

اقلیم‌شناسی رودبادها در خاورمیانه

بختیار محمدی* - استادیار اقلیم‌شناسی، گروه اقلیم‌شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان

پهلول علیجانی - استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی

آرام عمر صالح - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه کردستان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۷/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۲/۱۱

چکیده

بسیاری از پدیده‌های اقلیمی سطح زمین در ارتباط با موقعیت رودبادها در سطوح فوقانی جو هستند. این پژوهش با هدف شناخت موقعیت و فراوانی رودبادها در بخشی از نیمکره شمالی (خاورمیانه) انجام شد. رودبادها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و صفر تا ۸۰ درجه عرض شمالی در ۵ تراز ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال طی دوره آماری ۱۹۶۵-۲۰۱۴ به صورت ساعتی بررسی شدند. نتایج نشان داد که از نظر زمانی و مکانی تغییرات عمده‌ای در فراوانی و سرعت رودبادها در طول سال به وجود می‌آید. در دوره سرد سال فراوانی رودبادها و سرعت آن‌ها در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی بیشینه است. در دوره گرم سال فراوانی و سرعت رودبادها در مناطق یادشده کاهش می‌یابد و به عرض‌های ۳۵ تا ۴۵ درجه عرض شمالی منتقل می‌شود. در همه ترازهای جو اغلب می‌توان دو کمربند پیوسته از بادهای شدید را در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی مشاهده کرد. در میان این دو کمربند می‌توان چهار هسته رودباد اصلی (شرق چین و بخشی از خاورمیانه، همچنین غرب اروپا و بخشی از مناطق مرکزی و جنوب روسیه) را شناسایی کرد.

واژگان کلیدی: خاورمیانه، رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی، ناپایداری، هسته رودباد.

مقدمه

یکی از ویژگی‌های برجسته گردش عمومی جو در عرض‌های میانه وجود جریان‌های بسیار سریع و باریک باد (رودباد) در زیر تروپوپاوز است (ماگاتا، ۱۹۵۰). رودباد به جریان نسبتاً تنگ و باریکی از بادهای افقی بسیار شدید (معمولاً بیشتر از ۶۰ گره یا ۳۰ متر در ثانیه) گفته می‌شود که در لایه فوقانی و میانی تروپوسفر می‌وزد (جر و همکاران، ۱۹۹۶). بنابراین، رودبادها از مهم‌ترین پدیده‌های اقلیمی در ترازهای فوقانی و میانی جو هستند. در اغلب نقشه‌های همدید می‌توان رودبادها را به صورت هسته‌های سرعت یا نوارهای باریکی باد مشاهده کرد. با این حال، موقعیت ثابتی در جو ندارند و جایگاه آن‌ها از نظر زمانی و مکانی تغییر می‌کند. رودبادها هزاران کیلومتر طول، صدها کیلومتر عرض، و چندین کیلومتر ضخامت دارند. آن‌ها همچنین می‌توانند در یک ساعت صدها کیلومتر حرکت کنند. اغلب از غرب به سمت شرق حرکت می‌کنند و نقش مهمی در جبهه‌زایی سطح زمین دارند (هوفلیچ، ۱۹۶۱). علاوه بر تقویت و تشدید جبهه‌زایی در سطح زمین، مقدار دما، فشار، و چگالی هوا نیز با حاکمیت رودبادها در هر منطقه دگرگون می‌شود (ماگاتا، ۱۹۵۰). در محور رودبادها، سرعت باد بیشینه است. از مرکز رودباد نیز سرعت باد به اطراف کاهش می‌یابد (کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۹). هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آن‌ها دارای مناطق همگرایی و واگرایی‌اند

(علیچانی، ۱۳۸۱). از زمان پژوهش کلاسیک رزبای (۱۹۴۷) علاقه زیادی به بحث دینامیک رودباد و مدل‌های گردش عمومی جو شکل گرفت (لاندسبرگ و روتنر، ۱۹۵۹). برای اولین بار در سال ۱۹۴۷ مقاله‌ای در مورد رودبادها توسط گروهی از محققان (با عنوان گروه محققان) در گروه هواشناسی دانشگاه شیکاگو ارائه شد (استاف ممبرز، ۱۹۴۷). این مقاله، همراه دو مقاله دیگر از رزبای (۱۹۴۷) و ریل (۱۹۴۸) اولین تحقیقاتی بودند که در مورد رودبادها انجام شد (لوئیس، ۲۰۰۳). بدون شک، می‌توان گفت که تجربه اسکادران‌های هواپیماها، که در جنگ جهانی دوم در ارتفاع ۳۰ هزار تا ۳۵ هزار پایی پرواز می‌کردند، در شروع تحقیقات رودبادها مؤثر بوده است (سیلکوپوف، ۱۹۳۹). سکرهگ (۱۹۴۸) و پولومی (۱۹۹۴) در زمان پرواز هواپیماهای خود در جنگ جهانی دوم بارها رودبادها را تجربه کرده بودند. با این حال، تاکاهاشی و همکاران (۱۹۸۷) در کتاب خود اوییشی (۱۹۲۶) را اولین کسی معرفی می‌کنند که به وجود بادهای شدید (رودبادها) در لایه‌های فوقانی تروپوسفر اشاره کرده است (لوئیس، ۲۰۰۳).

در بررسی اغلب پدیده‌های اقلیمی، نقش رودباد در تشدید یا تضعیف آن‌ها به‌عنوان یکی از نتایج مهم مورد توجه قرار گرفته است. به‌عنوان مثال، ریل و همکاران (۱۹۵۴) موقعیت، شدت، و نقش رودبادها را در توسعه سیکلون‌های برون‌حاره‌ای بررسی کردند. همچنین، کوک (۱۹۹۹) رودباد شرقی را به‌عنوان یکی از عوامل مهم و مؤثر در بارش‌های غرب افریقا معرفی کرده است. بنابراین، می‌توان گفت که موقعیت و فراوانی رخداد رودبادهای جنب حاره و جبهه قطبی در تغییرپذیری اقلیم مؤثر است (زایو، ۲۰۱۶). شدت و موقعیت مکانی رودباد جنب حاره‌ای نوسان فصلی و سالانه دارد. به‌طوری که این رودباد نقش مهمی در انتقال گردش عمومی جو به شرق آسیا دارد (لی و همکاران، ۲۰۰۴؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶). اما رودباد جبهه قطبی از نوسانات مکانی گسترده‌ای در قلمرو جبهه قطبی برخوردار است. معمولاً جبهه قطبی با فعالیت‌های پیچانه‌ای سامانه‌های همدید مقیاس مشخص است (رن و همکاران، ۲۰۱۱). دو و همکاران (۲۰۰۹) در پژوهش خود نشان دادند که موقعیت مداری هسته رودباد جنب حاره‌ای می‌تواند شاخص مناسبی برای تشخیص زمان آغاز و پایان می‌یو چینی (فصل بارشی در جنوب شرق آسیا) باشد. علاوه بر این نیز، تغییرات اقلیمی می‌تواند در جابه‌جایی مکانی و شدت رودباد جنب حاره‌ای مؤثر باشد (کوان و همکاران، ۲۰۰۷). در ایران نیز حلبیان و حسعلی پورجری (۱۳۹۳) نقش رودبادها در رخداد بارش‌های سنگین سواحل خزر را مطالعه کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که گسترش رودبادها در تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در بروز بارش‌های سنگین منطقه بوده است. در مطالعه‌ای دیگر مظفری و شفیعی (۱۳۹۶) به نقش مهم رودبادها در رخداد بارش‌های سنگین غرب ایران اشاره کرده‌اند. بسیاری از محققان بر آن‌اند که رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی دارای مکانیسم دینامیکی متفاوتی‌اند و همچنین مستقل عمل می‌کنند و ارتباط چندانی بین آن‌ها وجود ندارد (لی و وتستاین، ۲۰۱۲؛ پناوارتیز و همکاران، ۲۱۰۳). اما هنگامی که این دو رودباد بر روی هم قرار بگیرند می‌توانند اثرهای بسیار شدیدی بر روی رخداد پدیده‌های اقلیمی سطح زمین داشته باشند. به‌طوری که یکی از بارش‌های ابرسنگین و فراگیر در ایران به دلیل ترکیب هم‌زمان دو رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی بر روی کشور عراق ایجاد شده است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹). گاهی رودبادها در ترازهای پایین و میانی جو نیز مشاهده می‌شوند. مثلاً، وجود رودبادهای تراز پایین جو در شب‌ها از ویژگی‌های دشت‌های بزرگ است (کومجیان و همکاران، ۲۰۰۶). در این منطقه، پس از غروب خورشید، سیستم‌های همرفتی متوسط مقیاس مخاطرات متعددی مانند تگرگ‌های بزرگ، رعد و برق، بارش‌های سیل‌آسا، و تورنادوهایی ایجاد می‌کنند. بنابراین، طبیعی است که فرض شود بین رودبادهای تراز پایین جو و سیستم‌های همرفتی متوسط مقیاس شبانه نیز ارتباط معنی‌داری وجود دارد (یوسیلینی و جانسون، ۱۹۷۹؛ هایگنز و همکاران، ۱۹۹۷؛ والتر و وینگلر، 2001a, b).

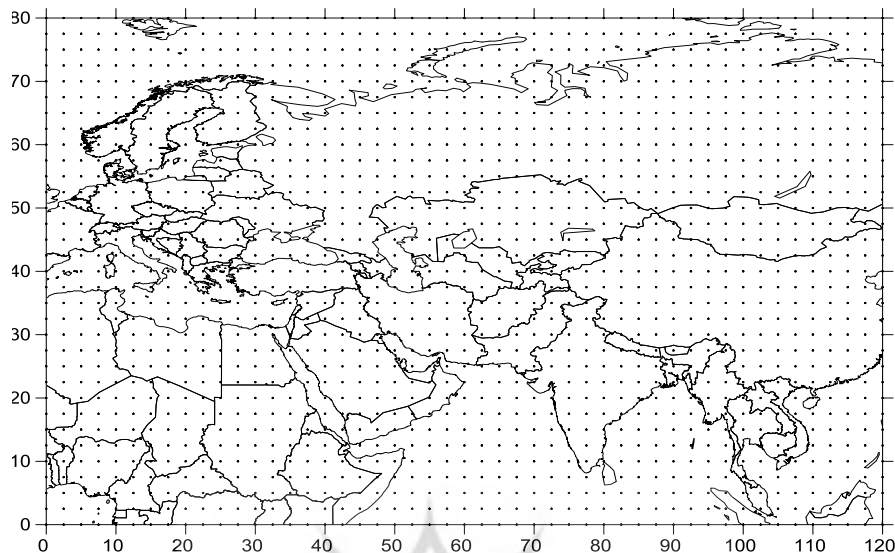
در برخی مطالعات، الگوهای گردشی رودبادها مطالعه شده است. مثلاً، دگرمندیگ و وییگ (۲۰۰۷) الگوهای اصلی رودبادها را طی سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اروپا مشخص کردند و سپس به طبقه‌بندی و مطالعه ویژگی‌های آماری آن‌ها پرداختند. از میان الگوهای به‌دست‌آمده رودبادها، یک الگو موجب تغییرات دمایی شدیدی در غرب اروپا شد و سه الگوی دیگر باعث وزش گرمایی قابل‌توجهی در شرق و مرکز اروپا شد و همچنین تفاوت‌های فصلی در فراوانی و مدت دوام الگوهای رودبادها نیز مشاهده شد. فرج‌زاده و همکاران (۱۳۸۶؛ ۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودباد و چرخندهای غرب ایران را طی سال‌های ۱۹۸۵-۱۹۹۹ مطالعه کردند. آن‌ها مسیر و سرعت رودبادها را در ۵۴ دوره بارشی استخراج کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که سرعت باد بر روی شدت بارش تأثیر ندارد و بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، اما بارش‌های شدید در زمان انحنای چرخندی مسیر رودباد رخ داده است. موقعیت و شدت رودبادها به عوامل متعددی وابسته است. الگوهای پیوند از دور اقلیمی می‌توانند بر این دو ویژگی رودبادها (موقعیت و شدت رودبادها) تأثیرگذار باشند. مثلاً، استرونک و داویس (۲۰۰۸) تغییرات مکانی و شدت زمستانی رودبادها را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور اقلیمی نیمکره شمالی مطالعه کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که در میان شاخص‌های پیوند از دور، شاخص نوسان شمالگان بر روی جابه‌جایی هسته‌های رودباد و همچنین شدت آن‌ها تأثیر بسیار زیادی دارد. به‌طوری‌که افزایش شاخص نوسان شمالگان به افزایش فشار هسته رودباد بر روی اقیانوس آرام و همچنین افزایش سرعت باد بر روی خلیج آلاسکا منجر خواهد شد. در پژوهش مشابه نیز عزیزی و سفراد (۱۳۹۱) ویژگی‌های رودبادها را طی فازهای انسو مطالعه کردند. آن‌ها ابتدا مسیر رودبادها را مشخص کردند و ارتباط رودبادهای ترازهای ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکالی را با النینو و لاینینا مطالعه کردند. فشردگی مسیر عبور رودبادها و افزایش سرعت آن‌ها بر روی ایران در فاز النینو و بازشدگی مسیر رودبادها و کاهش سرعت آن‌ها در فاز لاینینا از مهم‌ترین نتایج این پژوهش است. قائمی و همکاران (۱۳۹۱) رخداد روزانه رودباد جنب حاره بر روی منطقه اقلیمی ایران را بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که در ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰، و ۵۰۰ هکتوپاسکال مراکز بیشینه سرعت و فراوانی و درصد احتمال وقوع رودبادها بر روی شرق چین، نواحی شمالی عربستان، دریای سرخ، و شمال افریقا قرار دارد. باین‌حال، از ترازهای بالا به سمت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال درصد احتمال رخداد و سرعت متوسط رودبادها کاهش خواهد یافت.

با توجه به اینکه موقعیت رودبادها از عوامل مهم در رخداد بسیاری از پدیده‌های اقلیمی است، در این پژوهش موقعیت رودبادها و سرعت آن‌ها در ترازهای مختلف در منطقه خاورمیانه بررسی شد. در واقع، شناخت موقعیت و فراوانی رخداد رودبادها در ترازهای مختلف و در طول سال مهم‌ترین هدف این پژوهش است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش برای بررسی رودبادها، از متغیرهای مؤلفه‌های بادهای مداری و نصف‌النهاری (برحسب متر بر ثانیه) استفاده شد. داده‌های این متغیرها در طول دوره آماری ۱۹۶۵-۲۰۱۴ در پنج تراز ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال از سایت www.esrl.noaa.gov تهیه شد. اندازه پیکسل این داده‌ها ۲/۵ در ۲/۵ درجه جغرافیایی بود. متغیرهای مورد مطالعه در قلمرو جغرافیایی ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه شمالی بررسی شدند (شکل ۱). دلیل انتخاب محدوده بزرگ‌تر از خاورمیانه در بررسی رودبادها در واقع شناسایی محل اصلی رودبادها در اطراف خاورمیانه و مسیر ورود آن‌ها به خاورمیانه بوده است. در واقع، انتخاب قلمرو بزرگ‌تر از خاورمیانه برای به‌تصویرکشیدن کامل

هسته‌های رودباد مناسب و ضروری بود. به عبارت دیگر، اگر فقط محدوده خاورمیانه انتخاب می‌شد، مکان شکل‌گیری و مسیر حرکت رودبادها را نمی‌توانستیم شناسایی کنیم.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

داده‌های اخذ شده به صورت فایل‌های خود توصیف^۱ می‌باشند. داده‌های خام مؤلفه‌های بادهای مداری (U) و نصف‌النهاری (V) این فایل‌ها به کمک نرم‌افزار گرادس^۲ به فرمت txt تبدیل شدند. این داده‌ها به صورت چهار سری زمانی ساعتی (ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ) برای هر یک از ترازها تهیه شدند. در هر یک از این ۲۴ سری زمانی هسته‌های سرعت 30 m.s^{-1} و بیشتر شناسایی شدند. طبق تعریف سازمان جهانی هواشناسی و فرهنگ واژه‌های هواشناسی ایالات متحده، رودباد به بادهایی با سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه گفته می‌شود. در این پژوهش نیز ۳۰ متر ملاک انتخاب رودبادها بوده است. هر هسته سرعت از نظر مکان تشکیل هسته و سرعت آن به صورت ساعتی ارزیابی شد. به طور کلی از سال ۱۹۶۵ تا سال ۲۰۱۴ رخداد رودبادها در قلمرو مورد مطالعه بررسی شد. از ترازهای بالا به سمت ترازهای پایین نقشه فراوانی رخداد آن‌ها ترسیم شد. مشخص شد که در منطقه یادشده رودبادها نهایتاً تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌توانند پایین بیایند. در تراز ۷۰۰ نیز فراوانی رخداد آن‌ها بسیار کم بود. بنابراین، موقعی که در تراز پایین‌تر از ۷۰۰ دیده نشدند، نقشه‌ای نیز برای ترازهای پایین‌تر از ۷۰۰ ترسیم نشد. در منطقه مورد مطالعه فراوانی رودباد در تراز ۷۰۰ بسیار کم و نزدیک به صفر بود و در ترازهای پایین‌تر نیز مشاهده نشد. فراوانی هسته‌های رودباد هر یاخته یا پیکسل با استفاده از رابطه ۱ در نرم‌افزار MatLab محاسبه شد. این معادله برای هر پیکسل و برای هر ساعت در همه ترازها استفاده شد.

$$\boxed{\times} = \text{DataBase_00_300} \geq 30 \text{ m.s}^{-1} \quad (1)$$

در این معادله JetFreq_00_300 فراوانی رودباد در یاخته اول در طی دوره مورد مطالعه در تراز مورد نظر است.

این محاسبه برای همه ۲۴ سری زمانی در همه یاخته‌های منطقه مورد مطالعه تکرار شد.

1. Self Describing Format
2. Grads (Grid Analysis and Display System)

در این پژوهش سرعت هر پیکسل جداگانه محاسبه شده است. سرانجام، نقشه‌های هم‌سرعت ترسیم شد. در نقشه‌های هم‌سرعت یکی از پیکسل‌هایی که بیشترین سرعت را دارد هسته رودباد مشخص شد. البته، از کانون مرکزی رودباد به سمت اطراف سرعت کاهش یافته است. بنابراین، منظور از هسته رودباد در واقع پیکسلی با بیشترین سرعت و پیکسل‌های اطراف است که در شکل‌ها به صورت هسته‌های جدا از هم دیده می‌شود. میانگین ماهانه سرعت هسته‌های رودباد برای هر یاخته در طی دوره آماری به کمک رابطه ۲ محاسبه شد:

$$JetMag_00_300 = \text{mean} (DataBase_00_300) \quad (2)$$

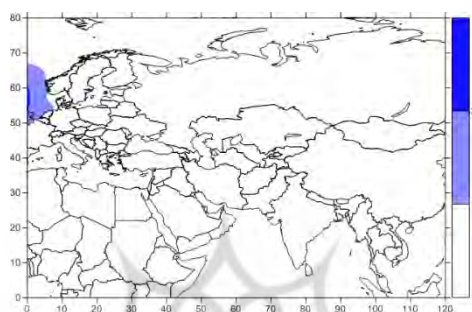
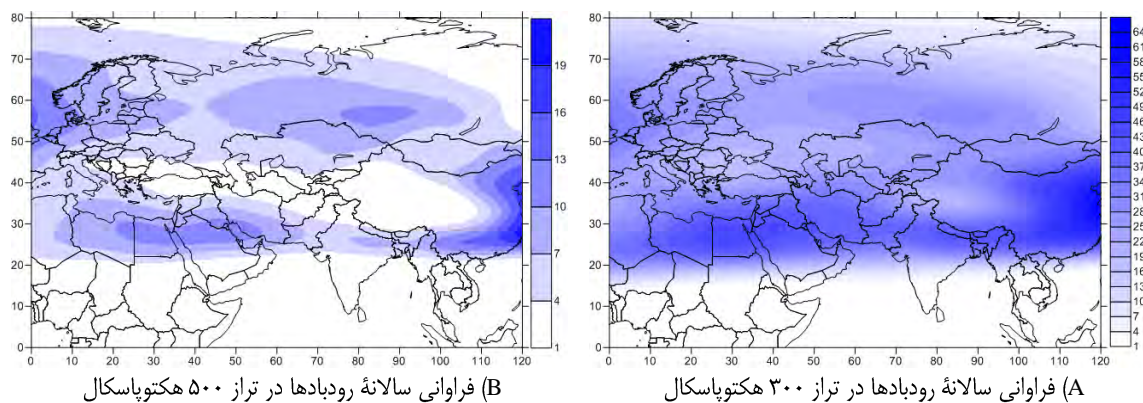
براساس میانگین فراوانی و سرعت ماهانه هسته‌های رودباد یاخته‌ها نقشه‌های فراوانی و سرعت هسته‌ها در منطقه مورد مطالعه تهیه شد.

یافته‌های تحقیق

نتایج این پژوهش براساس فراوانی و شدت مکانی رودباد در ترازهای میانی و بالایی وردسپهر و در مقیاس‌های زمانی سالانه، فصلی، و ماهانه شرح داده شده است. همه این مقیاس‌های زمانی براساس آمار ساعتی محاسبه شده‌اند. با توجه به اینکه رودبادهای سطوح ۳۰۰ و پایین‌تر در شکل‌گیری و تأثیرگذاری بر پدیده‌های سطح زمین مهم‌تر هستند، فراوانی مکانی و شدت رودبادها در لایه‌های یادشده در کانون توجه قرار گرفته است.

الف) سالانه

فراوانی سالانه هسته‌های رودباد در شکل ۲ برای ترازهای ۳۰۰، ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال ترسیم شده است. طبق این شکل، در تراز ۳۰۰، که سرعت باد معمولاً بیشتر است، بیشینه فراوانی رودبادها در منطقه خاورمیانه در شمال آفریقا در حدود ۴۰ درصد است. به عبارت دیگر، در ۴۰ درصد دوره مورد مطالعه، رودبادها در منطقه یادشده وجود داشته‌اند. با توجه به فراوانی بالای رودبادها در این منطقه، می‌توان آن را یکی از مسیرها و موقعیت‌های اصلی رودبادهای جوی به‌شمار آورد. هسته فرعی دیگری در عرض‌های ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که تأثیری بر اقلیم خاورمیانه ندارد. فراوانی کمتر از ۵۰ درصد در منطقه خاورمیانه نشان می‌دهد که وقوع رودبادها در این منطقه فصلی است. در بیشتر ایام سال، به‌ویژه در تابستان‌ها، در این منطقه وارد نمی‌شوند. اگرچه مکان بیشینه هسته‌های رودباد در سطح ۵۰۰ نیز همانند سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال است، فراوانی کمتری نسبت به این تراز دارد. فراوانی هسته شمال آفریقا حدود ۲۰ درصد است و به اطراف کمتر هم می‌شود. یعنی اینکه در این سطح در روزهای خیلی محدودی هسته‌های سرعت به منطقه خاورمیانه نفوذ می‌کنند. در این سطح دو مسیر حرکت هسته‌های رودباد کاملاً از هم جدا شده‌اند. با توجه به اینکه مسیر هسته‌های سرعت مسیر حرکت بادهای غربی را نشان می‌دهند، از دو نقشه سطوح ۳۰۰ و ۵۰۰ استنباط می‌شود که در هر دو سطح بادهای غربی بر روی اقیانوس اطلس دو شاخه می‌شوند؛ شاخه جنوبی از شمال آفریقا عبور می‌کند؛ شاخه‌ای که بیشترین تأثیر را بر اقلیم خاورمیانه و ایران دارد. شاخه شمالی هم از عرض‌های ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی عبور می‌کند. اما هر دو هسته دوباره در شرق آسیا با هم متحد می‌شوند. این چنین آرایش مسیر هسته‌های سرعت نشان می‌دهد که در منطقه خاورمیانه بیشتر وقت‌ها سیستم‌های مانع حاکم‌اند که مانع ورود هسته‌های رودباد به داخل منطقه می‌شوند. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه هیچ هسته‌ای مشاهده نشده است. یعنی اینکه در این سطح هیچ وقت بادهای تندی به اندازه هسته‌های رودباد نمی‌وزد.



شکل ۲. فراوانی سالانه رودبادهای در ترازهای مختلف (ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰، و ۳۰۰ هکتوپاسکال)

(ب) فصلی

با توجه به اینکه در مقیاس سالانه فقط در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال هسته‌های رودباد مشاهده شده‌اند، در این بخش فقط پراکندگی هسته‌های دو سطح مذکور بررسی می‌شود. شکل ۳ فراوانی فصلی رودبادهای را در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. فراوانی و توزیع و موقعیت مکانی رودبادهای این تراز در فصول مختلف تفاوت آشکاری با همدیگر دارند. براساس این شکل، در فصل زمستان فراوانی رخداد رودبادهای بیش از دیگر فصول سال بوده است. در زمستان چهار هسته بیشینه فراوانی رودباد در منطقه وجود دارد که البته به صورت کمربند نسبتاً پیوسته‌ای در دو محدوده جغرافیایی دیده می‌شوند. از لیبی به سمت مصر، شمال عربستان تا خلیج فارس یکی از کانون‌های تشکیل رودبادهای در منطقه است. از بنگلادش تا شرق و جنوب شرق چین نیز به‌عنوان هسته دیگر بیشینه فراوانی رودبادهای آشکار است. این دو هسته بیشینه رودبادهای تقریباً در بین عرض‌های جغرافیایی ۱۷ تا ۳۰ درجه شمالی قرار دارند. در این دو هسته بیشینه فراوانی رودبادهای در فصل زمستان به ۱۰ درصد رسیده است. به عبارت دیگر، در مناطق یادشده در سراسر زمستان رودبادهای در این مناطق حاکمیت دارند. در زمستان به سمت عرض‌های شمالی‌تر فراوانی رودبادهای کاهش چشم‌گیری را نشان داده است. با این حال، بین عرض‌های جغرافیایی ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی دو هسته بیشینه فراوانی رودبادهای در غرب اروپا و مرکز روسیه با فراوانی حدود ۲۰ درصد وجود دارد (شکل ۳). در فصل بهار در سراسر منطقه مورد مطالعه می‌توان کاهش محسوسی در فراوانی رودبادهای مشاهده کرد. به طوری که فراوانی رودبادهای در سراسر فصل بهار به حدود ۵۲ درصد کاهش یافته است. در واقع، مکان‌هایی که قبلاً در سراسر فصل زمستان تحت نفوذ رودبادهای قرار داشتند در فصل بهار تقریباً به نصف کاهش (۵۲ درصد) یافته است.

علاوه بر کاهش فراوانی رودبادهای، جابه‌جایی هسته رودبادهای به سمت عرض‌های شمالی‌تر (نسبت به فصل زمستان) نیز

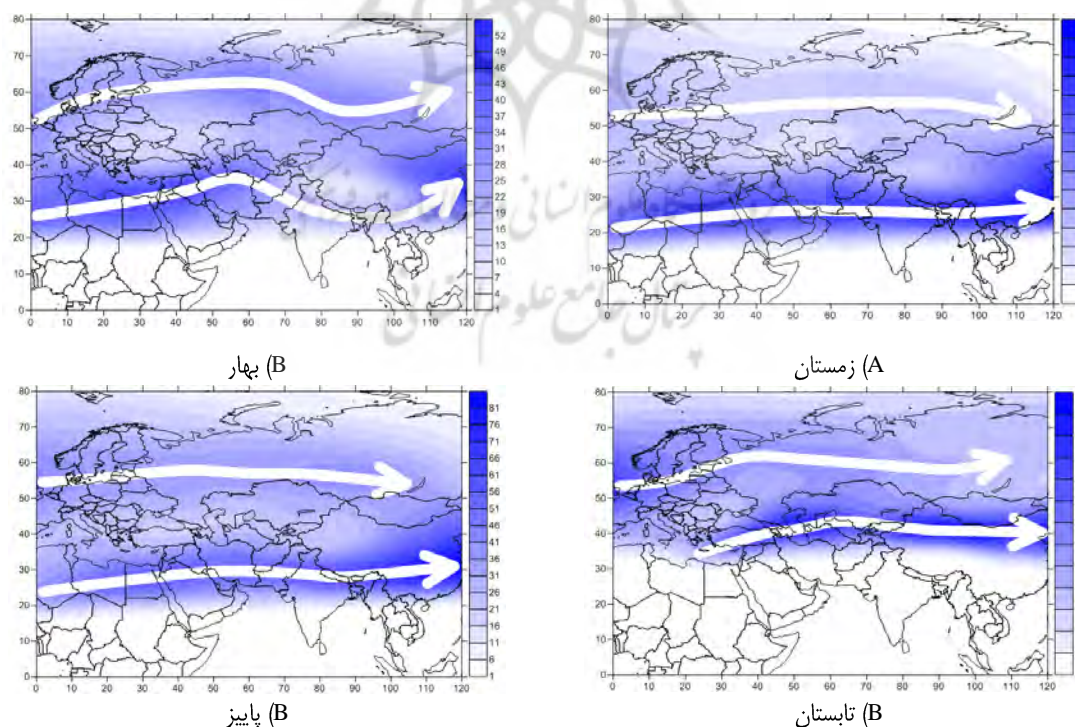
آشکار است. در فصل بهار از شمال لیبی و سواحل جنوبی دریای مدیترانه به سمت شرق تا غرب ایران کانون شکل‌گیری رودبادهای بوده است. همچنین، هستهٔ بیشینهٔ فراوانی رودبادهای در جنوب شرق چین به شرق این کشور منتقل شده است. به‌طور کلی این کمربند نسبتاً پیوسته از بیشینهٔ فراوانی رودبادهای در فصل بهار به عرض‌های بین ۲۵ تا ۴۰ درجهٔ شمالی منتقل شده است. در مقایسه با فصل زمستان، در این فصل (بهار) اختلاف بین هسته‌های بیشینهٔ رودبادهای یادشده با مراکز شکل‌گیری رودبادهای در عرض‌های شمالی‌تر (عرض‌های ۵۰ تا ۶۵ درجهٔ شمالی) کمتر از فصل زمستان است. بنابراین، می‌توان گفت که، به نسبت فصل زمستان، فراوانی رودبادهای در فصل بهار فقط در عرض‌های جنوبی‌تر کاهش شدیدی یافته است (B۳).

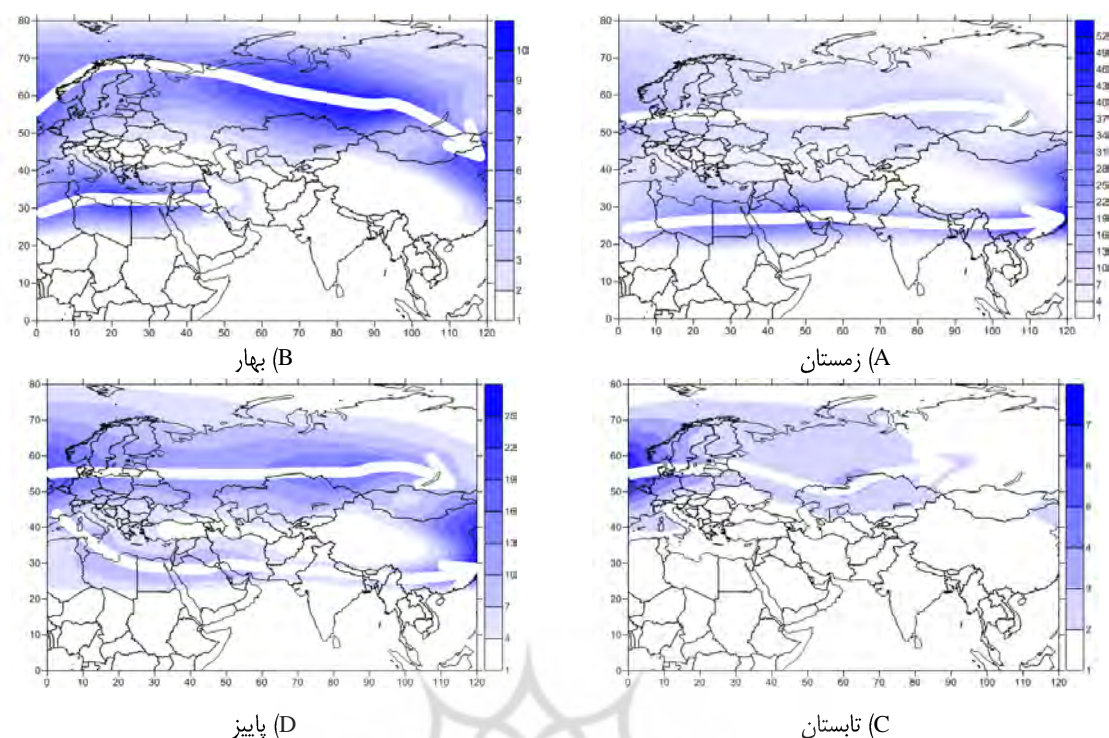
در فصل تابستان باز هم از فراوانی رودبادهای کاسته شده است. به‌طوری‌که در تابستان بالاترین فراوانی رودبادهای ترکیه تا ازبکستان است و کانون مرکزی آن بر روی دریای خزر و نواحی مجاور آن قرار دارد. علاوه بر این منطقه، بخش‌های شمالی چین نیز به‌عنوان یکی از کانون‌های اصلی هستهٔ رودبادهای آشکار است. در این دو منطقه (دریای خزر و شمال چین) فراوانی رودبادهای حدود ۳۷ درصد است. علاوه بر کاهش فراوانی رودبادهای، می‌توان گفت که مراکز شکل‌گیری عمدهٔ رودبادهای در تابستان به سمت عرض‌های شمالی‌تر منتقل شده است. به‌طور کلی مناطق بین عرض‌های ۳۷ تا ۴۵ درجهٔ شمالی محل قرارگیری رودبادهای در این فصل است. البته، هستهٔ رودبادهای غرب اروپا، که در زمستان و بهار در عرض‌های ۵۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی دیده شده بود، در این فصل نیز تقریباً در همان موقعیت مکانی استقرار دارد (C3). در فصل پاییز، همانند فصل زمستان و بهار، چهار مرکز شکل‌گیری رودبادهای را می‌توان در منطقه مشاهده کرد. فراوانی رودبادهای در فصل پاییز نسبت به فصل زمستان کمتر بوده، اما نسبت به فصل بهار و تابستان افزایش محسوسی داشته است. کانون اصلی شکل‌گیری رودبادهای در این فصل جنوب شرق چین است. این منطقه در بیش از ۸۱ درصد از فصل پاییز مکان استقرار رودبادهای بوده است. لیبی و مصر تا جنوب عراق و خلیج فارس نیز با فراوانی بیش از ۶۰ درصد به‌عنوان دومین کانون شکل‌گیری رودبادهای آشکار است. علاوه بر این، هسته‌های رودبادهای نسبت فصل تابستان به سمت عرض‌های جنوبی‌تر گسترش پیدا کرده‌اند. در فصل پاییز این دو مراکز اصلی رودبادهای تقریباً در عرض‌های ۲۵ تا ۳۵ درجهٔ شمالی قرار دارند. افزایش فراوانی و گسترش هسته‌های سرعت به سمت عرض‌های جنوبی‌تر از ویژگی‌های اصلی رودبادهای در فصل پاییز است (D3) (شکل ۳). در شکل ۳ خطوط سفید منطبق بر بالاترین فراوانی رخداد رودبادهای در واقع، به نوعی می‌توان مسیر اصلی رودبادهای را مشخص کرد. این خطوط بالاترین فراوانی رودبادهای را نشان می‌دهند. خطوط بالایی و خطوط پایینی به ترتیب رودبادهای جهت قطبی و رودبادهای جنب حاره‌ای‌اند.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز آرایش و فراوانی هسته‌های رودبادهای در فصول مختلف بسیار متفاوت است. شکل ۴ فراوانی و توزیع مکانی رودبادهای این تراز را در چهار فصل نشان می‌دهد. در فصل زمستان فراوانی رودبادهای بیش از دیگر فصول سال است. در این فصل فراوانی رودبادهای در جنوب شرق چین بیش از ۵۲ درصد است. در واقع، به نسبت فراوانی رودبادهای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (۱۰۰ درصد) فراوانی رودبادهای کاهش شدیدی را نشان داده است. بنابراین، تنها فراوانی رودبادهای در جنوب شرق چین کاهش یافته است و هستهٔ رودبادهای همچنان بر روی جنوب شرق چین واقع است. در این فصل هستهٔ دوم بیشینهٔ رودبادهای بر روی جنوب غرب ایران، خلیج فارس، واقع است. به نسبت تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال جابه‌جایی به سمت شرق را می‌توان مشاهده کرد. در واقع، در تراز ۳۰۰ هستهٔ رودبادهای بر روی مصر، دریای سرخ تا شمال عربستان قرار داشت، اما در این تراز هستهٔ اصلی با فراوانی حدود ۳۰ درصد بر روی جنوب غرب ایران، خلیج فارس، قرار گرفته است. به‌طور کلی، فراوانی هسته‌های رودبادهای در تراز ۵۰۰ نسبت به تراز ۳۰۰ کاهش شدیدی را نشان داده است؛ اما

در همان عرض‌های ۲۰ تا ۳۰ درجه جغرافیایی می‌توان هسته‌های سرعت را مشاهده کرد. مرکز روسیه و غرب اروپا با حدود ۱۵ درصد فراوانی رودباد به‌عنوان کانون‌های دیگر شکل‌گیری رودبادها در فصل زمستان مطرح‌اند (A۴). در فصل بهار موقعیت مکانی هسته‌های رودبادها تفاوت آشکاری با فصل زمستان دارد. علاوه بر تغییر موقعیت هسته‌های رودبادها، فراوانی آن‌ها نیز کاهش شدیدی را نسبت به زمستان نشان داده است. بخش‌های جنوبی دریای مدیترانه (به‌ویژه سواحل شمالی لیبی و مصر)، شمال شرق چین، و مرکز روسیه به‌عنوان سه هسته اصلی شکل‌گیری رودبادها با فراوانی حدود ۱۰ درصد، مراکز اصلی استقرار بادهای شدید هستند (B۴). کاهش شدید فراوانی رودبادها و گسترش آن‌ها به سمت عرض‌های شمالی‌تر، که در فصل بهار آغاز شده بود، همچنان در فصل تابستان نیز ادامه دارد؛ به طوری که فراوانی رودبادها در عمده‌ترین مرکز شکل‌گیری رودبادها در غرب اروپا حدود ۷ درصد است. ضمن اینکه در عرض‌های پایین‌تر از ۴۵ درجه شمالی اثری از هسته‌های سرعت مشاهده نمی‌شود. بنابراین، علاوه بر کاهش شدید فراوانی رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان، عقب‌نشینی آن‌ها به سمت عرض‌های شمالی‌تر و تمرکز آن‌ها بر روی غرب اروپا کاملاً مشخص است (C۴).

آرایش مکانی رودبادها در فصل پاییز بسیار شبیه به فصل زمستان است. در فصل پاییز فراوانی هسته‌های رودبادها نسبت به تابستان افزایش محسوسی را نشان داده است. با این حال، تفاوت اصلی فراوانی رودبادهای پاییز و زمستان در میزان فراوانی رخدادهای آن‌هاست؛ به طوری که بالاترین فراوانی رودبادها در پاییز در غرب اروپا و شرق چین حدود ۲۵ درصد است. این مقدار نسبت به تابستان بسیار زیاد و نسبت به فصل زمستان تقریباً به نصف کاهش پیدا کرده است. در فصل پاییز همانند فصل زمستان و بهار چهار مرکز شکل‌گیری رودبادها را می‌توان در منطقه مشاهده کرد. علاوه بر این، نسبت به فصل تابستان می‌توان گسترش هسته‌های رودبادها را به سمت عرض‌های پایین‌تر مشاهده کرد (D۴) (شکل ۴).





شکل ۴. فراوانی مکانی هسته‌های رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول مختلف سال

ج) فراوانی‌های ماهانه

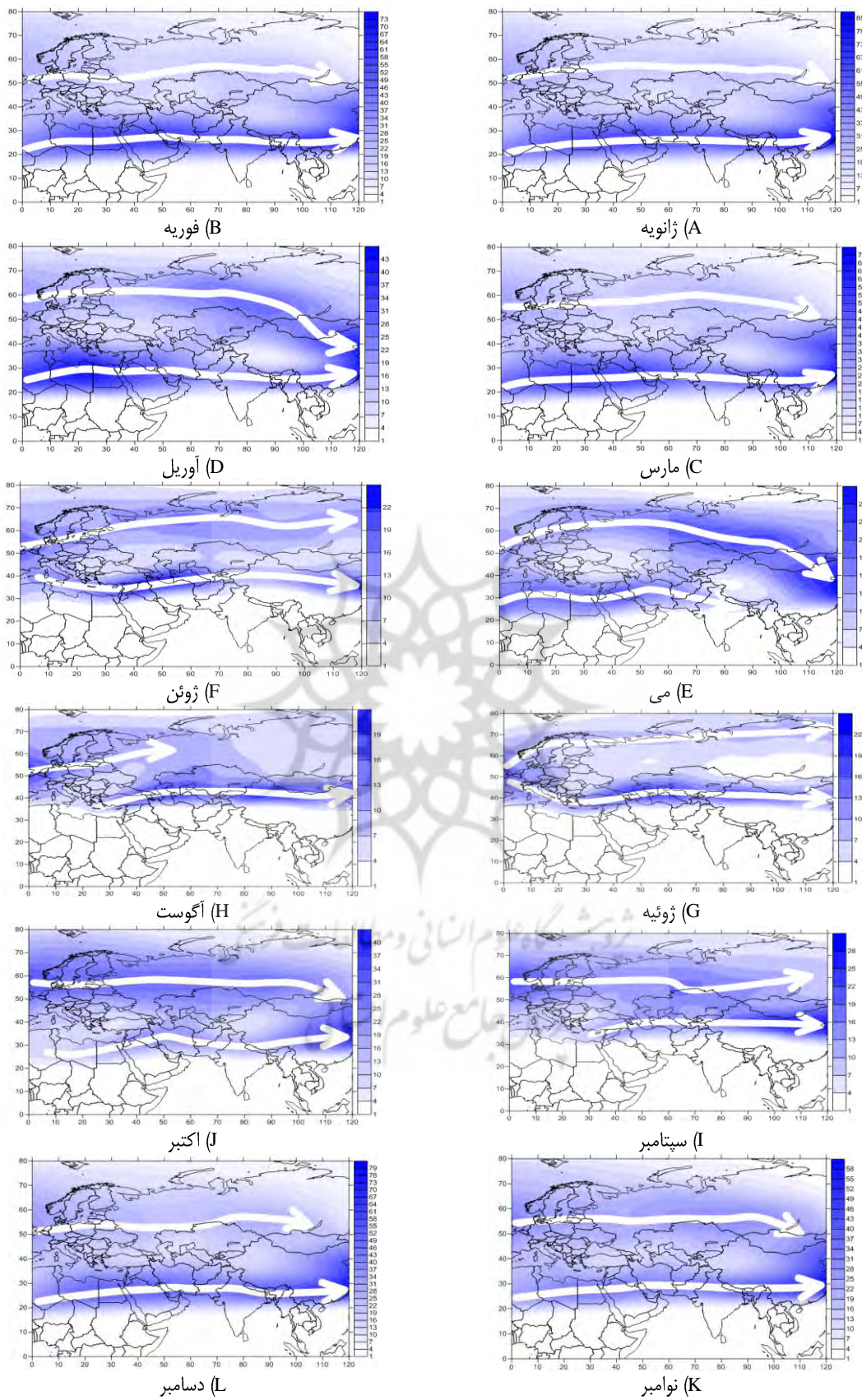
شکل ۵ تغییرات مکانی و فراوانی رودبادهای را در ماه‌های سال نشان می‌دهد. از جمله مزیت‌هایی که نقشه‌های ماهانه نسبت به نقشه‌های فصلی دارد این است که جزئیات مربوط به گسترش و جابه‌جایی‌های رودبادهای را می‌توان در طی ماه‌ها مشاهده کرد. در واقع، می‌توان گفت که زمان دقیق پیشروی و پسروی رودبادهای در چه ماهی است. علاوه‌براین، می‌توان گفت که در ماه‌های مختلف شکل‌گیری رودبادهای (تضعیف و تشدید آن‌ها) به چه صورتی است. درحالی‌که نقشه‌های فصلی فقط وضعیت متوسط را نشان می‌دهند و جزئیاتی که در نقشه‌های ماهانه مشاهده می‌شود در نقشه‌های فصلی تعدیل شده و آشکار نیستند. براساس این شکل در ژانویه، فوریه، و مارس کمربند وسیعی از رودبادهای در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی دیده می‌شود. در این کمربند سه هسته بیشینه فراوانی رودباد قرار دارد. در ژانویه و فوریه عربستان تا سواحل جنوبی ایران (به‌ویژه خلیج فارس) به‌عنوان هسته بیشینه فراوانی اول، شرق هندوستان و جنوب شرق چین نیز به‌عنوان هسته‌های دیگر آشکارند. به‌سمت عرض‌های شمالی‌تر دو هسته رودباد بر روی غرب اروپا و جنوب روسیه قرار دارند. بااین‌حال، این مراکز شکل‌گیری رودبادهای دارای فراوانی کمتری (حدود ۲۲ درصد) نسبت به عرض‌های پایین‌تر هستند. به‌طور کلی در این سه ماه بیشینه فراوانی رودبادهای از ژانویه تا مارس کاهش کمی را نشان داده است. در هر سه ماه جنوب شرق چین کانون عمده شکل‌گیری رودبادهای بوده است. در ژانویه در بیش از ۸۵ درصد جنوب شرق چین محل قرارگیری رودبادهای بوده است. در ماه‌های فوریه و مارس فراوانی رودبادهای به‌ترتیب به ۷۵ و ۷۰ درصد کاهش یافته است. در فوریه خلیج فارس به‌عنوان یکی از مراکز اصلی شکل‌گیری رودبادهای دارای فراوانی حدود ۶۰ درصد بوده است. در ماه مارس این هسته بیشینه به‌سمت غرب جابه‌جا می‌شود و به‌طور مشخص بر روی مرکز مصر قرار می‌گیرد.

در ماه آوریل فراوانی رودبادهای در سراسر منطقه کاهش چشم‌گیری را نشان داده است. در این ماه فراوانی رودبادهای در شرق و جنوب شرق چین حدود ۴۰ درصد کاهش یافته است. علاوه‌بر کاهش فراوانی رودبادهای نسبت به فصل زمستان، هسته‌های بیشینه رودبادهای نیز تقریباً ۵ درجه جغرافیایی به‌سمت عرض‌های شمالی‌تر جابه‌جا شده‌اند. در این ماه بیشینه

فراوانی رودبادهای (حدود ۴۳ درصد) بر روی کشور لیبی قرار دارد. بنابراین، روند جابه‌جایی هسته رودباد، که از خلیج فارس در فوریه به سمت غرب شروع شده، در ماه مارس بر روی مصر قرار دارد و در ماه آوریل بر روی لیبی و سواحل جنوبی دریای مدیترانه منتقل می‌شود. بنابراین، در ماه آوریل فراوانی رودبادهای جنوبی کاهش یافته است و علاوه بر این به سمت عرض‌های شمالی‌تر فراوانی آن‌ها افزایش محسوسی را نشان داده است. به طوری که در ماه آوریل فراوانی رودبادهای در روسیه و غرب اروپا به ۳۰ درصد افزایش یافته است.

در ماه می و ژوئن فراوانی رودبادهای نسبت به ماه‌های قبل کاهش زیادی را نشان داده است. به طوری که در ماه می بیشینه فراوانی رودبادهای در شرق چین حدود ۲۸ درصد است. در ماه‌های ژوئن و ژوئیه رودبادهای از شرق چین خارج شده‌اند و نیمه شمالی ایران، دریای خزر، و عراق و سوریه به عنوان کانون اصلی استقرار رودبادهای آشکار است. بنابراین، علاوه بر کاهش فراوانی رودبادهای در سراسر منطقه مورد مطالعه (حدود ۲۲ درصد)، می‌توان گسترش آن‌ها به سمت عرض‌های شمالی‌تر را مشاهده کرد. در ماه ژوئیه و آگوست هسته بیشینه فراوانی رودبادهای به صورت کاملاً مشخصی بر روی دریای خزر قرار دارد. اگرچه فراوانی رخداد رودبادهای در آگوست در دریای خزر کمتر از ۱۵ درصد است، هسته اصلی رودبادهای بر روی شمال چین (۲۰ درصد) واقع شده است. بنابراین، جابه‌جایی هسته‌های رودباد به سمت عرض‌های شمالی‌تر از ویژگی‌های ماه‌های فصل تابستان است. شرایط شکل‌گیری رودبادهای در این ماه‌ها همانند ماه ژوئن است. اما در این ماه‌ها برخی هسته‌های بیشینه فراوانی رودبادهای یا تضعیف شده‌اند یا تغییر مکان قابل توجهی را نشان داده‌اند. حد پایینی رودبادهای در ژوئیه و آگوست عرض ۴۰ درجه شمالی است. به عبارت دیگر، در پایین‌تر از این مدار شکل‌گیری رودبادهای متوقف شده است. در ماه سپتامبر عقب‌نشینی رودبادهای به سمت استوا آغاز شده است. در ماه سپتامبر، علاوه بر کشیده شدن دامنه رودبادهای به سمت عرض‌های جنوبی‌تر، می‌توان افزایش فراوانی رودبادهای را مشاهده کرد. به طوری که در این ماه فراوانی رودبادهای در شرق چین به بیش از ۲۸ درصد رسیده است. در ماه سپتامبر در فاصله کمی از یکدیگر چهار هسته رودباد در شرق چین، دریای خزر، روسیه، و غرب اروپا قرار دارند.

در ماه اکتبر فراوانی رودبادهای افزایش قابل توجهی را نسبت به تابستان نشان داده است. اما همچنان شرق چین با ۴۰ درصد کانون اصلی شکل‌گیری رودبادهای به شمار می‌رود. هسته‌های اصلی رودبادهای بین عرض‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی و ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی قرار دارند. بنابراین، گسترش آن‌ها به سمت عرض‌های پایین‌تر از ویژگی‌های ماه اکتبر به شمار می‌رود. در ماه اکتبر فراوانی رودبادهای بر روی ایران حدود ۲۰ درصد است. بنابراین، به نسبت ماه‌های قبل (فصل تابستان) می‌توان جابه‌جایی رودباد از عرض‌های شمالی‌تر را به سمت ایران و عرض‌های جنوبی‌تر مشاهده کرد. آرایش هسته‌های رودبادهای از نظر موقعیت مکانی در ماه نوامبر و دسامبر شبیه به یکدیگر است. یک تفاوت عمده در فراوانی رودبادهای در شرق چین وجود دارد. در ماه نوامبر فراوانی رودبادهای (۵۸ درصد) کمتر از ماه دسامبر (۷۹ درصد) است. بنابراین، با وارد شدن به دوره سرد سال می‌توان روند افزایش و شکل‌گیری رودبادهای را در سراسر منطقه، به ویژه در شرق چین و همچنین خاورمیانه، مشاهده کرد. به طور کلی در ماه‌های نوامبر، دسامبر، ژانویه، و فوریه رودبادهای اغلب در عرض‌های بین ۱۵ تا ۳۰ درجه جغرافیایی گسترش دارند. در واقع، مدار ۱۵ درجه شمالی پایین‌ترین حدی است که رودبادهای می‌توانند شکل بگیرند. به طور کلی در ماه‌های اکتبر، نوامبر، و دسامبر، ایران مرکزی و بخش‌های جنوبی آن به عنوان یکی از کانون‌های شکل‌گیری رودبادهای در عرض‌های پایین آشکارند. استقرار رودبادهای در دوره سرد سال بر روی ایران شرایط ناپایدار را برای ایران فراهم کرده است. در واقع، این رودبادهای محل برخورد هوای سرد عرض‌های شمالی و هوای گرم عرض‌های جنوبی است که بر روی ایران به هم برخورد کرده و نتیجه آن ناپایداری‌های دوره سرد سال است (شکل ۵). پیکان‌های سفیدرنگ در شکل‌های ۴ مسیرهای اصلی رودبادهای قطبی و جنب حاره‌ای را نشان می‌دهد. این پیکان‌ها منطبق بر بیشینه رخداد رودبادهای در هر یک از ماه‌های سال است.

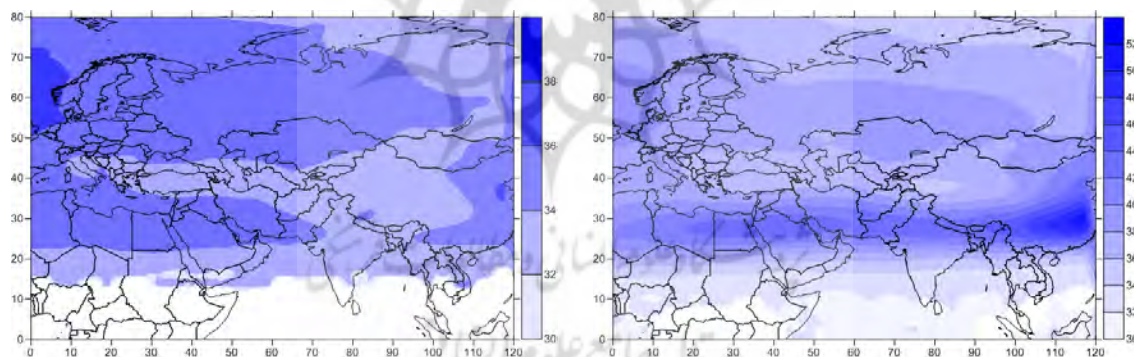


شکل ۵. میانگین فراوانی ماهانه هسته‌های رودباد در ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال

سرعت هسته‌های رودباد

متوسط سالانه سرعت رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۶ میانگین سالانه سرعت باد در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. براساس این شکل، بالاترین سرعت باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (۵۲ متر بر ثانیه) بر روی نیمه شرقی چین قرار دارد. سرعت زیاد رودبادها در این تراز، با توجه به فراوانی بالای آن‌ها، توجیه‌شدنی است. به عبارت دیگر، هر چه فراوانی رودباد بیشتر باشد احتمال بالابودن میانگین سرعت باد هم بیشتر خواهد بود. اما فراوانی کمتر رودبادها به معنای این است زمان‌های بیشتری از سال، فصل، یا ماه‌ها زیر ۳۰ متر بر ثانیه وزیده‌اند. شرق لیبی تا نیمه جنوبی ایران نیز به‌عنوان یکی دیگر از هسته‌های بیشینه سرعت باد آشکار است. در این منطقه وسیع، سرعت متوسط رودبادها بیش از ۴۵ متر بر ثانیه است. در واقع، این هسته بیشینه سرعت رودبادها بر روی خاورمیانه قرار دارد. دو هسته بیشینه یادشده تقریباً در عرض‌های جغرافیایی ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی قرار دارند. به سمت عرض‌های شمالی‌تر و جنوبی‌تر سرعت باد به شدت کاهش یافته است. در غرب اروپا نیز هسته دیگری با سرعت حدود ۳۵ متر بر ثانیه دیده می‌شود. بنابراین، با توجه به فراوانی و سرعت زیاد رودبادها در مناطق یادشده، می‌توان این مناطق را محل اصلی استقرار رودبادها در سراسر طول سال دانست. به سمت ترازهای پایین‌تر (۵۰۰ هکتوپاسکال) این مناطق همچنان به‌عنوان مناطق دارای بیشینه سرعت باد آشکار هستند. با این حال، متوسط سرعت باد در شرق چین و لیبی تا نیمه جنوبی ایران کاهش چشم‌گیری را نشان می‌دهد. اما چنین کاهش در سرعت رودبادها در غرب اروپا دیده نمی‌شود. به طوری که در غرب اروپا سرعت متوسط رودبادها حدود ۳۸ متر بر ثانیه افزایش یافته است. بنابراین، افزایش سرعت متوسط رودبادها در غرب اروپا و کاهش سرعت متوسط آن‌ها در عرض‌های ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی از مهم‌ترین ویژگی رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است (شکل ۶).



(B) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

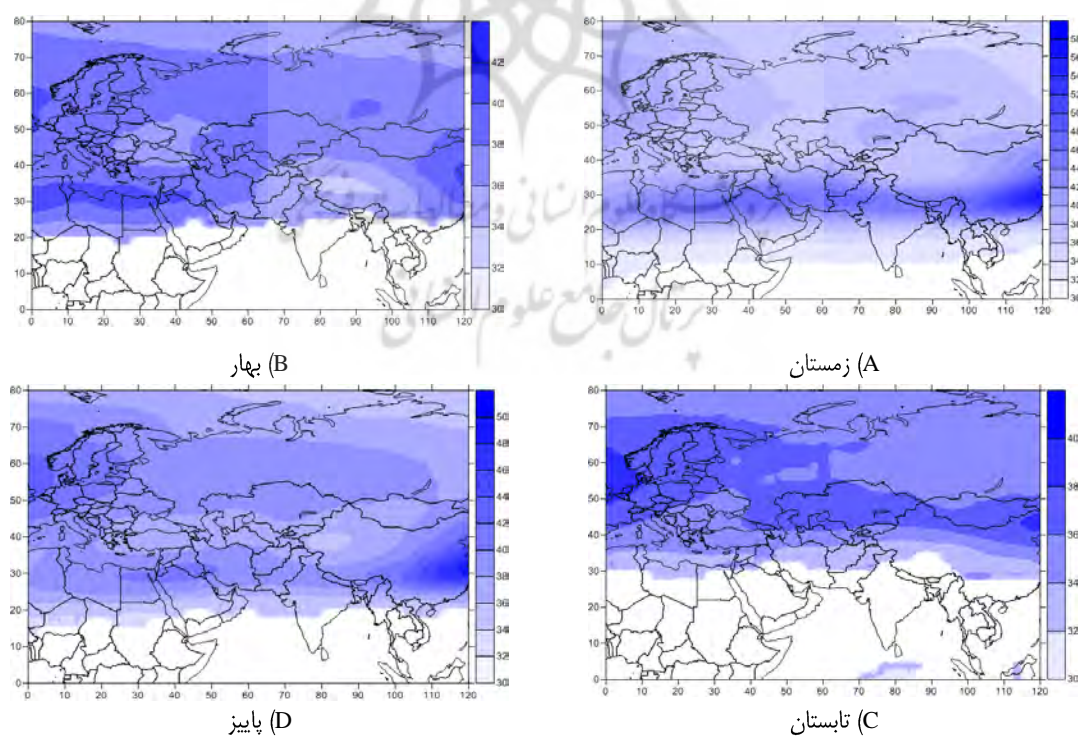
(B) تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۶. میانگین سالانه سرعت رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

شدت فصلی سرعت رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

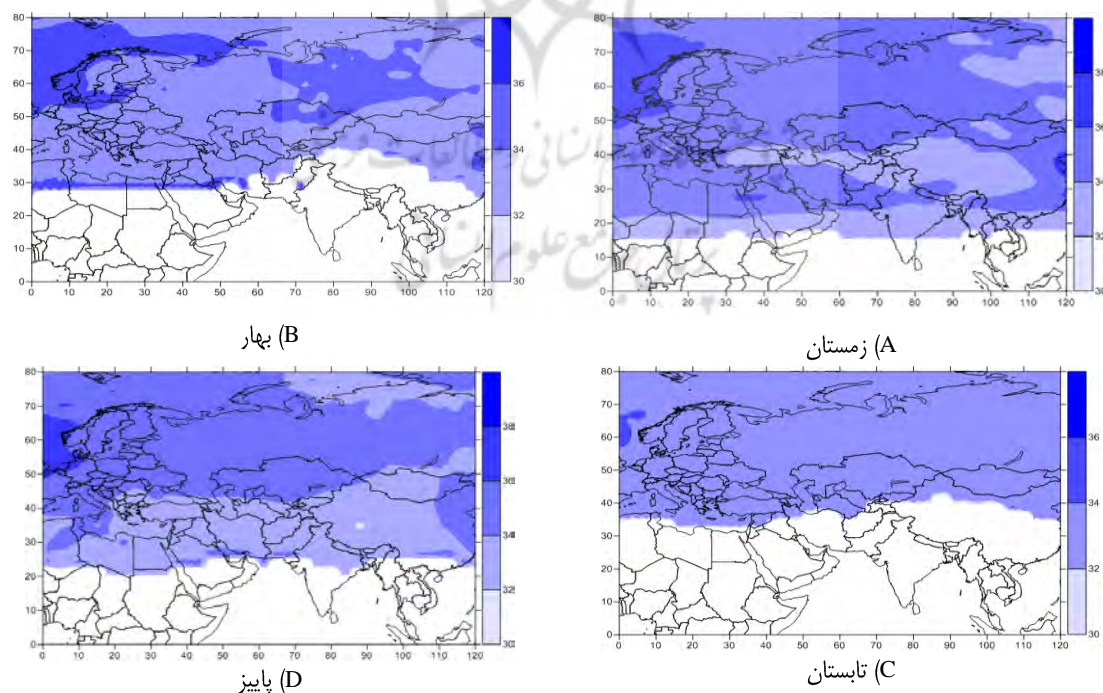
متوسط فصلی سرعت رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که تفاوت محسوسی بین آرایش الگوی رودبادها در فصول زمستان، بهار، و پاییز در منطقه مورد مطالعه دیده نمی‌شود. در این فصول می‌توان تقریباً چهار هسته بیشینه سرعت رودبادها را در منطقه مشاهده کرد. غرب اروپا، مرکز و جنوب روسیه، شرق چین، و جنوب غربی ایران تا مصر و سواحل شمالی آفریقا به‌عنوان کانون بیشینه سرعت باد مشخص‌اند. البته، در فصول مختلف جابه‌جایی‌های جزئی در هسته بیشینه سرعت رودبادها مشاهده می‌شود. علاوه‌براین نیز، از نظر سرعت نیز تفاوت‌هایی بین فصول مختلف وجود دارد. با این حال، این چهار هسته یادشده در سه فصل زمستان، بهار، و پاییز با تفاوتی اندک قابل مشاهده‌اند.

در فصل زمستان بیشینه سرعت باد بر روی جنوب شرقی چین حدود ۵۸ متر بر ثانیه است. جنوب غرب ایران و خلیج فارس تا کشور مصر نیز دارای سرعت حدود ۴۵ متر بر ثانیه‌اند. باین‌حال، سرعت متوسط رودبادها در غرب اروپا و کشور روسیه نیز کمتر از ۳۵ متر بر ثانیه است. در فصل زمستان مناطق واقع در بین مدارهای ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی کانون اصلی استقرار رودبادها هستند. در فصل بهار در سراسر منطقه سرعت متوسط رودبادها کاهش شدیدی را نشان می‌دهد. در این فصل بیشینه سرعت باد در شرق چین ۴۲ متر بر ثانیه است. در فصل بهار، برخلاف فصل زمستان، تفاوت زیادی بین این هسته بیشینه سرعت رودبادها (شرق چین) با دیگر بخش‌های منطقه مورد مطالعه وجود ندارد. همچنین، هسته بیشینه سرعت رودبادها از روی ایران به سمت سواحل جنوبی دریای مدیترانه و شمال آفریقا جابه‌جا شده است. در فصل بهار در عرض‌های پایین‌تر از ۲۰ درجه شمالی رودبادی مشاهده نشده است. در فصل تابستان قلمرو رودبادها در بالاتر از عرض ۳۰ درجه شمالی است. به عبارت دیگر، در عرض‌های پایین‌تر از مدار ۳۰ درجه شمالی رودبادها از بین رفته‌اند. در فصل تابستان فقط دو هسته بیشینه سرعت باد در منطقه مشاهده می‌شود. شمال شرق چین و غرب اروپا با سرعت حدود ۴۰ متر بر ثانیه کانون استقرار رودبادها در فصل تابستان‌اند. در این فصل رودبادها بر روی عرض‌های شمالی ایران (به‌ویژه شمال غرب ایران) مشاهده می‌شوند. باین‌حال، سرعت متوسط رودبادهای مستقر بر روی ایران کمتر از ۳۵ متر بر ثانیه است. در فصل پاییز می‌توان گسترش رودبادها را به سمت عرض‌های پایین مشاهده کرد. در این فصل مجدداً سرعت متوسط رودبادها افزایش چشم‌گیری یافته است. به طوری که در شرق چین سرعت متوسط رودبادها حدود ۵۰ متر بر ثانیه است. همچنین، بر روی جنوب غرب ایران و خلیج فارس تا نیمه شمالی دریای سرخ و مصر می‌توان هسته بیشینه سرعت ۳۸ متر بر ثانیه را مشاهده کرد. بنابراین، در فصل پاییز رودبادها به سمت عرض‌های پایین‌تر گسترش یافته‌اند و همچنین افزایش سرعت رودبادها را نسبت به فصل تابستان و بهار می‌توان احساس کرد (شکل ۷).



شکل ۷. میانگین فصلی سرعت رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

در همه فصول سال سرعت متوسط رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال کمتر است. اختلاف سرعت رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در فصول مختلف سال نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بسیار زیاد است. به طوری که در تراز ۳۰۰ در زمستان سرعت متوسط رودبادهای ۵۸ متر بر ثانیه رسیده است. اما در همین تراز در فصل تابستان سرعت متوسط حدود ۴۰ متر بر ثانیه بوده است. چنین اختلافی در سرعت متوسط رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده نمی‌شود. در فصل زمستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال غرب اروپا کانون اصلی شکل‌گیری رودبادهای بوده است. در این منطقه سرعت متوسط رودبادهای حدود ۳۸ متر بر ثانیه گزارش شده است. بر روی شمال دریای سرخ و شرق چین نیز می‌توان هسته‌های بیشینه سرعت رودبادهای را با سرعت کمتر (۳۵ متر بر ثانیه) مشاهده کرد. بنابراین، اختلاف قابل توجهی در سرعت متوسط رودبادهای در عرض‌های مختلف جغرافیایی وجود ندارد. در فصل زمستان در پایین‌تر از ۱۵ درجه شمالی سرعت باد کمتر از حد رودبادهای بوده است. در فصل بهار سرعت رودباد کاهش اندکی را نشان داده است. در این فصل سرعت متوسط رودبادهای در جنوب غرب ایران و شمال خلیج فارس و همچنین بخش‌هایی از شمال اروپا و شرق روسیه حدود ۳۵ متر بر ثانیه گزارش شده است. عقب‌نشینی رودبادهای را می‌توان در فصل بهار به‌وضوح مشاهده کرد. در این فصل رودبادهای تقریباً در پایین‌تر از مدار ۳۰ درجه شمالی دیده نمی‌شوند. در فصل تابستان عقب‌نشینی رودبادهای و کاهش سرعت آن‌ها ادامه دارد تا جایی که فقط بخش کوچکی از غرب اروپا سرعت متوسط ۳۶ متر بر ثانیه را دارد. در دیگر بخش‌های محدوده مورد مطالعه هیچ هسته بیشینه سرعت بادی دیده نمی‌شود. همچنین، اثری از رودبادهای در پایین‌تر از مدار ۳۵ درجه شمالی نیست. در این فصل فقط شمال غرب ایران تحت تأثیر رودبادهای تراز ۵۰۰ قرار دارد. در فصل پاییز رودبادهای به سمت عرض‌های پایین‌تر گسترش می‌یابند. به طوری که حد جنوبی رودبادهای مدار ۲۲ درجه شمالی است. در این فصل غرب اروپا دارای بیشترین سرعت رودبادهای (۳۸ متر بر ثانیه) است. با این حال، بر روی بخش‌های جنوبی ایران و همچنین مناطق واقع در مدارهای ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی می‌توان هسته‌های بیشینه سرعت باد با سرعت کمتر (۳۳ متر بر ثانیه) را مشاهده کرد (شکل ۸).

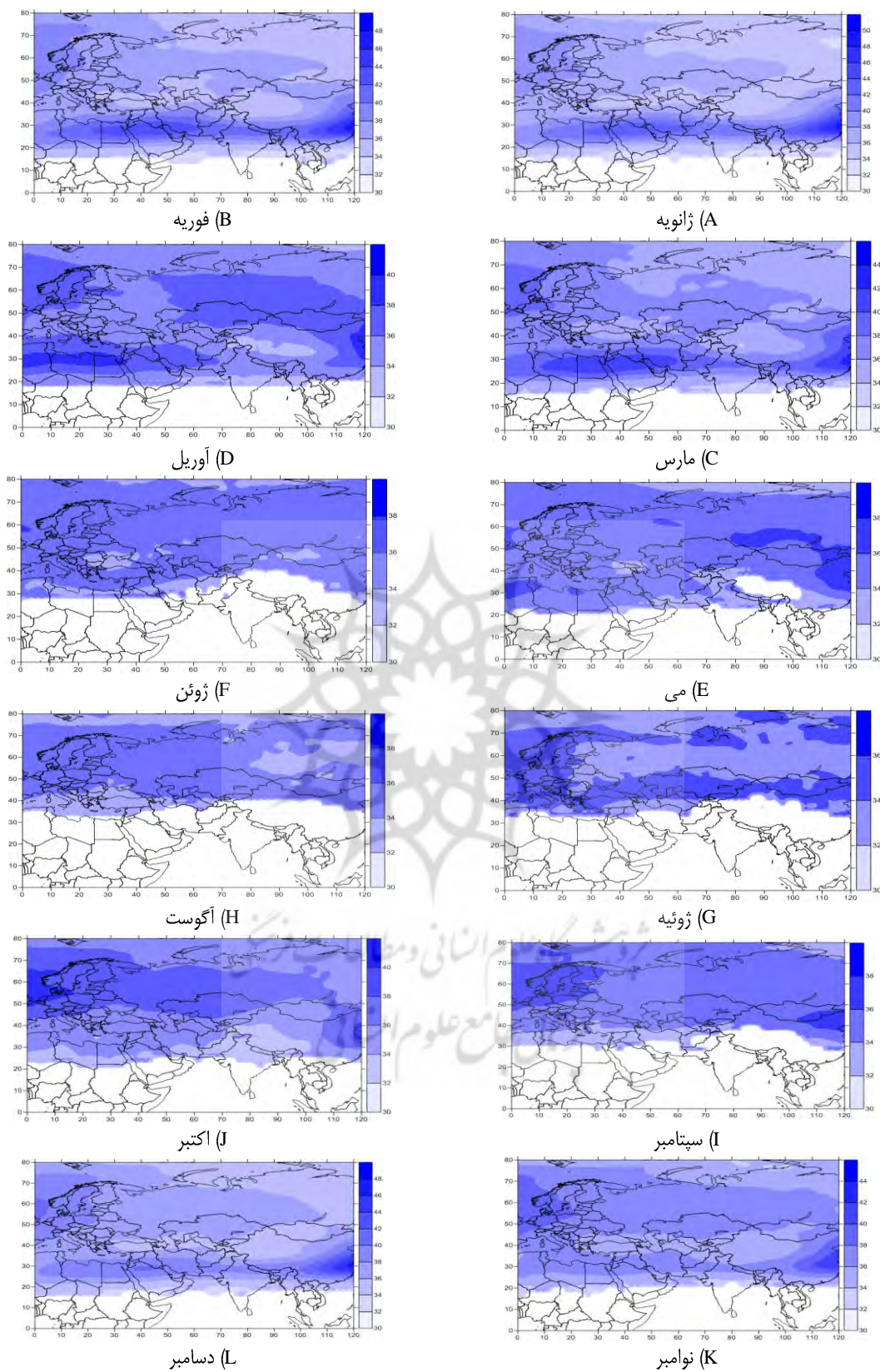


شکل ۸. میانگین فصلی سرعت رودبادهای در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

متوسط ماهانه سرعت رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

سرعت متوسط ماهانه رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل ۹ نشان داده شده است. براساس این شکل، در ماه ژانویه، فوریه، مارس، و آوریل الگوی مشابهی از موقعیت رودبادها در منطقه دیده می‌شود. باین‌حال، در ژانویه بالاترین سرعت رودبادها (۵۰ متر بر ثانیه بر روی شرق چین) گزارش شده است. در همه این ماه‌ها، بیشینه سرعت رودبادها در شرق چین مشاهده شده است. علاوه بر بیشینه شرق چین، بر روی منطقه خاورمیانه (نیمه جنوبی ایران تا مصر) می‌توان هسته بیشینه سرعت دیگری را مشاهده کرد. این منطقه دارای سرعت بیش از ۴۰ متر بر ثانیه است. این دو هسته بیشینه سرعت رودبادها (شرق چین و خاورمیانه) به صورت تقریبی در بین مدارهای ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی قرار دارند. از ژانویه به بعد سرعت رودبادها کاهش محسوسی را نشان می‌دهد. به طوری که در ژانویه سرعت رودبادها در شرق چین بیش از ۵۰ متر بر ثانیه و در خاورمیانه حدود ۴۵ متر بر ثانیه است. در اواخر زمستان و اوایل بهار سرعت آن‌ها به ۴۰ متر بر ثانیه کاهش یافته است. در این ماه‌ها جابه‌جایی قابل ملاحظه‌ای در موقعیت هسته‌های سرعت رودبادها مشاهده نمی‌شود. در این چهار ماه بر روی غرب اروپا هسته بیشینه سرعت رودبادها نیز مشاهده می‌شود. تغییری در سرعت و موقعیت رودبادها در غرب اروپا دیده نمی‌شود. حد جنوبی رودبادها در این ماه‌ها مدار ۱۵ درجه شمالی است. به عبارت دیگر، در این ماه‌ها رودبادها تا مدار ۱۵ درجه شمالی گسترش یافته‌اند.

در ماه‌های می تا اکتبر الگو و آرایش هسته‌های سرعت رودبادها تغییر قابل توجهی یافته است. در ماه می می‌توان هسته‌های سرعت رودبادها را بر روی شمال شرق چین، روسیه، شمال غرب افریقا، و غرب اروپا مشاهده کرد. رودبادهای این مناطق دارای سرعت حدود ۳۸ متر بر ثانیه‌اند. بنابراین، از ماه می می‌توان جابه‌جایی را در موقعیت رودبادها مشاهده کرد. علاوه بر این، رودبادها به سمت عرض‌های شمالی‌تر کشیده شده‌اند. به طوری که حد جنوبی رودبادها در ماه می ۲۰ درجه شمالی و در ماه ژوئن ۲۸ درجه شمالی است. پس‌روی رودبادها را می‌توان در ماه‌های ژوئیه و آگوست نیز مشاهده کرد. در ماه آگوست رودبادها از استوا فاصله می‌گیرند و فقط در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی وجود دارند. در ماه ژوئن هسته مشخصی از رودبادها در سراسر منطقه دیده نمی‌شود. به طور کلی در این ماه، رودبادها در بالاتر از عرض ۳۰ درجه شمالی قرار دارند. در ماه ژوئیه کمربند بیشینه سرعت رودبادها بین مدارهای ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی و همچنین غرب اروپا قرار دارد. در ماه آگوست نیز همه مناطق بالاتر از ۳۵ درجه شمالی محل استقرار رودبادهایی با سرعت حدود ۳۶ متر بر ثانیه‌اند. در ماه سپتامبر گسترش رودبادها به سمت عرض‌های پایین آغاز می‌شود. در این ماه رودبادها تا عرض ۳۰ درجه شمالی گسترش یافته‌اند. همچنین، فقط دو هسته رودباد در شمال شرق چین و غرب اروپا با سرعت حدود ۳۸ متر بر ثانیه در منطقه مشاهده می‌شود. در ماه اکتبر می‌توان روند گسترش رودبادها به سمت عرض‌های پایین را دید. در این ماه رودبادها به مدار ۲۲ درجه شمالی نفوذ کرده‌اند. علاوه بر این، هسته سرعت شمال شرق چین بر روی شرق چین مستقر شده است. در این ماه سرعت رودبادها نیز در شرق چین و غرب اروپا به ۴۰ متر افزایش یافته است. در ماه نوامبر و دسامبر افزایش سرعت رودبادها در شرق چین ادامه دارد تا جایی که در این دو ماه به ترتیب سرعت رودبادها در شرق چین به ۴۴ و ۴۸ متر بر ثانیه افزایش یافته است. علاوه بر افزایش سرعت رودبادها، گسترش و جابه‌جایی آن‌ها به سمت عرض‌های پایین در ماه‌های نوامبر و دسامبر دیده می‌شود. به طوری که در ماه دسامبر رودبادها تا عرض ۱۵ درجه شمالی کشیده شده‌اند. همچنین، در این ماه دوباره هسته سرعت رودبادها بر روی بخشی از خاورمیانه شکل گرفته است (شکل ۹).



شکل ۹. متوسط سرعت ماهانه رودبادها در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

نتیجه‌گیری

شرایط جوی سطح زمین تابعی از حرکات جوی در سطوح میانی و فوقانی تروپوسفر است. رودبادهای به‌عنوان بخشی از حرکات جوی در تشدید و تضعیف بسیاری از پدیده‌های اقلیمی سطح زمین مؤثرند. بسته به اینکه رودبادهای در چه ارتفاعی از سطح زمین قرار داشته باشند، می‌توانند شرایط پایدار و ناپایدار را در سطح زمین فراهم کنند. هر چه رودبادهای به سطح زمین نزدیک‌تر باشند اثرهای آن‌ها نیز تشدید خواهد شد. در این پژوهش رودبادهای از بُعد مکانی و زمانی در بخشی از نیمکره شمالی (خاورمیانه) مطالعه شدند. بنابراین، فراوانی رخداد رودبادهای و سرعت آن‌ها در مقیاس‌های زمانی سالانه، فصلی، و ماهانه براساس داده‌های ساعتی در ۵ تراز ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بررسی شد.

نتایج نشان داد که فراوانی و سرعت متوسط رودبادهای در ترازهای ۳۰۰ هکتوپاسکال بیش از سایر ترازهای جو است. نتایج این پژوهش با پژوهش کروسل و پارکینسون (۱۹۶۷) همخوانی دارد. طبق پژوهش یادشده، رودبادهای تراز ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال، علاوه بر اثرگذاری بر اقیانوس اطلس شمالی، اروپا، و مدیترانه، خاورمیانه را نیز در دوره سرد سال تحت تأثیر قرار می‌دهند. البته، آزادبودن این تراز از اثر اصطکاک و ناهم‌واری‌های زمین بر آن تأثیرگذار بوده است. فقط در این تراز است که متوسط سالانه سرعت رودبادهای بیش از ۵۲ متر بر ثانیه بوده است. در همه ترازهای جو اغلب می‌توان دو کمربند پیوسته از بادهای شدید را در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی مشاهده کرد. در میان این دو کمربند می‌توان چهار هسته رودباد اصلی را شناسایی کرد. در پژوهش تنبام (۱۹۹۶) به چهار هسته رودباد در جنوب غرب و شرق آسیا اشاره شده است. هسته‌های رودباد معرفی شده در پژوهش یادشده و جابه‌جایی آن‌ها در طی سال با نتایج پژوهش حاضر همخوانی دارد. شرق چین و بخشی از خاورمیانه (از لیبی، مصر، و دریای سرخ تا خلیج فارس و جنوب غرب ایران) در همه ترازهای جو اغلب به‌عنوان مراکز اصلی شکل‌گیری رودبادهای و بیشینه سرعت باد مشخص بوده‌اند. در کمربند شمالی‌تر (عرض‌های ۵۰ تا ۶۰ درجه شمالی) در غرب اروپا و بخشی از مرکز و جنوب روسیه نیز می‌توان هسته‌های رودباد را مشخص کرد. هسته‌های رودباد مشخص شده در پژوهش فرج‌زاده و همکاران (۱۳۸۶) نیز منطبق بر خلیج فارس و دریای سرخ بوده است. این هسته‌های رودبادهای از نظر موقعیت مکانی تفاوت اندکی با نتایج پژوهش حاضر دارند. در واقع، در این پژوهش فقط رودبادهایی بررسی شده‌اند که بر بارش‌های ایلام و کرمانشاه مؤثر بوده‌اند. بنابراین، منطبق‌نبودن کامل هسته‌های رودباد در پژوهش حاضر و پژوهش فرج‌زاده و همکاران (۱۳۸۶) توجیه‌شدنی است.

با تغییر فصول و در ماه‌های مختلف نیز می‌توان جابه‌جایی‌های هسته‌های رودباد و مراکز بیشینه سرعت باد را مشاهده کرد. مثلاً، در دوره نسبتاً سرد سال (دسامبر، ژانویه، فوریه، و مارس) فراوانی رودبادهای و سرعت آن‌ها در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی بیشینه است. در این دوره شرق چین و بخشی از خاورمیانه (از لیبی، مصر، و دریای سرخ تا خلیج فارس و جنوب غرب ایران) کانون اصلی رودبادهای هستند. این بخش از نتایج پژوهش با پژوهش عزیز و سفراد (۱۳۹۱) همخوانی دارد. براساس پژوهش عزیز و سفراد (۱۳۹۱)، هسته بیشینه رودباد بر روی شرق چین و هسته‌های دیگر بر روی دریای سرخ و نواحی اطراف آن قرار دارد. در حالی که در دوره گرم سال (ژوئن، ژوئیه، آگوست، و سپتامبر) فراوانی و سرعت رودبادهای در مناطق یادشده کاهش می‌یابد و حتی رودبادهای از بین می‌روند و در مقابل رودبادهای به عرض‌های ۳۵ تا ۴۵ درجه عرض شمالی منتقل می‌شوند. پایین‌ترین حد رودبادهای در طول سال در فصل زمستان و در ۱۵ درجه عرض شمالی است. در پایین‌تر از این عرض جغرافیایی، فراوانی رودبادهای در سراسر طول

سال تقریباً صفر بوده است. از سوی دیگر، رودبادهای تابستان در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی مشاهده می‌شوند. بنابراین، در طی سال، حدود ۲۰ درجه جغرافیایی جابه‌جایی مکانی دارند. ضمن اینکه در زمستان و پاییز فراوانی و سرعت رودبادهای بیشتر از فصول بهار و تابستان است. به‌طور کلی، هم‌زمان با وارد شدن به دوره گرم سال (بهار و تابستان) از نظر مکانی رودبادهای به عرض‌های شمالی‌تر و همچنین ترازهای فوقانی منتقل می‌شوند. در دوره سرد سال نیز سرعت رودبادهای و فراوانی آن‌ها به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر است و همچنین ترازهای پایین‌تر جو روند افزایشی را نشان می‌دهند. از نظر سالانه، رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به‌صورت مشخص بر روی شرق چین (با سرعت ۵۲ متر بر ثانیه) و بخشی از خاورمیانه (نیمه جنوبی ایران تا شرق لیبی) قرار دارند. در این تراز رودبادهای تا ۵ درجه عرض شمالی گسترش دارند. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، غرب اروپا (۳۸ متر بر ثانیه) محل اصلی قرارگیری رودبادهای است. باین‌حال، در خاورمیانه و شرق چین نیز رودبادهای با سرعت ۳۵ متر بر ثانیه دیده می‌شوند. به‌طور کلی، متوسط سرعت رودبادهای در ترازهای مورد مطالعه در هسته‌های اصلی رودبادهای بین ۳۸ تا ۵۲ متر متغیر بوده است.



منابع

- حلبیان، ا.ح. و حسینعلی پورجزی، ف. (۱۳۹۳). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۳۹(۱): شماره پیاپی، ۱۱۲: ۲۰۵-۲۲۰.
- عزیزی، ق. و سفراد، ط. (۱۳۹۱). تحلیل ویژگی‌های رودباد طی فازهای ENSO مطالعه موردی؛ سال‌های ۱۹۹۷، ۲۰۰۸، و ۲۰۱۰، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۳(۹): ۶۹-۸۲.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران: انتشارات سمت.
- فرج‌زاده، م.؛ لشکری، ح. و خورانی، ا. (۱۳۸۶). تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور (استان‌های ایلام و کرمانشاه)، مدرس علوم انسانی، ۱۱(۵۳): ۲۳۹-۲۵۶.
- قائم‌ی، ه.؛ عساکره، ح. و بیرانوند، آ. (۱۳۹۱). تحلیل احتمالاتی رخداد روزانه رودباد جنب حاره بر روی منطقه اقلیمی ایران، اندیشه جغرافیایی، ۶(۱۲): ۶۹-۸۶.
- کاوپانی، م.ر. و علیجانی، ب. (۱۳۷۹). مبانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت.
- محمدی، ب. و مسعودیان، ا. (۱۳۸۹). تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین ایران، مطالعه موردی: آبان‌ماه ۱۳۷۳، جغرافیا و توسعه، ۱۹: ۴۷-۷۰.
- مظفری، غ. و شفیعی، ش. (۱۳۹۶). تحلیل فضایی فراوانی رودبادهای مؤثر در بارش‌های فرین غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۹(۱): ۸۵-۱۰۰.
- Azizi, Gh. and Safarrad, T. (2013). Analysis of Jet streams Characteristics during the ENSO Phases of Case Study; 1997, 2008, and 2010, Journal of Climatological Research, 3 (9): 69-82.
- Alijani, B. (2002). Synoptic climatology, SAMT Publications, Tehran, Iran. 112-114.
- Cook, K.H. (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation, Journal of Climate, 12: 1165-1184.
- Crossley, A. and Parkinson, I. (1967). Distribution of Jet Streams at 200 mb. In the Middle East, Journal of Navigation, 20(4): 397-404.
- Degirmendžić, J. and Wibig, J. (2007). Jet stream patterns over Europe in the period 1950-2001 – classification and basic statistical properties, Theoretical and Applied Climatology, 88(3-4): 149-167.
- Du, Y.; Zhang, Y. and Xie, Z. (2009). Impacts of the zonal position of the East Asian westerly jet core on precipitation distribution during Meiuyu of China, Acta Meteorol. Sin., 23: 506-516.
- Farajzadeh, M.; Khorany, A. and Lashkary, H. (2008). The Relation between jet stream location and cyclones over the western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5(10): 1308-1312.
- Farajzadeh, M.; Lashkary, H. and Khorany, A. (2007). Analysis of jet stream position in relation to precipitation systems in the west of Iran (Ilam and Kermanshah Provinces), Modarres Human Science, 53: 239-256.
- Geer, I.W.; Ginger, K.M.; Moran, J.M.; Hopkins, E.J.; Weinbeck, R.S. and Smith, D.R. (eds.) (1996). Glossary of weather and climate. American Meteorological Society, Boston, 272 pp.
- Ghaemi, H.; Asakareh, H. and Bayranvand, A. (2012). Analysis of Probability Daily Occurrence Subtropical Jet Stream in Climate Region of Iran, Journal of Geographical Notion, 6(12): 1-44.

- Halabian, A. and Hossainali Purjezi, F. (2014). The Frequency of Heavy Precipitation and comprehensive analysis of jet streams in the West Bank Caspian, *Geographic Research*, 112: 205-220.
- Higgins, R.W.; Yao, Y.; Yarosh, E.S.; Janowiak, J.E. and Mo, K.C. (1997). Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States, *J. Climate*, 10: 481-507.
- Kaviani, M.R. and Alijani, B. (2002). *Principles of Climatology*, SAMT Press, 582 pp. (In Persian)
- Kaviani, M.R. and Alijani, B. (2005). *Foundations of climatology*, SAMT Publications, Tehran, Iran.
- Kumjian, M.; Evans, J.S. and Guyer, J. (2006). The relationship of the Great Plains low level jet to nocturnal MCS development, *The 23rd Conference on Severe Local Storms* (St. Louis, MO), Monday, 6 November 2006.
- Kwon, M.; Jhun, J.-G. and Ha, K.-J. (2007). Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21706, doi: 10.1029/2007GL031977.
- Landsberg, H.E. and Ratner, B. (1959). Note on frequency of high winds over the United States, *Monthly Weather Review*, May 1959. DOI: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1959\)087<0185:NOFOHW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1959)087<0185:NOFOHW>2.0.CO;2).
- Lewis, J.M. (2003). Ooishi's observation: viewed in the context of jet stream discovery, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-84-3-357>.
- Li, C. and Wettstein, J.J. (2012). Thermally driven and eddy-driven jet variability in reanalysis, *J. Clim.*, 25: 1587-1596.
- Li, C.; Wang, J.-T.; Lin, S.-Z. and Cho, H.-R. (2004). The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location, *Chin. J. Atmos. Sci.*, 28: 641-658.
- Magata, M. (1950). On the Structure of the Jet Stream, *Papers in Meteorology and Geophysics*, 1(2-4): 175-187. DOI: 10.2467/mripapers1950.1.2-4_175.
- Mohammadi, B. and Massoudian, A. (2010). Synoptic analysis of heavy rainfall events in Iran. Cause study November 1994, *Geography and Development*, 19: 70-47.
- Mozafari, G. and Shafiee, S. (2017). Spatial Analysis of the Frequency of Jet Streams Influencing the Extreme Precipitation in Western Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 49(1): 85-100.
- Pena-Ortiz, C.; Gallego, D.; Ribera, P.; Ordonez, P. and Alvarez-Castro, M.D.C. (2013). Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118: 2702-2713, doi:10.1002/jgrd.50305.
- Ren, X.; Yang, X.; Zhou, T. and Fang, J. (2011). Diagnostic comparison of winter time East Asian subtropical jet and polar-front jet: Large-scale characteristics and transient eddy activities, *Acta Meteorol. Sin.*, 25: 21-33.
- Riehl, H. (1948). Jet stream in upper troposphere and cyclone formation, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29: 175-186.
- Riehl, H.; Alaka, M.A.; Jordan, C.L. and Renard, R.J. (1954). *The Jet Stream*, Meteorological Monographs, Vol. 2, No. 7, American Meteorological Society, Boston, 1954, 100 pp.
- Rossby, C.G. (1947). On the distribution of angular velocity in gaseous envelopes under the influence of large-scale horizontal mixing processes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 28: 53-68.
- Seilkopf, H. (1939). *Maritime Meteorologie*, Vol. 2, Handbuch der Fliegerwetterkunde, R. Habermehl, Ed., Radetzke, 150 pp.

- Staff Members (1947). On the circulation of the atmosphere in middle latitudes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 28: 255-280.
- Strong, C. and Davis, R.E. (2008). Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, *Journal of Climate*, 21: 584-592.
- Takahashi, K.; Uchida, E. and Nitta, T. (1987). A hundred years of meteorology (in Japanese), Shuppan News, 230 pp.
- Tenenbaum, T. (1996). Jet Stream Winds: Comparisons of Aircraft Observations with Analyses, *Weather and Forecasting*, 11: 188-197.
- Uccellini, L.W. and Johnson, D.R. (1979). The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, 107: 682-703.
- Walters, C.K. and Winkler, J.A. (2001b). Airflow configurations of warm season southerly low-level wind maxima in the Great Plains. Part II: The synoptic and subsynoptic-scale environment, *Wea. Forecasting*, 16: 531-551.
- Walters, C.K. and Winkler, J.A. (2001a). Airflow configurations of warm season southerly low-level wind maxima in the Great Plains. Part I: Spatial and temporal characteristics and relationship to convection, *Wea. Forecasting*, 16: 513-530.
- Xiao, C.; Zhang, Y.; Lofgren, B.M. and Nie, Yu. (2016). The concurrent variability of East Asian subtropical and polarfront jets and its implication for the winter climate anomaly in China, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, doi/10.1002/2016JD025038.
- Zhang, Y.; Kuang; X.; Guo, W. and Zhou, T. (2006). Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.
- Hoflich, O. (1961). Convection fronts and development of pressure pattern in the jet stream. *Hamburger Geophysik. Einzelschr.*, 4: 91-186.
- Scherhag, R. (1948). *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose*. Springer, Berlin--Göttingen-Heidelberg, 424 S.
- Plumley, W., 1994: Winds over Japan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75, 63–68.