

ارتباط بین مدهای تغییرپذیری گردش جوّی زمستانی، مسیرهای توفان نیمکره شمالی و پوشش یخ دریای شمالگان

سید مرتضی موسوی‌زاده^۱، فرهنگ احمدی گیوی^۲ و امید علیزده^{۳،۴*}

^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: ۱۴۰۳/۰۴/۳۰، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۷/۲۲)

چکیده

در این مقاله ابتدا پنج مد تغییرپذیری گردش جوّی در فصل زمستان با به‌کارگیری روش EOF روی میدان ارتفاع ژئو پتانسیلی تراز ۸۵۰ hPa با استفاده از داده‌های ERA5 برای دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ شناسایی شده است. همچنین مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی با کاربست یک روش دریایی روی مؤلفه قائم تاوایی نسبی (850ξ) و مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد (V850) شناسایی شده‌اند. در ادامه ارتباط بین مدهای تغییرپذیری گردش جوّی زمستانی، مسیرهای توفان نیمکره شمالی و پوشش یخ دریای شمالگان بررسی شده است. در فاز مثبت NAO، مسیر توفان اطلس شمالی به سمت قطب انتقال می‌یابد و تعداد توفان‌ها در بالادست مسیر توفان مدیترانه نیز کاهش می‌یابد. در فاز مثبت BO، انتشار مداری توفان‌ها مختل و نفوذ توفان‌ها به شمالگان افزایش می‌یابد که منجر به کاهش سرعت یخ‌زایی در دریای نروژ و بارنتز می‌شود. توسعه الگوی واچرخندی در فاز منفی PNA، انتقال قطب‌سوی توفان‌های آرام شمالی را به همراه دارد، در حالی که پوشش یخ دریای برینگ تغییری نمی‌کند. در فاز مثبت WP، با افزایش شدت نفوذ توفان‌راندۀ هوای گرم و مرطوب، یخ دریای اُختسک و غرب برینگ افزایش می‌یابد. بررسی روند تغییرات خطی مسیرهای توفان و گردش جوّی در دهه‌های اخیر نشان داد که مسیر توفان آرام شمالی و بالادست مسیر توفان اطلس شمالی انتقال قطب‌سو داشته‌اند، در حالی که ورودی توفان‌ها از شرق گرینلند به شمالگان کاهش یافته است. به‌طور کلی، در دهه‌های اخیر بندانل اورال به دلیل کاهش یخ دریای بارنتز-کارا و همچنین الگوهای مشابه فازهای منفی PNA و AR تقویت شده‌اند.

کلید واژه: گردش جوّی، مسیر توفان آرام شمالی، مسیر توفان اطلس شمالی، نوسان اطلس شمالی، یخ دریای شمالگان

۱ مقدمه

توفان‌های برون‌حاره‌ای سهم زیادی در بارش و رویدادهای فرین عرض‌های میانی و بالاتر دارند، بنابراین هرگونه تغییر در شدت و مکان آنها تأثیر زیادی بر وضعیت جوّی محلی دارد (بنگسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ پفال و ورنلی ۲۰۱۲). تغییرات در فعالیت مسیرهای توفان نه تنها منجر به تغییرات گردش جوّ از طریق تبادل قائم و افقی گرما، بخار آب و تکانه می‌شود، بلکه چرخه آب‌شناختی را به واسطه افزایش تبخیر از سطح اقیانوس‌ها و در نتیجه افزایش بارش تغییر می‌دهد (ترنیرث، و همکاران، ۲۰۰۵؛ بنگسون، ۲۰۱۰). از این‌رو، بررسی تغییرپذیری مسیرهای توفان و رابطه آنها با گردش جوّ عرض‌های میانی برای بهبود پیش‌بینی تغییرپذیری فصلی وضعیت جوّ ضروری است.

بعد از مطالعه پیشگامانه لائو (۱۹۸۸)، پژوهش‌های متعددی در زمینه رابطه فعالیت مسیرهای توفان با الگوی‌های تغییرپذیری جوّ و اقیانوس در مقیاس زمانی بین‌سالانه تا بین‌دهه‌ای انجام شده است. این الگوها شامل ال‌نینو-نوسان جنوبی (ENSO؛ آیکلر و هیگینز ۲۰۰۶؛ یانگ و همکاران، ۲۰۲۰)، نوسان دهه‌ای آرام (PDO؛ رورر و همکاران، ۲۰۱۹)، نوسان مادن-جولیان (MJO؛ لی و همکاران، ۲۰۱۲؛ گوا و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژنگ و همکاران، ۲۰۱۸)، نوسان شمالگان (AO؛ نی و همکاران، ۲۰۰۸)، نوسان اطلس شمالی (NAO؛ ریویر و همکاران، ۲۰۰۷)، الگوی آرام-آمریکای شمالی (PNA؛ پینتو و همکاران ۲۰۱۱) و الگوی غرب آرام (WP؛ لینکین و نیگام، ۲۰۰۸؛ وتشتاین و والاس، ۲۰۱۰؛ ما و ژانگ، ۲۰۱۸) است. برخی از پژوهش‌ها اثر الگوهای مختلف تغییرپذیری گردش جوّ بر مسیرهای توفان یک منطقه خاص را بررسی کرده‌اند (به طور مثال، گریس و همکاران، ۲۰۱۳؛ زی و همکاران، ۲۰۲۰). موقعیت و شدت مسیرهای توفان نیمکره شمالی به‌شدت به جریان زمینه وابسته است، به‌طوری‌که هرگونه تغییر در آن می‌تواند منجر به جابه‌جایی مسیرهای

توفان و/یا تغییر فعالیت آنها در مناطق مختلف شود (وتشتاین و والاس، ۲۰۱۰). ریویر و همکاران (۲۰۰۷) نشان دادند که الگوی NAO به شدت بر موقعیت و فعالیت مسیر توفان اطلس شمالی اثر می‌گذارد؛ برای نمونه، فاز مثبت NAO مسیر توفان اطلس شمالی را به سمت قطب منتقل کرده و فعالیت پیچکی را در شمال این مسیر توفان تقویت می‌کند. برخی از پژوهش‌ها اثر الگوی NAO را بر یک منطقه خاص بررسی کردند. نصر اصفهانی و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی اثر الگوی NAO در جنوب غرب آسیا نشان دادند که در تراز ۳۰۰ hPa، تندی باد جت جنب‌حاره در این منطقه در فاز مثبت حدود ۸ متر بر ثانیه بیش از فاز منفی است که این امر می‌تواند به شکل‌گیری چرخندهای بیشتر و قوی‌تر در این ناحیه کمک کند. در آرام شمالی، الگوی PNA تأثیر قابل توجهی بر مکان و شدت توفان‌های این منطقه دارد. در فاز مثبت PNA، مسیر توفان آرام شمالی فعال‌تر شده و به سمت قطب جابه‌جا می‌شود. الگوی WP نیز بر موقعیت و شدت مسیر توفان آرام شمالی مؤثر است، به‌طوری‌که در فاز مثبت آن، فعالیت مسیر توفان آرام شمالی به ویژه در شمال این مسیر توفان افزایش می‌یابد (لینکین و نیگام، ۲۰۰۸).

توفان‌های برون‌حاره‌ای نقش مهمی در ترازینه انرژی جهانی دارند و گرما و رطوبت را از عرض‌های میانی به عرض‌های بالا منتقل می‌کنند. در بخش اطلس شمالی، بخش عمده‌ای از انتقال رطوبت و گرما به شمالگان توسط پیچک‌های گذرا انجام می‌شود (سورترگ و والش، ۲۰۰۸؛ دوفور و همکاران، ۲۰۱۶). انتقال توفان‌رانده رطوبت به شمالگان از طریق ایجاد بی‌هنجاری پایین‌سوی تابش طول‌موج بلند، سرعت یخ‌زایی یا وسعت یخ دریا را کاهش می‌دهد (وودز و همکاران، ۲۰۱۳؛ مسوری و همکاران، ۲۰۱۸)، فرایندی که به‌ویژه در زمستان به دلیل نبود تابش طول‌موج کوتاه اهمیت بیشتری دارد. با این حال بارش برف ناشی از توفان‌های زمستانی، مانند عایقی روی

بنابراین هر تغییر در عوامل و الگوهای فوق، مسیرهای توفان را دستخوش تغییر می‌کند. به‌علاوه، برخی از الگوهای تغییرپذیری اقلیم جهانی همچون NAO (راجرز، ۱۹۹۷) یا AO (تامپسون و والاس، ۱۹۹۸)، باعث افت و خیزهایی در مسیرهای توفان می‌شود.

در میانگین مدارِ الگوی گرمایش زمین، دو منطقه با گرمایش زیاد یکی در در ترازهای زیرین و ردسپهر مناطق حاره‌ای به دلیل آزاد شدن گرمای نهان بیشتر و دیگری در ترازهای زیرین و ردسپهر منطقه شمالگان، به‌ویژه در فصل‌های پاییز و زمستان، مشاهده می‌شود (شاو و همکاران، ۲۰۱۶). گرمایش ترازهای زیرین و ردسپهر در مناطق حاره‌ای، شیو دمای هوا بین مناطق شمالگان و حاره‌ای را در ترازهای زیرین افزایش می‌دهد که منجر به تقویت کژفشاری می‌شود. این تقویت کژفشاری در ترازهای زیرین می‌تواند سبب انتقال قطب‌سوی مسیرهای توفان شود (واورس، ۲۰۱۸). از سوی دیگر، گرمایش شمالگان در سطوح زیرین سبب کاهش شیو نصف‌النهاری دما در ترازهای زیرین جو می‌شود و در نتیجه کژفشاری جو کاهش می‌یابد. این کاهش کژفشاری جو در ترازهای زیرین می‌تواند باعث انتقال استوا‌سوی مسیرهای توفان شود (واورس، ۲۰۱۸). وجود این دو اثر مخالف هم، یکی از مسائل مهم در پیش‌بینی تغییرات مسیرهای توفان است. همچنین به‌طور کلی انتظار می‌رود که مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی در اثر گرمایش زمین، انتقال قطب‌سو (بنگتسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ تامارین و کاسپی، ۲۰۱۷؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷) را تجربه کنند.

هاسکینز و هاجز (۲۰۱۹) در پژوهش خود، انجام بررسی تغییرپذیری بین‌سالانه مسیرهای توفان و رابطه آنها با تغییرپذیری کم‌بسامد گردش جو را پیشنهاد کردند. پیرو این پیشنهاد، در پژوهش حاضر، تغییرات بین‌سالانه مسیرهای توفان نیمکره شمالی، همبسته با الگوهای تغییرپذیری بین‌سالانه گردش جو در آرام شمالی و اطلس

لایه‌های یخ عمل کرده و مانع از ذوب یخ دریا می‌شود (گراهام و همکاران، ۲۰۱۹). توفان‌های شدید که همراه با بادهای قوی هستند، می‌توانند بر تولید و انتقال لایه‌های یخ دریا از شمالگان به سمت عرض‌های پایین‌تر تأثیر بگذارند؛ لذا در نواحی‌ای که یخ دریا به عرض‌های پایین‌تر منتقل می‌شود، عبور توفان‌ها از اهمیت بیشتری برخوردارند (وی و همکاران، ۲۰۱۹). از آنجا که شدت نفوذ توفان‌رانده رطوبت به شمالگان به مناطقی که مسیر توفان از روی آن عبور می‌کند وابسته است (سودمن و همکاران، ۲۰۰۸)، در بررسی اثرات توفان‌ها بر شمالگان باید به مسیر انتشار آنها نیز توجه شود. موسوی‌زاده و همکاران (۱۴۰۳) با به‌کارگیری روش ردیابی ویژگی، مسیرهای توفان نیمکره شمالی را در هر چهار فصل شناسایی و اقلیم‌شناختی آنها را مورد بررسی قرار دادند. آنها ضمن شناسایی ورودی‌های اصلی توفان‌ها به شمالگان، اشاره کردند که توفان‌های منتشر شده روی اقیانوس‌ها، نسبت به توفان‌های منتشر شده روی خشکی‌ها، رطوبت بیشتری را به شمالگان وارد می‌کنند و از این رو می‌توانند باعث کاهش بیشتر سرعت یخ‌زایی در فصل زمستان در شمالگان شوند. مطابق نتایج این مطالعه، ناحیه قطاع اطلس شمالگان و سپس قطاع آرام شمالگان مهم‌ترین ورودی‌های توفان‌ها به شمالگان محسوب می‌شوند.

سازوکارهای تغییر در مسیرهای توفان به‌واسطه گرمایش زمین، مجموعه پیچیده‌ای از فرایندهای ترمودینامیکی و دینامیکی است که اثر برخی از آنها بر مسیرهای توفان، در تقابل با دیگری است. شیو افقی و قائم دما متغیرهای کلیدی هم در تعیین شدت و فراوانی وقوع توفان‌ها و هم شدت انتقال قطب‌سوی انرژی در مسیر توفان است. شیو دمای سطح دریا نیز در موقعیت و فعالیت مسیرهای توفان نقش ایفا می‌کند (ایناتسو و هاسکینز، ۲۰۰۴). از سوی دیگر، نبود تقارن مدارِ الگوهای کم‌فشار و پرفشار ایستا در تعیین شیو دمای افقی نقش دارند (شاو و همکاران، ۲۰۱۶)؛

دریا مورد بررسی قرار گرفته است. بخش ۴ به بررسی روند خطی مسیرهای توفان نیمکره شمالی اختصاص دارد. در بخش ۵ نیز جمع‌بندی نتایج این مطالعه و نتیجه‌گیری ارائه شده است.

۲ داده‌ها و روش کار

در این پژوهش، داده‌های ERA5 مربوط به زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ استفاده شده‌اند. منظور از فصل زمستان در این پژوهش سه ماه متوالی دسامبر، ژانویه و فوریه (DJF) است. اولین فصل زمستان در دوره مورد مطالعه شامل ماه‌های دسامبر سال ۱۹۷۹ و ژانویه و فوریه سال ۱۹۸۰ و آخرین زمستان شامل ماه‌های دسامبر ۲۰۲۲ و ژانویه و فوریه سال ۲۰۲۳ هستند. در این پژوهش برای شناسایی مسیرهای توفان از میدان‌های مؤلفه قائم تاوایی نسبی (850) و مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد (V850) در تراز 850 hPa استفاده شده است. داده‌های به‌کاررفته برای ردیابی توفان‌ها، تفکیک زمانی ۳ ساعت و تفکیک مکانی T128 در یک شبکه گاوسی و داده‌های مربوط به پوشش یخ دریا (SIC)، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa و ضخامت ژئوپتانسیل 500-1000 hPa تفکیک زمانی ماهانه و تفکیک مکانی $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ دارند. در این پژوهش روش اجرای ردیابی ویژگی برای شناسایی توفان‌ها و تمام پالایه‌های مورد نیاز، به‌طور کامل مشابه موسوی‌زاده و همکاران (۱۴۰۳) است؛ از این رو در اینجا توضیحات مربوط به روش ردیابی ویژگی و انتخاب پالایه‌های مناسب تکرار نمی‌شود. از نظر شناسایی و بررسی مسیرهای توفان، تنها تفاوت پژوهش حاضر با موسوی‌زاده و همکاران (۱۴۰۳) این است که آنها اقلیم-شناختی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای را در هر چهار فصل بررسی کردند، در حالی که تمرکز این پژوهش بر تغییرپذیری بین‌سالانه مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای در زمستان است.

شمالی در فصل زمستان بررسی شده است. به این منظور، ابتدا مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی در فصل زمستان با به‌کارگیری روش ردیابی ویژگی ارائه شده توسط هاجز (۱۹۹۴، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶) روی میدان‌های مؤلفه قائم تاوایی نسبی (850) و مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد (V850) در تراز 850 hPa با استفاده از داده‌های ERA5 شناسایی می‌شوند. سپس با اعمال روش توابع متعامد تجربی (EOF's) روی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa در دو منطقه اطلس شمالی و آرام شمالی، مدهای غالب تغییرپذیری بین‌سالانه گردش جو شامل الگوی NAO (North Atlantic Oscillation)، نوسان بارنتز (Barents Oscillation; BO)، پشته اطلس (Atlantic Ridge; AO)، (West Pacific) WP و (Pacific-North America) PNA تعیین می‌شوند. در ادامه، الگوی مسیرهای توفان ردیابی شده در هر یک از این مدهای تغییرپذیری گردش جو بررسی می‌شود. در نهایت، روند تغییرات خطی مسیرهای توفان در دهه‌های اخیر مورد بحث قرار می‌گیرد. علی‌رغم پژوهش‌های متعدد در زمینه ارتباط مدهای گردش جو با مسیرهای توفان، برای اولین بار از مسیرهای توفان شناسایی شده از ردیابی مقادیر مثبت V850 در کنار ردیابی 850 برای بررسی ارتباط مدهای گردش جو با مسیرهای توفان استفاده می‌شود. علاوه بر این، از آنجا که توجه به شمالگان به دلیل گرمایش سریع و کاهش یخ دریا در دهه‌های اخیر افزایش یافته است، الگوی بی‌هنجاری یخ دریای شمالگان و نقش احتمالی مسیرهای توفان ردیابی شده از مقادیر مثبت V850 در کنترل یخ دریا در هر یک از مدهای تغییرپذیری گردش جو بررسی می‌شود.

ساختار این مقاله به این صورت است که در بخش ۲، داده‌ها و روش مورد استفاده در این مطالعه توضیح داده شده است. در بخش ۳، مدهای غالب تغییرپذیری بین‌سالانه گردش جو و ارتباط هر مد با مسیرهای توفان و پوشش یخ

دارند، به طوری که مُد اول بیشترین سهم را از واریانس کل خواهد داشت. در روش EOF، هر مُد دارای یک سری زمانی است که به عنوان مؤلفه‌های اصلی (PC's) شناخته می‌شوند. با به کارگیری وایازش خطی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی یا فشار سطح دریا روی سری زمانی مربوط به هر مد، می‌توان الگوی مکانی آن مُد را ترسیم کرد. در این مقاله، عبارت PC به سری‌های زمانی مربوط به هر مُد و عبارت EOF به الگوهای مکانی به دست آمده از محاسبه ضرایب وایازش اشاره دارند. در پژوهش حاضر بعد از محاسبه میانگین DJF، روند خطی و میانگین از داده‌ها حذف شده است. سپس با اعمال روش EOF روی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۸۵۰ hPa مربوط به دو محدوده اطلس شمالی و آسیا (25°N-90°N و 90°W-120°E) و آرام شمالی و آمریکای شمالی (25°N-90°N و 120°E-60°W)، سری زمانی مدهای غالب مربوط به هر محدوده شناسایی می‌شود. در انتها، الگوی مکانی میدان مورد نظر در هر یک از مدهای غالب با محاسبه وایازش خطی آن میدان بر سری زمانی استاندارد شده PC مربوط به آن مُد، به دست آمده است. لازم به ذکر است که در تمام موارد، معناداری آماری وایازش‌های خطی و همچنین روند تغییرات خطی با استفاده از آزمون t-test Student دوطرفه آزمایش شده‌اند. در این پژوهش، محاسبه ضرایب وایازش و همبستگی و نیز ارزیابی میزان معناداری آماری آنها با استفاده از زبان برنامه‌نویسی پایتون انجام شده است. همچنین برای شناسایی مدهای تغییرپذیری گردش جوّی به کمک روش EOF و محاسبه PC مربوط به هر مُد، از برنامه cdo استفاده شده است.

۳ نتایج

۳-۱ مدهای اصلی تغییرپذیری گردش جوّی در ناحیه اطلس شمالی

الف) مُد اول: الگوی NAO

دلیل استفاده و ردیابی مقادیر مثبت V850 برای شناسایی مسیرهای توفان در کنار ۸50°E در این پژوهش آن است که مقادیر بحرانی مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد نشان‌دهنده انتقال قطب‌سوی هوای گرم در شرق مرکز سامانه چرخندی است. از این رو مقادیر بحرانی مثبت V850 در نواحی نزدیک شمالگان، بیانگر نفوذ توفان‌رانده هوای گرم به سمت شمالگان است و ردیابی آن برای بررسی اثر مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای بر یخ دریای شمالگان، سودمند است (موسوی‌زاده و همکاران، ۱۴۰۳). در مطالعه حاضر، مقادیر آماره مربوط به مسیرهای توفان شامل چگالی مسیر و شدت میانگین ویژگی‌ها بررسی می‌شوند. بعد از محاسبه مقادیر آماره برای هر ماه، در نقاطی که چگالی مسیر کمتر از ۱ باشد، شدت میانگین صفر در نظر گرفته می‌شود زیرا تعداد اندک مسیرهای عبوری از این نقاط منجر به قابل اعتماد نبودن شدت میانگین در این نقاط می‌شود. واحد چگالی مسیر تعداد بر واحد سطح (معادل 10^6 km^2) به ازای یک ماه و واحد شدت میانگین ویژگی‌ها برای V850، $m s^{-1}$ و برای ۸50°E، s^{-1} است.

برای شناسایی مدهای تغییرپذیری گردش جوّی از روش EOF (به‌طور مثال، تامپسون و والاس، ۱۹۹۸) استفاده شده است که یکی از روش‌های مرسوم در بررسی الگوهای تغییرپذیری جوّی در بازه زمانی بلندمدت محسوب می‌شود. با به کارگیری این روش روی میدان فشار تراز دریا یا ارتفاع ژئوپتانسیلی، مدهای اصلی تغییرپذیری گردش جوّی شناسایی می‌شوند. در این روش، داده‌های جوّی شبکه‌بندی شده به صورت پایه‌های متعامد تبدیل می‌شوند. این پایه‌های متعامد با محاسبه بردارهای ویژه یک ماتریس کوواریانس به دست می‌آیند و مقادیر ویژه مربوط به هر بردار ویژه، معرف درصد واریانس توضیح داده شده توسط هر مُد از واریانس کل است. بنابراین کاربست روش EOF روی میدان مکان - زمان، الگوهای مکانی متعامدی را نشان می‌دهد که هر یک از آنها، بیشترین فراوانی را در بعد زمان

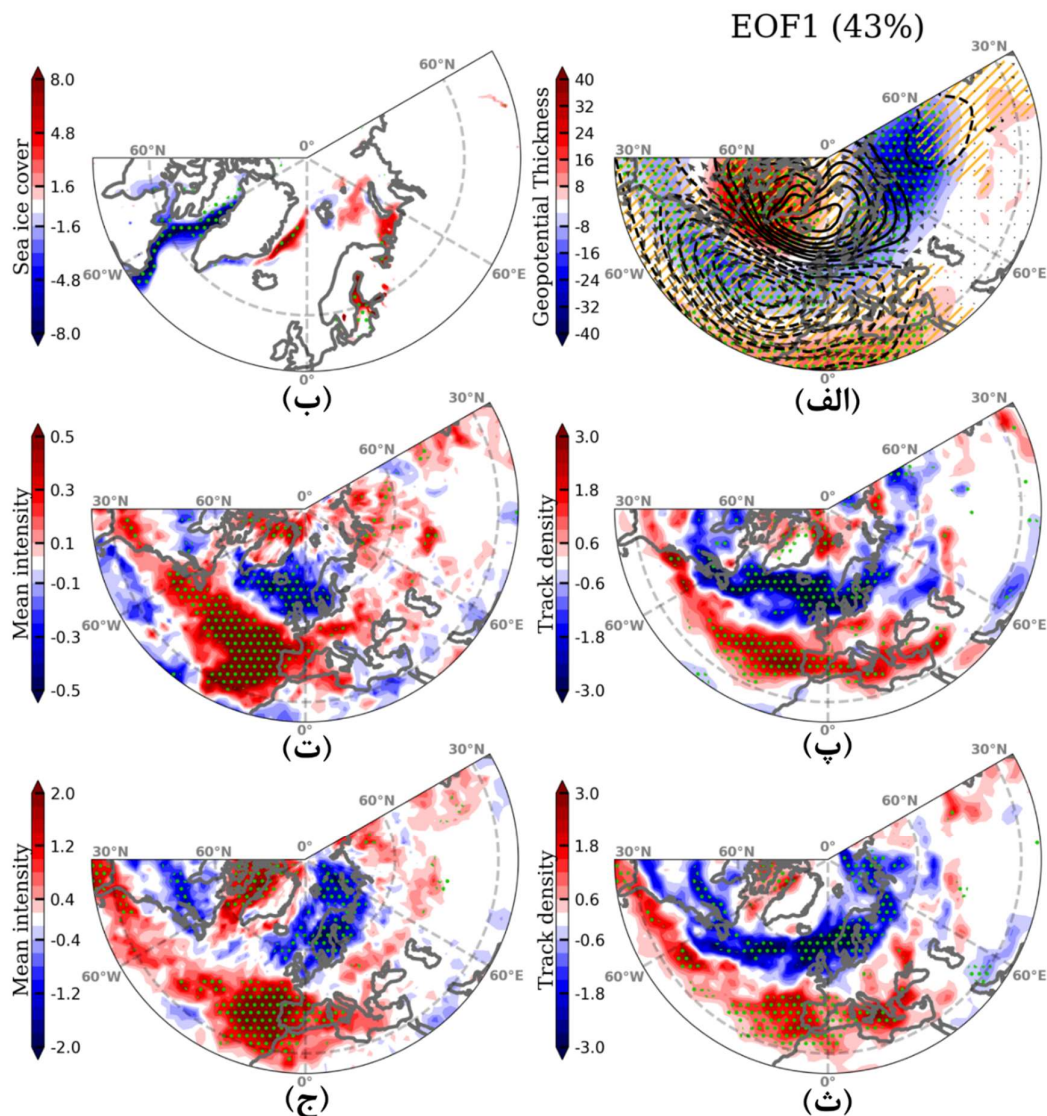
در فاز منفی آن، شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۱-ت) از شمال شرق کانادا تا شرق اطلس شمالی و اروپا افزایش و در شرق گرینلند، اطراف ایسلند و دریای نروژ کاهش دارند. همچنین در فاز منفی NAO، چگالی مسیر در بالادست مسیر توفان مدیترانه افزایش و در پایین دست آن کاهش و در مسیر توفان شمال روسیه نیز کاهش می‌یابد.

در ادامه، به الگوی مسیرهای توفان به دست آمده از ردیابی مقادیر مثبت V850 در فازهای مثبت و منفی NAO پرداخته می‌شود. در فاز منفی NAO، کاهش چگالی مسیر (مشابه علامت شکل ۱-ث) در جنوب گرینلند تا دریای نروژ در ردیابی مقادیر مثبت V850 نیز وجود دارد. همچنین در این فاز، شدت میانگین توفان‌ها (مشابه علامت شکل ۱-ج) در غرب مرکز بی‌هنجاری و اچرخندی یعنی خلیج بافین، تنگه دیویس و دریای لابرادور افزایش و در شرق این بی‌هنجاری، یعنی دریاهای نروژ و شمال اسکاندیناوی کاهش می‌یابد. به علاوه، کاهش شدت میانگین و چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در دریاهای کارا و لاپتو در فاز منفی NAO به کاهش نفوذ توفان‌رانده هوای گرم از طریق توفان‌های شمال روسیه مربوط است.

در این پژوهش دو عامل مؤثر در کنترل یخ دریا شامل بی‌هنجاری ضخامت ژئوپتانسیل 500-1000 hPa و نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب به شمالگان مورد توجه هستند، هرچند عوامل دیگری نیز مشارکت دارند. اگر ضخامت ژئوپتانسیل 500-1000 hPa در یک ناحیه از شمالگان افزایش (کاهش) و/یا نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب به آن ناحیه افزایش (کاهش) یابد، یخ دریا در آن ناحیه کاهش (افزایش) می‌یابد. مطابق موسوی زاده و همکاران (۱۴۰۳)، توفان‌های منتشر شده روی اقیانوس‌های اطلس و آرام به دلیل انتشار و توسعه یافتن روی مناطق اقیانوسی، گرما و رطوبت بیشتری را به شمالگان وارد می‌کنند و در نتیجه، اثرات بیشتری روی وسعت یخ دریای شمالگان دارند. درحالی که توفان‌های شکل گرفته روی

مد اصلی تغییرپذیری گردش جو روی اطلس شمالی تا اوراسیا در فصل زمستان با فراوانی ۴۳ درصد (شکل ۱-الف)، بیانگر یک الگوی دوقطبی به نام الگوی NAO است که یک قطب آن روی قطاع اطلس شمالگان و دیگری در عرض‌های مرکزی اطلس شمالی در محدوده 35°N تا 45°N قرار دارد. منظور از ۴۳ درصد آن است که ۴۳ درصد از تغییرپذیری بین سالانه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۸۵۰ hPa توسط این مد توضیح داده می‌شود. در فاز مثبت NAO (مخالف علامت شکل ۱-الف)، بی‌هنجاری اچرخندی روی قطاع اطلس شمالگان و بی‌هنجاری و اچرخندی روی اطلس شمالی شکل می‌گیرد و در فاز منفی NAO (مشابه علامت شکل ۱-الف)، بی‌هنجاری و اچرخندی روی قطاع اطلس شمالگان و بی‌هنجاری اچرخندی روی اطلس شمالی ایجاد می‌شود. در فاز مثبت (منفی) NAO سرعت باد در شمال شرق کانادا تا جنوب گرینلند و اسکاندیناوی تضعیف (تقویت) و در نواحی نزدیک عرض 40°N در مرکز اطلس شمالی تا اروپا و دریای مدیترانه تقویت (تضعیف) می‌شود. همچنین در فاز مثبت NAO، ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در شمال شرق کانادا، خلیج بافین، تنگه دیویس، دریای لابرادور، جنوب گرینلند و شمال آفریقا کاهش (افزایش) و در شمال اروپا، شرق اسکاندیناوی و سیبری افزایش (کاهش) می‌یابد (شکل ۱-الف).

علاوه بر موارد فوق، الگوی NAO اثر قابل توجهی بر مسیرهای توفان از آمریکای شمالی تا آسیا دارد. در فاز منفی NAO، چگالی مسیر مربوط به ردیابی 850 (شکل ۱-پ) در شمال آمریکای شمالی کاهش و در جنوب آن، افزایش می‌یابد. مسیر توفان اطلس شمالی نیز به شدت تحت تأثیر فاز NAO قرار دارد، به طوری که در فاز منفی آن، چگالی مسیر از جنوب گرینلند تا دریای نروژ و بالتیک کاهش و از مرکز اطلس شمالی تا اروپا و دریای مدیترانه افزایش نشان می‌دهد. افزون بر چگالی مسیر، شدت میانگین توفان‌ها در مسیر اطلس شمالی نیز متأثر از فاز NAO است.



شکل ۱. مُد اول (اصلی) تغییرپذیری گردش جو در اطللس شمالی (25°N-90°N و 90°W-120°E) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه با فراوانی ۴۳ درصد. وایزش (الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی (پرندها با فواصل ۲ متر) و سرعت باد (بردارها) در تراز 850 hPa و ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa (نواحی رنگی برحسب متر)، (ب) پوشش یخ دریا (SIC) (برحسب %)، (پ و ت) چگالی مسیر و شدت میانگین (برحسب $10^{-5} s^{-1}$) مربوط به ردیابی 850 hPa، (ث و ج) چگالی مسیر و شدت میانگین (برحسب $m s^{-1}$) مربوط به ردیابی مقادیر مثبت 850 بر سری زمانی استاندارد شده (PC) مربوط به مُد اول. سری زمانی PC مُد اول، از به‌کارگیری روش EOF روی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa به‌دست آمده است. قبل از اعمال روش EOF و همچنین قبل از انجام وایزش خطی، روند تغییرات خطی و میانگین از تمام میدان‌ها حذف شده است. نقاط سبزرنگ معنی‌دار بودن ضرایب وایزش در سطح اعتماد ۹۰ درصد برای چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌ها و ۹۵ درصد برای پوشش یخ دریا و ضخامت ژئوپتانسیل را نشان می‌دهند. هاشورهای طلایی در (الف) نیز معنی‌دار بودن ضرایب وایزش مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی در سطح اعتماد ۹۵ درصد را نشان می‌دهند. در پنل‌های (پ) و (ت) واحد چگالی مسیر تعداد بر واحد سطح (معادل $10^6 km^2$) به‌ازای یک ماه است. در پنل (الف)، پرندهای پیوسته و خط‌چین به‌ترتیب مقادیر مثبت و منفی وایزش خطی مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی را نشان می‌دهند.

روی اطلس شمالی می‌گذرند. از این رو انتظار می‌رود که توفان‌های برون‌حاره‌ای که به دریای نروژ و بارنتز وارد می‌شوند، اثرات بیشتری روی یخ دریا داشته باشند. در مقابل، توفان‌های ورودی به دریای کارا و لاپتو اثرات کمتری روی یخ دریای شمالگان دارند. بر این اساس، افزایش چگالی مسیر (شکل ۲-ب) و شدت میانگین (شکل ۲-پ) توفان‌ها در دریای نروژ و بارنتز با کاهش یخ دریای بارنتز و گرینلند همراه است، در حالی که افزایش چگالی مسیر (شکل ۲-ث) و شدت میانگین (شکل ۲-ج) توفان‌ها در دریای کارا با کاهش یخ دریا همراه نیست. بنابراین در فاز منفی NAO، کاهش شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 روی دریای کارا (شکل ۱-ج)، مربوط به توفان‌های شمال روسیه است که اثرات کمتری روی وسعت یخ دریای شمالگان دارند (شکل ۱-ب). همچنین در این فاز، در تنگه دیویس، دریای لابرادور و تا حدی جنوب شرق گرینلند، پوشش یخ دریا کاهش می‌یابد. در این نواحی نیز، افزایش شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 و افزایش ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa هر دو منجر به کاهش سرعت یخ‌زایی می‌شوند (شکل ۱-ب).

ب) مد دوم: الگوی BO

مد دوم تغییرپذیری گردش جو روی اطلس تا اوراسیا در فصل زمستان با فراوانی ۱۷ درصد (شکل ۳-الف)، معرف الگوی BO است. این الگو در اعمال روش EOF روی فشار سطح دریا از سه مرکز بی‌هنجاری شامل دو مرکز بی‌هنجاری هم‌علامت روی دریای بارنتز و اطلس شمالی و یک مرکز بی‌هنجاری با علامت متفاوت روی گرینلند تشکیل شده است (چن و همکاران، ۲۰۱۳). این در حالی است که با کاربست روش EOF روی میانگین سه‌ماهه (DJF) میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa، مرکز بی‌هنجاری روی گرینلند بسیار ضعیف است (شکل ۳-

خشکی‌ها، به‌ویژه مسیر توفان شمال روسیه، به دلیل رطوبت کمتر دارای اثرات اندکی بر وسعت یخ دریای شمالگان هستند؛ بنابراین در بررسی وسعت یخ دریا در دریای کارا، به‌ویژه دریای لاپتو که توفان‌های ورودی به این نواحی غالباً مربوط به مسیر توفان شمال روسیه هستند، افزایش/کاهش ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa اهمیت بیشتری نسبت به افزایش/کاهش چگالی مسیر یا شدت میانگین مربوط به مقادیر مثبت V850 (شکل‌های ۱-ث و ۱-ج) دارد. از آنجاکه در روش ردیابی ویژگی، مراکز توفان‌ها یا نقاط بحرانی میدان استفاده شده ردیابی می‌شوند، در بررسی اثرات مسیرهای توفان شناسایی شده با این روش باید به این نکته توجه داشت که اگر در نقطه‌ای از شبکه، چگالی مسیر یا شدت میانگین توفان‌ها افزایش/کاهش یابد، اثرات این تغییر تنها به آن نقطه شبکه محدود نیست و نقاط شبکه‌ای اطراف آن نقطه نیز تحت تأثیر این تغییر در مشخصه‌های توفان خواهند بود. با در نظر گرفتن این موارد، در ادامه به بررسی وسعت یخ دریا (شکل ۱-ب) در فازهای مثبت/منفی NAO می‌پردازیم.

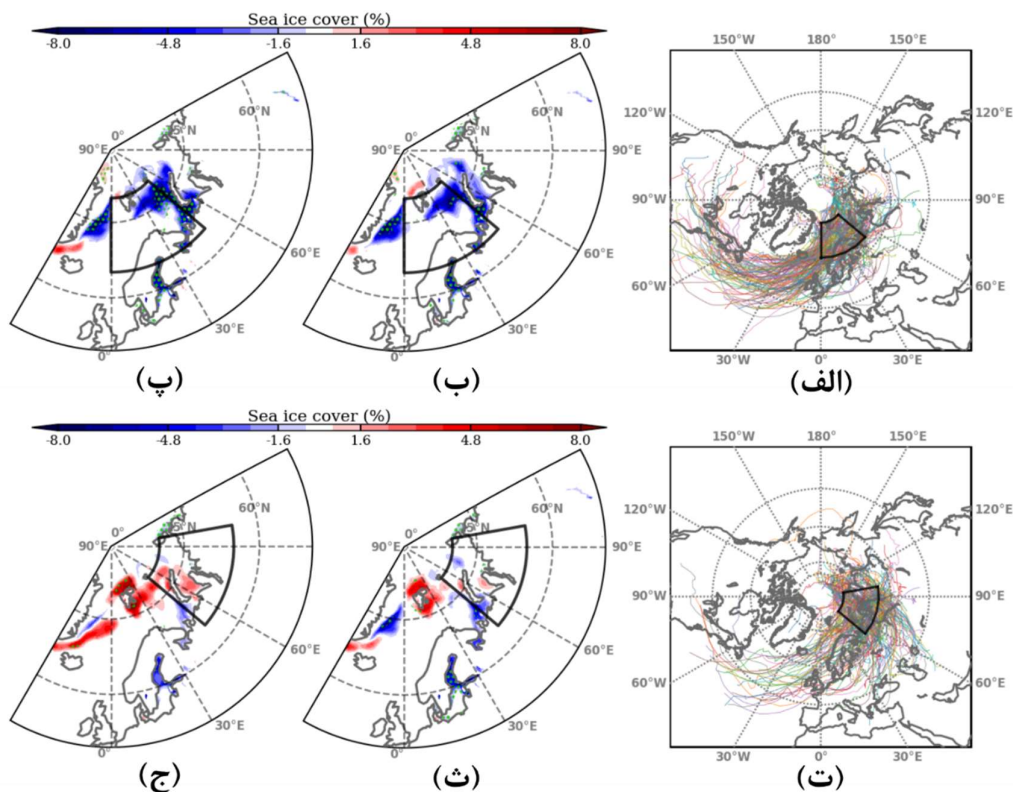
در فاز منفی NAO، پوشش یخ دریا در خلیج‌های بوتنیا، فنلاند و ریگا در دریای بالتیک و جنوب غرب دریای بارنتز افزایش می‌یابد (مشابه علامت شکل ۱-ب). کاهش چگالی مسیر و شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در این نواحی (شکل‌های ۱-ث و ۱-ج) که نشان‌دهنده کاهش نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب اطلس شمالی به این نواحی است، در کنار کاهش ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa روی این نواحی، شرایط مناسبی را برای افزایش سرعت یخ‌زایی ایجاد می‌کند.

مطابق شکل ۲-الف، مسیرهای به‌دست آمده از ردیابی مقادیر مثبت V850 که از ناحیه دریای نروژ و دریای بارنتز عبور می‌کنند عمدتاً قبل از ورود به این ناحیه، از روی اطلس شمالی می‌گذرند. این در حالی است که تعداد کمتری از مسیرهای عبوری از دریای کارا (شکل ۲-ت) از

می شود. بندهال اورال تقویت شده نیز از یک سو، هوای گرم عرض های پایین تر را به دریای بارنتز و کارا وارد می کند و از سوی دیگر، باعث نفوذ هوای سرد عرض های شمالی تر به شرق آسیا می شود. مطابق شکل ۳-الف، در فاز مثبت BO، ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در شمال اطلس شمالی، دریای بارنتز-کارا و شرق کوه های اورال افزایش و در خلیج بافین، تنگه دیویس، اروپا، شمال غرب آفریقا و به ویژه شرق آسیا کاهش می یابد.

الگوی BO اثرات قابل توجهی بر مسیرهای توفان نیز دارد، به طوری که در فاز مثبت آن، چگالی مسیر (شکل ۳-پ) و شدت میانگین (شکل ۳-ت) مربوط به ردیابی 850 hPa، از ساحل شرقی کانادا تا محدوده 40°N-60°N در شرق اطلس شمالی کاهش و چگالی مسیر از دریای لابرادور تا

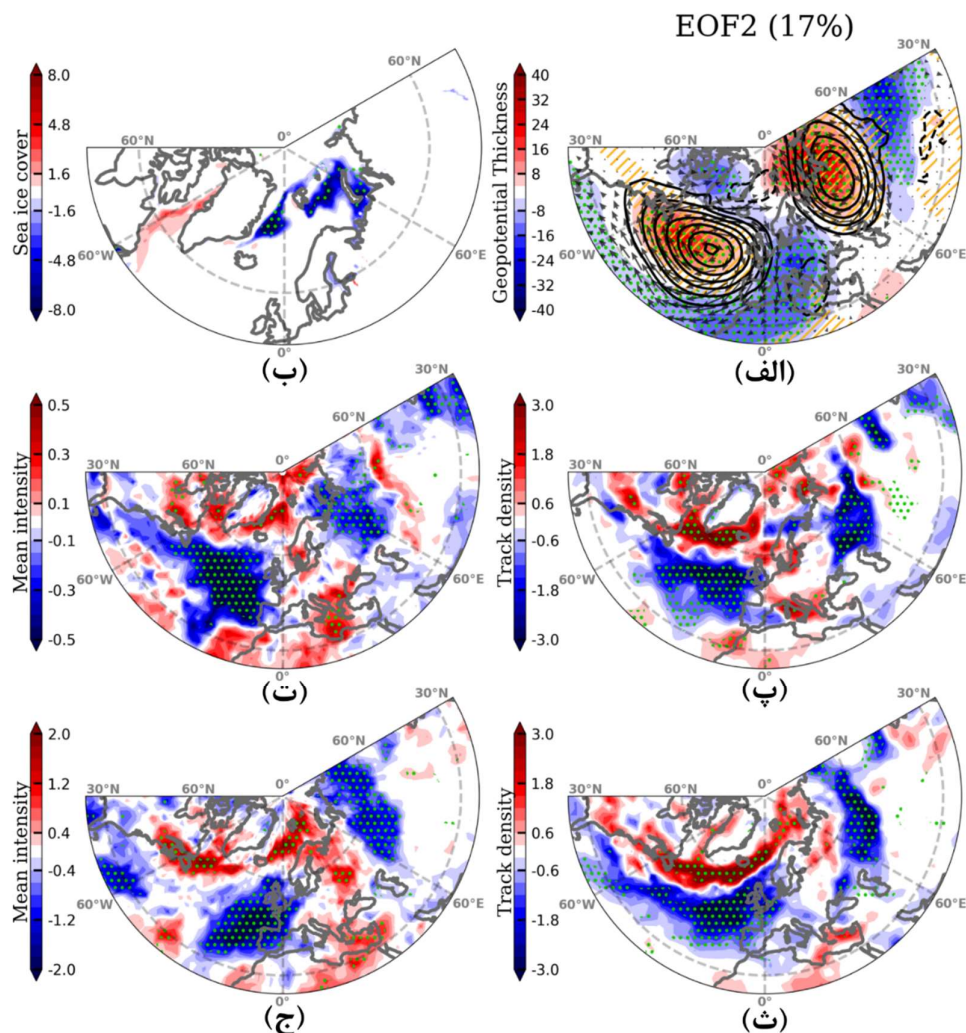
الف). با این حال، با اعمال روش EOF روی میانگین های ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa نیز مرکز بی هنجاری روی گرینلند آشکار می شود (شکل آورده نشده است). در فاز مثبت الگوی BO (علامت مشابه شکل ۳-الف)، دو بی هنجاری واچرخندی، یکی در نزدیکی دریای بارنتز-کارا و دیگری روی اطلس شمالی و یک بی هنجاری ضعیف چرخندی روی دریای گرینلند ایجاد می شود. بی هنجاری واچرخندی روی دریای بارنتز-کارا نشان دهنده بندهال اورال تقویت یافته است. به علاوه در فاز مثبت BO، در دریای لابرادور و جنوب گرینلند تا دریای شمال بی هنجاری باد غربی و از غرب اروپا تا غرب اطلس بی هنجاری باد شرقی مشاهده می شود. همچنین هوای گرم و مرطوب اطلس شمالی از شرق گرینلند وارد شمالگان



شکل ۲. الف) مسیرهای توفان عبوری از دریاهای نروژ و بارنتز (65°N-80°N, 0°N-50E)، و ابازش خطی بی هنجاری پوشش یخ دریا (برحسب % بر سری زمانی استاندارد شده حاصل از میانگین مکانی (ب) چگالی مسیر و (پ) شدت میانگین توفان ها در زمستان های دوره مورد مطالعه. پنل های (ت تا ج) مانند (الف) تا (پ)، ولی برای ناحیه دریای کارا (65°N-80°N, 50E-100E) هستند. نقاط سبز رنگ معنی دار بودن ضرایب و ابازش در سطح اعتماد ۹۵ درصد را نشان می دهند. مسیرهای توفان در تمام شکل ها از ردیابی مقادیر مثبت V850 شناسایی شده اند.

تغییرپذیری گردش جو منجر به کاهش فعالیت مسیرهای توفان اطلس شمالی و شمال روسیه می‌شود. هرچند فاز مثبت BO، براساس ردیابی ۸۵۰، منجر به کاهش فعالیت مسیر توفان اطلس شمالی می‌شود و تنها ورود توفان‌های مسیر توفان اطلس شمالی به شمالگان را افزایش می‌دهد (شکل ۳-پ)، اما نتایج ردیابی مقادیر مثبت ۷۸۵۰ تفاوت‌هایی را در الگوهای چگالی مسیر (شکل ۳-ث) و شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۳-ج) نشان می‌دهد. در فاز مثبت BO، چگالی مسیر و شدت میانگین به‌دست

شرق گرینلند و شدت میانگین توفان‌ها در دریای گرینلند افزایش می‌یابد. همچنین چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌ها در بالادست مسیر توفان مدیترانه افزایش نشان می‌دهد. در این فاز، نفوذ توفان‌های مسیر توفان اطلس شمالی از جنوب شرق گرینلند به شمالگان افزایش می‌یابد (شکل ۳-پ) که این امر می‌تواند اثراتی بر یخ دریای شمالگان داشته باشد. به‌علاوه به‌دلیل تقویت بندال اورال، چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌های مسیر توفان شمال روسیه نیز کاهش می‌یابد. بنابراین فاز مثبت این الگوی



شکل ۳. مانند شکل ۱، اما برای مد دوم تغییرپذیری گردش جو در اطلس شمالی (25°N-90°N و 90°W-120°E) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه با فراوانی ۱۷ درصد.

ج) مد سوم: الگوی AR

مد سوم تغییرپذیری گردش جوی اطلس تا اوراسیا در فصل زمستان با فراوانی ۱۳ درصد (شکل ۴-الف)، یک الگوی سه قطبی به نام الگوی AR است. در فاز منفی الگوی AR (علامت مشابه شکل ۴-الف)، یک بی‌هنجاری چرخندی قوی در جنوب شرق ایسلند و دو بی‌هنجاری واچرخندی ضعیف‌تر، یکی در غرب اطلس شمالی و دیگری در شمالگان ایجاد می‌شود. در این فاز، در قطع اطلس شمالگان بی‌هنجاری باد شمال شرقی رخ می‌دهد (شکل ۴-الف) که می‌تواند مانع ورود توفان‌های اطلس شمالی به شمالگان شود. همچنین در محدوده 40°N-60°N از جنوب گرینلند تا شرق اروپا بی‌هنجاری باد غربی ایجاد می‌شود که به انتشار بهتر توفان‌ها در این محدوده جغرافیایی کمک می‌کند. در فاز منفی AR، ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در محدوده 30°N-50°N در غرب اطلس شمالی، شمالگان و شمال مدیترانه تا ناحیه اورال افزایش و در مقابل در جنوب شرق گرینلند و دریای نورژ کاهش می‌یابد (شکل ۴-الف).

در فاز منفی AR، چگالی مسیر مربوط به ردیابی 850 (شکل ۴-پ) از ساحل شرقی کانادا تا محدوده 40°N-60°N در شرق اطلس شمالی و دریای شمال افزایش، و در شرق گرینلند و تاحدی در محدوده 30°N-40°N غرب تا شرق اطلس شمالی کاهش می‌یابد. شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۴-ت) نیز در محدوده 30°N-40°N در شرق اطلس شمالی، دریای نورژ و تاحدی در نواحی غرب گرینلند در خلیج بافین و تنگه دیویس کاهش و در محدوده 50°N-60°N در شرق اطلس شمالی افزایش نشان می‌دهد. همچنین چگالی مسیر در بالادست مسیر توفان مدیترانه کاهش می‌یابد (شکل ۴-پ).

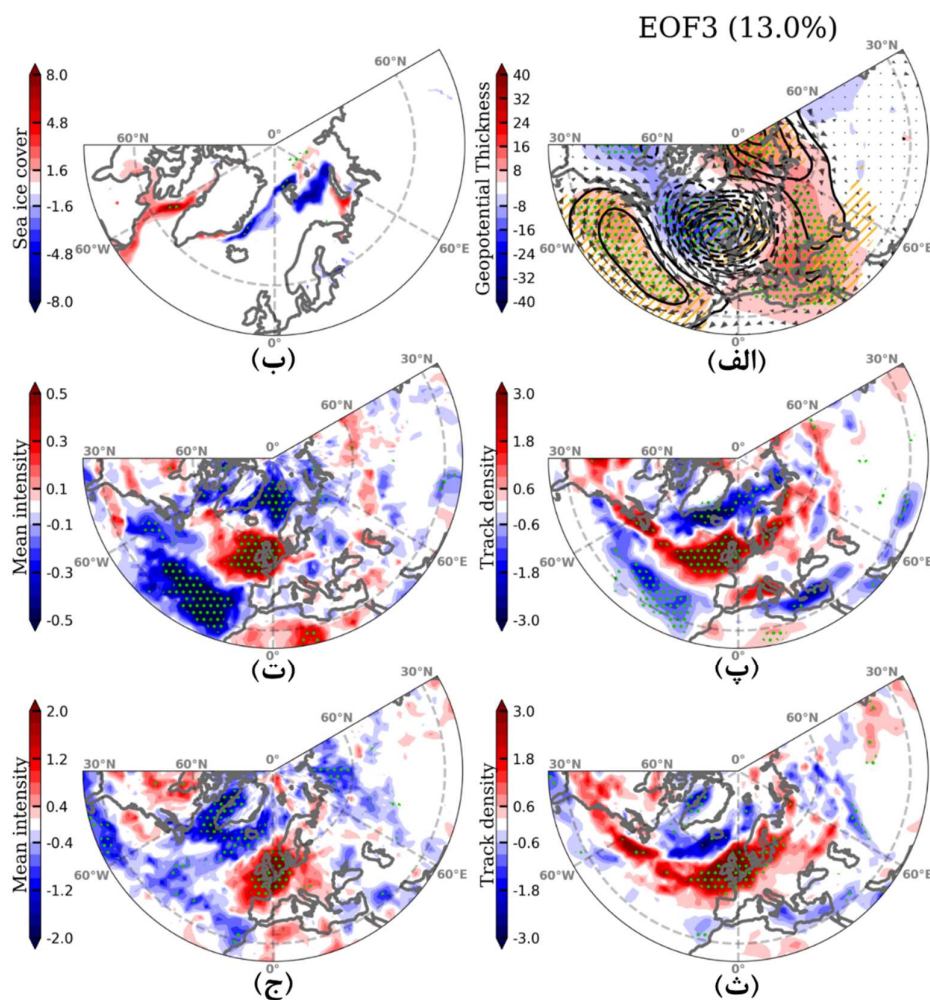
ردیابی مقادیر مثبت V850 جنبه‌های متفاوتی را نسبت به ردیابی 850 در بررسی اثر الگوی AR بر مسیرهای توفان نشان می‌دهد. در فاز منفی AR، کاهش چگالی مسیر (شکل

آمده از ردیابی مقادیر مثبت V850 از ساحل شرقی کانادا تا دریای نورژ و بارنتز افزایش می‌یابد. این در حالی است که چنین بی‌هنجاری روی دریای نورژ و بارنتز در ردیابی 850 وجود ندارد (شکل‌های ۳-پ و ۳-ت) که نشان‌دهنده اهمیت استفاده از ردیابی مقادیر مثبت V850 در بررسی اثرات توفان‌های برون‌حاره‌ای بر یخ دریای شمالگان است. همچنین از آنجا که مقادیر مثبت نصف‌النهاری در شرق مرکز چرخند قرار دارند، موقعیت مکانی افزایش چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در غرب گرینلند (شکل ۳-ث)، در شرق نواحی افزایش چگالی مسیر مربوط به ردیابی 850 (شکل ۳-پ) قرار دارد.

الگوی BO اصلی‌ترین مد تغییرپذیری گردش جوی در کنترل یخ دریای بارنتز-کارا است (چن و همکاران، ۲۰۱۳؛ کای و همکاران، ۲۰۲۲). در فاز مثبت BO، پوشش یخ دریا در دریاهای بارنتز، کارا و گرینلند کاهش قابل توجهی دارد (شکل ۳-ب). همان‌طور که اشاره شد، در این فاز، چگالی مسیر و شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 از شرق کانادا تا دریای بارنتز افزایش می‌یابد (شکل‌های ۳-ث و ۳-ج). از طرفی دیگر، افزایش چگالی مسیر و شدت میانگین حاصل از ردیابی مقادیر مثبت V850 روی دریاهای نورژ و بارنتز عمدتاً مربوط به توفان‌های منتشر شده روی اطلس شمالی است (شکل ۲-الف) که تأثیر بیشتری در کاهش یخ دریا دارند (شکل‌های ۲-ب و ۲-پ). بنابراین توفان‌های وارد شده به شمالگان از شرق گرینلند در فاز مثبت BO، نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب اطلس شمالی به شمالگان از طریق قطاع اطلس را افزایش می‌دهند که این موضوع به همراه افزایش ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa روی دریای بارنتز-کارا، شرایط مناسبی را برای کاهش سرعت یخ‌زایی در این نواحی فراهم می‌کند (شکل ۳-ب).

تأثیر الگوی AR نیست (شکل‌های ۴-ج و ۴-ث) و ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در این نواحی تغییرات محسوسی ندارد، این الگوی تغییرپذیری گردش جو، توانایی کنترل یخ دریای شمالگان را ندارد (شکل ۴-ب). در بخش ۳-۳ نشان داده خواهد شد که روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی و ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa و همچنین مسیرهای توفان در دهه‌های اخیر، شباهت بیشتری به الگوی مربوط به فاز منفی AR دارد که در آن بندال اورال به دلیل ذوب یخ دریا تقویت یافته است.

در شرق گرینلند از نظر آماری معنی‌دار نیست. در مقابل، شدت میانگین به‌دست آمده از ردیابی مقادیر مثبت V850 در غرب گرینلند کاهش بیشتر و گسترده‌تری را (شکل ۴-ث) نسبت به شدت میانگین به‌دست آمده از ردیابی 850 ξ (شکل ۴-ت) نشان می‌دهد. بنابراین نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب در فاز منفی AR، در غرب و جنوب غرب گرینلند کاهش یافته و در نتیجه افزایش یخ‌زایی در این نواحی را تسهیل می‌کند. از آنجا که چگالی مسیر و شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در دریای نروژ و بارنتز تحت



شکل ۴. مانند شکل ۱، اما برای مُد سوم تغییرپذیری گردش جو در اطلس شمالی (25°N-90°N و 90°W-120°E) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه با فراوانی ۱۳ درصد.

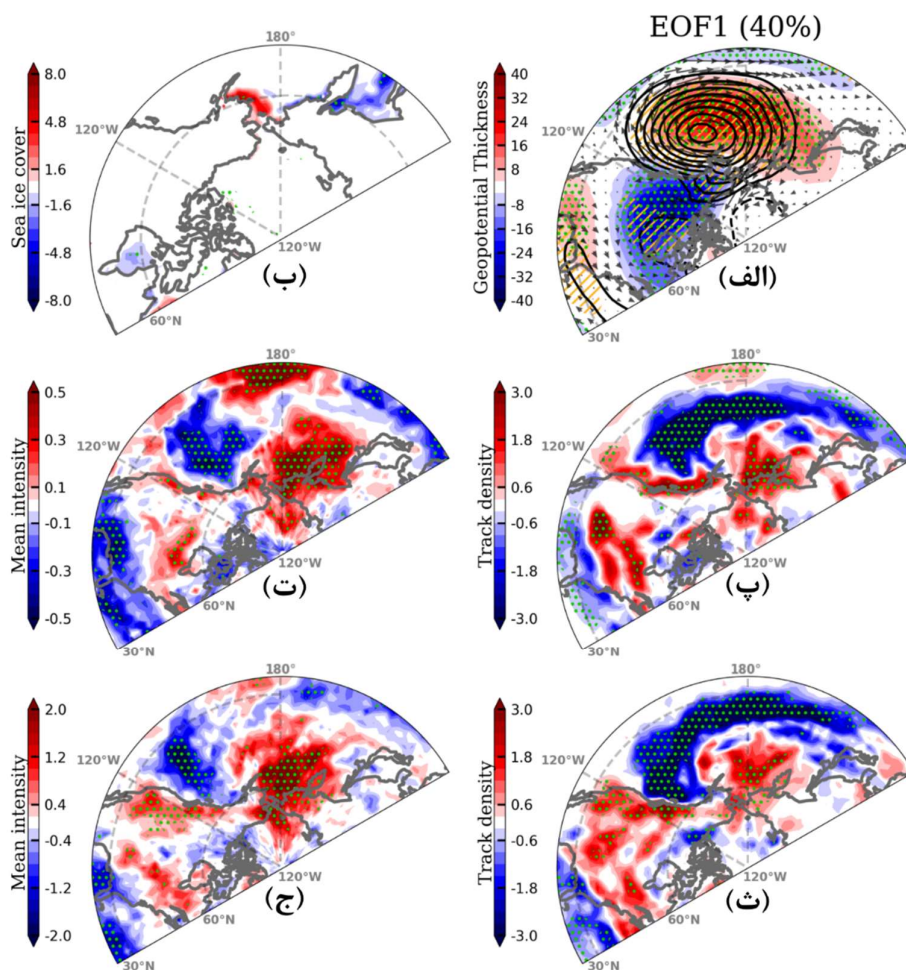
است (علامت مشابه شکل ۵-الف). در فاز منفی PNA، بی‌هنجاری شمال‌سوی جریان باد در قطاع آرام شمالگان، بی‌هنجاری جنوب‌سوی جریان باد در ساحل غربی آمریکای شمالی و بی‌هنجاری غرب‌سوی جریان باد در عرض‌های کمتر از 45°N در آرام شمالی وجود دارد. همچنین در این فاز، ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در محدوده 40°N - 60°N آرام شمالی و شمال آمریکای شمالی افزایش می‌یابد (شکل ۵-الف).

۲-۳ مدهای اصلی تغییرپذیری گردش جو در

ناحیه آرام شمالی

الف) مد اول: الگوی PNA

مد اصلی تغییرپذیری گردش جو روی آرام شمالی و آمریکای شمالی در فصل زمستان با فراوانی ۴۰ درصد، الگوی PNA است. اصلی‌ترین جنبه الگوی PNA (شکل ۵-الف)، وجود یک مرکز بی‌هنجاری شدید واچرخندی (چرخندی) در فاز منفی (مثبت) این الگو روی آرام شمالی



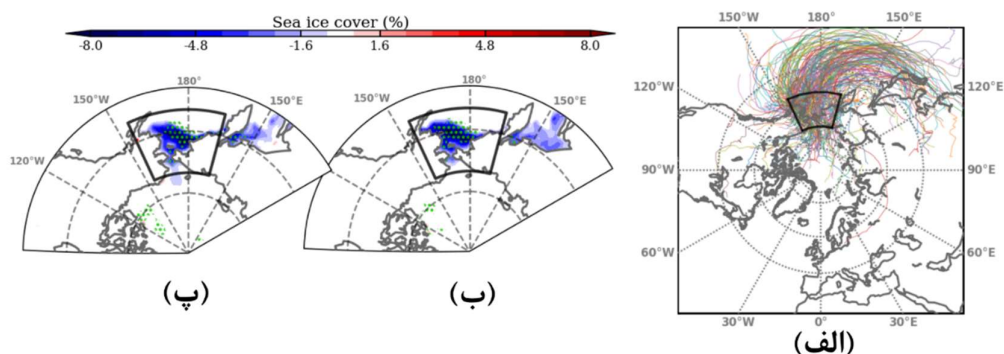
شکل ۵. مانند شکل ۱، اما برای مد اول (اصلی) تغییرپذیری گردش جو در آرام شمالی (25°N - 90°N و 120°E - 60°W) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه با فراوانی ۴۰ درصد.

ردیابی ۸۵۰ در پاسخ به الگوی PNA دارد. فاز مثبت PNA موجب افزایش چگالی مسیر (شکل ۵-ث) و شدت میانگین (شکل ۵-ج) مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در دریای چوکچی-برینگ (CBS) و بخش جنوبی آن می‌شود. هرچند در زمستان‌هایی که فاز منفی الگوی PNA غالب می‌شود، بی‌هنجاری چگالی مسیر (شکل ۵-ث) و شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۵-ج) در مرکز و غرب دریای/تنگه برینگ و بی‌هنجاری باد جنوبی از آرام شمالی به ناحیه CBS تشدید می‌شوند (شکل ۵-الف)، ولی این مُد گردش جو، تأثیر اندکی بر پوشش یخ دریای ناحیه CBS و دریای اخوتسک دارد (شکل ۵-ب).

توفان‌های ورودی به دریای برینگ و چوکچی عمدتاً قبل از رسیدن به این نواحی، روی آرام شمالی منتشر می‌شوند و در نتیجه می‌توانند رطوبت بیشتری را به این ناحیه وارد کنند (شکل ۶-الف). از این رو، افزایش چگالی مسیر (شکل ۶-ب) یا افزایش شدت میانگین (شکل ۶-پ) مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در دریای برینگ و چوکچی، همراه با کاهش قابل توجه پوشش یخ دریا در این نواحی است. این در حالی است که در فاز منفی PNA، پوشش یخ دریا در شرق دریای برینگ افزایش و در دریای اخوتسک کاهش می‌یابد که هر دو مورد تنها در ناحیه بسیار کوچکی

الگوی PNA اثر قابل توجهی بر مسیر توفان آرام شمالی دارد، به طوری که در فاز منفی، از انتشار شرق سوی توفان‌ها در آرام شمالی جلوگیری می‌کند و باعث کاهش چگالی مسیر از مرکز تا شرق آرام شمالی در محدوده 35°N - 45°N می‌شود (شکل ۵-پ). با این حال، در فاز منفی PNA، چگالی مسیر (شکل ۵-پ) در عرض‌های بالاتر از 50°N در غرب آرام شمالی تا غرب دریای برینگ و همچنین ساحل غربی آمریکای شمالی، به ویژه در خلیج آلاسکا، افزایش می‌یابد. بنابراین فاز منفی PNA ضمن جلوگیری از انتشار مداری توفان‌های آرام شمالی، موجب انتقال قطب‌سوی برخی از توفان‌ها می‌شود. شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۵-ت) نیز در عرض‌های بالاتر از 40°N در غرب آرام شمالی و غرب دریای برینگ افزایش و در محدوده 35°N - 55°N در شرق آرام شمالی کاهش می‌یابد. وجود جریان واچرخندی قوی در آرام شمالی در فاز منفی PNA، الگوی شدت میانگین توفان‌ها را توجیه می‌کند، چرا که در غرب بی‌هنجاری جریان واچرخندی یا یک بندال تقویت یافته، شدت میانگین توفان‌ها افزایش و در شرق آن کاهش می‌یابد.

الگوی بی‌هنجاری‌های چگالی مسیر و شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 شباهت‌های زیادی به

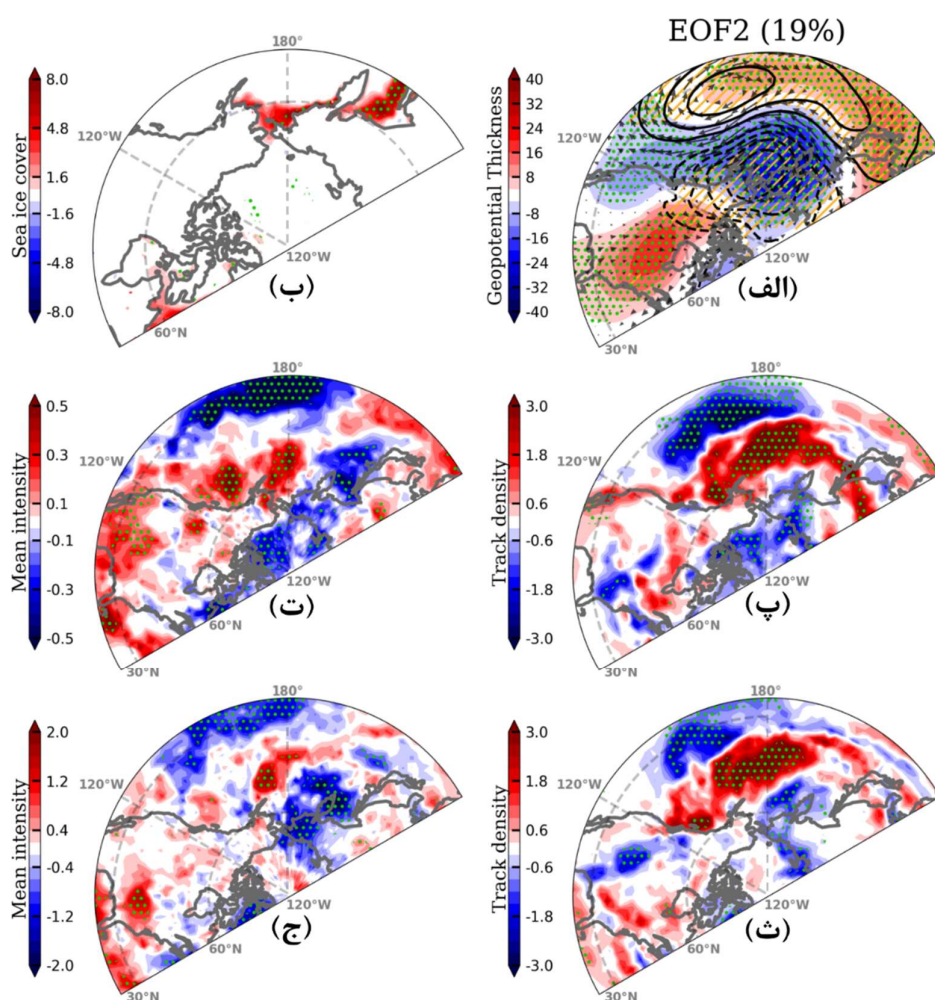


شکل ۶. مانند شکل ۲، ولی برای ناحیه دریای چوکچی-برینگ (55°N - 70°N , 165°E - 205°E).

مد اصلی تغییرپذیری گردش جوّی روی آرام شمالی و آمریکای شمالی در فصل زمستان با فراوانی ۱۹ درصد (شکل ۷-الف)، یک الگوی دو قطبی به نام WP است. این الگو دارای دو مرکز بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی است که فاز مثبت آن (علامت مشابه شکل ۷-الف) شامل یک بی‌هنجاری چرخندی روی ناحیه CBS و آلاسکا و یک بی‌هنجاری واچرخندی به مرکزیت شمال جزایر هاوایی در آرام شمالی است که تا جنوب شرق آسیا امتداد دارد. در

از نظر آماری معنی‌دار هستند (شکل ۵-ب). بنابراین به نظر می‌رسد در فاز منفی (مثبت) PNA عوامل دیگری در رقابت با اثر افزایشی (کاهش) فرافت هوای گرم و مرطوب به CBS شرکت دارند، به طوری که اثر الگوی PNA بر تغییرات بین‌سالانه پوشش یخ دریای شمالگان در زمستان را کاهش می‌دهند.

ب) مد دوم: الگوی WP



شکل ۷. مانند شکل ۱، اما برای مد دوم تغییرپذیری گردش جوّی در آرام شمالی (25°N-90°N و 120°E-60°W) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه با فراوانی ۱۹ درصد.

فاز مثبت این الگو، بی‌هنجاری شرق‌سوی باد در محدوده $40^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$ و بی‌هنجاری غرب‌سوی باد در عرض‌های کمتر از 35°N در آرام شمالی ایجاد می‌شود. ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa نیز به‌طور گسترده‌ای روی CBS و شمال آرام شمالی کاهش و در آمریکای شمالی و از جنوب شرق آسیا تا مرکز آرام شمالی افزایش می‌یابد (شکل ۷-الف). انتظار می‌رود که الگوی WP، به‌دلیل بی‌هنجاری گسترده ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa روی دریای برینگ، چوکچی و اخوتسک، نقش مؤثری در تغییرپذیری یخ دریا در این نواحی داشته باشد.

در فاز مثبت الگوی WP، مسیر توفان آرام شمالی انتقال قطب‌سو دارد و چگالی مسیر در محدوده $30^{\circ}\text{N}-40^{\circ}\text{N}$ کاهش و در محدوده $40^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ از مرکز آرام شمالی تا خلیج آلاسکا افزایش می‌یابد (شکل ۷-پ). الگوی بی‌هنجاری شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۷-ت) تفاوت‌هایی با چگالی مسیر (شکل ۷-پ) دارد، به طوری که در فاز مثبت WP، شدت میانگین در شرق ژاپن و دریای اخوتسک کاهش و در جنوب ناحیه CBS و خلیج آلاسکا افزایش پیدا می‌کند. کاهش شدید شدت میانگین توفان‌ها در عرض‌های پایین‌تر از 35°N در آرام شمالی، به دلیل تعداد اندک مسیرهای توفان در این نواحی، اهمیت کمتری دارد.

الگوهای بی‌هنجاری چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل ۷-ث) و ردیابی 850 (شکل ۷-پ) در فاز مثبت WP، شباهت زیادی به هم دارند و تنها تفاوت مهم، کاهش چگالی مسیر مربوط به ردیابی V850 در غرب دریای برینگ در این فاز است که در ردیابی 850 وجود ندارد. در فاز مثبت، شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل ۷-ج) در دریای اخوتسک و غرب دریای برینگ کاهش گسترده‌ای می‌یابد. لذا در فاز مثبت WP، به‌دلیل کاهش چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل ۷-ث) در

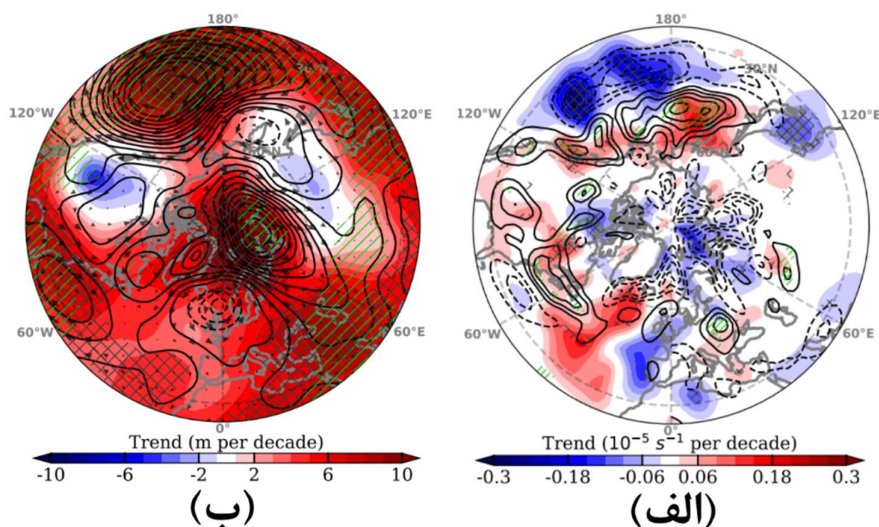
غرب دریای برینگ و به ویژه کاهش شدت میانگین توفان‌ها (شکل ۷-ج) در دریای اخوتسک انتظار می‌رود که پوشش یخ دریا در این نواحی افزایش یابد (شکل ۷-ب). علی‌رغم کاهش ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa روی دریای برینگ و چوکچی (شکل ۷-الف)، افزایش پوشش یخ دریا در این نواحی مانند دریای اخوتسک گسترده نیست. دلیل این تفاوت در افزایش پوشش یخ دریا ممکن است مربوط به نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب توسط توفان‌های آرام شمالی باشد، زیرا نواحی با افزایش پوشش یخ دریا (شکل ۷-ب) منطبق بر نواحی با کاهش شدت میانگین توفان‌ها در دریای اخوتسک و غرب دریای برینگ هستند (شکل ۷-ج) که نشان‌دهنده اهمیت ردیابی مقادیر مثبت V850 در بررسی ارتباط پوشش یخ دریای شمالگان و مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای است.

۳-۳ روند تغییرات خطی بلندمدت مسیرهای توفان و گردش جو

روند تغییرات خطی مسیرهای توفان شناسایی شده از ردیابی 850 در زمستان، نشان‌دهنده انتقال قطب‌سو در بالادست مسیر توفان اطلس شمالی است (شکل ۸-الف). این در حالی است که در پایین‌دست مسیر توفان اطلس شمالی، نه‌تنها انتقال قطب‌سو وجود ندارد، بلکه چگالی مسیر در شرق گرینلند و قطاع اطلس شمالگان کاهش یافته است؛ یعنی ورود توفان‌های برون‌حاره‌ای از اطلس شمالی به شمالگان کمتر شده است (شکل ۸-الف). مسیر توفان آرام شمالی نیز انتقال قطب‌سو داشته است، به‌طوری که چگالی مسیر در عرض‌های $40^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$ از غرب تا شرق آرام شمالی و در ساحل غربی آمریکای شمالی افزایش نشان می‌دهد. به‌علاوه، شدت میانگین توفان‌ها در این مناطق افزایش (شکل ۸-الف) و چگالی مسیر از مرکز تا شرق آرام شمالی در عرض‌های کمتر از 40°N کاهش یافته است. فعالیت مسیر توفان شمال روسیه نیز در دهه‌های

PNA است (شکل ۵-الف)، موجب انتقال قطب‌سوی مسیر توفان آرام شمالی و مانع انتشار مداری توفان‌ها شده است. همان‌طور که در فاز منفی PNA ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa روی آمریکای شمالی کاهش می‌یابد، روند تغییرات ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در دهه‌های اخیر نیز در آمریکای شمالی کاهش یافته است. بنابراین به نظر می‌رسد تغییرات اقلیمی اخیر در آرام شمالی تمایل به تقویت الگوی مشابه فاز منفی PNA داشته است. در اطلس شمالی، تقویت الگوی واچرخندی در غرب این اقیانوس با انتقال قطب‌سو در بالادست مسیر توفان اطلس شمالی هم‌خوانی دارد. همچنین تقویت الگوی چرخندی روی دریای شمال مانع از نفوذ توفان‌های اطلس شمالی به شرق گرینلند شده است. چنین وضعیتی شبیه به فاز منفی AR (شکل ۴-الف) است.

گذشته کاهش داشته است، به طوری که چگالی مسیر در شمال روسیه و دریای کارا کاهش نشان می‌دهد. در دهه‌های اخیر در فصل زمستان، هم الگوی واچرخندی قوی روی دریای بارنتز-کارا و شرق آرام شمالی و الگوی واچرخندی ضعیف‌تر دیگر در عرض‌های کمتر از 40°N در غرب اطلس شمالی و هم الگوی چرخندی به مرکزیت دریای شمال تقویت شده است (شکل ۸-ب). همچنین ضخامت ژئوپتانسیل 1000-500 hPa در شمالگان، شرق آرام شمالی، غرب اطلس شمالی، جنوب غرب آرام شمالی و جنوب غرب آسیا افزایش و در شمال شرق آسیا و آمریکای شمالی کاهش داشته است. تغییرات مسیرهای توفان نیمکره شمالی در زمستان، در توافق با روند تغییرات گردش جوی است (شکل‌های ۸-الف و ۸-ب). در آرام شمالی، تقویت الگوی واچرخندی قوی و گسترده در غرب این اقیانوس که مشابه الگوی فاز منفی



شکل ۸. روند تغییرات خطی (الف) چگالی مسیر (پربندها با فواصل ۰/۳ بر واحد سطح بر ماه بر دهه) و شدت میانگین توفان‌ها (نواحی رنگی برحسب $10^{-5} s^{-1}$) مربوط به مسیرهای به دست آمده از ردیابی 850 hPa و (ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 850 hPa (پربندها با فواصل ۱ متر) و ضخامت ژئوپتانسیل 500-1000 hPa (نواحی رنگی برحسب متر) در زمستان‌های دوره مورد مطالعه. هاشورهای سبز (مشکی) معنی‌دار بودن روند تغییرات خطی در سطح اعتماد ۹۰ درصد برای چگالی مسیر (شدت میانگین توفان‌ها) و ۹۵ درصد برای ارتفاع ژئوپتانسیلی را نشان می‌دهند. در هر دو پتل، پربند صفر حذف شده است. همچنین در هر دو پتل، پربندهای پیوسته و خط‌چین به ترتیب مقادیر مثبت و منفی روند خطی را نشان می‌دهند. واحد چگالی مسیر تعداد بر واحد سطح (معادل $10^6 km^2$) به‌ازای یک ماه است.

۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش، ابتدا با به‌کارگیری روش ردیابی ویژگی ارائه شده توسط هاجز (۱۹۹۴، ۱۹۹۵ و ۱۹۹۶) روی کمیت‌های مؤلفه قائم‌تاوایی نسبی (850) و مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد (V850) در تراز 850 hPa و استفاده از داده‌های ERA5 در زمستان‌های دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳، مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی شناسایی و مقادیر آماره این مسیرها شامل چگالی مسیر و شدت میانگین توفان‌ها محاسبه شدند. به‌علاوه، تلاش شد تا ارتباط مسیرهای توفان و پوشش یخ دریا با هر یک از مدهای تغییرپذیری گردش جو نیز بررسی و تحلیل شود. در اطلس شمالی و اوراسیا، سه مُد غالب تغییرپذیری بین‌سالانه گردش جو شامل NAO، BO و AR شناسایی و مورد بررسی قرار گرفتند. در فاز مثبت (منفی) NAO، مسیر توفان اطلس شمالی انتقال قطب‌سو (استواسو) دارد (راجرز، ۱۹۹۷) و در بالادست مسیر توفان مدیترانه، تعداد توفان‌ها کاهش (افزایش) می‌یابد. در فاز مثبت BO، انتشار مداری توفان‌ها در اطلس شمالی مختل می‌شود و برخی از توفان‌های مسیر توفان اطلس شمالی از شرق گرینلند به شمالگان نفوذ می‌کنند. همچنین در این فاز، نفوذ توفان‌راندۀ هوای گرم و مرطوب از اطلس شمالی به دریای نورژ و بارنتز افزایش چشم‌گیری دارد که همراه با کاهش سرعت یخ‌زایی در این ناحیه است. از این‌رو الگوی BO بیشترین سهم در تغییر بین‌سالانه پوشش یخ دریا در دریای بارنتز و کارا دارد. چن و همکاران (۲۰۱۳) نیز نشان دادند که دمای هوای روی دریای بارنتز به‌طور قابل توجهی به الگوی BO وابسته است. نتایج لیو و همکاران (۲۰۱۷) هم حاکی از آن است که وقوع NAO مثبت به همراه بن‌دال اورال تقویت یافته، شرایط مناسبی را برای انتقال رطوبت به BKS فراهم می‌کند و این امر می‌تواند یخ دریای این ناحیه را کاهش دهد، در حالی که وجود بن‌دال اورال تقویت یافته

به همراه NAO خنثی یا منفی اثر کمتری در انتقال رطوبت به BKS دارد.

همچنین دو مُد غالب تغییرپذیری گردش جو شامل PNA و WP در آرام شمالی و آمریکای شمالی بررسی شدند. نتایج حاکی از آن است که توسعه الگوی واچرخندی قوی در شرق آرام شمالی در فاز منفی PNA، علاوه بر تضعیف انتشار مداری توفان‌ها، انتقال قطب‌سوی مسیر توفان آرام شمالی را به همراه دارد (پیتو و همکاران، ۲۰۱۱). علی‌رغم افزایش نفوذ توفان‌راندۀ هوای گرم و مرطوب از آرام شمالی به شمالگان در فاز منفی PNA، پوشش یخ دریا در دریای برینگ تغییر محسوسی ندارد. بنابراین به نظر می‌رسد که فرایندهای دیگری در دوره‌های تقویت الگوی PNA وجود دارند که اثر تغییرات نفوذ توفان‌راندۀ هوای گرم و مرطوب به دریای برینگ را خنثی می‌کنند. لینکین و نیگام (۲۰۰۸) نتیجه گرفتند که الگوی WP در کنترل یخ دریای برینگ نقش موثری دارد. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که در فاز مثبت WP با وجود کاهش گسترده ضخامت ژئوپتانسیل 500-1000 hPa روی دریای برینگ، چوکچی و اخوتسک، افزایش یخ دریا محدود به دریای اخوتسک و غرب دریای برینگ می‌شود. چنین الگویی در افزایش یخ دریا در فاز مثبت WP، در توافق با افزایش شدت میانگین مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در دریای اخوتسک و غرب دریای برینگ است.

در ادامه پژوهش حاضر، روند تغییرات خطی مسیرهای توفان نیمکره شمالی و گردش جو طی دهه‌های اخیر در زمستان بررسی شد. بنابر نتایج حاصل، در بالادست مسیر توفان اطلس شمالی انتقال قطب‌سو ایجاد شده است و همچنین از تعداد توفان‌های عبوری از شرق گرینلند و قطاع اطلس شمالگان کاسته شده است. مسیر توفان آرام شمالی نیز انتقال قطب‌سو داشته است. در ارتباط با دلایل موارد فوق می‌توان گفت که تقویت الگوی چرخندی روی

مراجع

- موسوی‌زاده، س. م.، احمدی گیوی، ف. و عزیزاده، ا. (۱۴۰۳). اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان فراخاره‌ای نیمکره شمالی و مناطق اصلی ورودی آنها به شمالگان، مجله فیزیک زمین و فضا، در حال انتشار. doi:10.22059/JESPHYS.2024.372681.100759₃
- نصراصفهانی، م.، محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف. (۱۳۹۵). اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا. مجله ژئوفیزیک ایران. ۲(۲)، ۶۴-۵۱.
- Bengtsson, L. (2010). The global atmospheric water cycle. *Environmental Research Letters*, 5(2), 025202.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., & Roeckner, E. (2006). Storm tracks and climate change. *Journal of Climate*, 19(15), 3518–3543.
- Cai, Z., You, Q., Chen, H. W., Zhang, R., Chen, D., Chen, J., Kang, S., & Cohen, J. (2022). Amplified wintertime Barents Sea warming linked to intensified Barents oscillation. *Environmental Research Letters*, 17(4), 044068.
- Chen, H. W., Zhang, Q., Körnich, H., & Chen, D. (2013). A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 40(11), 2856–2861.
- 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.
- Eichler, T., & Higgins, W. (2006). Climatology and ENSO-related variability of North American extratropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 19(10), 2076–2093.
- Graham, R. M., Itkin, P., Meyer, A., Sundfjord, A., Spreen, G., Smedsrud, L. H., Liston, G. E., Cheng, B., Cohen, L., Divine, D., Fer, I., Fransson, A., Gerland, S., Haapala, J., Hudson, S. R., Johansson, A. M., King, J., Merkouriadi, I., Peterson, A. K., ... Granskog, M. A. (2019). Winter storms accelerate the demise of sea ice in the Atlantic sector of the Arctic Ocean. *Scientific Reports*, 9(1), 1–16.
- Grise, K. M., Son, S. W., & Gyakum, J. R. (2013). Intraseasonal and interannual variability in north american storm tracks and its relationship

دریای شمال و نروژ، مانع نفوذ توفان‌های اطلس شمالی به شمالگان می‌شود و در آرام شمالی نیز تقویت الگوی واچرخندی قوی شبیه به الگوی PNA در شرق آرام شمالی، انتقال قطب‌سوی مسیر توفان آرام شمالی را به همراه داشته است. روند تغییرات مسیرهای توفان برون‌خاره‌ای در دهه‌های اخیر، مشابه روند تغییرات آنها تحت سناریوهای اقلیمی غیرخوش‌بینانه در مدل‌های CMIP6 است (پرستلی و کاتو، ۲۰۲۲). از این رو به‌نظر می‌رسد که تغییرات مشاهده شده در دهه‌های اخیر بیشتر تحت تأثیر تغییرات اقلیمی حاصل از افزایش گازهای گلخانه‌ای بوده باشد.

با توجه به کاهش ورود توفان‌های اطلس شمالی به شمالگان در زمستان، به‌نظر نمی‌رسد که کاهش یخ دریای ناحیه بارنتز-کارا در زمستان‌های دهه‌های اخیر ناشی از تغییرات درونی گردش جوی یا مسیرهای توفان برون‌خاره‌ای باشد. همچنین عدم انتقال قطب‌سوی پایین‌دست مسیر توفان اطلس شمالی در فصل زمستان در توافق با نتایج شبیه‌سازی مدل‌ها است که نشان می‌دهند گرمایش شمالگان با انتقال استواسوی مسیرهای توفان همراه است (به‌طور مثال، شاو و همکاران، ۲۰۱۶). بنابراین به نظر می‌رسد تغییرات اقلیمی دهه‌های اخیر در منطقه اطلس شمالی و شمالگان تمایل به تقویت الگوی مشابه فاز منفی AR و تقویت بندال اورال تقویت یافته به دلیل کاهش یخ دریای بارنتز-کارا و همچنین تقویت الگوی مشابه فاز منفی PNA در آرام شمالی داشته است.

قدردانی

بر خود لازم می‌دانیم از دکتر کوین 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 نماییم.

- Pfahl, S., & Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. *Journal of Climate*, 25(19), 6770–6780.
- Pinto, J. G., Reyers, M., & Ulbrich, U. (2011). The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations. *Climate Dynamics*, 36(1), 337–354.
- Priestley, M. D. K., & Catto, J. L. (2022). Future changes in the extratropical storm tracks and cyclone intensity, wind speed, and structure. *Weather and Climate Dynamics*, 3(1), 337–360.
- Rivière, G., & Orlanski, I. (2007). Characteristics of the Atlantic storm-track eddy activity and its relation with North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(2), 241–266.
- Rogers, J. C. (1997). North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, 10(7), 1635–1647.
- Rohrer, M., Brönnimann, S., Martius, O., Raible, C. C., & Wild, M. (2019). Decadal variations of blocking and storm tracks in centennial reanalyses. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71(1), 1–21.
- Shaw, T. A., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C. I., Hwang, Y. T., Li, C., O’Gorman, P. A., Rivière, G., Simpson, I. R., & Voigt, A. (2016). Storm track processes and the opposing influences of climate change. *Nature Geoscience*, 9(9), 656–664.
- Sodemann, H., Schwierz, C., & Wernli, H. (2008). Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(D3).
- Sorteberg, A., & Walsh, J. E. (2008). Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic. *Tellus A*, 570–586.
- Tamarin, T., & Kaspi, Y. (2017). The poleward shift of storm tracks under global warming: A Lagrangian perspective. *Geophysical Research Letters*, 44(20), 10,666–10,674.
- Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297–1300.
- to equatorial pacific variability. *Monthly Weather Review*, 141(10), 3610–3625.
- Guo, Y., Shinoda, T., Lin, J., & Chang, E. K. M. (2017). Variations of Northern Hemisphere storm track and extratropical cyclone activity associated with the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, 30(13), 4799–4818.
- Hodges, K. I. (1996). Spherical nonparametric estimators applied to the UGAMP model integration for AMIP. *Monthly Weather Review*, 124(12), 2914–2932.
- Hodges, K. I. (1995). Feature Tracking on the Unit Sphere. *Monthly Weather Review*, 123(12), 3458–3465.
- Hodges, K. I. (1994). A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review*, 122(11), 2573–2586.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2019). The annual cycle of Northern Hemisphere storm tracks. Part II: Regional detail. *Journal of Climate*, 32(6), 1761–1775.
- Inatsu, M., & Hoskins, B. J. (2004). The zonal asymmetry of the Southern Hemisphere winter storm track. *Journal of Climate*, 17(24), 4882–4892.
- Lau, N.-C. (1988). Variability of the Observed Midlatitude Storm Tracks in Relation to Low-Frequency Changes in the Circulation Pattern. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(19), 2718–2743.
- Lee, Y. Y., & Lim, G. H. (2012). Dependency of the North Pacific winter storm tracks on the zonal distribution of MJO convection. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(D14).
- Linkin, M. E., & Nigam, S. (2008). The North Pacific Oscillation-West Pacific teleconnection pattern: Mature-phase structure and winter impacts. *Journal of Climate*, 21(9), 1979–1997.
- Ma, X., & Zhang, Y. (2018). Interannual variability of the North Pacific winter storm track and its relationship with extratropical atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, 51(9–10), 3685–3698.
- Messori, G., Woods, C., & Caballero, R. (2018). On the drivers of wintertime temperature extremes in the high arctic. *Journal of Climate*, 31(4), 1597–1618.
- Nie, J., Wang, P., Yang, W., & Tan, B. (2008). Northern hemisphere storm tracks in strong AO anomaly winters. *Atmospheric Science Letters*, 9(3), 153–159.

- Trenberth, K. E., Fasullo, J., & Smith, L. (2005). Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics*, 24(7–8), 741–758.
- Vavrus, S. J. (2018). The Influence of Arctic Amplification on Mid-latitude Weather and Climate. *Current Climate Change Reports*, 4(3), 238–249.
- Wang, J., Kim, H. M., & Chang, E. K. M. (2017). Changes in Northern Hemisphere winter storm tracks under the background of arctic amplification. *Journal of Climate*, 30(10), 3705–3724.
- Wei, J., Zhang, X., & Wang, Z. (2019). Impacts of extratropical storm tracks on Arctic sea ice export through Fram Strait. *Climate Dynamics*, 52(34), 2235–2246.
- Wettstein, J. J., & Wallace, J. M. (2010). Observed patterns of month-to-month storm-track variability and their relationship to the background flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5), 1420–1437.
- 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.
- Xie, N., Sun, Y., & Gao, M. (2020). The influence of five teleconnection patterns on wintertime extratropical cyclones over northwest Pacific. *Atmosphere*, 11(11), 1–17.
- Yang, M., Li, C., Tan, Y., Li, X., & Chen, X. (2020). Impacts of two types of El-Niño on the winter North Pacific storm track. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094062.
- Zheng, C., Chang, E. K. M., Kim, H. M., Zhang, M., & Wang, W. (2018). Impacts of the Madden-Julian oscillation on storm-track activity, surface air temperature, and precipitation over North America. *Journal of Climate*, 31(15), 6113–6134.

The linkage between winter atmospheric circulation modes of variability, the Northern Hemisphere storm tracks, and Arctic sea ice cover

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: 20 July 2024, Accepted: 13 October 2024)

Summary

We investigated the linkage between the Northern Hemisphere extratropical storm tracks, interannual atmospheric circulation patterns, and sea ice cover in winter. We employed feature tracking on 850 hPa relative vorticity and positive meridional component of wind (V) from the ERA5 data to identify storm tracks and to analyze track density and mean intensity of storms. We examined the North Atlantic Oscillation (NAO), Blocking Oscillation (BO), and Atlantic Ridge (AR) in the North Atlantic and Eurasia. Positive NAO shifts the North Atlantic storm track poleward with decreased track density upstream of the Mediterranean Sea. Positive BO disrupts the zonal propagation of cyclones and enhances the intrusion of storms into the Arctic from the east of Greenland. The BO-related warm and moist air intrusion by cyclones into the Arctic significantly increases sea ice cover in the Norwegian and Barents Seas, suggesting that BO has the strongest impact on interannual sea ice variability in these regions. In the North Pacific and North America region, we examined the Pacific North American (PNA) and West Pacific (WP) patterns. The negative PNA pattern strengthens cyclonic circulation in the eastern North Pacific, weakens the zonal propagation of cyclones, and shifts the North Pacific storm track toward the pole. Despite increased storm-induced intrusion of warm and moist air into the Arctic during negative PNA, ice cover in the Bering Sea remains largely unchanged, suggesting the contribution of other processes. The positive WP phase is associated with reduced geopotential thickness over the Bering, Chukchi, and Okhotsk Seas, but increased sea ice is limited to the Okhotsk and western Bering Seas. This pattern of anomalies of sea ice cover aligns with the increase in the mean intensity of positive V850 in these regions.

We found a poleward shift upstream of the North Atlantic storm track, along with a decrease in the intrusion of storms into the Arctic east of Greenland in recent decades. The North Pacific storm track also has shifted poleward. These changes may be linked to a strengthened cyclonic circulation over the North and Norwegian Seas, hindering the intrusion of storms from the North Atlantic into the Arctic, and strengthening the eastern Pacific anticyclonic circulation that resembles the negative PNA pattern. The decrease in the North Atlantic storms that enter the Arctic suggests that changes in atmospheric circulation and storm tracks are not the drivers of the recent decline in the Barents-Kara sea ice. The absence of the poleward shift in the downstream of the North Atlantic storm track is due to rapid Arctic warming, which is favored for an equatorward shift of storm tracks. Our findings suggest that recent climate changes may favor strengthening a positive AR-like pattern and ice-induced Ural blocking, potentially linked to the Barents-Kara sea ice loss, as well as a negative PNA-like pattern in the North Pacific.

Keywords: Arctic sea ice, atmospheric circulation, North Atlantic Oscillation (NAO), feature tracking method, North Atlantic storm track, North Pacific storm track