体积。按照时间序列,面积分别为6.478, 6.41和6.336 km²,冰川体积分别为0.4374, 0.4285和0.383 km³。冰川面积和体积呈现一个递减的趋势,说明Pedersenbreen冰川从1936年之后,总的来说处于衰退之中。

(3) Pedersenbreen冰川的衰退表现为冰舌末端退缩。截止到2009年,该冰川冰舌退缩了0.6 km以上,体积减少了近13%。且从20世纪90年代开始,该冰

川出现加速消融的趋势,这与Svalbard地区其他观测冰川从小冰期结束之后变化趋势相一致。

(4) Pedersenbreen冰川的消融主要集中在冰川下游的冰舌位置,冰舌厚度最大减薄了60 m以上,而在该冰川的上游,出现了积累,积累厚度最大达到了40 m以上。但最近20年,积累区的面积大幅度减少,进一步印证了该冰川当前处于加速消融的状态。

(5) Pedersenbreen冰川变化是由于该地区气候变化引起的,气温不断上升以及夏季降水量增加都导致该冰川加速消融,预计该冰川在今后几十年将进一步退缩。通过最近几年在该冰川上开展的物质平衡监测研究,发现该冰川几乎完全处于负平衡状态^[6]。

自2005年在Pedersenbreen冰川建立监测系统以来,已陆续开展了冰川物质平衡、冰川气象、冰川水文和冰川流速监测等工作,本文属于对Pedersenbreen冰川长期监测研究工作的一部分,主要分析了该冰川73年来的变化,补充了该冰川的面积、体积等基本参数资料,并提供了冰下地形图、冰层厚度图,便于后期展开冰川槽谷形态、冰川内部结构及冰川类型等研究工作。

致谢 本文的实测数据来自2009年的北极黄河站科学考察队。感谢参与现场考察队员的协助;国家海洋局极地考察办公室对研究项目的资助;挪威极地研究所为本研究提供的历史地图资料、气象资料。

参考文献

- 1 闫明,任贾文,张占海,等.斯瓦尔巴群岛冰川学研究进展与我国北极冰川监测系统建设.极地研究,2006,18:137-147
- 2 Norwegian Polar Institute. Geological Map of Svalbard, Scale 1:100000. Sheet A7, Kongsfjorden. Norsk Polarinstitutt, Tromsø. 2008
- 3 任贾文,闫明.中国北极黄河站首次科学考察队冰川考察.冰川冻土,2005,27:124-127
- 4 艾松涛,鄂栋臣,闫明,等.2005北极冰川首次GPS监测.极地研究,2006,18:1-8
- 5 徐明星,闫明,任贾文,等.北极Svalbard地区Austre Lovénbreen和Pedersenbreen冰川表面物质平衡和运动特征分析.极地研究,2010,22:10-22
- 6 艾松涛,王泽民,鄂栋臣,等.基于GPS的北极冰川运动监测与分析.武汉大学学报(信息科学版),2012,37:1337-1340
- 7 艾松涛,王泽民,鄂栋臣,等.基于GPS的北极冰川表面地形测量与制图.极地研究,2012,24:53-59
- 8 施雅风,刘时银.中国冰川对21世纪全球变暖响应的预估.科学通报,2000,45:434-438
- 9 李开明,李忠勤,高闻宇,等.近期新疆东天山冰川退缩及其对水资源影响.科学通报,2011,32:2708-2716
- 10 李向应,丁永建,叶柏生,等.天山1号冰川成冰带和积雪特征对气候变化的响应.科学通报,2011,56:1583
- 11 Werner A. Holocene moraine chronology, Spitsbergen, Svalbard: Lichenometric evidence for multiple neoglacial advances in the Arctic. Holocene, 1993, 3: 128-137
- 12 Bamber J, Krabill W, Raper V, et al. Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap: Austfonna, Svalbard. Geophys Res Lett, 2004, 31: L12402
- 13 Nuth C, Kohler J, Aas H F, et al. Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936-90): A baseline dataset. Ann Glaciol, 2007, 46: 106-116
- 14 Hagen J O, Kohler J, Melvold K, et al. Glaciers in Svalbard: Mass balance, runoff and freshwater flux. Polar Res, 2003, 22: 145-159

- 15 Kohler J, James T D, Murray T, et al. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L18502
- 16 Hagen J O, Liestøl O, Roalnd E, et al. *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*. Oslo: Norsk Polarinstitutt Meddelelser, 1993. 1–76
- 17 Hagen J O, Sætrang A. Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low frequency radar. *Polar Res*, 1991, 9: 99–107
- 18 Bennett M R, Huddart D, Hambrey M J, et al. Moraine development at the high-Arctic valley glacier Pedersenbreen, Svalbard. *Geogr Ann A*, 1996, 78: 209–222
- 19 Norwegian Polar Institute. *Geological Map of Svalbard, Scale 1:100000. Sheet A7, Kongsfjorden*. Norsk Polarinstitutt, Tromsø. 1990
- 20 李学林, 朱庆. 数字高程模型. 第二版. 武汉: 武汉大学出版社, 2003
- 21 谢自楚, 刘朝海. 冰川学导论. 上海: 上海科学普及出版社, 2010. 85–300
- 22 Seddik H, Greve R, Sugiyama S, et al. Numerical simulation of the evolution of glacial valley cross sections. arXiv: 0901.1177 [physics.geo-ph], 2009
- 23 Harbor J M. Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geol Soc Am Bull*, 1992, 104: 1364–1375
- 24 Navarro F J, Glazovsky A F, Macheret Y Y, et al. Ice-volume changes(1936–1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen. *Ann Glaciol*, 2005, 42: 158–162
- 25 张祥松, 朱国才, 钱嵩林, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚. *冰川冻土*, 1985, 7: 153–162
- 26 Li Y K, Liu G N, Cui Z J. Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology*, 2001, 38: 153–166
- 27 徐明星, 闫明, 康建成, 等. 北极 Svalbard、斯基的纳维亚与挪威南部冰川物质平衡对比及其气候意义. *冰川冻土*, 2010, 32: 642–648
- 28 Johansson M. Mass balance data from Arctic glaciers 2002. Abisko Scientific Research Station, 2002
- 29 Ingólfsson O. Outline of the geography and geology of Svalbard. University of Iceland and UNIS, 2004
- 30 Førland E J, Hanssen-Bauer I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: Overview and novel analyses. *Polar Res*, 2003, 22: 113–124
- 31 Førland E J, Hanssen-Bauer I. Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false. *Clim Change*, 2000, 46: 485–509
- 32 Hanssen-Bauer I. Temperature and precipitation in Svalbard 1912–2050: Measurements and scenarios. *Polar Rec*, 2002, 38: 225–232
- 33 Cuffey K M, Paterson W S B. *The Physics of Glaciers*. 4th ed. Amsterdam: Elsevier, 2010. 453–511