

研究论文

楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖的变化及其影响因素分析

梁敏仪^{1,2} 史久新^{1,2}

(¹ 中国海洋大学海洋环境学院, 山东 青岛 266100;

² 教育部物理海洋学重点实验室, 山东 青岛 266003)

摘要 利用 2003—2011 年 AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System) 日平均海冰密集度数据,对楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖进行了分析。针对冰间湖的特点,在阈值法的基础上,通过统计冰间湖出现的频率,限定冰间湖的最大范围,区分各个冰间湖。通过计算阿拉斯加沿岸冰间湖的面积,结合 NCEP-DOE(National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy)再分析风场数据和白令海峡潜标观测的温盐和海流数据,初步探讨冰间湖发生和发展的规律。为了排除海冰外缘区对判断冰间湖的影响,研究仅限于白令海峡完全冰封的 1—4 月,可得到以下结论:阿拉斯加西北沿岸海域每年冬季都会出现 5 个冰间湖,多数时间为紧靠大陆边缘的沿岸冰间湖,巴罗角附近海岸在 3 月和 4 月会出现位于沿岸固定冰之外的裂缝冰间湖。冰间湖面积每天都发生变化,表现出天气尺度的变化特征,经历长达数日的发展和消失的过程,与风场的转换有密切关系。离岸风有利于沿岸冰间湖的扩展,但是该海域 1—4 月的盛行风为东北风和北风,对于多数冰间湖而言为沿岸风,不利于冰间湖的形成,因而冰间湖有时消失长达数十日。在偏北风的影响下,太平洋入流对北部冰间湖几无作用,而对南部冰间湖的空间分布有着重要影响。

关键词 冰间湖 海冰密集度 楚科奇海 阿拉斯加 北极

doi: 10.13679/j.jdyj.2015.4.379

0 引言

冰间湖,指的是在达到海水结冰的天气条件下,海冰区出现的无冰或者仅仅被薄冰覆盖的水域。冰间湖出现位置较为固定,其水平尺度可以在 0.1—100 km 之间变化^[1],面积一般为 10—10⁵ km²^[2]。传统上,根据冰间湖的形成机制将其分为两类:感热冰间湖和潜热冰间湖^[1]。感热冰间湖主要是热力驱动的结果,即由海洋输送到冰间湖的海洋热量足以融化原来的海冰,并且能够

阻止新冰的形成。潜热冰间湖是动力驱动的结果,多形成于由风和海洋环流造成海冰辐散的区域^[3]。Smith 等^[1]指出,很难把冰间湖归类为单一的感热或潜热冰间湖,因为某些冰间湖的形成是上述两种机制的综合作用(尽管通常其中一种机制占主导地位)。Smith 等^[1]认为楚科奇海南部冰间湖主要为潜热冰间湖。

冰间湖在气候变化中扮演着重要角色。首先,冰间湖内部所发生的海洋-大气间热交换十分显著,可导致其上空及下风方向空气的快速增温,因此对局地大气环流有着重要影响^[4-8];第二,在冰间湖形

[收稿日期] 2014 年 4 月收到来稿,2015 年 1 月收到修改稿

[基金项目] 国家自然科学基金(41330960,40976111)和海洋公益性行业科研专项(201105022)资助

[作者简介] 梁敏仪,女,1990 年生,硕士研究生,主要从事极地物理海洋学的研究。E-mail: minyi_liang@hotmail.com

[联系作者] 史久新, E-mail: shijiuxin@ouc.edu.cn

成过程中,通过结冰析盐所产生的低温高盐水是极地水团(如北冰洋盐跃层水和南极底层水)的重要来源^[9-11];第三,冰间湖形成的开阔水域,是鸟类和海洋哺乳动物的重要栖息地^[12];第四,冰间湖的形成区域以及形成时间对航道的开通有着重要影响^[13]。研究冰间湖的形成区域及面积变化,对了解气候系统、能量交换以及极地生态系统有着重要意义。

楚科奇海位于西伯利亚与阿拉斯加之间,南经白令海峡与太平洋相通,北至 76°N 的北冰洋大陆坡。楚科奇海是一独特的陆架海,非常浅(~50 m)且经向范围有限(~800 km),其环流基本上由通过白令海峡流入的太平洋水所控制^[14]。一般认为,太平洋水流出白令海峡后分成 3 支,东面的一支沿着阿拉斯加海岸向东北流,经过里斯本角(Cape Lisburne)后进入巴罗海谷(Barrow Canyon),最后进入北冰洋。这一支流称为阿拉斯加沿岸流(Alaska Coastal Current, ACC)^[15]。

ACC 所流经的楚科奇海阿拉斯加沿岸海域,每年冬季都会出现几个冰间湖,这些冰间湖的数量明显多于楚科奇海西侧,即西伯利亚沿岸。这些冰间湖分布范围十分广,在沿岸方向上,南至白令海峡,北至巴罗海谷,沿着阿拉斯加海岸线延伸约 550 km;在离岸方向上,可延伸至 100 km^[16];其中的楚科奇冰间湖(Chukchi Polynya)是白令海峡以北产冰量最大的冰间湖^[17]。阿拉斯加沿岸冰间湖形成的过程中,新冰源源不断地产生,并向周围水体析出大量的盐分,形成低温、高盐、高密度的陆架水;其中的部分水体可以随着 ACC,通过巴罗海谷进入北冰洋加拿大海盆盐跃层^[18],对北冰洋冷盐跃层的形成和维持发挥着重要作用^[17,19-20]。因此,该区域冰间湖的研究对全面认识北冰洋盐跃层以及相关的海洋过程有着重要意义。

以往对楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖进行的研究十分有限, Stringer 和 Groves^[13]曾使用 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 可见光卫星遥感图像,成功识别出楚科奇海内出现的 10 个冰间湖,并计算了这些冰间湖冬天和春天的面积和持续时间。但是应用可见光卫星图像所进行的观测受到云雾和日照的限制,未能提供连续的观测结果。Stringer 等^[13]还分析了风对楚科奇冰间湖的影响,但由于所选用陆地气象观测站位置遥远,该分析结

果并未能揭示风场与冰间湖之间的内在联系。对于阿拉斯加沿岸其他冰间湖的形成机制尚无研究报道。另外,值得一提的是,阿拉斯加沿岸海域位于太平洋入流区,太平洋入流与其沿岸海冰融化和冻结过程紧密相联,但关于太平洋入流对阿拉斯加沿岸冰间湖海洋过程的影响,尚未有学者作出相关研究。

本文首先利用 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System) 卫星遥感微波数据反演的海冰密集度产品,获取楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖 2003—2011 年的逐日形态特征,计算冰间湖的面积,分析其时空变化规律;然后利用 NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy) 再分析风场数据和白令海峡潜标数据,分析离岸风、太平洋入流等与阿拉斯加沿岸冰间湖面积变化的联系,探寻冰间湖的主要影响因素。

1 数据和处理方法

1.1 数据

目前,可用于冰间湖遥感的卫星数据包括可见光、红外和微波数据。但可见光和红外数据受云和雾气的影 响非常大,而且在冬季缺乏日照的条件下,没有可用的可见光数据。而微波辐射计数据能够全天候、连续地提供冰间湖变化的信息,特别是在对冰间湖尤其重要的极夜期间^[21]。因此,本文在分析楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖的时间和空间变化特征时,使用 AMSR-E 卫星遥感数据反演的日平均海冰密集度产品,该数据由德国汉堡大学提供,具有较高空间分辨率(6.25 km)。本文研究的时间范围为 2003—2011 年,所研究的阿拉斯加沿岸海域的经纬度范围为:154°W—168°W,66°N—72°N。

本文使用的太平洋入流数据为美国华盛顿大学在白令海峡的潜标观测资料^[22],选用距离阿拉斯加沿岸海域最近的 A2 潜标(图 1),所使用资料包括 50 m 深处的实测流速、温度和盐度数据。由于该资料只提供至 2010 年夏天的数据,因此本文太平洋水影响研究的时间截止到 2010 年。由于大部分潜标数据均为未经处理的原始数据,采样间隔为 0.5 或 1 h,本文先对所有数据进行质量控制,将误差减到最小,再计算出日平均值进行分析。

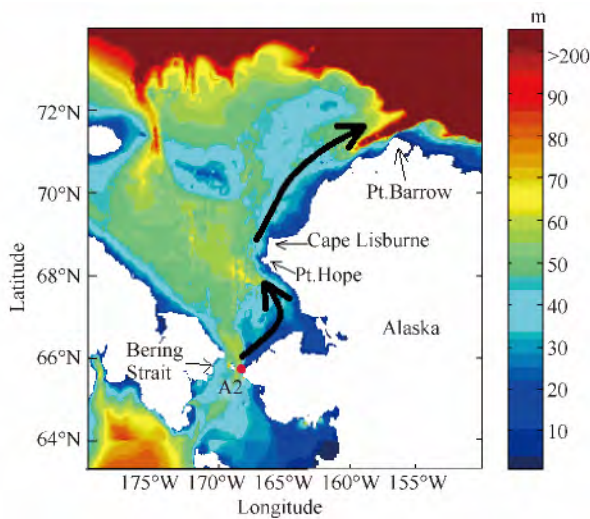


图 1 楚科奇海等深线图及阿拉斯加沿岸冰间湖发生区域. 图中红色圆点代表潜标位置, 黑色箭头代表阿拉斯加沿岸流
 Fig. 1. Bathymetry of Chukchi Sea and locations of Alaska Coastal Polynyas. Also shown are the mooring site in Bering Strait (red dot marked A2), and Alaska Coastal Current (black arrows)

本文所使用的气象数据为 NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy) 再分析数据中的 10 m 处日平均风速, 所选数据分布于 T62 高斯网格上, 空间分辨率约为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

1.2 冰间湖的识别

冰间湖的识别有多种方法, 对于微波辐射计数据, 可以利用微波亮温通过反演冰厚识别冰间湖^[16], 也可以通过反演海冰密集度来识别。利用海冰密集度数据进行冰间湖判别时, 一般采用阈值法。使用阈值法对冰间湖进行判定时, 通常取 75% 的海冰密集度作为阈值^[23-24], 即: 如果海冰密集度在 0%—75% 之间, 将其判定为海冰之间的水域; 如果海冰密集度在 75%—100% 之间, 将其判定为海冰。如此一来, 海冰密集度原始数据(图 2a) 转化成只有冰间水域和海冰两类的的数据(图 2b)。

尽管通过阈值法可以初步识别出冰间水域, 但并不能保证这些水域都属于冰间湖。春夏季节, 随

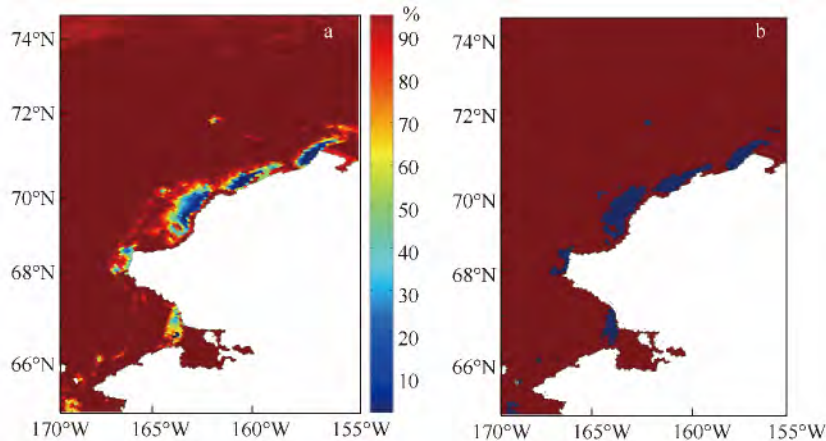


图 2 (a) 2003 年 4 月 12 日阿拉斯加沿海岸海区的海冰密集度分布; (b) 利用阈值法判别的水域和海冰分布(蓝色代表冰间水域, 红色代表海冰, 白色代表陆地)
 Fig. 2. (a) Sea ice concentration of Alaska coastal area on April 12, 2003; (b) Distribution of open water and sea ice using threshold method (blue for open water, red for sea ice, and white for land)

着温度的上升, 海冰的外缘线从白令海逐渐北移, 楚科奇海最终也会出现由于海冰融化而形成的冰间水域, 冰间湖内部可能出现海冰融化且容易与海冰边缘线外的开阔水域连通。这些由于海冰融化而形成的水域并不属于冰间湖, 因此我们需要设定附加条件, 予以排除。我们这里取白令海峡完全冰封作为限制条件, 也就是把冰间湖的时间局限于 1 月初至 4 月末, 避免将融冰形成的冰间水域错误地归入冰

间湖。

虽然本研究仅限于白令海峡完全冰封的 1—4 月, 基本排除了阿拉斯加沿岸冰间湖与冰区南部边缘线附近水域连通的情况, 但在所研究的时间段内, 由于海区内环流的复杂性等原因, 离岸区域也会出现无冰的水域。这些出现在外海的冰间水域, 并不是本文研究的冰间湖, 却可能误计入沿岸冰间湖。为了避免这类情形发生, 我们需要对冰间湖加入额

外的范围限制条件。统计各个网格点在 2003—2011 年 1—4 月期间出现冰间水域的累计频率(图 3a)。结果表明,冰间水域出现频率为 10% 的等值线包含了阿拉斯加沿岸冰间湖的绝大部分,且能较好地区分冰间湖与外海的冰间水域。因此,在计算冰间湖面积时,取该等值线作为冰间湖最大空间范

围的限制条件。只有出现在该等值线与海岸之间的水域,才计入沿岸冰间湖。以 2003 年为例,图 3(b)为加入该范围限制条件前后的面积变化图,可以看出,加入该限制以后,冰间湖面积变化趋势基本保持不变,但能消除 1 月 16 日和 4 月 26 日出现的面积异常极大值,即剔除由于外海影响而错误计算的面积。

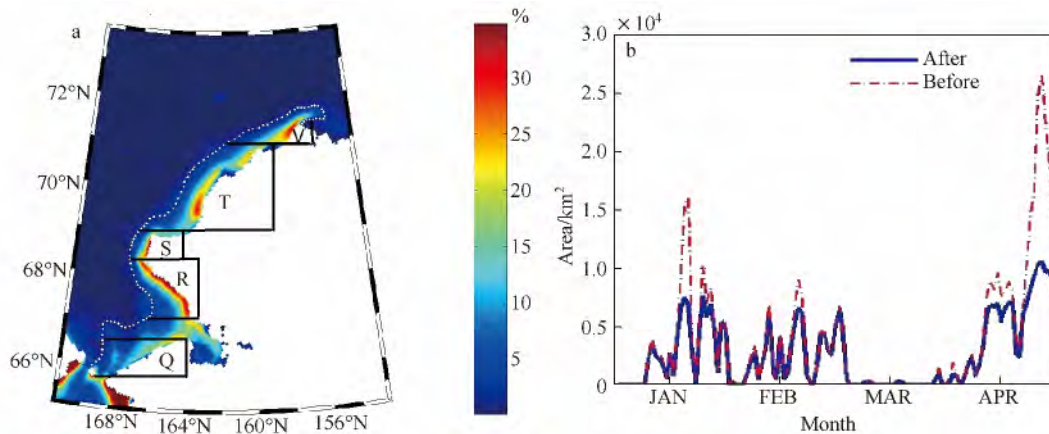


图 3 (a) 2003—2011 年 1—4 月海冰密集度在 0%—75% 之间的累计频率分布(黑线代表各个冰间湖的范围,字母为冰间湖代码,白色虚线为 10% 等值线);(b) 2003 年冰间湖面积变化图(实线和虚线分别为加入 10% 等值线限制条件前后的面积变化)

Fig. 3. (a) Cumulative frequency of sea ice concentration between 0%—75% for January to April, 2003—2011 (black lines delimit the location of each polynya; letters are polynya codes; white dash line is the 10% isoline); (b) Time series of polynya area in 2003 (solid and dash line represent areas using and without using 10% isoline limiting condition, respectively)

应用以上方法对冰间湖进行了识别以后,我们便可以对阿拉斯加沿岸出现的若干冰间湖进行地理区域上的划分。根据各个网格点出现冰间水域的频率,找出冰间湖出现频率最高的区域,并以此作为依据,将阿拉斯加沿岸冰间湖划分为 5 个区域(图 3a),这些冰间湖形状不一,且其长轴方向基本与海岸线方向一致。本文结果与 Stringer 和 Groves^[20] 使用 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 卫星图像判别的冰间湖位置十分吻合,因此本文沿用其冰间湖名称和代码,并给出经纬度范围,列于表 1。

2 冰间湖的时空变化

2.1 空间变化

利用 AMSR-E 卫星的海冰密集度数据,绘制 2003—2011 年 1—4 月阿拉斯加沿岸冰间湖的逐日变化图,选取其中有代表性的例子分析这些冰间湖的变化过程。

表 1 阿拉斯加沿岸冰间湖的划分

Table 1. Classification of Alaska coastal polynyas

冰间湖位置	代码	经度/(°W)	纬度/(°N)
Peard Bay Polynya (Peard 湾冰间湖)	V	155—159.3	70.8—72
Chukchi Polynya (楚科奇冰间湖)	T	159.3—166	69—70.8
Cape Lisburne Polynya (里斯本角冰间湖)	S	166—168	68.5—69
Cape Thompson-Pt. Hope Polynya (汤姆森角-希望角冰间湖)	R	164—168	67—68.5
Kotzebue Bay Polynya (Kotzebue 湾冰间湖)	Q	164—168	66—67

从 2003 年—2011 年的冰间湖识别结果来看,阿拉斯加沿岸海域每年都会出现数个冰间湖,呈长条形,可沿着海岸延伸数百千米(图 4c)。按照冰间湖与海岸相对的位置,可以将冰间湖分为北向(冰间湖在海岸以北)和南向(冰间湖在海岸以南)冰间湖。阿拉斯加沿岸冰间湖多为北向冰间湖(Q、T、V 和 S),只有一个南向冰间湖(R)。当南向冰间湖出现时,北向冰间湖通常趋向于闭合或者消失;而南向冰间湖出现的时候,北向冰间湖面积呈现出明显

减小的趋势(图 4a 和 d)。在 1—4 月,冰间湖的空间分布不断发生变化,呈现出各自不同的特征。位于白令海峡太平洋入流处的冰间湖 Q 的附近经常出现大范围不规则水域,其空间形状松散破碎(图 4b)与本文研究的其他冰间湖有所区别。冰间湖 T 与冰间湖 V 所在位置在 3 月前后略有不同,在 3 月之前,是

紧贴海岸的;在 3 月中旬至 4 月则会离开海岸一定距离,此时,沿岸固定冰(fast ice)已与海岸连为一体,冰间湖出现在沿岸固定冰的外缘海域(图 4e)。这类位于沿岸固定冰与外海密集浮冰区之间的冰间湖,被称为裂缝冰间湖(flaw polynya)。冰间湖 R 与冰间湖 Q 经常连通(图 4f),很难对其进行地理位置上的区分。

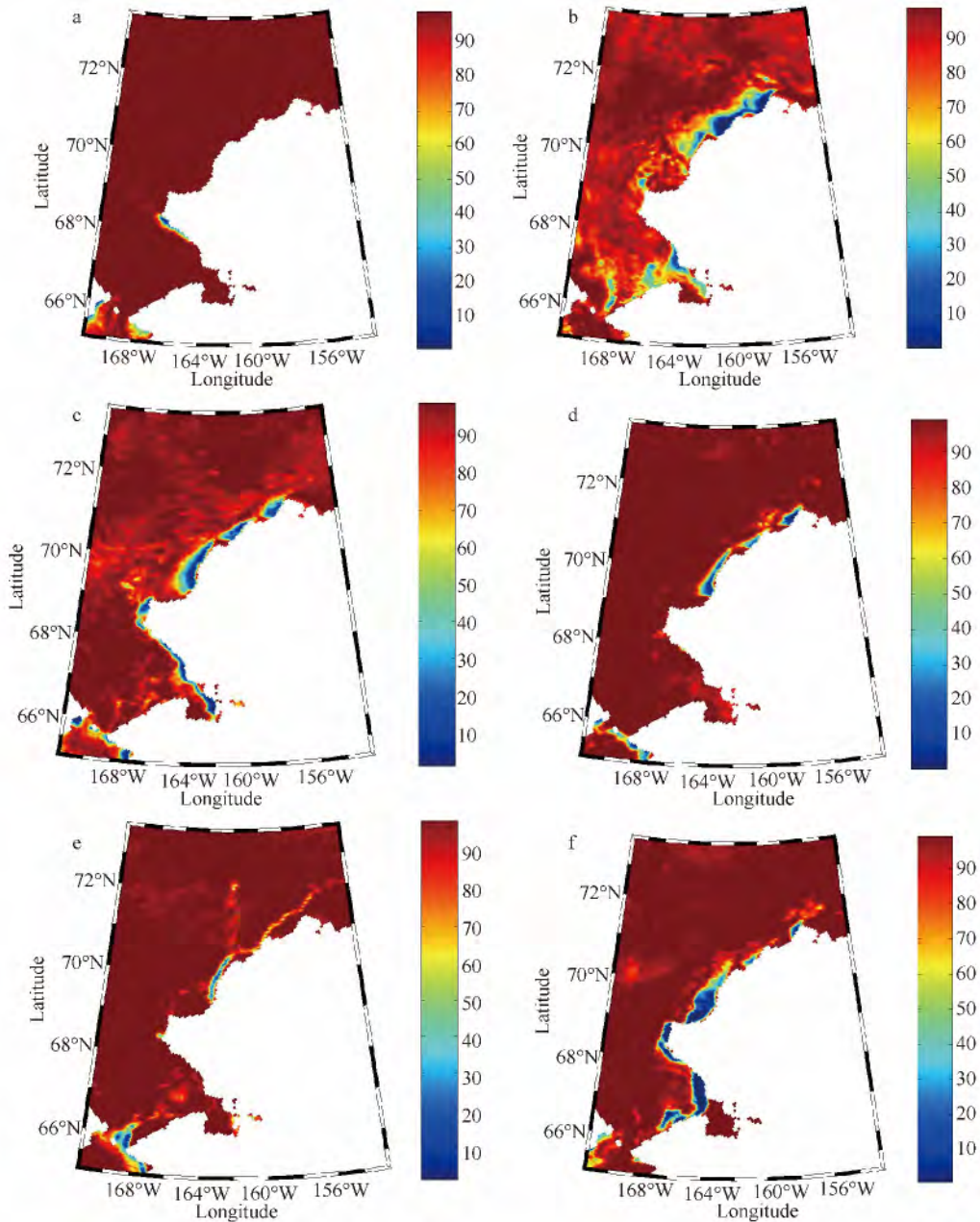


图 4 阿拉斯加沿岸冰间湖的空间分布。(a) 2010 年 1 月 4 日(仅南向冰间湖出现);(b) 1 月 20 日(白令海峡附近出现不规则水域);(c) 1 月 24 日(一般形态);(d) 2 月 1 日(仅北向冰间湖出现);(e) 4 月 10 日(出现裂缝冰间湖);(f) 4 月 17 日(冰间湖 R 和 Q 连通)

Fig. 4. Spatial distribution of Alaska coastal polynyas. (a) January 4 (only south coast-facing polynya); (b) January 20 (irregular water area around the Bering Strait); (c) January 24, 2010 (general pattern) (d) February 1 (only north coast-facing polynya); (e) April 10 (flaw polynya); (f) April 17 (polynya R and Q were connected)

另外,进一步考察南北向冰间湖间的联系,统计南北向冰间湖出现的日期,结果表明南北向冰间湖同时出现的概率较低。其中 2004 年的情况最具代表性,1—4 月北向冰间湖 T 共出现了 78 次,这期间至少可以同时观测到 1 个其他北向冰间湖(有时甚至观测到 4 个冰间湖),北向冰间湖通常倾向于同步出现(图略)。图 5 为 2004 年 2 月北向冰间湖 T 与南向冰间湖 R 的面积变化图,可看出该时期南北向冰间湖很少同时出现,其出现时间呈现交错的趋势,因此我们推测南北方向冰间湖的形成与风的转向有关。

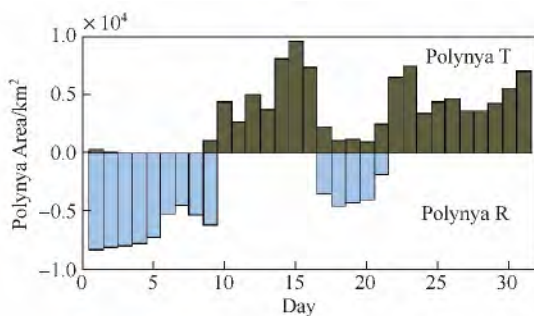


图 5 2004 年 2 月北向冰间湖 T 与南向冰间湖 R 的面积变化图。绿色柱状代表冰间湖 T,蓝色柱状代表冰间湖 R

Fig. 5. Daily area variation of polynyas (T and R) in February 2004 showing the tendency of the north coast facing polynya (T) to form when the south coast facing polynya (R) is closed and vice versa

2.2 时间变化

利用 AMSR-E 海冰密集度数据,计算出 2003—2011 年 1—4 月阿拉斯加沿岸所有冰间湖面积的逐日变化情况,以此作为分析这些冰间湖总体变化规律的依据。

根据冰间湖的总面积逐日变化柱状图(图 6),我们发现,在 1—4 月,冰间湖的面积存在较大改变,且并非持续存在,而是经历了长达十天甚至数十天的消失。冰间湖的总面积呈现出较大的波动性,其变化特征属于天气尺度层面。其中 2006 年 1 月 10 日—2 月 3 日,冰间湖面积一直为 0,冰间湖一共消失了 23 天;2009 年 1 月 28 日到 2 月 14 日的 10 多天中,冰间湖也不再出现。

表 2 列出了 2003—2011 年阿拉斯加沿岸冰间湖面积的变化指数。其中,冰间湖最大面积指的是当年冰间湖面积达到最大时的面积数值。2003—2011 年间的冰间湖最大面积为 $4.7 \times 10^4 \text{ km}^2$,出现在 2004 年 1 月 26 日。冰间湖平均面积指的是当年 1—4 月冰间湖的平均面积,2004 年的冰间湖平均值为 $12.1 \times 10^3 \text{ km}^2$,是 9 年内的最大值。我们还计算了累计的冰间湖面积,即同一年内冰间湖的面积累加值,并以此作为衡量冰间湖年度总规模的依据。累计的冰间湖面积最小值为 $4 \times 10^5 \text{ km}^2$,出现在 2006 年;最大值为 $14.5 \times 10^5 \text{ km}^2$,出现在 2004 年。

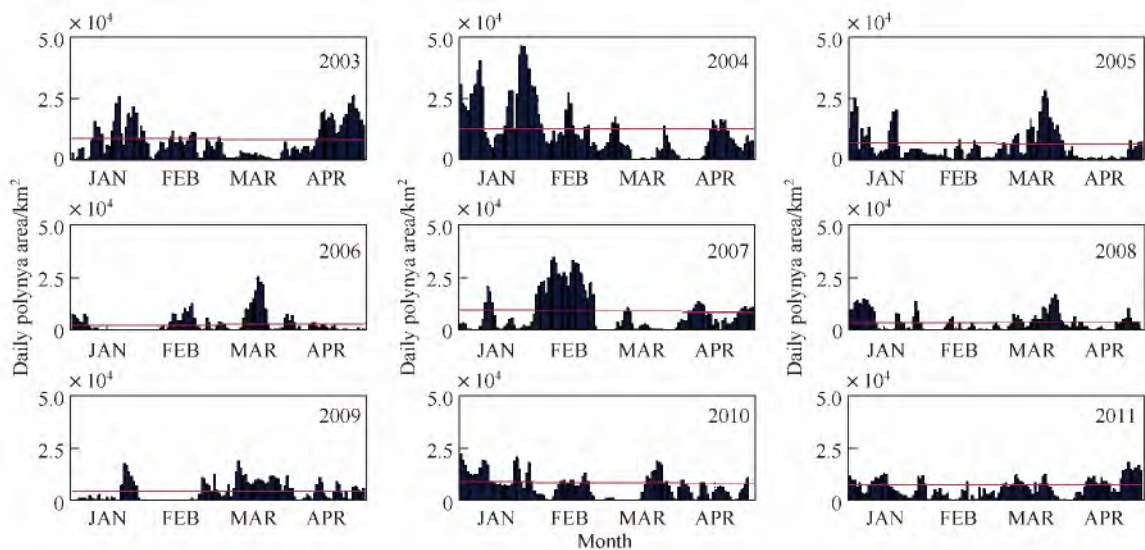


图 6 2003—2011 年冰间湖面积随时间变化图(红线为冰间湖当年的平均面积)

Fig. 6. Time series for polynya areas from 2003 to 2011 (red lines represent annual mean polynya areas)

表 2 冰间湖面积和时间指数
Table 2. Index for polynya area and date

年份	最大面积 出现时间	最大面积/ (10 ³ km ²)	平均面积/ (10 ³ km ²)	中值面积/ (10 ³ km ²)	累计面积/ (10 ³ km ²)
2003	4月26日	26	7.9	6.1	962
2004	1月26日	47	12.1	9.3	1 453
2005	3月23日	28	5.9	3.9	721
2006	3月18日	26	3.4	1.9	405
2007	2月8日	35	8.7	5.3	1 047
2008	3月25日	17	4.2	3.3	504
2009	1月8日	19	4.6	4.5	568
2010	1月1日	22	7.2	7.4	845
2011	4月25日	18	6.4	6.2	772
平均值	—	27	6.7	5.3	808
标准差	—	9	2.7	2.2	320

由于阿拉斯加沿岸有时会形成较大范围的开阔水域(图 6), 这些水域面积明显高于当年的平均值, 且持续时间很短, 属于极端情况。如果使用平均值作为衡量冰间湖年度规模的依据, 那么这些大范围的水域面积会对计算结果产生较大的影响, 使其不具有代表性。因此本文计算了冰间湖的中值面积, 即将同一年内的逐日冰间湖面积从小到大排列, 然后选取位于居中位置上的数值作为中值面积。这样就可以减小上述极端情况对统计结果的影响。从平均值与中值的变化图(图 7)中可以看到, 无论使用中值还是平均值, 其曲线走势相同, 反映出一致的冰间湖面积年际变化规律。不同的是, 中值面积通常小于平均面积, 这表明使用中值法衡量冰间湖年度面积, 能够更好地排除极端情况的影响。

综上所述, 无论是冰间湖的最大面积、累积面积、平均面积抑或是中值面积, 2004 年均高于其他

年份, 而累积面积、平均面积和中值面积的最小值则均出现在 2006 年。

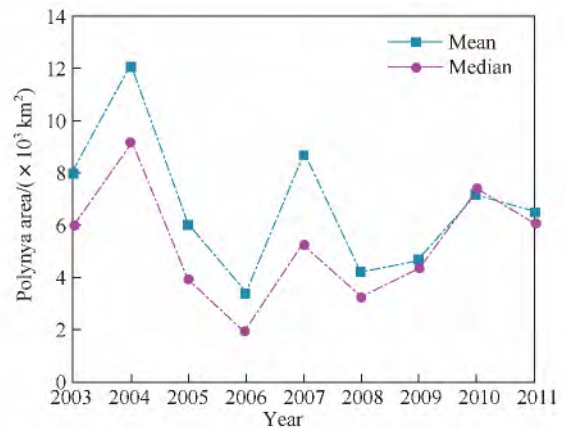


图 7 2003—2011 年的冰间湖平均面积与中值面积
Fig. 7. Time series for polynya mean areas and median areas from 2003 to 2011

3 影响因素

影响冰间湖时空变化的因素很多, 包括热力因素(气温, 暖流等)和动力因素(风场, 环流等), 以及地形和地势。之前提及南向和北向冰间湖的形成可能与风的转向有关, 因而首先分析风对冰间湖的影响。

风速数据取自离冰间湖最近的 NCEP-DOE 数据网格点上(图 8a)。由于冰间湖 S 恰位于网格点之间, 我们先对风场进行插值(图 8b), 然后再取最近网格点上的数据。

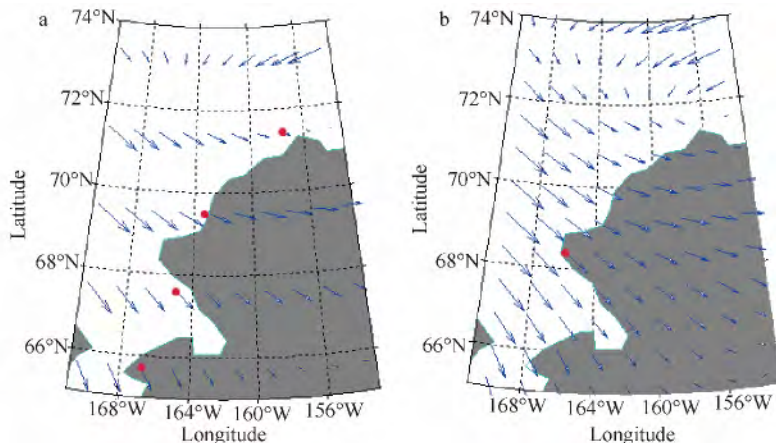


图 8 阿拉斯加沿岸海域风场示意图。(a) NCEP-DOE 原始数据网格; (b) 插值数据网格(红点表示各个冰间湖附近的数据点上的风矢量数据)

Fig. 8. Map of the wind field of Alaska coastal area (a) NCEP-DOE data set; (b) Interpolation data set (red dots mark the nearest grid point for each polynya)

为了解冰间湖附近风场的基本情况,统计 2003—2011 年各个冰间湖附近的风向,可知北部冰间湖(冰间湖 V、T 和 S)附近海域的盛行风为东北风,出现频率在 26%—40% 之间;南部的冰间湖 Q 附近海域的盛行风为北风,出现频率为 38%,而冰间湖 R 附近海域的东北风和北风出现的概率都比较高,在 30% 左右(图 9)。也就是说,阿拉斯加沿岸冰间湖附近的盛行风为北风和东北风。Smith 等^[1]指出,楚科奇海冰间湖主要是由离岸风驱动的。对北向冰间湖(冰间湖 V、T、S 和 Q)而言,北风和东北风是向岸风和沿岸风,不利于冰间湖的维持,因此,这是 2.2 节提到的冰间湖长时间消失的主要原因。

为了解冰间湖在风场作用下的具体冻融过程,我们以 2005 年 1 月初为例(图 10),冰间湖在风场的作用下呈现显著的变化,经历了从出现到消失的发展过程。1 月 1 日(图 10a),该海区盛行东南风,

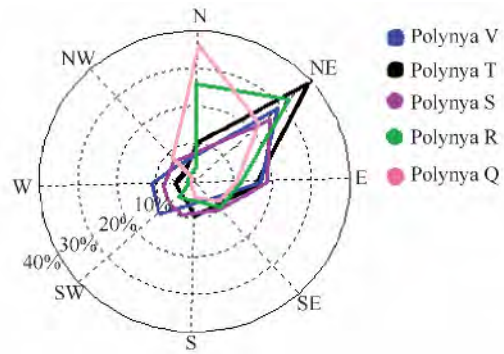


图 9 各个冰间湖附近风向统计图

Fig. 9. Statistic diagram of wind directions in the vicinity of each polynya

而东南风对北向冰间湖而言是离岸风,对南向冰间湖而言却是向岸风,在强烈的东南风作用下,北向冰间湖开始出现,而南向冰间湖趋于闭合。1 月 2 日(图 10b),该海区东南风有增大的趋势,在强劲的离岸风作用下,北向冰间湖面积持续变大。1 月 4 日

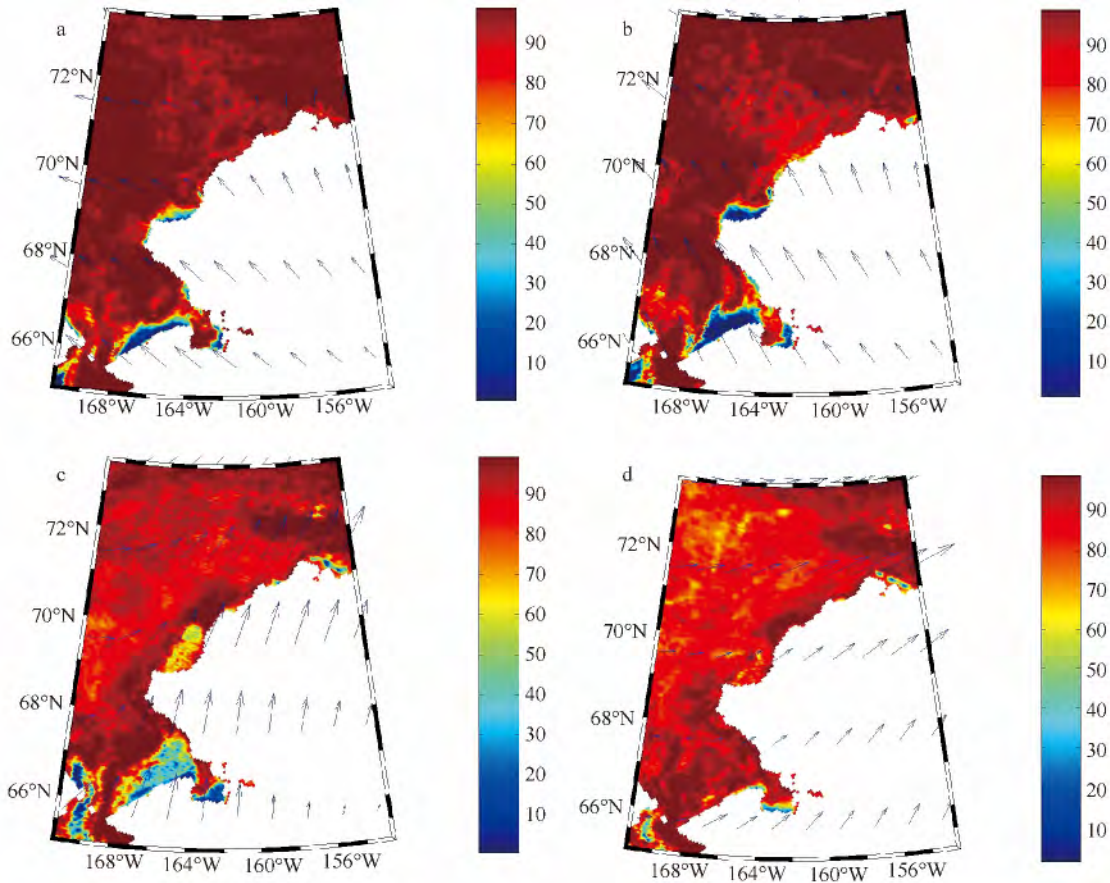


图 10 楚科奇海阿拉斯加沿岸海域海冰密集度分布及风场分布图。(a) 2005 年 1 月 1 日; (b) 2005 年 1 月 2 日; (c) 2005 年 1 月 4 日; (d) 2005 年 1 月 5 日

Fig. 10. Sea ice concentration and wind in Chukchi Sea Alaska coastal area. (a) Jan 1, 2005; (b) Jan 2, 2005; (c) Jan 4, 2005; (d) Jan 5, 2005

(图 10c), 风向开始改变, 海区盛行南风 and 西南风, 北向冰间湖受到这些向岸风的作用, 其面积开始减小。到了 1 月 5 日(图 10d) 海区风势减弱, 且盛行风风向趋于向岸, 各个冰间湖开始闭合, 冰间湖逐渐消失。冰间湖面积在冬季呈现的天气尺度变化规律与风场有着密切关系。

根据阿拉斯加的地形特点, 我们确定了各个冰间湖的离岸方向(表 3), 并计算风速矢量在离岸方向上的分量, 得到阿拉斯加沿岸冰间湖区域的离岸风速。

表 3 阿拉斯加沿岸冰间湖离岸方向(正北为 0°)
Table 3. Seaward directions of Alaska coastal polynyas (0° represent due north)

冰间湖代码	V	T	S	R	Q
离岸方向/(°)	280	285	280	225	285

在分析冰间湖面积与离岸风速的相关性时, 我们首先选取冰间湖面积与当天的离岸风速进行相关性分析, 发现相关性并不高, 相关系数多数在 0.4—0.6 之间。通过分析冰间湖的逐日变化, 我们发现冰间湖是在风的持续作用下形成的, 冰间湖对风的响应具有滞后性。持续强劲的离岸风才能形成大范围的开阔水域。因此, 我们定义冰间湖的特征风速, 即离岸方向上的 3 日(当天和之前 2 天)平均风速:

$$V'(t) = [V(t) + V(t - 1) + V(t - 2)]/3$$

其中 V 为风速, t 为日期。事实证明, 相比当日风速数据, 特征风速与冰间湖面积的相关性更好。对于冰间湖 V、T 和 S, 2003—2011 年的相关系数均在 0.5—0.9 之间, 置信度在 85%—95% 之间, 表明冰间湖面积与离岸风有密切关系。强劲的离岸风, 将新生的海冰吹离阿拉斯加海岸, 从而导致冰间湖面积增大, 一旦风速减小或者风向改变, 由于在刚刚形成的开阔水域中, 新冰仍然处于不断生成的过程中, 冰间湖面积就会减小。

由于冰间湖 V、T 和 S 情形类似, 这里只选取其中的冰间湖 T 进行具体的分析。从图 11 的冰间湖 T 与离岸风速的相关性曲线中, 我们可以看出, 2004 年与 2007 年冰间湖与风的相关性较好, 在 0.7 以上, 而 2005 年的相关性较小, 对比冰间湖年际面积变化曲线(图 11), 发现冰间湖面积较大的年份, 其与风的相关性也相对更好, 反之亦然, 这说明面积大的冰间湖更易于随风场的变化发生显著变化。

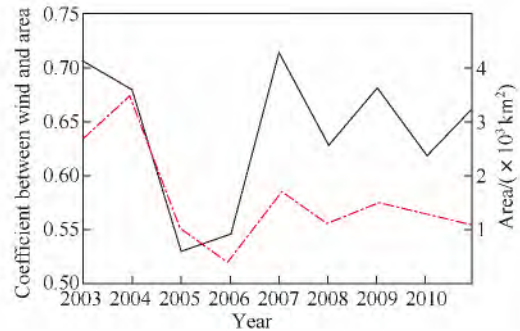


图 11 冰间湖 T 的面积与离岸风的相关性变化曲线(黑色实线); 冰间湖 T 面积年际变化曲线(红色虚线)
Fig. 11. Correlation between area and seaward wind speed of polynya T (black solid line); Time series of Polynya T from 2003 to 2011 (red dash line)

另外, 正如上文提及, 冰间湖 V 和 T 多于 3 月中旬到 4 月出现裂缝冰间湖, 对于裂缝冰间湖出现的月份, 风速大小与冰间湖面积相关性不那么显著。2004 年冰间湖 T 在 1 月初至 2 月末, 冰间湖面积和离岸风速的相关系数为 0.76(图 12a), 而在 3 月初至 4 月末其相关性只有 0.64(图 12b)。我们检查了所有出现裂缝冰间湖的月份, 发现冰间湖面积与风速的相关性均不够显著。裂缝冰间湖出现在不动的沿岸固定冰与移动的外海浮冰之间, 其形状和面积主要由外海浮冰的移动决定, 不限于局地离岸风的影响。当然, 这种相关性不显著也可能是由于沿岸固定冰的走向与岸线不一致所引起的, 即裂缝冰间

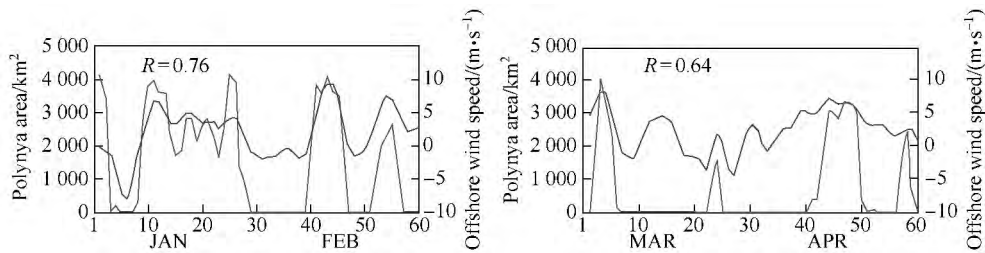


图 12 2004 年冰间湖 T 的面积和离岸风速的时间变化曲线图。(a) 1 月和 2 月; (b) 3 月和 4 月
Fig. 12. Time series of area and seaward wind speed of polynya T in 2004. (a) January and February; (b) March and April

湖的离岸方向已经发生改变,从而导致冰间湖与最初选定的离岸风分量的相关性降低。

对于冰间湖 Q,其面积与离岸风速的相关系数在 2003—2009 年间在 0.5—0.8 之间,但 2010 年却只有 0.3。观察 2010 年冰间湖 Q 周边的海冰密集度分布,发现 1 月份该冰间湖北侧海域长期存在一片低密集度冰区,即少冰水域(图 13),其位置一直

固定于冰间湖 Q 与 R 之间。这是一个海湾的入口,不具备潜热型冰间湖需要一个固定边界的形成条件,而且水域的形状也不符合离岸风形成的冰间湖的特点,因此我们推测可能有其他的形成机制。4 月份,冰间湖 Q 所在的海岸存在沿岸固定冰(图 13),冰间湖 Q 已经变为裂缝冰间湖。

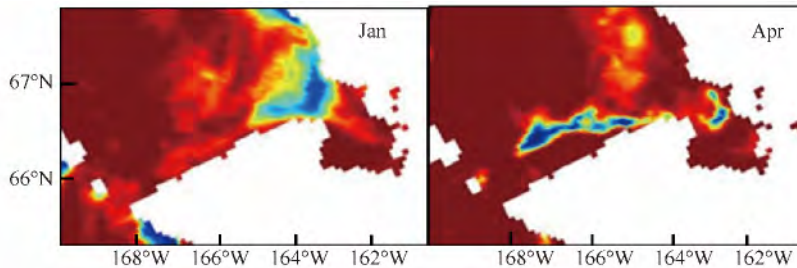


图 13 2010 年 1 月和 4 月冰间湖 Q 区域的海冰密集度
Fig. 13. Sea ice concentration of polynya Q for January and April in 2010

另外,该冰间湖靠近白令海峡,太平洋入流对该冰间湖可能造成一定影响。分析白令海峡的潜标数据发现,由于 1—4 月白令海峡基本处于结冰状态,观测数据显示其温度基本保持在 $-1.79\text{ }^{\circ}\text{C}$,盐度也基本不变。因此,这里主要考察太平洋入流速度与该冰间湖形态变化间的关系。白令海峡的太平洋入流,是由海峡南高北低的海面高度差而驱动的,所以穿过海峡的海水流动主要是北向的^[25]。在较短的时间尺度上(如季节尺度),受局地风的作用,在冬

季北风强劲时,太平洋入流也会出现反向的情况^[26]。因此本文从潜标流速数据中提取北向速度分量,分析其与冰间湖 Q 之间的关系。研究发现,当太平洋入流北向速度分量大于 $100\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 时(图 14),冰间湖 Q 附近水域未来几天将出现若干不规则开阔水域(图 4b),其形态区别于单纯由风驱动而形成的冰间湖。太平洋入流对冰间湖 Q 的形态分布有着重要影响,在太平洋入流较强时,该冰间湖很有可能是海流驱动的冰间湖(Current-Driven Polynya)。

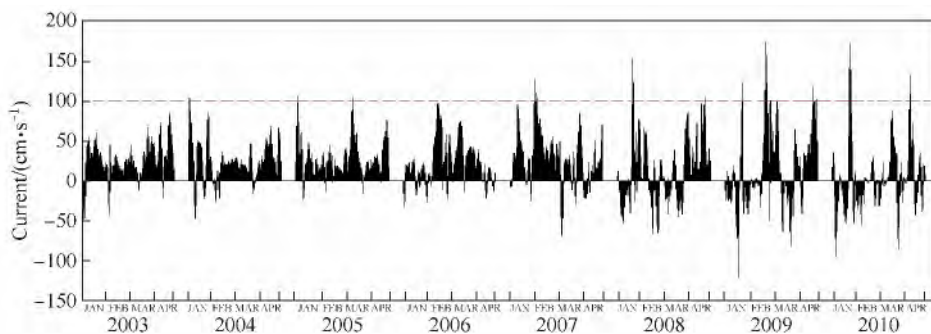


图 14 2003—2010 年 1—4 月份白令海峡海流北向速度分量变化图(红线为平均流速)

Fig. 14. Northward components of the current vector in the Bering Strait during January–April from 2003 to 2010 (red line indicates average speed)

对于冰间湖 R,风对该冰间湖的影响并不显著。一方面,该冰间湖的南部已深入一个仅有狭窄出口的小海湾内,周边地形比较复杂;另一方面,该冰间湖恰恰面对白令海峡太平洋入流,且离岸风向与太

平洋入流方向大致相反,太平洋入流可能刚好抑制离岸风的作用。北风/东北风有利于该冰间湖的出现、发育与成长,太平洋入流的变化也会影响到冰间湖,在这两方面因素的共同作用下,冰间湖呈现复杂

的变化。

Weingartner 等^[18] 研究指出, 虽然穿过白令海峡在楚科奇陆架上流动的太平洋水大部分时间向北流, 但是 ACC 并不是常年沿着海岸流动的。在初冬季节, 在强劲东北风的驱动下, ACC 会在希望角附近离开海岸, 在楚科奇海中部流动。此时, 这支海流并不流经阿拉斯加沿岸北部冰间湖的发生区域。因此, 阿拉斯加沿岸流对希望角以北的冰间湖(冰间湖 V、T 和 S) 的影响很小, 其影响仅仅局限于南部的冰间湖(即冰间湖 R 和 Q)。

4 结论

本文利用 2003—2011 年 AMSR-E 日平均海冰密集度数据, 对楚科奇海阿拉斯加沿岸冰间湖进行了分析。针对该区域冰间湖的特点, 本文在阈值法的基础上, 通过统计冰间湖出现的频率, 限定冰间湖的最大范围, 区分各个冰间湖。通过计算阿拉斯加沿岸冰间湖的面积, 结合 NCEP-DOE 风场数据和太平洋入流数据, 初步探讨各个冰间湖发生和发展的规律, 得到以下结论。

(1) 阿拉斯加沿岸海域每年都出现数个冰间湖, 这几个冰间湖的长轴方向基本与海岸线的方向相同, 可将其分为 5 个冰间湖, 其中 4 个为北向冰间湖, 1 个为南向冰间湖。冰间湖多数时间为固定于大陆边缘的沿岸冰间湖, 不过在 3 月中旬至 4 月底, 巴罗角附近海岸会出现沿岸固定冰, 此时的冰间湖已变为远离大陆的裂缝冰间湖。

(2) 冰间湖面积每天都变化且差别很大, 表现出天气尺度的变化特征。在每年 1—4 月间, 这些冰间湖并非一直存在, 其消失时间可达数十日之长。

该海域冰间湖单日最大面积为 $4.7 \times 10^4 \text{ km}^2$, 出现在 2004 年; 无论以累计面积、平均面积还是中值面积为标准, 该年份的冰间湖规模都是最大的。

(3) 风场与冰间湖的变化之间存在密切关系。北部的 3 个北向冰间湖(Peard 湾冰间湖、楚科奇冰间湖和里斯本冰间湖) 与离岸风有很好的相关性。而在裂缝冰间湖出现的月份, 冰间湖面积与离岸风的相关性则明显降低, 这可能是因为沿岸固定冰边缘线与岸线并不完全平行。该海域 1—4 月的盛行风为东北风和北风, 对于 4 个北向冰间湖而言为沿岸风和向岸风, 不利于冰间湖的维持, 因而冰间湖会消失长达数十日。

(4) 太平洋入流由于在楚科奇北部已远离阿拉斯加海岸, 对此处的冰间湖没有作用, 仅对南部冰间湖的形态有一定影响。当太平洋入流北向流速大于 $100 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, Kotzebue 湾冰间湖区域出现若干形状不规则的小水域, 其形态区别于单纯由风驱动而形成的冰间湖, 可能是海流驱动引起的冰间湖。而汤姆森角-希望角冰间湖位于白令海峡太平洋入流处的海湾中, 其地理位置以及附近环流情况异常复杂, 该冰间湖可能受到多种因素影响而形成。

致谢 本文所用的海冰密集度数据来自德国汉堡大学(ftp://ftp-projects.zmaw.de/seaice/AMSR-E_ASI_IceConc/hdf/n6250/), 白令海峡潜标数据来自美国华盛顿大学(<http://psc.apl.washington.edu/HLD/Bstrait/Data/BeringStraitMooringDataArchive.html>), 风场数据来自美国国家环境预报中心(http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep_reanalysis2.gaussian.html), 谨致谢忱。感谢程瑶瑶女士为本文提供了方法上的帮助。

参考文献

- Smith S D, Muench R D, Pease C H. Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95(C6): 9461—9479.
- Barber D, Marsden R, Minnett P, et al. Physical processes within the North Water (NOW) Polynya. *Atmosphere-Ocean*, 2001, 39(3): 163—166.
- Maqueda M A M, Willmott A J, Biggs N R T. Polynya dynamics: A review of observations and modeling. *Reviews of Geophysics*, 2004, 42(1): RG1004.
- Walter B A. A study of the planetary boundary-layer over the polynya downwind of St. Lawrence Island in the Bering Sea using aircraft data. *Boundary-Layer Meteorology*, 1989, 48(3): 255—282.

- 5 Kottmeier C, Engelbart D. Generation and atmospheric heat-exchange of coastal polynyas in the Weddell Sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 1992, 60(3): 207—234.
- 6 Dethleff D. Polynyas as a possible source for enigmatic Bennett Island atmospheric plumes//Johannessen O M, Muench R D, Overland J E. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Geophysical Monograph Series. Washington DC: American Geophysical Union, 1994.*
- 7 Alam A, Curry J. Lead-induced atmospheric circulations. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(C3): 4643—4651.
- 8 Gallée H. Air-sea interactions over Terra Nova Bay during winter: Simulation with a coupled atmosphere-polynya model. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D12): 13835—13849.
- 9 Schumacher J D, Aagaard K, Pease C H, et al. Effects of a shelf polynya on flow and water properties in the northern Bering Sea. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88(C5): 2723—2732.
- 10 Schauer U. The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(C8): 16015—16028.
- 11 Schauer U, Fahrbach E. A dense bottom water plume in the western Barents Sea: Downstream modification and interannual variability. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1999, 46(12): 2095—2108.
- 12 Grebmeier J M, Cooper L W. Influence of the St. Lawrence Island Polynya upon the Bering Sea benthos. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(C3): 4439—4460.
- 13 Stringer W J, Groves J E. Location and areal extent of polynyas in the Bering and Chukchi Seas. *Arctic*, 1991, 44(5): 164—171.
- 14 Woodgate R A, Aagaard K, Weingartner T J. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: moored measurements from autumn 1990—1991. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(24-26): 3116—3149.
- 15 Weingartner T, Aagaard K, Woodgate R A, et al. Circulation on the north central Chukchi Sea Shelf. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, 52(24-26): 3150—3174.
- 16 Martin S, Drucker R, Kwok R, et al. Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from Special Sensor Microwave/Imager data, 1990—2001. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(C10): C10012.
- 17 Winsor P, Björk G. Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(C4): 8789—8803.
- 18 Weingartner T J, Cavalieri D J, Aagaard K, et al. Circulation, dense water formation and outflow on the northeast Chukchi Sea shelf. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(C4): 7647—7662.
- 19 Aagaard K, Coachman L K, Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(6): 529—545.
- 20 Cavalieri D J, Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(C9): 18343—18362.
- 21 Markus T, Burns B A. A method to estimate subpixel-scale coastal polynyas with satellite passive microwave data. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(C3): 4473—4487.
- 22 Woodgate R A, Aagaard K, Weingartner T J. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(4): L04601.
- 23 Massom R A, Harris P T, Michael K J, et al. The distribution and formative processes of latent-heat polynyas in East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 420—426.
- 24 程瑶瑶, 史久新, 郑少军. 南极麦肯齐湾冰间湖的时空变化及主要影响因素分析. *中国海洋大学学报: 自然科学版*, 2012, 42(7-8): 1—9.
- 25 Overland J E, Roach A T. Northward flow in the Bering and Chukchi seas. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(C7): 7097—7105.
- 26 Aagaard K, Roach A T, Schumacher J D. On the wind-driven variability of the flow through Bering Strait. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(C4): 7213—7221.

VARIATIONS IN COASTAL POLYNYAS IN THE ALASKAN CHUKCHI SEA AND MAJOR INFLUENCING FACTORS

Liang Minyi^{1 2}, Shi Jiuxin^{1 2}

(¹College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

²Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Qingdao 266003, China)

Abstract

Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSR-E) sea ice concentration data for 2003—2011 were used to investigate the area of coastal polynyas in the Alaskan Chukchi Sea. First, a threshold method was developed to identify each polynya according to its characteristics, and the frequency of occurrence of polynyas was used to determine the maximum range of polynyas in the study region. Next, based on the information extracted from the AMSR-E data, temporal and spatial variations in the polynyas, and major influencing factors were studied. To eliminate the effect of the open sea on the identification of polynyas, the analysis was limited to the period between January and April, when the Bering Strait is totally covered by sea ice. The results showed that every winter, five polynyas appear along the coast of the Alaskan Chukchi Sea, running almost parallel to the coastline. In addition to these typical coastal polynyas, in late March and April flaw polynyas tend to appear off landfast ice in the vicinity of Barrow Point. Daily variations in polynya area occurred on a synoptic scale, which is related to wind direction. Seaward winds favored the formation of coastal polynyas, but because northeasterly and northerly winds prevail in the study area, polynyas were sometimes closed or diminished in extent for a few weeks at a time. Under the effect of northerly winds, Pacific inflow had virtually no effect on the northern polynyas but had an important influence on the spatial distribution of southern polynyas along Alaska coast.

Key words polynya, sea ice concentration, Chukchi Sea, Alaska, Arctic