

# 南极埃默里冰架“松动牙齿”冰裂缝内冰雪填充物监测\*

杨 宸<sup>1,2)</sup> 程 晓<sup>1,2,3,4)</sup> 李 腾<sup>1,2)</sup> 刘 岩<sup>1,2,3)</sup>† 张宝钢<sup>1,2,3)</sup>

(1)北京师范大学全球变化与地球科学研究院遥感科学国家重点实验室, 100875, 北京;

2)中国高校极地联合研究中心, 100875, 北京; 3)南方海洋科学与工程广东省实验室, 519000, 广东珠海;

4)中山大学测绘科学与技术学院, 519000, 广东珠海)

**摘要** 冰架裂缝的冰雪填充物(Mélange)分布和变化受冰架变化的影响,同时会影响冰架的稳定性. 2019年9月25日,东南极埃默里冰架“松动牙齿”裂缝系统发生崩解,形成了面积>1 600 km<sup>2</sup>的冰山,裂缝内的填充物出现部分流失. 采用 Landsat-8 卫星光学数据和哨兵 1 号卫星 SAR 影像数据,结合 CryoSat-2 卫星测高数据和南极参考高程模型计划(REMA) 8 m 分辨率 DEM 产品,对埃默里冰架“松动牙齿”裂缝 L1、T1、T2 的填充物表面形态特征及其变化进行了定量评估. 结果显示: T1 裂缝填充物的高程平均高于 T2 裂缝,表面起伏变化更明显; 2016—2018 年 L1 裂缝系统填充物高程逐年降低; 在诸多影响因素中,冰流缝合区的存在对填充物冰厚度的影响不容忽视; 裂缝中填充物的存在很可能促进裂缝的延伸发育.

**关键词** 南极; 埃默里冰架; 冰裂缝; 填充物

**中图分类号** P237

**DOI:** 10.12202/j.0476-0301.2020233

冰架由内陆冰川流入海洋中产生<sup>[1]</sup>. 在冰架内部高剪切力和张力的作用下,其表面会形成凹槽和裂隙,裂隙不断延伸发育并贯穿整个冰体会形成裂缝,裂缝的进一步生长延伸发育会导致冰架崩解并产生冰山<sup>[2]</sup>,冰架的崩解会加速陆地冰川流注入海洋<sup>[3]</sup>,最终影响冰盖物质平衡. 在冰裂缝内部通常存在大量填充物,如图 1 所示,由海冰、堆积雪和风吹雪以及从冰架上坠落的冰碎屑组成,填充物的变化对裂缝的延伸发育具有十分重要的影响<sup>[4]</sup>.

外界环境因素会使得填充物的物理性质产生变化,例如冬季海水温度降低使得填充物变厚,而填充物变厚会阻碍冰裂缝的延伸发育,使得冰裂缝的延伸发育产生季节性变化,并最终对冰架的崩解产生影响<sup>[4-6]</sup>. 位于冰架前缘的填充物会黏结冰架碎片并对冰架产生支撑力抑制崩解现象的发生<sup>[7]</sup>,同时可能会随着冰架的流动而发生变形<sup>[8]</sup>. 基于南极龙尼-菲尔希纳冰架的研究表明,填充物会随着冰架的流动而变形,在冰架前缘崩解之前,裂缝中的填充物会使冰架前缘的扁平冰山碎块聚合该区域达几十年的时间<sup>[9]</sup>. 针对格陵兰岛雅各布港冰川前缘的填充物研究表明,崩解现象一般发生在填充物强度变弱之后. 冬季填

充物的温度降低,流动性变弱,强度变强,崩解现象也很少发生;而夏季则相反. 其季节性的强度变化和温度变化对雅各布港冰川的终端位置有影响,另外崩解



影响拍摄于 2006 年 12 月 31 日, 获取自欧空局 Imageo 在线网站 <https://blogs.egu.eu/geolog/2011/04/04/imageo-on-mondays-loose-tooth-rift/>.

**图 1** 南极 Amery 冰架前端冰裂隙与内部填充物航拍影像

\* 国家重点研发计划资助项目(2018YFA0605403, 2016YFA0600103); 国家自然科学基金资助项目(41830536, 41676176, 41676182, 41406211)

† 通信作者: 刘岩(1981—), 女, 博士, 副教授. 研究方向: 极地遥感与气候变化研究. liuyan2013@bnu.edu.cn

收稿日期: 2020-06-06

后形成的冰山造成的海水流动会反作用于填充物,使其发生位移.如果填充物的这些物理性质存在持续性的变化,对冰盖物质平衡也会造成影响<sup>[10-12]</sup>.对北极地区填充物的研究一直是极地遥感领域的一个热点,而在南极地区填充物的形成方式与组成成分也与北极地区不同,对冰裂缝填充物的直接研究也相对较少.

东南极埃默里冰架前缘的冰裂缝系统中存在大量填充物,Fricker因其形态近似牙齿而被形象地命名为“松动牙齿”冰裂缝系统<sup>[4]</sup>,Hulbe等<sup>[13]</sup>曾通过模式模拟的方法发现,冰裂缝中的较厚的填充物可能会阻碍裂缝的延伸发育.同时,Fricker<sup>[4]</sup>指出填充物的变厚,主要是由于从裂缝冰墙上剥落的冰碎屑堆积造成的.南极冬季,冰冷的海水从底部侵入,会把这些冰碎屑冻结在一起,增加填充物的强度,从而阻碍裂缝的延伸发育.南极夏季,海水温度变暖,会使得填充物变薄,从而促进裂缝的延伸发育,但是没有证据表明填充物的高程存在季节性变化.Zhao等<sup>[14]</sup>强调了风力和气温的变化则可能会影响填充物的厚度变化,而裂缝中的填充物变厚会影响裂缝的延伸发育率.裂缝生长过程中与冰流缝合区(2条冰流相交的区域)的接触也会使其延伸发育速率发生变化.

综上所述,在已有的研究中,鲜有人专门以南极冰裂缝填充物为主要研究对象,探究其高程和空间变化,所以本文选取了东南极埃默里冰架前端最有代表性的冰裂缝系统内的填充物进行监测.旨在利用多源卫星遥感数据,监测填充物的年际变化和地形特点,对其进行定量评估,以探究填充物与崩解之间的关系.

## 1 研究区域

埃默里冰架主要由兰伯特冰川流入海洋而形成(图2),总面积约为64 000 km<sup>2</sup>,是南极地区东南最大的冰架<sup>[16]</sup>.冰架前缘海岸线占全南极海岸线总长度的2%,但是出口宽度仅为南极洲海岸线长度的1/60,冰流只能从不足200 km的狭窄冰架前缘排出<sup>[17]</sup>,这使得埃默里冰架冰流系统活动性强,对全球气候和海洋平面变化极为敏感.埃默里冰架前缘发育纵向裂缝L1、L2,由L1延伸出了横向裂缝T1、T2,一共4个大型裂缝.这4个大型裂缝共同组成了“松动牙齿”裂缝系统(简称LT系统).LT系统西侧发育裂缝W2,东侧发育裂缝E3、E2.L1、T1、T2裂缝(下文简称L1裂缝系统)的内部充满了填充物,如图2-c所示.2019年9月下旬,裂缝T1与W2最终发生崩解,形成了面积约1 600 km<sup>2</sup>的巨大冰山,而其一半的填充物随着冰山崩解发生流失,另一半仍然固着在裂缝东侧.而

冰山呈现逆时针转动,如图2-d所示.

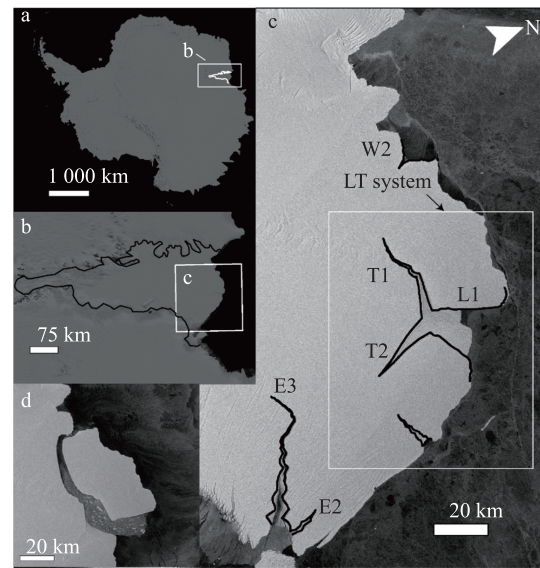


图2 南极埃默里冰架和前缘裂缝示意  
a、b底图为MODIS南极全景(MOA, MODIS Mosaic of Antarctica 2003—2004年)<sup>[15]</sup>; c底图为2019年9月20日哨兵1号卫星的SAR影像; d底图为2019年9月25日哨兵-1的SAR影像

图2 南极埃默里冰架和前缘裂缝示意

## 2 数据和方法

利用Landsat-8卫星影像,采用人工目视解译的方法对2016—2018年裂缝系统边缘进行界定.Landsat-8卫星是美国国家航空航天局(NASA)的地面观测卫星之一.卫星上携带2个传感器,分别是陆地成像仪和热红外传感器,一共有11个波段,波段1~7、9~11的空间分辨率为30 m,波段8为15 m分辨率的全色波段,该数据获取自美国地质勘探局.本文使用了<http://polarview.org/>处理后发布的SAR数据产品对冰山的崩解进行监测.哨兵1号卫星是欧洲航天局(ESA)哥白尼计划中的地球观测卫星,由2颗卫星(哨兵-1A和哨兵-1B)组成,可提供连续图像,轨道高度693 km,空间分辨率最高可达5 m,卫星影像幅宽400 km.使用CryoSat-2卫星数据和南极参考高程模型计划(REMA)的DEM对填充物高程及变化进行监测.CryoSat-2卫星于2010年4月8日由ESA成功发射,采用了其SARIn模式的level 2的数据.这种模式是CryoSat-2独有的观测模式,结合了延迟多普勒观测技术和相位相干观测技术<sup>[18]</sup>.数据来源为ESA CryoSat-2科学服务器(<http://science-pds.cryosat.esa.int>)中发布的2016—2018年的基线C全球测高数据集产品.由于2015年之前的数据在研究区内的有效点过少,官方于2019年更新了基线D的数据产品,与前面的数据格式不一致,故文中只讨论2016—2018这3年的基线C数据.REMA是美国明尼苏达大学极地地理空间中心(PGC)发布

的高分辨率南极数字高程模型产品。产品使用了 WorldView-1、WorldView-2、WorldView-3 和少量 GeoEye-1 卫星数据, 基于全自动立体自相关算法生成。大部分卫星数据采集于 2015 和 2016 年<sup>[19]</sup>。利用了其 2019 年最新发布的 8 m 分辨率 DEM 数据产品, 数据来源为 PGC(<http://data.pgc.umn.edu/elev/dem/setsm/REMA/>)。数据详细列表如表 1 所示。

利用 Landsat-8 数据, 利用人工目视解译的方法提取了 2016—2018 年 L1 裂缝系统边缘, 并使用提取到的边缘使用 MATLAB 和 ARCGIS 软件对 CryoSat-2 数

据进行了校正和切割。由于 CryoSat-2 在该区域 3 年间的测高数据并不完全是同名点, 为了使数据间具有可比性, 本文将 2016—2018 年的 CryoSat-2 数据按照冰架流动, 利用提取裂缝边缘的特征点, 反推回到 2015 年 REMA DEM 数据所在的位置并和 REMA DEM 数据进行对比, 针对填充物区域内部的地形变化进行具体探究。同时, 剔除了 REMA DEM 数据部分区域的异常数据。而在具体成图的过程中, 为消除云的影响, 使用了哨兵-1A 的 SAR 数据作为参考, 同时对冰山崩解时填充物的流失状态进行了监测。

表 1 本文使用的数据

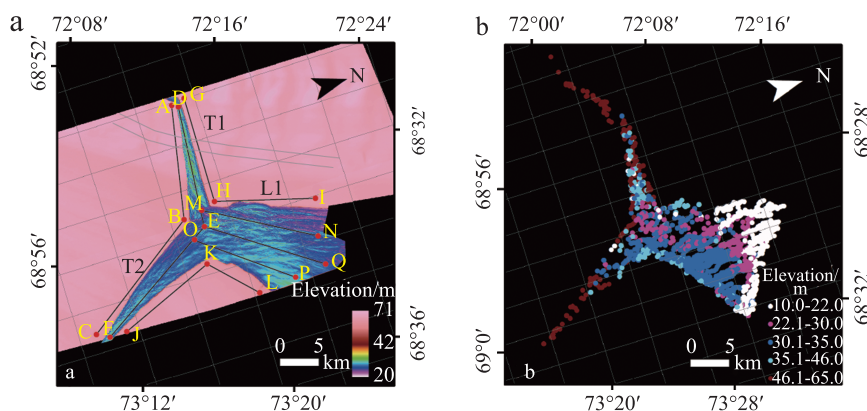
数据类型	时间	名称(数量)
Landsat-8	2016-10-05	LC08_L1GT_129108_20161005_20170320_01_T2
	2017-12-27	LC08_L1GT_129108_20171227_20180103_01_T2
	2018-12-07	LC08_L1GT_128108_20181207_20181211_01_T2
Sentinel-1A	2019-09-20	S1A_EW_GRDM_1SDH_20190920T152019_E400_S_1
	2019-09-25	S1A_EW_GRDM_1SDH_20190925T152825_438F_S_1
CryoSat-2	2016-01—2018-12	89轨
REMA DEM	2015-02-25	SETSM_WV03_20150225_104001000750F300_1040010008BF3E00_seg1_8m_v1.0
	2015-03-22	SETSM_WV02_20150322_103001003E396800_103001003F877D00_seg1_8m_v1.0

### 3 结果和讨论

**3.1 L1 裂缝系统填充物地形特征** 如图 3 所示, REMA DEM 和 CryoSat-2 测高数据所呈现的趋势是相同的, 即填充物高程整体呈现出南高北低的趋势。其西北侧存在一小块明显的高程低值, 即图 3-b 所示的填充物西北角高程为 10~22 m 的白色区域, 为具有季节性崩解的固定冰。在 L1 裂缝西侧的填充物更薄(图 2-d), 此区填充物在 2019 年冰架崩解时随冰山流失。

模式模拟结果表明, 冰架前缘较厚的填充物会产

生挤压力阻止终端发生崩解<sup>[7]</sup>。从物理学的角度, 填充物漂浮在海面之上, 由于其在海平面之下的位置被海水填满, 水分子与冰面充分接触, 所以它在海平面之下的位置对两侧冰面的压力等同于水对两侧的压力。流体压强计算公式为  $p=\rho gh$ , 其中  $\rho$  为流体的密度,  $g$  为重力加速度,  $h$  为流体的高度或厚度。若假设海平面以上填充物的平均厚度为  $h$ , 位于海平面上部的填充物对冰面两侧的压力等于  $\rho ghS$ ,  $S$  为填充物与冰面的接触面积, 则可得知填充物厚度越大, 海平面



a. 填充物与周围冰架高程, 标注特征点 A~Q, 数据为 2015 年 2 月 25 日和 3 月 22 日的 REMA DEM 影像拼接得到, 图中灰色曲线代表冰流缝合区<sup>[14, 20]</sup>; b. 充物内部高程, 数据为 2016 年 1 月—2018 年 12 月的 CryoSat-2 SARIn L2 数据

图 3 L1 裂缝系统填充物高程

以上的填充物对两侧的冰面挤压力更大。

因此,若单独关注 T1 和 T2 裂缝中的填充物,由于二者位于冰架内部,T1 裂缝内填充物相对 T2 更厚(图 3),其对两侧裂缝边缘产生更大的压力,会使位于外侧的冰架崩解,这种挤压作用可能对崩解形成的冰山流动方向也产生一定的影响(图 2)。而 T2 裂缝内 M $\acute{e}$ lange 相对较薄,对两侧边缘产生的压力也较小。目前 T2 裂缝生长速度在放缓<sup>[4]</sup>,L2 裂缝则停止生长<sup>[4]</sup>,E3 的生长方向发生改变(图 1),近期这些裂缝崩解的可能性较小。

对 11 条具有代表性的填充物和周围冰架的剖面进行对比(图 4),分析了填充物内的 5 条剖面的平均高程、标准差、最大值和最小值(表 2)。结果显示,冰架高程均 >55 m,填充物高程均 <48 m,远远低于冰架区域,但起伏更大。

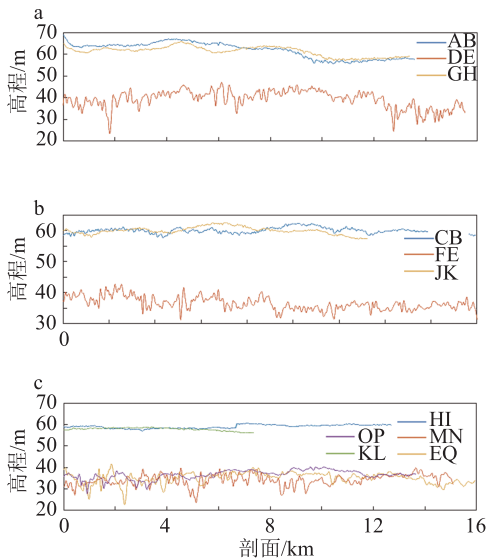


图 4 L1 裂缝系统地形剖面  
a. T1 裂缝的剖面对比, AB、GH 为冰架剖面, DE 为填充物剖面; b. T2 裂缝的剖面对比, CB、JK 为冰架剖面, FE 为填充物剖面; c. L1 裂缝的剖面对比, HI、KL 为冰架剖面, MN、EQ、OP 为填充物剖面

表 2 填充物剖面统计结果

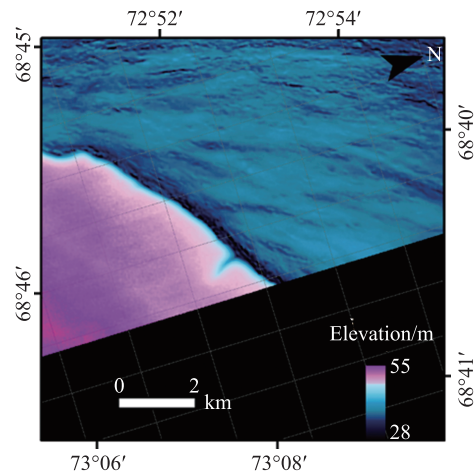
剖面	DE	FE	MN	EQ	OP
平均高程/m	39.19	36.53	31.20	35.07	36.66
标准差	4.07	2.07	2.56	2.60	2.09
最大值/m	47.01	42.67	39.82	41.66	40.36
最小值/m	23.42	29.17	23.58	22.60	27.89

位于 T1 裂缝填充物内的 DE 剖面的平均高程最高,标准差最大,即地形起伏最大;位于 T2 裂缝填充物内的 FE 剖面平均高程和标准差相对较小;L1 裂缝内部的 3 条剖面,剖面 MN 的平均高程最低,剖面

EQ 位于中部区域,标准差较大,高程介于 MN 与 OP 之间,剖面 OP 高程较高,标准差较小。

T1 裂缝内填充物的平均高程要高于 T2 裂缝内的填充物,标准差也最大。因为 T1 裂缝正处 2 个冰流单元相交在冰流缝合区内,如图 3-a 所示。而 T2 仅尖端进入了冰流缝合区<sup>[4]</sup>,冰架局部应力集中区主要分布在冰流缝合区内<sup>[21]</sup>,使得该区域裂缝边缘不稳定,会有更多的冰碎屑坠落。根据野外观察,裂缝生长延伸发育过程中,从裂缝边缘坠落的冰碎屑是造成填充物的厚度变化的主要原因<sup>[4]</sup>,由此位于冰流缝合区内的 T1 裂缝填充物会变得更厚,地形起伏也变得更大。

在图 4-c 的 8~12 km 的位置,剖面 OP 变厚,说明 OP 所在一侧在该区域存在更多坠落的冰碎屑。原 L1 裂缝东侧边缘(图 3 中 L 点位置)会出现细微的破裂使得部分填充物流出,而裂缝西侧则没有出现这种情况(图 5),这说明裂缝东侧表面在生长过程中更为不稳定,发生了破碎,在破碎过程中会产生更多的冰碎屑使得填充物变得更厚。



数据为 2015 年 2 月 25 日和 3 月 22 日的 REMADEM 影响拼接所得。

图 5 裂缝东侧边缘 L 点附近区域小裂隙高程

另外,HI 剖面 6~8 km 处出现了高程的突进是由于影像拼接造成的(仅有该剖面经过了拼接处)。正常状态下,从内陆到冰架前缘,冰架的高程应该是逐渐降低的,如 KL 剖面所示。

**3.2 L1 裂缝系统填充物高程变化** 若将整个 L1 系统的填充物作为一个整体来研究,2016—2018 年,CryoSat-2 测高数据在 L1 裂缝系统填充物区域全面的覆盖,得到填充物区域有效点的平均高程、标准差、最大值和最小值(表 3)。结果显示,2016—2018 年间填充物平均高程逐年降低,下降幅度约为  $0.32 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ,标准差、最大值、最小值较为稳定,无明显变化规律。

表3 L1 裂缝系统填充物 CryoSat-2 数据统计结果

年份	有效点数量	平均高程/m	标准差	最大值/m	最小值/m
2016	357	32.09	12.93	60.90	14.67
2017	532	31.87	10.75	62.46	13.87
2018	511	31.45	11.61	60.30	14.51

进一步使用 CryoSat-2 数据交叉点论证: 2017—2018 年, 点位间距 < 1 km 的 316 个有效点显示高程下降了 1.329 m; 2016—2017 年, 197 个有效点显示高程下降了 1.374 m, 均大于整体平均值的下降幅度, 很可能是由于空间差异造成的. 差值绝对值大量集中在 < 5 m, 少量数据绝对值 > 20 m, 可能由于临近统计的误差导致, 本文剔除了绝对值 > 25 m 的差值点, 具体结果如表 4 所示. 由表 4 可知: 近 3 年 L1 裂缝系统内部的填充物在逐年降低, 实际下降速度 > 0.32 m · a<sup>-1</sup>; 该区域整体填充物高程逐年降低, 机械强度也就随着降低, 对冰架两侧产生的支撑力也就越小. 由于填充物对冰架两侧支撑力变小会加速冰架的崩解<sup>[7]</sup>, 这也是 2019 年最终发生冰架崩解的诱因之一.

表4 CryoSat-2 交叉点数据统计结果

年份	有效点	平均高程差/m	标准差	最大值/m	最小值/m
2016—2017	197	1.374	7.75	24.801	-19.387
2017—2018	316	1.329	7.20	23.633	-22.481

另外, 2016—2018 年, 根据现有 CryoSat-2 测高数据, 填充物高程呈现出一定的季节性变化, 夏季变薄、冬季变厚, 但是由于每个季度的数据量过少并且不为同名点, 填充物存在季节性变化还有待进一步的精细研究.

## 4 结论

本文得到的主要结论有以下 4 点:

1) 埃默里冰架前缘 L1、T1、T2 裂缝填充物的平均高程为 31.8 m, 在 2016—2018 年高程逐年降低, 实际高程下降幅度 > 0.32 m · a<sup>-1</sup>, 表明填充物整体基本处于不稳定状态, 这是对该区域填充物的首次定量评估. 该填充物整体高程的逐年降低也使得其周围的冰架变得愈发不稳定, 并最终于 2019 年发生了部分崩解.

2) 与冰流缝合区相关的 T1 裂缝内部填充物平均高程最高, 标准差最大. 冰流缝合区的存在会使得冰裂缝边缘更加不稳定, 边缘坠落的冰碎屑会使得填充物更厚, 起伏也变得更大.

3) 小裂隙可能会使得靠近该区域的填充物变得

更厚. L1 裂缝系统东侧裂缝边缘不稳定, 有小裂隙存在, 其东侧填充物也厚于西侧.

4) 填充物存在会对冰架崩解造成影响, 其影响主要取决于与冰架的相对位置, T1 和 T2 裂缝为冰架内部的横向裂缝, 其填充物存在于冰架内侧, 会对冰架崩解起到一定的促进作用.

## 5 参考文献

- [1] DOAKE C S M, VAUGHAN D G. Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming[J]. *Nature*, 1991, 350(6316): 328
- [2] BUDD W F, CORRY M J, JACKA T H. Results from the Amery ice shelf project[J]. *Annals of Glaciology*, 1982, 3: 36
- [3] RIGNOT E. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(18): L18401
- [4] FRICKER H A. Multi-year monitoring of rift propagation on the Amery Ice Shelf, East Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(2): L02502
- [5] WALKER C C, BASSIS J N, FRICKER H A, et al. Observations of interannual and spatial variability in rift propagation in the Amery Ice Shelf, Antarctica, 2002–14[J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(226): 243
- [6] WALKER C C, BASSIS J N, FRICKER H A, et al. Structural and environmental controls on Antarctic ice shelf rift propagation inferred from satellite monitoring[J]. *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 2013, 118(4): 2354
- [7] ROBEL A A. Thinning sea ice weakens buttressing force of iceberg mélange and promotes calving[J]. *Nature Communications*, 2017, 8: 14596
- [8] KHAZENDAR A, RIGNOT E, LAROUE E. Roles of marine ice, rheology, and fracture in the flow and stability of the Brunt/Stancomb-Wills Ice Shelf[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2009, 114(F4): F04007
- [9] RIGNOT E, MACAYEAL D R. Ice-shelf dynamics near the front of the Filchner: Ronne Ice Shelf, Antarctica, revealed by SAR interferometry[J]. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(147): 405
- [10] CASSOTTO R, FAHNESTOCK M, AMUNDSON J M, et al. Seasonal and interannual variations in ice mélange and its impact on terminus stability, Jakobshavn Isbrae, Greenland[J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(225): 76
- [11] AMUNDSON J M, FAHNESTOCK M, TRUFFER M, et al. Ice mélange dynamics and implications for terminus stability, Jakobshavn Isbræ, Greenland[J]. *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 2010, 115(F1): F01005

- [12] NICK F M, VIELI A, HOWAT I M, et al. Large-scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2(2): 110
- [13] HULBE C L, RIGNOT E, MACAYEAL D R. Comparison of ice-shelf creep flow simulations with ice-front motion of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, detected by SAR interferometry[J]. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 182
- [14] ZHAO C, CHENG X, LIU Y, et al. The slow-growing tooth of the Amery Ice Shelf from 2004 to 2012[J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(215): 592
- [15] HARAN T, BOHLANDER J, SCAMBOS T, et al. MODIS Mosaic of Antarctica 2003-2004 (MOA2004) image map[EB/OL]. Digital media, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, USA, <https://doi.org/10.7265/N5ZK5DM5>, 2005
- [16] GRIGGS J A, BAMBER J L. Antarctic ice-shelf thickness from satellite radar altimetry[J]. *Journal of Glaciology*, 2011, 57(203): 485
- [17] WEN J H, JEZEK K C, MONAGHAN A J, et al. Accumulation variability and mass budgets of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica, at high elevations[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 43(1): 351
- [18] Scagliola M, Fornari M, Bouzinac C, et al. CryoSat Level1b SAR/SAR: quality improvements towards Baseline[C]//Egu General Assembly Conference. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2014
- [19] HOWAT I M, PORTER C, SMITH B E, et al. The reference elevation model of Antarctica[J]. *The Cryosphere*, 2019, 13(2): 665
- [20] HAMBREY M J. Structure and dynamics of the Lambert glacier-Amery ice shelf system: implications for the origin of Prydz Bay sediments[M]//Proceedings of the Ocean Drilling Program, 119 Scientific Results. [S. l.]: [s. n.], 1991
- [21] LIU Y, CHENG X, HUI F M, et al. Detection of crevasses over polar ice shelves using Satellite Laser Altimeter[J]. *Science China Earth Sciences*, 2014, 57(6): 1267

## Monitoring Mélange in the loose tooth rift at the Amery Ice Shelf in the Antarctic

YANG Chen<sup>1,2)</sup> CHENG Xiao<sup>1,2,3,4)</sup> LI Teng<sup>1,2)</sup> LIU Yan<sup>1,2,3)†</sup> ZHANG Baogang<sup>1,2,3)</sup>

(1) State Key Laboratory of Remote Sensing Science, College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, 100875, Beijing, China;

2) University Corporation for Polar Research, 100875, Beijing, China;

3) Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory, 519000, Zhuhai, Guangdong, China;

4) School of Geospatial Engineering and Science, Sun Yat-sen University, 519000, Zhuhai, Guangdong, China)

**Abstract** A large calving event occurred in late September 2019 in the loose tooth rift system of Amery Ice Shelf in east Antarctica, forming a giant iceberg of  $>1\,600\text{ km}^2$  in area. There are a large number of Mélanges in the rifts of the Ice Shelf, which were partially lost due to calving event. Together with Landsat-8 optical data and Sentinel-1 SAR data, CryoSat-2 altimetry data and 8 m resolution DEM products released by REMA project were used to study terrain characteristics of Mélanges in detail. It is found that the annual elevation of Mélanges decreased from 2016-2018. The average elevation and standard deviation of Mélange in T1 were found to be higher than that in T2. Encounter with ice stream suture zone will influence Mélange in the rift, likely to promote propagation of the rift.

**Keywords** Antarctic; the Amery Ice Shelf; rift; Mélange

【责任编辑: 刘先勤】