

ارتباط بین سالانه پوشش یخ دریای شمالگان و گردش جو در زمستان: یک رویکرد علت و معلولی جدید

سید مرتضی موسوی زاده^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*} و امید علیزاده^۳

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ دانشکده جغرافیا، دانشگاه هومبولت برلین، برلین، آلمان

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۲۳، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۰۲)

چکیده

در این پژوهش، سه رویکرد علت و معلولی در مقیاس زمانی بین سالانه برای بررسی ارتباط زمستانه پوشش یخ دریای شمالگان (SIC) و شار گرمای تلاطمی سطحی (STHF) با استفاده از داده‌های ERA5 در دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ (شامل ۴۴ زمستان) ارزیابی و مقایسه شدند. در ادامه، با ترکیب دو رویکرد دسته‌بندی زمستان‌های دوره مورد مطالعه، براساس علامت بی‌هنجاری‌های SIC و STHF و عمق گرمایش/سرمايش، رویکرد بهبودیافته‌ای برای بررسی برهمکنش یخ دریای شمالگان و گردش جو ارائه شده است. مطابق این رویکرد جدید، زمستان‌های مورد مطالعه به چهار دسته شامل زمستان‌های یخ-رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق یا عمیق و زمستان‌های جو-رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق یا عمیق تقسیم شدند. سپس در هر یک از این دوره‌ها، ارتباط شاخص استاندارد شده SIC با بی‌هنجاری‌های STHF و چگالی مسیره‌های توفان و شدت میانگین حاصل از ردیابی مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به صورت مجزا بررسی شد. بر مبنای رویکرد جدید، اثر گردش جو بر SIC در زمستان‌های جو-رانده بسته به عمق گرمایش/سرمايش روی ناحیه تغییرپذیری SIC، می‌تواند متفاوت باشد. برای ناحیه دریای بارنتز-کارا (BKS)، زمستان‌های جو-رانده با گرمایش/سرمايش عمیق (۹ زمستان با انحراف معیار شاخص SIC برابر با ۱/۰۷) نماینده مناسبی از زمستان‌هایی هستند که در آنها جو در حال کنترل SIC است، در حالی که برای ناحیه دریای چوکچی-برینگ (CBS)، بهتر است زمستان‌های جو-رانده با گرمایش/سرمايش عمیق (۱۷ زمستان با انحراف معیار شاخص SIC برابر با ۱/۳۰) و کم عمق (۲۷ زمستان با انحراف معیار شاخص SIC برابر با ۰/۷۴) به صورت مجزا بررسی شوند. همچنین در ناحیه BKS، تمام زمستان‌های دارای گرمایش/سرمايش عمیق نماینده دوره‌هایی نیستند که جو در حال کنترل یخ دریا است و تغییر SIC در این ناحیه می‌تواند با گرمایش/سرمايش عمیق نیز همراه باشد؛ ولی در ناحیه CBS، تغییر SIC غالباً گرمایش/سرمايش کم عمق را به همراه دارد.

کلید واژه: یخ دریای شمالگان، گرمایش شمالگان، دریای بارنتز-کارا، گردش جو، مسیره‌های توفان

۱ مقدمه

در چند دهه اخیر، هم‌زمان با افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای، اقلیم زمین به‌ویژه منطقه شمالگان دستخوش تغییرات قابل‌توجهی شده است. علاوه بر کاهش یخ دریا و پوشش برف، دمای نزدیک سطح زمین نیز در منطقه شمالگان از ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۲ با آهنگی بیش از دوبرابر سایر عرض‌های نیمکره شمالی در حال افزایش بوده است (کوهن و همکاران، ۲۰۱۴). این در حالی است که پژوهش‌های جدیدتر نشان‌دهنده گرمایش حدود چهار برابر سریع‌تر شمالگان نسبت به سایر عرض‌های نیمکره شمالی هستند (علیزاده و لین، ۲۰۲۱؛ رانتانن و همکاران، ۲۰۲۲).

هم‌زمانی گرمایش سریع شمالگان با برخی از بی‌هنجاری‌های اقلیمی در عرض‌های میانی (کوهن و همکاران، ۲۰۱۴)، سؤال‌هایی ایجاد کرده است که همچنان پاسخ دقیق آنها مشخص نیست. برای نمونه، سرمایش زمستانی خشکی‌های نیمکره شمالی در دهه‌های اخیر، که بعد از پژوهش اورلند و همکاران (۲۰۱۱) به الگوی "شمالگان گرم-قاره‌های سرد" موسوم شد، این سؤال را به‌وجود آورده است که آیا گرمایش اخیر شمالگان یا سایر تغییرات اقلیمی مشاهده شده در عرض‌های میانی دلیل اصلی زمستان‌های سرد اوراسیا و آمریکای شمالی بوده است؟ طی دهه‌های گذشته، به‌دلیل گرمایش شدیدتر منطقه شمالگان در مقایسه با دیگر مناطق زمین، پژوهش‌های زیادی در ارتباط با سازوکارهای گرمایش شمالگان و اثرات آن انجام شده است (برای نمونه، پتوخوف و سمنوف، ۲۰۱۰؛ اورلند و همکاران، ۲۰۱۱؛ مری و همکاران، ۲۰۱۴؛ فرانسیس و واورس، ۲۰۱۵؛ کوگ و همکاران، ۲۰۱۵). بارنز و اسکرین (۲۰۱۵) تأثیر گرمایش سریع شمالگان بر جریان جتی عرض‌های میانی را در قالب سه سؤال مطرح کردند که "اکنون چه اثری دارد؟"، "می‌تواند چه اثری داشته باشد؟" و "چه اثری خواهد

داشت؟". پاسخ به سؤال "اکنون چه اثری دارد؟" چالشی در مباحث اقلیمی است، زیرا تغییرپذیری درونی عرض‌های میانی زیاد و مدت زمان سپری‌شده از آغاز گرمایش سریع اخیر شمالگان کوتاه است. در نتیجه ممکن است که اثر گرمایش شمالگان توسط نوفه‌های ناشی از تغییرپذیری درونی اقلیم پنهان شده باشد. پاسخ به دو سؤال "می‌تواند چه اثری داشته باشد" و "چه اثری خواهد داشت" نیز به‌دلیل تفاوت روش‌های بررسی و عدم اطمینان به درستی نتایج شبیه‌سازی مدل‌ها، همچنان با چالش همراه است.

گروهی از پژوهش‌ها نشان داده‌اند که گرمایش سریع شمالگان منجر به کاهش شیو نصف‌النهاری دما بین عرض‌های میانی نیمکره شمالی و شمالگان می‌شود (برای نمونه، واورس، ۲۰۱۸). این کاهش شیو نصف‌النهاری دما می‌تواند منجر به جریان جتی موجی‌تر و ضعیف‌تر (فرانسیس و واورس، ۲۰۱۵)، کاهش رخداد و شدت توفان‌ها (هی و همکاران، ۲۰۲۳)، انتشار ضعیف‌تر امواج راسبی (فرانسیس و واورس، ۲۰۱۲)، تغییر مسیرهای توفان به‌ویژه در قطاع اطلس شمالی (سپستاد و بادلر، ۲۰۰۹)، تغییرات منطقه‌ای در گردش و ردسپهری (ناکامورا و همکاران، ۲۰۱۶) و تغییر در رویدادهای بندال به‌دلیل کاهش شیو دمایی استوا - شمالگان (حسن‌زاده و کوانگک، ۲۰۱۵) شود.

یکی از مهم‌ترین چالش‌ها در ارتباط با اثرات گرمایش شمالگان این است که سهم عوامل محلی و غیرمحلی در گرمایش سریع شمالگان چگونه است. برای نمونه، چه سهمی از گرمایش شمالگان ناشی از گرمایش انسان‌زاد و چه سهمی ناشی از تغییرپذیری درونی گردش کلی جو و اقیانوس است. اگر گرمایش سریع شمالگان بیشتر ناشی از تغییرات غیرمحلی باشد، این رخداد به‌عنوان یک پاسخ اقلیمی، نه یک واداشت، در نظر گرفته خواهد شد. بنابراین، تغییرات مشاهده شده در عرض‌های میانی که به گرمایش سریع شمالگان نسبت داده شده‌اند، غالباً واکنشی به تغییرات

برخی از پژوهش‌ها از شبیه‌سازی‌های عددی برای ارزیابی اثر کاهش یخ دریا در شمالگان بر الگوهای جوّی نیمکره شمالی، به‌ویژه بر زمستان‌های سرد خشکی‌های عرض‌های میانی، استفاده کرده‌اند (سان و همکاران، ۲۰۱۵؛ چن و همکاران، ۲۰۱۶؛ مک کاستر و همکاران، ۲۰۱۶؛ دای و سونگ، ۲۰۲۰). روش استفاده شده در این گروه از پژوهش‌ها، جداسازی پاسخ جوّ به کاهش یخ دریا توسط واداشت مدل با شرایط کاهش یخ دریا و مقایسه آن با پاسخ جوّی حاصل از شبیه‌سازی عددی با حالت بدون کاهش یخ دریا است. این گروه از پژوهش‌ها هیچ ارتباط قوی بین کاهش یخ دریای شمالگان و الگوهای جوّی عرض‌های میانی در زمستان، پیدا نکردند. برای نمونه، دای و سونگ (۲۰۲۰) با استفاده از چنین رویکردی، نشان دادند که اثرات اقلیمی گرمایش سریع شمالگان در خارج از عرض‌های بالایی نیمکره شمالی کوچک است. در مقابل، برخی دیگر از پژوهش‌ها، براساس مشاهدات و بررسی شبیه‌سازی‌های عددی اثر قابل‌توجه کاهش یخ دریا بر الگوهای جوّی نیمکره شمالی را نشان دادند (برای نمونه، کیم و همکاران، ۲۰۱۴؛ موری و همکاران، ۲۰۱۴؛ کوگ و همکاران، ۲۰۱۵). اغلب پژوهش‌های مبتنی بر شبیه‌سازی‌های عددی که اثرات گرمایش شمالگان را غیر محسوس عنوان کرده‌اند، کاهش وسعت یخ دریا را به‌عنوان نماینده گرمایش شمالگان در نظر گرفته‌اند، در حالی که کاهش وسعت یخ دریا تنها یکی از عوامل مؤثر بر گرمایش سریع شمالگان است. برای نمونه، پرلویتز و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که تأثیر مستقیم کاهش وسعت یخ دریا بر گرمایش سریع شمالگان کمتر از ۲۰ درصد است. بنابراین در مدل‌های اقلیمی که پاسخ گردش کلی جوّ به کاهش یخ دریا، بدون در نظر گرفتن دیگر عوامل انسان‌زاد مؤثر در گرمایش سریع شمالگان شبیه‌سازی می‌شود، پاسخ گردش کلی جوّ به گرمایش سریع شمالگان یا مشاهده نشده و یا

درونی اقلیم خواهند بود (کوهن و همکاران، ۲۰۲۰). از طرفی دیگر، تغییرپذیری درونی اقلیم می‌تواند اثر گرمایش سریع شمالگان بر برخی از رویدادهای جوّی را تضعیف/تقویت کرده و در نتیجه یافتن اثرات گرمایش شمالگان را دشوار کند (شفرد، ۲۰۱۶).

یکی دیگر از چالش‌های موجود، جفت‌شدگی الگوی‌های گردش کلی جوّ و تغییرپذیری یخ دریا است، به‌طوری که تشخیص اثر یخ دریا بر گردش جوّ را دشوار می‌کند. برای نمونه، کاهش یخ دریا در دریای بارنتز-کارا منجر به تقویت بندال اورال می‌شود (اینو و همکاران، ۲۰۱۲) و از طرفی، این بندال تقویت‌یافته باعث افزایش تابش طول‌موج بلند پایین‌سو روی ناحیه بارنتز-کارا می‌شود که خود موجب افزایش ذوب یخ دریا یا کاهش سرعت یخ‌زایی می‌شود. همچنین، افزایش یخ دریا در ناحیه بارنتز-کارا موجب تضعیف بندال اورال می‌شود که این خود باعث کاهش تابش طول‌موج بلند پایین‌سو روی ناحیه بارنتز-کارا شده که در نتیجه آن وسعت یخ دریا افزایش بیشتری می‌یابد و یا سرعت یخ‌زایی را افزایش می‌دهد. چنین چرخه‌ای، یک چرخه بازخوردی مثبت است. بنابراین، وقتی از میانگین‌های فصلی یا حتی ماهانه برای بررسی اثر یخ دریا بر گردش کلی جوّ استفاده شود، به‌دلیل وجود چنین چرخه بازخوردی، معلوم نیست که در هر فصل/ماه، یخ دریا در حال کنترل گردش کلی جوّ است یا برعکس. از این‌رو در بررسی اثر کاهش یخ دریا بر گردش کلی جوّ، پژوهش‌های زیادی ارتباط یخ دریا و گردش جوّی را در مقیاس زمانی روزانه بررسی کرده‌اند (برای نمونه، پارک و همکاران، ۲۰۱۵؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۷).

وجود چالش‌های فوق، یافتن رابطه علت و معلولی بین گرمایش شمالگان و گردش جوّ عرض‌های میانی را تنها از طریق بررسی همبستگی آماری در داده‌های مشاهداتی دشوار می‌کند. همچنین، این چالش‌ها نتایج حاصل از شبیه‌سازی مدل‌های اقلیمی را نیز مورد تردید قرار می‌دهند.

به صورت ضعیف مشاهده می‌شود (برای نمونه، مک کاستر و همکاران، ۲۰۱۷؛ بلکپورت و همکاران، ۲۰۱۹).

کاهش یخ دریا موجب انتقال لبه نواحی دارای پوشش یخ به سمت عرض‌های بالاتر می‌شود و آب‌های آزاد جدیدی در تماس با جو قرار می‌گیرند که منجر به بی‌هنجاری بالاسوی شار گرمای نهان و گرمای محسوس (از اقیانوس به جو) در نواحی با بی‌هنجاری منفی یخ دریا می‌شود. این افزایش انتقال انرژی از اقیانوس به جو از طریق بی‌هنجاری شار گرمایی تلاطمی سطحی بالاسوی (STHF) ایجاد می‌شود که نقش اساسی در الگوهای اقلیمی منطقه‌ای و گردش جو ایفا می‌کند (دزر، ۲۰۱۰). برای نمونه، بی‌هنجاری بالاسوی STHF روی دریای بارنتز-کارا (BKS) در اواخر پاییز، سامانه پرفشار سیبری را در زمستان تقویت کرده و در نتیجه به افزایش فرارفت جنوب‌سوی هوای سرد بر فراز شرق اوراسیا در اوایل زمستان کمک می‌کند (هوندا و همکاران، ۲۰۰۹). از این رو برخی از پژوهش‌ها، سرمایش زمستانه اوراسیا در دهه‌های اخیر را به کاهش یخ دریا در BKS نسبت می‌دهند (برای نمونه، پتوخوف و سمونوف، ۲۰۱۰). علاوه بر این، بی‌هنجاری STHF روی BKS نقش مهمی در تغییر شیو دمای نصف‌النهاری نزدیک سطح و بادهای مداری ایفا می‌کند (پتوخوف و سمونوف، ۲۰۱۰؛ اوتن و ایسو، ۲۰۱۲) که این خود پیامدهایی بر مسیرهای توفان و شکل‌گیری بی‌هنجاری جریان واچرخندی سرد در شمال اوراسیا دارد (اینو و همکاران، ۲۰۱۲). با این حال در برخی از زمستان‌ها، بی‌هنجاری بالاسوی STHF (از اقیانوس به جو) همبسته با کاهش پوشش یخ دریا، با بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF (از جو به اقیانوس) در استواسوی ناحیه ذوب یخ دریا همراه است. چنین الگوی دوقطبی در بی‌هنجاری STHF، ناشی از فرارفت هوای گرم از عرض‌های پایین‌تر به سمت شمالگان است که پیامدی از تغییرپذیری درونی گردش جو است (دزر و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین با استفاده از علامت

بی‌هنجاری وسعت یخ دریا و STHF می‌توان دوره‌هایی که یخ دریا عامل اصلی کنترل جو است یا حداقل تغییرپذیری درونی گردش جو عامل اصلی ذوب یخ دریا نیست را از دوره‌هایی که جو عامل اصلی کنترل یخ دریا است، تفکیک کرد. اگر در دوره‌ای بی‌هنجاری منفی وسعت یخ دریا همراه با بی‌هنجاری بالاسوی STHF باشد، به احتمال زیاد کاهش یخ دریا ناشی از تغییرپذیری درونی گردش جو نیست. در مقابل، اگر بی‌هنجاری منفی وسعت یخ دریا همراه با بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF باشد، به احتمال زیاد کاهش یخ دریا ناشی از تغییرپذیری درونی گردش جو خواهد بود (بلکپورت و همکاران، ۲۰۱۹).

با توجه به سازوکار اشاره شده، بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹) تأثیر کاهش یخ دریای زمستانه در BKS و CBS را بر دمای سطحی و فشار سطح دریا در نیمکره شمالی بررسی کردند. بدین منظور آنها از رویکردی مبتنی بر علامت بی‌هنجاری وسعت یخ دریا و STHF در نواحی BKS و CBS استفاده کردند. براساس این رویکرد، آنها زمستان‌ها را به دو دوره دسته‌بندی کردند: زمستان‌هایی که گردش جو باعث تغییر بین‌سالانه وسعت یخ دریا می‌شود (زمستان‌های جو - رانده) و زمستان‌هایی که تغییر وسعت یخ دریا باعث تغییر در گردش جو می‌شود (زمستان‌های یخ - رانده). آنها نتیجه گرفتند که تغییرات گردش جو همزمان باعث زمستان‌های سردتر اوراسیا و کاهش یخ BKS شده است، در حالی که کاهش یخ دریای BKS تأثیر حداقلی بر سرمایش زمستانه عرض‌های میانه اوراسیا دارد. همچنین آنها برای تأیید نتایج خود از روش پیش‌فاز-پس‌فاز زمانی با تأخیر یک ماهه استفاده کرده و نشان دادند که ضرایب وایازش دمای سطحی و فشار سطح دریا بر شاخص یخ دریا در دوره‌های جو - رانده شباهت زیادی به ضرایب وایازش دمای سطحی و فشار سطح دریا با پیش‌فازی یک ماهه نسبت به شاخص یخ دریا دارد و برعکس.

به‌ویژه در فصل زمستان، عمدتاً از طریق سه مجرای اصلی وارد شمالگان می‌شوند که شامل آرام شمالی، دریای لابرادور و مهم‌تر از همه، اطلس شمالی هستند (وودز و همکاران، ۲۰۱۳؛ دوفور و همکاران، ۲۰۱۶؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۱۴۰۳a). در دهه‌های اخیر، علاوه بر کاهش وسعت، ضخامت یخ دریا در شمالگان نیز کاهش یافته است. یخ دریای نازک‌تر، کاهش وسعت سریع‌تری دارد و در برابر بادهای قوی و امواج دریاییِ توفان‌رانده آسیب‌پذیرتر است. از این‌رو، انتظار می‌رود که نازک شدن یخ دریا در پاسخ به گرمایش سریع شمالگان در دهه‌های اخیر، با تشدید اثر توفان‌ها بر پوشش یخ دریای شمالگان همراه باشد (سیموندز و همکاران، ۲۰۰۸؛ سیموندز و کی، ۲۰۰۹).

در پژوهش حاضر، برای اولین بار در بررسی ارتباط گرمایش شمالگان و بی‌هنجاری STHF در مقیاس زمانی بین‌سالانه، دو رویکرد دسته‌بندی زمستان‌های دوره مورد مطالعه شامل دسته‌بندی زمستان‌ها براساس علامت بی-هنجاری‌های STHF و پوشش یخ دریا (SIC) (بلکپورت و همکاران، ۲۰۱۹) و عمق گرمایش/سرمايش (هی و همکاران، ۲۰۲۰)، و همچنین روش پیش‌فاز-پس‌فاز با تأخیر زمانی یک ماهه استفاده شده‌اند. هر یک از این رویکردها قابل کاربست روی داده‌های بازتحلیل و خروجی مدل‌ها هستند، هرچند تمرکز این پژوهش بر داده‌های بازتحلیل ERA5 است. به‌علاوه در این پژوهش، میانگین‌های فصلی بررسی می‌شوند، در حالی که هر یک از این روش‌ها قابلیت به‌کارگیری در مقیاس‌های زمانی درون فصلی را نیز دارند. در ادامه، با ترکیب دو رویکرد دسته‌بندی اشاره شده برای زمستان‌های دوره مورد مطالعه، یک رویکرد جدید بهبودیافته نسبت به روش بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹) و هی و همکاران (۲۰۲۰) برای بررسی ارتباط یخ دریای شمالگان و گردش جوئی در مقیاس زمانی بین‌سالانه ارائه می‌شود. به کمک این رویکرد جدید، رابطه

برخی از پژوهش‌های جدید دوره مورد مطالعه را به دوره‌های با گرمایش عمیق و گرمایش کم‌عمق روی ناحیه ذوب یخ دریا دسته‌بندی کرده‌اند (برای نمونه، هی و همکاران، ۲۰۲۰؛ لی و همکاران، ۲۰۲۳). این دسته از پژوهش‌ها دوره‌های همراه با گرمایش عمیق و کم‌عمق روی ناحیه کاهش یخ دریا را از یکدیگر جدا کرده و هر یک را به صورت مجزا بررسی کرده‌اند. هی و همکاران (۲۰۲۰) با بررسی نتایج شبیه‌سازی‌های عددی نشان دادند که رخداد زمستان‌های سرد اوراسیا همراه با گرمایش عمیق نسبت به زمستان‌های همراه با گرمایش کم‌عمق روی ناحیه دریای بارنتز-کارا متداول‌تر است. همچنین آنها نتیجه گرفتند که زمستان‌های با گرمایش عمیق به کاهش یخ دریا مربوط نبوده و در مقابل، ناشی از فرارفت رطوبت و گرما از اطلس شمالی به شمالگان است. ژو و همکاران (۲۰۲۳) نشان دادند که در نبود جفت‌شدگی وردسپهر-پوشن‌سپهر در شبیه‌سازی‌های عددی، کاهش یخ دریا تنها منجر به گرمایش کم‌عمق روی ناحیه ذوب یخ دریا می‌شود، در حالی که در مطالعه هی و همکاران (۲۰۲۰) جفت‌شدگی وردسپهر-پوشن‌سپهر در نظر گرفته نشده است.

یکی از سازوکارهای اصلی ذوب یخ دریا در شمالگان افزایش شار قطب‌سوی رطوبت و گرما از عرض‌های میانی به عرض‌های بالاتر است. انتقال جوئی رطوبت و گرما به شمالگان عمدتاً از طریق نفوذ هوای گرم و مرطوب مرتبط با توفان‌های برون‌حاره‌ای (سوربرگ و والش، ۲۰۰۸؛ دوفور و همکاران، ۲۰۱۶؛ فیرون و همکاران، ۲۰۲۱) و شکست امواج راسبی (لیو و بارنتز، ۲۰۱۵) فراهم می‌شود. در زمستان، فقدان تابش طول‌موج کوتاه در شمالگان همراه با افزایش فعالیت توفان‌های برون‌حاره‌ای، اهمیت نقش سامانه‌های چرخندی در کنترل پوشش یخ دریای شمالگان را افزایش می‌دهد. بنابراین مورد انتظار است که اثر مسیرهای توفان بر ذوب یخ دریای شمالگان در زمستان‌ها شدیدتر از سایر فصل‌ها باشد. توفان‌های برون‌حاره‌ای،

با تفکیک زمانی ماهانه و تفکیک مکانی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ است.

۱-۲ دو روش دسته‌بندی زمستان‌ها و روش پیش‌فاز-پس‌فاز زمانی

کاهش SIC می‌تواند سبب بی‌هنجاری STHF از سطح به جو شود که پیامد آن گرم‌تر و مرطوب‌تر شدن جو است (هوندا و همکاران، ۲۰۰۹؛ دسر و همکاران، ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰). برخی از پژوهش‌ها، اثر کاهش یخ دریا در گردش کلی جو را از طریق افزایش STHF دریا به اقیانوس در ناحیه کاهش یخ دریا عنوان کرده‌اند (هوندا و همکاران، ۲۰۰۹؛ دسر و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین گردش بزرگ‌مقیاس جو از طریق فرایندهای ترمودینامیکی و دینامیکی می‌تواند باعث تغییر در پوشش یخ دریا شود (پارک و همکاران، ۲۰۱۵). برای نمونه، ورود هوای گرم و مرطوب به شمالگان می‌تواند ذوب یا کاهش سرعت رشد یخ دریا را از طریق افزایش تابش طول‌موج بلند پایین سو به همراه داشته باشد (پارک و همکاران، ۲۰۱۵؛ لی و همکاران، ۲۰۱۷)؛ در چنین شرایطی بی‌هنجاری STHF اغلب از جو به دریا است. بنابراین در دوره‌های ذوب یخ دریا، مقادیر منفی بی‌هنجاری STHF نشان می‌دهد که جو در حال کنترل یخ دریا است، در حالی که مقادیر مثبت آن نشان می‌دهد که یخ دریا در حال کنترل جو است.

در مطالعه حاضر، بعد از محاسبه میانگین زمستانی (سه ماه متوالی دسامبر تا فوریه) SIC، STHF، T1000 و T500 با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه، میانگین مکانی هر یک از این چهار میدان در نواحی مورد بررسی یخ دریای شمالگان محاسبه شده است. در نتیجه برای هر ناحیه، چهار سری زمانی SIC و STHF، T1000 و T500 شامل ۴۴ گام زمانی (زمستان) ایجاد شده است. در انتها، پس از حذف روند و میانگین زمانی هر یک از سری‌های زمانی بدست آمده، مقادیر آنها استاندارد شده‌اند؛ یعنی بعد از حذف

علت و معلولی بی‌هنجاری‌های STHF و مسیرهای توفان (با استفاده از چگالی و شدت میانگین به دست آمده از ردیابی مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، V850) با کاهش یخ دریای زمستانه شمالگان بررسی می‌شوند.

ساختار مقاله حاضر به این صورت است که در بخش ۲، داده‌ها و روش مورد استفاده در این مطالعه توضیح داده شده است. در بخش ۳، نتایج مربوط به ارزیابی و مقایسه روش‌های دسته‌بندی زمستان‌ها براساس علامت بی‌هنجاری‌های STHF و SIC، عمق گرمایش/سرمایش و کاربست روش پیش‌فاز-پس‌فاز زمانی با تأخیر یک ماهه و همچنین استفاده از یک رویکرد جدید در دسته‌بندی زمستان‌ها ارائه می‌شود. در بخش ۴ نیز جمع‌بندی نتایج این مطالعه و نتیجه‌گیری آورده شده است.

۲ داده‌ها و روش کار

در این پژوهش، از داده‌های ERA5 مربوط به زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ استفاده شده است. شناسایی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی در فصل زمستان با به‌کارگیری کد ردیابی ویژگی‌ها (Hajj, 1994, 1995) و روی مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (V850) انجام شده است. به این منظور از V850 با تفکیک زمانی ۳ ساعت و تفکیک مکانی T128 در یک شبکه گاوسی برای ردیابی توفان‌ها استفاده شده است ولی در بررسی‌ها فقط نتایج مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 آورده شده است. توضیحات تکمیلی مربوط به روش ردیابی ویژگی‌ها به کار رفته در این مطالعه برای شناسایی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی در موسوی زاده و همکاران (۱۴۰۳a) ارائه شده است. دیگر میدان‌های مورد استفاده شامل SIC، STHF، دمای ترازهای ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (T1000) و ۵۰۰ هکتوپاسکال (T500)

عمیق و گرمایش/سرمایش کم عمق تبدیل می‌شود و مشابه روش زمستان‌های یخ - رانده و جوّ - رانده، وایازش خطی میدان‌های جوّی مورد بررسی بر شاخص استاندارد شده SIC برای دو دوره شامل زمستان‌های با گرمایش/سرمایش عمیق و گرمایش/سرمایش کم عمق انجام شده است.

به‌عنوان روشی مستقل برای استنتاج رابطه علت و معلولی و اطمینان از نتایج حاصل از روش دسته‌بندی فیزیکی زمستان‌ها براساس علامت STHF و SIC و نیز عمق گرمایش/سرمایش، از وایازش خطی پیش‌فاز-پس‌فاز با تأخیر یک ماهه برای میدان STHF استفاده شده است. پیش‌فازی و پس‌فازی یک ماهه در این پژوهش نشان می‌دهد که برای میدان STHF، زمستان به ترتیب به صورت سه ماه متوالی شامل نوامبر-دسامبر-ژانویه (NDJ) و ژانویه-فوریه-مارس (JFM) تعریف می‌شود. همچنین قبل از انجام وایازش‌های خطی، روند خطی و میانگین زمانی از میانگین‌های فصلی میدان‌های مورد بررسی حذف شده‌اند. به‌علاوه در تمام موارد، معناداری آماری وایازش‌های خطی یا همبستگی‌های آماری با استفاده از آزمون t-test Student دوطرفه آزمایش شده‌اند.

۲-۲ تعیین نواحی با بیشترین تغییرپذیری یخ دریا
در مقیاس زمانی بین‌سالانه، برخی از نواحی شمالگان تغییرپذیری SIC بیشتری نسبت به سایر نواحی دارند. این نواحی به دلیل برهم‌کنش قوی‌تر با گردش‌های جوّی عرض‌های میانی، در پژوهش‌های اقلیمی مربوط به ارتباط شمالگان با گردش جوّ از اهمیت بیشتری برخوردارند. از سوی دیگر، نواحی دارای تغییرپذیری زیاد SIC همراه با تغییرپذیری بزرگتر STHF هستند. مطابق شکل‌های ۱-الف تا ۱-ت، تغییرپذیری بی‌هنجاری SIC در فصل‌های زمستان و بهار نسبت به پاییز و تابستان بیشتر است. در زمستان و بهار، بیشترین تغییرپذیری بی‌هنجاری SIC در دریا‌های بارنتز-کارا، گرینلند، برینگ و تا حدی چوکچی و همچنین خلیج

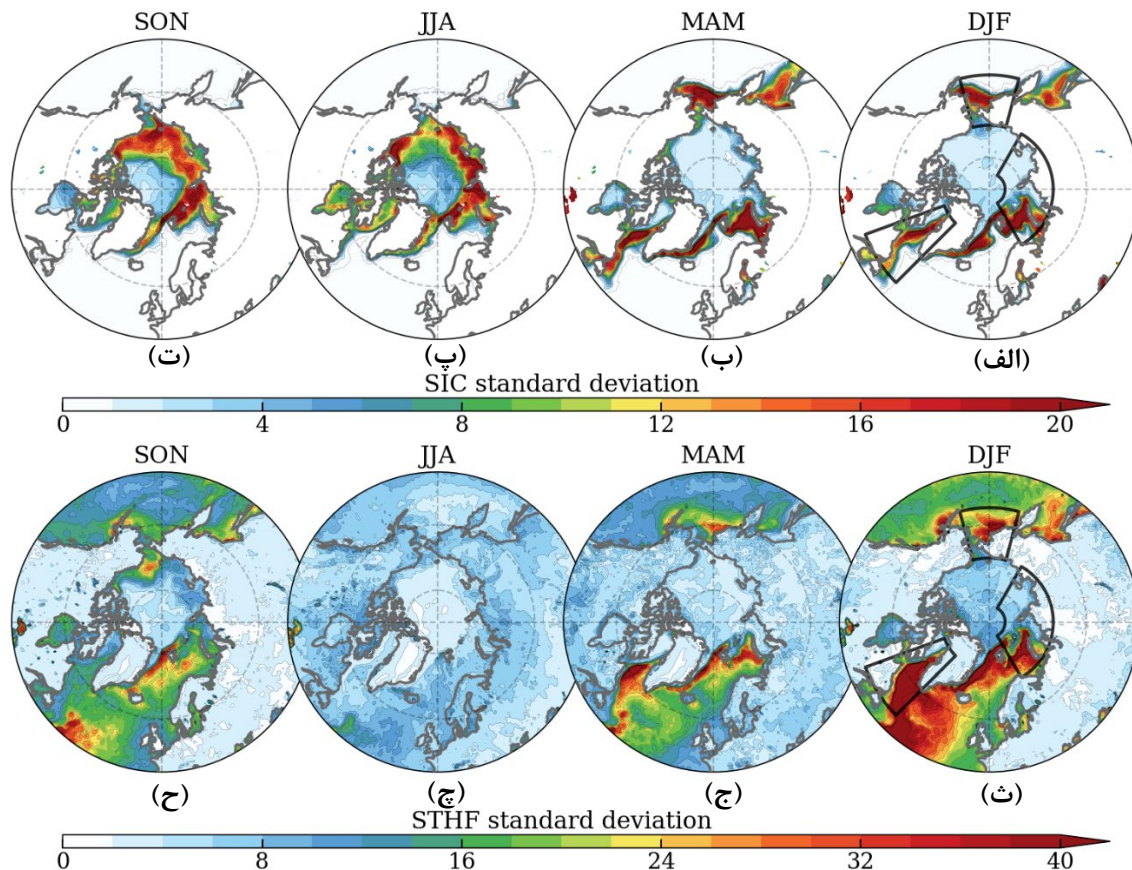
روند و میانگین، مقادیر هر سری زمانی بر انحراف معیار تقسیم شده است. بنابراین نقشه‌های وایازش ارائه شده در بخش نتایج، میدان مرتبط با یک انحراف معیار در SIC را نشان می‌دهند. از آنجا که در پژوهش‌های مربوط به ارتباط شمالگان با گردش جوّی، کاهش یخ دریا بیشتر مورد توجه است، بدین علت علامت شاخص استاندارد شده SIC قرینه شده است تا نقشه‌های وایازش خطی، میدان مرتبط با کاهش یک انحراف معیار در SIC را نشان دهند.

مطابق تعریف بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹)، در زمستان‌های یخ - رانده، بی‌هنجاری SIC منفی (مثبت) و بی‌هنجاری STHF مثبت (منفی) است (STHF از اقیانوس به جوّ مثبت در نظر گرفته می‌شود). از این‌رو، در زمستان‌های یخ - رانده بی‌هنجاری‌های SIC و STHF علامت مخالف دارند. این در حالی است که در زمستان‌های جوّ - رانده، هم SIC و هم STHF کمتر (بیشتر) از میانگین و یا منفی (مثبت) هستند. بنابراین، در زمستان‌های جوّ - رانده بی‌هنجاری‌های SIC و STHF علامت مشابه دارند. با در نظر گرفتن این رویکرد، شاخص استاندارد شده SIC به دو شاخص مجزا برای زمستان‌های جوّ - رانده و یخ - رانده تبدیل می‌شود. در ادامه، وایازش خطی میدان‌های جوّی مورد بررسی بر شاخص استاندارد شده SIC برای سه دوره شامل تمام زمستان‌ها، زمستان‌های یخ - رانده و زمستان‌های جوّ - رانده انجام شده است. همچنین مطابق روش هی و همکاران (۲۰۲۰) برای دسته‌بندی زمستان‌ها براساس رویکرد زمستان‌های با گرمایش/سرمایش عمیق و گرمایش/سرمایش کم عمق، زمستان‌هایی که در آنها بزرگی شاخص استاندارد شده T1000 و T500 هر دو از 0.5std بزرگتر باشند، به‌عنوان زمستان با گرمایش/سرمایش عمیق و سایر زمستان‌ها به‌عنوان زمستان با گرمایش/سرمایش کم عمق در نظر گرفته می‌شوند. در این روش نیز شاخص استاندارد شده SIC به دو شاخص مجزا برای زمستان‌های با گرمایش/سرمایش

دارد و از این رو در زمستان، هرگونه تغییر در وضعیت پوشش یخ دریا یا گردش جو، منجر به تغییرات بزرگ تری در STHF نسبت به سایر فصل‌ها می‌شود. در مقابل، در تابستان به دلیل وجود تابش طول موج کوتاه و شیو دمایی کمتر بین سطح و جو، STHF مقادیر کمتر و تغییر پذیری کمتری دارد.

با توجه به بزرگ تر بودن تغییر پذیری بی‌هنجاری‌های SIC و STHF در فصل زمستان و کوچک بودن تغییر پذیری STHF در سایر فصل‌ها، به ویژه در تابستان، رویکرد فیزیکی بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹) براساس

بافین، تنگه دیویس و دریای لابرادور و در پاییز و تابستان در دریاهای کارا، لاپتو، سیبری شرقی، یفورت و تا حدی دریای گرینلند قرار دارد. همچنین در دریای کوچک، تغییر پذیری یخ دریا در پاییز بیشتر و در تابستان کمتر می‌شود. دریای اخوتسک نیز در زمستان و بهار تغییر پذیری قابل توجهی دارد، ولی به دلیل عدم ارتباط با شمالگان، در پژوهش‌ها کمتر مورد توجه بوده است. براساس شکل‌های ۱-۱ تا ۱-۴، تغییر پذیری بی‌هنجاری STHF در زمستان بزرگ تر و در تابستان کمتر از سایر فصل‌ها است. در زمستان، به دلیل نبود تابش طول موج کوتاه و در نتیجه وجود شیو دمایی بزرگتر بین سطح و جو، STHF مقادیر بزرگتری



شکل ۱. (الف تا ت) انحراف معیار بین‌سالانه پوشش یخ دریا (SIC) برای دوره ۱۹۷۹-۲۰۲۳ در داده‌های ERA5 و (ث تا ح) مانند (الف تا ت) اما برای شار گرمای تلامی سطحی (STHF). میانگین فصلی میدان‌ها بعد از حذف روند و میانگین، برای محاسبه انحراف معیار استفاده شده است. در پنل (الف) و (ت)، نواحی انتخاب شده در این پژوهش برای فصل زمستان نشان داده شده‌اند.

است که شامل دریای بارنتز-کارا (BKS)، دریای چوکچی-برینگ (CBS) و خلیج بافین-تنگه دیویس-دریای لابرادور (BDL) هستند. محدوده جغرافیایی این نواحی شمالگان در جدول ۱ آورده شده است.

علامت بی‌هنجاری‌های SIC و STHF برای فصل زمستان قابلیت به کارگیری داشته ولی برای سایر فصل‌ها توانمندی کافی در جداسازی زمستان‌ها ندارد. در این پژوهش، ۳ ناحیه از منطقه شمالگان با بیشترین تغییرپذیری بی‌هنجاری‌های SIC و STHF در زمستان انتخاب شده

جدول ۱. سه ناحیه شمالگان با بیشترین تغییرپذیری بی‌هنجاری‌های SIC و STHF در فصل زمستان که در این پژوهش به‌عنوان نماینده‌های شمالگان در نظر گرفته شده‌اند.

ناحیه	مختف	عرض و طول جغرافیایی
دریای بارنتز-کارا	BKS	۷۰°N-۸۵°N ۳۰°E-۱۵۰°E
دریای چوکچی-برینگ	CBS	۵۵°N-۷۰°N ۱۶۵°E-۱۵°W
خلیج بافین، تنگه دیویس و دریای لابرادور	BDL	۵۰°N-۷۵°N ۴۵°W-۷۵°W

لازم به ذکر است که اگرچه در برخی زمستان‌ها، مقادیر شاخص SIC و/یا STHF نزدیک به صفر هستند، با این حال چنین زمستان‌ها جزء دوره‌های یخ - رانده یا جو - رانده دسته‌بندی شده‌اند. شاید مناسب‌تر به نظر برسد که براساس مقدار شاخص‌های استاندارد شده، زمستان‌های دوره مورد مطالعه به سه دسته یخ - رانده، جو - رانده و خنثی دسته‌بندی شوند. ما این دسته‌بندی جدید را نیز بررسی کردیم، مشاهده شد که نتایج مربوط به ضرایب وایزش تفاوت کمی پیدا می‌کنند.

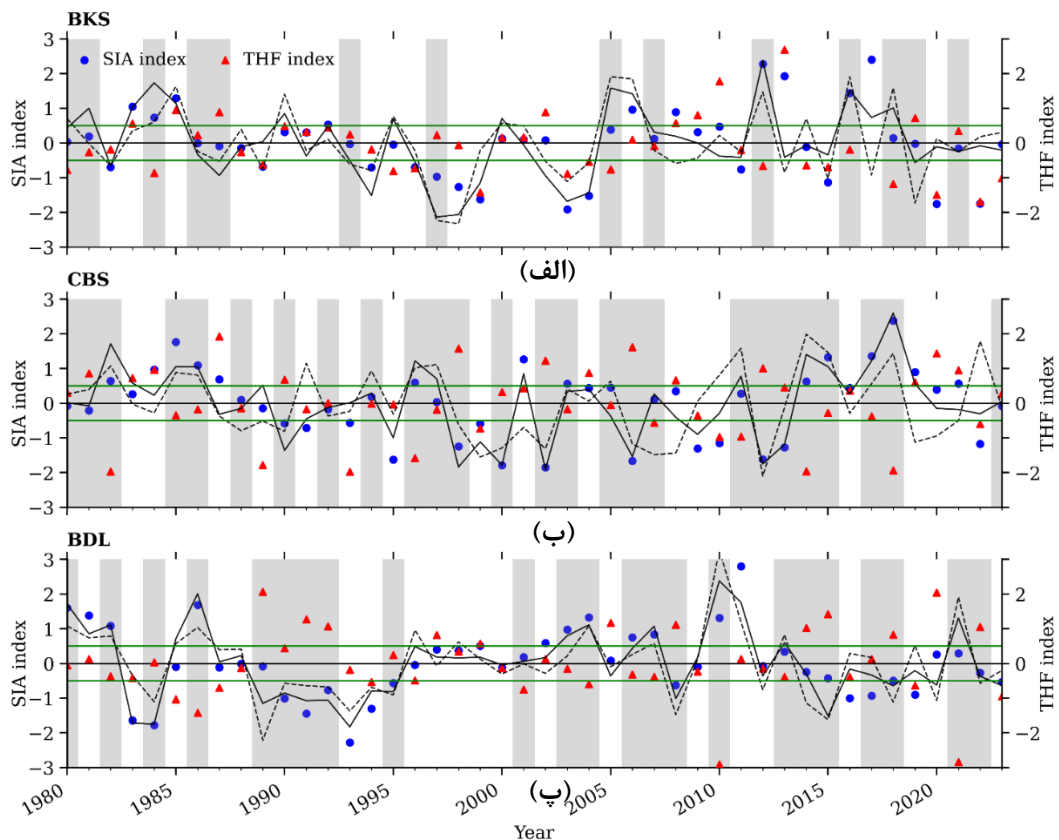
در بخش ۳-۲، دو روش علت و معلولی برای دسته‌بندی زمستان‌ها براساس عمق گرمایش و همچنین علامت بی‌هنجاری‌های STHF و SIC با یکدیگر ترکیب می‌شوند. بر این اساس، زمستان‌های دوره مورد مطالعه به چهار دسته شامل زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق، زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق، زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق و زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق جداسازی می‌شوند. تعداد زمستان‌های مربوط به هر یک از این دوره‌ها و انحراف معیار شاخص یخ دریای مربوط به آنها در جدول ۲ آورده شده است.

با توجه به شکل ۲، در زمستان‌های یخ - رانده کاهش (افزایش) یخ دریا (در این شکل علامت مثبت بی‌هنجاری SIC نشان دهنده کاهش یخ دریا است) همراه با بی‌هنجاری بالاسو یا مثبت (پایین سو یا منفی) STHF است، در حالی که در زمستان‌های جو - رانده کاهش (افزایش) یخ دریا همراه با بی‌هنجاری پایین سو یا منفی (بالاسو یا مثبت) STHF است. مطابق جدول ۲، در ناحیه BKS، ۳۰ زمستان از ۴۴ زمستان مورد مطالعه جزء زمستان‌های یخ - رانده و سایر آنها جزء زمستان‌های جو - رانده محسوب می‌شوند. در ناحیه CBS، ۱۸ زمستان یخ - رانده و ۲۷ زمستان جو - رانده و در ناحیه BDL نیز، ۲۱ زمستان یخ - رانده و ۲۳ زمستان جو - رانده هستند. براساس جدول ۲، تعداد زمستان‌های دارای گرمایش/سرمايش عمیق در نواحی CBS و BKS با تعداد زمستان‌های جو - رانده تفاوت دارد، در حالی که در ناحیه BDL تعداد زمستان‌های دارای گرمایش/سرمايش عمیق و زمستان‌های جو - رانده برابر است.

در بخش ۳-۱، ارتباط شاخص استاندارد شده SIC در دو ناحیه BKS و CBS با بی‌هنجاری‌های STHF در زمستان‌های یخ - رانده و جو - رانده و همچنین زمستان‌های با گرمایش/سرمايش کم عمق و عمیق بررسی شده است.

جدول ۲. تعداد زمستان‌های یخ - رانده و جو - رانده، زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش کم عمق و عمیق و همچنین تعداد زمستان‌ها بعد از ترکیب دو رویکرد دسته‌بندی زمستان‌ها در سه ناحیه مورد مطالعه در جدول ۱. اعداد داخل پرانتز، انحراف معیار شاخص SIC را نشان می‌دهند.

ناحیه	یخ - رانده		جو - رانده		عمیق	کم عمق	جو - رانده	یخ - رانده
	عمیق	کم عمق	عمیق	کم عمق				
BKS	۳۰ (۱/۰۷)	۱۴ (۰/۷۵)	۲۴ (۰/۹۹)	۲۰ (۱/۰۱)	۱۹ (۱/۱۲)	۱۱ (۰/۹۷)	۵ (۰/۱۲)	۹ (۰/۹۰)
CBS	۱۸ (۰/۸۵)	۲۶ (۱/۱)	۲۷ (۰/۷۴)	۱۷ (۱/۳۰)	۱۷ (۰/۸۷)	۱ (۰/۰۱)	۱۰ (۰/۴۸)	۱۶ (۱/۳۳)
BDL	۲۱ (۱/۰۳)	۲۳ (۰/۹۶)	۲۱ (۰/۶۲)	۲۳ (۱/۲۴)	۱۵ (۰/۶۰)	۶ (۱/۶۶)	۶ (۰/۶۵)	۱۷ (۱/۰۵)



شکل ۲. سری زمانی شاخص استاندارد شده SIA، STHF، T1000 و T500 مربوط به نواحی سه‌گانه شمالگان برای زمستان‌های دوره مورد مطالعه شامل (الف) دریای برانتز کارا (BKS)، (ب) دریای چوکچی-برینگ (CBS) و (پ) خلیج بافین، تنگه دیویس و دریای لاپرادور (BDL). مقادیر مربوط به شاخص استاندارد شده SIA و STHF به ترتیب با دایره‌های آبی و مثلث‌های قرمز و مقادیر مربوط به شاخص استاندارد شده T500 و T1000 به ترتیب با خطوط مشکی پیوسته و غیرپیوسته نشان داده شده‌اند. همچنین زمستان‌های جو - رانده با زمینه خاکستری نشان داده شده‌اند. سایر زمستان‌ها جزء زمستان‌های یخ - رانده هستند. چون کاهش یخ دریا بیشتر مورد توجه است، علامت شاخص استاندارد شده SIC قرینه شده است. از این‌رو، بی‌هنجاری مثبت SIC نشان‌دهنده کاهش یخ دریا است. بی‌هنجاری اقیانوس به جو - رانده STHF علامت مثبت دارد.

۳ تحلیل نتایج

در بخش ۲، دسته‌بندی زمستان‌ها براساس عمق گرمایش/سرمایش و علامت بی‌هنجاری‌ها برای هر سه ناحیه BKS، CBS و BDL انجام شد، ولی در این بخش به دلیل اهمیت بیشتر نواحی BKS و CBS و رعایت اختصار، تنها نتایج مربوط به این نواحی ارائه خواهد شد.

۳-۱ دو رویکرد دسته‌بندی فیزیکی زمستان‌ها

همبسته با کاهش یخ دریا در BKS، در تمام زمستان‌ها (شکل ۳-الف)، یک بی‌هنجاری بالاسوی STHF در نواحی کاهش یخ در BKS و یک بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب این نواحی وجود دارد. کاهش یخ دریا، آب‌های اقیانوسی را در معرض هوای سرد زمستانی شمالگان قرار می‌دهد که باعث ایجاد بی‌هنجاری شار بالاسو روی ناحیه کاهش یخ دریا می‌شود. از سوی دیگر، نفوذ هوای گرم عرض‌های پایین‌تر به شمالگان یا پایداری یک سامانه واچرخندی روی ناحیه کاهش یخ دریا، منجر به بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا می‌شود. همبسته با کاهش یخ دریا، در زمستان‌هایی که یخ دریا در حال کنترل جوّ است (زمستان‌های یخ - رانده) (شکل ۳-ب)، بی‌هنجاری بالاسوی STHF در ناحیه کاهش یخ دریا به دلیل قرارگیری آب‌های اقیانوسی در معرض هوای سرد زمستانی شمالگان، قابل توجه است؛ در حالی که بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا در سطح اعتماد ۹۵ درصد وسعت اندکی دارد. در مقابل، همبسته با کاهش یخ دریا، در زمستان‌هایی که جوّ در حال کنترل یخ دریا است (زمستان‌های جوّ - رانده) (شکل ۳-پ)، بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا به دلیل نفوذ هوای گرم عرض‌های پایین‌تر به شمالگان قابل توجه بوده و بی‌هنجاری بالاسوی STHF روی ناحیه کاهش یخ دریا اندک است. ورود هوای گرم و مرطوب اقیانوسی به شمالگان در

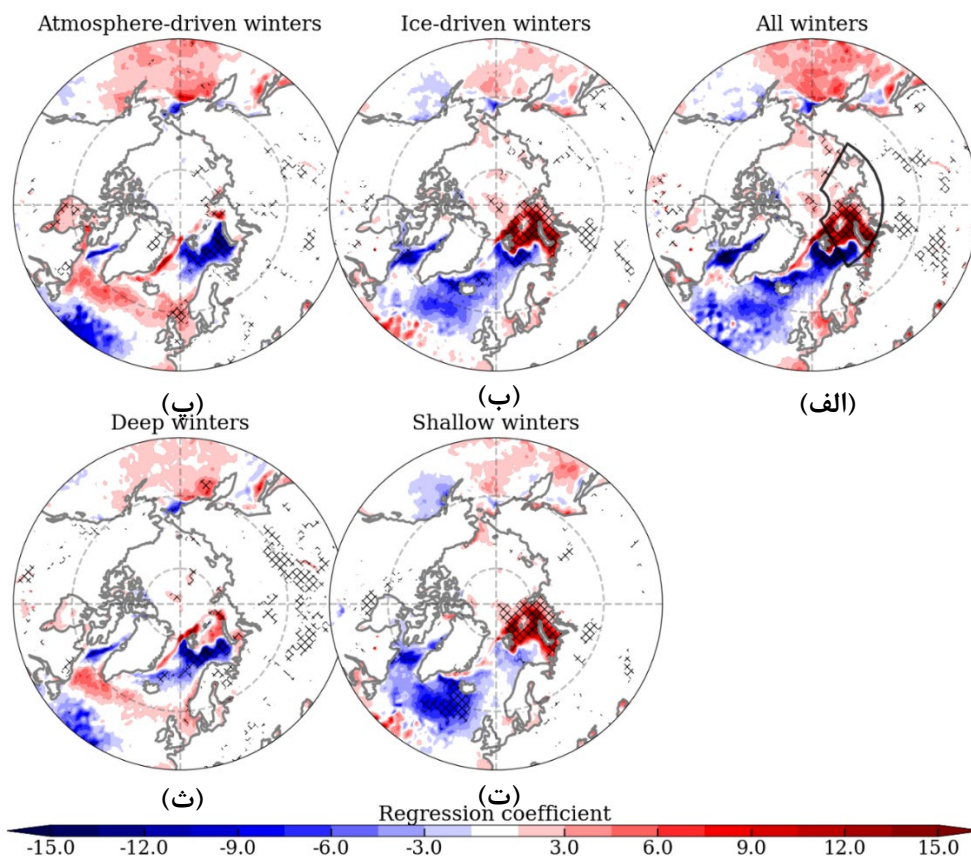
زمستان‌های جوّ - رانده با ایجاد بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF به سهم خود سرعت یخ‌زایی در زمستان را کاهش می‌دهد. این کاهش سرعت یخ‌زایی، در مقابل، تمایل به ایجاد شار بالاسوی STHF دارد. از این رو، روی نواحی ذوب یخ دریا در زمستان‌های جوّ - رانده بی‌هنجاری STHF نزدیک به صفر است، حال آنکه در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا، بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF ایجاد می‌شود. دسته‌بندی زمستان‌ها براساس گرمایش/سرمایش کم‌عمق و عمیق نشان می‌دهد که الگوی وایزش همبسته با کاهش یخ دریا، در زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش کم‌عمق (شکل ۳-ت) مشابه دوره‌های یخ - رانده (شکل ۳-ب) و در زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش عمیق (شکل ۳-ث) مشابه دوره‌های جوّ - رانده (شکل ۳-پ) است.

کاربست روش پیش‌فازی-پس‌فازی زمانی در تحلیل نتایج این بخش، به افزایش اعتبار نتایج حاصل از روش فیزیکی دسته‌بندی زمستان‌ها کمک می‌کند. همچنین برای اطمینان از اینکه نتایج وایزش در مقیاس ماهانه نیز اعتبار دارند، وایزش خطی پیش‌فاز-پس‌فاز یک ماهه STHF بر شاخص یخ دریای استاندارد شده BKS در سه ماه متوالی دسامبر، فوریه و ژانویه به دست آمده است (شکل‌های ۴-الف تا ۴-ت). الگوی وایزش خطی بی‌هنجاری بالاسوی STHF در ناحیه کاهش یخ دریا در حالت بدون تأخیر زمانی STHF (سه ماه متوالی دسامبر، فوریه و ژانویه) بر شاخص یخ دریای استاندارد شده BKS در سه ماه متوالی دسامبر، فوریه و ژانویه نشان‌دهنده یک الگوی دوقطبی STHF مشابه تمام زمستان‌ها (شکل ۳-الف) است. در پس‌فازی یک ماهه STHF (سه ماه متوالی ژانویه، فوریه و مارس)، الگوی وایزش خطی مشابه دوره‌های یخ - رانده (شکل ۳-ب) است. همچنین از آنجا که تغییر گردش جوّ روی پوشش یخ دریا در ماه‌های بعدی مؤثر است، الگوی وایزش در پیش‌فازی یک ماهه STHF (سه ماه متوالی

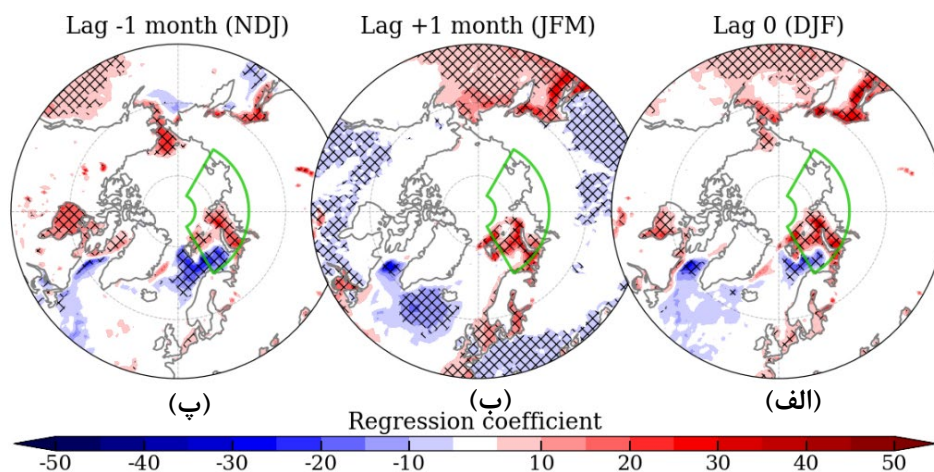
زمستان‌های جو - رانده (شکل ۵-پ)، یک الگوی دوقطبی شامل یک بی‌هنجاری قابل توجه پایین سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا و یک بی‌هنجاری بالاسوی STHF روی ناحیه کاهش یخ دریا را نشان می‌دهد. هرچند تعداد زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش کم عمق و عمیق مشابه زمستان‌های یخ - رانده و جو - رانده نیست (جدول ۲)، با این حال الگوی وایزش همبسته با کاهش یخ دریا، در زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش کم عمق (شکل ۵-ت) مشابه دوره‌های یخ - رانده (شکل ۵-ب) و در زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش عمیق (شکل ۵-ث) مشابه دوره‌های جو - رانده (شکل ۵-پ) است.

نوامبر، دسامبر و ژانویه) مشابه الگوهای مربوط به زمستان‌های جو - رانده در ناحیه BKS است.

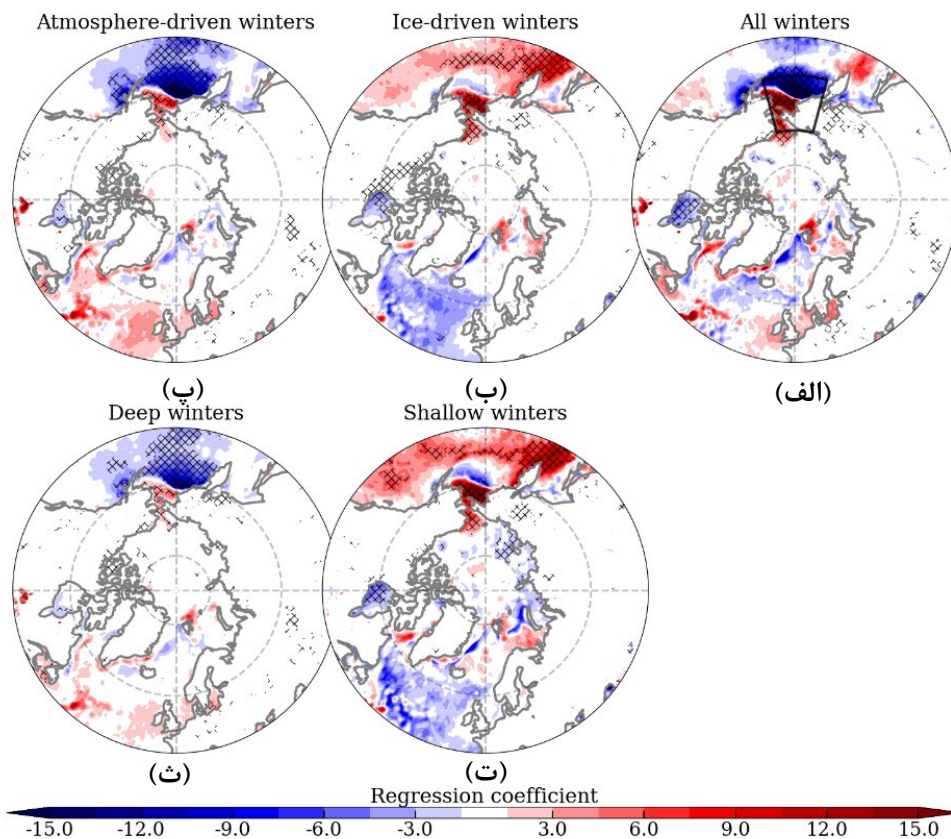
الگوی وایزش بی‌هنجاری STHF بر بی‌هنجاری شاخص استاندارد شده یخ دریا در ناحیه CBS، همبسته با کاهش یخ دریا در تمام زمستان‌ها (شکل ۵-الف)، شامل بی‌هنجاری بالاسوی STHF در نواحی کاهش یخ دریا و بی‌هنجاری پایین سوی STHF در جنوب این ناحیه در شمال اقیانوس آرام شمالی است. همبسته با کاهش یخ دریا در زمستان‌های یخ - رانده (شکل ۵-ب)، در ناحیه کاهش یخ دریا، بی‌هنجاری بالاسوی STHF ایجاد می‌شود. این در حالی است که الگوی وایزش همبسته با کاهش یخ دریا در



شکل ۳. وایزش خطی STHF بر شاخص استاندارد شده SIC در ناحیه BKS برای زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳؛ (الف) تمام زمستان‌ها، (ب) زمستان‌های یخ - رانده، (پ) زمستان‌های جو - رانده، (ت) زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش کم عمق و (ث) زمستان‌های دارای گرمایش/سرمایش عمیق. قبل از محاسبه ضرایب وایزش، روند و میانگین از میدان STHF حذف شده است. نواحی هاشوردار، نواحی معناداری آماری در سطح اعتماد ۹۵ درصد را نشان می‌دهند. مشکی در پنل (الف) ناحیه BKS را نشان می‌دهد.



شکل ۴. مانند پنل‌های ۳-الف تا ۳-پ ولی مربوط به وایزش پیش‌فاز-پس‌فاز زمانی سه ماهه متوالی STHF در حالت‌های: (الف) بدون تأخیر زمانی (DJF)، (ب) با اختلاف زمانی یک ماهه بعد از زمستان یا پس‌فازی یک ماهه (JFM) و (پ) با اختلاف زمانی یک ماهه قبل از زمستان یا پیش‌فازی یک ماهه (NDJ) بر شاخص استاندارد شده یخ ناحیه BKS به صورت سه ماهه متوالی دسامبر-ژانویه-فوریه. قطاع سبز، ناحیه BKS را نشان می‌دهد.



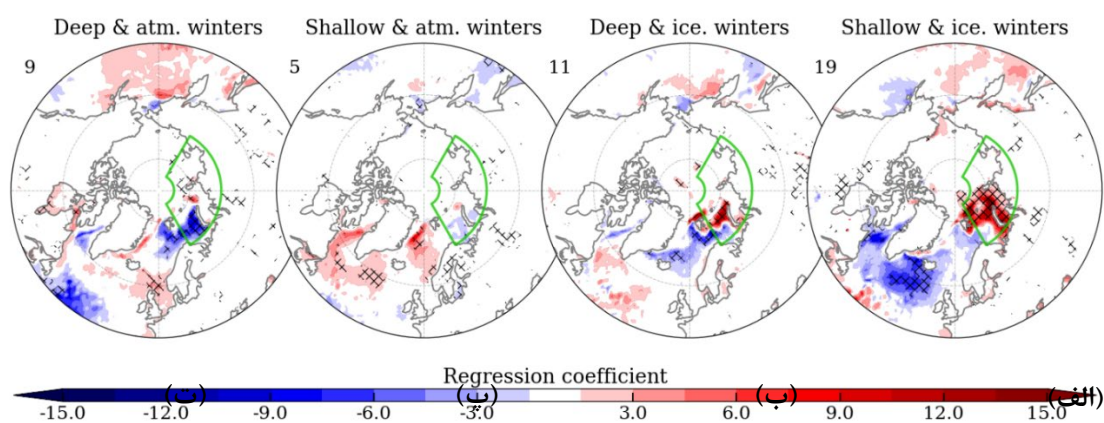
شکل ۵. مانند شکل ۳ اما برای شاخص استاندارد شده یخ ناحیه CBS. قطاع مشکی در پنل (الف) ناحیه CBS را نشان می‌دهد.

می‌شود و از طرفی گرمایش عمیق روی ناحیه کاهش یخ دریا می‌تواند بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF را به همراه داشته باشد. از این‌رو مطابق شکل ۶-ب، در این دسته از زمستان‌ها و همبسته با کاهش یخ دریا، یک الگوی دوقطبی شامل بی‌هنجاری بالاسوی STHF در لبه ناحیه کاهش یخ دریا و بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا وجود دارد.

مطابق جدول ۲، ۱۴ زمستان جو - رانده برای ناحیه BKS وجود دارد که تعداد زمستان‌های با گرمایش/سرمايش کم عمق ۵ و عمیق ۹ و همچنین انحراف معیار شاخص یخ ناحیه BKS در هر یک از این دوره‌ها به ترتیب ۰/۱۲ و ۰/۹۶ است. لذا در زمستان‌های جو - رانده ناحیه BKS، گرمایش/سرمايش عمیق متداول‌تر بوده و با توجه به بزرگی انحراف معیار شاخص یخ دریا در این دسته از زمستان‌ها تغییرپذیری گردش جو توانایی زیادی در کنترل پوشش یخ دریا دارد. زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق به دلیل کوچکی انحراف معیار شاخص یخ دریا و تعداد کم این دسته از زمستان‌ها، نماینده مناسبی برای

۲-۳ ترکیب روش‌های دسته‌بندی زمستان‌ها براساس عمق گرمایش/سرمايش و بی‌هنجاری‌های STHF و SIC

مطابق جدول ۲، از میان ۳۰ زمستان یخ - رانده برای ناحیه BKS، ۱۹ زمستان دارای گرمایش/سرمايش کم عمق و ۱۱ زمستان دارای گرمایش/سرمايش عمیق هستند که انحراف معیار شاخص یخ دریا در هر یک از این دوره‌ها به ترتیب ۱/۱۲ و ۰/۹۷ است. به نظر می‌رسد با توجه به بزرگی انحراف معیار شاخص یخ دریا در هر دو دوره و همچنین متداول بودن هر یک از این دوره‌ها، بررسی ارتباط یخ دریا با گردش جو در زمستان‌های یخ - رانده، باید به صورت مجزا در هر یک از دو دوره اشاره شده انجام شود. مطابق شکل ۶-الف، در زمستان‌های یخ - رانده‌ای که همراه با گرمایش/سرمايش کم عمق هستند، همبسته با کاهش یخ دریا در ناحیه BKS، بی‌هنجاری بالاسوی STHF در ناحیه کاهش یخ دریا وجود دارد، در حالی که در جنوب آن، بی‌هنجاری STHF وجود ندارد. در زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق، کاهش یخ دریا در مقیاس زمانی درون فصلی منجر به بی‌هنجاری بالاسوی STHF

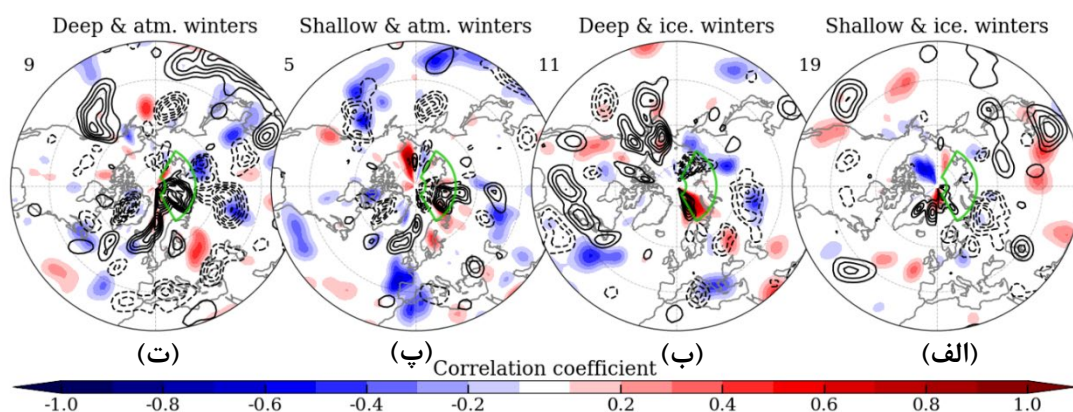


شکل ۶. وایازش خطی STHF بر شاخص استاندارد شده SIC در ناحیه BKS برای زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳؛ (الف) زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق، (ب) زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق، (پ) زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق و (ت) زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق. قبل از محاسبه ضرایب وایازش، روند و میانگین از میدان STHF حذف شده است. نواحی هاشوردار، نواحی معناداری آماری در سطح اعتماد ۹۵ درصد و اعداد سمت چپ هر پل، تعداد زمستان‌های هر دوره را نشان می‌دهند. قطاع سبز ناحیه BKS را نشان می‌دهد.

(BO) تقویت پیدا می‌کند، نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب از اطلس شمالی به شمالگان از طریق شرق گرینلند افزایش می‌یابد و این امر می‌تواند نقش مهمی در کنترل یخ دریای این ناحیه داشته باشد. مطابق رویکرد جدید دسته‌بندی فیزیکی زمستان‌ها، در زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق (شکل ۷-ب) در مقایسه با کم‌عمق (شکل ۷-ت)، چگالی مسیر در شرق گرینلند همبستگی بالایی با شاخص استاندارد شده یخ ناحیه BKS دارد که نشان‌دهنده تأثیر نفوذ توفان-رانده هوای گرم و مرطوب از اطلس شمالی به شمالگان در ایجاد گرمایش عمیق روی ناحیه BKS و بی‌هنجاری پایین سوی STHF و متعاقباً کاهش یخ دریا است.

در ناحیه CBS، از ۱۸ زمستان یخ - رانده، ۱۷ زمستان دارای گرمایش/سرمايش کم‌عمق هستند که انحراف معیار شاخص یخ دریا در این دسته از زمستان‌ها ۰/۸۶ است. لذا کاهش/افزایش یخ دریا در CBS منجر به گرمایش/سرمايش کم‌عمق شده و قادر به ایجاد گرمایش/سرمايش عمیق نیست. مطابق شکل ۶-الف، در زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق

زمستان‌های جوّ - رانده نیستند، همانطور که هیچ نشانه‌ای از بی‌هنجاری پایین سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا در این نوع زمستان‌ها وجود ندارد (شکل ۶-پ). در مقابل، زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق نماینده مناسبتری برای بررسی اثر گردش جوّ بر یخ ناحیه BKS هستند. در این دسته از زمستان‌ها، همبسته با کاهش یخ دریا، بی‌هنجاری پایین سوی STHF وجود دارد که الگوی مورد انتظار در دوره‌های جوّ - رانده را نمایش می‌دهند (شکل ۳-پ). بررسی ضرایب وایزش بی‌هنجاری‌های چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌های مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل ۷)، نشان می‌دهد که در زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق (شکل ۷-الف) و عمیق (شکل ۷-ب)، همبسته با کاهش یخ دریا، نفوذ توفان‌رانده هوای گرم از اطلس شمالی به شمالگان وجود ندارد. از این‌رو، زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق و عمیق، هر دو نماینده مناسبی از زمستان‌هایی هستند که در آن‌ها یخ دریا تحت تأثیر جوّ نیست. موسوی زاده و همکاران (۱۴۰۳b) نشان دادند در طی زمستان‌هایی که فاز مثبت نوسان بارنتر



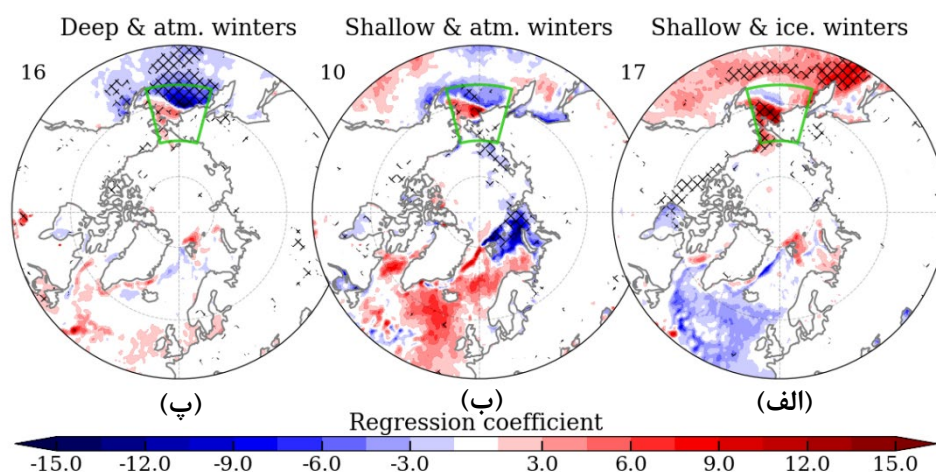
شکل ۷. ضریب همبستگی چگالی مسیر (پربندها) و شدت میانگین (نواحی رنگی) توفان‌های مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 با شاخص استاندارد شده SIC در ناحیه BKS برای زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳؛ (الف) زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق، (ب) زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق، (پ) زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق و (ت) زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق. قبل از محاسبه ضرایب وایزش، روند و میانگین از میدان‌های چگالی مسیر و شدت میانگین حذف شده است. همه ضرایب همبستگی فقط در سطح اعتماد ۹۰ درصد نمایش داده شده‌اند. اعداد سمت چپ هر پنل، تعداد زمستان‌های هر دوره را نشان می‌دهند. قطاع سبز ناحیه BKS را نشان می‌دهد.

۸-ب) و در زمستان‌های با گرمایش/سرمايش عمیق قوی‌تر (شکل ۸-پ) است. بزرگتر بودن انحراف معیار شاخص یخ دریا در ناحیه CBS و قوی‌تر بودن الگوی دوقطبی STHF در زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق در مقایسه با کم‌عمق نشان می‌دهد که در ناحیه CBS، زمانی جو کنترل بیشتری بر روی یخ این ناحیه دارد که همراه با گرمایش/سرمايش عمیق روی ناحیه باشد.

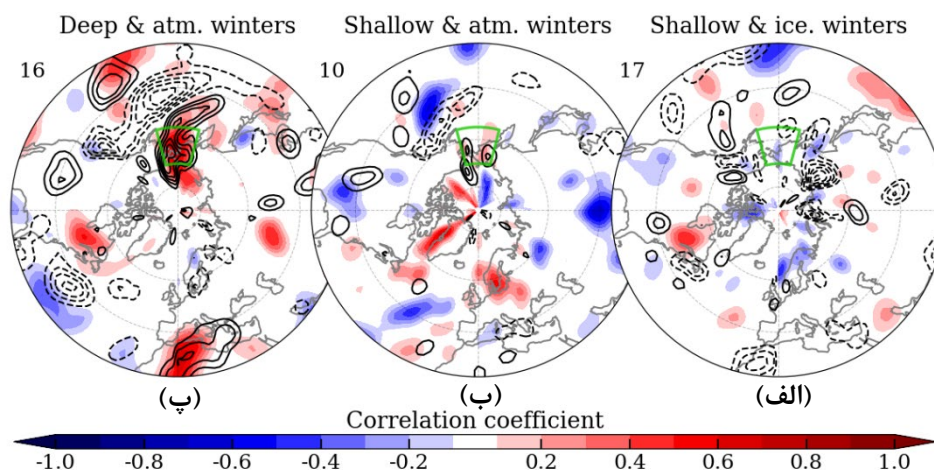
همانطور که پیش‌تر اشاره شد، زمستان‌های یخ - رانده ناحیه CBS دارای گرمایش/سرمايش کم‌عمق هستند. از این‌رو، تفاوتی بین الگوی ضرایب وایزش بی‌هنجاری‌های چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌های مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق (شکل ۹-الف) و زمستان‌های یخ - رانده وجود ندارد. در زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق (شکل ۹-ب)، همبسته با کاهش یخ ناحیه CBS، نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب از آرام شمالی به قطاع آرام شمالگان وجود ندارد. این در حالی است که در زمستان‌های جو - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق (شکل ۹-پ)، چگالی مسیر و

همبسته با کاهش یخ دریا در ناحیه CBS، بی‌هنجاری بالاسوی STHF در تنگه/دریای برینگ وجود دارد و همراه با بی‌هنجاری پایین‌سوی STHF در جنوب ناحیه کاهش یخ دریا نیست. در مقابل، از ۲۶ زمستان جو - رانده ناحیه CBS (جدول ۲)، ۱۰ زمستان دارای گرمایش/سرمايش کم‌عمق و سایر آنها دارای گرمایش/سرمايش عمیق هستند و همچنین انحراف معیار شاخص یخ دریای این ناحیه در هر یک از این دوره‌ها به ترتیب ۰/۴۸ و ۱/۳۳ است. از این‌رو، گرمایش/سرمايش عمیق در دوره‌های جو - رانده متداول‌تر بوده و با توجه به بزرگتر بودن انحراف معیار شاخص یخ دریا در این دسته از زمستان‌ها، تغییرپذیری گردش جو در زمستان‌های جو - رانده همراه با گرمایش/سرمايش عمیق توانایی بیشتری در کنترل یخ دریا دارند.

به دلیل تشابه زیاد زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم‌عمق در ناحیه CBS، الگوی بی‌هنجاری STHF همبسته با کاهش یخ دریا در شکل‌های ۴-ب و ۸-ب یکسان است. در مقابل، الگوی دوقطبی STHF در زمستان‌های جو - رانده (شکل ۴-پ)، در زمستان‌های با گرمایش/سرمايش کم‌عمق ضعیف‌تر (شکل



شکل ۸. مانند شکل ۶ ولی برای شاخص استاندارد شده یخ ناحیه CBS. چون تنها یکی از زمستان یخ - رانده این ناحیه همراه با گرمایش/سرمايش عمیق است، ضرایب وایزش مربوط به این دسته از زمستان‌ها قابل محاسبه نیست و از این‌رو پنل مربوط به آن حذف شده است. قطاع سبز ناحیه CBS را نشان می‌دهد.



شکل ۹. مانند شکل ۷ ولی برای شاخص استاندارد شده یخ دریا در ناحیه CBS. چون تنها یکی از زمستان یخ - رانده این ناحیه همراه با گرمایش/سرمايش عمیق است، ضرایب و ابازش مربوط به این دسته از زمستان‌ها قابل محاسبه نیست و از این رو پنل مربوط به آن حذف شده است. قطاع سبز ناحیه BKS را نشان می‌دهد.

گرمایش/سرمايش کم عمق، زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق، زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق و زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق تقسیم شدند و در ادامه، رابطه بین شاخص استاندارد شده یخ دریا در هر یک از این دسته از زمستان‌ها با STHF و همچنین چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌های به دست آمده از ردیابی مقادیر مثبت V850 بررسی شد.

نتایج این پژوهش نشان دهنده آن است که اثر گردش جوّ بر پوشش یخ دریا در زمستان‌های جوّ - رانده بسته به عمق گرمایش/سرمايش روی ناحیه تغییر پذیری پوشش یخ دریا، متفاوت است. در نواحی CBS و BKS، بی‌هنجاری پایین سوی STHF و نفوذ توفان رانده هوای گرم و مرطوب به شمالگان در دوره‌های کاهش یخ دریا در زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق آشکارتر و بارزتر دیده می‌شود. بنابراین در ناحیه BKS، زمستان‌های جوّ - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق نماینده مناسبی از زمستان‌هایی هستند که جوّ در حال کنترل پوشش یخ دریا است. از سوی دیگر در ناحیه CBS، بهتر است زمستان‌های

شدت میانگین توفان‌ها همبستگی بالایی با شاخص استاندارد شده یخ ناحیه CBS در شمال آرام شمالی دارند. در این دسته از زمستان‌ها و همبسته با کاهش یخ دریا در ناحیه CBS، نفوذ توفان رانده هوای گرم و مرطوب از آرام شمالی به قطاع آرام شمالگان افزایش می‌یابد که این امر می‌تواند به افزایش عمق گرمایش روی ناحیه کاهش یخ دریا کمک کرده و متعاقباً کاهش یخ دریا را تقویت کند.

۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش، ابتدا نتایج سه رویکرد علت و معلولی در مقیاس زمانی بین سالانه برای بررسی ارتباط کاهش یخ دریای شمالگان و گردش جوّی مقایسه شدند. سپس با ترکیب دو رویکرد دسته‌بندی زمستان‌های دوره مورد مطالعه به زمستان‌های یخ - رانده و جوّ - رانده (بلکپورت و همکاران، ۲۰۱۹) و همچنین زمستان‌های دارای گرمایش/سرمايش کم عمق و عمیق (هی و همکاران، ۲۰۲۰)، رویکرد بهبود یافته‌ای ارائه شد. مطابق رویکرد جدید ارائه شده در این پژوهش، زمستان‌های دوره مورد مطالعه به چهار دسته شامل زمستان‌های یخ - رانده با

رویکرد جدید استفاده شده در پژوهش حاضر نشان دهنده آن است که زمستان‌های یخ - رانده در ناحیه BKS، علاوه بر گرمایش/سرمايش کم عمق، شامل زمستان‌های همراه با گرمایش/سرمايش عمیق نیز هستند. این نتیجه، در توافق با نتایج ژو و همکاران (۲۰۲۳) است که نشان دادند با در نظر گرفتن جفت‌شدگی وردسپهر-پوشن سپهر در شبیه‌سازی‌های عددی، کاهش یخ دریا می‌تواند گرمایش عمیق روی ناحیه ذوب یخ دریا به همراه داشته باشد.

قدردانی

بر خود لازم می‌دانیم از دکتر کونین هاجز که کد ردیابی ویژگی را در انجام این پژوهش در اختیار ما قرار دادند و همچنین از ارائه راهنمایی‌های ارزشمند ایشان در زمینه شناسایی مسیرهای توفان صمیمانه تشکر و قدردانی نمایم.

مراجع

موسوی زاده، سیدمرتضی، احمدی گیوی، فرهنگ و عزیززاده، امید (۱۴۰۳a). اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان فراحاره‌ای نیمکره شمالی و مناطق اصلی ورودی آنها به شمالگان، مجله فیزیک زمین و فضا. ۵۰(۳۰)، ۷۸۹-۷۷۳.

موسوی زاده، سیدمرتضی، احمدی گیوی، فرهنگ و عزیززاده، امید (۱۴۰۳b). ارتباط بین مدهای تغییرپذیری گردش جوی زمستانی، مسیرهای توفان نیمکره شمالی و پوشش یخ دریای شمالگان، مجله ژئوفیزیک. در دست انتشار.

Alizadeh, O., & Lin, Z. (2021). Rapid Arctic warming and its link to the waviness and strength of the westerly jet stream over West Asia. *Global and Planetary Change*, 199, 103447.

Barnes, E. A., & Screen, J. A. (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *WIREs Climate Change*, 6(3), 277-286.

Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K., & Bintanja, R. (2019). Minimal influence of

جو - رانده با گرمایش/سرمايش عمیق و کم عمق به صورت مجرا بررسی شوند. از دیگر نتایج آنکه در زمستان‌های یخ - رانده مربوط به ناحیه BKS، گرمایش/سرمايش می‌تواند به صورت عمیق یا کم عمق باشد. از این رو برای این ناحیه، تمام زمستان‌های دارای گرمایش/سرمايش عمیق نماینده دوره‌هایی نیستند که جو در حال کنترل یخ دریا باشد و تغییر پوشش یخ دریا در این ناحیه می‌تواند گرمایش/سرمايش عمیق را نیز به همراه داشته باشد. این در حالی است که در ناحیه CBS، زمستان‌های یخ - رانده با گرمایش/سرمايش کم عمق همراه هستند و در نتیجه در این ناحیه، تغییر پوشش یخ دریا تنها منجر به گرمایش/سرمايش کم عمق روی ناحیه تغییرپذیری یخ دریا می‌شود.

بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از رویکرد جداسازی زمستان‌ها براساس علامت بی‌هنجاری‌های وسعت یخ دریا و STHF، نشان دادند که همبسته با کاهش یخ BKS، سرمايش زمستانه اوراسیا غالباً در زمستان‌های جو - رانده رخ می‌دهد و نتیجه گرفتند که کاهش یخ BKS یک سهم حداقلی در سرمايش زمستانه اوراسیا دارد. در مقابل، نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که در ناحیه BKS پاسخ گردش جو به کاهش یخ دریا در زمستان‌های یخ - رانده بسته به عمق گرمایش می‌تواند متفاوت باشد. نکته قابل توجه آنکه بلکپورت و همکاران (۲۰۱۹) تنها میدان‌های فشار سطح دریا و دمای هوای نزدیک سطح را بررسی کردند، در صورتی که پاسخ گردش جو به کاهش یخ دریا می‌تواند در ترازهای بالاتر از سطح متفاوت باشد. هی و همکاران (۲۰۲۰) نیز با استفاده از رویکرد جداسازی زمستان‌ها براساس عمق گرمایش روی ناحیه BKS نشان دادند که سرمايش زمستانه اوراسیا تنها با گرمایش عمیق روی BKS همراه است، حال آنکه کاهش یخ BKS نمی‌تواند همراه با گرمایش عمیق باشد. از این رو آنها نتیجه گرفتند که کاهش یخ دریا در BKS عامل اصلی سرمايش زمستانه اوراسیا نیست.

- reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nature Climate Change*, 9(9), 697–704.
- Chen, H. W., Zhang, F., & Alley, R. B. (2016). The robustness of midlatitude weather pattern changes due to arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 29(21), 7831–7849.
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Ballinger, T. J., Bhatt, U. S., Chen, H. W., Coumou, D., Feldstein, S., Gu, H., Handorf, D., Henderson, G., Ionita, M., Kretschmer, M., Laliberte, F., Lee, S., Linderholm, H. W., ... Yoon, J. (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10(1), 20–29.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., & Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7(9), 627–637.
- Dai, A., & Song, M. (2020). Little influence of Arctic amplification on mid-latitude climate. *Nature Climate Change*, 10(3), 231–237.
- Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., & Lawrence, D. (2010). The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *Journal of Climate*, 23(2), 333–351.
- Deser, C., Walsh, J. E., & Timlin, M. S. (2000). Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, 13(3), 617–633.
- Dufour, A., Zolina, O., & Gulev, S. K. (2016). Atmospheric moisture transport to the arctic: Assessment of reanalyses and analysis of transport components. *Journal of Climate*, 29(14), 5061–5081.
- Fearon, M. G., Doyle, J. D., Ryglicki, D. R., Finocchio, P. M., & Sprenger, M. (2021). The Role of Cyclones in Moisture Transport into the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 48(4), e2020GL090353.
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environmental Research Letters*, 10(1), 014005.
- Hassanzadeh, P., & Kuang, Z. (2015). Blocking variability: Arctic Amplification versus Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8586–8595.
- Hay, S., Priestley, M. D. K., Yu, H., Catto, J. L., & Screen, J. A. (2023). The Effect of Arctic Sea-Ice Loss on Extratropical Cyclones. *Geophysical Research Letters*, 50(17), e2023GL102840.
- He, S., Xu, X., Furevik, T., & Gao, Y. (2020). Eurasian Cooling Linked to the Vertical Distribution of Arctic Warming. *Geophysical Research Letters*, 47(10), e2020GL087212.
- Honda, M., Inoue, J., & Yamane, S. (2009). Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophysical Research Letters*, 36(8).
- Inoue, J., Hori, M. E., & Takaya, K. (2012). The role of barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *Journal of Climate*, 25(7), 2561–2569.
- Kim, B. M., Son, S. W., Min, S. K., Jeong, J. H., Kim, S. J., Zhang, X., Shim, T., & Yoon, J. H. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature Communications*, 5(1), 4646.
- Kug, J. S., Jeong, J. H., Jang, Y. S., Kim, B. M., Folland, C. K., Min, S. K., & Son, S. W. (2015). Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geoscience*, 8(10), 759–762.
- Lee, H. J., Kwon, M. O., Yeh, S. W., Kwon, Y. O., Park, W., Park, J. H., Kim, Y. H., & Alexander, M. A. (2017). Impact of poleward moisture transport from the North Pacific on the acceleration of sea ice loss in the Arctic since 2002. *Journal of Climate*, 30(17), 6757–6769.
- Li, J., Chen, X., Guo, Y., & Wen, Z. (2023). Contrasting Deep and Shallow Winter Warming over the Barents–Kara Seas on the Intraseasonal Time Scale. *Journal of Climate*, 36(19), 6897–6916.
- Liu, C., & Barnes, E. A. (2015). Extrememoisture transport into the Arctic linked to Rossby wave breaking. *Journal of Geophysical Research*, 120(9), 3774–3788.
- Luo, B., Luo, D., Wu, L., Zhong, L., & Simmonds, I. (2017). Atmospheric circulation patterns which promote winter Arctic sea ice decline. *Environmental Research Letters*, 12(5).
- McCusker, K. E., Kushner, P. J., Fyfe, J. C., Sigmond, M., Kharin, V. V., & Bitz, C. M. (2017). Remarkable separability of circulation response to Arctic sea ice loss and greenhouse gas forcing. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 7955–7964.
- McCusker, K. E., Fyfe, J. C., & Sigmond, M. (2016). Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, 9(11), 838–842.

- Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., & Kimoto, M. (2014). Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7(12), 869–873.
- Nakamura, T., Yamazaki, K., Iwamoto, K., Honda, M., Miyoshi, Y., Ogawa, Y., Tomikawa, Y., & Ukita, J. (2016). The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate. *Geophysical Research Letters*, 43(7), 3494–3501.
- Outten, S. D., & Esau, I. (2012). A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia. *Climatic Change*, 110(3–4), 1069–1075.
- Overland, J. E., Wood, K. R., & Wang, M. (2011). *Warm Arctic cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea*. *Polar research*, 30(1), 15787.
- Park, H. S., Lee, S., Son, S. W., Feldstein, S. B., & Kosaka, Y. (2015). The impact of poleward moisture and sensible heat flux on arctic winter sea ice variability. *Journal of Climate*, 28(13), 5030–5040.
- Perlwitz, J., Hoerling, M., & Dole, R. (2015). Arctic tropospheric warming: Causes and linkages to lower latitudes. *Journal of Climate*, 28(6), 2154–2167.
- Petoukhov, V., & Semenov, V. A. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(21), D21111.
- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T., & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth and Environment*, 3(1), 1–10.
- Seierstad, I. A., & Bader, J. (2009). Impact of a projected future Arctic Sea Ice reduction on extratropical storminess and the NAO. *Climate Dynamics*, 33, 937–943.
- Shepherd, T. G. (2016). Effects of a warming arctic. *Science*, 353(6303), 989–990.
- Simmonds, I., Burke, C., & Keay, K. (2008). Arctic climate change as manifest in cyclone behavior. *Journal of Climate*, 21(22), 5777–5796.
- Simmonds, I., & Keay, K. (2009). Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationships with storm behavior over 1979–2008. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Sorteberg, A., & Walsh, J. E. (2008). Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic. *Tellus A*, 60(3), 570–586.
- Sun, L., Deser, C., & Tomas, R. A. (2015). Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 28(19), 7824–7845.
- Vavrus, S. J. (2018). The Influence of Arctic Amplification on Mid-latitude Weather and Climate. *Current Climate Change Reports*, 4(3), 238–249.
- Woods, C., Caballero, R., & Svensson, G. (2013). Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4717–4721.
- Xu, M., Tian, W., Zhang, J., Screen, J. A., Zhang, C., & Wang, Z. (2023). Important role of stratosphere-troposphere coupling in the Arctic mid-to-upper tropospheric warming in response to sea-ice loss. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1), 1–9.

Interannual linkage between Arctic sea ice cover and atmospheric circulation in winters: a new cause and effect approach

Morteza Mousavizadeh¹, Farhang Ahmadi-Givi^{2*} and Omid Alizadeh^{3,4}

¹ Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴ Geography Department, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin, Germany

(Received: 13 September 2024, Accepted: 23 October 2024)

Summary

In this study, we employ three cause-and-effect approaches on an interannual time scale to investigate the complex interplay between Arctic sea ice cover (SIC) and atmospheric circulation on an interannual time scale. We employed these three approaches on the ERA5 data for winters from 1979 to 2023 and examined the linkage between SIC and surface turbulent heat flux (STHF). We focused on three regions with high winter SIC variability: the Barents-Kara Seas (BKS), the Chukchi-Bering Seas (CBS), and the Baffin-Davis-Labrador Seas (BDL). We introduced an improved classification method by combining two approaches: (1) winters are classified into ice-driven and atmosphere-driven regimes based on the signs of STHF and SIC anomalies; (2) winters are classified into shallow and deep warming/cooling regimes. Based on this new approach, we classified winters into four regimes: (1) ice-driven winters with shallow warming/cooling; (2) ice-driven winters with deep warming/cooling; (3) atmosphere-driven winters with shallow warming/cooling; and (4) atmosphere-driven winters with deep warming/cooling. We then analyzed the relationship between the standardized sea ice index in each regime with STHF, storm track density, and the mean intensity of positive meridional wind at 850 hPa (V850).

Our results indicate that the effect of atmospheric circulation on SIC in atmosphere-driven winters varies depending on the depth of warming/cooling over regions with SIC variability. Specifically, in the BKS and CBS regions, downward anomalies in STHF in the south of the region with a reduction in the SIC area and the storm-induced intrusion of warm and moist air into the Arctic are more pronounced in atmosphere-driven winters with deep warming compared to those with shallow warming. We argue that in the BKS region, atmosphere-driven winters with deep warming/cooling are most representative of winters when the atmosphere is driving the SIC. For the CBS region, however, atmosphere-driven winters should be analyzed separately under deep and shallow warming/cooling regimes. For the BKS region, ice-driven winters can exhibit either deep or shallow warming/cooling regimes. Therefore, not all winters with deep warming/cooling represent periods when the atmosphere controls SIC. Hence, to investigate the influence of SIC variability on atmospheric circulation in the BKS region, it is more insightful to separately examine ice-driven winters with shallow and deep warming/cooling. In contrast in the CBS region, ice-driven winters are strongly linked to shallow warming/cooling. This refined classification can be applied to model outputs to enhance our understanding of the intricate interactions between winter sea ice variability and atmospheric circulation across different Arctic regions.

Keywords: Arctic sea ice, Arctic warming, Barents-Kara Seas, atmospheric circulation, storm tracks