中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 4 期: 450 ~ 460
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

南大洋海底地形对冰山运动与搁浅的影响

李田[1,2], 刘岩[1,2], 程晓[1,2*], 欧阳伦曦[1,2], 李新情[1,2], JiPing LIU[3], Mohammed SHOKR[4], 惠凤鸣[1,2], 张晶[1,2], 温家洪[5]

1. 北京师范大学遥感科学国家重点实验室, 全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875;
2. 全球变化与中国绿色发展协同创新中心, 北京 100875;
3. Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, State University of New York, Albany 12222, USA;
4. Science and Technology Branch, Environment Canada, Toronto, Ontario M3H5T4, Canada;
5. 上海师范大学地理系, 上海 200234

* 通讯作者, E-mail: xcheng@bnu.edu.cn

收稿日期: 2016-09-12; 接受日期: 2017-02-14; 网络版发表日期: 2017-03-22
国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600103)、国家自然科学基金项目(批准号: 41406211、41476161、41676182、41676176)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB957704)、地理空间信息工程国家测绘地理信息局重点实验室经费资助项目(编号: 201416)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号: 20120003110030)和国家海洋局极地考察办公室对外合作支持项目(编号: 201611)资助

摘要 冰山是南极冰盖-冰架-海洋系统中活跃的组成部分, 南大洋海底地形是影响冰山运动与搁浅的重要因素, 但前人对此鲜有研究, 本文结合南极Bedmap-2海底地形数据和杨百瀚大学冰山数据库所记录的冰山运动轨迹数据分析了海底地形对冰山运动和搁浅的影响. 结果表明: (1) 冰山搁浅事件与搁浅冰山轨迹点的数量分布主要与冰山水下厚度分布有关, 在水深为200~300m海域内数量最高. 自由运动冰山在南极陆坡锋区域(海洋水深500m左右)存在数量与速度的峰值; (2) 海底地形对冰山运动的直接影响是冰山搁浅, 在沿南极海岸线外围水深低于2000m的362×10^4km^{2}的海域里, 从冰架前缘崩解的小型冰山可能搁浅区(水深小于400m)占28%即不易搁浅, 这些搁浅区主要分布在东南极与南极半岛沿岸. 从大冰架上崩解的大中型冰山(长轴大于18.5km)可能搁浅区(水深小于800m)占总面积的74%即较易搁浅; (3) 在水深小于2000m的海域内冰山运动速度与海水深度之间具有正相关性(R=0.85, P<0.01)(即海水越深的地方冰山运动越快), 而海冰的季节性变化对这种相关性的影响不大, 说明海底地形起伏所引起的海水深度的变化会对冰山运动速度产生影响.

关键词 Bedmap-2, 海底基岩, 搁浅, 冰山, 南极

1 引言

冰山由冰架崩解产生, 是南极冰盖-冰架-海洋系统的重要组成部分. 研究表明, 2005~2011年期间冰架崩解造成的物质损失占全南极冰架总物质损失的1/3(Liu等, 2015), 因此冰架崩解是南极冰盖物质损失的主要途径之一. 冰架崩解产生小至几平方千米大至几千平方千米、厚度为数百米的冰山, 这些冰山主

中文引用格式: 李田, 刘岩, 程晓, 欧阳伦曦, 李新情, Liu J P, Shokr M, 惠凤鸣, 张晶, 温家洪. 2017. 南大洋海底地形对冰山运动与搁浅的影响. 中国科学: 地球科学, 47: 450–460, doi: 10.1360/N072016-00041
英文引用格式: Li T, Liu Y, Cheng X, Ouyang L X, Li X Q, Liu J P, Shokr M, Hui F M, Zhang J, Wen J H. 2017. The effect of seafloor topography in the Southern Ocean on tabular iceberg drifting and grounding. Science China Earth Sciences, 60: 697–706, doi: 10.1007/s11430-016-9014-5

© 2017 《中国科学》杂志社

要沿着南极近岸运动, 冰山在运动过程中由于受到海水的侵蚀会不断的崩解和融化, 在冰盖与海洋之间的淡水和营养物质传输过程中发挥着重要作用(Jacobs等, 1992; Long等, 2002; Silva等, 2006). 当冰山在近岸大陆架上运动时, 受洋流、海洋表面风场以及海底地形等外界自然条件的综合作用, 其运动状态通常毫无规律并且难以准确预测, 直到冰山运动到深海海域时由于脱离了海底地形的束缚, 冰山运动轨迹才变得简单易测(MacAyeal等, 2008). 厚度达上百米的冰山在具有复杂海底地形的近岸海域运动过程中可能发生搁浅, 搁浅会触发不同的区域性海洋过程, 对近岸洋流循环、海冰生长以及海洋生态系统造成严重影响. 例如, Markus(1996)利用被动微波遥感数据SMMR与SSM/I计算大型平顶冰山在南威德尔海海域搁浅前后海冰密集度变化, 发现搁浅冰山会阻碍海冰进入威德尔海, 导致菲尔希纳冰架前端海冰密集度升高进而影响冰架周围海洋循环过程. Grosfeld等(2001)研究发现冰山的崩解与搁浅过程会改变南极近岸海域洋流循环并产生高盐陆架水. Robinson和Williams(2012)以及Remy等(2008)分析了从罗斯冰架崩解产生的B15冰山搁浅对麦克默多站附近海域海洋过程的影响, 发现冰山搁浅限制了海洋表层水循环、降低了附近冰架底部消融量并且阻碍了区域海冰扩散. Tamura等(2012)通过研究2010年默茨冰舌崩解前后乔治五世地附近的冰间湖与海冰分布状态, 发现B09B冰山搁浅会增强冰山下游冰间湖活动. 因此, 探究海底地形对冰山运动的影响对于明确划分南极周边海域易搁浅区、准确预测冰山运动轨迹以及研究冰山对南极区域性海洋环境的影响具有重要意义.

研究海底地形对冰山运动的影响, 需要用到冰山运动数据、南极冰厚数据、以及海底地形数据. 过去几十年间, 美国国家冰中心(National Ice Center, NIC)与美国杨百瀚大学(Brigham Young University, BYU)微波遥感实验室(Microwave Earth Remote Sensing Laboratory, MERS)开展了全南极冰山卫星监测工作, 美国国家冰中心自1977年以来对长轴大于18.5km的大型冰山进行间隔周期约为20天的连续跟踪, 而杨百瀚大学微波遥感实验室则利用多种微波散射计数据对长轴大于5km的南极平顶冰山进行跟踪(Gladstone和Bigg, 2002; Liu等, 2013). 英国南极局(British Antarctic Survey, BAS)在Bedmap-1数据集的基础上, 于2013年发布了最新的南极基岩地形和冰厚度的Bedmap-2数据集(Fretwell等, 2013), 该数据成果为本研究提供了重要的数据基础. 本文利用杨百瀚大学冰山数据库数据以及Bedmap-2数据分析南极大陆周边海域海底地形对冰山运动与搁浅的影响, 并通过划分南极周边海域易搁浅区建立了冰山崩解位置与搁浅区域之间的空间关系.

2 研究区、数据和方法

2.1 研究区特征

南极边缘地区有44个主要的冰架系统, 其中最大的3个冰架系统是罗斯冰架、菲尔希纳-龙尼冰架与埃默里冰架系统, 较大的冰架有19个(刘岩等, 2013). 大多数冰山从冰架崩解之后首先在南极沿岸流(Antarctic Coastal Current, ACoC)与科里奥利力的作用下沿南极海岸逆时针向西运动, 运动到威德尔海、罗斯海以及普里兹湾海域后进入南极绕极流(Antarctic Circumpolar Current, ACC)逃逸出南极沿岸海域(Gladstone等, 2001), 冰山搁浅事件主要发生在冰山随南极沿岸流向西运动的过程中.

南极周边海域海底地形由大陆架、大陆坡以及大洋海底组成. 大陆架坡度平缓, 边缘一般位于海洋水深200m以内的区域, 大陆坡位于水深200~2000m的海底, 坡度较大可达到10°以上, 大洋海底位于水深高于2000m的海域, 由于海底山脊的存在, 地形坡度变化较大. 南极大陆架与大陆坡的分界线为海底坡度显著增大的陆架坡折, 南极陆坡锋是位于陆架坡折北部、深度为200~500m海域水平方向上的洋流温盐梯度锋面, 阻碍着冰冷的南极表层水与温暖的变性绕极深层水之间的水平交换, 对海洋表层水的更新以及海洋深层水的产生具有重要作用. 与邻近大陆架区域相比, 此处沿岸洋流强度最大, 大部分冰山沿着大陆边缘向西运动轨迹路线位于该区域中(Bindoff等, 2000; Heywood等, 1998; Jacobs, 1991).

从南极冰架前端崩解的冰山厚度与着地线处冰架厚度、冰架底部消融与冻结过程有关. Dowdeswell和Bamber(2007)利用ERS-1雷达高度计数据集成的南极冰盖DEM估算了从南极不同冰架前端崩解的冰山水下厚度, 最大可以达到678m, 平均水下厚度小于650m, 其中快速冰流冰架例如松岛冰川、菲尔希纳冰川前端崩解可以产生水下厚度高于600m的冰山. Kuijpers等

(2007)通过研究冰山在海底搁浅时的轨迹路线, 发现冰川消融时期可能存在水下厚度大于1000m的冰山. 因此, 本文结合冰山水下厚度、南极海底地形划分(大陆架、大陆坡、大洋海底)、以及冰山的主要活动区将南极大陆周边海洋水深低于5000m的总面积为514万km^{2}的海域作为研究区域, 分析海底地形对冰山运动和搁浅的影响. 其中, 研究区内的南极冰架总面积为152万km^2(接地线数据(http://nsidc.org/data/docs/measures/nsidc0498_rignot/)取自1994~2009年期间合成孔径雷达差分干涉测量(Differential Synthetic Aperture Radar Interferometry, DInSAR)数据(Rignot等, 2011), 海岸线数据 (http://nsidc.org/data/atlas/news/antarctic_coastlines.html)取自2003~2004年间的MODIS南极镶嵌图数据(Bohlander和Scambos, 2007)).

2.2 数据

本研究所使用的冰表面高程数据、冰厚数据与南极周边海域地形数据分别来自Bedmap-2数据产品中的surface、thickness以及bed数据(https://www.bas.ac.uk/project/bedmap-2/), 用以计算冰架水下厚度与海洋水深. Bedmap-2是英国南极局于2013年在Bedmap-1数据的基础上, 利用多源遥感数据处理得到的用以描述南极60°S以南区域的冰表面高程、冰厚、海底基岩高程以及冰下基岩高程的数据集(Fretwell等, 2013). Bedmap-2数据统一使用GL04C大地水准面作为高程基准, 接地线使用MODIS影像和SAR影像来定义, 栅格化中使用基于WGS84坐标系的极正射投影, 其冰表面高程、冰厚以及南极周边海域海底基岩数据的空间分辨率均为1km. Bedmap-2数据栅格化后66%的单元格误差会达到300m, 由于不同来源的数据覆盖与精度不同, 不同地区的冰下地形误差相差很大. 与Bedmap-1数据集相比, Bedmap-2改进了冰盖表面高程数据, 具有更高的分辨率、数据精度以及更大的数据覆盖范围(Fretwell等, 2013; 陈昀等, 2014).

为获取海底地形对冰山运动与搁浅的影响, 本研究获取了杨百瀚大学冰山数据库(http://www.scp.byu.edu/data/iceberg/database1.html)中南极2011年8月31日至2015年7月31日期间由ASCAT微波散射计数据获取的60703个冰山运动轨迹点, 其中位于水深小于5000m海域内的冰山运动轨迹点数量为59890, 占全南极冰山轨迹点总数的98.7%, 其中包括冰山A23a、A56、A61、B09b、B15b、B15f和C28a等在内的85个大型冰山(图1).

2.3 方法

2.3.1 冰山运动速度计算

冰山运动速度为相邻冰山轨迹点之间的冰山位移除以运动时间. 本文将该运动速度视作冰山处于两相邻轨迹点中点位置时的速度, 并计算了2011年8月31日至2015年7月31日期间85个大型冰山的59890个冰山轨迹点的运动速度.

2.3.2 大型冰山搁浅信息提取

冰山搁浅是指因冰山底部与海底基岩接触而导致的冰山静止状态, 由于受到洋流、风以及科里奥利力的影响, 搁浅周期内冰山底部与海底基岩之间可能会发生缓慢的相对移动, 因此搁浅周期内冰山轨迹点并非处于同一位置, 而是集中分布于某一区域, 冰山运动速度并非一直为零, 而是存在一定的波动范围. 此外, 海洋回转流的存在也会导致冰山的暂时性静止(Woodworth-Lynas等, 1985), 因此本文从冰山轨迹点的

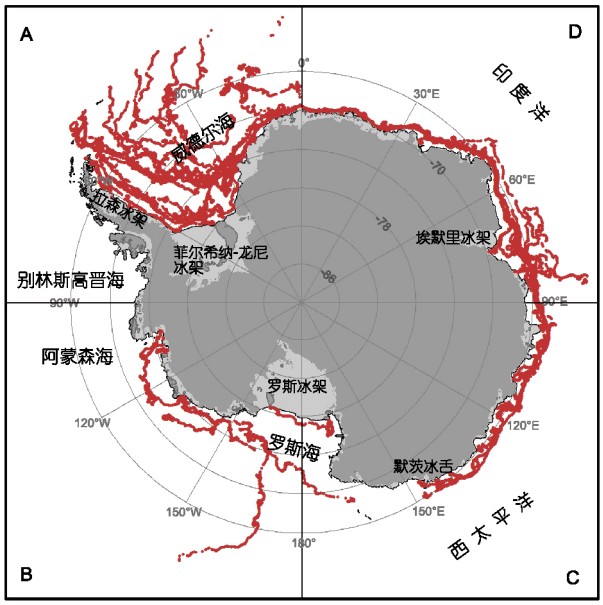


图 1 南极冰山命名区划以及杨百瀚大学冰山数据轨迹
红色圆点为冰山轨迹点; A~D为美国国家冰中心冰山命名区划, 字母A命名(0°~90°W), 字母B命名(90°W~180°), 字母C命名(180°~90°E), 字母D命名(0°~90°E)

空间分布上提取冰山搁浅信息, 若冰山轨迹点密集分布在同一区域则认为该冰山可能搁浅.

本文使用ArcGIS中的Point Density空间分析工具, 在极坐标系下设定输出冰山轨迹点密度栅格单元为1km, 邻域搜索半径为10km计算得到冰山轨迹点密度分布图. 根据目视判读设定轨迹点密度大于0.3且轨迹点密集区面积大于100km^{2}的区域为疑是搁浅区. 若位于单个疑是搁浅区中的冰山轨迹点个数大于50, 速度为零的轨迹点个数大于30且搁浅地平均水深小于1000m, 则视作一次冰山搁浅事件, 冰山搁浅事件中的冰山轨迹点为搁浅点. 若疑是搁浅区发生冰山搁浅事件, 则被判断为搁浅区.

2.3.3 南极冰山搁浅区划分

由于从冰架崩解而来的大中型冰山均为平顶冰山, 本文假设冰山的水下厚度与通过Bedmap-2数据计算得到的崩解区冰架水下厚度一致, 其中冰架水下厚度可以通过公式(1)计算得到

$$T_{\text{under}} = T - S_{\text{elev}}, \quad (1)$$

式中, T_{under}、T、S_{elev}分别表示冰架水下厚度数据、冰厚数据与冰表面高程数据(将海平面近似为GL04C大地水准面). 由于位于水深低于2000m海域范围内的冰山轨迹点数量占冰山轨迹点总数的84%, 且目前不存在水下厚度大于2000m的冰山, 本文在所提取的搁浅冰山分布特征信息的基础上将南极海岸线外围水深低于2000m的海域划分为三类搁浅区, 再利用冰架水下厚度数据将南极冰架厚度划分为对应的三类, 进而可以评估不同冰架区域所崩解的冰山在南极周边海域的搁浅情况.

3 结果与分析

3.1 海底地形对冰山搁浅的影响分析

3.1.1 冰山搁浅信息

表1显示了基于冰山轨迹点密度空间分布特征所提取到的南极2011年8月31日至2015年7月31日期间大型冰山搁浅信息, 这些搁浅冰山的初始崩解位置广泛分布于南极沿岸不同的冰架上, 崩解时间跨度可达10年以上, 空间尺度大于18.5km. 本文一共识别到57个疑是搁浅区, 落入疑是搁浅区中的冰山轨迹点数量为33608, 占冰山轨迹点总数(59890)的56%以上. 57个疑是搁浅区中检测到49次冰山搁浅事件, 分别发生在40个疑是搁浅区中, 即南极周边海域存在40个冰山搁浅区, 其中8个搁浅区发生不止一次冰山搁浅事件, 搁浅区5、16、19、20、36、48、54中有2个冰山搁浅, 搁浅区9中有3个冰山搁浅. 在所研究的85个冰山中, 有39个冰山发生搁浅事件, 冰山搁浅事件发生频率为46%, 其中10个冰山在研究期间内分别在两个不同的搁浅区发生搁浅(表1).

3.1.2 冰山搁浅特征分析

冰山搁浅时在洋流与科里奥利力的作用下底部与海底地形之间会产生相对滑动, 由表1计算得到冰山搁浅时的平均运动速度为1665m d^{-1}. 图2显示了不同水深区间中冰山搁浅事件发生的频数, 在49次冰山搁浅事件中, 冰山在水深为200~300m与500~600m的水域范围内发生搁浅的次数最高, 分别为9次和11次, 其中冰山搁浅地平均水深最大值为767m. Dowdeswell和Bamber(2007)利用ERS-1雷达高度计数据计算的全南极冰山水下厚度分布结果显示绝大多数南极冰山水下厚度分布区间为150~200、250~300、550~600m, 且平均水下厚度为250~300m的冰山数量最多. 水下厚度为150~200m的南极冰山主要由小尺度冰架前端崩解产生, 例如南极半岛的威尔金斯冰架与乔治五世地冰架, 水下厚度为250~300m的冰山主要由龙尼冰架、埃默里冰架以及罗斯冰架等大型冰架前端崩解产生, 水下厚度为550~600m的冰山则主要由松岛冰川与迪布尔冰川等快速冰流冰架以及菲尔希纳冰架崩解产生. 此外, 冰山搁浅事件发生在水深小于400m海域中

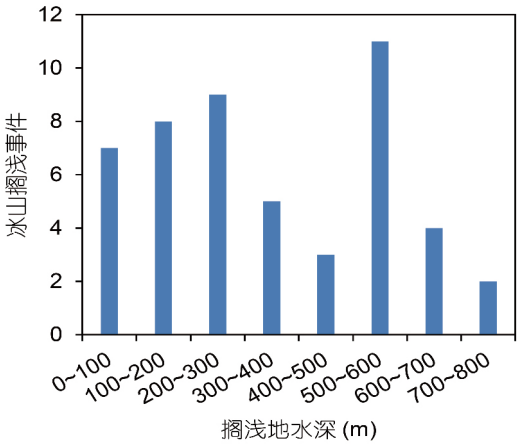


图 2 南极冰山搁浅事件频数分布图

表 1　2011年8月31日至2015年7月31日期间大型冰山搁浅信息[a)]

序号	搁浅区序号	冰山名称	冰山尺寸 (km)	搁浅点数量	零速度搁浅点所占百分比(%)	搁浅地平均水深(m)	平均速度(m d^{-1})
1	1	a61	24×7	1325	54	321±22	1401±2166
2	3	b17a	–	214	16	766±119	2757±2342
3	5	d20a	50×17	1308	66	767±130	1033±2021
4	5	d20b	20×4	279	95	644±86	298±1573
5	7	b09g	22×13	113	46	246±45	1967±2223
6	9	b15aa	20×11	304	88	174±45	569±1816
7	9	b15ab	20×7	294	84	189±101	1075±2916
8	9	b15t	52×13	61	69	244±160	1170±1868
9	10	b09c	–	662	34	164±59	2526±2754
10	12	d14	–	621	20	379±39	2343±2155
11	13	uk093	–	1226	31	619±90	2261±2288
12	14	d15	101×54	1032	57	503±25	1563±2467
13	15	d15	101×54	182	81	592±19	810±2058
14	16	d21a	39×9	89	46	454±28	1802±2543
15	16	d21b	20×7	264	89	524±48	446±1492
16	17	d22	22×6	565	77	135±81	849±1908
17	18	uk315	–	620	24	11±42	2444±2056
18	19	c21b	22×15	1130	58	232±35	1421±2384
19	19	c24	20×6	1149	81	206±32	617±1813
20	20	c21b	22×15	206	97	158±8	159±1014
21	20	c24	20×6	128	77	170±9	1002±2119
22	22	uk052	–	813	5	14±24	3018±1967
23	24	c18b	37×7	1126	28	522±161	2501±2434
24	27	b16	30×11	397	24	71±98	2955±2612
25	28	c28a2	–	428	86	165±30	541±1755
26	29	c28a2	–	727	15	99±49	3230±2515
27	33	uk192	–	439	21	198±86	2692±2453
28	34	uk316	–	367	42	217±15	2979±3515
29	35	b09b	50×18	1154	35	555±114	2006±2247
30	36	c15	26×19	153	58	589±48	1365±1925
31	36	uk316	–	648	10	566±36	2744±2010
32	38	c15	26×19	946	24	506±73	2469±2196
33	40	tk09	–	353	63	9±52	1198±2008
34	41	tk09	–	305	12	541±176	2820±2256
35	45	b30	57×33	142	77	574±18	637±1396
36	46	b31	33×20	135	25	435±12	2392±2179
37	47	b22a	81×44	1305	58	637±119	1297±2369
38	48	b28	18×13	1160	73	215±228	823±1919
39	48	b29	20×9	974	72	577±111	788±1680
40	49	b29	20×9	154	97	23±2	73±473
41	50	b31	33×20	100	81	666±122	457±1262
42	51	b15y	20×3	149	71	0±0	1447±2700
43	52	uk290	–	227	36	424±8	2089±2296
44	53	a64	30×20	189	97	384±47	187±1161
45	54	a56	26×13	817	64	250±1	823±1568
46	54	a57	20×9	284	51	268±19	1868±2822
47	55	a57	20×9	899	64	243±6	950±1768
48	56	a63	20×5	764	36	332±5	1879±1951
49	57	a23a	81×74	1334	55	384±5	1293±2071

a) 冰山尺寸来源于美国国家冰中心, 获取时间为2015年6月11日; B17a、B09c、C28a2和D14四个冰山已经无法被微波散射计检测到. 以“uk”、“tk”命名的冰山尺寸没有被记录

中的频率为59%, 高于冰山搁浅事件发生在400~800m水深范围内的频率(41%), 说明冰山在水深小于400m海域范围内运动时与在水深为400~800m海域范围中运动时相比更易搁浅. 基于Dowdeswell和Bamber(2007)关于冰山水下厚度数量分布结果与本文冰山搁浅事件频数分布特征, 将南极近岸海域划分为3类: 易搁浅区(0~400m)、较易搁浅区(400~800m)、不易搁浅区(800~2000m), 这三类搁浅区域面积分别占28%、46%和26%(表2). 依据冰架水下厚度数据将南极冰架划分为对应的3类厚度尺度: 0~467、467~922、>922m, 这三种尺度下的冰架面积分别占南极冰架总面积的64%、28%与8%, 其空间分布如图3所示.

表 2　南极周边海域冰山搁浅区分类

搁浅区	水深(m)	面积(km^2)	百分比(%)
易搁浅区	0~400	1005395	28
较易搁浅区	400~800	1675536	46
不易搁浅区	800~2000	934662	26

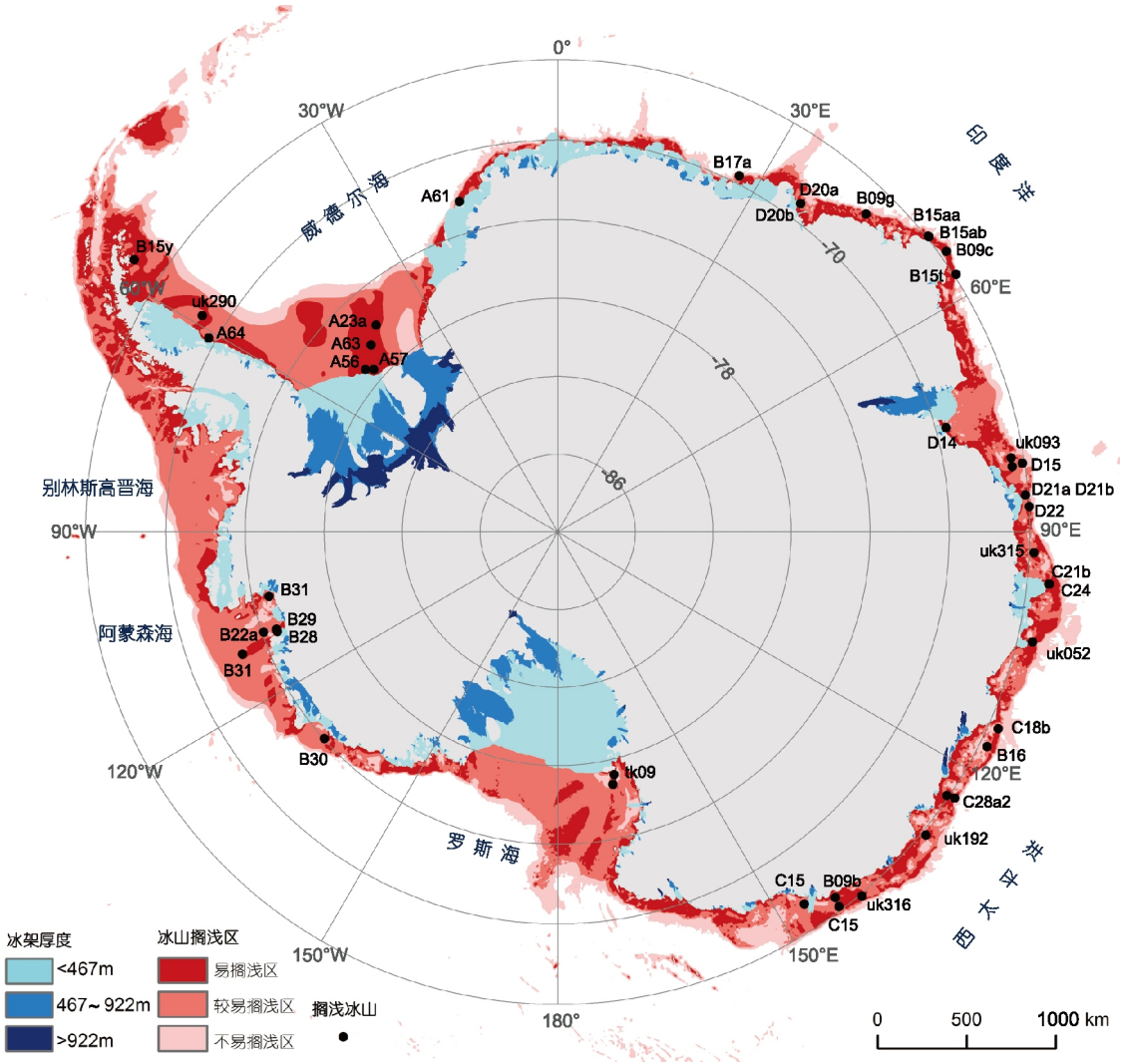


图 3　南极冰山搁浅区分布特征

对于“冰山易搁浅区”, 从冰架前端崩解下来的冰山均可能在此区域搁浅. 95%的南极冰架崩解事件所产生的冰山为中小型尺度冰山(面积为1~100km^2), 但其质量仅占冰架总崩解量的35%(Liu等, 2015), 考虑到冰架前端崩解的小型尺度冰山厚度相对较小, 在运动过程中更易受到海洋驱动力的影响, 因此小型冰山在除“冰山易搁浅区”之外的南极周边海域运动时不易搁浅. 从图3可以看出, “冰山易搁浅区”主要分布在印度洋、西太平洋海域与南极半岛沿岸区域, 这些区域海底地形复杂, 坡度起伏较大, 部分近海海域海底地形坡度可以达到5°, 海底地形坡度的差异会增加冰山搁浅的概率. 对于“冰山较易搁浅区”, 冰架厚度大于467m的部分所崩解的中大型尺度(>100km^2)的冰山可能在此区域搁浅; “冰山较易搁浅区”主要位于西南极威德尔海、别林斯高晋海、阿蒙森海与罗斯海海域, 以及东南极普里兹湾海域, 这些区域沿岸海底地形地势平缓, 平均坡度小于1°. 对于“冰山不易搁浅区”, 只有冰架厚度大于922m的部分所崩解而来的冰山才可能搁浅. “冰山不易搁浅区”处于南极大陆坡, 海底地形坡度较大超过10°, 因此冰山在此区域运动时搁浅的可能性很小.

尽管冰山搁浅是海底地形、洋流等因素共同作用的结果, 但是海底地形是冰山搁浅的主要原因. 冰山搁浅后, 在洋流与科里奥利力共同作用下冰山底部与海底基岩之间会发生相对滑动, 在搁浅区内做缓慢运动, 这期间伴随着冰山的崩解与底部消融并释放出大量的淡水, 该过程将改变冰山周围海域水体的温盐属性. 冰山在底部持续消融厚度变薄的过程中将逐渐摆脱海底地形的束缚.

3.2 海底地形对冰山运动的影响分析

为了排除海底地形所导致的冰山搁浅对于运动冰山特征分析的影响, 本文剔除了运动速度小于搁浅冰山平均运动速度(1665m d^{-1})的冰山轨迹点与位于疑是搁浅区中的冰山运动轨迹点, 将剩余的轨迹点视作自由运动的冰山轨迹点, 据此分析海底地形对于运动冰山的影响.

图4为水深低于5000m海域内各水深区间中的搁浅冰山与自由运动冰山数量分布直方图. 从图中可以看出, 冰山分布主要集中在海水深度小于1000m的海域内, 冰山轨迹点数量在水深为200~300、500~600m海域区间内达到峰值. 当海水深度高于600m后, 冰山轨迹点数量不断降低直到在海水深度高于1000m的海域内, 冰山数量在各水深区间中的分布趋于稳定, 且几乎没有冰山搁浅. 搁浅冰山主要分布在0~400m与500~600m的水深区间内, 其中搁浅冰山轨迹点数量在水深为200~300m海域范围内达到最大值为5222, 这主要与南极冰山水下厚度分布有关(Dowdeswell和Bamber, 2007). 排除海底地形对于冰山搁浅的影响后, 自由运动冰山的轨迹点数量在0~400m海水深度区间中随水深上升, 直到在400~500m海水深度区间中达到最大值2057之后开始下降并趋于稳定. 图5显示了冰山

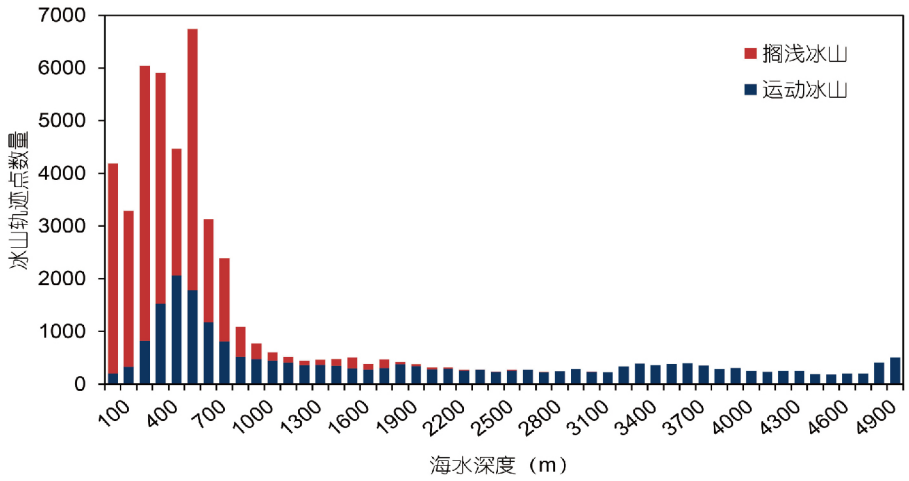


图 4 水深低于5000m海域内各水深区间(水深间隔为100m)冰山轨迹点数量分布

红色为搁浅冰山的轨迹点数量, 蓝色为自由运动冰山的轨迹点数量

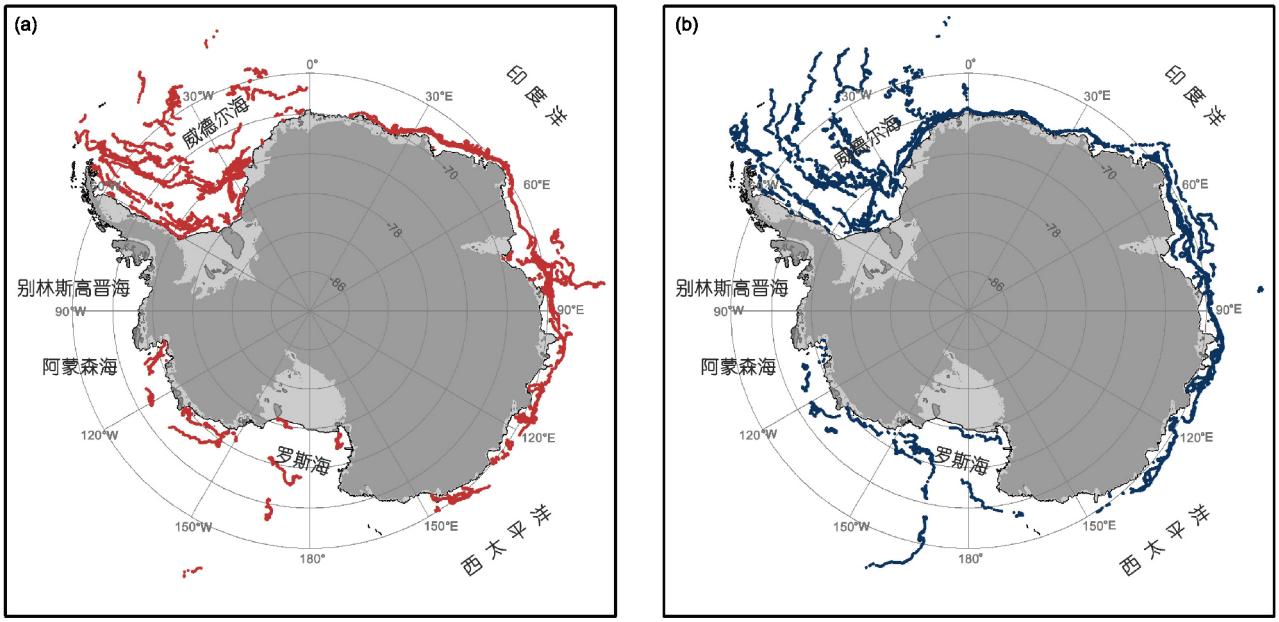


图 5　2011年8月31日至2015年7月31日期间南极冬夏两季自由运动冰山轨迹点分布

(a) 南极夏季冰山轨迹点分布; (b) 南极冬季冰山轨迹点分布

运动轨迹点在南极冬夏两季的空间分布, 总体来看, 冰山运动轨迹点在南极周边海域的位置分布并没有显著的季节性差异, 且冰山运动轨迹点数量在南极冬夏两季都具有相似的分布(图6), 数量峰值均集中在400~500m水深区间内. 图7显示了南极冰山轨迹点在不同海水深度区间中的平均运动速度变化, 自由运动的冰山在水深为400~500m区间中的平均运动速度高于相邻水深区间内的冰山平均运动速度. 冰山在400~500m水深区间中的数量与速度的峰值分布主要受到位于南极大陆坡折附近南极陆坡锋(海洋水深约为500m)的影响, 如2.1章节中提到的, 沿岸洋流强度在南极陆坡锋达到最大, 高于邻近大陆架区域, 因此会导致冰山运动速度偏高, 且大部分沿着大陆边缘向西运动的冰山都位于该区域中(Bindoff等, 2000; Heywood等, 1998; Jacobs, 1991).

如图7所示, 自由冰山轨迹点的平均运动速度在水深低于1600m海洋区间中有随着水深增加而不断升高的趋势, 水深高于1600m之后冰山轨迹点平均运动速度变化趋势并不明显. 表3为水深小于2000m与水深大于2000m海域范围内各水深区间中冰山所处位置的平均海水深度与冰山平均运动速度相关性. 结果显示, 位于水深低于2000m海域中各水深区间段内的冰山平均运动速度与海水深度之间存在显著正相关性(R=0.85, P<0.01), 而位于水深为2000~5000m海域范围内冰山平均运动速度与海水深度之间的相关性则不显著, 说明在水深小于2000m的海域范围内, 海底地形除了会导致冰山搁浅外, 地形起伏所引起的海水深度的变化也会对冰山运动速度产生影响, 体现为冰山平均运动速度随着海水深度的增加而升高. 冰山在南极周边海域运动过程中主要受到洋流、海洋表面风场、海冰与科里奥利力的影响, 其中洋流与海洋表面风场是影响冰山运动状态最主要的作用力, 科里奥利力对冰山的作用力次之, 海冰的作用力最小(Gladstone等, 2001). 海底地形起伏会改变洋流内部的密度梯度与洋流强度, 并会加强水体的湍流交换(Garabato等, 2004; Marshall, 1995), 南极周边海域水深低于2000m的海域海底地形复杂, 主要地貌为大陆架与大陆坡, 海底基岩高程较高, 因此冰山在该海域中运动时容易受到由于海底地形起伏所导致的洋流强度变化的影响.

考虑到季节性海冰分布特征对冰山运动的影响, 本文同时统计了冬夏两季(夏季定义为10月至次年3月, 冬季定义为4~9月)自由运动冰山的平均运动速度、海水深度, 以及两者之间的相关性. 从表3可以看出, 在水深小于2000m海域内南极海冰的季节性变化对于冰

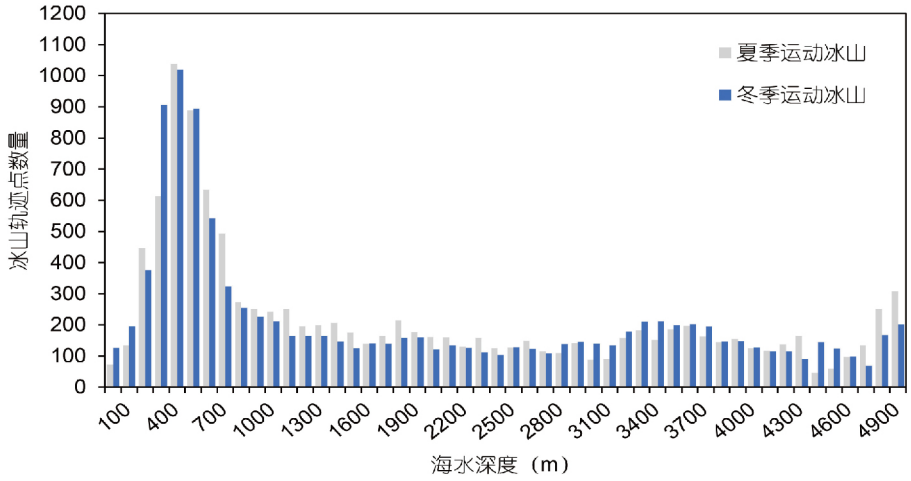


图 6　水深低于5000m海域内各水深区间(水深间隔为100m)自由运动冰山轨迹点数量季节性分布

灰色为冰山在南极夏季的轨迹点数量, 蓝色为冰山在南极冬季轨迹点数量

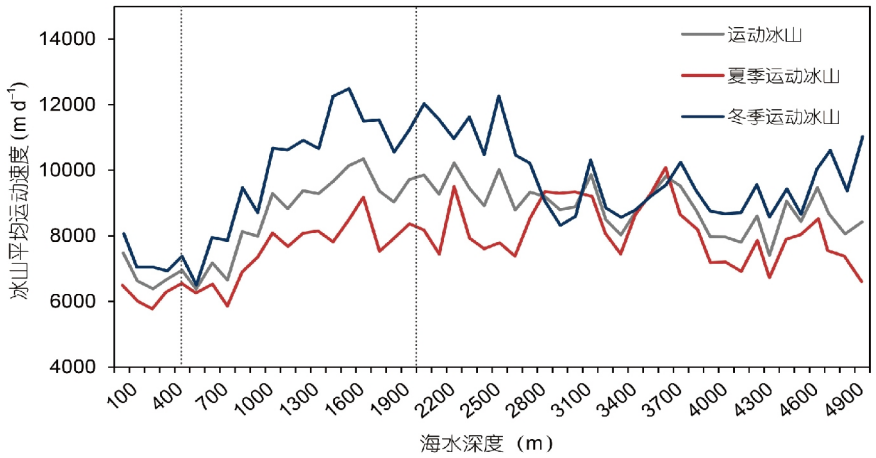


图 7　南极冰山在不同海水深度区间(间隔为100m)中的平均运动速度

所有冰山平均运动速度变化用灰色折线表示; 在南极夏季、冬季期间自由运动冰山的平均运动速度分别用红色与蓝色折线表示; 虚线1表示冰山轨迹点平均速度在400~500m水深区间内的峰值, 虚线2表示2000m海水深度分界线

表 3　各水深区间内冰山所处位置的平均海水深度与冰山平均运动速度相关性[a)]

运动速度	0~2000m		2000~5000m	
	R	*P*	*R*	*P*
运动冰山	0.85	<0.01	−0.57	<0.01
夏季运动冰山	0.83	<0.01	−0.35	>0.05
冬季运动冰山	0.88	<0.01	−0.45	>0.01

a) *R*值为相关系数, *P*值为显著性水平

山运动速度的影响不显著, 这也体现在相关性系数没有明显变化. 利用AMSR-E海冰密集度数据得到南极冬季冰山周围平均海冰密集度大于90%远高于夏季, 但自由运动的冰山在冬季海洋水深低于2000m海域范围内的平均运动速度为9471m d^{-1}, 高于夏季的平均运动速度(7266m d^{-1}). 在海洋风场与洋流的作用下, 冰山的运动速度往往低于海冰, 因此高密集度海冰会在冰山上游聚集并在冰山下游形成开阔水域, 这

将促进冰山运动(Hunke和Comeau, 2011). 冰山在运动过程中主要受到风场与洋流的驱动, 南极海洋表面风风速与表层洋流强度在冬季达到最大, 因此在海洋环境因素的共同作用下, 冬季时冰山运动更为剧烈的时期(Núñez-Riboni和Fahrbach, 2009; Tchernia和Jeannin, 1984).

4 结论

分析海底地形对于南极冰山运动与搁浅的影响对于研究冰山运动给南极沿岸海洋环境造成的影响以及冰山对南大洋的淡水输入量具有重要意义. 基于Bedmap-2南极冰架表面高程与海底基岩数据, 以及杨百瀚大学冰山运动轨迹数据, 本文定量分析了南极海底地形对于冰山搁浅与运动的影响. 研究指出海底地形对于冰山运动最直接的影响表现为冰山底部与海底地形相互作用导致的冰山搁浅, 搁浅冰山轨迹点在南极周边海域的数量分布主要与冰山水下厚度分布有关, 在200~300m水深区域内数量最高, 此外, 自由运动冰山在南极陆坡锋区域(海洋水深500m左右的区域)存在数量与速度的峰值. 海底地形的变化会对冰山运动速度产生影响, 位于南极近海水深低于2000m海域内的冰山运动速度与海水深度之间存在正相关性, 而海冰的季节性分布对这种相关性的影响不大. 本文将南极周边水深小于2000m的海域划分为三类冰山搁浅区: 冰山易搁浅区、冰山较易搁浅区与冰山不易搁浅区, 并将冰山搁浅区与冰架厚度分布对应, 建立南极不同冰厚冰架区域所崩解冰山与搁浅区域分布之间的空间关系. 冰山运动受到多种海洋过程的综合影响, 冰山搁浅除了与海底地形有关, 也与洋流、风场、区域性海冰密集度等因素密切相关, 本文仅详细论述了海底地形对于冰山运动状态的影响, 后续研究中需要结合多种海洋因素对冰山运动过程进行分析.

致谢 感谢英国南极局提供了Bedmap-2数据产品, 感谢美国杨百瀚大学微波遥感实验室提供全南极冰山轨迹数据.

参考文献

陈昀, 孙波, 刘春, 崔祥斌, 王甜甜. 2014. 南极冰盖地形数据库BEDMAP2述评. 极地研究, 26: 254–261

刘岩, 程晓, 惠凤鸣, 王芳, 迟肇惠. 2013. 利用EnviSat ASAR数据监测南极冰架崩解. 遥感学报, 3: 479–494

Bindoff N L, Rosenberg M A, Warner M J. 2000. On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80° and 150°E. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 47: 2299–2326

Bohlander J, Scambos T. 2007. Antarctic coastlines and grounding line derived from MODIS Mosaic of Antarctica (MOA). Boulder: National Snow and Ice Data Center

Dowdeswell J A, Bamber J L. 2007. Keel depths of modern Antarctic icebergs and implications for sea-floor scouring in the geological record. Mar Geol, 243: 120–131

Fretwell P, Pritchard H D, Vaughan D G, Bamber J L, Barrand N E, Bell R, Bianchi C, Bingham R G, Blankenship D D, Casassa G, Catania G, Callens D, Conway H, Cook A J, Corr H F J, Damaske D, Damm V, Ferraccioli F, Forsberg R, Fujita S, Gim Y, Gogineni P, Griggs J A, Hindmarsh R C A, Holmlund P, Holt J W, Jacobel R W, Jenkins A, Jokat W, Jordan T, King E C, Kohler J, Krabill W, Riger-Kusk M, Langley K A, Leitchenkov G, Leuschen C, Luyendyk B P, Matsuoka K, Mouginot J, Nitsche F O, Nogi Y, Nost O A, Popov S V, Rignot E, Rippin D M, Rivera A, Roberts J, Ross N, Siegert M J, Smith A M, Steinhage D, Studinger M, Sun B, Tinto B K, Welch B C, Wilson D, Young D A, Xiangbin C, Zirizzotti A. 2013. Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. Cryosphere, 7: 375–393

Garabato A C N, Polzin K L, King B A, Heywood K J, Visbeck M. 2004. Widespread intense turbulent mixing in the Southern Ocean. Science, 303: 210–213

Gladstone R, Bigg G R. 2002. Satellite tracking of icebergs in the Weddell Sea. Antarctic Sci, 14: 278

Gladstone R M, Bigg G R, Nicholls K W. 2001. Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean. J Geophys Res, 106: 19903–19915

Grosfeld K, Schröder M, Fahrbach E, Gerdes R, Mackensen A. 2001. How iceberg calving and grounding change the circulation and hydrography in the Filchner Ice Shelf-Ocean System. J Geophys Res, 106: 9039–9055

Heywood K J, Locarnini R A, Frew R D, Dennis P F, King B A. 1998. Transport and water masses of the Antarctic Slope Front system in the eastern Weddell Sea. Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin. Antarct Res Ser, 75: 203–214

Hunke E C, Comeau D. 2011. Sea ice and iceberg dynamic interaction. J Geophys Res, 116: C05008

Jacobs S S, Helmer H H, Doake C S M, Jenkins A, Frolich R M. 1992. Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. J Glaciol, 38: 375–387

Jacobs S S. 1991. On the nature and significance of the Antarctic Slope Front. Mar Chem, 35: 9–24

Kuijpers A, Dalhoff F, Brandt M P, Hümbs P, Schott T, Zotova A. 2007. Giant iceberg plow marks at more than 1 km water depth offshore West Greenland. Mar Geol, 246: 60–64

Liu Y, Moore J C, Cheng X, Gladstone R M, Bassis J N, Liu H, Wen J, Hui F. 2015. Ocean-driven thinning enhances iceberg calving and retreat of Antarctic ice shelves. Proc Natl Acad Sci USA, 112: 3263–3268

Liu Z, Zhao Z Y, Fan Y D, Tian D. 2013. Automated change detection of multi-level icebergs near Mertz Glacier region using feature vector matching. In: Proceedings of the International Conference on Image Processing, Computer Vision, and Pattern Recognition (IPCV). The Steering Committee of The World Congress in Computer Science, Computer Engineering and Applied Computing (WorldComp)

Long D G, Ballantyn J, Bertoia C. 2002. Is the number of Antarctic icebergs really increasing? Eos Trans AGU, 83: 469–474

MacAyeal D R, Okal M H, Thom J E, Brunt K M, Kim Y J, Bliss A K. 2008. Tabular iceberg collisions within the coastal regime. J Glaciol, 54: 371–386

Markus T. 1996. The effect of the grounded tabular icebergs in front of Berkner Island on the Weddell Sea ice drift as seen from satellite passive microwave sensors. In: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1996. IGARSS'96.' Remote Sensing for a Sustainable Future. Inter IEEE Xplore, 3: 1791–1793

Marshall D. 1995. Topographic steering of the Antarctic circumpolar current. J Phys Oceanogr, 25: 1636–1650

Núñez-Riboni I, Fahrbach E. 2009. Seasonal variability of the Antarctic coastal current and its driving mechanisms in the Weddell Sea. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 56: 1927–1941

Remy J P, Becquevort S, Haskell T G, Tison J L. 2008. Impact of the B-15 iceberg "stranding event" on the physical and biological properties of sea ice in McMurdo Sound, Ross Sea, Antarctica. Antarct Sci, 20: 593–604

Rignot E, Mouginot J, Scheuchl B. 2011. Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry. Geophys Res Lett, 38: L10504

Robinson N J, Williams M J M. 2012. Iceberg-induced changes to polynya operation and regional oceanography in the southern Ross Sea, Antarctica, from in situ observations. Antarct Sci, 24: 514–526

Silva T A M, Bigg G R, Nicholls K W. 2006. Contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux. J Geophys Res, 111: C03004

Tamura T, Williams G D, Fraser A D, Ohshima K I. 2012. Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. Nat Commun, 3: 826

Tchernia P, Jeannin P F. 1984. Circulation in Antarctic waters as revealed by iceberg tracks 1972–1983. Polar Record, 22: 263–269

Woodworth-Lynas C M T, Simms A, Rendell C M. 1985. Iceberg grounding and scouring on the Labrador Continental Shelf. Cold Regions Sci Tech, 10: 163–186