فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۲

امیرحسین حلبیان، استادیار گروه علمی جغرافیا، دانشگاه پیام‌نور
فرشته حسینعلی پورجزی، کارشناس ارشد اقلیم شناسی، مدرس مدعو دانشگاه پیام نور باغبهادران

A. H. Halabian
F. Hosseinalipour jazi

E-mail: halabian_a@yahoo.com

شماره مقاله: ۹٤۸ **صص: ۲۲۰-۲۰۵**
وصول: ۹۱/۱۱/۵ **پذیرش: ۹۲/۹/۳**

تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدّی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر

چکیده

در این پژوهش به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدّی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی پرداخته شده‌است. در این راستا، از پایگاه داده بارش روزانه منطقه، مطالعاتی شامل ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران سنجی طی ۱۵۹۹۲ روز (از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱)، ۱۰۹ روز از شدیدترین و فراگیرترین بارش های منطقه بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ام، برای بررسی و تحلیل گزینش شد. فراوانی رودبادها و موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تا ۸۰ درجه شمالی در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال طی چهار دیده‌بانی همدید در ساعت های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ بررسی گردید. نتایج بررسی ها نشان می دهد که رودبادها از نظر زمانی به جز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۶:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهند؛ در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. در عین حال، نقشه‌های میانگین سرعت رودبادها در این ساعت‌ها که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر قرارگیری ربع چهارم هسته رودباد(که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه‌های غربی خزر است. این موضوع می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. به طور کلی، کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال در اغلب موارد در ساعت ۱۸:۰۰ نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش های حدّی و فراگیر را روی کرانه های غربی خزر ایجاد نماید.

واژه‌های کلیدی: تحلیل فراوانی، ناپایداری، رودباد، بارش های حدّی، همگرایی، واگرایی، کرانه‌های غربی خزر.

مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌هایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰متر برثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). این در حالی است که بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهایِ افقیِ بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶متر بر ثانیه که در بالاتر از

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

بادهای سیاره ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر[1]، ۱۹۶۱). در واقع، رودبادها، هسته‌هایی از سرعت هستند که در بستر امواج کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند (علیجانی، ۱۳۸۱، ۸۲). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندی یا مثبت و به طرف استوا، واچرخندی یا منفی است. هسته های سرعت یکی در حاشیه استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه قطبی منطقه برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ در نتیجه، دو بستر نسبتاً متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹: ۲۹۱). رودباد جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه قطبی و در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری و رودباد جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری حلقه‌های ناپیوسته‌ای را به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۷). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیو دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد.

خوشبختانه، ادبیات اقلیم‌شناسی در باب نقش و اهمیت رودبادها در توزیع مکانی و شدت بارش غنی است. در این ارتباط، التانتایی[2] (۱۹۶۰) ضمن بررسی نقش رودباد جنب حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معنی‌داری میان موقعیت رودباد جنب حاره و شکل‌گیری ابرها در این گستره جغرافیایی وجود دارد. هرون[3] و تولستوی[4] (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان« مسیریابی رودبادها با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین» متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. وینرت[5] (۱۹۶۸) نیز با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مزبور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. دایان[6] و آبرامسکی[7] (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنای واچرخندی رودباد تلقی کردند. جانسون[8] و دانیل[9] (۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان« بارش‌های مرتبط با رودبادها » به این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهار ایستگاه انگلستان، متأثر از رودبادهاست و تاوایی در قسمت ورودی و واتاوایی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. پریزراکوس[10] و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی موردی رابطه میان رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره در چرخندزایی شرق مدیترانه به این نتیجه رسیدند که هرگاه رودباد جبهه قطبی نسبت به موقعیت معمولی فصلی خود به طرف جنوب کشیده شود و با رودباد جنب حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد؛ فرایند چرخندزایی تشدید می‌گردد. آنان با بررسی چرخندهای ۱۵ مارس ۱۹۹۸ ناحیه قبرس به این نتیجه رسیدند که مجاورت رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره با یک افزایش ناپایداری

1 - Geer
2 - Eltantawy
3 - Herron
4 - Tolstoy
5 - Weinert
6 - Dayan
7 - Abramski
8 - Jhonson
9 - Danials
10 - Prezerakos

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرایند چرخندزایی این ناحیه دارد. دگیرمنزیک[11] و ویبیگ[12] (۲۰۰۷) نسبت به طبقه‌بندی الگوهای رودباد روی اروپا در طی بازه زمانی ۲۰۰۱- ۱۹۵۰ و توصیف آماره‌های اساسی آنها نظیر: فراوانی، تداوم و تغییرات روزبه‌روز ساختاری آنها اقدام نمودند. از میان چهار الگوی شناسایی شده در این پژوهش، یک الگو تغییرات دمایی شدید در بخش‌های غربی اروپا و سه الگوی دیگر وزش دمایی قابل ملاحظه‌ای را در بخش‌های شرقی و مرکزی اروپا تبیین نمودند. استرانگ[13] و دیویس[14] (۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری در موقعیت و شدت هسته های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیمکره شمالی بررسی کردند. به نظر آنان فراوانی و موقعیت رودبادها ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. فرج زاده و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادها و چرخندهای غرب ایران را در دوره زمانی ۱۹۹۹-۱۹۸۵ مطالعه نمودند. نتایج پژوهش آنها آشکار ساخت که رخداد بارش‌های سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودباد و رویداد بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، میسر شده است. ولینگز[15] و همکاران (۲۰۰۹) با بررسی تغییرپذیری جوّ در بخش شمالی اطلس در ارتباط با تغییرات پیچانه‌ای به این نتیجه رسیدند که شاخص‌های نوسان اطلس شمالی و شرقی اطلس تغییرات رودبادها را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کنند. در عین حال، آنان معتقدند که بررسی تغییرات شاخص‌های مزبور برای تحلیل فضایی رودبادها و سرعت آنها ضروری است.

جیاکان یان[16] و همکاران (۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطلس شمالی و فرارفت حاره ای روی هند و اقیانوس آرام غربی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس زمانی دهه ای افزایش عمده ای در فراوانی رخداد بارش طی سال های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس هند تا اقیانوس آرام غربی بروز کرده است. اندرو هول[17] و همکاران (۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۲۰۰۸-۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان مادن جولیان و در مقیاس زمانی فصلی با نوسان جنوبی- ال نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز خوشحال (۱۳۷۶) ضمن تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک- اقلیمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که برخلاف آنچه قبلا تصور می‌شد، اولا ریزش این بارانها بر اثر فرارفت هوای سرد از سیبری به روی این دریا انجام نمی‌گیرد و ثانیا مقدار ریزش باران در دامنه‌های شمالی البرز با ارتفاع کاهش نیافته، بلکه افزایش می‌یابد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که این بارانها بر اثر ورود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سیستم‌های سینوپتیکی به ساحل ریزش می‌نماید. خسروی (۱۳۸۱) به مطالعه پدیده انسو و تغییرپذیری اقلیم جنوب شرقی ایران پرداخته است. در این مطالعه، مسیر رودبادهای جنب حاره‌ای و جبهه قطبی بر روی نقشه‌های سرعت و جهت ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین و ترسیم شده است. بر این اساس، با توجه به مقایسه بین فازها، تغییرپذیری معنی‌دار در مسیر و شدت این رودبادها در فازهای گرم، به تقویت انتقال

11 - Degrimrindzic
12 - Wibig
13- Strong
14 - Davis
15 - Woolings
16 - Jiacan Yuan
17 - Andrew Hoell

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه منجر می‌گردد. فرج زاده و همکاران (۱۳۸۴) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده اند. منطقه مطالعاتی در حالت اول و در مورد هسته اطراف دریای سرخ در قسمت خروجی هوای سرد (ناحیه چپ خروجی یا ربع دوم) هسته قرار گرفته و در مورد هسته مستقر در جنوب غربی دریای خزر در ناحیه ورودی هوای گرم (ناحیه راست ورودی یا ربع چهارم) قرار گرفته است. مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی نسبت به تعیین الگوهای همدیدی بارش‌های شدید و حدّی پاییزه در سواحل جنوبی خزر، اقدام کردند. یافته‌ها نشان داد که بارش‌های شدید و حدّی سواحل جنوبی خزر در سه الگوی همدیدی اصلی جا می‌گیرد. نیمه جنوبی خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش واچرخندی دارای تاوایی منفی است، اما بارش حاصله، ناشی از همگرایی جریان‌های چرخندی و واچرخندی روی دریاست. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران پرداخته‌اند. نتیجه بررسی آنها نشان می‌دهد که هرچند رودبادها در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند؛ اما بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادها در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است.

از آن جایی که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادها، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این نوشتار کوشش شده است با بررسی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد بارش‌های حدّی و فراگیر کرانه های غربی خزر، فرایندی از عوامل مؤثر در رخداد این بارش‌ها شناسایی گردد تا زمینه برای استفاده بهینه از این بارش‌ها در قلمرو مطالعاتی مهیا گردد. به بیان دیگر، تعیین موقعیت و فراوانی رودبادها و نیز میانگین سرعت آنها در هنگام رخداد بارشهای حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر هدف این مقاله بوده است.

داده‌ها و روش پژوهش

اساساً در هر مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده، یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده جوّی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نمایند، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی دارد (دلیل استفاده از این روش آن است که تغییرات زمانی و مکانی بارش شدید است و این رویکرد به محقق این امکان را می‌دهد تا تنها روی بارش‌هایی متمرکز شود که قصد مطالعه آنها را دارد)، از دو گروه متغیر تشکیل گردید. ابتدا داده‌های بارش روزانه۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران سنجی کرانه‌های غربی خزر از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی تهیه و انتخاب گردید. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه بادمداری و مؤلفه باد نصف النهاری بود که به منظور ترسیم رودبادها در ترازهای ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اوّل از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ) اخذ و تهیه گردید.

با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره‌گیری از روش

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

کریجینگ[18] میان‌یابی شد. بدین منظور، به هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر به ابعاد ۴۸×۱۵۹۹۲ بود. سپس برای هر روز، بیشینه (رابطه ۱) و درصد پهنه زیر بارش (رابطه ۲) محاسبه و در انتها پایگاه داده مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید.

رابطه ۱) $Max_{pj}=max(p_{i,j})$= بیشینه بارش هرروز

i=۱ تا ۴۸ یاختهٔ مکانی

j= ۱۵۹۹۲ روز بارش.

رابطه ۲)

$$\text{درصد پهنه زیربارش منطقه در هر روز} = \frac{\text{تعداد یاخته هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند}}{\text{تعداد کل یاخته های حاصل از میانیابی (۴۸ یاخته)}} \times ۱۰۰$$

به منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، از میان شاخص‌هایی که غالبا توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی استفاده شده (۱-شاخص آستانه مطلق یا آستانه اختیاری؛ ۲- شاخص مساحت منحنی هم بارش خاص؛ ۳- شاخص آستانه درصدی و ۴- شاخص پایه صدک) از شاخص پایه صدک که هم‌اکنون رایجترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می شود (مفیدی و همکاران،۱۳۸۶: ۱۳۳ و۱۳۴) استفاده گردید. این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن[19] و همکاران، ۲۰۰۱، الکساندر[20] و همکاران، ۲۰۰۶). بر اساس توافق بین المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ ام و ۹۹ ام به ترتیب به عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش حدی تلقی می شوند (نیکولز[21] و همکاران، ۲۰۰۰، پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، زانگ[22] و همکاران، ۲۰۰۵، الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه های غربی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ام به عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. بدین ترتیب، روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۹۶/۲۸ میلیمتر بود. به عبارت دیگر ۱۰۹ روز از بارش‌های پایگاه داده مورد بحث که بر حسب شدیدترین و سپس فراگیرترین بارش‌ها مرتب شده بود(جدول ۱)، به عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید.

18 - Kriging
19 - Peterson
20 - Alexander
21 - Nicholls
22 - Zhang

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

هسته‌های رودباد در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند. بر اساس شکل ۱ خطی که عمود بر محور رودباد ترسیم شده است؛ رودباد را به دو بخش تقسیم می‌کند: منطقه ورودی در سمت چپ و منطقه خروجی در سمت راست. در واقع، بر اساس مدل ربع دایره، هسته سرعت به چهار بخش تقسیم می شود: بخش های ورودی راست و خروجی چپ واگرایی و بخش های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند(شکل ۱). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جوّ همراهند؛ در حالی که برعکس ربع‌های اول و سوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین، همگرایی سطوح فوقانی و واگرایی سطوح پایین جوّ همراهند. بنابراین، مناطق مستعد چرخندزایی در زیر سمت چپ منطقه خروجی و زیر سمت راست منطقه ورودی هسته رودباد قرار دارد. قرارگیری هر یک از بخش‌های چهارگانه رودباد بر روی پهنه مطالعاتی می‌تواند شرایط پایداری و یا ناپایداری را به دنبال داشته باشد.

اساسا شیو سرعت باد در ترازهای بالا نسبت به ترازهای پایین جو شدیدتر است. این شیو تابعی از دمای جو است. اگر به علت برقراری وزش افقی، بزرگی کمیتی چون ∇T (شیو دما) افزایش یابد، به‌دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهند یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می شود، افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می شود و با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می یابد.

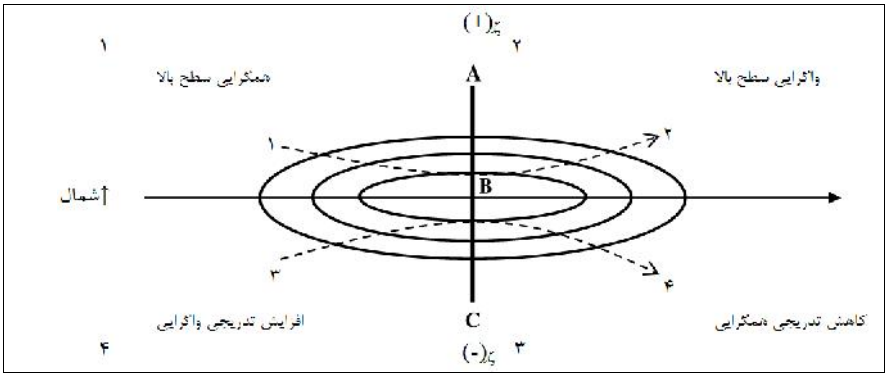
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

جدول ۱) نمایی کلی از پایگاه داده بارش در کرانه‌های غربی خزر

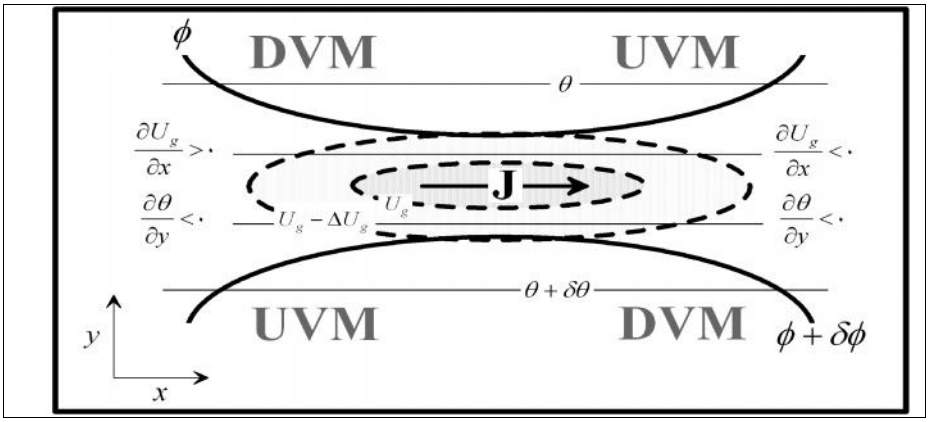
سال	ماه	روز	بیشینه بارش	طول مسطحاتی بیشینه بارش	عرض مسطحاتی بیشینه بارش	میانگین بارش	انحراف بارش از میانگین	درصد پهنه زیر بارش
۱۳۴۱	۶	۲۶	۲۹۸,۹۱۲۸	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۱۰۵,۹۳۴۸	۱۰۰,۷۱۳۱	۱۰۰
۱۳۶۹	۷	۲۲	۲۷۲,۳۳۸۱	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۵۹,۳۸۹۳۲	۴۸,۹۷۲۹۹	۱۰۰
۱۳۷۷	۷	۱۵	۱۹۴,۴۷۹۱	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۵۲,۳۱۸۱۶	۴۴,۳۵۰۱۱	۹۵,۸۳
۱۳۵۴	۷	۲۲	۱۹۳,۸۹۷۴	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۶۶,۹۱۵۸۵	۵۶,۴۹۹۵۲	۱۰۰
۱۳۵۶	۷	۳۰	۱۸۲,۷۹۶۴	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۵۴,۰۰۰۷۶	۴۵,۱۰۰۲۴	۱۰۰
۱۳۸۳	۷	۲۳	۱۸۱,۱۶۱۱	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۶۷,۵۴۸۰۷	۵۷,۴۵۰۶۷	۱۰۰
۱۳۷۴	۷	۲۵	۱۸۰,۶۲۴۷	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۳,۷۰۵۵	۲۷,۸۰۷۴۸	۹۵,۸۳
۱۳۴۱	۸	۱۸	۱۸۰,۳۲۸۹	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۴۷,۹۴۰۳۳	۴۱,۵۸۰۱	۱۰۰
۱۳۷۳	۷	۲۷	۱۷۸,۹۰۸۶	۴۷۵۶۲۲۴	۳۱۴۰۷۶۶۴	۳۰,۱۵۶۳۴	۲۴,۷۸۶۲۷	۶۶,۶۶۷
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۷	۸	۵	۱۴۱,۲۱۵۹	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۶,۸۱۷۲۵	۳۱,۶۹۸۲۲	۹۷,۹۲
۱۳۷۹	۷	۳	۱۴۰,۳۲۶۶	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۶۰۴۳۳۶	۱۵,۶۳۷۱۷	۱۱,۵۸۵۷۹	۹۳,۷۵
۱۳۷۵	۶	۲۹	۱۴۰,۰۳۵۸	۴۷۷۰۲۲۳	۳۱۴۰۷۶۶۴	۳۱,۲۸۵۳۱	۲۲,۳۸۵۶۳	۱۰۰
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۷۷	۷	۳۰	۹۶,۸۵۲۲	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۸,۸۸۰۱۳۷	-۰,۰۲۰۲۱	۶۰,۴۲
۱۳۶۵	۹	۱۷	۹۶,۴۲۱۳۶	۴۷۱۴۲۲۹	۳۱۴۲۱۷۱۲	۱۳,۱۵۱۴۵	۹,۴۹۲۸۳۲	۷۹,۱۶۷
۱۳۴۹	۹	۱۷	۹۶,۳۸۴۲۵	۴۷۰۰۲۳۱	۳۱۴۳۵۷۶۰	۳۷,۰۷۸۲۱	۳۳,۴۱۹۶	۱۰۰
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.	.
۱۳۴۰	۲	۳	۰,۵۰۷۳۱۱	۴۵۸۸۲۴۳	۳۱۵۰۶۰۰۰	۰,۱۳۲۰۴۷	۳,۳۷۵۵۷	۴۵,۸۳۳۳۳
۱۳۸۲	۱۰	۳	۰,۴۹۸۴۸۹	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۵۲۰۰۴۸	۰,۱۰۵۸۹۲	۲,۹۳۶۱۸۵	۳۷,۵
۱۳۸۱	۴	۲۰	۰,۴۴۴۱۵۷	۴۵۴۶۲۴۸	۳۱۵۹۰۲۸۸	۰,۱۰۰۳۲۵	۲,۷۰۴۵۳۲	۴۱,۶۶۶۶۷

در منطقه ورودی رودباد که $\partial U_g/\partial x > 0$ و در نتیجه $Q_{gST} > 0$ است، یک گردش گرمایی عادی شکل می‌گیرد، ولی در منطقه خروجی رودباد که $\partial U_g/\partial x < 0$ و در نتیجه $Q_{gST} < 0$ است، یک گردش گرمایی غیر عادی شکل می‌گیرد. DVM نماینده حرکات قائم نزولی و UVM نماینده حرکات قائم صعودی است (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹) (شکل ۲).

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]



شکل ۱) ساختمان افقی هسته رودباد. منحنی‌های پیوسته خطوط هم سرعت هستند. دو خط بریده بریده مسیر بسته هوا را در شمال و جنوب هسته سرعت نشان می دهند. خط پررنگ افقی مسیر حرکت هسته سرعت را نشان می دهد. خط AC محل بیشترین شیب سرعت است (علیجانی، ۱۳۸۵: ۸۳).



شکل ۲)گردش عمودی در منطقه ورودی و خروجی یک رودباد راستخط. DVM و UVM به ترتیب نماینده حرکات عمودی صعودی و نزولی هستند (مارتین، ۲۰۰۶، برگردان از: مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۶۹).

تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادها

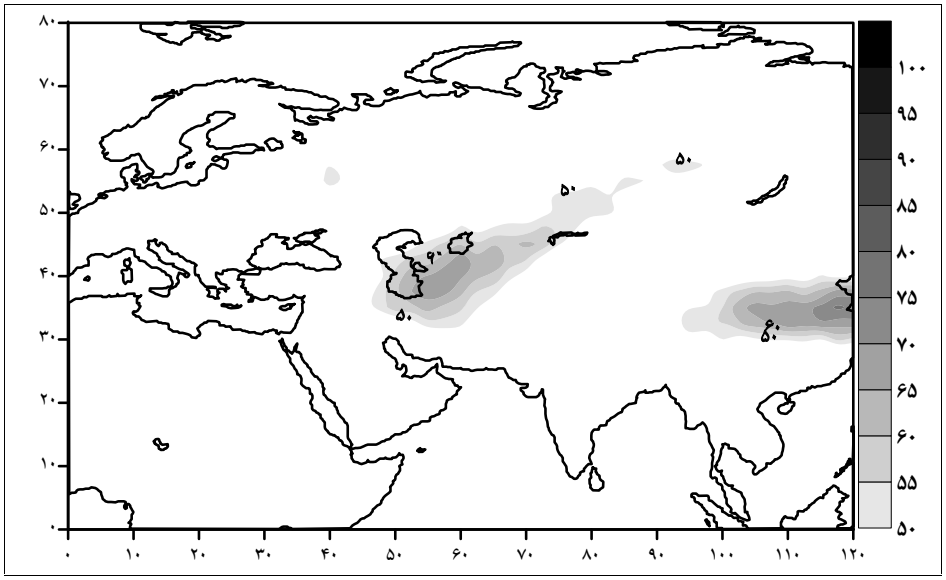
در این بخش فراوانی رودبادها و میانگین سرعت آنها در ۱۰۹ روز نمونه انتخابی بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ام در چهار تراز ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان های چهارگانه همدید (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ) بررسی و تحلیل گردید. در این مقوله بادهایی با سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بر اساس تعریف سازمان هواشناسی جهانی به عنوان رودباد در نظر گرفته شد. با توجه به این که در سه تراز ۲۵۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکالی رودبادها از فراوانی قابل توجهی برخوردار بودند، به جهت نمایش بهتر پهنه های بیشینه وجود رودبادها در این ترازها به ترتیب تنها فراوانی‌های بالای ۵۰، ۴۰ و ۳۰ درصد در ترسیم نقشه‌ها نشان داده شده است. این در حالی است که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فراوانی‌های بیش از ۲۰ درصد در ترسیم نقشه‌ها لحاظ شده‌اند. در این پژوهش در صورت موقعیت همانند رخداد رودبادها در ساعات چهارگانه همدید در ترازهای جوی مورد بحث تنها وضعیت رودبادها در ساعتی که

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد است، ارائه شده است. علاوه بر این، در این نوشتار به منظور بررسی و تحلیل بیشتر رودبادها از نقشه های میانگین سرعت رودباد در زمان رخداد بیشینه فراوانی رودباد نیز بهره گرفته شد. در این زمینه نیز پس از بررسی میانگین سرعت رودبادها در ساعات همدید تنها وضعیت رودبادها در ساعت رخداد بیشینه فراوانی آنها ارائه گردیده است.

۱. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

نقشه‌های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعت‌های همدید ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها از شمال دریاچه بالخاش تا غرب دریای خزر مشاهده می‌شود. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. به سبب توزیع فضایی همگن و موقعیت همانند رخداد رودبادهای این تراز جوی در ساعات فوق تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد نیزهست، ارائه شده است(شکل ۳). همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، در ساعت ۰۶:۰۰ محدوده زیر سیطره رودباد گسترش یافته، تقریباً تا مرکز ایران در بیش از ۵۰ درصد موارد، رودباد حضوری نمادین دارد. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که با میزان بیش از ۶۵٪ منطبق بر پهنه‌های شرقی دریای خزر است. در این ساعت فراوانی رودبادها در کرانه‌های غربی خزر بیش از ۵۵ درصد بوده است.

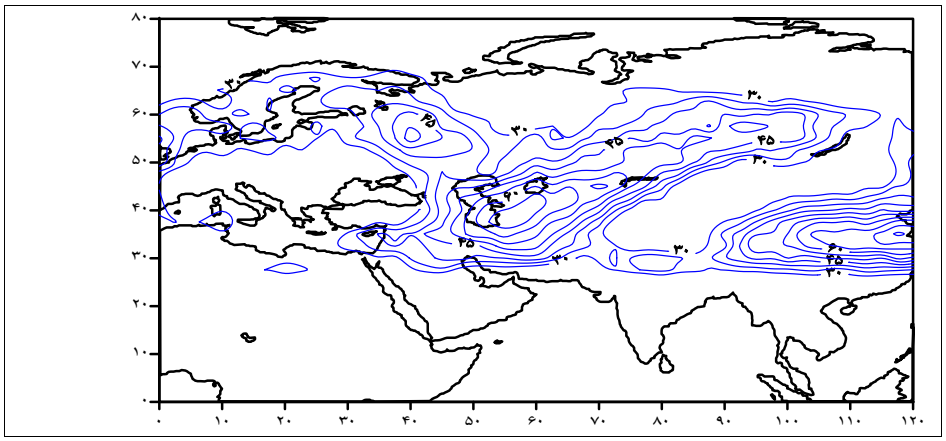


شکل ۳) فراوانی رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

بررسی میانگین سرعت رودبادها در ساعت های همدید در این تراز جوی نیز حاکی از استقرار هسته های سرعت در طی ساعت های مصادف با رخداد مقادیر بیشینه فراوانی رودباد(۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰) بر روی پهنه مطالعاتی بود. بر این اساس، میانگین سرعت رودبادها در این سه دیده‌بانی بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت مربوط

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

به دیده بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که مرکز آن با سرعت ۶۵ متر برثانیه بر روی پهنه آبی خزر واقع شده است. در عین حال، میانگین سرعت رودباد بر روی کرانه های غربی خزر بیش از ۵۵ متر بر ثانیه در ساعت مزبور بوده است(شکل ۴). نقشه های میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌های فوق؛ به ویژه ساعت ۰۶:۰۰ که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها در پهنه مطالعاتی است؛ بیانگر این بود که ربع چهارم(که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه های غربی خزر قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. به نظر می‌رسد؛ این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث مهیا سازد.

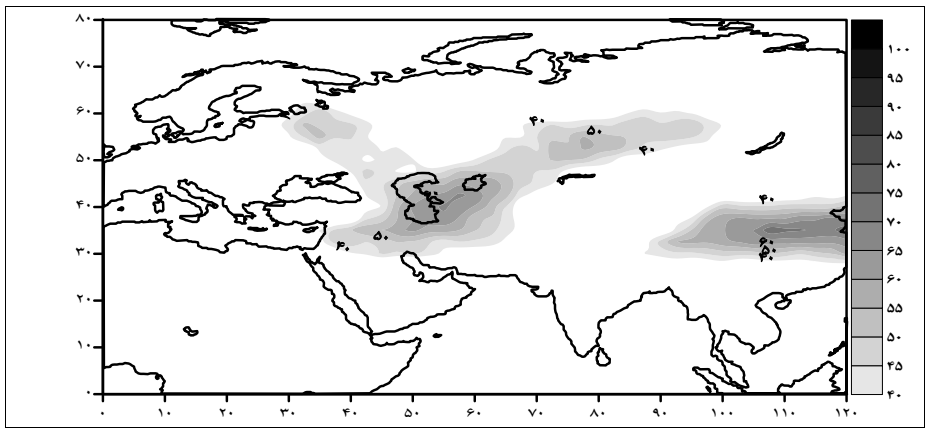


شکل ۴) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰هکتوپاسکال

۲. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

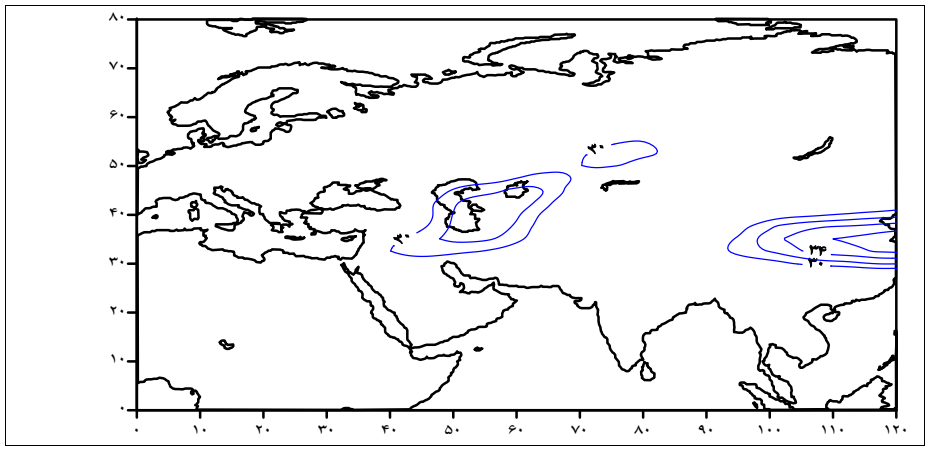
تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعت‌های چهارگانه همدید بیشترین فراوانی رودبادها گستره‌ای از شمال غربی دریاچه ی بایکال تا دریای خزر و سرانجام تا شرق مدیترانه را در بر می‌گیرد. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۴۰ درصد موارد محل شکل گیری و استقرار رودباد بوده است. به سبب موقعیت مشابه رخداد رودبادهای این تراز جوی در ساعات فوق تنها وضعیت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد نیز هست، نمایش داده شده است(شکل ۵). همان‌گونه که از این شکل بر می‌آید، در ساعت ۱۸:۰۰ محدوده زیر نفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادها ضمن دربرگیری گستره وسیعی از ایران؛ به ویژه نیمه شمالی و غربی کشور سرانجام تا شرق مدیترانه نمودی کاملا آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که با میزان بیش از ۶۵٪ منطبق بر پهنه‌های شرقی دریای خزر همانند تراز جوی ۲۵۰ هکتوپاسکال است. در این ساعت فراوانی رودبادها در کرانه‌های غربی خزر نیز بیش از ۵۵ درصد بوده است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]



شکل ۵) فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰هکتوپاسکال

تحلیل میانگین سرعت رودبادها در ساعت های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت رودبادها بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده بانی ساعت ۱۸:۰۰ است که هسته مرکزی آن با سرعت ۳۲ متر بر ثانیه بر روی نیمه جنوبی توده آبی خزر که پهنه مطالعاتی را نیز در برمی-گیرد، واقع شده است(شکل ۶). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در کرانه‌های غربی خزر است؛ بیانگر این است که ربع چهارم(که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه های غربی خزر واقع شده است. این امر می تواند انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به دنبال داشته باشد. به نظر می-رسد؛ این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث را آماده نماید.



شکل ۶) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

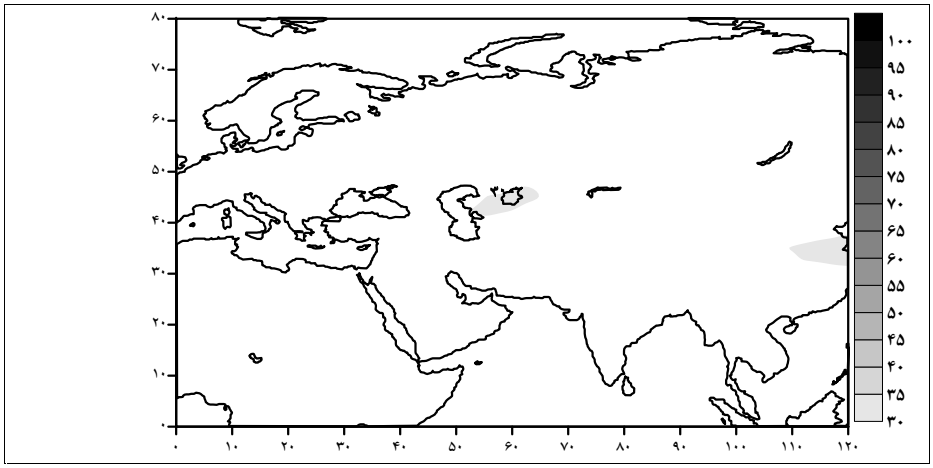
۳. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

بررسی فراوانی رودبادها در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که گستره رودبادها در ساعت‌های چهارگانه همدید نسبت به تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. منطقه تمرکز رخداد رودبادها در این تراز جوی و در سه دیده‌بانی

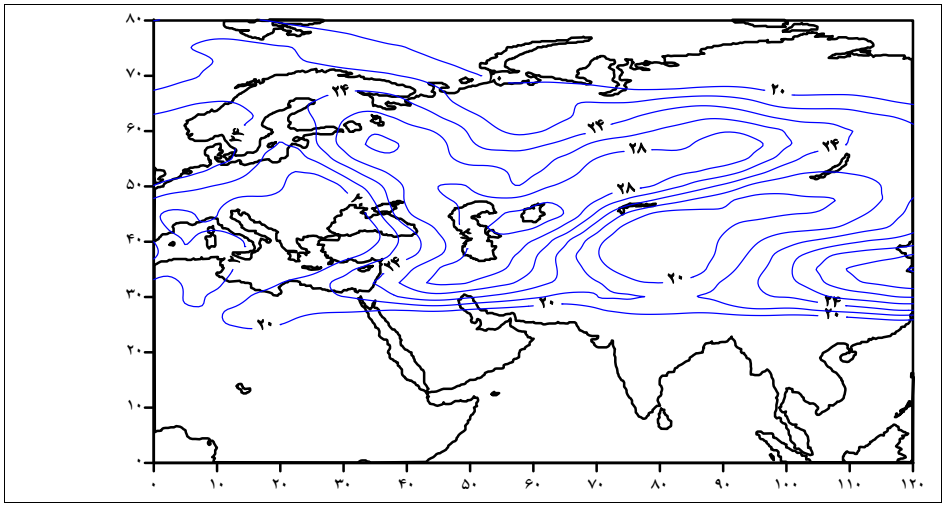
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ مابین دریاچه های آرال و بالخاش و بر اساس نقشه فراوانی ساعت ۱۸:۰۰ بین دریای خزر و دریاچه آرال با فراوانی ۳۰ درصد بوده است(شکل ۷). آنچه مسلم است، این که با کاهش ارتفاع از قلمرو گسترش رودبادها و تأثیر آنها کاسته شده است. مقایسه نقشه‌های فراوانی رودبادهای ساعت ۱۸:۰۰ در دو تراز ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال این موضوع را بهتر تبیین می کند.

نقشه‌های میانگین سرعت رودباد در این تراز تیز مؤید کاهش میانگین سرعت رودباد در این تراز نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال است. به عبارت دیگر، تنها در ساعت ۱۸:۰۰ میانگین سرعت بر روی محدوده مطالعاتی به نزدیک ۳۰ متر بر ثانیه؛ یعنی سرعت رودباد رسیده است(شکل ۸). در این شرایط نیز کرانه های غربی خزر در زیر ربع چهارم(که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) واقع شده است. بدین ترتیب، به نظر می‌رسد رخداد بارش‌های حدی در کرانه های غربی خزر می‌تواند حاصل مهیایی شرایط ناپایداری ناشی از حرکات قائم صعودی قلمداد شود.



شکل ۷) فراوانی رودبادها در ساعت۱۸:۰۰، تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال

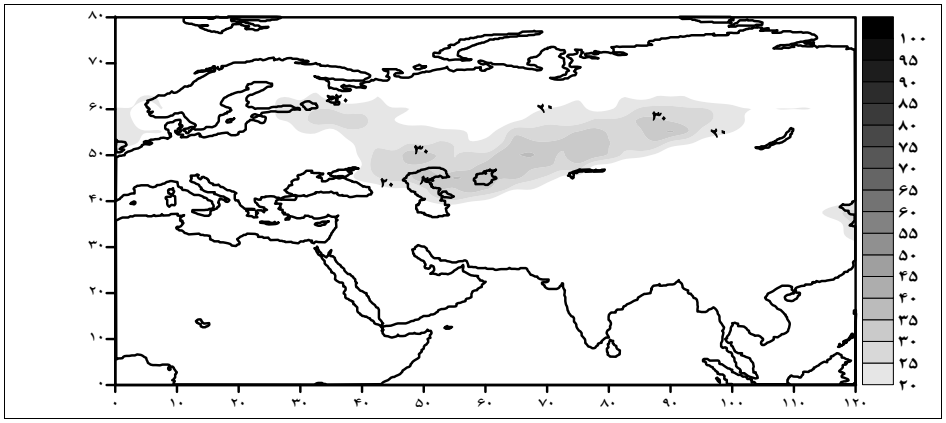


شکل ۸) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ ، تراز ۴۰۰هکتوپاسکال

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

٤. تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

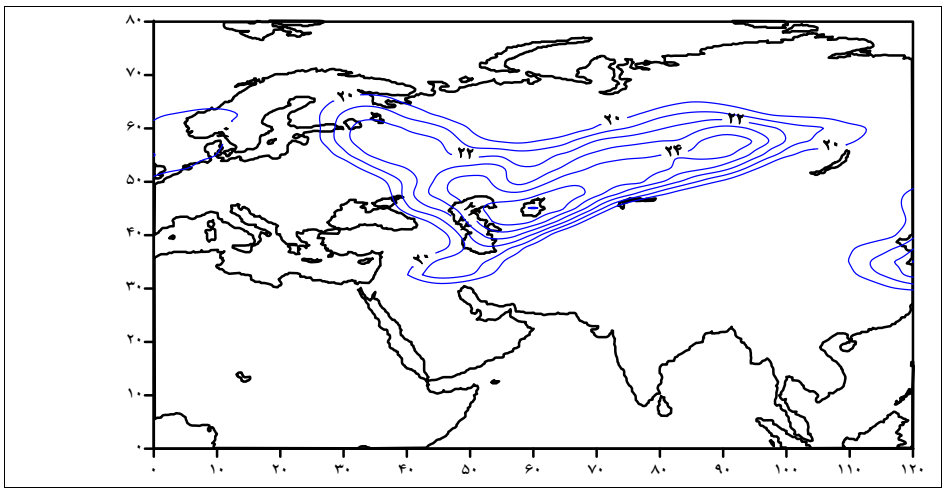
نقشه های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی ساعت‌های همدید ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها مابین دریاچه های آرال و بالخاش مشاهده می‌شود. به عبارتی، پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۲۰ درصد موارد شاهد شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. این در حالی است که در ساعت ۱۸:۰۰ قلمرو رودبادها گستره‌ای از شمال غربی دریاچه بایکال تا شرق دریای بالتیک را در بر می‌گیرد. به عبارت دیگر، فراوانی رودبادها در این ساعت چشمگیرتر و محدوده گسترش آنها نیز بیشتر است. فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ در این تراز جوی بر روی بخش‌های شمالی دریای خزر به ۳۰ درصد و بر روی پهنه‌های حدفاصل دریای خزر و دریاچه آرال به ۳۵ درصد رسیده است. به طور کلی، کرانه‌های غربی خزر بر اساس نقشه فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد در این تراز است؛ بیرون از محدوده فراوانی رودباد واقع شده است(شکل ۹). این موضوع حکایت از این دارد که در این تراز رودباد بر روی منطقه مطالعاتی اثر چندانی ندارد. ارقام فراوانی رودبادها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با توجه به این که اساسا رخداد رودباد در این تراز جوی چندان زیادنیست، نمی‌تواند دور از انتظار باشد.



شکل ۹) فراوانی رودبادها در ساعت۱۸:۰۰، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

تحلیل میانگین سرعت رودبادها در ساعت های همدید در این تراز جوی نیز نشان داد که میانگین سرعت نوارهای باد بیش از ۲۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده بانی ساعت ۱۸:۰۰ است که کانون مرکزی آن با سرعت ۲۶ متر بر ثانیه(سرعت رودباد بر اساس تعریف فرهنگ واژگان هوا و اقلیم، گیر،۱۹۶۱) بر روی توده آبی آرال واقع شده است. میانگین سرعت در این ساعت بر روی کرانه‌های غربی خزر ۲۱ متر بر ثانیه بوده است(شکل ۱۰). نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در کرانه‌های غربی خزر است؛ نشان می‌دهد که ربع چهارم(که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی کرانه های غربی خزر واقع شده است. این امر می‌تواند حرکت قائم صعودی و سرانجام وقوع ناپایداری‌ها را در این پهنه به دنبال داشته باشد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]



شکل ۱۰) میانگین سرعت رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰ ، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نتیجه‌گیری

تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰هکتوپاسکال آشکار ساخت که در طی ساعت‌های همدید ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، فراوانی رودبادها از شمال دریاچه بالخاش تا غرب دریای خزر بیش از ۵۰ درصد بوده است.در این میان، بیشینه فراوانی رودباد با میزان بیش از ۶۵٪ مربوط به پهنه‌های شرقی دریای خزر در ساعت ۰۶:۰۰ است. در این ساعت فراوانی رودبادها در کرانه‌های غربی خزر بیش از ۵۵ درصد بوده است. بررسی فراوانی رودبادها در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز نشان داد که در طی ساعت‌های چهارگانه همدید فراوانی رودبادها در گستره‌ای از شمال غربی دریاچه ی بایکال تا دریای خزر و سرانجام تا شرق مدیترانه بیش از ۴۰ درصد بوده است. البته، در این تراز جوی برخلاف تراز پیشین بیشینه فراوانی رودباد در ساعت ۱۸:۰۰ رخ داده است. بررسی نقشه‌های فراوانی رودبادها در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نیز حاکی از این بود که گستره رودبادها در ساعت‌های چهارگانه همدید در مقایسه با تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. در عین حال، منطقه تمرکز رخداد رودبادها در این تراز جوی و در ساعت ۱۸:۰۰ بین دریای خزر و دریاچه آرال با فراوانی ۳۰ درصد بوده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در سه دیده‌بانی ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها بین دو توده آبی آرال و بالخاش و در ساعت ۱۸:۰۰ مابین شمال غربی دریاچه بایکال تا شرق دریای بالتیک مشاهده می‌شود که این موضوع نشان از گسترش قلمرو رودبادها در ساعت مزبور دارد. بررسی نقشه های میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌هایی که منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادها و مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادها(ساعت ۰۶:۰۰ برای تراز ۲۵۰ و ساعت ۱۸:۰۰ برای ترازهای ۳۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) در پهنه مطالعاتی است نیز آشکار ساخت که ربع چهارم(یا ناحیه راست ورودی که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) در تمامی ترازهای مورد بررسی بر روی کرانه های غربی خزر قرار گرفته است. به نظر می‌رسد؛ این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد بارش‌های حدی در قلمرو جغرافیایی مورد بحث به سبب انبساط توده هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی مهیا سازد. به طور کلی، کشیدگی رودباد تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۸:۰۰ (به جز تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال) نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش های حدی و فراگیر را روی کرانه های غربی خزر سبب گردد. نقش حرکت رودباد در فصول مختلف؛ به ویژه پاییز با جریان‌های همرفت وزشی نیز نیازمند پژوهش بیشتر و

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

استفاده از متغیرهای جوی دیگری علاوه بر متغیرهای مورد استفاده در این پژوهش است که برای پژوهشهای آینده پیشنهاد می گردد.

سپاسگزاری

در انجام این پژوهش، نگارنده از راهنمایی‌ها و رهنمودهای بسیار ارزشمند جناب آقای دکتر سید ابوالفضل مسعودیان بهره وافر برده‌است. بدینوسیله از این استاد گرانقدر سپاسگزاری و قدردانی می‌نماید.

منابع

۱- خسروی، محمود .(۱۳۸۰).« تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، سال شانزدهم، شماره پیاپی۶۲، پاییز، صص۱۷۴-۱۴۱.

۲- خوشحال دستجردی، جواد .(۱۳۷۶). *تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر*، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، بهار.

۳- علیجانی، بهلول .(۱۳۸۱). *اقلیم شناسی سینوپتیک*، تهران: سمت، ۲۵۷.

۴- فرج زاده اصل، منوچهر، لشکری، حسن و خورانی، اسدالله.(۱۳۸۴). «تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور»، *فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا*، بهار ۱۳۸۶، صص ۲۵۶-۲۳۹.

۵- کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول .(۱۳۷۹). *مبانی آب و هواشناسی*، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۶.

۶- مارتین، جاناتان،ای. ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان.(۱۳۸۸). *دینامیک جو درعرض میانه*، تهران: انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، ۴۲۶.

۷- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا .(۱۳۸۷). *اقلیم شناسی ایران*، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۶۸.

۸- مسعودیان، سیدابوالفضل .(۱۳۹۰). *آب و هوای ایران*، مشهد: انتشارات شریعه توس، ۲۷۷.

۹- مسعودیان، سیدابوالفضل و محمدی، بختیار .(۱۳۹۰). «تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش های ابرسنگین ایران»، *مجله تحقیقات منابع آب ایران*، سال هفتم، ش۲، صص ۹۱- ۸۰.

۱۰- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا .(۱۳۸۶). «تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، *مجله فیزیک زمین فضا*، دوره ۳۳، ش ۳، صص ۱۵۴ - ۱۳۱.

11- Alexander, L. V., and 23Co-authors, (2006); Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, J.Geophys.Res., 111, D05109, doi:10.1029/ 2005J D006290.

12- Andrew Hoell, Mathew Barlow, and Roop Saini (2012); The Leading Pattern of Intraseasonal and Interannual Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship with Asian Circulation During the Boreal Cold Season, AMS Journals Online, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00572.1

13- Eltantawy.A.I. (1960); Jet Stream clouds in the Middle East, Pure and Applied Geophysics, Volume 46, Number 1/May, 1960,pp.352-359.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]

14- Degrimrndzic.J. and Wibig.J. (2007); Jet Stream Patterns over Europe in the period 1950-2001 Classification and basic statistical properties, Theoretical and Applied Climatology, Volume 88, Numbers 3-4/March, 2007, pp.149-167.
15- Dayan.U; Abramski. R. (1983); Heavy Rain in the Middle East related to unusual Jet Stream Properties, Bulletin American Meteorological Society, Vol. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.
16-Farajzadeh. M; et al. (2008); The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5(10):pp. 1308-1312.
17- Geer, I.W; et al. (1996); Glossary of weather and Climate, American Meteorological Society, Boston..272p.
18- Herron. T. J. and Tolstoy. I. (1968); Tracking Jet Stream winds from ground level Pressure Signals, Journal of the atmospheric Sciences. Vol 26, pp. 266-269.
19- Jhonson. D. H, Danials. S.M, (2006); Rainfall in Relation to the Jet Stream, Journal of the Royal meteorological, Vol 80, Issue 344, pp. 212-217.
20- Kalnay, E., et al. (1996); the NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project, Bulletin of American Metrological Society, Vol.77, No.3, pp.437-471.
21- Nicholls, N., Trewin, B. and Haylock, M., (2000); Climate Extremes: Indicators for State of the Environment Monitoring, Australia: State of the Environment, Second Technical Paper Series (The Atmosphere), Department of the Environment and Heritage, Canberra, 20p.
22- Peterson,T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N., (2001); Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001, World Meteorological Organization Rep.WCDMP- 47, WMO-TD1071, Geneva, Switzerland,143p.
23- Prezerakos,N.G.& et al (2006); The Role of the Interaction between Polar and Subtropical Jet in a Case of Depression Rejuvenation over the Eastern Mediterranean, Meteorol. Atmos. Phys, 92:139-151.
24- Strong. C., and Davis. R.E, (2007); Variability in the Position and Strenght of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, Journal of Climate, Vol 21, pp 584-592.
25- Weinert. R. A. (1968); Statistics of the subtropical Jet Stream Over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.
26-WoolingsT, et al. (2009); Variability of the North Atlantic eddy-driven Jet Stream, Quarterly Journal of the royal Meterologycal Society, Published online in Wiley InterScience.
27- Yuan, Jiacan, Steven B. Feldstein, Sukyoung Lee, Benkui Tan, (2011); The Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical Convection over the Indian and Western Pacific Oceans. *J. Climate*, 24, 6100–6113.
28- Zhang, X., and 23Co-authors, (2005); Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, J. Geophys. Res., 110, D22104, doi:10.1029/2005JD006181.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-22]