

بررسی رابطه تغییر تراز فشار وردایست با چرخندهای توأم با بارش‌های فراگیر ایران

حسین عساکره^{۱*}، محمد دارند^۲ و سوما زندکریمی^۳

۱. استاد، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲. استاد، گروه آب و هواشناسی دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

۳. دانش‌آموخته دکتری، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۲/۱۱، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۶/۲۹)

چکیده

بررسی رخداد توأم چرخندها و تغییر تراز فشار وردایست اطلاعات مفیدی درباره ویژگی‌های جو به‌ویژه در ارتباط با رخداد بارش‌های فراگیر ایران به‌دست می‌دهد؛ زیرا از عواملی که منجر به بروز بارش‌های فراگیر در ایران می‌شود، چرخندهای ورودی به کشور است. شناخت ساز و کارهای مرتبط با چرخندها می‌تواند در شناخت بهتر و پیش‌بینی آنها مؤثر باشد. به‌همین دلیل در پژوهش حاضر ارتباط وردایست با چرخندهای تأثیرگذار بر بارش‌های فراگیر ایران مورد بررسی قرار گرفت. جهت انجام پژوهش از داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیل پایگاه داده ECMWF و جهت انتخاب روزهای توأم با بارش فراگیر ایران نیز از داده‌های پایگاه اسفزاری (نسخه سوم) استفاده شده است. با توجه به این‌که مطالعه تمام روزهای توأم با بارش فراگیر در این پژوهش امکان‌پذیر نبود، از میان تمام روزهای توأم با بارش فراگیر، روزهایی که درصد مساحت تحت پوشش بارش در آنها بیشتر بود، برای ماه‌های مختلف انتخاب شد. در نهایت در طول دوره مورد مطالعه ۸ روز در ۸ ماه مختلف انتخاب شد. برای هر روز منتخب، چرخند فعال شناسایی و ویژگی‌های وردایست در زمان شروع چرخند و روز رخداد بارش فراگیر بررسی شد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش مشخص شد که در تمام ۸ روز مورد واکاوی، در روز شروع فعالیت چرخند و در روز توأم با بارش فراگیر بر روی ایران، تراز فشار وردایست تفاوت‌های قابل‌توجهی با مناطق هم‌عرض (و اطراف) خود دارد. در این هنگام تراز فشار وردایست مقادیر عددی بزرگ‌تری را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: چرخند، وردایست، بارش فراگیر، ایران.

۱. مقدمه

همکاران (۲۰۰۹؛ فال و ورنلی، ۲۰۱۲). به‌منظور پیش‌بینی اقلیم بارشی هر منطقه و استفاده صحیح از امکانات موجود در چرخندهای توأم با بارش‌های فراگیر و نیز اجتناب از محدودیت‌ها، مخاطرات و ناهنجاری‌های ناخواسته آنها، مطالعه عوامل تأثیرگذار بر این چرخندها ضروری است (علیچانی، ۱۳۶۶). علاوه بر این، شناخت رفتار وردایست در ارتباط با چرخندهایی که توأم با بارش فراگیر برای ایران هستند، شناخت دقیق‌تری از شرایط جوی توأم با بارش فراگیر در ایران به ما خواهند داد. بنابراین ردیابی کامل‌تر و شناخت دقیق‌تر از شرایط جوی توأم با این نوع بارش‌ها به‌لحاظ علمی (اقلیم‌شناسی بارش‌های فراگیر و افزایش قطعیت مدل‌ها، برآوردها و پیش‌بینی‌های اقلیمی) و عملی (مدیریت و برنامه‌ریزی مبتنی بر شناخت اقلیمی بارش‌ها) از اهمیت شایان توجه برخوردار است. نتایج بررسی‌های انجام شده به‌وسیله پژوهشگران مختلف نشان داده است که عوامل مختلفی بر ارتفاع وردایست و

وردایست (Tropopause) لایه انتقال بین وردسپهر (Troposphere) و پوشش سپهر (Stratosphere) است و اغلب با تغییرات زیادی در ساختار گرمایی، پویایی و شیمیایی جو شناخته می‌شود. تأثیرگذاری لایه وردایست بر فراسنج‌های مختلف آب‌وهوایی در سطح جهان ثابت شده است و مشخص شده است که وردایست نقش و اثرات بسیار مهم و قابل‌توجهی بر هوا و اقلیم در مقیاس جهانی و منطقه‌ای دارد؛ به طوری‌که تغییرات این لایه می‌تواند منجر به بروز تغییر در دیگر فراسنج‌های آب‌وهوایی شود. یکی از مواردی که ارتباط آن با وردایست ثابت شده است چرخندها هستند. مطالعات انجام شده در سطح جهان به‌ویژه در مورد چرخندهای عرض‌های میانه، به‌عنوان منشأ و زادگاه عمده چرخندهای ورودی به ایران، ارتباط چرخندها را با بارش‌های «فراگیر» و به‌ویژه «فراگیر و سنگین» را تأیید کرده است (هاوکرافت و همکاران، ۲۰۱۸؛ لین و همکاران، ۲۰۱۹؛ بنگسون و

تغییرات آن اثر می‌گذارد (عساکره و همکاران، ۱۳۹۹). شدت و تداوم چرخندها از جمله عوامل مؤثر بر تغییر (پذیری) تراز فشار وردایست هستند (کورتی و همکاران، ۲۰۰۸) پژوهش‌های مختلف انجام شده در سطح جهان، بر این واقعیت تأکید دارد که شکستگی تراز فشار وردایست در ارتباط با توسعه چرخندهای ترازهای زیرین جو رخ می‌دهد (ستیلی، ۱۹۶۰؛ بلک، ۱۹۷۳؛ بویل و بوسارت، ۱۹۸۳؛ بلک و متکس، ۱۹۸۴؛ نیوتون و هولویاینز، ۲۰۱۸). در این زمینه مطالعات پرشماری انجام شده است؛ از جمله این مطالعات می‌توان به پژوهش‌های هرشبرگ و فریچ (۱۹۹۱)، براونینگ و همکاران (۱۹۹۹)، ورث (۲۰۰۱)، حکیم و کاناوان (۲۰۰۵)، وانگ و همکاران (۲۰۱۴)، بابو و همکاران (۲۰۱۵)، امانوئل و همکاران (۲۰۱۳)، وانگ و همکاران (۲۰۱۴)، امانوئل (۲۰۱۰)، وکی (۲۰۱۳) و ریوربین و ورنلی (۲۰۱۶) اشاره کرد.

هرشبرگ و فریچ (۱۹۹۱) حرکات موجی وردایست و ارتباط آنها با توسعه چرخندهای جنب‌حاره را مورد بررسی قرار داده‌اند. بر اساس پژوهش آنها مشخص شد که این موج‌ها اغلب قبل و در طی چرخندزایی با دمای بالا و ناهنجاری‌های بالقوه چرخندگی توأم هستند. به‌طور معمول این نوسانات با نصف طول موجی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر و دامنه قائم بیش از ۲۰۰ هکتوپاسکال همراهند. ناهنجاری‌های گرمایی و سرمایی (به‌ترتیب در پایین و بالادست موج‌ها) اغلب با جریان‌های قوی تراز بالا جدا می‌شوند (هرشبرگ و فریچ، ۱۹۹۱). در همین محدوده جغرافیایی براونینگ و همکاران (۲۰۰۰) ارتباط فرورفتگی وردایست و یک نمونه از چرخندهای جنب‌حاره را مورد ارزیابی قرار داده‌اند. در این پژوهش از تصاویر ماهواره‌ای متئوسات (Meteosat) و یک مدل اخذ شده از اداره هواشناسی انگلیس با نمایش سه‌بعدی فرورفتگی وردایست (Tropopause Depressions، TDs) استفاده شده است. بر اساس نتایج این پژوهش مشخص شد که TDها به عمیق‌تر شدن چرخندهای ترازهای زیرین جو

کمک می‌کنند (براونینگ و همکاران، ۱۹۹۹). در پژوهشی دیگر وانگ و همکاران (۲۰۱۴) تأثیر دمای وردایست بر شدت‌یابی چرخندهای گرمسیری را واکاوی کرده‌اند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۴). در همین راستا حکیم و کاناوان (۲۰۰۵) عدم‌تقارن حلقه‌های وردایست را در جریان شکل‌گیری چرخند و واچرخند مورد بررسی قرار دادند و از منظر دینامیکی به تحلیل تفاوت‌های بین این دو پدیده پرداخته‌اند. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش مشخص شد که میانگین اختلاف دمای بالقوه وردایست مستقر در بالای چرخندها ۱۳ کلوین و بالای واچرخندها ۱۱ کلوین است (حکیم و کاناوان، ۲۰۰۵). ورث (۲۰۰۱) به بررسی تغییرات ایجاد شده در زمان رخداد چرخندها و واچرخندها پرداخته است. بر اساس نتایج این پژوهش مشخص شده است در صورتی‌که چرخندهای ایجاد شده قوی باشند، تغییرات قابل‌توجهی در وردایست ایجاد می‌کند و باعث ایجاد عدم‌تقارن در وردایست می‌شود. بابو و همکاران (۲۰۱۵) نیز به بررسی تأثیر چرخندهای گرمسیری بر روی وردایست با استفاده از داده‌های GPS پرداخته‌اند. در این پژوهش وردایست با استفاده از روش‌های مختلف بررسی شده است. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده مشخص شد که در مرکز چرخند ارتفاع وردایست کاهش می‌یابد و با فاصله گرفتن از مرکز، ارتفاع آن افزایش می‌یابد. در اغلب پژوهش‌هایی که در بالا به آنها اشاره شد، جهت بررسی ارتباط وردایست با چرخندها از نمایه تاوایی پتانسیل (PV)، Potential Vorticity) جهت شناخت وردایست استفاده شده است.

از جمله پژوهشگران ایرانی که به بررسی رابطه تغییرات وردایست و چرخندها پرداخته‌اند، می‌توان به عبداللهی و همکاران (۱۳۹۸) اشاره کرد. در پژوهش عبداللهی و همکاران (۱۳۹۸) به بررسی اثر تاشدگی وردایست بر جبهه‌زایی در ترازهای زیرین و زبرین جو پرداخته‌اند. در این مطالعه، نقش بی‌هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی (PV) در وردسپهر زبرین بر جبهه‌زایی سطوح زبرین و زیرین در

زمانی ۲۰۱۳-۲۰۱۵ را مورد ارزیابی قرار داده‌اند. بر اساس نتایج این پژوهش مشخص شد که فراوانی تاشدگی در عرض‌های جنب‌حاره‌ای و میانی (بین ۲۰ تا ۴۰ درجه) در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی بیشتر است. در نیمکره زمستانه نیز این تاشدگی‌ها فراوانی بیشتری دارند. منطقه جنوب غرب آسیا در تمام طول سال دارای بی‌هنجاری مثبت فراوانی تاشدگی نسبت به مقدار میانگین نیم کره شمالی است. میزان بی‌هنجاری یاد شده در این منطقه طی فصل‌های مختلف سال متفاوت است و در فصل تابستان هم‌زمان با شکل‌گیری و اچرخند موسمی بر روی عرض‌های جنب حاره‌ای اقیانوس هند، فراوانی تاشدگی و ردايست به شدت افزایش می‌یابد.

یکی از جلوه‌های حضور چرخندها در هر ناحیه، به‌ویژه در عرض‌های میانه، ناپایداری جو و بارش در گستره بزرگ مکانی است. رخداد هم‌زمان بارش در گستره وسیع از یک پهنه خاص به «بارش فراگیر» موسوم است. مطالعات پیشین نشان دادند که بارش‌های فراگیر ایران تحت تأثیر عوامل مختلفی رخ می‌دهد. از عوامل شناخته شده مرتبط با بارش‌های فراگیر ایران گسترش امواج غربی و حرکت تاوه قطبی به سوی عرض‌های پایین‌تر، هم‌زمان با عقب‌نشینی پرفشارهای جنب‌حاره را می‌توان نام برد (علیچانی، ۱۳۷۴). در ارتباط با هم‌نواپی-هم‌زمانی بارش‌های فراگیر ایران با فعالیت‌های چرخندی برون‌حاره‌ای مطالعات زیادی انجام شده است (برای مثال علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱؛ عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۳؛ حیدری و خوش‌اخلاق، ۱۳۹۴؛ مصطفایی و همکاران، ۱۳۹۴؛ عساکره و خجسته، ۱۴۰۰).

در پژوهش حاضر بر اساس دیدگاه محیطی به گردش، پس از انتخاب روزهای توأم با بارش فراگیر در سطح کشور، ویژگی چرخندهایی که در این روزها فعال بوده‌اند و ویژگی‌های تراز فشار و ردايست در طول عمر چرخند مورد نظر، بررسی شد. به‌منظور بررسی ویژگی‌های و ردايست و بررسی ارتباط آنها با چرخندهای توأم با بارش‌های فراگیر، از نمایه دمایی تعریف شده به‌وسیله

منطقه خاورمیانه و ایران مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس نتایج به‌دست آمده از این پژوهش مشخص شده است که تاشدگی و ردايست نقش بارزی در تضعیف و تقویت جبهه‌های ترازهای زیرین و زبرین و ردايست ایفا می‌کند. در پژوهشی دیگر کیکسروی (۱۳۹۴) به بررسی تغییرات آماری-همدیدی لایه و ردايست در خراسان رضوی در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ پرداخته و ارتباط و ردايست با بارش در این منطقه را مورد ارزیابی قرار داده است. بر اساس این پژوهش در ۱۶ نمونه از سامانه‌های بارشی اتفاق افتاده در خراسان رضوی در فاصله زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ بررسی همدیدی لایه و ردايست در زمان‌های وقوع بارش و ۴۸ ساعت قبل و بعد از بارش می‌توان این‌گونه نتیجه گرفت که گرمای دررو آزاد شده از طریق میعان و بارش اتفاق افتاده در لایه زیرین و میانی و ردايست، بتدریج ستون هوای روی خود را گرم‌تر کرده و در طی روزهای بارشی، جو در و ردايست و به‌تبع ارتفاع و ردايست افزایش یافته است. در پژوهشی دیگر برهانی و احمدی گیوی (۱۳۹۷) با استفاده از داده‌های ECMWF به تعریف و ردايست پویایی و بررسی تاشدگی‌های و ردايست در جنوب غرب آسیا در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۳ پرداخته‌اند. بررسی سری زمانی انواع تاشدگی و ردايست در این پژوهش نشان داده است که فراوانی تاشدگی در دوره مورد مطالعه روند افزایشی داشته است. توزیع فصلی تاشدگی و ردايست نیز بیانگر آن است که بیشترین میزان فراوانی تاشدگی در فصل تابستان و کمترین مقدار آن در پاییز وجود دارد. در فصل تابستان، تاشدگی‌های کم عمق و متوسط و در زمستان، تاشدگی‌های عمیق فراوانی نسبی بیشتری دارند. نتایج ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و کمیت‌های دینامیکی، نشان‌دهنده تأثیر ناپایداری کزفشار در تشکیل تاشدگی‌های زمستانه و تأثیر عوامل ترمودینامیکی در تاشدگی‌های تابستانه است. در پژوهشی دیگر برهانی و همکاران (۱۳۹۷) در همین منطقه فراوانی و توزیع تاشدگی و ردايست و تغییرات فصلی آن در بازه

سازمان جهانی هواشناسی برای بررسی ویژگی‌های وردایست هم‌زمان با تکوین چرخندها استفاده شد.

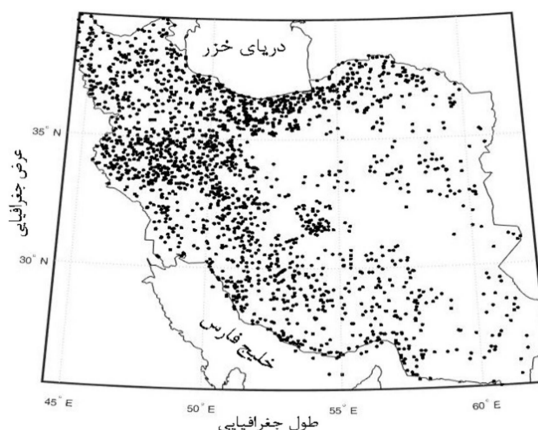
۲. شیوه پژوهش

برای انجام پژوهش حاضر از دو گروه داده شامل داده‌های ملی بارش اسفزاری نسخه سوم و داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیل موسوم به ERA-Interim از مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپایی (ECMWF) با تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه قوسی در محدوده جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۱۰- تا ۱۲۰ درجه استفاده شد، هدف از انتخاب این داده‌ها و نیز این محدوده جغرافیایی این بود که تمامی چرخندهایی که از ناحیه دریای مدیترانه سرچشمه گرفته یا از آن گذر می‌کنند و نیز در تکوین بارش‌های فراگیر ایران نقش داشته‌اند، شناسایی شوند. همچنین ترازهای فشار وردایست در محدوده زمانی و مکانی مشترک با این چرخندها مورد توجه بوده است.

پایگاه داده‌ای اسفزاری تنها پایگاه داده‌ای ملی در ایران است که در پژوهش حاضر از (نسخه سوم) آن استفاده شد. این پایگاه داده‌ای حاصل تلاش مسعودیان (۱۳۹۸) در تهیه نقشه‌های همبارش روزانه ایران با تفکیک مکانی ۱۰ کیلومتر و برای بازه زمانی ۱۳۴۹/۰۱/۰۱ تا ۱۳۹۴/۱۲/۲۹ (از ۱۹۷۰/۳/۲۱ تا ۲۰۱۶/۳/۲۱؛ ۴۶ سال و معادل ۱۶۸۰۱ روز) است که حاصل میان‌یابی داده‌های بارش روزانه ۲۱۸۸ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی است. فرایند آزمون صلاحیت ایستگاه‌های

مورد بررسی (به لحاظ همگنی، داده‌های پرت و ...) انجام شد و در نهایت این تعداد ایستگاه به‌عنوان ایستگاه‌های مناسب برای فرایند میان‌یابی اختیار شدند. توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده در شکل ۱ ارائه شده است.

باتوجه به مطالعات گسترده‌ای که پیش از این در زمینه ارزیابی انواع روش‌های میان‌یابی برای تهیه نقشه‌های همبارش ایران انجام گرفته است (عساکره ۱۳۸۷؛ مسعودیان ۲۰۰۸؛ مسعودیان و همکاران ۱۳۹۳)، روش میان‌یابی کریجینگ همگانی با مدل نیم‌پراش خطی برای میان‌یابی برگزیده شد. درعین حال کریجینگ از لحاظ نظری نیز بهترین برآوردگر نارایب خطی شناخته می‌شود (عساکره ۱۳۸۷). سیستم تصویر این پایگاه داده لامبرت مخروطی هم‌شکل است. مشخصات کارتوگرافیک این سیستم تصویر با توجه به مختصات جغرافیایی ایران که بین مدار ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه شرقی قرار گرفته است، بر اساس بیضوی مرجع (WGS84) و تفکیک مکانی ده کیلومتر شبکه جغرافیایی پایگاه داده به ابعاد ۱۶۷×۲۰۵ به‌دست آمد. تعداد کل یاخته‌های درون این شبکه ۳۴۲۳۵ تا است که ۱۶۲۰۳ تا از آنها در درون مرزهای خاک اصلی ایران جا می‌گیرد. از سوی دیگر با توجه به زمان آغاز و پایان پایگاه داده که مشتمل بر ۱۶۸۰۱ روز است ابعاد نهایی پایگاه داده ۱۶۸۰۱×۲۰۵×۱۶۷ خواهد بود. به‌کمک این پایگاه داده می‌توان رفتار زمانی و مکانی بارش در درون مرزهای ایران زمین را بررسی کرد.



شکل ۱. توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده در ایجاد پایگاه داده‌ای بارش اسفزاری نسخه سوم (مسعودیان، ۱۳۹۸).

۲۰۱۵ حدود ۱۱۸۹ روز با بارش فراگیر استخراج شد. ۳- در این پژوهش از شیو منطقه‌ای داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جهت شناسایی مراکز چرخندی استفاده شده است؛ به این ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته موردنظر نسبت به یاخته‌های همسایه مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت و در صورتی که ارتفاع ژئوپتانسیل در نقطه مورد بررسی نسبت به همسایگان آن کمینه باشد و میانگین وزنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی نقطه بررسی و یاخته‌های همسایه آن دست کم ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر بر هزار کیلومتر باشد (مسعودیان، ۱۳۹۲)، یاخته موردنظر به‌عنوان مرکز چرخند معرفی می‌شود. از آنجا که تفکیک زمانی- مکانی بالا برای تعیین ویژگی‌ها و آماره‌های چرخندها و نیز عمر دقیق آنها و همچنین چرخندهای کوچک ضروری است (بلندر و شوپرت، ۲۰۰۰، پیتو و همکاران، ۲۰۰۵، نو و همکاران، ۲۰۱۳) در این پژوهش از داده‌های پایگاه ECMWF که دارای تفکیک مکانی ۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه قوسی است جهت شناسایی و مسیریابی چرخندهای ورودی به ایران در روزهای توأم با بارش فراگیر استفاده شده است. چرخند در روزهای توأم با بارش فراگیر ردیابی و در روز نخست آغاز فعالیت چرخند و ویژگی‌های چرخند در روز بارش فراگیر بررسی شد.

۴- ویژگی‌های ردايست در روزهای منتخب توأم با بارش فراگیر استخراج شد. شناسایی تراز فشار و ردايست با استفاده از داده‌های دما در ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال صورت گرفت. توجه شود که شناخت ارتفاع و ردايست با استفاده از روش‌های مختلف امکان‌پذیر می‌باشد؛ از جمله مهم‌ترین روش‌ها که جهت شناخت و ردايست در سطح جهان مورد استفاده قرار گرفته است، روشی است که به‌وسیله سازمان جهانی هواشناسی معرفی شده است (۱۳۶، ۱۹۵۷، WMO) و بر اساس نرخ کاهش دما (LRT، Lapse Rate Tropopause) تعریف می‌شود. در پژوهش حاضر جهت شناسایی و ردايست از نمایه LRT استفاده شده است.

داده‌های ERA-Interim یکی از مجموعه داده‌های تولید شده به‌وسیله مرکز پیش‌بینی میان‌مدت اروپایی (ECMWF) است که جایگزین مجموعه داده‌های ERA-40 شده است. پروژه ERA-Interim از سال ۲۰۰۶ آغاز شد و هدف اصلی آن بهبود ارتقای برخی از ویژگی‌های نسخه ERA-40 از جمله نشان‌دادن چرخه هیدرولوژی، چگونگی گردش‌های جوی در پوشش سپهر، کاهش مقادیر اریب و خطا و در نهایت تغییر در سامانه بارش بوده است (دی و همکاران، ۲۰۱۱). داده‌های دما و ارتفاع ژئوپتانسیل این پایگاه با تفکیک‌های مکانی‌های متفاوت در ۳۷ تراز فشار در مقیاس زمانی ۶ ساعته در دسترس است.

مراحل و روش‌های انجام این پژوهش به شرح زیر است:
۱- در ابتدا جهت شناسایی روزهای توأم با بارش فراگیر از داده‌های پایگاه اسفزاری در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۵ و بر اساس ناهنجاری بارش از میانگین و نمایه چندکی طی مراحل زیر استفاده شد:

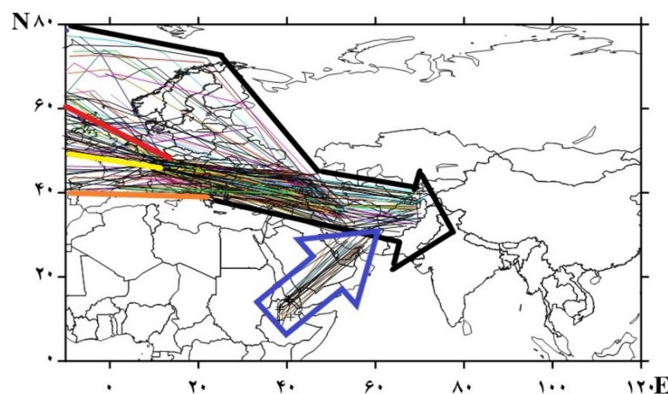
- انحراف از میانگین بلندمدت بارش برای هر پیکسل و در هر روز محاسبه شد. مساحت تحت پوشش ناهنجاری‌های مثبت برای هر روز شمارش شد. روزهایی که مساحت تحت پوشش ناهنجاری‌های مثبت بود استخراج شد.

۲- در دو مرحله آستانه مساحت بارش فراگیر برآورد شد: اول، صدک ۷۵ مساحت توأم با ناهنجاری مثبت کشور استخراج شد (توجه کنید که در این تعریف، در قیاس با دو صدک ۲۵ و ۵۰ که به‌ترتیب نماینده پوشش کم و متوسط هستند، صدک ۷۵ نماینده آستانه گستره توأم با پوشش بالا است). این مقدار حدود ۲/۵ درصد از مساحت ایران بود. دوم، متوسط مساحت ۲/۵ درصد و بیشتر از پهنه کشور که با بارش توأم بوده‌اند، محاسبه شد (بدین ترتیب با محاسبه شرایط بهنجار پوشش بالا، یک آستانه برای گستره پوشش بالا به‌دست آمد)؛ مقدار آن ۱۰ درصد حاصل شد؛ بنابراین ملاک انتخاب روزهای بارش فراگیر ۱۰ درصد از مساحت کشور در نظر گرفته شد. بر اساس این ملاک مجموعاً در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا

است. تعداد ۶۶۹ چرخند از امتداد این سرچشمه گرفته‌اند. سه منشأ فرعی چرخندی از عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۶۰ درجه، از ۵۰ تا ۶۰ درجه و از ۴۰ تا ۵۰ درجه به ترتیب ۲۵، ۳۷ و ۴۲۹ چرخند را به دریای مدیترانه هدایت کرده و هم‌زمان با بارش‌های فراگیر ایران رخ داده‌اند. مسیر اصلی دوم، ناوه دریای سرخ-کم‌فشار سودانی است. این مسیر به‌طور مستقل ۱۳ چرخند و هم‌زمان با دریای مدیترانه ۱۶ چرخند (مجموعاً ۲۹ چرخند) هم‌زمان با بارش‌های فراگیر کشور را نشان می‌دهد. از آنجا که ارائه تمامی این روزها در این مختصر امکان‌پذیر نیست، چند روز نمونه جهت شناسایی ارتباط وردایست با چرخندها در روزهای توأم با بارش فراگیر انتخاب شد. انتخاب روزهای نماینده بر اساس بالاترین درصد مساحت زیرپوشش و برای ماه‌های مختلف انجام شد. براین اساس در کل دوره، ۸ روز به‌عنوان نماینده هریک از ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، آوریل، جون، اکتبر، نوامبر و دسامبر انتخاب شد. در ماه‌های می، جولای، اگوست و سپتامبر روز توأم با بارش فراگیر با ویژگی‌های تعریف شده در پژوهش حاضر و در دوره مورد مطالعه مشاهده نشد. بدین ترتیب ویژگی وردایست-چرخندها در روز شروع و روز توأم با بارش فراگیر بررسی شد. از میان هشت روز برگزیده دو مورد از دریای مدیترانه، چهار مورد از مسیر مدیترانه-دریای سیاه و مناطق اطراف آن، یک نمونه از دریای سرخ-کم‌فشار سودان و یک مورد از مناطق جنب قطبی منشأ گرفته‌اند. این تنوع مقایسه شرایط مختلف را میسر می‌سازد.

بر اساس این تعریف وردایست پایین‌ترین سطحی تعریف می‌شود که در آن نرخ افتاهنگ قائم دما در هر کیلومتر ۲ درجه سلسیوس و یا کمتر باشد؛ بنابراین تعریف، در تمام ترازها تا ۲ کیلومتر بالاتر از آن افتاهنگ دما نباید از ۲ درجه سلسیوس تجاوز کند. تعریفی که بدین ترتیب به‌وسیله سازمان جهانی هواشناسی برای وردایست ارائه شده است به‌صورت گسترده مورد استفاده پژوهشگران قرار گرفته است (هوو و همکاران، ۲۰۱۶؛ بسن و همکاران، ۱۹۹۶؛ اشتایدر، ۲۰۰۴؛ موهان‌کومار، ۲۰۰۸). نمایه LRT به‌عنوان بهترین نمایه شناسایی وردایست جهانی و یکی از نمایه‌های مناسب ردیابی تغییرات آب‌وهوایی معرفی شده است (سانتر و همکاران ۲۰۰۳). زیرا این تعریف برخلاف بسیاری روش‌های دیگر شناسایی وردایست محدودیت مکانی و زمانی ندارد و برای تمام عرض‌های جغرافیای و همه زمان‌ها قابل استفاده است.

۵- شمار ۱۱۸۹ روز توأم با بارش فراگیر به شکل چشمی مطالعه شد. در شکل ۲ می‌توان موقعیت محدوده مورد مطالعه و مسیر چرخندهای تأثیرگذار بر روی ۱۱۸۹ روز بارشی شناسایی شده را مشاهده کرد. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود چرخندها از عرض‌های جغرافیای متفاوتی منشأ گرفته‌اند. جدول ۱ نیز منشأهای مختلف را ارائه کرده است. همان‌گونه که در شکل ۲ و جدول ۱ می‌توان دید، دو منشأ اصلی و سه منشأ فرعی می‌توان تشخیص داد. اولین منشأ اصلی مربوط به دریای مدیترانه



شکل ۲. موقعیت محدوده مورد مطالعه و مسیر چرخندهای تأثیرگذار بر ۱۱۸۹ روز بارش فراگیر مشاهده شده.

جدول ۱. تعداد چرخندهای منشأ گرفته از محدوده‌های جغرافیایی مختلف تأثیر گذار بر ۱۱۸۹ روز بارش فراگیر مشاهده‌شده.

شمار	منشأ
۶۶۹	دریای مدیترانه
۴۲۹	اقیانوس اطلس شمالی (عرض‌های جغرافیایی ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی)
۳۷	اقیانوس اطلس شمالی (عرض‌های جغرافیایی ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی)
۲۵	نواحی جنب قطبی-شمالگان (عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۶۰ درجه شمالی)
۱۳	سامانه‌های دریای سرخ-سودان
۱۶	سامانه‌های توأم مدیترانه و دریای سرخ-سودان
۱۱۸۹	جمع

۳. نتایج و بحث

مشاهد می‌شود، در روزهای انتخاب شده میزان بارش دریافتی در مناطق مختلف کشور دارای تفاوت‌های قابل توجهی بوده است؛ در روزهای مربوط به ماه‌های ژانویه، فوریه، نوامبر و دسامبر در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس و به‌ویژه در حوالی شهرکرد و فارس میزان بارش دریافتی قابل توجه‌تر از دیگر مناطق کشور بوده است. احتمالاً در این مناطق وجود سد کوهستانی زاگرس فرایند صعود مکانیکی و در نتیجه ناپایداری را تشدید کرده است و این امر منجر به افزایش بارش در این مناطق شده است. بنابر گفته علیجانی بیشترین مقدار بارندگی در محل ورود بادهای غربی به داخل کشور در دامنه بادگیر موانع کوهستانی قرار دارد (علیجانی، ۱۳۷۴). در بین ۸ روز انتخاب شده بالاترین میزان بارش دریافتی مربوط به روزهای ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴ و ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳ است که در این دو روز در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس بیش از ۹۰ میلی‌متر بارش مشاهده شده است. به‌جز دو روزی که بیان شده در ۶ روز دیگری که بررسی شد، بالاترین میزان بارش دریافتی بین ۶۰ تا ۹۰ میلی‌متر در تغییر است. بررسی میانگین بارش دریافتی در کل کشور در روزهای موردنظر نشان داد که میانگین بارش در سطح کشور در این ۸ روز بین حدود ۵/۴ میلی‌متر تا ۲/۲ میلی‌متر در تغییر بوده است. بالاترین میانگین بارش در کل کشور مربوط به ۱۳ مارس سال ۱۹۹۶ و کمترین میزان مربوط به ۲۶ اکتبر سال ۱۹۸۷ است، همان‌گونه که مشاهده می‌شود این بیشترین و کمترین میزان میانگین مربوط به همان روزهایی است که بیشترین و کمترین مساحت زیر پوشش بارش را در بین

به‌منظور بررسی ارتباط وردایست با چرخندهای طوی روزهای توأم با بارش فراگیر، توزیع مکانی بارش، ناهنجاری بارش نسبت به میانگین بلندمدت، توزیع ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و نیز توزیع مکانی تراز فشار وردایست برای ۸ روز نماینده بر اساس شگردهای ترسیمی و در قالب نقشه ارائه شد. در این بخش تحلیلی توصیفی برای تفسیر این نقشه‌ها ارائه می‌شود:

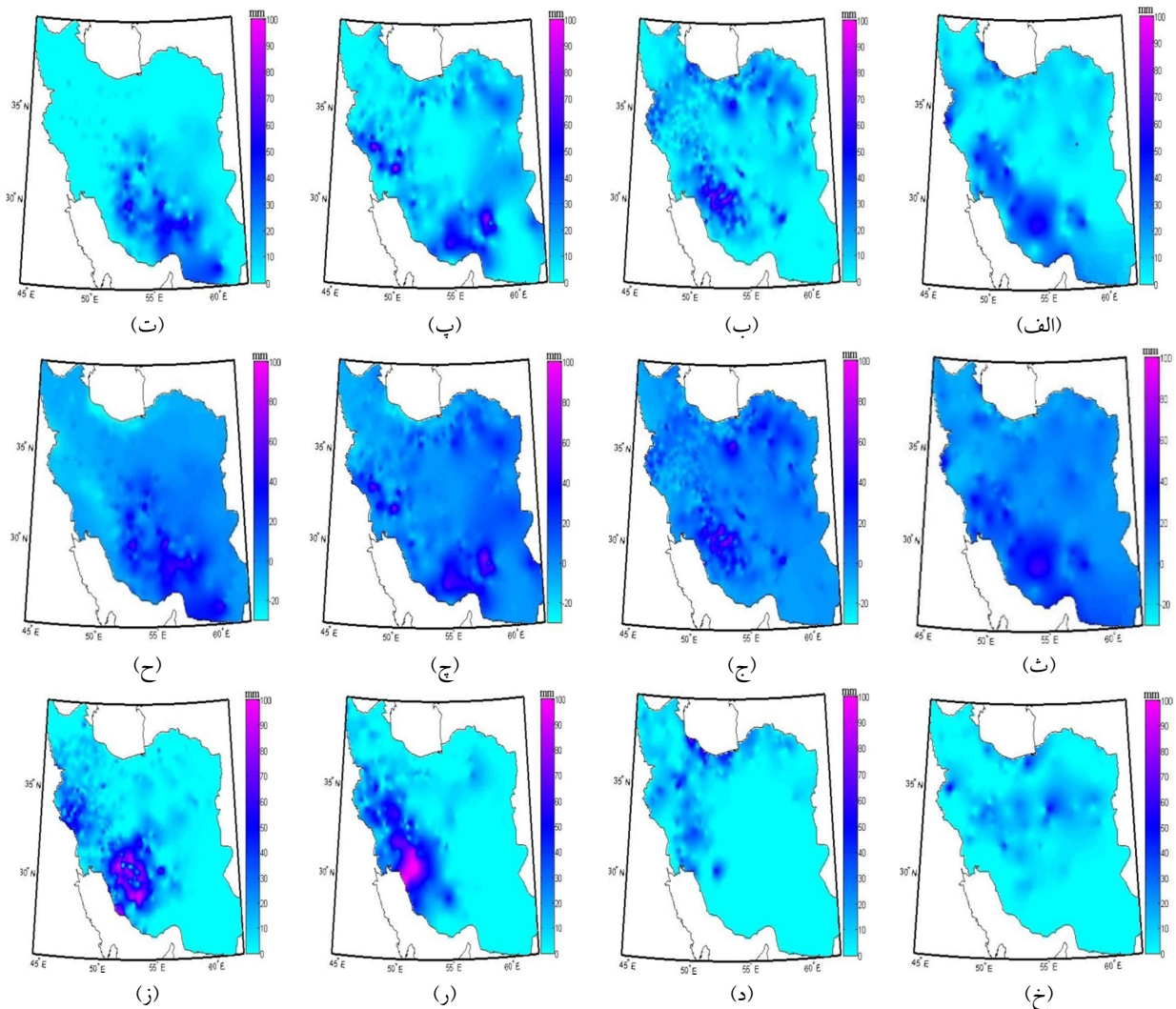
۳-۱. توزیع مکانی بارش‌های فراگیر

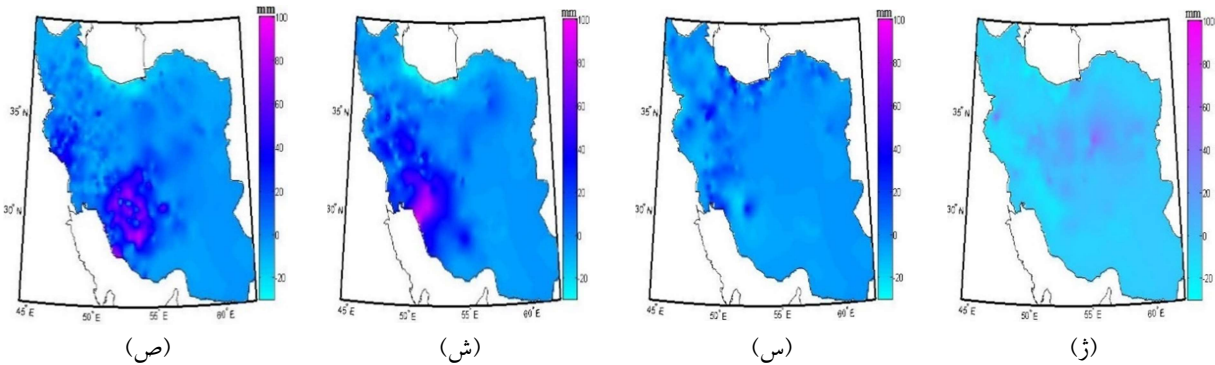
توزیع مکانی بارش و ناهنجاری آن نسبت به میانگین بلندمدت آن برای ۸ روز برگزیده شده در شکل ۳ ارائه شده است. در جدول ۲ مساحت زیر پوشش بارش نیز برای هریک از ۸ روز مورد بررسی ارائه شده است. می‌توان دید بالاترین درصد مساحت زیر پوشش بارش به‌ترتیب مربوط به روزهای ۲۳ ژانویه سال ۱۹۷۹، ۱۳ مارس سال ۱۹۹۶ و ۲ فوریه سال ۲۰۱۲ است؛ در این روزها تقریباً بیشتر از ۵۹ درصد از مساحت کشور دارای بارندگی بوده است. در تاریخ‌های ۷ آوریل سال ۲۰۱۳، ۸ می سال ۱۹۷۹، ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳ و ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴ نیز حدود ۴۰ درصد از مساحت کشور بارش دریافت کرده است. در بین روزهای انتخاب شده کمترین درصد مساحت زیرپوشش بارش مربوط به روز ۲۶ اکتبر سال ۱۹۸۷ است؛ در این روز حدود ۳۰ درصد از مساحت کشور بارش داشته است. همان‌گونه که در نقشه‌های ارائه شده در شکل ۳ نیز

روزهای مورد بررسی داشتند (جدول ۲).

در اکثر روزهای بررسی شده در بخش‌هایی از جنوب شرق کشور و بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور میزان بارش دریافتی یا بسیار پایین و یا اصلاً هیچ بارشی مشاهده نشده است. بررسی ناهنجاری بارش در ۸ روز مورد بررسی نیز نشان داد که در بین روزهای مورد بررسی بیشترین میزان درصد پهنه تحت تأثیر ناهنجاری مثبت مربوط به ۱۳ مارس ۱۹۹۶ است. در این روز حدود ۲۸ درصد از مساحت کشور بارشی بالاتر از میانگین بلندمدت را تجربه کرده‌اند. در روزهای ۲۳ ژانویه ۱۹۷۹ و ۲ فوریه ۲۰۱۲ نیز حدود ۲۷ درصد از مساحت کشور بارشی بالاتر از میانگین بلندمدت را تجربه کرده‌اند. در اغلب روزهای بررسی شده بالاترین میزان ناهنجاری مثبت در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس و بخش‌هایی از جنوب

کشور مشاهده شده است. این در حالی است که در روز ۸ می برخلاف تمام روزهای بررسی شده، بالاترین ناهنجاری بارش در بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور قابل مشاهده است. کمترین میزان مساحت زیر پوشش ناهنجاری مثبت در بین روزهای بررسی شده مربوط به روز ۲۶ اکتبر سال ۱۹۸۷ است. در این روز ۱۰ درصد از مساحت کشور دارای ناهنجاری مثبت بوده است (جدول ۱). در اغلب روزهای مورد مطالعه در بخش‌های زیادی از مناطق مرکزی کشور بارش مشاهده شده مشابه شرایط بلندمدت آن است و این مناطق هیچ‌گونه ناهنجاری را تجربه نکرده‌اند. در اکثر روزهای مورد بررسی (به جز روز ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷) بارش مشاهده شده در نوار ساحلی دریای خزر کمتر از هنجار بارشی این محدوده بوده است (شکل ۳).





شکل ۳. توزیع مکانی بارش و ناهنجاری آن در روزهای ۱۹۷۹/۰۱/۲۳ (الف) و ناهنجاری (ث)، ۲۰۱۲/۰۲/۰۲ (بارش (ب) و ناهنجاری (ج))، ۱۹۹۶/۰۳/۱۳ (بارش (پ) و ناهنجاری (چ))، ۲۰۱۳/۰۴/۰۷ (بارش (ت) و ناهنجاری (ح))، ۱۹۷۹/۰۵/۰۸ (بارش (خ) و ناهنجاری (ز))، ۱۹۸۷/۱۰/۲۶ (بارش (د) و ناهنجاری (س))، ۱۹۹۴/۱۱/۱۷ (بارش (ر) و ناهنجاری (ش))، ۲۰۰۳/۱۲/۰۶ (بارش (ز) و ناهنجاری (ص)).

جدول ۲. میانگین بارش کل محدوده، سطح زیر پوشش بارش و مساحت تحت پوشش ناهنجاری مثبت بارش در ۸ روز منتخب.

روز بارش فراگیر	میانگین بارش (میلی‌متر)	سطح زیر پوشش بارش (%)	مساحت تحت پوشش ناهنجاری مثبت (%)
۱۹۷۹/۰۱/۲۳	۵	۵۹	۲۷
۲۰۱۲/۰۲/۰۲	۴/۹۶	۵۹	۲۷
۱۹۹۶/۰۳/۱۳	۵/۴۲	۶۰	۲۸
۲۰۱۳/۰۴/۰۷	۳/۷	۴۰	۲۱
۱۹۷۹/۰۵/۰۸	۲/۳	۴۱	۱۵
۱۹۸۷/۱۰/۲۶	۲/۲۳	۳۰	۱۰
۱۹۹۴/۱۱/۱۷	۵/۱۷	۴۰	۱۹
۲۰۰۳/۱۲/۰۶	۴/۹۳	۴۰	۲۰

جغرافیایی یکسان (حوالی دریای مدیترانه) منشأ گرفته‌اند؛ با این وجود چنان‌که در جدول ۱ مشاهده می‌شود میزان بارش دریافتی و همچنین مساحت تحت پوشش بارش در این دو روز تفاوت‌های قابل توجهی با هم داشته است. شکل ۴ (ث-ج و خ-د) نشان می‌دهد که در زمان شکل‌گیری چرخند و روز بارش فراگیر این دو چرخند تفاوت‌های قابل توجهی با هم دارند؛ چرخند روز ۱۳ مارس ۱۹۹۶ در مقایسه با چرخند روز ۸ می ۱۹۸۷ در ارتفاع بسیار پایین‌تری شکل گرفته است و تفاوت ارتفاع جو در مرکز چرخند با مناطق اطراف بسیار شدیدتر از چرخند دیگر است. این تفاوت احتمالاً از دلایل تفاوت بارش حاصل از این دو چرخند باشد. سامانه‌های کم فشار مدیترانه‌ای عمدتاً از مسیر شمال غرب و در برخی موارد

۲-۳. توزیع مکانی ارتفاع تراز ۱۰۰۰- حضور چرخند توزیع مکانی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و محل استقرار مرکز چرخند در روز آغاز فعالیت چرخند و روز توأم با بارش فراگیر برای ۸ روز منتخب در شکل ۴ ارائه شده است. می‌توان دید که فاصله زمانی بین پیدایش چرخند و بارش فراگیر رخ داده در ایران ۱ تا ۵ روز است. همان‌گونه که در شکل ۴ و جدول ۳ مشاهده می‌شود، مرکز چرخند فعال در زمان رخداد بارش در روزهای بارش فراگیر از محدوده‌های جغرافیایی متفاوتی منشأ گرفته‌اند. در جدول ۲ می‌توان مشاهده کرد که چرخندهای توأم با بارش فراگیر از عرض‌های جغرافیایی متفاوتی منشأ گرفته‌اند؛ مثلاً چرخندهای مربوط به روزهای ۱۳ مارس ۱۹۹۶ و ۸ می ۱۹۸۷ از محدوده

بودند مساحت زیرپوشش بارش بسیار کمتر از دو نمونه بیان شده است (جدول ۲). همان‌گونه که در شکل ۴ (ژ-س) مشاهده می‌شود در روز ۱۱ نوامبر ۱۹۹۴ ارتفاع در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روز شکل‌گیری چرخند و روز رخداد بارش فراگیر تفاوت‌هایی قابل‌توجهی با تمام نمونه‌های دیگر دارد؛ در بین ۴ روزی که چرخندهای آنها حوالی دریای سیاه شکل گرفته بود، چرخند روز ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ بالاترین ارتفاع را دارا بوده و در روز شکل‌گیری در عرض جغرافیایی غربی‌تر و طول جغرافیایی شمالی‌تری نسبت به دیگر موارد قرار داشته است. همان‌گونه که در شکل ۳ و جدول ۱ نیز مشاهده شد، در بین روزهای بررسی شده کمترین درصد مساحت زیر پوشش بارش و کمترین میزان بارش مربوط به همین روز بوده است.

همان‌گونه که در جدول ۳ مشاهده می‌شود چرخند توأم با بارش فراگیر روز ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳، برخلاف تمام موارد یاد شده در بالا، از محدوده جغرافیایی کاملاً متفاوتی منشأ گرفته است. همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده شد، در این روز نیز حدود ۴۰ درصد از مساحت کشور با بارش توأم بوده است. بارش این روز در بین ۸ روز پس از روز ۲ فوریه ۲۰۱۲ بالاترین میزان میانگین بارش (۵/۱۷ میلی‌متر) را دریافت داشته است.

پس از جهش شمال سو از مسیر سواحل جنوبی دریای خزر تا شمال شرق ایران از روی ایران عبور می‌کنند (فاروقی و همکاران، ۱۳۹۷). در این پژوهش نیز مشاهده می‌شود که مسیر ورود چرخندهای مدیترانه در دو نمونه مورد بررسی از این مناطق است.

به جز دو چرخندی که از دریای مدیترانه ظهور پیدا کرده بودند چهار چرخند از ۸ چرخند بررسی شده در دریای سیاه و مناطق اطراف آن شکل گرفته‌اند. موقعیت آنها در شکل ۴ و جدول ۳ قابل مشاهده است. این چرخندها مربوط به روزهای ۲۳ ژانویه ۱۹۷۹، ۲ فوریه ۲۰۱۲، ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ و ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴ است. از چهار چرخند مذکور دو چرخند مربوط به روزهای ۲۳ ژانویه ۱۹۷۹ و ۲ فوریه ۲۰۱۲ منجر به بارش در بخش‌های قابل‌توجهی از کشور (۵۹ درصد) شده‌اند (جدول ۱). تفاوت دو چرخند مورد بحث از نظر ارتفاع مرکزی در روز شکل‌گیری و روز رخداد بارش فراگیر چندان زیاد نیست؛ در هر دو نمونه ارتفاع تراز فشار ۱۰۰۰ هکتوپاسکال حدود ۱۰۰ متر است. البته مرکز چرخند مربوط به روز ۲ فوریه سال ۲۰۱۲ در روز شکل‌گیری و همچنین روز بارش فراگیر در موقعیت جنوبی‌تری نسبت به چرخند روز ۲۳ ژانویه ۱۹۷۹ قرار گرفته است، در حالی که چرخندهای دو روز دیگری که از محدوده دریای سیاه و مناطق اطراف آن منشأ گرفته

جدول ۳. موقعیت چرخند در روز تکوین آن و موقعیت چرخند در روز توأم با بارش فراگیر.

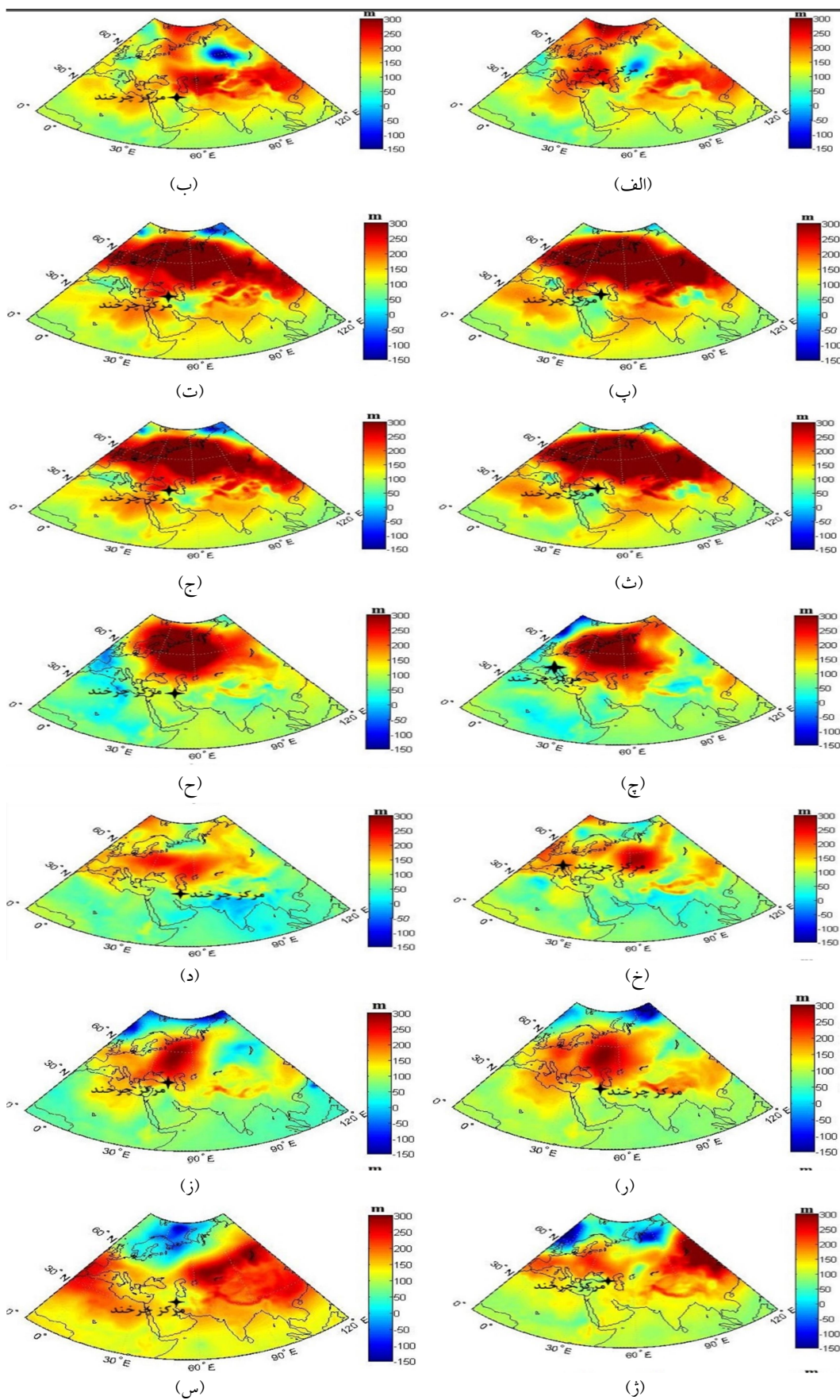
تاریخ	موقعیت چرخند در روز تکوین	موقعیت چرخند در روز توأم با بارش فراگیر
۱۹۷۹/۰۱/۲۳	۴۲/۵ درجه غربی و ۴۴/۵ شمالی	۴۷/۵ درجه غربی و ۳۵ شمالی
۲۰۱۲/۰۲/۰۲	۴۲ درجه غربی و ۳۹/۵ درجه شمالی	۴۵/۷۵ درجه غربی و ۳۹/۵ درجه شمالی
۱۹۹۶/۰۳/۱۳	۹/۵ درجه غربی و ۴۵/۷۵ درجه شمالی	۴۸ درجه غربی و ۳۵ درجه شمالی
۲۰۱۳/۰۴/۰۷	۳۸ درجه غربی و ۱۸ شمالی	۵۷ درجه غربی و ۲۹ درجه شمالی
۱۹۷۹/۰۵/۰۸	۹/۵ درجه غربی و ۴۵/۷۵ درجه شمالی	۵۱ درجه غربی و ۳۵/۲۵ درجه شمالی
۱۹۸۷/۱۰/۲۶	۳۹/۷۵ درجه غربی و ۴۷ درجه شمالی	۴۷ درجه غربی و ۳۵ شمالی
۱۹۹۴/۱۱/۱۷	۴۱/۲۵ درجه غربی و ۴۳/۷۵ درجه شمالی	۴۹ درجه غربی و ۳۵ درجه شمالی
۲۰۰۳/۱۲/۰۶	-۰/۵ درجه غربی و ۶۹/۵ درجه شمالی	۲۹ درجه غربی و ۵۰ درجه شمالی

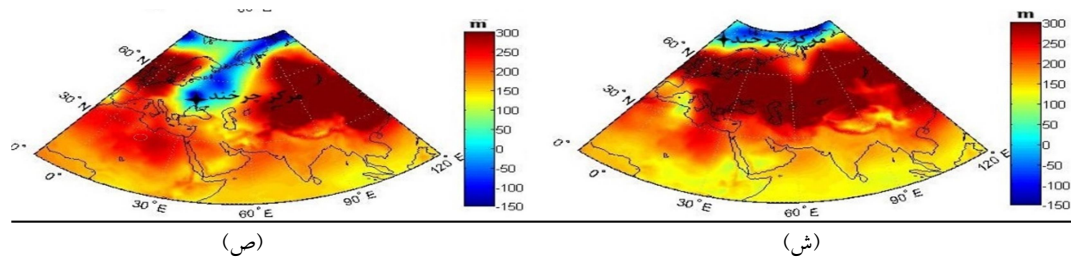
و جنوب شرق تمرکز داشته است. همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود ۸ چرخند بررسی شده، علاوه بر موقعیت جغرافیایی از نظر ارتفاع (در روز آغاز فعالیت چرخند و روز توأم با بارش فراگیر) تفاوت‌های قابل توجهی باهم دارند.

چرخندهای روزهای ۱۳ مارس ۱۹۹۶ و ۸ می ۱۹۷۹ که از یک محدوده جغرافیایی یکسان منشأ گرفته بودند ارتفاع در چرخند اول بسیار شدیدتر از چرخند تأثیرگذار بر روی بارش روز ۸ می ۱۹۷۹ بوده است. عموماً پایین‌ترین میزان ارتفاع در مرکز چرخند در روز شروع چرخند و روز توأم با بارش فراگیر مربوط به چرخندهای روزهای ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳ و ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ است. در شکل ۴ می‌توان دید که به‌جز چرخند منشأ گرفته از سودان در ۷ مورد دیگر چرخند موردنظر در روز بارش فراگیر در بخش‌هایی از غرب و یا شمال‌غرب کشور قرار گرفته است. چرخندهای مورد بررسی از نظر فاصله زمانی بین شکل-گیری چرخند تا زمان تأثیرگذاری بر رخداد بارش فراگیر را نیز می‌توان تقسیم‌بندی کرد. تعدادی از این چرخندها یک روز قبل از بارش فراگیر شکل گرفته‌اند؛ از جمله آنها چرخندهای تأثیرگذار بر روی بارش فراگیر در روزهای ۱۳ مارس ۱۹۹۶، ۲۶ اکتبر ۱۹۸۷ و ۲ فوریه ۲۰۱۲ است. تعدادی از چرخندها نیز بین ۲ تا ۳ روز قبل از رخداد بارش فراگیر شکل گرفته‌اند؛ از جمله آنها چرخند تأثیرگذار بر بارش فراگیر روزهای ۲۳ ژانویه ۱۹۷۹، ۸ می ۱۹۷۹، ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴ و ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳ است. در بین تمام چرخندهای مورد بررسی چرخند تأثیرگذار بر روی بارش فراگیر روز ۷ آوریل سال ۲۰۱۳ در بازه زمانی طولانی‌تر به ایران رسیده است، چرخند تأثیرگذار بر بارش این روز در روز ۱ آوریل در محدوده سودان شکل گرفته و در روز ۷ آوریل به جنوب شرق ایران رسیده است.

همان‌گونه که در شکل ۴ (ش-ص) مشاهده می‌شود ارتفاع در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در محدوده شکل‌گیری چرخند موردنظر در روز شکل‌گیری و روز توأم با بارش فراگیر بسیار پایین است و این چرخند در مقایسه با موارد دیگر یک چرخند بسیار قوی است. با وجود این که در روز بارش فراگیر مرکز چرخند در فاصله زیادی از کشور قرار گرفته است اما با توجه به شدت-امتداد زبانه‌های آن بارش را برای بخش‌های وسیعی از کشور به ارمغان آورده است.

در بین ۸ چرخند تأثیرگذار بر روی بارش فراگیر ایران چرخند ۷ آوریل سال ۲۰۱۳ از نظر مکانی با تمام چرخندهای موردبررسی تفاوت دارد؛ این چرخند بر روی سودان شکل گرفته است. در واقع چرخندهای عرض‌های جغرافیایی پایین عمدتاً دارای منشأ گرمایی هستند؛ در حالی که در نمونه‌های پیشین چرخندها از عرض‌های جغرافیایی بالاتر منشأ گرفته بودند، اغلب در مناطق برون‌حاره شکل گرفته بودند و مراکز کم‌فشار دینامیکی ویژگی غالب عرض‌های میانی در تمام سال است (مفیدی و زرین، ۱۳۸۵) در شرایط همدیدی خاص کم فشار حرارتی موجود بر روی سودان از حالت گرمایی خارج شده و خصوصیت دینامیکی-ترمودینامیکی پیدا می‌کند. بعد از این مرحله و با توجه به الگوی همدیدی حاکم، این سامانه به طرف شمال یا شمال شرق حرکت کرده و از مسیرهای مختلفی وارد ایران شده و بارش‌های فراگیری را بر روی ایران ایجاد می‌کند. بارش‌های این سامانه با توجه به خصوصیت ترمودینامیکی آن بر روی جنوب و جنوب غرب ایران عمدتاً به صورت رگبارهای شدید و در سایر نقاط کشور به صورت بارش‌های مداوم و ملایم صورت می‌گیرد (لشکری، ۱۳۸۱). در شکل (۳-ت) نیز مشاهده شد بارش فراگیر روز ۷ آوریل سال ۲۰۱۳ که تحت تأثیر چرخند سودانی بوده، بیشتر بر روی جنوب، جنوب غرب





شکل ۴. توزیع مکانی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و موقعیت مرکز چرخند در روز پیدایش چرخند و روز توأم با بارش فراگیر به ترتیب زمان رخداد در روزهای ۱۹۷۹/۰۱/۲۳ (الف-ب)، ۲۰۱۲/۰۲/۲ (پ-ت)، ۱۹۹۶/۰۳/۱۳ (ث-ج)، ۲۰۱۳/۰۴/۰۷ (چ-ح)، ۱۹۷۹/۰۵/۰۸ (خ-د)، ۱۹۸۷/۱۰/۲۶ (ز-ز)، ۱۹۹۴/۱۱/۱۷ (ز-س)، ۲۰۰۳/۱۲/۰۶ (ش-ص).

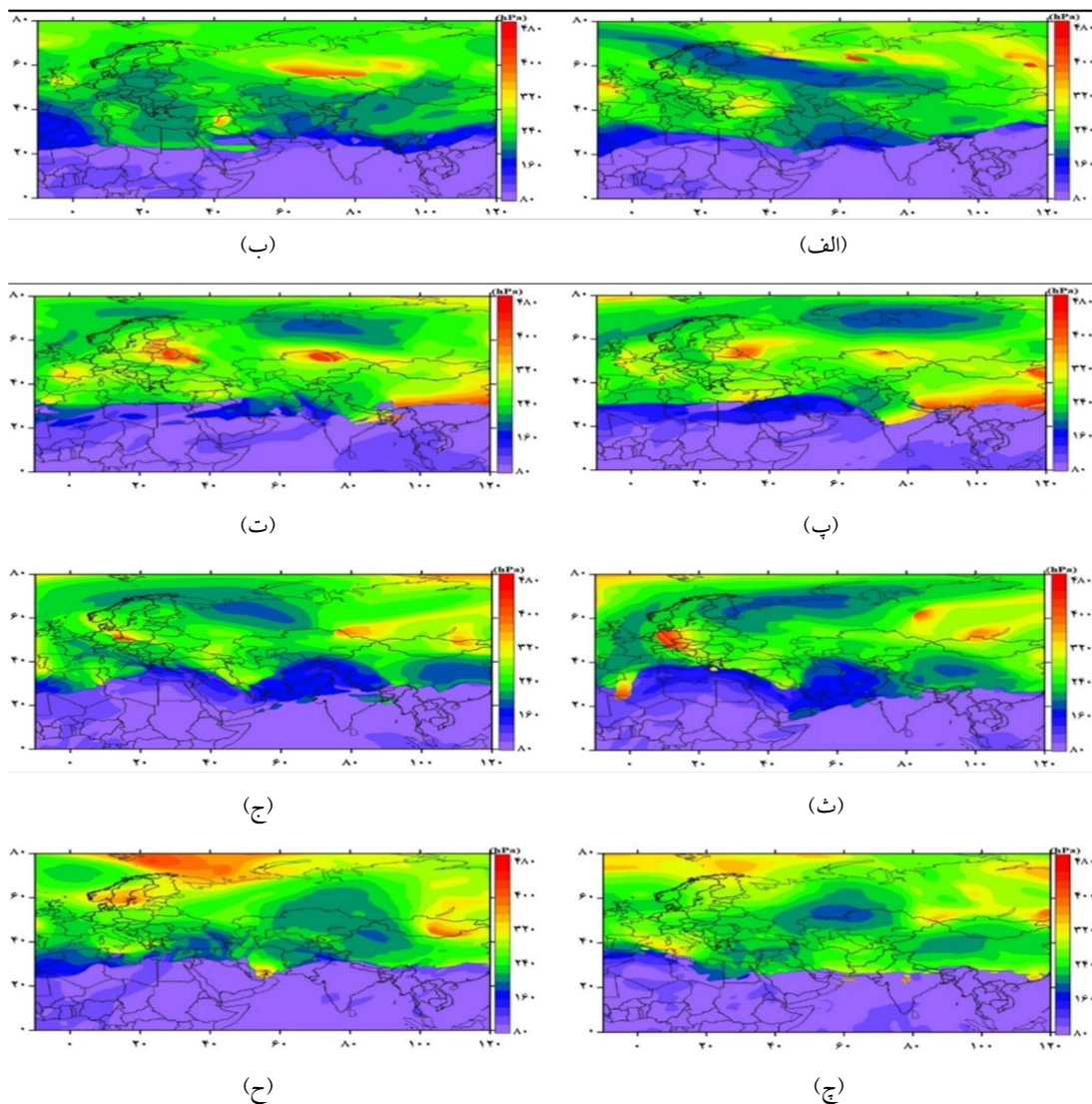
اختلاف حاصل تباین در منشأ و در نتیجه سازوکار چرخندهای نواحی مختلف باشد. همان‌گونه که قبلاً بیان شد، در نمونه‌های دیگر چرخندها از منشأ عرض‌های جغرافیایی میانی با منشأ پویشی و در نمونه حاضر از منشأ عرض‌های جغرافیایی پایین و عمدتاً با منشأ گرمایی است. این امر احتمالاً تفاوت در ویژگی‌های وردایست در روز شروع فعالیت چرخند در قیاس با نمونه‌های قبلی را توجیه کند. چرخند این روز در مسیر حرکت از روی دریای سرخ و خلیج فارس و دریافت رطوبت از پهنه‌های آبی یاد شده، تقویت شده است و همان‌گونه که در شکل ۵-ح نیز مشاهده می‌شود که تراز فشار وردایست در روز بارش فراگیر در محدوده‌ای که چرخند قرار گرفته است با ارقامی بزرگ‌تر از نواحی محیط بر آن دیده می‌شود. طول عمر و شدت چرخندها از جمله عوامل مؤثر بر تغییر (پذیری) وردایست هستند (کورتی و همکاران، ۲۰۰۸) در این نمونه در روز بارش فراگیر شدت ناهنجاری وردایست بر روی محدوده شکل‌گیری چرخند بسیار واضح و قابل‌توجه‌تر از روز آغاز فعالیت آن است. در صورتی که در نقشه‌های ارائه شده در شکل ۳ و ۴ می‌توان مشاهده کرد که در کل محدوده مورد مطالعه در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۰ درجه در مکان‌هایی که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع جو نسبت به مناطق اطراف در پایین‌ترین حد خود بوده است، وردایست دچار ناهنجاری شده است. در این هنگام ترازهای فشار وردایست نسبت به مناطق اطراف ارقام بزرگ‌تری را نشان می‌دهد. با توجه به

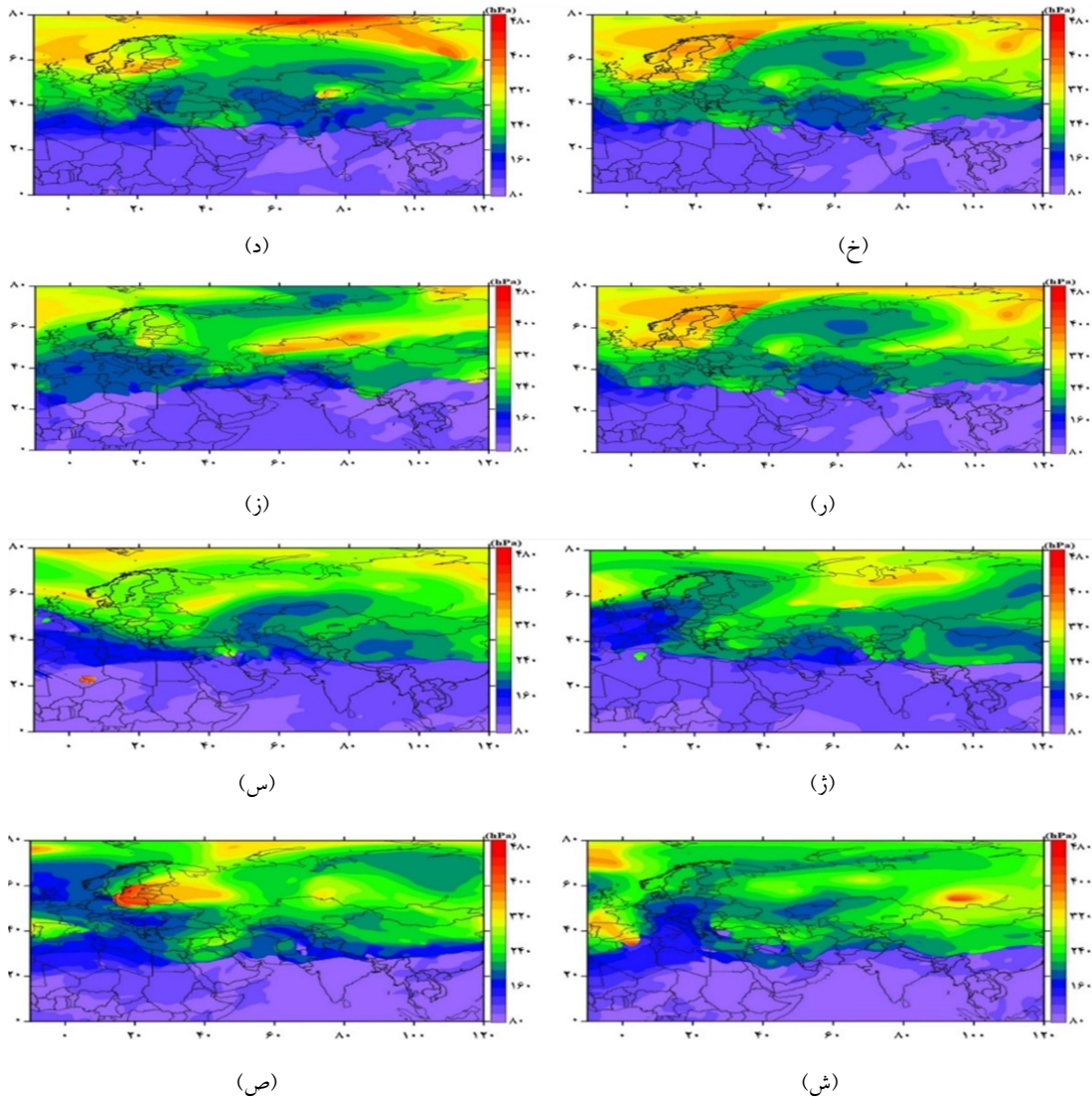
۳-۳. توزیع مکانی تراز فشار وردایست

توزیع مکانی تراز فشار وردایست در روز آغاز فعالیت چرخند و روز توأم با بارش فراگیر در شکل ۵ قابل مشاهده است. در روز شروع فعالیت چرخند، وردایست با ویژگی خاصی جلوه‌گر شده است؛ در این هنگام تراز فشار وردایست نسبت به مناطق اطراف مقادیر بزرگ‌تری را نشان می‌دهد. در روزهایی هم که بارش فراگیر در ایران اتفاق افتاد است و در محدوده فعالیت چرخند، این ناهنجاری در ترازهای فشار وردایست مشاهده می‌شود. علاوه بر این موضوع در تمام نمونه‌های بررسی شده در روز رخداد بارش فراگیر ویژگی‌های وردایست بر روی جو کشور نسبت به روز شروع چرخند دارای تفاوت‌های قابل‌توجهی است؛ در زمان رخداد بارش فراگیر، سطح تراز وردایست در اکثر مناطق به‌ویژه در مناطقی که شدت بارش بیشتر بوده است، نسبت به زمان آغاز چرخند مقدار عددی بزرگ‌تری را نمایش می‌دهد. در پژوهش کیخسروی نیز به این موضوع اشاره شده است که در زمان رخداد بارش ویژگی‌های وردایست دچار تغییر می‌شود (کیخسروی، ۱۳۹۴). البته در این جا باید به این نکته اشاره کرد که وردایست در زمان شکل‌گیری چرخند توأم با بارش فراگیر روز ۷ آوریل ۲۰۱۳ تفاوت‌هایی با دیگر موارد بررسی شده دارد. در این حالت در زمان آغاز فعالیت چرخند بر روی محدوده چرخندزایی، وردایست دچار ناهنجاری بسیار عمیق نشده است؛ در حالی که در روز بارش فراگیر بر روی جنوب ایران، ناهنجاری بسیار عمیق است (شکل ۵-چ و ۵-ح). به نظر می‌رسد این

ارتفاع در روز بارش فراگیر شدیدتر است و به صورت کاملاً واضح مشاهده می‌شود که تحت تأثیر تغییرات ارتفاع در تراز ۱۰۰۰ شدت ناهنجاری‌ها بر روی وردایست با روز شروع تفاوت‌های قابل توجهی دارد. در صورتی که چرخندهای ایجاد شده قوی باشند، تغییرات قابل توجهی در وردایست ایجاد می‌کند و باعث ایجاد عدم تقارن در وردایست می‌شود ورث (۲۰۰۱). در پژوهش حاضر نیز مشاهده شد که شدت اختلاف ارتفاع در محدوده شکل‌گیری چرخند با ویژگی‌های وردایست مرتبط است هرچه شدت اختلاف بیشتر باشد ناهنجاری‌های وردایست شدیدتر است.

این موضوع و این‌که معمولاً چرخندها منطبق بر مناطق کم‌فشار هستند، به نظر می‌رسد که دو پدیده با هم در ارتباط باشند. به‌طور کاملاً واضح در شکل ۵ می‌توان مشاهده کرد که میزان اختلاف ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نسبت به مناطق اطراف با شدت ناهنجاری‌ها ترازهای فشار وردایست مرتبط است. به‌عنوان مثال در شکل (۵-ش و ص) که مربوط به وردایست در روز شروع چرخند و روز بارش فراگیر ۶ دسامبر سال ۲۰۰۳ است، مشاهده می‌شود که در محدوده‌های جغرافیایی که چرخند فعالیت داشته است، اختلاف ارتفاع نسبت به مناطق اطراف بسیار شدید است. این اختلاف





شکل ۵. توزیع مکانی تراز فشار وردایست در روز پیدایش چرخند و روز توأم با بارش فراگیر ایران در محدوده مورد مطالعه به ترتیب زمان رخداد در روزهای ۱۹۷۹/۰۱/۲۳ (الف-ب)، ۲۰۱۲/۰۲/۲ (پ-ت)، ۱۹۹۶/۰۳/۱۳ (ث-ج)، ۲۰۱۳/۰۴/۰۷ (چ-ح)، ۱۹۷۹/۰۵/۰۸ (خ-د)، ۱۹۸۷/۱۰/۲۶ (ز-ز)، ۱۹۹۴/۱۱/۱۷ (ز-س)، ۲۰۰۳/۱۲/۰۶ (ش-ص).

۴. نتیجه گیری
گردشی استفاده شد. بدین ترتیب در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۵ حدود ۱۱۸۹ روز توأم با بارش فراگیر شناسایی شد. تعداد چند روز نمونه جهت شناسایی ارتباط وردایست با چرخندها در روزهای توأم با بارش فراگیر انتخاب شد. انتخاب روزهای نماینده بر اساس بالاترین درصد مساحت زیر پوشش و برای ماه‌های مختلف انجام شد. بر این اساس در کل دوره، ۸ روز به عنوان نماینده ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، آوریل، جون، اکتبر، نوامبر و دسامبر انتخاب شد. از بین ۸ نمونه انتخاب شده ۶ مورد از چرخندهای تأثیرگذار

از بررسی رخداد توأم چرخندها و تغییر تراز فشار وردایست می‌توان به اطلاعات مفیدی در ارتباط با ویژگی‌های جو حاصل کرد. در اغلب پژوهش‌های انجام شده در سطح جهان به ارتباط وردایست با چرخندها اشاره و بر این موضوع تأکید شده است که شدت و تداوم چرخندها از جمله عوامل مؤثر بر تغییر (پذیری) تراز فشار وردایست هستند. در این پژوهش جهت شناخت ارتباط وردایست با چرخندهای توأم با رخداد بارش‌های فراگیر ایران، از یک دیدگاه محیطی به

ارتباط وردایست با چرخندها همخوانی دارد. با توجه به نتایج به دست آمده از این پژوهش می‌توان گفت که با استفاده از نمایه LRT نیز می‌توان ارتباط وردایست با چرخندها را نشان داد؛ زیرا این نمایه به صورت کاملاً واضح شرایط وردایست را در زمان شکل‌گیری چرخندها نشان می‌دهد.

با توجه به مشخص شدن ارتباط وردایست با چرخندها در زمان رخداد بارش‌های فراگیر می‌توان با بررسی تغییرات وردایست به عنوان یک پدیده بزرگ مقیاس که بدون شک تغییرات آن می‌تواند نشانه‌ای از تغییر اقلیم باشد و بررسی ارتباط این تغییرات با چرخندها در طولانی مدت به پیش‌بینی و برنامه‌ریزی تأثیرات احتمالی تغییر چرخندها در واکنش به تغییرات وردایست بر روی بارش‌های ایران پرداخت.

مراجع

برهانی، ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵، م. ژئوفیزیک ایران، ۷، ۱۲۷-۱۴۶.

برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س. و محب‌الحجه، ع.، ۱۳۹۷، مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی وردایست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۳-۲۰۱۵ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا، م. فیزیک زمین و فضا، ۹، ۶۰۷-۶۲۴.

حیدری، م. ا. و خوش‌اخلاق، ف.، ۱۳۹۴، واکاوی و مدل‌سازی ناهنجاری‌های فراگیر بارش غرب ایران در ارتباط با عملکرد مراکز فشار دریای مدیترانه. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی (علوم جغرافیایی). عبداللهی، م.، احمدی گیوی، ف. و میرزائی، م.، ۱۳۹۸، بررسی دینامیکی اثر تاشدگی وردایست بر جبهه‌زایی سطوح زبرین و زیرین، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۵ (۲)، ۴۰۱-۴۲۱.

عزیزی، ق. و علیزاده، ت.، ۱۳۹۳، ارتباط بین تیپ

بر روی بارش‌های فراگیر ایران از محدوده دریای مدیترانه و دریای سیاه منشأ گرفته بودند. یک مورد از چرخندهای مؤثر بر روی بارش فراگیر ایران از ناحیه دریای سرخ-سودان منشأ گرفته بود. به جز این موارد در یکی از روزهای مورد واکاوی نیز چرخند تأثیرگذار بر بارش فراگیر ایران از عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۶۰ درجه شمالی منشأ گرفته بود. از این نظر چرخندهای بررسی شده فقط محدود به یک محدوده جغرافیایی خاص نبودند. بر اساس نتایج به دست آمده از این پژوهش مشخص شد که در تمام ۸ نمونه بررسی شده در زمان شکل‌گیری چرخند و در روز رخداد بارش فراگیر، وردایست در همان محدوده استقرار چرخند دارای ویژگی‌های خاصی است؛ ترازهای فشار وردایست در این مناطق نسبت به مناطق هم‌عرض خود در ترازهای فشار توأم با مقادیر بالاتری قرار گرفته‌اند. در بین ۸ نمونه بررسی شده در نمونه‌ای که چرخند از سودان منشأ گرفته بود، تفاوت ترازهای فشار وردایست با مناطق اطراف خود محدودتر از دیگر نمونه‌های بررسی شده بود. البته در این محدوده نیز وردایست در ترازهای فشار پایین‌تری نسبت به مناطق هم‌عرض خود قرار گرفته بود؛ اما تفاوت فشار در این نمونه نسبت به دیگر نمونه‌های بررسی شده چندان چشم‌گیر نبود. در پژوهش‌های بابو و همکاران (۲۰۱۵) نیز در بررسی ارتباط وردایست با طوفان‌های نواحی حاره یکی از نمایه‌هایی که استفاده شده بود، نمایه LRT بود. بر اساس نتایج این پژوهش نیز مشخص شد که در چشم طوفان ارتفاع و دمای وردایست پایین‌تر از مناطق اطراف است. با توجه به این‌که در پژوهش یاد شده فقط ارتفاع و دما بررسی شده بود، نمی‌توان در مورد ارتباط این دو پژوهش و مشابهت نتایج نظر قطعی داد. اما به‌طور کلی نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش‌های امانوئل و همکاران (۲۰۱۳)؛ وانگ و همکاران (۲۰۱۴)؛ امانوئل (۲۰۱۰)؛ وکی (۲۰۱۳)، ریوروبین و ورنلی (۲۰۱۶) مبنی بر

- آب‌وهواشناسی ایران، مشهد،
<https://civilica.com/doc/781086>
 کیخسروی، ق.، ۱۳۹۴، تحلیل همدیدی - آماری
 تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز به‌عنوان نمایه‌ای از تغییر
 اقلیم در خراسان رضوی، آب‌وهواشناسی کاربردی،
 (۲)، ۳۳-۴۸.
- لشکری، ح.، ۱۳۸۱، مسیریابی سامانه‌های کم فشار
 سودانی ورودی به ایران، مدرس علوم انسانی،
 (۲)، ۱۳۳-۱۵۶.
- مسعودیان، س. ا.، ۱۳۹۸، گزارش بارش‌های اسفند ۱۳۹۷
 و فروردین ۱۳۹۸ حوضه‌های سیل‌زده ایران، هیأت
 ویژه گزارش ملی سیلاب. کارگروه اقلیم‌شناسی و
 هواشناسی. منتشر نشده.
- مسعودیان، س. ا.، رعیت‌پیشه، ف. و کیخسروی کیانی، م.
 ص.، ۱۳۹۳، معرفی و مقایسه پایگاه داده بارشی
 TRMM3B43 و پایگاه داده بارش اسفزاری، م.
 ژئوفیزیک ایران، ۴، ۱۵-۳۱.
- مصطفایی، ح.، علیجانی، ب. و سلیقه، م.، ۱۳۹۴، تحلیل
 سینوپتیکی بارش‌های شدید و فراگیر در ایران، تحلیل
 فضایی مخاطرات محیطی، ۴، ۶۵-۷۶.
- مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۸۵، تحلیلی بر ماهیت و ساختار
 مراکز پرفشار و کم فشار، رشد آموزش زمین‌شناسی،
 ۴۶، ۵۴-۶۱.
- الگوهای گردشی تراز دریا، با بارش‌های فراگیر در
 ایران، م. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش‌های
 جغرافیایی)، ۴۶(۳)، ۲۹۷-۳۱۰.
- عساکره، ح.، ۱۳۸۷، کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی
 بارش مطالعه موردی: میان‌یابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶
 در ایران زمین، جغرافیا و توسعه، ۱۲، ۲۵-۴۲.
- عساکره، ح. و خجسته، آ.، ۱۴۰۰، فراوانی ورود
 چرخندهای مدیترانه‌ای به ایران و اثر آنها بر بارش
 های فراگیر، مخاطرات محیط طبیعی، ۱۰(۲۷)، ۱۵۹-
 ۱۷۶.
- عساکره، ح.، دارند، م. و زندکریمی، س.، ۱۳۹۹،
 ویژگی‌های توصیفی ردايست بر روی جو ایران در
 فصول گذار، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۵۲(۲)،
 ۳۳۳-۳۵۰.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۴، آب‌وهوای ایران، تهران، انتشارات
 دانشگاه پیام نور.
- علیزاده، ت.، عزیززی، ق. و روستا، ا.، ۱۳۹۱، واکاوی
 الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو هنگام
 رخداد بارش‌های فراگیر و غیرفراگیر در ایران، ۴، ۱-
 ۲۴.
- فاروقی، آ.، زرین، آ. و مفیدی، ع.، ۱۳۹۷، بررسی بارش
 حاصل از سامانه‌های کم فشار عبوری از جنوب غرب
 آسیا فصل زمستان ۲۰۱۴-۲۰۱۰، دومین کنفرانس ملی
 Alpine lee cyclogenesis, Beitr. Phys. Atmos,
 57, 357-368.
- Blender, R. and Schubert, M., 2000, Cyclone
 tracking in different spatial and temporal
 resolutions, Monthly Weather Review, 128,
 377-384.
- Boyle, J. S. and Bosart, L. F., 1983, A
 cyclone/anticyclone couplet over North
 America: An example of anticyclone
 evolution. Mon, 111, 1025-1045.
- Browning, K. A., Thorpe, A. J., Montani, A.,
 Parsons, D., Griffiths, M., Panagi, P. and
 Dicks, E. M., 2000, Interactions of tropopause
 depressions with an ex-tropical cyclone and
 sensitivity of forecasts to analysis errors,
 Monthly weather review, 128, 2734-2755.
- Corti, T., Luo, B. P., De Reus, M., Brunner, D.,
 Cairo, F., Mahoney, M. J., Martucci, G.,
- Babu, S. R., Ratnam, M. V., Basha, G.,
 Krishnamurthy, B. V. and Venkateswararao,
 B., 2015, Effect of tropical cyclones on the
 tropical tropopause parameters observed using
 COSMIC GPS RO data. Atmospheric
 Chemistry and Physics, 15(18), 10239.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I. and Keenlyside, N.,
 2009, Will extratropical storms intensify in a
 warmer climate?, Journal of Climate, 22,
 2276-2301.
- Bethan, S., Vaughan, G. and Reid, S. J., 1996, A
 comparison of ozone and thermal tropopause
 heights and the impact of tropopause
 definition on quantifying the ozone content of
 the troposphere, Quarterly Journal of the
 Royal Meteorological Society, 122, 929-944.
- Bleck, R. and Mattocks., C., 1984, A preliminary
 analysis of the role of potential vorticity in

- Matthey, R., Mitev, V., dos Santos, F. H., Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N. M., Spelten, N., Vössing, H. J., Borrmann, S. and Peter, T., 2008, Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 35(10).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S. and Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137, 553-597.
- Emanuel, K., 2010, Tropical cyclone activity downscaled from NOAA-CIRES reanalysis, 1908–1958, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2.
- Emanuel, K., Solomon, S., Folini, D., Davis, S. and Cagnazzo, C., 2013, Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. *Journal of Climate*, 26, 2288-2301.
- Hakim, G. J. and Canavan, A. K., 2005, Observed cyclone–anticyclone tropopause vortex asymmetries, *Journal of the atmospheric sciences*, 62, 231-240.
- Hawcroft, M., Walsh, E., Hodges, K. and Zappa, G., 2018, Significantly increased extreme precipitation expected in Europe and North America from extratropical cyclones. *Environmental research letters*, 13, 124006.
- Hirschberg, P. A. and Fritsch, J. M., 1991, Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I. Overview and observations from a cyclone event. *Monthly weather review*, 119, 496-517.
- Hu, D., Tian, W., Guan, Z., Guo, Y. and Dhomse, S., 2016, Longitudinal asymmetric trends of tropical cold-point tropopause temperature and their link to strengthened Walker circulation, *Journal of Climate*, 29, 7755-7771.
- Lin, D., Huang, W., Yang, Z., He, X., Qiu, T., Wang, B. and Wright, J. S., 2019, Impacts of wintertime extratropical cyclones on temperature and precipitation over northeastern China during 1979–2016, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 1514-1536.
- Masoodian, S. A., 2008, On Precipitation Mapping in Iran, *Journal of Humanities*, 30, 69-80.
- Mohanakumar, K., 2008, *Stratosphere troposphere interactions: an introduction*: Springer Science & Business Media.
- Newton, C. and Holopainen, E. O. (Eds.), 2018, *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*, Springer.
- Pfahl, S. and Wernli, H., 2012, Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. *Journal of Climate*, 25, 6770-6780.
- Pinto, J. G., Spanghel, T., Ulbrich, U. and Speth, P., 2005, Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteorologische Zeitschrift*, 14, 823-838.
- Raveh-Rubin, S. and Wernli, H., 2016, Large-scale wind and precipitation extremes in the Mediterranean: dynamical aspects of five selected cyclone events, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 14, 3097-3114.
- Schneider, T., 2004, The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere, *Journal of the atmospheric sciences*, 61, 1317-1340.
- Staley, D. O., 1960, Evaluation of potential-vorticity changes near the tropopause and related vertical motions, vertical advection of vorticity, and transfer of radioactive debris from stratosphere to troposphere, 17, 591-620.
- Vecchi, G. A., Fueglistaler, S., Held, I. M., Knutson, T. R. and Zhao, M., 2013, Impacts of atmospheric temperature trends on tropical cyclone activity, *Journal of Climate*, 26, 3877-3891.
- Wang, S., Camargo, S.J., Sobel, A.H. and Polvani, L. M., 2014, Impact of the tropopause temperature on the intensity of tropical cyclones: An idealized study using a mesoscale model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 71, 4333-4348.
- Wirth, V., 2001, Cyclone–anticyclone asymmetry concerning the height of the thermal and the dynamical tropopause. *Journal of the atmospheric sciences*, 58, 26-37.
- WMO Bulletin, Volume VI, No. 4: October 1957-WMO Library.

Investigating the Relationship between Change of Tropopause Pressure's level (TPL) and Cyclones Associated with Widespread Precipitation (WP) in Iran

Asakereh, H.^{1*}, Darand, M.² and Zandkarimi, S.³

1. Professor, Department of Geography, Faculty of Humanities, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Natural Resources, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

3. Ph.D. Graduated, Department of Geography, Faculty of Humanities, University of Zanjan, Zanjan, Iran

(Received: 1 March 2021, Accepted: 20 Sep 2021)

Summary

The study of the simultaneous occurrence of cyclones and the changes of Tropopause Pressure's level (TPL) can provide useful insights into the characteristics of the precipitation, especially the widespread precipitation (WP) over Iran; as mid-latitude cyclones are one of the most critical factors associated with WP in Iran. Understanding the mechanisms and the features associated with the cyclones can be crucial for estimating and predicting cyclones and their consequences with precision. To this end, in the current study, we underlined the relationship between tropopause and cyclones affecting WP in the country.

In the current study, two data sets were adopted. These data sets include daily precipitation data of Asfazary national data set (version 3) and atmospheric data (including temperature and geopotential height (GH) data of ERA-Interim base from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)) with spatial resolution of 0.25 degrees for an area comprised 0 to 80° N and -10 to 120° E. The main aim of selecting the aforementioned area and the data was to identify all the cyclones which are originated from or pass through the Mediterranean Sea and are associated with WP over Iran. Accordingly, the associated pressure levels of the tropopause were examined.

The Asfazary database from 1979 to 2015 was adopted to identify days with WP based on precipitation anomalies covering more than 10% of the country. Accordingly, a total of about 1189 days with WP was extracted for the intended period.

In this study, regional variations of GH at the level of 1000 hPa have been used to identify cyclone centers. To this end, the GH of the pixel was evaluated in relation to the eight neighboring pixels; when the GH was lower than the neighboring ones, and the gradient of the GH was at least 100 geopotential meters per thousand kilometers, the pixel was considered as the center of the cyclone. Cyclones were tracked with respect to the days with WP, and their characteristics were investigated based on the day of cyclone activity and the day of WP.

Using the thermal criterion defined by the World Meteorological Organization (WMO, 1957)), the tropopause was identified.

The 1189 days with WP have been studied visually. Since it is not feasible to present all the days in this brief paper, a few samples were selected to identify the association of tropopause with cyclones on days with WP. The days were selected based on the highest percentage of the area covered for different months. Accordingly, for the entire period, 8 days were selected to represent January, February, March, April, June, October, November, and December. In May, July, August, and September, days with WP were not observed. In the present study, to investigate the relationship between tropopause and cyclones in eight WP samples, the features of tropopause and cyclones on the starting days and on the days with WP were considered.

The spatial distribution of the TPL on the day of cyclone activity and the day with WP showed that on the day of cyclone activity, tropopause had certain characteristics; at this time, the tropopause pressure level showed larger values than those in the surrounding areas. Even on days when WP was observed in Iran and within the cyclone activity range, this anomaly was observed in the TPL. The tropospheric condition of the country compared to the day of the cyclone activity had significant differences; at the time of precipitation, tropopause level showed a larger numerical value in most areas compared to the beginning of the cyclone, especially in areas with heavy precipitation intensity. Tropopause at the time of the formation of the cyclone with WP on April 7, 2013, was different from other under study cases. In this case, at the beginning of the cyclone activity on the cyclone formation area, the tropopause did not have a significant anomaly; while on the day of WP in the south of Iran, the anomaly was significantly prominent. It seems that this difference can be due to the differences in the origin and the mechanism of cyclones in different areas. This probably explains the difference in the characteristics of tropopause on the day of cyclone activity. In the whole area under study, at latitudes above 30 degrees, in geographic locations where the cyclones emerged at the 1000 hPa, tropopause was broken. At this time, tropopause pressure levels showed larger values than the surrounding areas. Given this fact, it seems that there is a relationship between the two phenomena, cyclones and TPL.

Based on the findings, in all eight samples of WP days, tropopause had special characteristics in the same area of cyclone; in addition, tropopause pressure levels in these areas were higher than their counterparts at the same geographical situation.

Keywords: cyclone, Tropopause, widespread Precipitation (WP), Iran.

* Corresponding author:

asakereh1@yahoo.com