

李静悦, 雷瑞波, 李娜, 等. 基于冰基浮标数据的 2018–2019 年北极海冰运动特性时空变化分析[J]. 海洋学报, 2023, 45(8): 31–45, doi:10.12284/hyxb2023086

Li Jingyue, Lei Ruibo, Li Na, et al. Analysis of spatiotemporal changes in Arctic sea ice motion characteristics in 2018–2019 using ice-based buoy data[J]. Haiyang Xuebao, 2023, 45(8): 31–45, doi:10.12284/hyxb2023086

# 基于冰基浮标数据的 2018–2019 年北极海冰运动特性时空变化分析

李静悦<sup>1,2</sup>, 雷瑞波<sup>2\*</sup>, 李娜<sup>2</sup>, 常晓敏<sup>1</sup>

(1. 太原理工大学 水利科学与工程学院, 山西太原 030024; 2. 中国极地研究中心 自然资源部极地科学重点实验室, 上海 200136)

**摘要:** 海冰运动是影响北极海冰平流输运和物质平衡空间重新分布的重要因素。本研究基于 2018 年 9 月至 2019 年 8 月期间北冰洋 66 个冰基浮标位置记录数据, 结合大气再分析数据, 计算得到了海冰运动速度、冰速与风速的比值和海冰运动惯性强度, 以刻画北极海冰运动学特征参数在一个冰季的时空变化, 并讨论了不同区域冰速与风速比与海冰密集度的关联性。海冰漂移速度在波弗特–楚科奇海、东北极中央区和西北极中央区呈秋冬降低春夏升高的季节变化特征。格陵兰海月均海冰漂移速度 ( $0.32 \pm 0.06$ ) m/s 最大, 其次是弗拉姆海峡 ( $0.17 \pm 0.07$ ) m/s 和波弗特–楚科奇海 ( $0.14 \pm 0.05$ ) m/s, 而东北极中央区 ( $0.09 \pm 0.02$ ) m/s 和西北极中央区 ( $0.07 \pm 0.03$ ) m/s 较低。在月尺度上, 冰漂移速度与风速的比值主要受海冰漂移速度支配。弗拉姆海峡和格陵兰海受较强的表层海流影响, 冰速与风速比值较大, 西北极中央区、东北极中央区和波弗特–楚科奇海的冰速与风速比值随着海冰密集度的增加趋近, 并分布在 0~0.02 之间。所有浮标的月平均惯性运动指数为  $0.158 \pm 0.144$ , 秋冬季过渡期间, 海冰对风的响应以及海冰运动的惯性信号逐渐减弱, 春–夏季随着海冰融化又开始增强, 因此上述两个参数都可以作为指示海冰冰场固结程度的重要指标。

**关键词:** 北极; 海冰运动; 海冰密集度; 风场; 时空变化

中图分类号: P731.15; P727

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2023)08-0031-15

## 1 引言

北极海冰变化主要受大气与海洋的热力和动力作用影响。海冰运动指海冰受大气、洋流、科氏力和冰内应力等驱动而产生的漂移。由海冰漂移引起的北极区域性海冰输运, 以及北极海冰向低纬度海区的输出对北极海盆尺度的冰量变化有着重要的影响<sup>[1]</sup>。北冰洋的冰况以及相关的大气和海洋强迫具有明显的空间异质性和季节变化, 海冰运动特性随之会呈现

出极强的时空变化。北极高纬度地区近地表的升温速度是全球平均水平的 3~4 倍, 表现为“北极放大”效应, “北极放大”效应在所有季节都会出现, 但在秋季和冬季最强<sup>[2]</sup>。在过去的几十年中, 北极太平洋扇区海冰向更年轻、更薄的状况过渡<sup>[3]</sup>。此外, 从北极太平洋扇区到北极大西洋扇区的海冰输运不但影响了这两个地区海冰覆盖的变化, 还会影响整个北极的冰量变化<sup>[2]</sup>。温暖的大西洋水通过弗拉姆海峡和巴伦支–喀拉海进入北冰洋<sup>[4]</sup>, 是造成这两个区域海冰退缩

收稿日期: 2023-01-01; 修订日期: 2023-03-13。

基金项目: 国家自然科学基金(41976219, 42106231); 上海市优秀学术带头人计划(22XD1403600)。

作者简介: 李静悦(1997—), 女, 山西省吕梁市人, 研究方向为极地海洋学。E-mail: lijingyue1212@163.com

\* 通信作者: 雷瑞波, 研究员, 主要从事极地海冰过程研究。E-mail: leiruibo@pric.org.cn

的主要因素。在过去的几十年中,北极大西洋扇区的海冰厚度和冰龄发生了明显的变化,尤其是格陵兰北部地区<sup>[5]</sup>;巴伦支-喀拉海呈现了冬季最明显海冰退缩趋势<sup>[6-7]</sup>。前人对北极海冰的研究主要集中在夏季北极海冰退缩及其关键机制上,而对北极海冰特性,尤其是运动学特性的季节和区域差异的关注不多。

海冰漂移是外力(风应力、流应力和科氏力)和冰的内应力共同作用的结果,但其主要影响因素是风应力<sup>[8]</sup>。风将动量传递给海冰,在海冰密集度低区域的冰内应力较小,海冰呈现自由漂移状态,海冰漂移速度与近地面风速呈线性关系<sup>[9]</sup>。海冰漂移速度和风速之间的比率被称为海冰运动的风力系数,是海冰动力学的关键参数<sup>[10]</sup>,表征了海冰运动对风强迫的响应程度。一般情况下,浮冰的风力系数为2%<sup>[11]</sup>,但对于北极边缘海的饼状冰,因海冰自由漂移的程度较高,风力系数较大<sup>[12]</sup>。Olason 和 Notz<sup>[13]</sup>将卫星观测数据和浮标数据相结合来进行研究,结果表明海冰漂移速度的变化主要是受海冰厚度或海冰密集度的变化影响,后者主要通过影响海冰固结程度和冰内应力,从而影响海冰对风强迫的响应。在季节尺度上,海冰速度的变化主要由海冰密集度的变化主导,因此,在6-11月因北极海冰密集度会发生明显的季节变化,海冰固结程度对其运动特性的影响最为突出。

从动力学角度来看,可以通过海冰惯性运动信号的强度<sup>[14]</sup>、冰速与风速比值、海冰运动速度的频域信息等参数来量化海冰固结程度。海冰运动惯性振荡由地球自转引起,并受到突然变化的外强迫而增强,例如风暴/气旋等极端天气事件引起的风应力增强<sup>[14-15]</sup>。海冰漂移轨迹通常是由圆形或椭圆形的惯性振荡叠加在较稳定的平移上产生的,因此海冰运动惯性振荡会反过来影响冰场形变以及冰脊和水道等线状海冰形态学特征的形成。在自由漂移的条件下,由于冰内应力对惯性振荡的约束较小,浮冰会像海洋表层流体一样发生惯性振荡,并通过埃克曼输运把动量传递到上层海洋。然而,冰层底部与海洋表面之间的流应力或由海冰相互作用引起的内应力会导致海冰运动惯性振荡迅速衰减<sup>[14]</sup>。因此海冰运动惯性振荡的信号强弱及其持续性表征了外强迫与冰内应力之间的平衡。

通过观测和数值模拟等方式对北极海冰运动特征的认识逐步加深。然而,时空覆盖率不够和采样频率低等因素导致的观测数据的匮乏限制了对北极海冰运动更为细致和深入的研究。基于卫星遥感反演产品可以得到整个北极海盆的海冰运动特性空间变化<sup>[16]</sup>,然而由于时间分辨率和精度都较低,难以支持

海冰运动高频信息的获取,例如定量刻画海冰运动的惯性振荡信号等。海冰漂流浮标是定量刻画海冰运动时频信号的重要技术手段,在国际北极浮标计划的框架下,各国逐渐增加了北极冰基浮标的布放,然而大多年份在北冰洋布放的冰基浮标都极其稀少,难以形成数据集以刻画一个完整冰季海冰运动特性的空间变化及其季节差异。所幸的是,2018年夏季有多个国家的北极考察航次在北极冰区布放了大量冰基浮标,获得了几乎覆盖整个北冰洋代表性海域的观测数据,大部分浮标的观测都维持了一个完整的冰季(2018-2019年),有利于获得北冰洋海冰运动的时空变化特性。这在历史上,还是首次获得覆盖度具有如此代表性的观测数据集。本文将以此年度66个冰基漂流浮标观测的高采样频率浮冰位置数据为基础,分析研究2018年秋季至2019年夏季北极海冰运动特性的季节变化,比较不同区域海冰运动特性的差异,并定量刻画海冰运动特性对大气环境状况(主要是风强迫)和冰况的响应规律。从而为研究北极气候变暖放大和海冰快速减少背景下的海冰运动学特性变化提供重要的观测依据。

## 2 数据和方法

### 2.1 浮标数据

本文使用的浮标数据以国际北极浮标计划(IABP)和德国 Meereisportal 数据库所获取的浮标数据为主,并进一步收集了2018年9月中国第9次北极科学考察(The 9th Chinese National Arctic Research Expedition, CHINARE)和德国阿尔弗雷德·魏格纳极地与海洋研究所牵头实施的 T-ICE 航次在北冰洋扇区布放的12个漂流浮标的观测数据,浮标时间涵盖2018年9月至2019年8月,如图1所示。数据涉及12种类型的浮标(表1),所有浮标都配备了全球定位系统接收模块(GPS),定位精度优于5 m,并通过铱星卫星网络实现了数据的准实时传输。尽管浮标类型不一样,但均能用于跟踪浮冰漂移,因此数据可用于描述海冰的运动学特性。

由于受到波弗特流涡的影响,波弗特-楚科奇海域和加拿大海盆长年盛行顺时针的海冰环流<sup>[17]</sup>。弗拉姆海峡则是连通北极和北大西洋的主要通道,其北部的穿极流区域长年盛行接近经向的海冰输运,这种海冰运动模式趋向于将西伯利亚海域和北极中央区海冰向弗拉姆海域输出到北欧海。格陵兰海作为北冰洋的边缘海之一,是北极海冰输出的主要承载区,其海冰外缘线的变化既受北极海冰输出量的影响,也

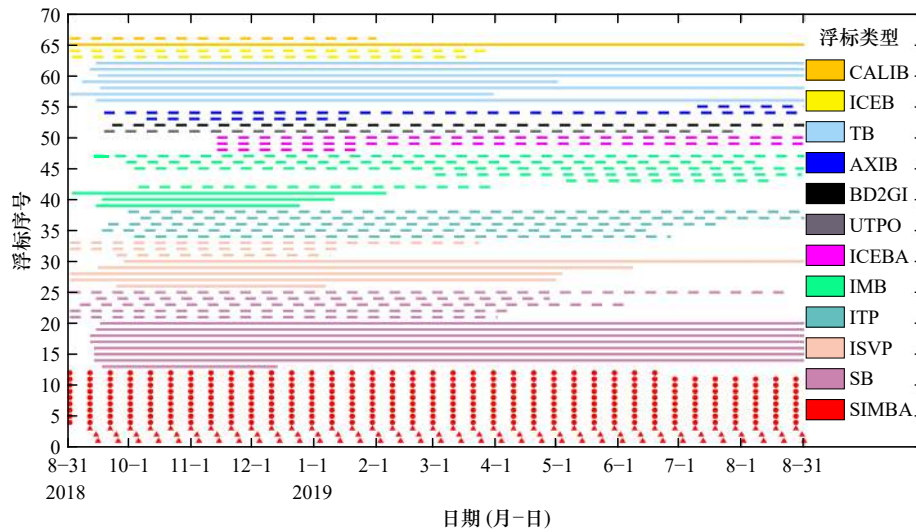


图1 本研究中使用的各种类浮标的观测周期

Fig. 1 Operational periods of each kind of buoys used in this study

三角形点表示在 T-ICE 航次布放的浮标; 圆点表示 2018 年 9 月中国第 9 次北极科学考察期间布放的浮标; 实线表示浮标数据来自 IABP 数据库; 虚线表示浮标数据来自 Meereisportal 数据库

Triangular scatters buoys deployed during the T-ICE cruise; circular scatters denote buoys deployed during the CHINARE-2018; solid lines represent the data collected from the IABP database; dashed lines indicate the data collected from the Meereisportal database

表 1 2018–2019 年北极冰基浮标基本信息

Table 1 Arctic ice-based buoy information in 2018–2019

浮标类型	来源	采样时间间隔/h	浮标个数
Snow and Ice Mass Balance Array (SIMBA)	CHINARE/AWI	1/2	12
Snow Buoy (SB)	AWI-USIABP	1	13
Ice Surface Velocity Program (ISVP)	USIABP/AARI	1	8
Ice Tethered Profiler (ITP)	WHOI	1	5
Ice Mass Balance Buoy (IMB)	BAS	1	9
No Drogue Ice Tracker (ICEBA)	USIABP-AOML	1	3
Upper Temperature of the Polar Oceans (UTPO)	PSC-UPTEMPO	1/6	1
Barometer GPS Iridium SVP (BD2GI)	AOML	1	1
Air-Deployable Expendable Ice Buoy (AXIB)	USIABP	1	3
Thermistor Buoy (TB)	AWI/FMI	2	7
Ice Beacon (ICEB)	AWI-USIABP	1	2
Compact Air Launched Ice Beacon (CALIB)	AWI-USIABP	1	2

受局地海冰融化和冻结过程的影响<sup>[18]</sup>。西北极中央区是波弗特环流和穿极漂流之间的边界区域<sup>[19]</sup>, 受穿极流的驱动, 东西伯利亚海北部海冰流入东北极中央区<sup>[20]</sup>。因此在季节尺度的低频上, 北极海冰运动主要受海洋表层环流控制, 高频上则会受到天气过程, 如气旋以及惯性和潮汐引起的日内涛动影响。本文将北冰洋(图 2)分为 5 个分区, 以查明海冰运动的季节性和空间变化。包括外围海——波弗特-楚科奇海、

弗拉姆海峡、格陵兰海, 以及北冰洋中央的两个区域——西北极中央区、东北极中央区。

2018 年 9 月至 2019 年 8 月, 一共有 9 个 SIMBA 浮标、2 个 ITP 浮标、2 个 IMB、1 个 ICEBA、1 个 CALIB 浮标布放在西北极中央区(78°~90°N, 45°W~180°); 1 个 SB、3 个 ITP、3 个 IMB、2 个 ICEBA、1 个 UTPO、2 个 AXIB 浮标布放在波弗特-楚科奇海域(70°~78°N, 130°W~180°); 其余 39 个浮标

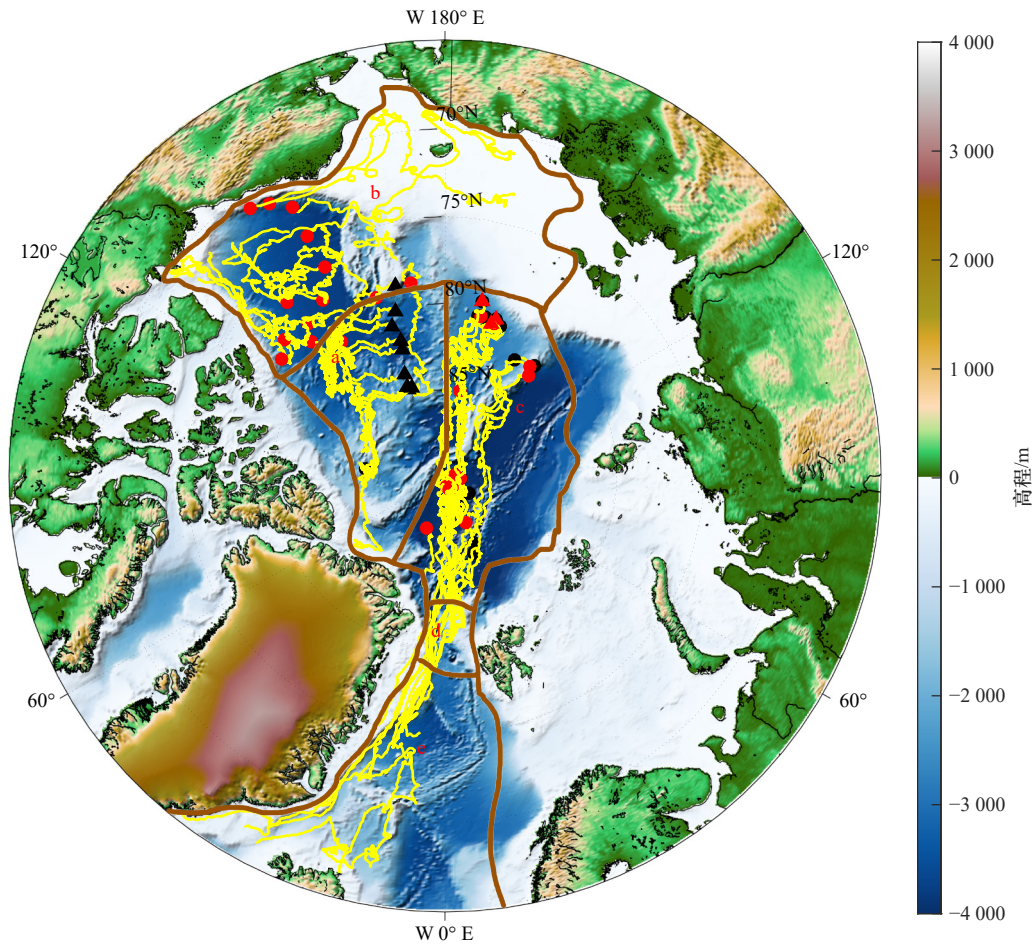


图2 研究区域划分

Fig. 2 Division of the study area

a. 西北极中央区; b. 波弗特-楚科奇海; c. 东北极中央区; d. 弗拉姆海峡; e. 格陵兰海; 黑色圆点、红色圆点、红色三角形、黑色三角形分别表示 IABP、Meereisportal、CHINARE 和 T-ICE 浮标最初布放位置

a. The central western Arctic Ocean; b. the Beaufort-Chukchi Sea; c. the central eastern Arctic Ocean; d. the Fram Strait; e. the Greenland Sea; the black dots, red dots, red triangles, and black triangles show the initial deployment positions of IABP, Meereisportal, CHINARE, and T-ICE buoys, respectively

布放在受穿极流影响的东北极中央区。本文使用由这 66 个浮标观测到的位置数据(图 2)来描述 2018 年 9 月和 2019 年 8 月之间北极冰运动的季节和空间变化。如图 1 和图 2 所示, 该年浮标的观测数据具有较好的时间和空间覆盖度, 因此相对其他年份能更客观地识别海冰运动学特征的时空变化。

## 2.2 卫星遥感和大气再分析数据

本文使用德国不莱梅大学发布的逐日海冰密集度数据(Sea Ice Concentration from University of Bremen, SIC\_UB)计算研究区域的海冰密集度。为了满足海冰细节的监测需求并充分发挥高频率亮温数据较高空间分辨率的优势, Spreen 等<sup>[21]</sup>将微波遥感数据(ARTIST Sea Ice, ASI)算法应用在微波辐射计 89 Hz 通道亮温数据上, 经过不莱梅大学的再处理, 最终得到空间分辨率为  $3.125 \text{ km} \times 3.125 \text{ km}$ , 时间分辨率为

1 d 的 SIC 产品。本文使用双线性插值方法将海冰密集度数据插值到浮标位置处。

本文使用欧洲中期天气预报中心(European Centre For Medium Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的 ERA5 大气再分析数据(<http://dx.doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>), 分析海盆尺度和沿浮标漂移轨迹的大气强迫特征。该数据集提供了自 1979 年以来的再分析资料, 是 ECMWF 发布的第五代大气再分析数据。作为 ERA-Interim 的替代品, ERA5 的时间和空间分辨率都得到了提高, 水平分辨率由  $0.75^\circ$  提高至  $0.25^\circ$ , 垂直分层由 60 层增至 137 层, 时间分辨率由 6 h 提高至 1 h<sup>[22-23]</sup>。本文用到的再分析数据包括: 10 m 风场数据和平均海平面气压(Sea Level air Pressure, SLP)数据, 时间跨度为 1979–2019 年。本文通过数据插值计算出与浮标位置相匹配的每小时风速和海平面

气压。

### 2.3 研究方法

本文所有浮标的采样间隔从 1/6 h 到 2 h 不等 (表 1), 首先对浮标位置数据进行质量控制, 删除无效值及异常值, 再使用三次样条插值方法将浮标测量的位置数据插值到 1 h 的规则间隔中, 补充浮标数据的缺失值, 其中缺失数据超过 72 h 则认为无效观测时段。

海冰运动学特征用 3 个参数来描述。首先, 计算了海冰的运动速度大小及方向。其次, 使用冰速与风速比值研究海冰运动对风强迫的响应, 评估风力强度和海冰密集度对冰速与风速比值的影响。为了确定相对气候态的大气强迫状态和海冰条件, 本文计算了浮冰位置处或者整个北极平均海平面气压和风速相对于 1979–2019 年气候平均值的异常。最后, 采用惯性运动指数 (Inertial Motion Index, IMI) 量化冰运动的惯性分量, 定义为负相位惯性频率处的振幅。为了获得 IMI, 将归一化的每小时冰速进行快速傅里叶变换, 以月为时间窗口对冰速进行归一化处理, 从而可以减小频域信号对冰速大小的依赖性。在此基础上, 选择 3 d 滑动窗口, 以抑制从天气尺度到季节尺度的低频信号。由于科氏力作用于海冰运动的垂直方向, 它会导致北半球海冰漂流轨迹向右偏离, 从而会产生惯性振荡, 振荡随纬度而变化, 其中惯性频率为

$$f_0 = 2\Omega \sin \phi, \quad (1)$$

式中,  $\phi$  为纬度;  $\Omega$  为地球自转率, 取 1.002 736 cycle/d。选取研究范围在 65~90°N 之间,  $f_0$  范围为 1.82~2.01 cycle/d, 与半日潮的频率相当。这里, 我们使用速度矢量的傅里叶变换区分惯性振荡和潮汐的贡献<sup>[14]</sup>, 速度矢量复傅里叶变换  $U(\omega)$  定义为

$$U(\omega) = \frac{1}{N} \sum_{t=t_0}^{t_{\text{end}}-\Delta t} e^{-i\omega t} (U + iV), \quad (2)$$

式中,  $N$  和  $\Delta t$  为速度样本的数量和时间间隔;  $t_0$  和  $t_{\text{end}}$  为时间窗口的开始和结束时间;  $U$  和  $V$  为正交地理网络上  $t+0.5\Delta t$  处的纬向和经向冰速;  $\omega$  为角频率;  $i$  为虚部。与潮汐相关的频谱峰值在正位相和负位相处一阶近似对称<sup>[14]</sup>。相反, 与惯性振荡相关的频谱峰值是不对称的, 并且于北冰洋仅在负位相中出现。因此, 对  $-f_0$  处振幅有贡献的能量包括半日惯性振荡和潮汐振荡, 以及风和海洋强迫产生的高频分量。与  $-f_0$  相比, 对  $f_0$  处振幅有贡献的能量包括除惯性振荡以外的其余分量。基于此, 可以通过比较负相位振幅 (IMI) 与正相位振幅 (Positive-Phase Amplitude, PHA)

来确定惯性振荡的贡献<sup>[24]</sup>, 将  $-f_0 \pm 0.03$  范围内的局部最大振幅定义为 IMI 和  $2 \pm 0.03$  范围内的局部最大振幅定义为 PHA。如果在检测范围内无法识别出局部最大值, 则将对对应频率为  $-f_0$  和 2 处的振幅分别作为 IMI 和 PHA。

## 3 结果与讨论

### 3.1 2018–2019 年北极大气环境特征

图 3 给出了基于 ERA5 得到的北极地区 2018 年秋季至 2019 年夏季相较于 1979–2019 年的气压距平。2018 年秋季 (9–11 月), 北极西部的波弗特–楚科奇海高压明显高于历史均值 (4~5 hPa), 该地区风场同时呈现顺时针的环流方向。北极东部地区的气压则普遍低于历史均值 (约 -2 hPa)。2018–2019 年冬季 (12 月至翌年 2 月), 北极地区的气压分布呈现出明显的东西偶极子模态。北极的东北部地区 (波弗特–楚科奇海区、拉普捷夫海和东西伯利亚海) 被低压系统控制, 导致该区域气压值显著低于历史均值 (-8~-7 hPa), 波弗特–楚科奇海区域顺时针大气环流特性消失。该气压异常变化主要与该区域频繁发生的风暴过程相关<sup>[25]</sup>。北极的西南部 (加拿大海盆、格陵兰海) 的气压值高于历史均值 (3~4 hPa)。2019 年春季 (3–5 月), 北极大气东西偶极子型减弱, 北极地区气压普遍低于历史平均水平。相对冬季, 减弱的穿极流导致拉普捷夫海北部海冰运动呈现小范围逆时针环流特征, 这与挪威海附近异常高的表面气压 (约 4 hPa) 有关<sup>[26]</sup>。2019 年夏季 (6–8 月), 除了加拿大群岛和喀拉海地区, 北极大部分地区气压明显高于历史均值。北冰洋中央区、巴芬湾及格陵兰岛的气压距平值甚至达到了 6 hPa。

北冰洋各海域浮标位置处的月平均风速也具有明显空间差异 (图 4a)。格陵兰海和弗拉姆海峡相比其他海域风速较大, 月均最大值分别可达到 10 m/s 和 8.1 m/s。格陵兰海冬季和春季风速相比气候态有所减小, 夏季风速增大, 而弗拉姆海峡秋季相比气候态有所增加, 但风速整体低于气候平均水平。从季节特征来看, 波弗特–楚科奇海域和东北极中央海区风速变化具有相似的季节变化规律, 也就是风速自秋季开始逐渐增加, 整个春季风速都呈现下降趋势, 并一直持续至夏季, 7 月风速降至最低值。波弗特–楚科奇海风速季节变化较气候态基本一致, 东北极中央海区风速在夏季相比气候态有所增大。西北极中央海区风速的季节变化在 5 个区域之间处于中等水平, 风速在冬季开始降低并在 5 月降至最低值, 在夏季开始

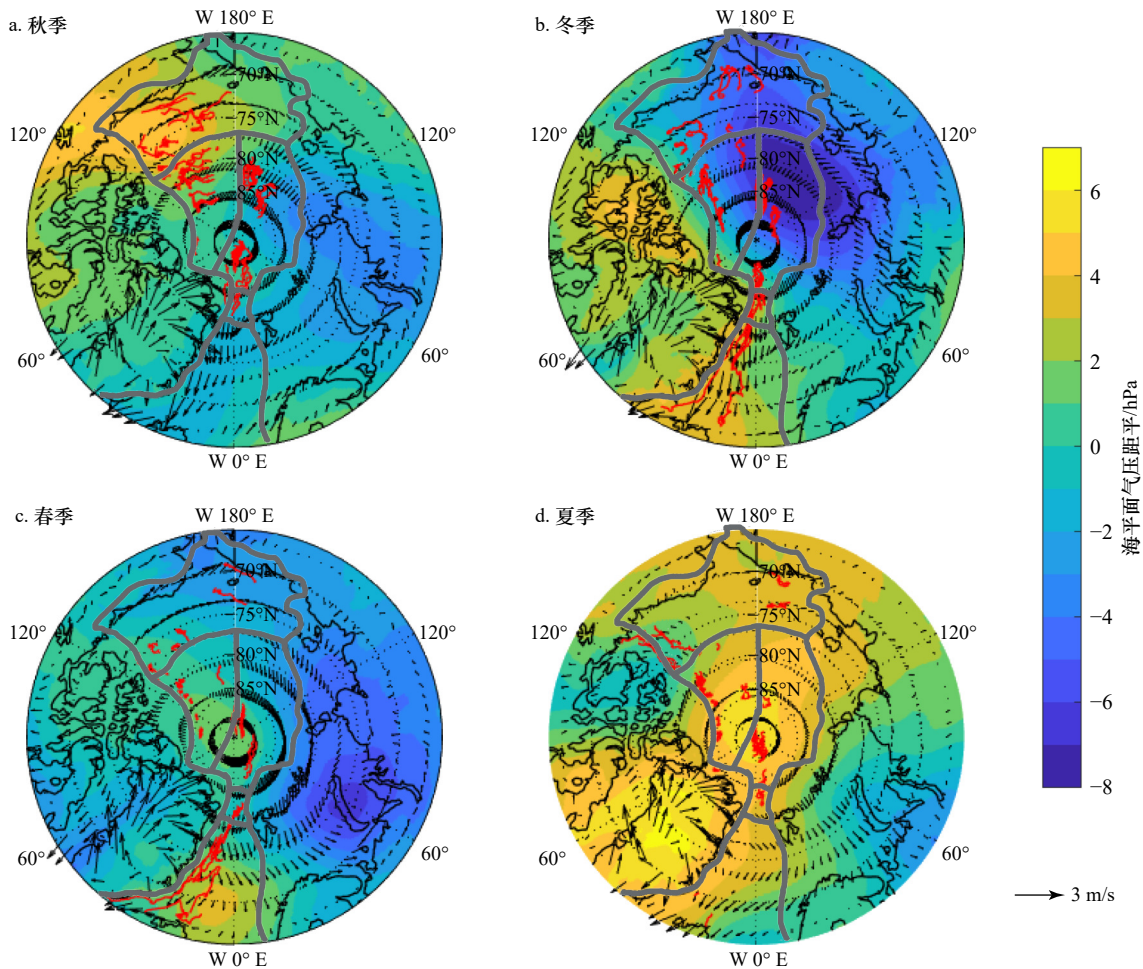


图3 北极地区2018年秋季至2019年夏季的海表面气压距平和风速矢量平均值(黑色箭头)

Fig. 3 Anomaly of SLP and average wind vectors in the Arctic from autumn 2018 to summer 2019 (black arrow)

红色曲线为浮标运动轨迹

Red line denoting the trajectory of buoys

回升,但2018–2019年风速整体低于气候态水平。2018–2019年相较于1979年以来各区域浮标位置处每月平均风速距平值如图4b所示,可以看出在2018年11月,西北极中央区和东北极中央区风速分别低于气候态0.83 m/s和0.59 m/s,波弗特–楚科奇海和弗拉姆海峡分别高于气候态0.72 m/s和0.85 m/s。2019年1月,只有格陵兰海的风速高于气候态0.39 m/s,其余4个海域都低于气候态。随着夏季的到来,在2019年6月西北极中央区和波弗特–楚科奇海风速低于气候态0.63 m/s和0.18 m/s,东北极中央区和格陵兰海风速高于气候态0.87 m/s和1.07 m/s。

### 3.2 海冰运动速度时空变化

如图5所示,从北极海冰漂移的方向可以看出,北极海冰漂移与北冰洋两大环流特征基本一致,即波弗特环流系统和北极中央海区经由弗拉姆海峡汇入格陵兰海的穿极漂流系统。波弗特环流的中心位于76°N, 150°W附近,范围向西延伸至东西伯利亚海陆

架附近。此外,部分北部的海冰汇入穿极漂流向弗拉姆海峡运输。北极海冰的高流速区域集中在弗拉姆海峡以南的格陵兰海域和波弗特海南部与楚科奇海交汇区域。在东北极中央区80°~85°N之间,海冰速度有较大幅度的增加,然后速度降低至0.1 m/s左右并漂移至弗拉姆海峡。弗拉姆海峡以南的海冰漂移速度达到0.6 m/s以上,随着纬度降低,速度逐渐增大。波弗特海南部的海冰漂移速度相对弗拉姆海峡区域较大,达到0.6~0.9 m/s。西北极中央区海冰在初秋顺时针漂移,在轨迹折弯处海冰漂移速度增加至0.4 m/s(发生在10月),随后逆时针以0.1 m/s左右的速度漂移汇入穿极流。波弗特–楚科奇海的海冰运动速度逐渐增加,表明该地区盛行的东西向海冰环流正在加快,这使得加拿大海盆东部的多年冰流出,向西输送到波弗特–楚科奇海。

依据每个区域浮标的观测数据计算得到了各区域的月均海冰速度(图6)。其中15个浮标位于西北

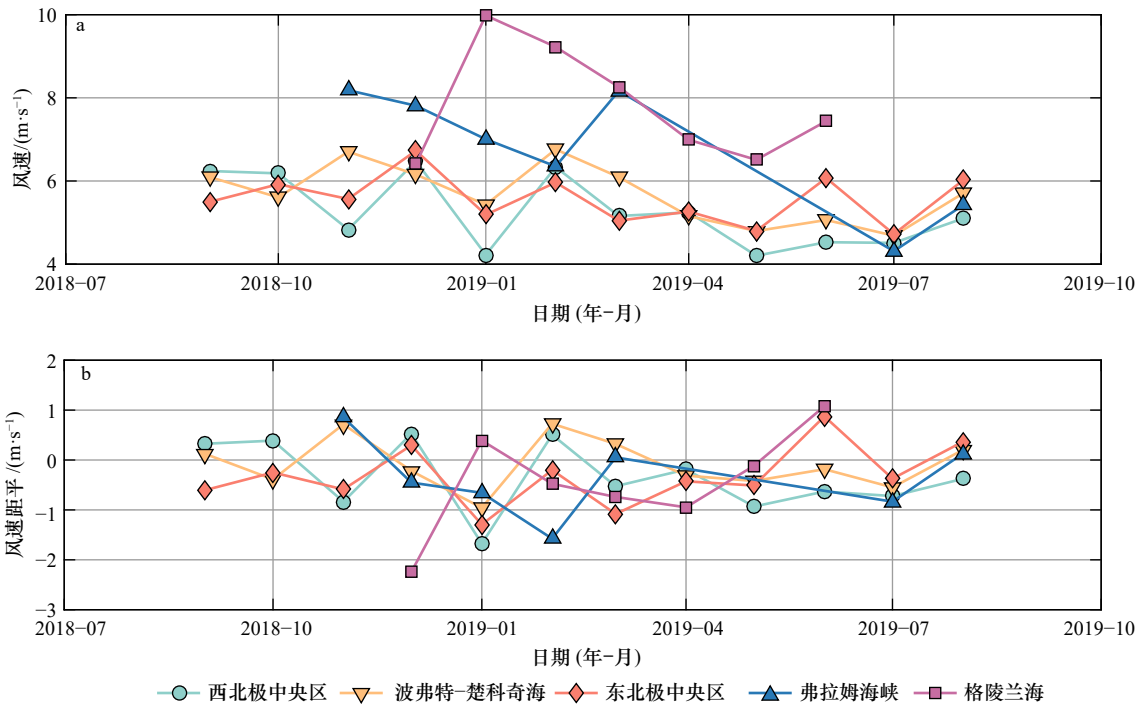


图 4 各区域浮标位置的平均风速(a)及其距平值(b)  
 Fig. 4 Averaged wind speed (a) and its anomaly (b) at buoy positions in each defined region

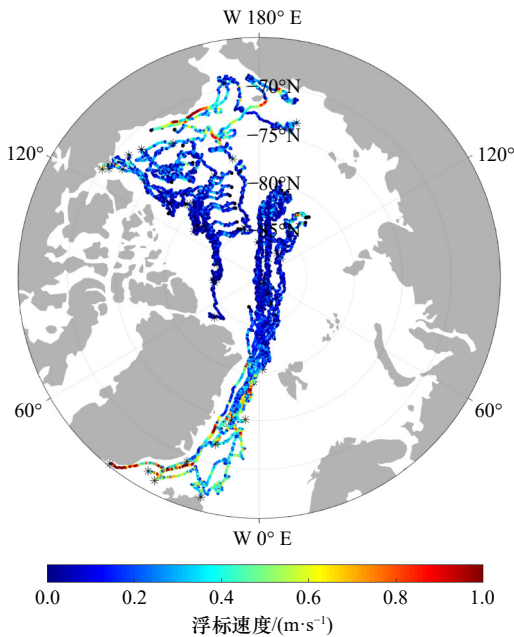


图 5 浮标时均速度的空间分布  
 Fig. 5 Spatial distribution of hourly buoy drifting speed  
 星号表示浮标结束观测的位置  
 Stars denoting the ending position of buoys

极中央区; 12 个浮标位于波弗特-楚科奇海域; 运行在穿极漂流系统的浮标有 39 个, 分布在其他 3 个区域。海冰漂移速度的季节变化规律基本与海冰的冻融生消周期一致。西北极中央区的海冰月平均漂移速度为  $(0.07 \pm 0.03) \text{ m/s}$ , 波弗特-楚科奇海的海冰月

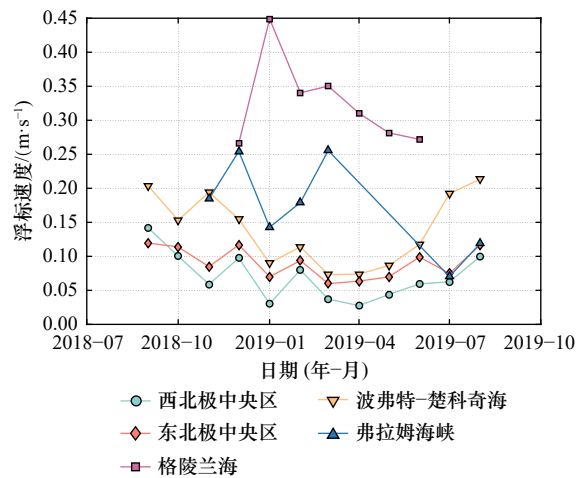


图 6 各区域内浮标的月均速度  
 Fig. 6 Monthly averaged buoy drifting speed in each defined region

平均漂移速度为  $(0.14 \pm 0.05) \text{ m/s}$ , 东北极中央区的海冰月平均漂移速度为  $(0.09 \pm 0.02) \text{ m/s}$ , 弗拉姆海峡的海冰月平均漂移速度为  $(0.17 \pm 0.07) \text{ m/s}$ , 格陵兰海的海冰月平均漂移速度为  $(0.32 \pm 0.06) \text{ m/s}$ 。加拿大海盆是北极多年冰的聚集区, 波弗特-楚科奇海域位于其西南边界。随着秋季(9-11月)的到来, 海冰漂移速度逐渐增大, 并在 11 月达到最大值  $(0.2 \text{ m/s})$ , 导致该变化的原因可归结于高于气候平均的波弗特高压增强; 而当冬季(12月至翌年 2 月)来临, 海冰漂移速度在冬季末至春季有所下降, 这可能是由于冬季末海

冰密集度变化相对缓慢,而海冰厚度的增加仍在继续,厚度较大的海冰降低了海冰对风应力的响应<sup>[13]</sup>;春季(3-5月)海冰漂移速度的变化幅度也较平稳;夏季(6-8月)部分浮标漂流至楚科奇海低纬度区域,海冰漂移速度开始增大,在8月海冰漂移速度增至最大值(0.21 m/s),该区域的海冰较薄且不够密实,更容易受到风的影响,这可能是导致海冰漂流速度增加的主要原因<sup>[27]</sup>。弗拉姆海峡和格陵兰海的海冰漂移速度均大于其他海域。弗拉姆海峡秋季与夏季海冰漂移速度较小,格陵兰海12月至翌年1月海冰漂移速度增大趋势显著,春季海冰漂移速度又逐渐下降。西北极中央区、东北极中央海区海冰漂移速度的季节变化相比其他海域较小,且海冰漂移速度与波弗特-楚科奇海域有相似的季节变化规律,与Gui等<sup>[28]</sup>基于卫星遥感产品得到的海冰漂移季节变化特征研究结果较为一致。

### 3.3 冰速与风速比的时空变化

海冰漂移速度与风速比值的空间分布情况如图7所示。北极海冰运动对海面10 m风场有着很好的响应规律,海冰漂移速度与风速在量级变化上具有一致性。不同季节的海冰漂移速度与风速比值不同,秋季

波弗特海的海冰漂移速度与风速的比值在1.3%以上,比值随着纬度的降低而增大,在70°N附近的海冰漂移速度为风速的3.7%~5.6%,呈现明显的自由漂移特征;冬季波弗特-楚科奇海的比值降为1.5%~3.7%,而在70°N附近有所增加;夏季波弗特-楚科奇海海冰速度与风速比值大于5%的区域有所扩展,其边界延伸至加拿大群岛与东西伯利亚海北部,呈现明显的自由漂移特征,这可归因于白令海峡以北相对较强的表层海流<sup>[29]</sup>。穿极流下游的弗拉姆海峡和格陵兰海的海冰漂移速度与风速比值在秋季(3%)至冬季(5%)呈现增大的变化特征,该区域海冰漂移速度与风速比值的增大反映了穿极流的季节性增强<sup>[28]</sup>,且比值随着纬度的降低而增加。西北极中央区和东北极中央区比值在夏末秋初较大(1.5%~3.1%),这与Lei等<sup>[30]</sup>关于该区域冰速与风速比值的 research 结果一致,可将此归因于夏末和秋初较低的海冰密集度和较弱的海冰固结程度;而比值在冬季和春季较小(约1%),且明显小于其他区域,可能与该区域海冰以厚度较大的多年冰为主有关<sup>[31]</sup>。在季节性变化方面,秋、夏季海冰漂移速度与风速的一致性高于冬、春季,9-11月和6-8月海冰漂移速度与风速的比值较

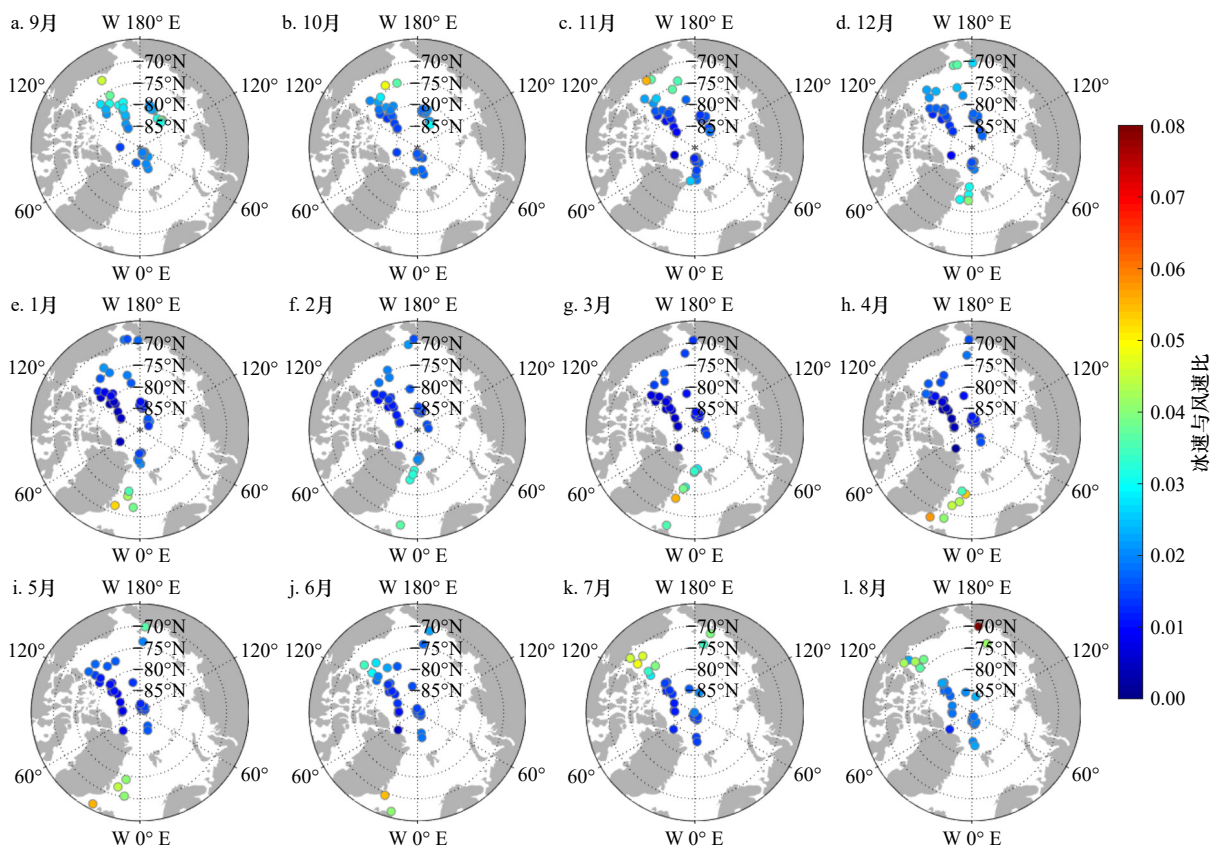


图7 2018年9月至2019年8月冰速与风速比的空间分布

Fig. 7 Spatial distribution of ice-wind speed ratio from September 2018 to August 2019

大;当春季风速变化时,海冰漂移速度的变化在3月至5月中旬相对稳定。这表明,海冰漂移速度对风速的响应在不同季节有一定差异。

进而,我们将每个区域浮标的观测值进行统计,利用浮标的月平均冰速与风速之比来量化各区域的差异。根据图8可以看出,整体上格陵兰海的比值大于弗拉姆海峡,这与图7结果相一致。在2018年12月,弗拉姆海峡的比值增大,其主要原因是此时该区域海冰密集度下降至20%(图9),冰内应力降低,海冰对风的响应度提高<sup>[27, 32–34]</sup>。基于布放在穿极流区的浮标数据, Haller等<sup>[35]</sup>发现冰速与风速比值的峰值一般在低风速的情景下出现。波弗特–楚科奇海比值

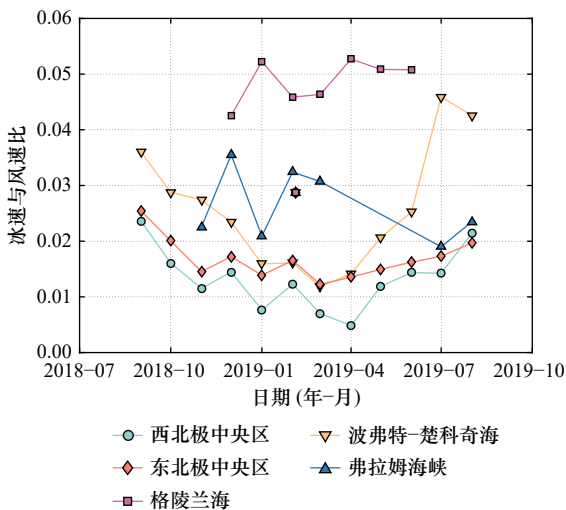


图8 各区域内的月均冰速与风速比

Fig. 8 Monthly ice-wind speed ratio at buoy positions in each defined region

大于北极中央区,并在2019年6月突然升高,此时部分浮标处于波弗特海与楚科奇海交界处,海冰密集度较小,海冰受风的影响较大。东北极中央区比值略大于西北极中央区,但变化趋势基本一致,冰速与风速比集中在1%~2%之间,表明浮标所处冰区,海冰对风的响应度显著提高。由于冬季的到来使得小尺度的浮冰聚集成连续且厚实的浮冰场,海冰对风的响应逐渐减弱。秋季至夏季以来,北极区域风速相比以往同期减小(图4b),海冰漂移速度与风速之比均有不同程度的增大,这可以对应于近年来波弗特–楚科奇海与西北极中央区较厚且运动速度较小的多年冰在不断减少,较薄且运动速度较大的一年冰在不断增加。

### 3.4 海冰惯性运动强度的时空变化

用不同月份的浮标轨迹的中点来表示当月的的位置,图10和图11显示了从每个浮标获得的月IMI和PHA。在整个研究期间,所有浮标的月平均IMI为 $0.158 \pm 0.144$ ,而2018年9月的平均值最高(0.351)。月平均IMI从2018年9月的0.351下降到2018年12月的0.079,随后在2019年8月升高到0.322,呈现出秋季和夏季数值较高、冬季和春季较低的变化规律,较低的IMI与较大的风速有关,因为增强的风力可能会增加冰的内应力,并对海冰运动的惯性振荡起到限制作用<sup>[24]</sup>。2018年9月,IMI空间分布极为不均匀,在东北极中央区数值最高,在波弗特–楚科奇海海域数值最低。至2019年1月,IMI标准差是2018年9–10月的29%~31%,其空间异质性几乎消失。夏季,在波弗特海–楚科奇海,即多年冰逐渐消失的海区,得到了较大的IMI值。在加拿大沿岸则识别到了较小

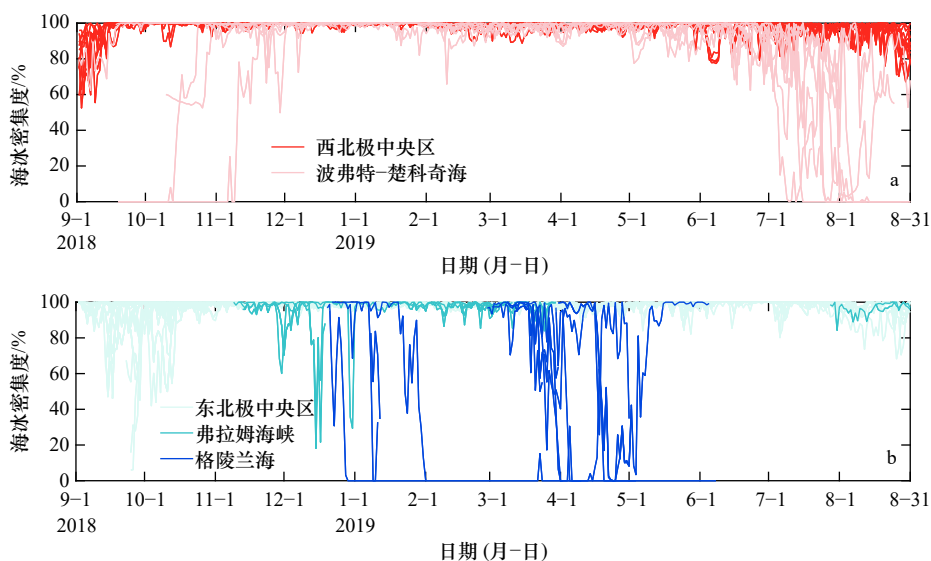


图9 各区域冰基浮标附近海冰密集度的季节变化

Fig. 9 Seasonal changes of sea ice concentration near the buoys in each region

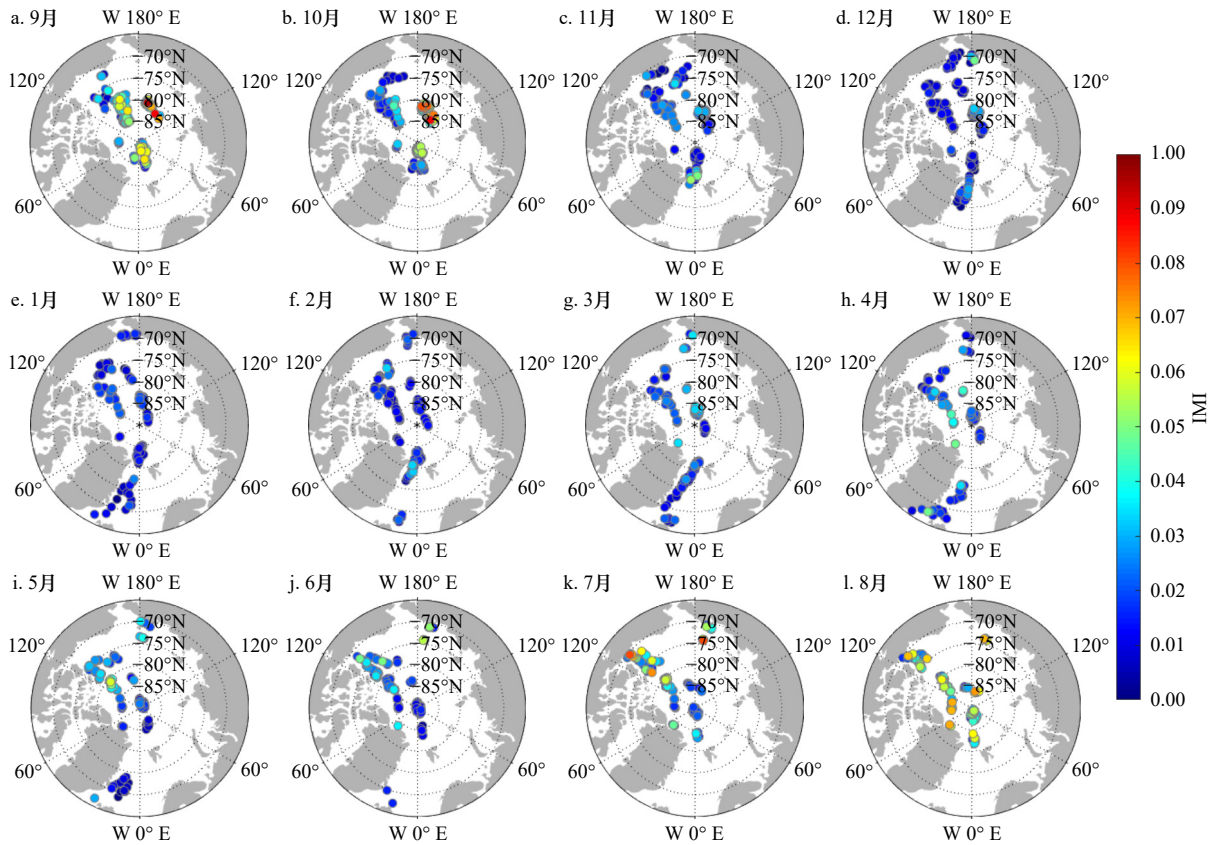


图 10 2018 年 9 月至 2019 年 8 月归一化冰速经傅里叶变换后对应负位相惯性频率下的月均振幅(IMI)

Fig. 10 Monthly amplitudes (IMI) after Fourier transformation of normalized ice speed at the negative-phase inertial frequency from September 2018 to August 2019

的 IMI 值<sup>[36]</sup>。该区域海冰以多年冰为主,冰内应力降低了科氏力的相对贡献。在弗拉姆海峡以南也识别到了较大的 IMI 值,这与该区域始终处于海冰边缘区有关。相比之下,冬季在空间范围上没有明显差异,整个北极的 IMI 值都很小。海冰惯性振荡有较强的季节依赖性和空间异质性,这与海冰范围和密集度变化相一致。这表明伴随着海冰厚度和密集度的增加,海冰运动惯性信号变弱。

PHA 的大小和时空变化都远小于 IMI。在整个研究期间,所有浮标的月平均 PHA 为 IMI 的 31%。PHA 和 IMI 之间的比值从 2018 年 9 月的 0.12 上升到 2019 年 1 月的 0.58,随后至 2019 年 8 月下降到 0.15。该比率的季节性变化主要是由 IMI 主导,因为 PHA 没有统计上显著的变化趋势。从秋季到冬季,IMI 的标准差呈显著下降趋势( $p < 0.01$ ),从 2018 年 9–10 月的 0.182~0.192 降至 2019 年 1 月的 0.056。表明随着冬季的到来,IMI 的空间变化逐渐减小。与平均值之比类似,PHA 与 IMI 标准差之比从 9 月的 0.12 增加到 1 月的 0.79,随后降低至 8 月的 0.30。该比率的季节性变化也主要是由 IMI 标准差减小主导。通过比

较 IMI 和 PHA 的季节性,可以推断 IMI 的季节变化和空间变化主要与惯性振荡强度的变化有关,在整个研究期间均可以忽略潮汐振荡的贡献。随着冬季的到来,海冰密集度和内应力增大,海冰惯性运动受到抑制。惯性振荡的初始强度主要取决于风应力,但在高密度冰区非常弱,甚至不会表现出可识别的信号,例如在北极中央区冬季增强的海冰冰场会极大地抑制海冰惯性运动。在北冰洋外围,即较松散的海冰边缘区,海冰运动惯性振荡有所增强,其中夏季最为明显,表明海冰间的应力明显减弱<sup>[22]</sup>。在夏季,冰的速度表现出强烈的半日周期变化,同时由于浮冰的自由运动增强,冰的速度与风速之比也较大。这与 Gimbert 等<sup>[14]</sup>的分析结果一致,表明海冰运动的惯性振荡在融冰季最为强烈。

### 3.5 海冰密集度对海冰运动影响

图 9 显示了不同区域浮标附近海冰密集度的季节变化。在西北极中央区,由于经历了夏季海冰的消融,海冰密集度在 9 月有着较大的波动,随后海冰密集度从 60% 左右开始增大,随着冬季的到来,海冰不断生长,海冰密集度逐渐增大。东北极中央区与西北

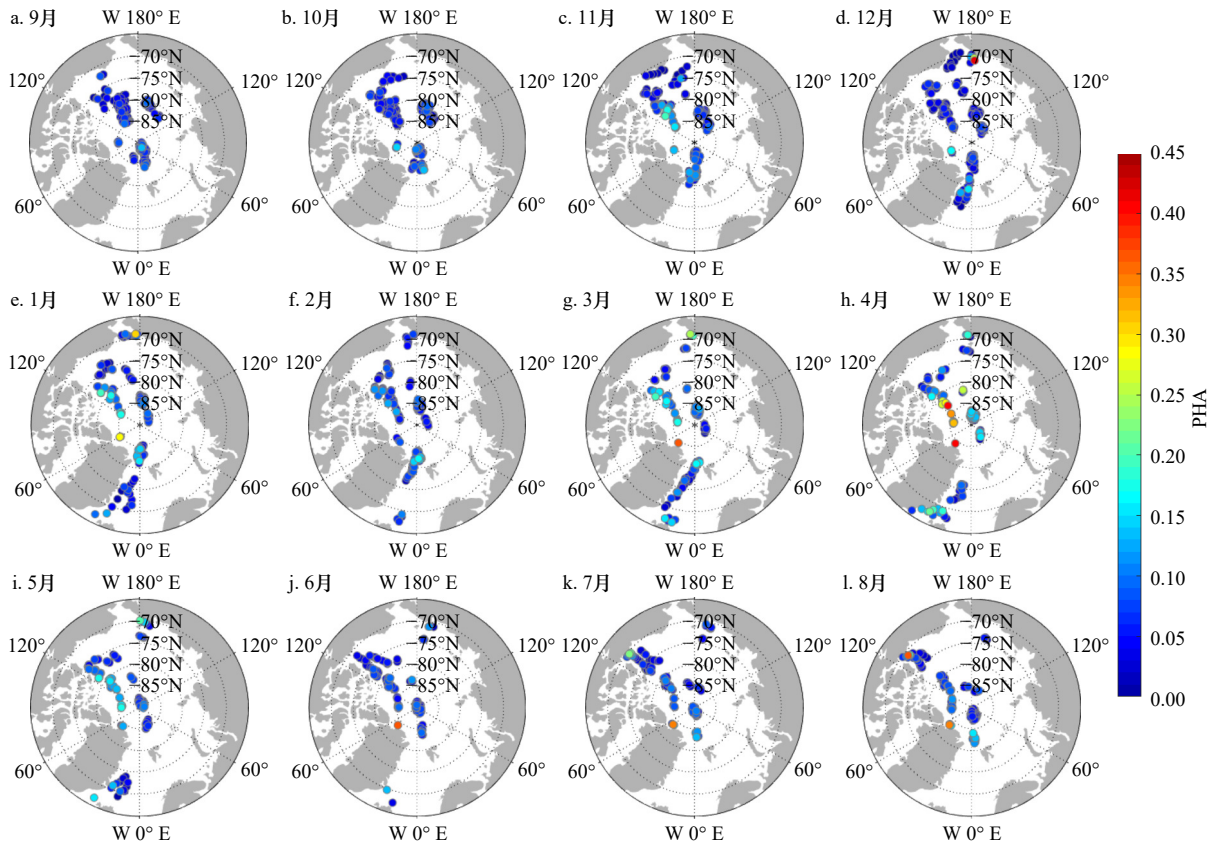


图 11 2018 年 9 月至 2019 年 8 月归一化冰速经傅里叶变换后对应正位相半日频率下的月均振幅(PHA)

Fig. 11 Monthly amplitudes (PHA) after Fourier transformation of normalized ice speed at the positive-phase semidiurnal frequency from September 2018 to August 2019

极中央区变化规律相似,但在秋季海冰密集度低于 88% 的时间较长。在 2018 年 10 月,浮标附近的密集度数值变化开始产生较大差异,部分浮标在波弗特海纬度较低的区域漂流,对应的海冰密集度在 10 月从 0 增加到 90% 左右,并在接下来的时间内维持在这个水平。7 月和 8 月的海冰密集度都有着较为明显的波动,随着夏季海冰大量消融,8 月密集度均下降至 0。格陵兰海与以上区域都不同,作为北极的海冰边缘区,在冬季和春季浮标周边的海冰密集度都可能降低到 15% 以下。

将每个区域不同海冰密集度所分布的浮标点进

行分类,所占比例见表 2。首先,除格陵兰海之外的其他 4 个区域,超过 80% 的浮标观测值都处于海冰密集度 90% 以上的区域,而格陵兰海呈现两极分化的情况,41.98% 的浮标观测值对应海冰密集度在 0~15% 之间,36.75% 的海冰密集度在 90%~100% 之间。不考虑部分海冰密集度区间取样点数量小于 20 个的浮标,不同海冰密集度情况下,冰速与风速比值的分布如图 12 所示。西北极中央区,海冰密集度为 60%~90% 时,绝大多数的冰速与风速比值分布在 0~0.04 之间,而海冰密集度大于 90% 时,冰速与风速比值集中在 0~0.02 之间。东北极中央区海冰密

表 2 各区域浮标周边海冰密集度不同区间所占的比例

Table 2 Proportion of different sea ice concentration intervals in each defined region

比例	0~15%	15%~30%	30%~45%	45%~60%	60%~75%	75%~90%	90%~100%
西北极中央区	0	0	0	0.08%	0.42%	3.88%	95.62%
波弗特-楚科奇海	7.69%	0.57%	0.70%	1.57%	2.76%	6.23%	80.48%
东北极中央区	0.02%	0.02%	0.05%	0.25%	0.61%	1.85%	97.20%
弗拉姆海峡	0	0.45%	0.30%	0.30%	0.60%	5.37%	93.00%
格陵兰海	41.98%	1.49%	3.54%	4.10%	4.85%	7.28%	36.75%

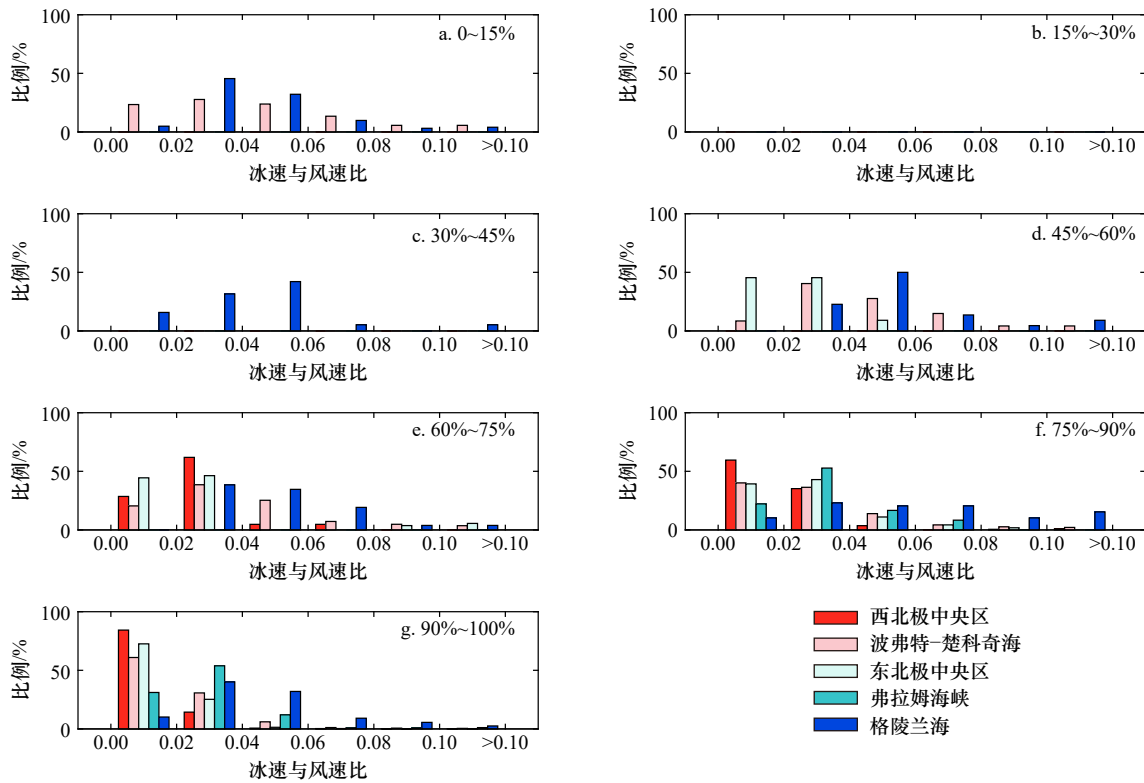


图 12 不同海冰密集度情况下冰速与风速比值的分布

Fig. 12 Distribution of ice speed-wind speed ratio under different sea ice concentration

集度为 45%~90% 时, 冰速与风速比值分布在 0~0.04 之间, 而海冰密集度大于 90% 时, 冰速与风速比值在 0~0.02 之间分布的数量约为 0.02~0.04 的 3 倍。西北极中央区和东北极中央区处于北极中央海区, 其海冰较为密集, 海冰漂移速度对风速强迫的响应较小。波弗特-楚科奇海海冰密集度小于 15% 时, 冰速与风速比值较均匀分布在 0~0.08 之间; 对应海冰密集度从 45%~75% 至 75%~90%, 然后到 90%~100% 的变化, 冰速与风速比值经历了 0~0.02 区间的分布小于 0.02~0.04 区间的分布, 至二者持平, 到最后前者超过后者的变化规律, 反映了随着海冰密集度的增加, 冰速与风速比值趋向于集中在 0~0.02 之间。弗拉姆海峡海冰密集度为 75%~100% 时, 冰速与风速比值呈正态分布, 在 0.02~0.04 分布最多, 两侧都依次下降。在格陵兰海, 海冰密集度对冰速与风速比值影响较小, 不论海冰密集度数值大小, 比值大都分布在 0.02~0.06 之间, 一定程度上反映了该区域海流增大会对冰速与风速比产生较大影响。海洋表面应力随着海冰密集度的增加而增加, 但达到约 60% 的海冰密集度时, 应力达到最大值约 0.07 N/m<sup>2</sup>, 当海冰密集度大于 85% 时, 应力急剧下降<sup>[37]</sup>。图 12 结果显示, 西北极中央区的海冰密集度

在 60%~90% 范围之间与 90%~100% 范围相比, 冰速与风速比值较大, 由于向海洋传递的风应力较大, 从而导致洋流增强和冰速加快。因此, 西北极中央区的海冰密集度为 60%~90% 时, 冰速对风速的响应比较强。由于过去 20 年来海冰覆盖率的减小, 每年经历上述海冰密集度条件超过 30 d 的区域从北极大陆架附近转移到北冰洋内部, 再向格陵兰岛和加拿大群岛北部转移<sup>[37]</sup>。鉴于此, 可以推测海冰对风速强迫增强的区域也会随之发生明显的扩展。

## 4 结论

基于 2018 年 9 月至 2019 年 8 月期间北极海域中 66 个冰基漂流浮标观测的浮标位置数据及 ERA5 大气再分析数据和 AMSR2 海冰密集度卫星遥感数据, 对北极海冰的时空变化进行分析, 并通过分析海盆尺度或沿浮标漂移轨迹的海平面气压、风速和海冰密集度的变化, 探讨了影响北极海冰运动时空变化的主要原因。获得了如下主要结论。

北极海冰的高流速区域集中在弗拉姆海峡以南的格陵兰海域和波弗特海南部与楚科奇海交汇区域。整体来看, 海冰漂移速度由大到小依次为格陵兰海((0.32 ± 0.06) m/s)、弗拉姆海峡((0.17 ± 0.07) m/s)、

波弗特–楚科奇海( $(0.14 \pm 0.05) \text{ m/s}$ )、东北极中央区( $(0.09 \pm 0.02) \text{ m/s}$ )和西北极中央区( $(0.07 \pm 0.03) \text{ m/s}$ )。波弗特–楚科奇海、西北极中央区和东北极中央区的季节变化相似。秋季北极海冰漂移速度较大,而冬季随着海冰的持续冻结,海冰密集度与海冰厚度逐渐增大,降低了海冰对风应力的响应度,因此海冰漂移速度在冬季末至春季有所下降;春季海冰漂移速度的变化幅度较平稳;夏季海冰开始融化,海冰间相互作用减小,更多海冰进入自由漂移状态,因此从5–7月,海冰漂移速度开始增加,在8月海冰漂移速度增至最大值。然而,西北极中央区与东北极中央海区海冰漂移速度的季节变化幅度较小,这与该区域冰情的季节变化不如边缘海强烈有关。

北极海冰运动惯性振荡有较强的季节依赖性和空间异质性,这与海冰密集度变化相一致。这表明随着海冰密集度和内应力的增大,海冰惯性运动变弱。

#### 参考文献:

- [1] Kwok R, Spreen G, Pang S. Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(5): 2408–2425.
- [2] Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(9): 627–637.
- [3] Bi Haibo, Yang Qinghua, Liang Xi, et al. Contributions of advection and melting processes to the decline in sea ice in the Pacific sector of the Arctic Ocean[J]. *The Cryosphere*, 2019, 13(5): 1423–1439.
- [4] Rudels B. Arctic Ocean circulation, processes and water masses: a description of observations and ideas with focus on the period prior to the international polar year 2007–2009[J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 132: 22–67.
- [5] Li Mengmeng, Ke Changqing, Shen Xiaoyi, et al. Investigation of the Arctic Sea ice volume from 2002 to 2018 using multi-source data[J]. *International Journal of Climatology*, 2021, 41(4): 2509–2527.
- [6] Onarheim I H, Eldevik T, Smedsrud L H, et al. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(12): 4917–4932.
- [7] Kumar A, Yadav J, Mohan R. Spatio-temporal change and variability of Barents-Kara sea ice, in the Arctic: Ocean and atmospheric implications[J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 753: 142046.
- [8] Vihma T, Launiainen J, Uotila J. Weddell Sea ice drift: Kinematics and wind forcing[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C8): 18279–18296.
- [9] Wassermann S, Schmitt C, Kottmeier C, et al. Coincident vortices in Antarctic wind fields and sea ice motion[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(15): L15810.
- [10] Nakayama Y, Ohshima K I, Fukamachi Y. Enhancement of sea ice drift due to the dynamical interaction between sea ice and a coastal ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2012, 42(1): 179–192.
- [11] Leppäranta M. *The Drift of Sea Ice*[M]. 2nd ed. Berlin: Springer, 2011.
- [12] Lund B, Graber H C, Persson P O G, et al. Arctic sea ice drift measured by shipboard marine radar[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(6): 4298–4321.
- [13] Olason E, Notz D. Drivers of variability in Arctic sea-ice drift speed[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(9): 5755–5775.
- [14] Gimbert F, Marsan D, Weiss J, et al. Sea ice inertial oscillations in the Arctic Basin[J]. *The Cryosphere*, 2012, 6(5): 1187–1201.
- [15] Lammert A, Brümmer B, Kaleschke L. Observation of cyclone-induced inertial sea-ice oscillation in Fram Strait[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(10): L10503.
- [16] Zhang Jinlun, Lindsay R, Schweiger A, et al. Recent changes in the dynamic properties of declining Arctic sea ice: a model study[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(20): L20503.
- [17] Proshutinsky A Y, Johnson M. Two regimes of the Arctic's circulation from ocean models with ice and contaminants[J]. *Marine Pollution Bulletin*, 2001, 43(1/6): 61–70.

海冰运动惯性振荡的初始强度主要取决于风应力,但在高密度冰区较大的冰内应力使得惯性振荡的信号非常弱,甚至不会被识别。较低 IMI 与较大的风速有关,因为增强的风力可增加冰内应力并降低冰运动对科氏力的响应。

西北极中央区和东北极中央区海冰场较为密集,海冰漂移速度受风速影响较小,海冰密集度大于 90% 时,冰速与风速的比值集中在 0~0.02 之间;波弗特–楚科奇海随着海冰密集度的增加,冰速与风速的比值分布峰值从 0.02~0.04 向 0~0.02 变化;由于受到穿极流影响,弗拉姆海峡比值在 0.02~0.04 之间分布较多,格陵兰海不论海冰密集度数值大小,比值大都分布在 0.02~0.06 之间,相比其他海区冰速与风速比值较大。穿极流下游的弗拉姆海峡和格陵兰海的海冰漂移速度与风速比值增大反映了表层海流的增大,且该比值随着纬度的降低有增加的趋势。

- [18] 曹勇, 赵进平. 2011–2014年中国北极物理海洋学的研究进展[J]. 海洋学报, 2015, 37(11): 1–10.  
Cao Yong, Zhao Jinping. Progress in Arctic physical oceanography in China during 2011–2014[J]. Haiyang Xuebao, 2015, 37(11): 1–10.
- [19] Lei Ruibo, Gui Dawei, Hutchings J K, et al. Backward and forward drift trajectories of sea ice in the northwestern Arctic Ocean in response to changing atmospheric circulation[J]. *International Journal of Climatology*, 2019, 39(11): 4372–4391.
- [20] Krumpfen T, Birrien F, Kauker F, et al. The MOSAiC ice floe: sediment-laden survivor from the Siberian shelf[J]. *The Cryosphere*, 2020, 14(7): 2173–2187.
- [21] Spreen G, Kaleschke L, Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C2): C02S03.
- [22] Chang X, Ye L, Zuo G, et al. Characteristics of sea ice kinematics from the marginal ice zone to the packed ice zone observed by buoys deployed during the 9th Chinese Arctic Expedition[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2022, 41(7): 113–127.
- [23] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5[J]. *ECMWF Newsletter*, 2019, 159: 17–24.
- [24] Lei Ruibo, Hoppmann M, Cheng B, et al. Seasonal changes in sea ice kinematics and deformation in the Pacific sector of the Arctic Ocean in 2018/19[J]. *The Cryosphere*, 2021, 15(3): 1321–1341.
- [25] Womack A, Vichi M, Alberello A, et al. Atmospheric drivers of a winter-to-spring Lagrangian sea-ice drift in the eastern Antarctic marginal ice zone[J]. *Journal of Glaciology*, 2022, 68(271): 999–1013.
- [26] Li Zhe, Ding Qinghua, Steele M, et al. Recent upper Arctic Ocean warming expedited by summertime atmospheric processes[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 362.
- [27] Spreen G, Kwok R, Menemenlis D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(19): L19501.
- [28] Gui Dawei, Pang Xiaoping, Lei Ruibo, et al. Changes in sea ice kinematics in the Arctic outflow region and their associations with Arctic Northeast Passage accessibility[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2019, 38(8): 101–110.
- [29] Li Linghan, Miller A J, McClean J L, et al. Processes driving sea ice variability in the Bering Sea in an eddying ocean/sea ice model: anomalies from the mean seasonal cycle[J]. *Ocean Dynamics*, 2014, 64(12): 1693–1717.
- [30] Lei Ruibo, Gui Dawei, Hutchings J K, et al. Annual cycles of sea ice motion and deformation derived from buoy measurements in the western Arctic Ocean over two ice seasons[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(6): e2019JC015310.
- [31] Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018)[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(10): 105005.
- [32] Rampal P, Weiss J, Marsan D. Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C5): C05013.
- [33] Vihma T, Tisler P, Uotila P. Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989–2009[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(2): L02501.
- [34] Docquier D, Massonnet F, Barthélemy A, et al. Relationships between Arctic sea ice drift and strength modelled by NEMO-LIM3.6[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 2829–2846.
- [35] Haller M, Brümmer B, Müller G. Atmosphere–ice forcing in the transpolar drift stream: results from the DAMOCLES ice-buoy campaigns 2007–2009[J]. *The Cryosphere*, 2014, 8(1): 275–288.
- [36] Kwok R, Rothrock D A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(15): L15501.
- [37] Martin T, Steele M, Zhang J L. Seasonality and long-term trend of Arctic Ocean surface stress in a model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(3): 1723–1738.

## Analysis of spatiotemporal changes in Arctic sea ice motion characteristics in 2018–2019 using ice-based buoy data

Li Jingyue<sup>1,2</sup>, Lei Ruibo<sup>2</sup>, Li Na<sup>2</sup>, Chang Xiaomin<sup>1</sup>

(1. College of Water Resources Science and Engineering, Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030024, China; 2. Key Laboratory for Polar Science, Ministry of Natural Resources, Polar Research Institute of China, Shanghai 200136, China)

**Abstract:** Sea ice motion is an important factor affecting Arctic sea ice advection and spatial redistribution of mass balance. Based on the data collected by 66 ice-based drifting buoys deployed in the Arctic Ocean from September 2018 to August 2019, combined with atmospheric reanalysis data and passive microwave sea ice concentration

product, we calculated the sea ice drifting speed, the ice-wind speed ratio and the inertial intensity of sea ice motion, so as to characterize the temporal and spatial changes of Arctic sea ice kinematic parameters over a full ice season, and analyse the correlation between ice-wind speed ratio and sea ice concentration. Seasonally, the sea ice drift speed in the Beaufort-Chukchi Sea, the central eastern Arctic Ocean and the central western Arctic Ocean showed a decreasing trend in autumn and winter and an increasing trend in spring and summer. Spatially, the Greenland Sea ( $(0.32 \pm 0.06)$  m/s) had the highest sea ice drift speed, followed by the Fram Strait ( $(0.17 \pm 0.07)$  m/s), and those in the Beaufort-Chukchi Sea ( $(0.14 \pm 0.05)$  m/s), the central eastern Arctic Ocean ( $(0.09 \pm 0.02)$  m/s) and the central western Arctic Ocean ( $(0.07 \pm 0.03)$  m/s) were relatively low. On the monthly scale, the ice-wind speed ratio was mainly dominated by sea ice drift speed. The ice-wind speed ratio in the Fram Strait and the Greenland Sea was relatively larger, due to the strong ocean surface current. While the ice-wind speed ratio in the central western Arctic Ocean, the central eastern Arctic Ocean, and the Beaufort-Chukchi Sea was relative low and tended to be distributed between 0–0.02 with the increase in sea ice concentration. The monthly averaged IMI for all buoys was  $0.158 \pm 0.144$ , and the response of ice to wind and the inertial signal of ice motion gradually weakened during the autumn-winter transition and started to strengthen again in spring and summer. Therefore, both of the above parameters can be used as important indicators to indicate the consolidation of ice field.

**Key words:** Arctic Ocean; sea ice motion; sea ice concentration; wind; spatiotemporal variation