

اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی و مناطق اصلی ورودی آنها به شمالگان

سید مرتضی موسوی‌زاده^۱، فرهنگ احمدی گیوی^{۲*}، امید علیزاده^۳

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

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

^۳ دانشکده جغرافیا، دانشگاه هومبولت برلین، برلین، آلمان

چکیده

در این مقاله، اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی و ورودی‌های اصلی توفان‌ها به شمالگان و اثرات احتمالی آنها بر کاهش محلی یخ دریای شمالگان در چهار فصل بررسی شده است. شناسایی مسیرهای توفان با به‌کارگیری روش ردیابی بر تلاویی نسبی و مؤلفه نصف‌النهاری مثبت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از داده‌های ERA5 برای دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ انجام شده است. از نظر فصلی، مسیرهای توفان در زمستان قوی‌تر و در تابستان ضعیف‌تر هستند. علاوه بر غرب اقیانوس اطلس و آرام شمالی به‌عنوان مناطق اصلی زایش توفان‌های اقیانوسی، مرکز اقیانوس آرام شمالی به‌عنوان منطقه ثانویه زایش توفان‌های اقیانوسی به‌ویژه در زمستان محسوب می‌شود و بیشتر توفان‌ها در غرب آمریکای شمالی و غرب گرینلند به بیشینه زدایش می‌رسند. برخی از توفان‌های شکل گرفته در شرق فلات تبت، تا ساحل شرقی آسیا و برخی دیگر تا دریای برینگ نفوذ می‌کنند. کشیدگی محسوس مسیر توفان اطلس از غرب اقیانوس اطلس به سمت شمالگان از طریق دریای گرینلند و دریای نروژ و وجود مقادیر بزرگ زدایش توفان‌ها در این دو دریا، نشان‌دهنده نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب از اقیانوس اطلس به شمالگان است. همچنین چگالی زدایش توفان‌ها در دریای برینگ با ردیابی مؤلفه نصف‌النهاری مثبت باد، افزایش محسوس می‌یابد که به معنای آن است که توفان‌های نفوذ کرده تا دریای/تنگه برینگ سبب ورود گرما و رطوبت اقیانوس آرام شمالی به شمالگان می‌شوند. این نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب منجر به کاهش محلی یخ دریا یا کاهش سرعت تولید یخ دریایی به‌ویژه در فصل زمستان می‌شود.

عبارات کلیدی: مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای، روش ردیابی ویژگی، مسیر توفان آرام شمالی، مسیر توفان اطلس شمالی، شمالگان

Climatology of the Northern Hemisphere extratropical storm tracks and their entrance pathways into the Arctic

The aim of this research is to analyze the climatology of the Northern Hemisphere extratropical storm tracks in different seasons using the ERA5 data for the period 1979-2023. To do this, we applied the Lagrangian feature tracking method on the relative vorticity and the positive meridional wind at 850 hPa to identify storm tracks. A positive meridional wind extrema indicates the poleward advection of warm air in the east of a cyclone center, while a negative value points to an equatorward advection of cold air in the west of a cyclone center. Therefore, tracking the positive meridional wind extrema can be applied to identify the storm-driven intrusion of warm air into the Arctic, which can accelerate the Arctic sea-ice melting. It should be noted that in identification and analysis of storm tracks based on the feature tracking method, it is important to choose an appropriate meteorological field. For instance, if we apply mean sea level pressure (MSLP) to track storm tracks, the western parts of the Mediterranean storm track can be detected, while it is not possible to detect the eastern parts. Also, tracking the positive meridional wind extrema is more useful, compared to tracking the relative vertical vorticity at 850 hPa pressure level and MSLP fields, to investigate the impact of extratropical storm tracks on the Arctic sea ice, because this field is associated with the poleward advection of warm air. In this study, in addition to the track density and mean intensity of storms, we investigated the genesis and lysis densities. Also, we discussed the main entrance pathways of extratropical storms into the Arctic.

Our results show that storm tracks are the strongest in winter and the weakest in summer. The west of the North Atlantic and North Pacific oceans are active oceanic basins for the genesis of storms. The center of the North Pacific is a secondary genesis region for oceanic storms, particularly in winter. There is a maximum of the genesis density in the east of the Rocky Mountains and the Tibetan Plateau. In the former case, most storms reach a lysis maxima on the west coast of North America and west of Greenland. In the latter case, some storms reach a lysis maxima on the east coast of Asia and some of them enter the North Pacific and penetrate into the Bering Sea. In some regions, storm tracks are connected with each other. For example, the Atlantic storm track can feed the storm track in North Russia, while the storm track in North Russia can feed the Northeast Asian storm track. We identified noticeable stretching of the Atlantic storm track from the west of the North Atlantic to the Arctic, through the Greenland and Norwegian seas, which indicates the storm-driven intrusion of warm and moist air from the North Atlantic into the Arctic. The tracking of the positive meridional wind extrema also indicates that the lysis density in the Bering Sea significantly increases. Hence, storms that penetrate as far as the Bering Sea/Strait can bring heat and moisture from the North Pacific into the Arctic. This storm-driven intrusion of warm and moist air can cause a local melting of sea ice in the Arctic or slow down the sea-ice production, especially in winter.

Keywords: extratropical storm tracks; feature tracking method; North Pacific storm track; North Atlantic storm track; Arctic

۱ مقدمه

مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای مناطقی در دو نیمکره شمالی و جنوبی هستند که تولید، انتشار و نابودی توفان‌ها و همچنین انتقال تکانه و انرژی در این مناطق بیشترین مقدار را دارند. مسیرهای توفان اصلی و مهم در نیمکره شمالی شامل اطلس شمالی، آرام شمالی و مدیترانه هستند (شاو و همکاران، ۲۰۱۶). از اثرات اقلیمی مسیرهای توفان می‌توان به تأثیرگذاری بر وضعیت جوّی محلی از طریق بارش، ابرناکی و بودجه تابشی، تأثیرگذاری بر گردش کلی جوّ از طریق انتقال افقی و قائم گرما، بخار آب و تکانه، و برهم‌کنش با الگوهای شبه‌دائمی کم‌فشار و پرفشار بزرگ‌مقیاس جوّی و همچنین بندها اشاره کرد (بنگتسون و همکاران، ۲۰۰۶). از آنجا که توفان‌های برون‌حاره‌ای یا همان چرخندها نقش برجسته‌ای در اقلیم عرض‌های میانی و بالا ایفا می‌کنند، هرگونه تغییر در شدت، بسامد یا موقعیت مسیرهای توفان می‌تواند اثرات قابل‌توجهی بر اقلیم محلی داشته باشد (بنگتسون و همکاران، ۲۰۰۶). برای شناسایی مسیرهای توفان فراحاره‌ای دو رویکرد اصلی اوپلری و لاگرانژی وجود دارد. در رویکرد لاگرانژی، هر یک از سامانه‌های جوّی در میدان هواشناختی موردنظر، به‌طور جداگانه شناسایی و ردیابی می‌شود (برای مثال، هاجز، ۱۹۹۹؛ سیموندز، ۲۰۰۰). به لحاظ تاریخی، با چنین رویکردی، حرکت سامانه‌های جوّی روی نقشه‌های همدیدی روزانه به‌صورت دستی مسیریابی می‌شدند. پس از توسعه داده‌های شبکه‌بندی شده جوّی و بعد از مطالعه بلکمون (۱۹۷۶)، رویکرد اوپلری برای شناسایی مسیرهای توفان رایج شد. بلکمون (۱۹۷۶) پیشنهاد کرد که فعالیت مسیرهای توفان را می‌توان از طریق محاسبه مقادیر آماره‌ای همچون انحراف معیار در یک نوار بسامدی مرتبط با مقیاس همدیدی (معمولاً ۲ تا ۶ روز) مشخص کرد. هرچند روش اوپلری به دلیل سهولت در به‌کارگیری، روشی مرسوم در شناسایی مسیرهای توفان است، با این حال روش‌های اوپلری اطلاعات کافی و متمایزی در مورد جنبه‌های مختلف مسیرهای توفان از جمله انواع سامانه‌های شکل‌دهنده مسیر توفان (چرخند و واچرخند)، تعداد توفان‌ها و سرعت انتشار آنها ارائه نمی‌کند. از این‌رو در دو دهه اخیر، هم‌زمان با پیشرفت‌های محاسباتی، استفاده از روش‌های لاگرانژی برای شناسایی مسیرهای توفان افزایش پیدا کرده است (به‌طور مثال، هاسکینز و هاجز، ۲۰۰۲، ۲۰۰۵، ۲۰۱۹a و ۲۰۱۹b؛ بنگتسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ چنگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ زاپا و همکاران، ۲۰۱۳).

هاجز (۱۹۹۴، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶) روشی را برای ردیابی توفان‌ها ارائه کرد که یک روش ردیابی ویژگی لاگرانژی محسوب می‌شود. در این روش، سه مرحله اساسی وجود دارد که عبارتند از: ۱) شناسایی ویژگی‌ها (توفان‌ها) (هاجز، ۱۹۹۴)، ۲) ردیابی ویژگی‌ها روی گره (هاجز، ۱۹۹۵) و ۳) محاسبه مقادیر آماره مسیرهای توفان (هاجز، ۱۹۹۶). در مرحله شناسایی ویژگی‌ها، توفان‌ها به‌عنوان کمینه یا بیشینه در میدان‌های هواشناختی در هر گام زمانی شناسایی می‌شوند. در مرحله ردیابی توفان‌ها، مسیر این ویژگی‌ها در گام‌های زمانی متوالی به‌دست می‌آید و در پایان، به‌منظور بررسی بهتر جنبه‌های مختلف مسیرهای توفان، مقادیر آماره‌ای مانند چگالی مسیر توفان محاسبه می‌شوند. دو ویژگی که روش ارائه شده توسط هاجز را متمایز می‌کند، یکی قابلیت استفاده از میدان‌های مختلف هواشناختی و دیگری ردیابی ویژگی‌ها روی گره است. در دو دهه اخیر، این روش به‌صورت گسترده‌ای برای شناسایی مسیرهای توفان در داده‌های بازتحلیل (به‌طور مثال، هاسکینز و هاجز، ۲۰۰۲، ۲۰۰۵، ۲۰۱۹a و ۲۰۱۹b) و شبیه‌سازی با مدل‌های عددی (به‌طور مثال، بنگتسون و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۹؛ کاتو و همکاران، ۲۰۱۱؛ زاپا و همکاران، ۲۰۱۳) استفاده شده است.

در بررسی مسیرهای توفان، نوع میدان هواشناختی مورد استفاده اهمیت دارد. برای نمونه، در بررسی روند تغییرات شدت توفان‌های قوی‌تر، روند افزایشی در میدانی مانند فشار تراز میانگین دریا (MSLP) می‌تواند ناشی از تغییر میدان بزرگ‌مقیاس فشار زمینه باشد؛ بنابراین تشخیص چرخندها در میدان خام MSLP (به‌عنوان کمینه فشار) ممکن است منجر به فراب‌آورد شدت توفان‌ها نسبت به واقعیت شود. اما تأثیر حالت زمینه بر نتایج روش‌های مبتنی بر لاپلاسی MSLP برای تشخیص چرخندها یا استفاده از میدان‌های کاملاً متفاوت مانند تاوایی نسبی کمتر است. لذا در بررسی تغییرات اقلیمی چرخندها، روش و میدان بکار گرفته شده برای شناسایی توفان‌ها حائز اهمیت است (اولبریچ و همکاران، ۲۰۰۹). نکته دیگری که در انتخاب میدان هواشناختی مناسب برای شناسایی و ردیابی توفان‌ها باید در نظر گرفت، آن است که چه جنبه‌هایی از توفان‌ها، مورد مطالعه است و این جنبه‌ها با ردیابی کدام یک از میدان‌های هواشناختی بهتر مشخص می‌شوند. به‌طور مثال، توفان‌های کوچک‌تر در میدان کمیت‌هایی مانند مؤلفه قائم تاوایی نسبی که به مشتق دوم میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی یا فشار مربوط است، بهتر از خود میدان ارتفاع یا فشار شناسایی می‌شوند. درحالی‌که برخی از توفان‌های کوچک‌مقیاس مانند توفان‌های شمال آفریقا یا توفان‌های جنوب شرق چین در پاییز و توفان‌های بخش شرقی مسیر توفان مدیترانه، به دلیل مقیاس کوچک‌تر، در میدان فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیلی به‌خوبی مشاهده نمی‌شوند (هاسکینز و هاجز، ۲۰۱۹a).

هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) برای روشن ساختن ماهیت مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی در فصل زمستان، از هر دو روش لاگرانژی و اولبری استفاده کردند. در این پژوهش، میدان‌های هواشناختی مختلفی برای شناسایی مسیرهای توفان به‌کار گرفته شده است و با استفاده از روش ردیابی ویژگی ارائه شده توسط هاجز برای شناسایی توفان‌ها، جنبه‌های مختلفی از این مسیرها، از جمله چگالی مسیر، چگالی الگو، چگالی زایش و زدایش و شدت میانگین مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه این مطالعه، هاسکینز و هاجز (۲۰۱۹a و ۲۰۱۹b) به بررسی اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان نیمکره شمالی در فصل‌های مختلف و چرخه سالانه این مسیرها پرداختند.

در برخی از پژوهش‌های انجام شده در داخل کشور نیز برهمکنش بین مسیرهای توفان بررسی شده است. برای نمونه، حسین‌پور و همکاران (۱۳۹۱) با هدف بررسی عوامل مؤثر بر بی‌هنجاری‌های سرد زمستان ۲۰۰۸-۲۰۰۷ در منطقه خاورمیانه و ایران، دینامیک مسیرهای توفان در این دوره را از دیدگاه انرژی بررسی کردند. در این مطالعه، مسیرهای توفان نیمکره شمالی از طریق محاسبه میانگین زمانی متوسط قائم انرژی جنبشی پیچکی شناسایی شده‌اند. احمدی گیوی و همکاران (۲۰۱۴)، برهمکنش مسیرهای توفان اطلس و مدیترانه را از طریق انتشار شرق‌سوی بسته‌های موج راسبی مطالعه کردند. در برخی از پژوهش‌ها نیز به بررسی تغییرات اقلیمی مسیرهای توفان پرداخته شده است به‌طور مثال، عالم‌زاده و همکاران (۱۳۹۸) به کمک یک روش فرایابی اولبری پایستاری فعالیت موج، سازوکارهای دینامیکی مسیرهای توفان اطلس و مدیترانه و همچنین اثر گرمایش زمین بر آنها را در فصل زمستان بررسی کردند.

در دهه‌های اخیر، یخ دریایی شمالگان روند کاهشی قابل‌توجهی داشته و دمای نزدیک سطح زمین نیز در این منطقه از اواسط دهه ۱۹۹۰ با آهنگی بیش از چهاربرابر میانگین جهانی در حال افزایش است (علیزاده و لین، ۲۰۲۱؛ رانتانن و همکاران، ۲۰۲۲). یکی از سازوکارهای اصلی ذوب یخ دریا در شمالگان افزایش شار جوی قطب‌سوی رطوبت و گرما از عرض‌های میانی به عرض‌های بالاتر است. انتقال جوی رطوبت و گرما به شمالگان عمدتاً از طریق نفوذ هوای گرم و مرطوب مرتبط با توفان‌های برون‌حاره‌ای (سورترگ و والش، ۲۰۰۸؛ دوفور و همکاران، ۲۰۱۶؛ فیرون و همکاران، ۲۰۲۱) و شکست امواج راسبی (لیو و بارنز، ۲۰۱۵) انجام می‌شود. در زمستان، فقدان تابش طول‌موج کوتاه در شمالگان همراه با افزایش فعالیت توفان‌های برون‌حاره‌ای، اهمیت سامانه‌های چرخندی در کنترل وسعت یخ دریایی شمالگان را افزایش می‌دهد. بنابراین انتظار می‌رود که اثر مسیرهای توفان بر ذوب یخ دریایی شمالگان به‌ویژه در ماه‌های سرد سال بیشتر از سایر ماه‌ها باشد. توفان‌های برون‌حاره‌ای، به‌ویژه در فصل زمستان، غالباً از طریق سه مجرای اصلی وارد شمالگان می‌شوند که شامل اقیانوس آرام شمالی، دریای لابرادور و مهم‌تر از همه، اقیانوس اطلس شمالی هستند (وودز و همکاران، ۲۰۱۶؛ دوفور و همکاران، ۲۰۱۶).

علاوه بر کاهش وسعت، ضخامت یخ دریا نیز طی دهه‌های اخیر در شمالگان کاهش یافته است. یخ دریایی نازک‌تر در برابر بادهای قوی و امواج دریایی توفان‌رانده آسیب‌پذیرتر است. از این‌رو، انتظار می‌رود که کاهش ضخامت یخ دریا در پاسخ به گرم‌شدن سریع شمالگان در این دهه‌ها، با تشدید اثر توفان‌ها بر وسعت یخ دریایی شمالگان همراه بوده باشد (سیموندز و همکاران، ۲۰۰۸؛ سیموندز و کی، ۲۰۰۹). همچنین اهمیت نقش چرخندها در اقلیم آینده نیز با توجه به نازک‌تر شدن لایه‌های یخ دریایی شمالگان، بیشتر از قبل خواهد بود. بنابراین درک بهتر و کامل‌تر از سازوکارهای اثرگذار توفان‌ها بر یخ دریا به‌منظور پیش‌بینی آینده اقلیم شمالگان حائز اهمیت ویژه است.

با توجه به مطالب فوق، هدف از پژوهش حاضر، ابتدا شناسایی و بررسی اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان نیمکره شمالی در فصول مختلف سال با استفاده از داده‌های ERA5 به کمک روش ردیابی ویژگی ارائه شده توسط هاجز است. در این بخش از پژوهش علاوه بر چگالی مسیر و شدت میانگین، چگالی زایش و زدایش نیز مورد بررسی قرار می‌گیرد. شایان‌ذکر است که هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲)، میدان‌های هواشناختی مختلفی را برای شناسایی مسیرهای توفان نیمکره شمالی فصل زمستان به‌کار بردند و ویژگی‌های مختلف مسیرهای توفان را از منظر هر یک از این میدان‌ها بررسی کردند. در ادامه، هاسکینز و هاجز (۲۰۱۹a و ۲۰۱۹b) مسیرهای توفان را با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim در دو تراز ۸۵۰ و ۲۵۰ هکتوپاسکال برای هر یک از چهار فصل و همچنین چرخه سالانه این مسیرها را با گام زمانی ماهانه مطالعه کردند. با این‌حال، در هیچ یک از این پژوهش‌ها، اقلیم‌شناختی چگالی زایش و زدایش مسیرهای توفان در چهار فصل سال بررسی نشده است. در بخش بعدی پژوهش حاضر، با توجه به اهمیت نقش توفان‌های برون‌حاره‌ای در کنترل یخ دریای شمالگان، مسیرهای ورودی اصلی این توفان‌ها به منطقه شمالگان نشان داده شده است و در مورد اثرات احتمالی هر یک از این ورودی‌ها بر وسعت یخ دریایی شمالگان بحث می‌شود.

ساختار این مقاله به این صورت است که در بخش ۲، داده‌ها و روش مورداستفاده برای شناسایی و ردیابی توفان‌های برون‌حاره‌ای در این مطالعه توضیح داده شده است. در بخش ۳، اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان اطلس شمالی، شمال روسیه، آرام شمالی و مدیترانه مورد بررسی قرار گرفته است. بخش ۴ به نمایش و توضیح چهار ورودی اصلی توفان‌های برون‌حاره‌ای به شمالگان همراه با اثرات احتمالی هر یک از آنها بر کاهش یخ دریای شمالگان 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 برای چهار فصل سال در دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳ استفاده شده‌اند. منظور از فصل زمستان در این پژوهش سه ماه متوالی دسامبر، ژانویه و فوریه 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. داده‌های ERA5 به‌کاررفته برای ردیابی توفان‌ها، تفکیک زمانی ۳ ساعت و تفکیک مکانی T128 در یک شبکه گاوسی دارند. میدان‌های مورداستفاده در این پژوهش برای شناسایی مسیرهای توفان، شامل مؤلفه قائم تاوایی نسبی (۸۵۰) و مؤلفه نصف‌النهاری مثبت سرعت باد (V850) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به‌عنوان نماینده‌های تراز پایین و ردسپهر هستند. در ادامه، به توضیح برخی از جنبه‌های روش ردیابی ویژگی استفاده شده در این مطالعه برای شناسایی مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی می‌پردازیم.

۲-۱ مراحل انجام ردیابی ویژگی و پالایه‌های اعمال شده

بعد از دسته‌بندی داده‌های بازتحلیل کل دوره مورد مطالعه به چهار فصل و قبل از اعمال روش ردیابی ویژگی، دو پالایه طیفی بر روی میدان‌های هواشناختی منتخب برای شناسایی مسیرهای توفان اعمال شده است. ابتدا به‌منظور پالایش نوفه‌های کوچک‌مقیاس، مؤلفه‌های طیفی با اعداد موج کل بزرگ‌تر از ۴۲ و سپس برای پالایش میدان زمینه بزرگ‌مقیاس، مؤلفه‌های طیفی با اعداد موج کل

کوچک‌تر از ۶ حذف شدند. مقادیر بیشینه نسبی در میدان پالایش‌یافته، به‌عنوان ویژگی (توفان‌ها) برای ردیابی، تعیین شده‌اند. همچنین برای هر میدان یک مقدار آستانه تعریف شده است که مقادیر بیشتر از آن، به‌عنوان ویژگی‌های مناسب برای ردیابی انتخاب می‌شود. در این پژوهش به‌منظور شناسایی توفان‌ها، مطابق هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲ و ۲۰۱۹a)، برای میدان 850 s^{-1} مقدار آستانه 10^{-5} و برای مقادیر مثبت $v850$ ، مقدار 1 ms^{-1} انتخاب شده است.

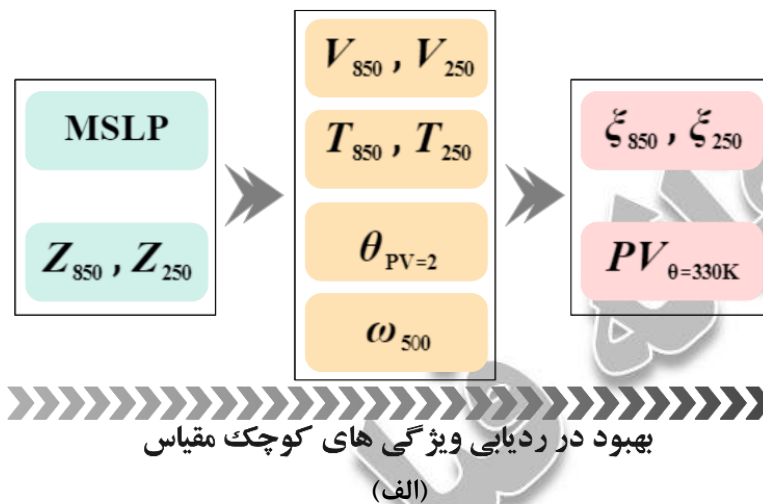
پس از یافتن ویژگی‌های مناسب در هر گام زمانی، مطابق هاجز (۱۹۹۵)، مسیر این ویژگی‌ها مستقیماً روی کره شناسایی شده و سپس دو پالایه روی تمام این مسیرها اعمال می‌شود. مسیرهای مربوط به ویژگی‌هایی که کمتر از دو روز طول عمر دارند و پیمایش آنها کمتر از ۱۰۰۰ km است، حذف می‌شوند. هدف از اعمال این پالایه‌ها، حذف ویژگی‌های ایستا یا با عمر کم است؛ بدین صورت مسیرهای باقی‌مانده با ماهیت انتشار چرخندهای برون‌حاره‌ای تطابق بهتری خواهند داشت (زاپا و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین این پالایه‌ها این امکان را می‌دهند که روی توفان‌هایی تمرکز شود که تأثیرات اقلیمی بیشتری دارند (بنگنسون و همکاران، ۲۰۰۶).

در ادامه به‌منظور بررسی جنبه‌های مختلف مسیرهای توفان، مقادیر آماره آنها با استفاده از مجموعه مسیرهای پالایش‌یافته در هر ماه، به‌صورت مجزا محاسبه می‌شوند. مقادیر آماره به‌کاررفته در این پژوهش شامل چگالی مسیر، چگالی زایش، چگالی زدایش و میانگین شدت توفان‌ها است. شایان‌ذکر است که هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) از مقادیر آماره بیشتری برای بررسی مسیرهای توفان نیمکره شمالی در فصل زمستان استفاده کرده‌اند. مقادیر بزرگ‌تر چگالی مسیر توفان، نشان‌دهنده مناطقی هستند که تعداد مسیرهای توفان در آنها بیشتر است. چگالی زایش توفان نیز معرف چگالی نقطه آغاز مسیرها هستند که مقادیر بیشینه آن نشان‌دهنده چشمه‌های اصلی توفان‌ها است. همچنین، چگالی زدایش توفان معرف چگالی نقاط پایانی مسیرها بوده که مقادیر بیشینه آن نشان‌دهنده مناطق اصلی زدایش توفان‌ها است. واحد چگالی‌ها در یک واحد سطح (معادل 10^6 km^2) به‌ازای یک ماه، و واحد میانگین شدت برای مؤلفه نصف‌النهاری مثبت سرعت باد 1 ms^{-1} و برای تاوایی نسبی 1 s^{-1} است. در نقاطی که مقدار چگالی مسیر کوچک است، شدت میانگین براساس تعداد نمونه اندکی محاسبه می‌شود و در نتیجه در چنین نقاطی، مقادیر شدت میانگین قابلیت اعتماد کمتری دارند. بنابراین، در هر نقطه‌ای از شبکه که مقدار چگالی مسیر کمتر از یک مقدار آستانه باشد، شدت میانگین صفر در نظر گرفته می‌شود. در ارائه نتایج، هر جا از چنین آستانه‌ای استفاده شده باشد، در توضیحات شکل مربوطه اشاره خواهد شد.

۲-۲ میدان مورد بررسی

یکی از جذابیت‌های روش ردیابی ویژگی، توانایی این روش در شناسایی مسیرهای توفان از طریق ردیابی بیشینه‌ها یا کمینه‌ها در میدان‌های مختلف هواشناختی است. تا قبل از مطالعه هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲)، میدان‌های استفاده شده برای شناسایی مسیرهای توفان محدود به فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی نسبی در وردسپهر زیرین بود. هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) علاوه بر میدان‌های 850 و MSLP از میدان‌های هواشناختی دیگری نیز استفاده کردند که این میدان‌های مختلف برای ردیابی توفان‌ها در شکل ۱-الف نشان داده شده‌اند. از سمت چپ به راست در شکل ۱-الف، میدان مورد استفاده به‌مشتق مرتبه بالاتری از میدان فشار یا ارتفاع وابسته بوده و در نتیجه تأکید میدان‌ها بر سامانه‌های با مقیاس کوچک‌تر بیشتر می‌شود. هریک از این میدان‌ها برای ردیابی مسیرهای توفان مزیت‌ها و کاستی‌هایی دارند که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود. برای نمونه، میدان MSLP به‌شدت تحت تأثیر الگوهای بزرگ‌مقیاس جوی، از جمله سامانه‌های کم‌فشار/پرفشار شبه‌دائمی مانند کم‌فشار آلوشین و ایسلند و همچنین جریان زمینه قوی مانند دوره‌های تقویت جت جنب‌حاره‌ای است. در رابطه با مورد آخر، سامانه‌های همدیدی مقیاس متحرک سریع، در ابتدای شکل‌گیری توسط جریان زمینه پوشانده می‌شوند تا اینکه به‌اندازه کافی رشد پیدا کنند. لذا ویژگی‌هایی که در میدان MSLP پالایش نشده شناسایی می‌شوند، متأثر از ویژگی‌های بزرگ‌مقیاس و جریان زمینه خواهند بود، به‌طوری‌که سامانه‌های کندتر را بهتر از سامانه‌های سریع‌تر

شناسایی می‌کنند. از سوی دیگر، تاوایی نسبی بر مقیاس‌های مکانی کوچک‌تر تأکید دارد و در نتیجه سامانه‌های همدیدی در چرخه عمرشان زودتر شناسایی می‌شوند. بنابراین در مورد میدان MSLP و در دوره‌های تقویت جت جنب‌حاره، سامانه‌های همدیدی زمانی که به رشد کافی نرسند، به خوبی شناسایی نمی‌شوند؛ حال آنکه در چنین دوره‌هایی، تاوایی نسبی کمیت بهتری نسبت به میدان MSLP برای تشخیص این نوع سامانه‌های جوئی است. شایان توجه است که در داده‌های با تفکیک بالا به خصوص هنگام استفاده از میدان تاوایی نسبی، برای جلوگیری از نوفه زیاد باید قبل از ردیابی توفان‌ها، کاهش تفکیک یا هموارسازی داده‌ها انجام شود.



شکل ۱. (الف) میدان‌های مختلف برای شناسایی مسیرهای توفان نیمکره شمالی در روش ردیابی ویژگی. این میدان‌ها شامل فشار میانگین تراز دریا (MSLP)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (Z)، مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد (V)، دما (T)، دمای پتانسیلی (θ)، سرعت قائم (ω)، مؤلفه قائم تاوایی نسبی (ζ) و تاوایی پتانسیلی (PV) هستند و پایین‌نویس‌های 850 و 500، 250 تراز فشاری بر حسب hPa را نشان می‌دهند (برگرفته از هاسکینز و هاجز، ۲۰۰۲). (ب) دو شرایط مختلف که در اولی، مقادیر چگالی مسیر به دست آمده از ردیابی تاوایی بزرگتر از ردیابی مؤلفه مثبت V تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و در دومی مقادیر چگالی مسیر حاصل از ردیابی تاوایی کوچکتر از ردیابی مؤلفه مثبت V تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است.

از دیگر جنبه‌های جالب روش ردیابی ویژگی، در ردیابی مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد آشکار می‌شود که در آن مقادیر بحرانی مثبت و منفی مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد می‌تواند یک عنصر مهم در رشد کژفشار چرخندها را نمایان سازد. مقادیر بحرانی مثبت این مؤلفه نشان‌دهنده انتقال قطب‌سوی هوای گرم در شرق مرکز چرخند و مقادیر بحرانی منفی آن نشان‌دهنده انتقال استواسوی هوای سرد در غرب مرکز چرخند هستند (هاسکینز و هاجز، ۲۰۱۹a). بنابراین مقادیر بحرانی مثبت مؤلفه نصف‌النهاری باد، به‌ویژه در مناطق شمالگان و نزدیک شمالگان، نفوذ توفان‌رانده هوای گرم به سمت شمالگان را نشان می‌دهند و ردیابی آنها برای بررسی اثر مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای بر ذوب یخ دریایی شمالگان، مزیت‌هایی به همراه دارد. به‌طور مثال، اگر طی دوره‌ای در یکی از ورودی‌های توفان به شمالگان (مانند قطاع اطلس شمالگان)، چگالی مسیر و شدت میانگین مسیرهای توفان شناسایی شده با مقادیر مثبت مؤلفه نصف‌النهاری باد زیاد باشد، در این صورت توفان‌های آن ناحیه در انتقال قطب‌سوی انرژی نقش اساسی و مهمی داشته‌اند. چنین وضعیتی می‌تواند

موجب کاهش یخ دریا یا کاهش سرعت تشکیل یخ دریا هم در آن ناحیه و هم در ناحیه پایین دست مسیرهای توفان واردشونده به شمالگان شود.

در پژوهش حاضر، از میان میدان‌های متنوعی که هاسکینز و هاجز (۲۰۰۲) برای مطالعه خود استفاده کردند، میدان‌های ۸۵۰ و مقادیر مثبت ۷۵۰ برای شناسایی مسیرهای توفان انتخاب شده‌اند. از آنجا که میدان ۷۵۰ متناسب با مشتق اول MSLP و میدان ۸۵۰ متناسب با مشتق دوم MSLP است، ردیابی مقادیر بحرانی ۸۵۰، سامانه‌های همدیدی در مقیاس کوچک‌تر را بهتر از خود میدان MSLP شناسایی می‌کند. همچنین ردیابی مقادیر بحرانی ۷۵۰ در شناسایی سامانه‌های همدیدی کوچک‌تر نیز عملکرد بهتری نسبت به MSLP دارد، اگرچه از این نظر در مقایسه با میدان ۸۵۰ توانایی آن کمتر است (هاسکینز و هاجز، ۲۰۱۹a). نکته قابل ذکر دیگر آنکه وجود مقادیر بزرگ چگالی مسیر در ردیابی مقادیر مثبت ۷۵۰ در مناطق غیرقطبی، در مقایسه با ردیابی ۸۵۰، می‌تواند به دلیل فراگیری هوای گرم در آن مناطق باشد. همچنین وجود مقادیر کوچک چگالی مسیر در ردیابی مقادیر مثبت ۷۵۰ در مناطقی که چگالی مسیر مربوط به ردیابی ۸۵۰ بزرگ هستند، می‌تواند به دلیل فراگیری هوای سرد یا مقیاس کوچک‌تر توفان‌ها در آن مناطق باشد (شکل ۱-ب).

۳ نتایج

۳-۱ اقلیم‌شناختی مسیرهای توفان نیمکره شمالی

در شکل ۲ مقادیر آماره مسیرهای توفان شناسایی شده با استفاده از میدان ۸۵۰ در نیمکره شمالی برای فصل‌های مختلف سال در دوره ۱۹۷۹-۲۰۲۳ شامل چگالی مسیر، شدت میانگین توفان‌ها، چگالی زایش و چگالی زدایش نشان داده شده است. با توجه به شکل ۲، به طور کلی چهار مسیر توفان مجزا، شامل دو مسیر توفان اصلی به نام‌های مسیر توفان آرام شمالی و مسیر توفان اطلس شمالی و دو مسیر توفان فرعی به نام‌های مسیر توفان مدیترانه و مسیر توفان شمال روسیه مشاهده می‌شود. مسیر توفان آرام شمالی از ساحل غربی تا ساحل شرقی اقیانوس آرام شمالی، مسیر توفان اطلس از ساحل غربی اقیانوس اطلس شمالی تا شرق گرینلند، مسیر توفان مدیترانه از غرب دریای مدیترانه تا نواحی شرقی منطقه غرب آسیا و مسیر توفان شمال روسیه از شرق کوه‌های اورال تا شمال سیبری امتداد دارند. در شکل ۳، مانند شکل ۲، ویژگی‌های مهم مسیرهای توفان نیمکره شمالی حاصل از ردیابی مقادیر مثبت ۷۵۰ نشان داده شده است. در ادامه، ویژگی‌های فصلی دو مسیر توفان اصلی و دو مسیر توفان فرعی، به دست آمده از ردیابی مقادیر بیشینه در میدان‌های ۸۵۰ و مقادیر مثبت ۷۵۰ با جزییات بیشتر ارائه می‌شود.

الف- مسیر توفان اطلس شمالی

چگالی مسیر به دست آمده از ردیابی ۸۵۰ (شکل ۲)، نشان دهنده یک بیشینه در شرق رشته کوه راکی و آمریکای شمالی است که در زمستان و بهار مقادیر بیشتر و در تابستان، به ویژه بر روی ایالات متحده آمریکا، مقادیر کمتری دارد. بیشینه چگالی مسیر توفان اطلس شمالی نیز در ساحل غربی اقیانوس اطلس شمالی مشاهده می‌شود که بزرگی آن در تابستان کمتر از سایر فصل‌ها است. همچنین بخش جریان سوی مسیر توفان اطلس شمالی بر روی دریای گرینلند به سمت شمالگان منحرف شده و این انحراف به سمت قطب در زمستان قوی‌تر و در تابستان ضعیف‌تر می‌شود. چرخندهایی که مسیر توفان اطلس شمالی را تشکیل می‌دهند به دلیل تامین بالای رطوبت بر روی اقیانوس، از شدت میانگین بیشتری نسبت به توفان‌های شکل گرفته روی آمریکای شمالی برخوردار هستند (شکل‌های ۲-د تا ۲-ز). شدت میانگین مسیر توفان اطلس شمالی در تابستان (شکل ۲-ر) کاهش محسوسی، در مقایسه با سایر فصل‌ها، به دلیل کاهش

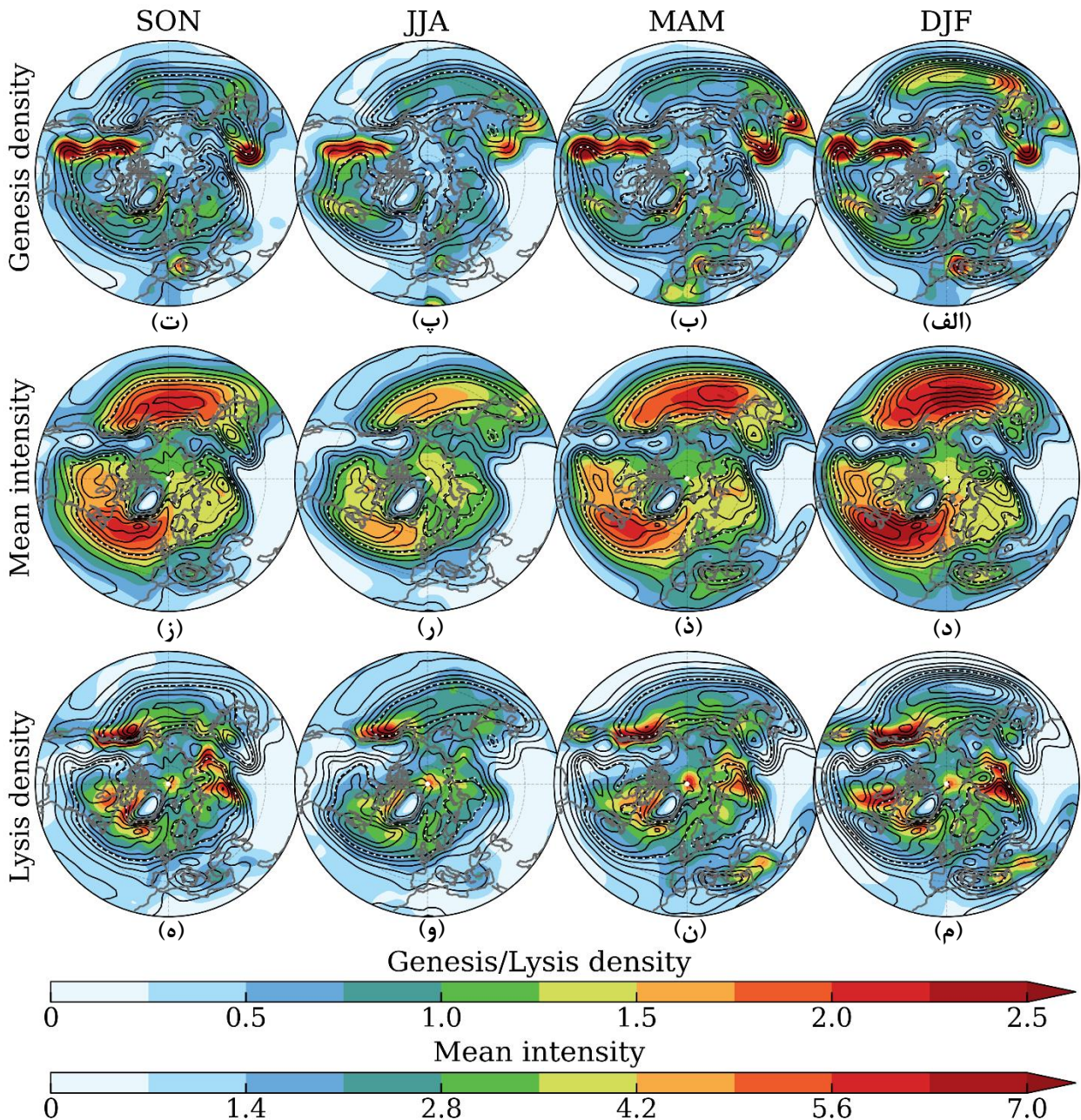
کژفشاری جو دارد. کشیدگی چگالی مسیر توفان و شدت میانگین به سمت شرق گرینلند بیانگر نفوذ قابل توجه چرخندهای مسیر توفان اطلس شمالی به این ناحیه است.

در شرق رشته کوه راکی، دو ناحیه با مقادیر بیشینه زایش (شکل‌های ۲-الف تا ۲-ت)، یکی در شمال و دیگری در جنوب رشته کوه وجود دارد که مناطق اصلی زایش چرخندهای شکل گرفته روی آمریکای شمالی را نشان می‌دهند. بیشینه چگالی زایش مسیر توفان اطلس شمالی در غرب این اقیانوس قرار دارد. در زمستان (شکل ۲-الف)، یک ناحیه ثانویه در مرکز اقیانوس اطلس شمالی نیز برای زایش توفان‌ها مشاهده می‌شود. جریان‌های آب گرم اقیانوسی، آب‌های گرم استوایی را به غرب اقیانوس اطلس شمالی منتقل کرده و منجر به افزایش کژفشاری جو می‌شوند که پیامد آن وجود بیشینه زایش چرخندها در غرب اقیانوس است. بیشینه چگالی زایش در غرب اقیانوس اطلس شمالی در زمستان بزرگ‌تر از سایر فصل‌ها است، زیرا در این فصل از یک سو جریان‌های آب گرم اقیانوسی قوی‌ترند و از سوی دیگر دمای خشکی‌های آمریکای شمالی کاهش می‌یابد که در نتیجه آن، گرادیان افقی دما در غرب اقیانوس اطلس شمالی تقویت و سبب افزایش چگالی زایش چرخندها در این ناحیه می‌شود.

اغلب توفان‌های شکل گرفته روی آمریکای شمالی وارد اقیانوس اطلس نمی‌شوند، به طوری که برخی از آنها در نواحی شرق آمریکای شمالی به ویژه شمال شرق کانادا و باقی آنها در غرب گرینلند به بیشینه زدایش می‌رسند (شکل‌های ۲-م تا ۲-ه). در تابستان، همراه با کاهش قابل توجه چگالی مسیر روی آمریکای شمالی، چگالی زدایش این توفان‌ها در شمال شرق کانادا (شکل ۲-و) کاهش زیادی پیدا می‌کند، حال آنکه در زمستان (شکل ۲-م) به دلیل تعداد بیشتر توفان‌ها در آمریکای شمالی نسبت به سایر فصل‌ها، چگالی زدایش افزایش می‌یابد. توفان‌های شکل گرفته در غرب و امتداد مداری در عرض‌های شمالی‌تر مسیر توفان اطلس شمالی، به بیشینه زدایش می‌رسند. بیشینه چگالی زدایش این توفان‌ها در زمستان تا شرق گرینلند کشیده می‌شود.

وبسایت استادی نشده

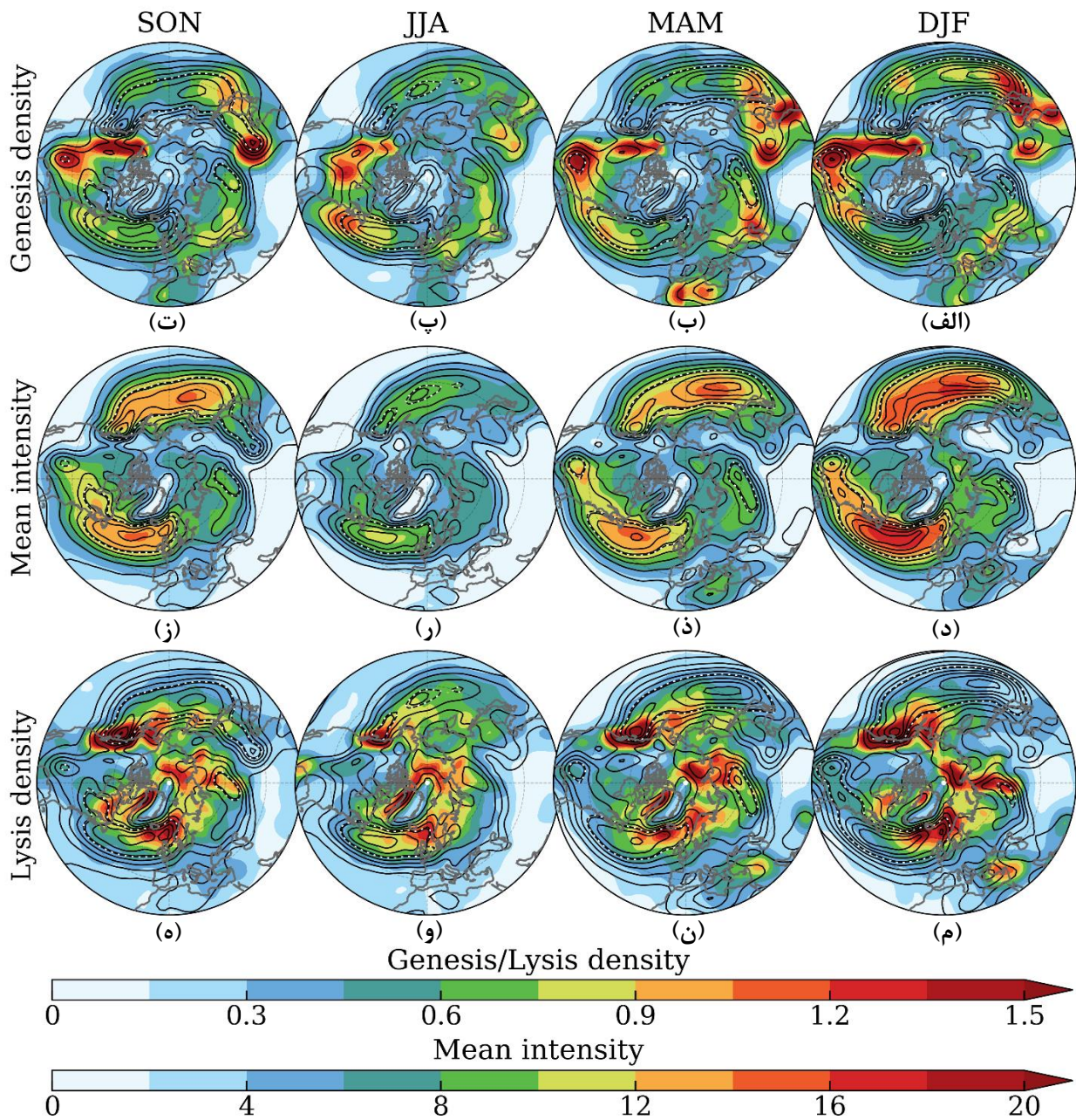
دانشگاه



شکل ۲. مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی حاصل از میدان تلاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از داده‌های ERA5 برای چهار فصل سال در دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۳. در تمام شکل‌ها، پربندها معرف چگالی مسیر و نواحی رنگی در شکل‌های (الف تا ت) چگالی زایش، (د تا ز) شدت میانگین و (م تا ه) چگالی زایش را نشان می‌دهند. برای نقاطی از شبکه که چگالی مسیر آنها از ۱ کمتر است، شدت میانگین آن نقاط صفر در نظر گرفته شده است. واحد شدت میانگین 1/s است.

بررسی مسیرهای توفان ردیابی شده با مقادیر مثبت V850 (شکل ۳)، تفاوت‌هایی با مسیرهای توفان ردیابی شده با 850 دارد که در اینجا به دو مورد مهم از آنها اشاره می‌شود: (۱) اگر در یک منطقه غیرقطبی چگالی مسیر توفان مربوط به ردیابی 850 بزرگ‌تر از ردیابی مقادیر مثبت V850 باشد، دلیل آن کوچکی نسبی مقیاس توفان‌های چنین منطقه‌ای در مقایسه با سایر مناطق یا فراگیری هوای سرد در آن منطقه است؛ (۲) اگر در منطقه قطبی چگالی مسیر توفان مربوط به ردیابی 850 کوچک‌تر از ردیابی مقادیر مثبت V850 باشد، نشان‌دهنده نفوذ توفان‌رانده هوای گرم از عرض‌های پایین‌تر به منطقه قطبی است. نکته دیگر که هرچند بررسی آن خارج از

موضوع این مطالعه است، آن است که اگر در یک منطقه، چگالی مسیر توفان مربوط به ردیابی مؤلفه منفی V850 بزرگتر از ردیابی مقادیر مثبت V850 باشد، در چنین منطقه‌ای فراگیری هوای سرد حاکم است.



شکل ۳. مانند شکل ۲، اما با استفاده از مؤلفه نصف‌النهاری مثبت سرعت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. واحد شدت میانگین m/s است.

چگالی مسیر و شدت میانگین مربوط به ردیابی V850 (شکل ۳) شبیه ردیابی 850 (شکل ۲) است، به جز اینکه بیشینه چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در جنوب آمریکای شمالی بزرگتر است، در حالی که در نیمه شمالی آمریکای شمالی به دلیل فراگیری هوای سرد، چگالی مسیر به طور محسوسی کمتر از ردیابی با 850 است. بیشینه چگالی مسیر روی نیمه جنوبی آمریکای شمالی در زمستان بزرگ و در تابستان به صورت قابل توجهی کوچک می‌شود. همچنین موقعیت مکانی این بیشینه در تمام فصل‌ها، به

جز تابستان، ثابت است. به علاوه، انحراف به سمت شمالگان که در ردیابی با 850° وجود داشت، در ردیابی با مقادیر مثبت V850 نیز مشاهده می‌شود. این کشیدگی به سمت شمالگان، نشان‌دهنده ورود توفان -رانده هوای گرم و مرطوب از اقیانوس اطلس به شمالگان از طریق دریا‌های گرینلند و نروژ است. نکته دیگر آنکه چگالی مسیر مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در تابستان کمترین کشیدگی به سمت شرق گرینلند را نشان می‌دهد و این کشیدگی در پاییز بیشتر از بهار است.

چگالی زایش مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل‌های ۳-الف تا ۳-ت) بیشینه بزرگ‌تری را در نیمه جنوبی آمریکای شمالی نسبت به نیمه شمالی نشان می‌دهد. همچنین یک بیشینه چگالی زایش در غرب و یک بیشینه ثانویه در امتداد مداری اقیانوس اطلس شمالی وجود دارد. نکته قابل توجه، بزرگی بیشینه چگالی زایش مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در غرب اقیانوس اطلس در فصل تابستان (شکل ۳-پ) در مقایسه با ردیابی 850° (شکل ۲-پ) است. چگالی زایش مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 (شکل‌های ۳-م تا ۳-ه) نشان‌دهنده مقادیر بزرگی از جنوب شرق گرینلند تا دریا‌های گرینلند و نروژ و حتی دریای بارنتز است. از آنجا که بیشینه چگالی زایش مسیر توفان اطلس شمالی در ردیابی مقادیر مثبت V850 در غرب و امتداد مداری اقیانوس اطلس شمالی و بیشینه زایش آن عمدتاً در قطاع اطلس شمالگان واقع است، می‌توان گفت که توفان‌های مربوط به مسیر توفان اطلس شمالی منجر به نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب به شمالگان از طریق دریا‌های گرینلند و نروژ می‌شوند که منبع اصلی این انرژی غرب و امتداد مداری اقیانوس اطلس شمالی است. بنابراین این توفان‌ها می‌توانند اثرات محلی در ذوب یخ دریا یا کاهش سرعت یخ‌زایی در ماه‌های سرد سال داشته باشند.

ب- مسیر توفان آرام شمالی

در شکل ۲، دو بیشینه چگالی مسیر مربوط به ردیابی 850° در شرق آسیا مشاهده می‌شود که موقعیت مکانی یکسانی در همه فصل‌ها دارند. چگالی مسیر در شاخه شمالی در همه فصل‌ها، به جز تابستان، دارای مقادیر نسبتاً بزرگی است، در حالی که شاخه جنوب شرق آسیا در پاییز چگالی مسیر کمتری از سایر فصل‌ها دارد. پیوستگی پربندهای چگالی مسیر مربوط به دو مسیر شرق آسیا با مسیر توفان آرام شمالی بیانگر این است که دو مسیر توفان شرق آسیا به تغذیه مسیر توفان بر روی اقیانوس آرام کمک می‌کنند. مسیر توفان آرام شمالی از جنبه فصلی مکان ثابتی نداشته و در تابستان، در مقایسه با زمستان، به سمت عرض‌های شمالی جابجا می‌شود. از این جنبه، مسیر توفان آرام شمالی در فصل پاییز بیشتر شبیه تابستان و در فصل بهار بیشتر شبیه زمستان است. همچنین بیشینه شدت میانگین و چگالی مسیر در فصل‌های زمستان و بهار در غرب اقیانوس آرام و در تابستان و تا حدی پاییز در مرکز و شرق اقیانوس آرام قرار دارد. با توجه به شکل ۲، در شرق مسیر توفان آرام و ساحل غربی آمریکای شمالی، دو بیشینه چگالی مسیر یکی در ساحل غربی کانادا و دیگری در خلیج کالیفرنیا مشاهده می‌شود. بیشینه ساحل غربی کانادا در همه فصل‌ها وجود داشته، ولی در پاییز بزرگ‌تر و در تابستان کوچک‌تر است؛ حال آنکه بیشینه روی خلیج کالیفرنیا در زمستان و بهار بزرگ‌تر بوده و در تابستان مشاهده نمی‌شود.

بیشینه چگالی زایش مربوط به دو مسیر شرق آسیا در مغولستان و جنوب شرق چین و بیشینه چگالی زایش مربوط به مسیر توفان آرام در شرق ژاپن و غرب اقیانوس آرام شمالی واقع هستند (شکل‌های ۲-الف تا ۲-ت). علاوه بر این، چگالی زایش توفان قابل توجه در امتداد مداری اقیانوس آرام شمالی نیز مشاهده می‌شود. بیشینه چگالی زایش توفان‌ها در غرب و امتداد مداری اقیانوس آرام تغییرات فصلی دارند، به طوری که در زمستان بزرگ‌تر و در تابستان کوچک‌تر است. وجود مقادیر بزرگ‌تر دو بیشینه چگالی زایش توفان در زمستان مربوط به غرب اقیانوس آرام، ناشی از تشدید جریان‌ات آب گرم این منطقه از اقیانوس و کاهش دمای خشکی‌های آسیا و مقادیر نسبتاً بزرگ در امتداد اقیانوس آرام، ناشی از افزایش سرعت جریان جتی و افزایش رطوبت در دسترس بر روی اقیانوس آرام است.

بیشینه چگالی زایش توفان‌های مربوط به مسیر توفان آرام شمالی در بخش شمال سوی این مسیر و به صورت قابل توجهی در ساحل غربی کانادا و خلیج کالیفرنیا قرار دارد (شکل‌های ۲-م تا ۲-ه). منطقه اصلی چگالی زایش توفان‌ها در ساحل غربی کانادا است که در

تابستان کوچک‌تر از سایر فصل‌ها می‌شود. بیشینه چگالی زدایش در خلیج کالیفرنیا نیز در زمستان و بهار بزرگ‌تر و در تابستان مشاهده نمی‌شود. همچنین چگالی مسیر، شدت میانگین و چگالی زدایش توفان‌ها در دریای برینگ و تنگه برینگ، به‌ویژه در زمستان، افزایش نسبی دارند. بنابراین به نظر می‌رسد که نفوذ چرخندهای مسیر توفان آرام شمالی به شمالگان در فصل‌های سرد از طریق دریای/تنگه برینگ صورت می‌گیرد.

ردیابی مقادیر مثبت V850، توفان‌های شاخه جنوب شرق آسیا را، در مقایسه با ردیابی 850، در همه فصل‌ها به‌ویژه در پاییز به‌خوبی نشان نمی‌دهد (شکل ۳)؛ از این‌رو انتظار می‌رود که توفان‌های شاخه جنوبی در پاییز کوچک‌مقیاس‌تر از شاخه شمالی باشند. بیشینه چگالی مسیر واقع در خلیج کالیفرنیا در ردیابی مقادیر مثبت V850 وجود نداشته، ولی در ردیابی مؤلفه منفی V850 مشاهده می‌شود که این موضوع با فراگیری بیشتر هوای سرد در خلیج کالیفرنیا مرتبط است. چگالی زایش توفان مربوط به ردیابی مقادیر مثبت V850 در غرب اقیانوس آرام شمالی به‌جز تابستان و به‌ویژه در زمستان مقادیر قابل‌توجهی دارد (شکل‌های ۳-الف تا ۳-ت). از سوی دیگر، بیشینه چگالی زدایش (شکل‌های ۳-م تا ۳-ه)، در شمال مسیر توفان آرام، ساحل غربی کانادا و آلاسکا، دریای برینگ و دریای اختسک مشاهده می‌شود. چگالی زدایش توفان بر روی دریای برینگ در ردیابی مقادیر مثبت V850 یک بیشینه متمایز را نشان می‌دهد، در حالی که در ردیابی 850 چنین بیشینه‌ای وجود ندارد. از آنجا که در ردیابی مقادیر مثبت V850، بیشینه چگالی زایش مسیر توفان آرام شمالی در غرب اقیانوس و بیشینه متمایز چگالی زدایش در دریای/تنگه برینگ وجود دارد، می‌توان گفت که توفان‌های مسیر توفان آرام شمالی منجر به نفوذ توفان‌رانده هوای گرم و مرطوب به شمالگان از طریق دریای/تنگه برینگ می‌شوند. این توفان‌ها می‌توانند با انتقال گرما و رطوبت از اقیانوس آرام به مناطق دارای پوشش یخ، به‌ویژه در فصل‌های سرد سال، اثرات محلی در ذوب یخ دریا یا کاهش سرعت یخ‌زایی داشته باشند.

ج- مسیر توفان شمال روسیه

مسیرهای توفان به‌دست‌آمده از 850 نشان می‌دهند که مسیر توفان شمال روسیه، موقیت مکانی تقریباً ثابتی در تمام فصل‌ها دارد، اما چگالی مسیر آن در تابستان کمینه می‌شود (شکل ۲). بیشینه زایش توفان‌ها در مسیر توفان شمال روسیه، واقع بر دریای خزر و تا اندازه‌ای شبه‌جزیره اسکاندیناوی است. دریای خزر نقش قابل توجه خود در شکل‌گیری توفان‌های مسیر توفان شمال روسیه را در فصل تابستان و تا حدی پاییز از دست می‌دهد. مسیر حرکت توفان‌ها در شرق اورال همگرا و در شمال سیبری چگالی زدایش بیشینه می‌شود. چگالی مسیر و چگالی زدایش توفان‌ها در جنوب دریای کارا و لاپتو و تا حدی بر روی این دریاها در زمستان و پاییز بزرگ است. بنابراین به نظر می‌رسد که توفان‌های مسیر توفان شمال روسیه از طریق دریای کارا و لاپتو به شمالگان وارد می‌شوند، یعنی این مسیر هم می‌تواند در تامین انرژی شمالگان مؤثر باشد. همچنین با توجه به پیوستگی بین پرندهای چگالی مسیر در منطقه اسکاندیناوی مربوط به مسیرهای توفان اطلس شمالی و شمال روسیه، می‌توان گفت که مسیر توفان اطلس شمالی در تغذیه مسیر توفان شمال روسیه نقش ایفا می‌کند. به‌علاوه، به دلیل پیوستگی بین پرندهای چگالی مسیر شمال روسیه با مسیر توفان شرق آسیا در منطقه سیبری نیز می‌توان استنباط کرد که مسیر توفان شمال روسیه در تغذیه مسیر توفان شرق آسیا تأثیر دارد (هاسکینز و هاجز، ۲۰۰۲).

با توجه به شکل ۳، چگالی مسیر توفان‌های شناسایی شده با استفاده از مقادیر مثبت V850، در همه فصل‌ها به سمت دریای کارا و لاپتو منحرف می‌شود. در ضمن، بیشینه چگالی مسیر، برخلاف 850، در زمستان مقادیر کمتری از پاییز و بهار دارد. از سوی دیگر، چگالی زایش مسیرهای شناسایی شده با مقادیر مثبت V850 بر روی دریای خزر در فصل بهار مقادیر بیشتری نسبت به سایر فصل‌ها نشان می‌دهد، حال آنکه چگالی زدایش در شرق اورال و بر روی دریاهای کارا و لاپتو و اقیانوس شمالگان در فصل زمستان نیز قابل‌توجه است و در تابستان کاهش چشم‌گیری ندارد. بنابراین به نظر می‌رسد که شرق اورال واقع در شمال سیبری یکی از مناطق نفوذ توفان‌رانده گرما به شمالگان هم در فصل زمستان و هم تاندازه‌ای در فصل تابستان باشد. از دیگر نکات جالب در ردیابی مقادیر مثبت V850 این

است که جفت‌شدگی میان مسیر توفان شمال روسیه و مسیر توفان شرق آسیا کمتر مشاهده می‌شود، زیرا فراگیری هوای سرد نسبت به هوای گرم در شمال شرق آسیا بیشتر است.

د- مسیر توفان مدیترانه

ردیابی مقادیر بیشینه 850 \bar{g} در شکل ۲، نشان‌دهنده وجود یک مسیر توفان مستقل، از غرب دریای مدیترانه تا غرب خاورمیانه است که در فصل‌های زمستان و بهار مقادیر چگالی مسیر و شدت میانگین آن بزرگ‌تر است و در تابستان و تا حدی پاییز، به جز بر روی دریای مدیترانه، تقریباً غیرفعال می‌شود. چشمه اصلی این مسیر توفان، ساحل جنوبی اروپا واقع در دریای مدیترانه است که شدت آن در زمستان بیشینه و در تابستان کمینه می‌شود. بیشینه مسیر توفان مدیترانه در فصل‌های زمستان و بهار از طریق نیمه جنوبی ایران تا پاکستان امتداد می‌یابد. همچنین، بیشینه زدایش توفان‌های مربوط به مسیر توفان مدیترانه در شرق مدیترانه، عراق، غرب ایران و غرب پاکستان قرار دارد. از آنجا که توفان‌های مدیترانه نسبتاً کوچک‌مقیاس هستند، ویژگی‌های مسیر توفان مدیترانه به ویژه بخش شرقی آن، به‌خوبی با ردیابی مقادیر بیشینه 850 \bar{g} یا فشار تراز دریا شناسایی نمی‌شوند (هاسکینز و هاجز، ۲۰۱۹a).

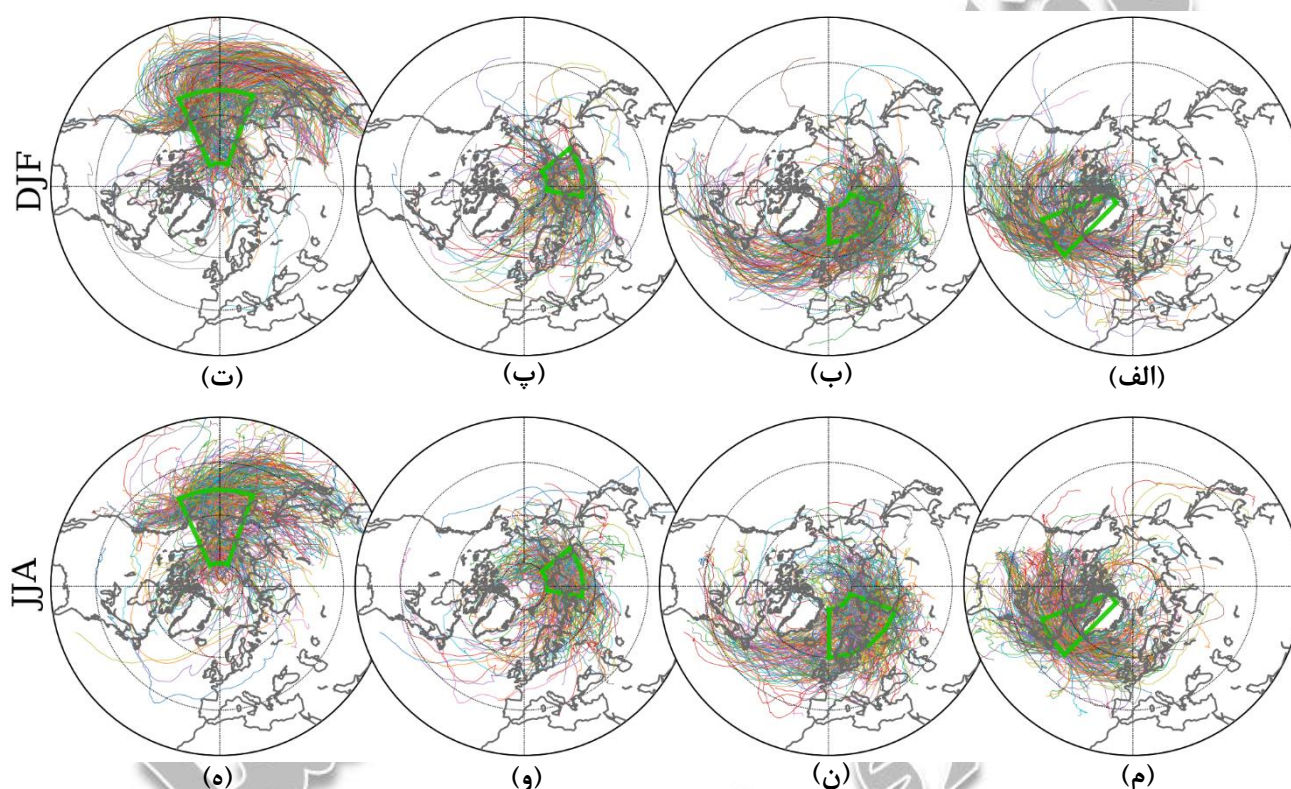
۲-۳ ورودی‌های اصلی توفان‌های برون‌حاره‌ای به شمالگان

توفان‌های فراحاره‌ای از دو طریق می‌توانند به شمالگان انرژی منتقل کنند. یکی آنکه چرخندها باعث انتقال رطوبت و گرما به عرض‌های بالاتر می‌شوند و دیگری، چرخندها با نفوذ مستقیم به شمالگان سبب افزایش رطوبت بر روی نواحی دارای یخ دریایی می‌شوند. این افزایش توفان‌رانده رطوبت به شمالگان باعث افزایش شار پایین‌سوی طول‌موج بلند می‌شود که پیامد آن، افزایش ذوب یخ یا کاهش سرعت یخ‌زایی، به‌ویژه در ماه‌های سرد سال، است. به‌علاوه، توفان‌های برون‌حاره‌ای از طریق اثرات دینامیکی مانند افزایش امواج دریا و افزایش وقوع بادهای شدید می‌توانند یخ دریایی شمالگان را خرد کنند. لازم به ذکر است که اهمیت توفان‌های برون‌حاره‌ای در کنترل یخ دریا در ماه‌های سرد سال که تابش طول‌موج کوتاه خورشیدی وجود ندارد، بیشتر از ماه‌های گرم سال است زیرا یکی از سازوکارهای اصلی در تأمین انرژی شمالگان در ماه‌های سرد سال، نفوذ هوای گرم و مرطوب از عرض‌های پایین‌تر به شمالگان است که عمدتاً این فرایند توسط توفان‌های برون‌حاره‌ای صورت می‌گیرد. هرچند در ماه‌های ذوب یخ دریای شمالگان، اثر توفان‌های فراحاره‌ای در بودجه انرژی شمالگان در مقایسه با تابش طول‌موج کوتاه خورشیدی کمتر است، با این حال آنها می‌توانند از طریق اثرات دینامیکی به ذوب سریع‌تر صفحات یخی کمک کنند. همچنین کاهش محسوس دمای خشکی‌ها نسبت به اقیانوس‌ها در زمستان همراه با رطوبت کمتر در خشکی‌ها، موجب می‌شود که توفان‌های انتشاریافته روی خشکی‌ها، گرمای محسوس و نهان کمتری نسبت به توفان‌های انتشاریافته روی اقیانوس‌ها به شمالگان منتقل کنند.

ورودی‌های مهم توفان‌های برون‌حاره‌ای به شمالگان در جدول ۱ آورده شده است. مسیر چرخندهای برون‌حاره‌ای با طول عمر بیش از ۴ روز با ردیابی 850 \bar{g} شناسایی شده‌اند. شکل ۴ نیز چرخندهای عبوری از چهار ناحیه شمالگان (مطابق جدول ۱) در دو فصل زمستان و تابستان را نشان می‌دهد. چرخندهای عبوری ناحیه BDL (شکل‌های ۴-الف و ۴-م)، عمدتاً در شرق رشته‌کوه راکی شکل می‌گیرند و برخی از آنها که از ناحیه BDL عبور می‌کنند، پس از عبور بر روی اقیانوس اطلس در جنوب و شرق گرینلند میرا می‌شوند. توفان‌های وارد شده به ناحیه BDL، به دلیل شکل‌گیری و توسعه بر روی خشکی‌های آمریکای شمالی، رطوبت بالایی ندارند و از این‌رو کمتر باعث افزایش شار پایین‌سوی موج بلند در نواحی پوشیده از برف یا یخ می‌شوند. بنابراین انتظار می‌رود که ورود توفان‌ها به این ناحیه از روی خشکی‌های آمریکای شمالی کمتر در کاهش وسعت یخ دریایی تأثیرگذار باشد. همچنین شایان ذکر است که وسعت پوشش یخ دریایی در ناحیه BDL در تابستان و اوایل پاییز بسیار کم شده و در نتیجه ورود توفان‌ها به این ناحیه در ماه‌های گرم سال، اهمیت کمتری برای مطالعات مربوط به یخ دریایی شمالگان داشته باشد.

جدول ۱. محدوده جغرافیایی چهار ناحیه اصلی ورود توفان‌ها به شمالگان.

نام ناحیه	نواحی	مخفف	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
قطاع غرب گرینلند	خلیج بافین، تنگه دیویس و دریای لابرادور	BDL	290° - 315°	50°N - 80°N
قطاع اطلس	دریای بارنتز و کارا	BKS	0° - 70°	60°N - 80°N
قطاع شمال سیبری	منطقه شمال سیبری و دریای لاپتو	SLS	80° - 130°	65°N - 80°N
قطاع آرام	دریای چوکچی و برینگ	CBS	160° - 205°	50°N - 80°N



شکل ۴. مسیر توفان‌های به دست آمده از ردیابی 850 که در دو فصل زمستان و تابستان از چهار ناحیه مشخص شده با رنگ سبز وارد شمالگان می‌شوند؛ (الف تا ت) مربوط به فصل زمستان و (م تا ه) مربوط به تابستان. تمام مسیرهای نشان داده شده در شکل‌ها، دارای حداقل طول عمر ۴ روز هستند. مختصات هر یک از چهار ناحیه سبز رنگ در جدول ۱ آورده شده است.

مهم‌ترین ورودی توفان‌های برون‌حاره‌ای به شمالگان ناحیه BKS است (شکل‌های ۴-ب و ۴-ن). توفان‌های ورودی به این ناحیه، اغلب در غرب اقیانوس اطلس ایجاد می‌شوند و با انتشار روی اقیانوس، رطوبت بیشتری را نسبت به توفان‌های شکل‌گرفته روی آمریکای شمالی دارند. سپس این توفان‌ها از طریق دریای گرینلند و دریای نروژ وارد شمالگان می‌شوند. همچنین بخشی از توفان‌های ورودی به ناحیه BKS مربوط به مسیر توفان شمال روسیه است که به دلیل انتشار بر روی مناطق خشکی، رطوبت کمتری را در مقایسه با توفان‌های توسعه‌یافته بر روی اقیانوس اطلس شمالی دارند. لذا نفوذ رطوبت به شمالگان از طریق توفان‌های مربوط به مسیر توفان شمال روسیه کمتر از توفان‌های شکل‌گرفته در غرب و امتداد مداری اقیانوس اطلس شمالی است. با توجه به شکل‌های ۴-پ و ۴-و، بخش عمده‌ای از توفان‌های مسیر توفان شمال روسیه از طریق ناحیه SBS نیز می‌توانند به شمالگان نفوذ کنند. این توفان‌ها به دلیل انتشار

روی مناطق خشکی، گرمای محسوس و نهان کمتری را به شمالگان منتقل می‌کنند و در نتیجه اثرات آنها در کاهش یخ دریای شمالگان حائز اهمیت نخواهد بود. یکی دیگر از ورودی‌های اصلی توفان‌های برون‌حاره‌ای به شمالگان، ناحیه CBS است (شکل‌های ۴-ت و ۴-م). توفان‌های ورودی به این ناحیه، در شرق آسیا و عمدتاً در غرب اقیانوس آرام شکل می‌گیرند و با انتشار روی اقیانوس آرام، رطوبت آنها افزایش می‌یابد. ورود این توفان‌ها به شمالگان از طریق ناحیه CBS می‌تواند اثرات قابل توجهی بر وسعت یخ دریایی شمالگان، به‌ویژه در دریای برینگ و چوکچی داشته باشد. شایان‌ذکر است به دلیل نبود پوشش یخ در دریای برینگ و تا حدی چوکچی در ماه‌های گرم سال، اثرات این توفان‌ها بر یخ دریایی شمالگان در تابستان و اوایل پاییز که وسعت یخ دریایی در دریای برینگ و چوکچی کاهش زیادی پیدا می‌کنند، کمتر خواهد بود.

۴ نتیجه‌گیری

در این پژوهش، برای اولین بار مسیرهای توفان برون‌حاره‌ای نیمکره شمالی با استفاده از داده‌های ERA5 در فصول مختلف سال برای دوره ۲۰۲۳-۱۹۷۹ ردیابی شدند و در ادامه، ورودی‌های اصلی توفان به شمالگان در دو فصل تابستان و زمستان نمایش داده شد. شناسایی توفان‌ها از طریق ردیابی بیشینه‌های نسبی در میدان‌های ۸۵۰ و مقادیر مثبت ۷۸۵۰ انجام شد و سپس برخی از ویژگی‌های مسیرهای توفان شامل، چگالی مسیر، شدت میانگین، چگالی زایش و زدایش توفان‌ها بررسی شدند. همچنین ورودی‌های اصلی توفان‌های برون-حاره‌ای به شمالگان و اثرات احتمالی آنها در کاهش یخ دریایی شمالگان مورد بحث قرار گرفت.

در بررسی مسیرهای توفان به‌دست‌آمده از روش ردیابی ویژگی، میدان‌های مختلف می‌توانند جنبه‌های متفاوتی از مسیرهای توفان را نمایان سازند. بنابراین انتخاب میدان مورد استفاده برای ردیابی، باید با دقت و بر اساس اهداف پژوهش باشد. به‌طور مثال، در ردیابی توفان‌ها توسط میدان فشار میانگین تراز دریا، بخش غربی مسیر توفان مدیترانه شناسایی می‌شود، اما بخش شرقی آن، شناسایی نمی‌شود. همچنین از آنجا که مقادیر مثبت ۷۸۵۰ با حرکت قطب‌سوی هوای گرم همراه است، برای بررسی اثر مسیرهای توفان بر یخ دریای شمالگان، ردیابی این میدان مزیت‌هایی نسبت به ردیابی میدان‌های ۸۵۰ و MSLP دارد.

بر اساس نتایج حاصل، شرق رشته‌کوه راکی، چشمه توفان‌هایی است که عمده آنها در سواحل غربی آمریکای شمالی می‌شوند و فقط برخی از آنها تا غرب گرینلند یعنی خلیج بافین، تنگه دیویس و دریای لابرادور نفوذ می‌کنند. این توفان‌ها مقیاس کوچک‌تری دارند و در میدان کمیت‌هایی مانند فشار میانگین تراز دریا به‌خوبی مشاهده نمی‌شوند (هاسکینز و هاجز، ۲۰۰۲). توفان‌هایی که در غرب اقیانوس اطلس شکل می‌گیرند، در شرق گرینلند، دریای گرینلند، دریای نروژ، دریای بارنتز و شمال اروپا به بیشینه زدایش می‌رسند. نفوذ توفان‌ها از طریق دریای گرینلند و دریای نروژ به شمالگان در ردیابی میدان ۷۸۵۰ شدیدتر از میدان ۸۵۰ است. بنابراین، چنین توفان‌هایی با انتقال گرما و رطوبت از اقیانوس اطلس به مناطق سرد و خشک شمالگان، به‌صورت محلی منجر به کاهش وسعت یخ دریایی یا کاهش سرعت یخ‌زایی به‌ویژه در دریا‌های گرینلند، بارنتز و کارا می‌شوند. به توجه به انحراف مسیر توفان اطلس شمالی به سمت شمالگان در دریای گرینلند و دریای نروژ، می‌توان گفت که ورودی اطلس در بین تمام ورودی‌های توفان به شمالگان، بیشترین تأثیر را در کنترل یخ دریای شمالگان دارد.

یکی از مسیرهای توفان شناسایی شده، مسیر توفان شمال روسیه است که بر مبنای نتایج، مسیر توفان اطلس شمالی می‌تواند به تغذیه آن کمک کند. از چشمه‌های اصلی زایش توفان‌های مربوط به مسیر توفان شمال روسیه می‌توان به دریای خزر و تا حدی شمال اسکاندیناوی اشاره کرد. توفان‌های این ناحیه در شرق اورال و بر روی شمال سبیری و جنوب دریای لاپتو همگرا می‌شوند و برخی از آنها می‌توانند تا دریای کارا و دریای لاپتو نیز نفوذ کنند، هرچند به دلیل رطوبت کمتر، اثرات محلی این توفان‌ها در کاهش یخ دریایی

شمالگان محسوس نخواهد بود. نکته قابل ذکر دیگر در خصوص مسیر توفان شمال روسیه آنکه توفان‌های شکل گرفته روی مغولستان توسط این مسیر توفان تغذیه می‌شوند و می‌توانند تا دریای برینگ نفوذ کنند.

علاوه بر غرب اقیانوس آرام شمالی، امتداد مداری این اقیانوس نیز، به‌ویژه در زمستان، مناطق ثانویه برای زایش توفان‌ها هستند. برخی از توفان‌های شکل گرفته روی اقیانوس آرام شمالی در دریای برینگ و بیشتر آنها در ساحل غربی کانادا و خلیج کالیفرنیا به بیشینه زدایش می‌رسند. چگالی زدایش توفان‌ها در دریای برینگ با ردیابی توفان‌ها توسط میدان V850 افزایش محسوسی نشان می‌دهد. بنابراین، توفان‌هایی که تا دریای برینگ و تنگه برینگ نفوذ می‌کنند، گرما و رطوبت اقیانوس آرام را به شمالگان وارد می‌کنند و می‌توانند منجر به کاهش محلی یخ دریا در دریای برینگ و تنگه برینگ و تا حدی دریای چوکچی شوند.

مراجع

حسین‌پور، ف.، محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف.، (۱۳۹۱). دینامیک مسیرهای توفان در زمستان ۲۰۰۸-۲۰۰۷ از دیدگاه انرژی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۴)، ۱۷۵-۱۸۷.

عالم‌زاده، ش.، احمدی گیوی، ف.، محب‌الحجه، ع. و نصرافهانی، م. (۱۳۹۸). بررسی تغییرات اقلیمی مسیرهای توفان زمستان در اطلس، مدیترانه و جنوب غرب آسیا با مدل MPI-ESM-LR تحت سناریوی RCP8.5 در پروژه CMIP5. مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۳(۲)، ۱-۱۸.

Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M., & Mohebalhojeh, A. R. (2014). Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(680), 754-765.

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.

Bengtsson, L., Hodges, K. I., & Roeckner, E. (2006). Storm tracks and climate change. *Journal of Climate*, 19(15), 3518-3543.

Blackmon, M. L. (1976). A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(8), 1607-1623.

Catto, J. L., Shaffrey, L. C., & Hodges, K. I. (2011). Northern hemisphere extratropical cyclones in a warming climate in the HIGEM high-resolution climate model. *Journal of Climate*, 24(20), 5336-5352.

Chang, E. K. M., Guo, Y., & Xia, X. (2012). CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(D23).

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), 1-11.

Hodges, K. I. (1994). A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review*, 122(11), 2573-2586.

- Hodges, K. I. (1995). Feature tracking on the unit sphere. *Monthly Weather Review*, 123(12), 3458–3465.
- 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. (1999). Adaptive constraints for feature tracking. *Monthly Weather Review*, 127(6), 1362–1373.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2019). The annual cycle of Northern Hemisphere storm tracks. Part I: Seasons. *Journal of Climate*, 32(6), 1743–1760.
- 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.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, 18(20), 4108–4129.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2002). New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(6), 1041–1061.
- Liu, C., & Barnes, E. A. (2015). Extreme moisture transport into the Arctic linked to Rossby wave breaking. *Journal of Geophysical Research*, 120(9), 3774–3788.
- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., ... & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 168.
- 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.
- Simmonds, I. (2000). Size changes over the life of sea level cyclones in the NCEP reanalysis. *Monthly Weather Review*, 128(12), 4118–4125.
- 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: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 60(3), 570–586.
- Ulbrich, U., Leckebusch, G. C., & Pinto, J. G. (2009). Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 117–131.
- Woods, C., & Caballero, R. (2016). The role of moist intrusions in winter arctic warming and sea ice decline. *Journal of Climate*, 29(12), 4473–4485.
- Zappa, G., Shaffrey, L. C., & Hodges, K. I. (2013). The ability of CMIP5 models to simulate North Atlantic extratropical cyclones. *Journal of Climate*, 26(15), 5379–5396.