

## تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد طوفانهای حوضه آبریز ارمنند

علیرضا دهقانپور<sup>۱</sup> - استادیار گروه جغرافیای دانشگاه پیام نور مرکز یزد، یزد، ایران  
زینب عاشوری قلعه رودخانی - دانشجوی دکتری آب‌وهوا شناسی، دانشگاه یزد، ایران

تاریخ تصویب: ۱۳۹۷/۸/۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۲۶

### چکیده

در این پژوهش به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد طوفانهای حوضه آبریز ارمنند با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی پرداخته شده است. در این راستا، از پایگاه داده بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک چهارمحال و بختیاری استفاده شده است، طی سال‌های ۱۳۵۲-۱۳۸۳ (طی ۱۱۳۱۵ روز) روی یاخته‌هایی به ابعاد ۱۴\*۱۴ کیلومتر، به روش کریجینگ میانجی و ترسیم شد و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ ام، برای تحلیل گزینش شد. فراوانی رودبادهای و موقعیت آنها در محدوده وسیعی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و صفر تا ۸۰ درجه شمالی در ۲ تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال طی ۴ دیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ بررسی گردید. نتایج نشان می‌دهد که رودبادهای از نظر زمانی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۶:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهد؛ در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال عمدتاً در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. درعین حال، میانگین سرعت رودبادهای روی نقشه‌ها در این ساعت‌ها که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای 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 حوضه آبریز ارمنند است. به‌طورکلی، کشیدگی رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در اغلب موارد در ساعت ۱۸:۰۰ نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را در حوضه آبریز ارمنند ایجاد نماید.

**واژگان کلیدی:** تحلیل فراوانی، ناپایداری، رودباد، بارش‌های حدی، همگرایی، واگرایی، حوضه آبریز

ارمنند

## ۱- مقدمه

در همه نقشه‌های هوا، بدون استثنا، کمربندها یا نوارهای باد با سرعت زیاد دیده می‌شوند که تا مسافت‌هایی بسیار طولانی کشیده شده‌اند. بنابه تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت این نوارهای سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۹). این در حالی است که بنا به تعریف آمده در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از بادهای سیاره‌ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر، 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). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندی یا مثبت و به طرف استوا و چرخندی یا منفی است. هسته‌های 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). 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 به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان، ۱۳۹۰). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیب 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، (وینرت، ۱۹۶۸) با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مذکور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. (پریزراکوس 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 با رودباد جنب حاره که نسبت به موقعیت معمولی خود به طرف شمال گسترش یافته است در هم آمیزد، فرآیند چرخندزایی شدید 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 هیدرودینامیکی همراه است و این موضوع نقش مهمی در فرآیند چرخندزایی این ناحیه دارد. (التائسی، ۱۳۶۰) 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 و تولستوی، 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 رودبادهای شدند. (جانسون و دانیل، ۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان ((بارش‌های مرتبط با رودبادهای)) 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. (دگرمتریک و وییگ، 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. (فرج زاده و همکاران، ۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادهای 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 و اچرخندی مسیر رودباد، میسر شده است. (استرانگ و دیویس، ۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری در موقعیت و شدت هسته‌های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیمکره شمالی بررسی کردند. به نظر آنان فراوانی و موقعیت رودبادهای ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. (جیاکایان و همکاران، ۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطلس شمالی و فرارفت حاره‌ای روی هند و اقیانوس غربی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس زمانی دهه‌ای افزایش عمده‌ای در فراوانی رخداد بارش طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس آرام غربی بروز کرده است. (ویلنگز و همکاران، ۲۰۰۹) با بررسی تغییرپذیری جو در بخش شمالی اطلس تغییرات رودبادهای را در ارتباط با عرض جغرافیایی و سرعت آنها تبیین می‌کنند. درعین حال آنها معتقدند که بررسی تغییرات شاخص‌های مذکور برای تحلیل فضایی رودبادهای و سرعت آنها ضروری است. (اندروهول و همکاران، ۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۲۰۰۸-۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری 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 فعلی با نوسان جنوبی-آل نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز (حلییان و همکاران، ۱۳۹۳) به مطالعه تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر پرداختند. در این مطالعه، فراوانی رودبادهای 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 بررسی گردید. نتایج 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 توده‌ها در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بیانجامد. (رسولی، بابائیان، قائمی و زواررضا، ۱۳۹۱)، به بررسی تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای سینوپتیکی مؤثر

بر بارش‌های فصلی ایران پرداختند. در این پژوهش روند تغییرات سری‌های زمانی فشار سطح دریای مراکز مهم‌ترین الگوهای سینوپتیکی تأثیرگذار بر بارش‌های فصلی ایران مورد بررسی قرار گرفته است. الگوهای مورد بررسی در این تحقیق، شامل پرفشار سبیری و کم فشارهای مدیترانه، دریای سیاه و سودان در فصول بارشی زمستان (دسامبر تا فوریه) و بهار (مارس تا می) و کم فشارهای مونسون و خلیج فارس در فصل تابستان (جولای تا آگوست) می‌باشند. با تحلیل سری‌های زمانی انجام شده این منطقه اکثر الگوهای سینوپتیکی، به‌استثنای پرفشار سبیری در فصل بهار، در حال تضعیف هستند. نتایج نشان می‌دهند که در طی دوره‌ی یاد شده، میانگین فشار در الگوی زمستانی پرفشار سبیری تقریباً ثابت ولی در الگوی بهاره حدود ۲ میلی‌متر افزایش یافته است. (مفیدی، زرین و جانبازقبادی، ۱۳۹۱)، به بررسی علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، ساختار گردش جو و برخی مؤلفه‌های مهم در قیاس منطقه‌ای پرداختند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که در همه‌ی الگوهای همدیدی بارش‌ها، مرکز پرفشار دینامیکی واقع در شمال یا غرب دریای خزر در زمستان در مقایسه با پاییز به‌شدت تقویت می‌شود؛ به‌طوری‌که فشار هوا در مراکز پرفشار در الگوی پرفشار و زوجی در قیاس با پاییز به ترتیب حدود ۳ و ۸ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد و درعین حال در زمان اوج بارش‌ها، به ترتیب منحنی‌های هم فشار ۱۰۳۰ و ۱۰۲۵ هکتوپاسکال تا نوار ساحل جنوبی دریا گسترش می‌یابد. (خوشحال، ۱۳۷۶) ضمن تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک-اقليمی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می‌دهد که برخلاف آنچه قبلاً تصور می‌شد، اولاً ریزش این باران‌ها بر اثر فرارفت هوای سرد از سبیری به روی این دریا انجام نمی‌گیرد و ثانیاً 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 می‌کند. (فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۴) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته‌های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده‌اند. 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 حدی پاییزه در سواحل جنوبی خزر، اقدام کردند. یافته‌ها نشان داد که بارش‌های شدید و حدی سواحل جنوبی خزر در سه الگوی همدیدی اصلی جا می‌گیرد. نیمه جنوبی خزر عمدتاً تحت تأثیر گردش و اچرخندی دارای تاوایی منفی است، اما بارش حاصله، ناشی از همگرایی جریان‌های چرخندی و و اچرخندی روی دریاست. (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 معنی دار در مسیر و شدت این رودبادهای در فازهای گرم، به تقویت انتقال رطوبت، ناپایداری و بارش بر روی منطقه منجر می‌گردد. (مسعودیان و محمدی، ۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابر سنگین ایران پرداخته‌اند. نتیجه بررسی آنها نشان می‌دهد که هرچند رودبادهای در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند؛ اما بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودبادهای در زمان رخداد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر بوده است.

از آنجایی 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 رودبادهای، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این نوشتار کوشش شده است با بررسی فراوانی رودبادهای مؤثر در رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمنند، فرآیندی 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 رودبادهای و نیز میانگین سرعت آنها در هنگام رخداد طوفان‌های حوضه آبریز ارمنند هدف این مقاله بوده است.

## ۲- داده‌ها و روش پژوهش

اساساً در هر مطالعه هم‌دید نیاز به دو پایگاه داده، یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) و دیگری پایگاه داده جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌نمایند، ضرورت می‌یابد. بر این اساس، پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکرد 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)، ازدو گروه متغیر تشکیل گردید. ابتدا داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک استان چهارمحال و بختیاری از سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۳ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی تهیه و انتخاب گردید. دومین گروه از متغیرها مشتمل بر داده‌های مؤلفه باد مداری و نصف النهاری بود که به منظور ترسیم رودبادهای در تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال از آنها بهره گرفته شد. متغیرهای گروه اول از سازمان هواشناسی کشور و گروه دوم متغیرها از تارنمای [www.cdc.noaa.gov](http://www.cdc.noaa.gov) به صورت دیده‌بانی 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 حوضه آبریز ارمنند در ۱۳۱۵ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ میانابی شد. بدین منظور، به هنگام میانابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه ۱۴\*۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده بارش روزانه حوضه آبریز ارمنند به ابعاد ۱۴\*۱۳۱۵

بود. سپس برای هر روز بیشینه (رابطه ۱) و درصد پهنه زیر بارش (رابطه ۲) محاسبه و در انتها پایگاه داده مذکور برحسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید.

$$\text{رابطه ۱)} \quad \text{Max PJ} = \text{Max (PII)} = \text{بیشینه بارش هر روز}$$

$$i = 1 \text{ تا } 48 \text{ یاخسته مکانی}$$

$$j = 11315 \text{ روز بارش}$$

رابطه ۲)

$$\times 100 = \frac{\text{تعداد یاخسته که‌هایی در روز مورد نظر بارش بیش از 0.1 میلی‌متر داشتند}}{\text{تعداد کل یاخسته حاصل‌های از میانمایی (48 یاخسته)}} \text{ درصد پهنه زیری بارش منطقه در یک روز معین}$$

به منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر حوضه آبریز ارمند، از میان شاخص‌هایی که غالباً 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 هم اکنون رایجترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴) استفاده گردید. این روش عمدتاً برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و حدی بر مبنای آستانه صدک خاص استفاده می‌شود (پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، الکساندر 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 می‌شوند (نیکولز و همکاران، ۲۰۰۰، پترسن و همکاران، ۲۰۰۱، زانگ و همکاران، ۲۰۰۵، الکساندر و همکاران، ۲۰۰۶). بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارش در حوضه آبریز ارمند، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ ام 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 روزهایی که دارای شدیدترین و سپس فراگیرترین بارش‌ها بود، مرتب شده و به عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید.

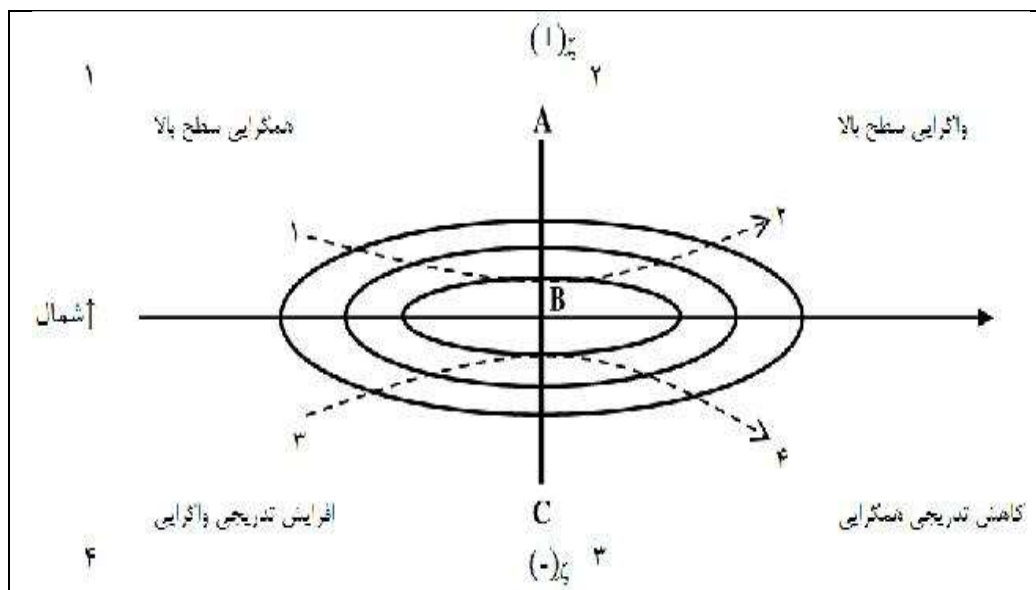
## ۲-۱- نقش رودباد در ایجاد ناپایداری

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 ترسیم می‌کند: منطقه ورودی در سمت چپ و منطقه خروجی در سمت راست. در واقع، براساس مدل دایره، هسته سرعت به چهار بخش ترسیم می‌شود: بخش‌های ورودی راست و خروجی چپ و اگرایی و بخش‌های ورودی چپ و خروجی راست همگرایی دارند (شکل ۱). ربع‌های دوم و چهارم با افزایش تاوایی مثبت و همچنین، و اگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراهند؛ درحالی‌که برعکس ربع‌های اول و سوم با افزایش تاوایی منفی و همچنین، همگرایی سطوح فوقانی و و اگرایی سطوح پایین جو

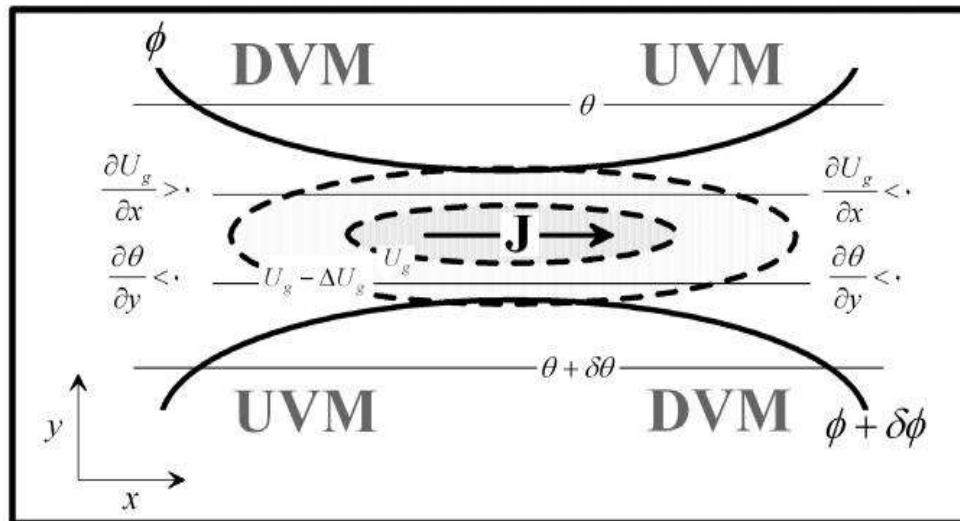
همراهند؛ بنابراین، مناطق مستعد چرخندزایی در زیر سمت چپ منطقه خروجی و زیر سمت راست منطقه ورودی هسته رودباد قرار دارد. قرارگیری هر یک از بخش‌های چهارگانه رودباد بر روی پهنه مطالعاتی می‌تواند شرایط پایداری و یا ناپایداری را به دنبال داشته باشد.

اساساً 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  $\nabla T$  (شیو دما) افزایش می‌یابد، به دنبال آن چینش باد و تندی باد در هسته رودباد نیز افزایش خواهد یافت. تقویت رودباد موجب افزایش تاوایی می‌شود، افزایش تاوایی موجب افزایش واگرایی در شاره می‌شود و با افزایش واگرایی حرکات قائم نیز افزایش می‌یابد.

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



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 می‌دهند. خط پرننگ افقی مسیر حرکت هسته سرعت را نشان می‌دهد. خط AC محل بیشترین شیب سرعت است (علیچانی، 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).

## ۲-۲- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادها

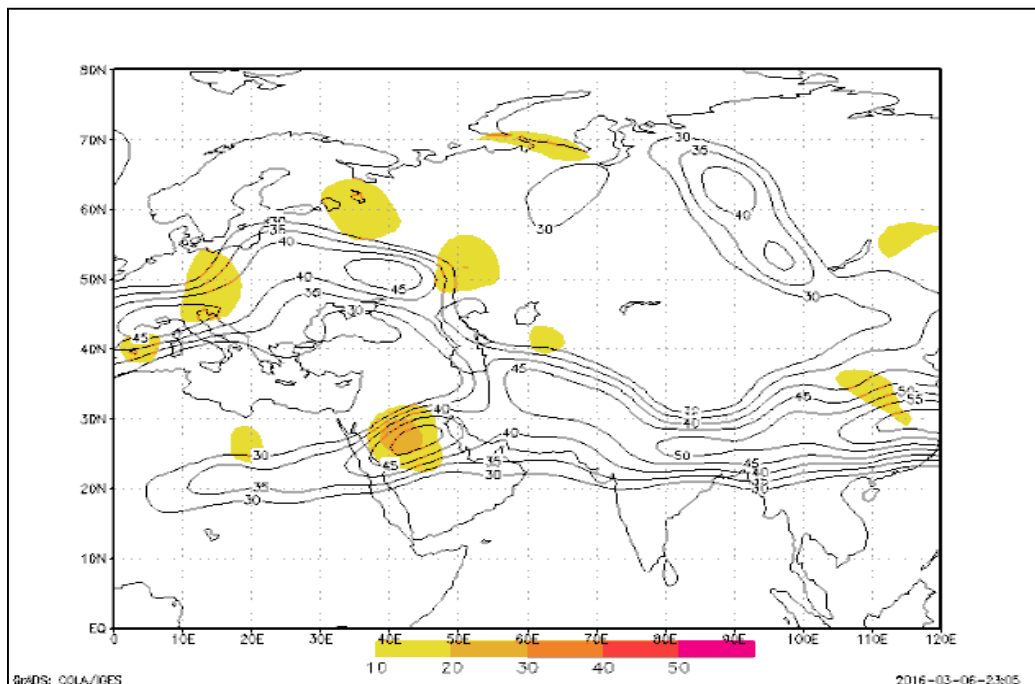
در این بخش فراوانی رودبادها و سرعت آنها در روزهای نمونه انتخابی بر اساس شاخص پایه صدک ۹۹ ام در دو تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمانهای چهارگانه همدید (۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ) بررسی و تحلیل گردید. در این مقوله بادهایی با سرعت بیش از ۳۰ متر بر ثانیه بر اساس تعریف سازمان هواشناسی جهانی به عنوان رودباد در نظر گرفته شد. به دلیل اینکه رودبادها در دو تراز ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال از فراوانی قابل توجهی برخوردار بودند، به جهت نمایش بهتر پهنه‌های بیشینه وجود رودبادها در این ترازها به ترتیب تنها فراوانی‌های بالای ۵۰، ۴۰ و ۳۰ درصد در ترسیم نقشه‌ها نشان داده شده است. در این پژوهش در صورت موقعیت همانند رخداد رودبادها در ساعات چهارگانه همدید در ترازهای جوی مورد بحث تنها وضعیت رودبادها در ساعاتی که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها است، ارائه شده است.

## ۲-۳- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

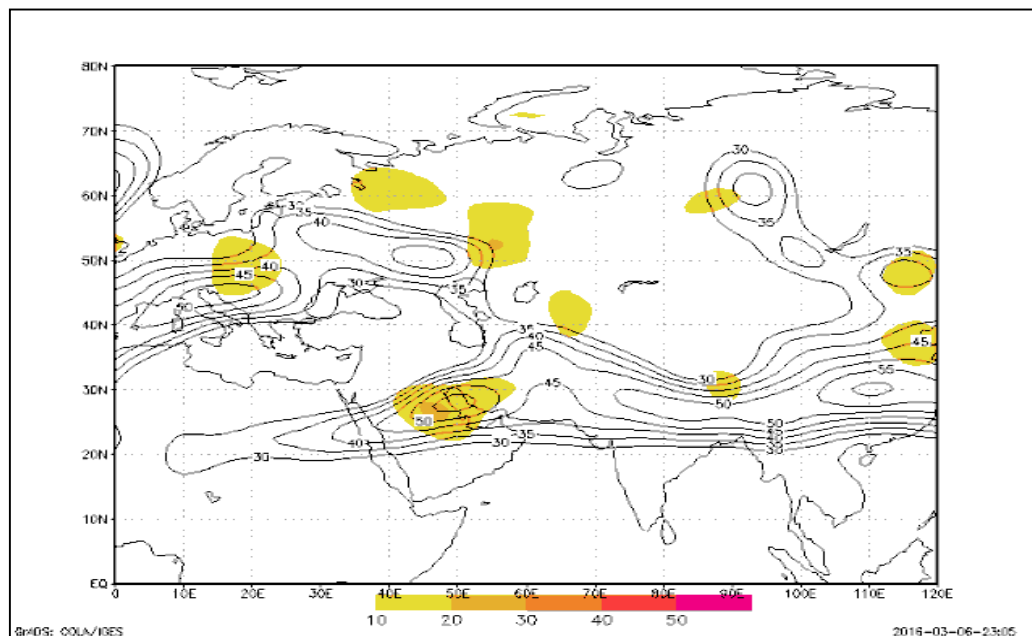
نقشه‌های ترسیمی فراوانی رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در طی ساعت همدید ۰۰:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها بر روی عربستان صعودی مشاهده می‌شود. دو فراوانی رودباد خیلی کوچک نیز مشاهده می‌شود که یکی بر روی ازبکستان و دیگری در شمال دریاچه خزر و بر روی قزاقستان قرار گرفته است. در ساعات ۰۶:۰۰ بیشترین فراوانی رودباد بر روی شمال عربستان تا خلیج فارس و جنوب استان فارس مشاهده می‌شود. در



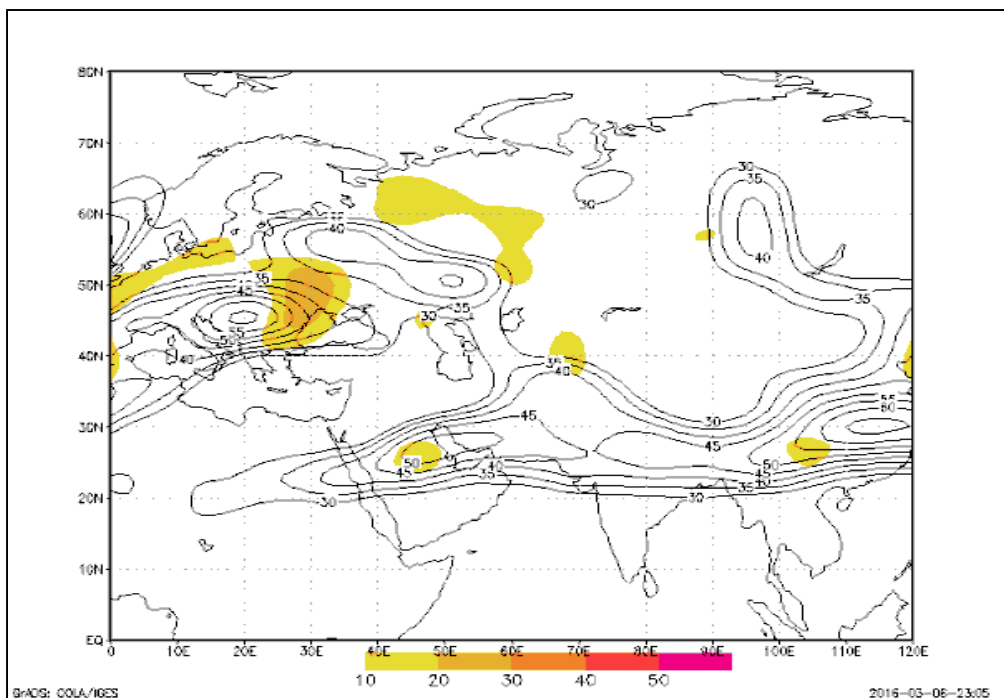
ساعت ۱۲:۰۰ حضور فراوانی رودباد مستقر بر این منطقه خیلی کم رنگ می باشد و در این ساعت بر روی نقشه هوای آرامی را مشاهده می کنیم.



شکل ۳- فراوانی سرعت رودبادهای در ساعت ۰۰:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



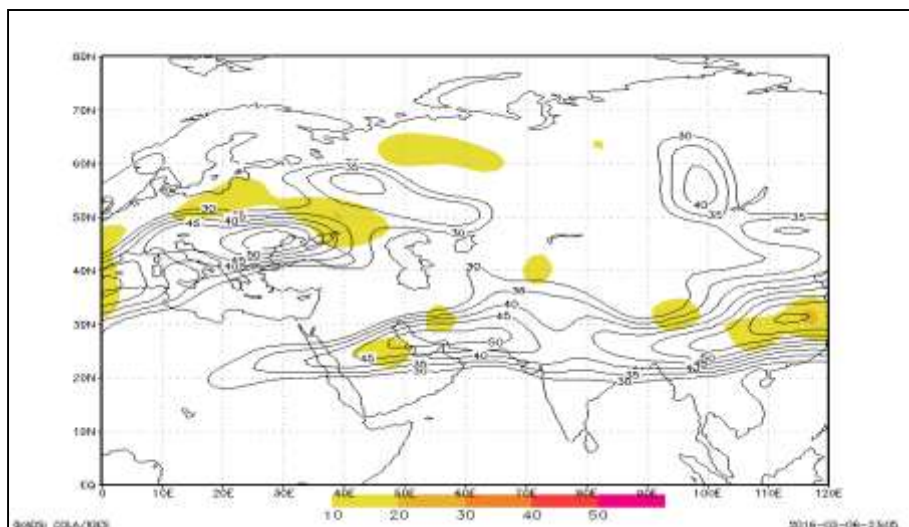
شکل ۴- فراوانی سرعت رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۵- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۲:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

در ساعت ۱۸:۰۰ یک فراوانی رودباد کوچک در استان فارس و فراوانی رودباد کوچک دیگری بر روی عربستان تشکیل شده است. به عبارتی در این تاریخ پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۳۰ 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 منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد.

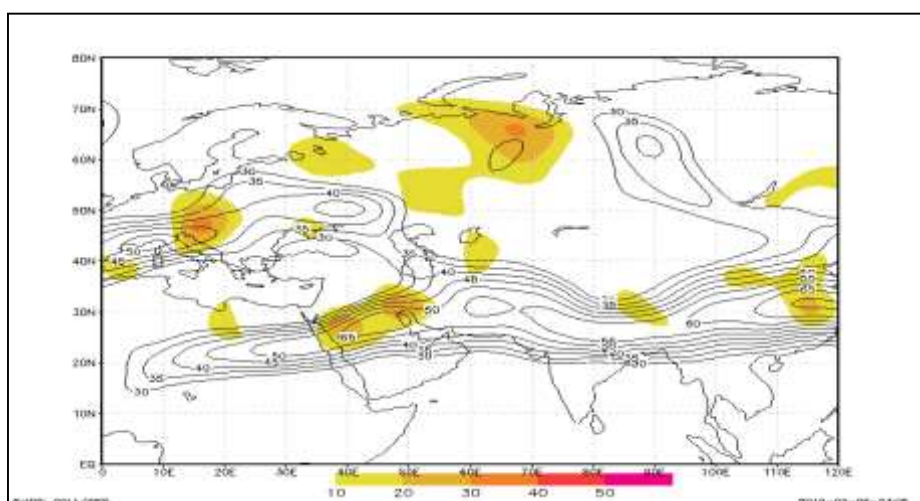
تحلیل میانگین سرعت رودباد در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نشان می‌دهد که میانگین سرعت رودبادها بیش از ۴۰ متر بر ثانیه می‌باشد. در این میان بیشینه سرعت در قلمرو مورد بحث مربوط به دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که هسته مرکزی آن با سرعت ۵۵ متر بر ثانیه بر روی خلیج فارس و عربستان و جنوب غرب کشور که پهنه مطالعاتی را نیز در برمیگیرد، واقع شده است. نقشه میانگین سرعت رودباد برای ساعت فوق که منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودبادها و مصادف با رخداد بیشینه سرعت آنها در محدوده مطالعاتی می‌باشد، بیانگر این است که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطح فوقانی و همگرایی سطوح پایین جو همراه است) بر روی محدوده مطالعاتی واقع شده است. این امر می‌تواند انبساط توده‌ها در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی را به دنبال داشته باشد. به نظر می‌رسد این موضوع می‌تواند بستر لازم برای وقوع ناپایداری در زمان رخداد سیل و طوفان‌های حوضه در قلمرو جغرافیایی مورد بحث را آماده نماید.



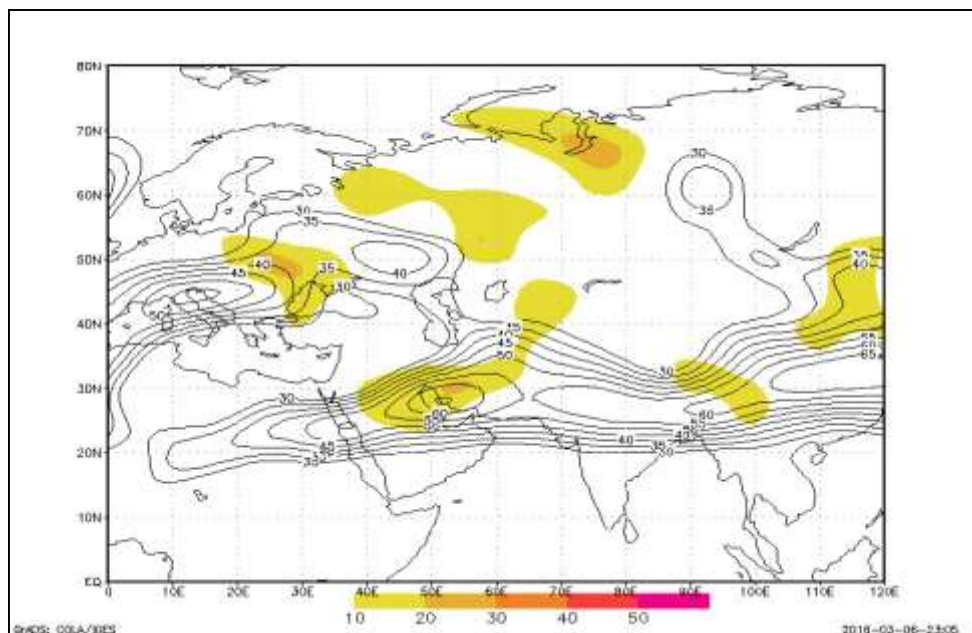
شکل ۶- فراوانی سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال

#### ۲-۴- تحلیل فراوانی و میانگین سرعت رودبادهای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

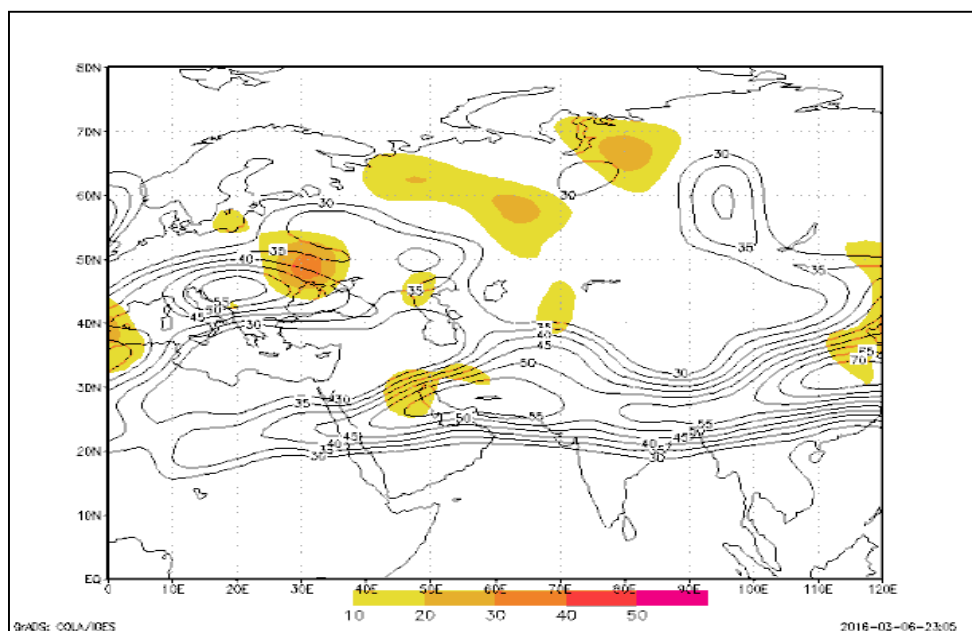
تحلیل فراوانی رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که طی ساعت ۰۰:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادهای در گستره‌ای از دریای سرخ تا خلیج فارس و جنوب و غرب کشور را در بر می‌گیرد. در ساعت ۰۶:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادهای از روی عربستان تا خلیج فارس و غرب و جنوب و مرکز کشور تا کشور قزاقستان (بین دریاچه آرال و دریاچه بالخاش) را در بر می‌گیرد. در ساعت ۱۲:۰۰ حضور فراوانی رودباد در محدوده‌های قبل خیلی کم‌رنگ‌تر شده و فراوانی رودباد در این ساعت در محدوده کوچکی بر روی غرب کشور و محدوده کوچکی از خلیج فارس تا مرکز کشور مشاهده می‌شود.



شکل ۷- فراوانی سرعت رودبادهای در ساعت ۰۰:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



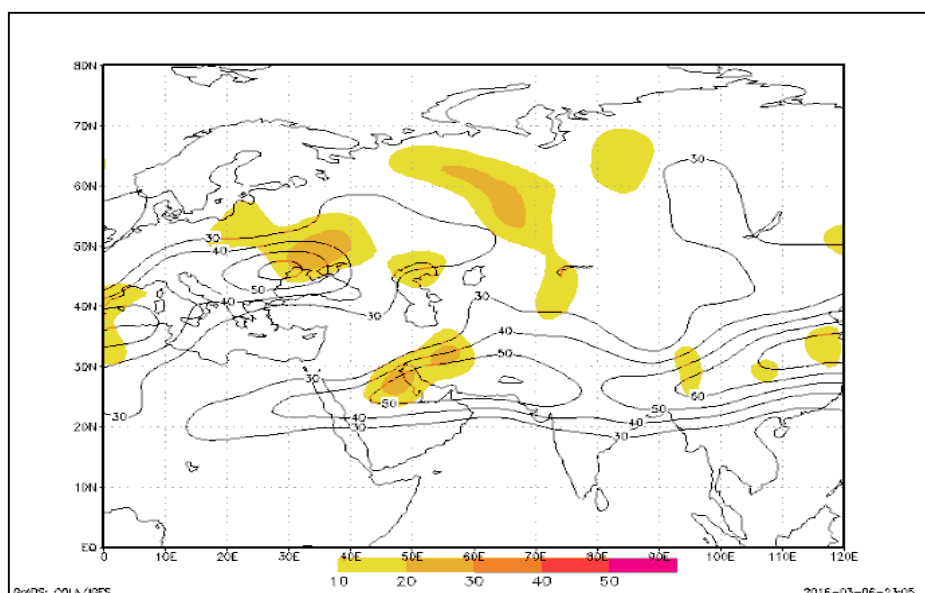
شکل ۸- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۰۶:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



شکل ۹- فراوانی سرعت رودبادها در ساعت ۱۲:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

در ساعت ۱۸:۰۰ بار دیگر فراوانی رودباد در گستره بیشتری از محدوده مطالعاتی ما قابل مشاهده می‌باشد. در این ساعت گستره فراوانی رودباد از روی عربستان تا خلیج فارس و غرب تا مرکز کشور گسترده شده است. به عبارتی پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. در طی این

ساعت‌های چهارگانه همدید در رخداد رودبادهای این تراز جوی تنها وضعیت رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰ منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد. در ساعت ۰۶:۰۰ محدوده زیرنفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادهای ضمن دربرگیری گستره وسیعی از ایران به ویژه نیمه غربی و جنوبی ایران نمودی کاملاً آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودباد مربوط به همین ساعت است که بامیزان بیش از ۶۰٪ منطبق بر پهنه غربی کشور است. در این ساعت فراوانی رودبادهای در کرانه غربی کشور نیز بیش از ۵۰٪ بوده است. بررسی میانگین سرعت رودبادهای در ساعت‌های همدید در این تراز جوی نیز حاکی از استقرار هسته‌های سرعت در طی ساعت‌های مصادف با رخداد مقادیر بیشینه فراوانی رودباد (۰۶:۰۰ و ۱۸:۰۰) بر روی پهنه مطالعاتی بود. بر این اساس، میانگین سرعت رودبادهای در این ۳ دیده‌بانی بیش از ۵۰ متر بر ثانیه بوده است. در این میان، بیشینه سرعت مربوط به دیده‌بانی ساعت ۰۶:۰۰ است که مرکز آن با سرعت ۶۵ متر بر ثانیه بر روی جنوب غرب کشور و خلیج فارس واقع شده است. در این حال میانگین سرعت رودباد بر روی محدوده مطالعاتی ما و حوضه کارون بیش از ۵۵ متر بر ثانیه در ساعت مزبور بوده است. نقشه‌های میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌های فوق، به ویژه ساعت ۰۶:۰۰ که از یک سو منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و از دیگر سو مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای در پهنه مطالعاتی است. بیانگر این بود که ربع چهارم (که با افزایش تاوایی مثبت و همچنین واگرایی سطوح فوقانی و همگرایی سطوح پایینی جو همراه است)، بر روی حوضه کارون قرار گرفته است. این امر می‌تواند به انبساط توده‌هوا در سطح بالا یا حرکت قائم صعودی بینجامد. این موضوع می‌تواند زمینه را برای ایجاد ناپایداری در زمان رخداد سیل و طوفان در قلمرو جغرافیایی مورد بحث مهیا سازد.



شکل ۱۰- فراوانی سرعت رودبادهای در ساعت ۱۸:۰۰، تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال

## ۳- جمع‌بندی

تحلیل فراوانی رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال آشکار ساخت که در طی ساعت‌های همدید ۰۶:۰۰، ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰ فراوانی رودبادهای روی عربستان تا خلیج فارس، مرکز و غرب کشور گسترده شده است. به عبارتی در این محدوده در بیش از ۵۰ درصد موارد محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. در طی این ساعت‌های چهارگانه همدید در رخدادهای این تراز جوی تنها وضعیت رودبادهای در ساعت ۰۶:۰۰ منطبق بر وقوع بیشینه فراوانی رودباد می‌باشد. در ساعت ۰۶:۰۰ محدوده زیر نفوذ رودباد گسترش چشمگیری یافته و رودبادهای ضمن بهره‌گیری گسترده وسیعی از ایران به‌ویژه نیمه غربی و جنوبی ایران نمودی آشکار دارند. رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای مربوط به همین ساعت است که به میزان بیش از ۶۰٪ منطبق بر پهنه غربی کشور است. بررسی نقشه‌های فراوانی رودبادهای در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز حاکی از این بود که گستره رودبادهای در ساعت‌های چهارگانه همدید در مقایسه با تراز بالاتر کاهش چشمگیری یافته است. درعین‌حال، منطقه تمرکز رخداد رودبادهای در این تراز جوی و در ساعت ۱۸:۰۰ در استان فارس و فراوانی رودباد کوچک دیگری بر روی عربستان تشکیل شده است. به عبارتی در این تاریخ پهنه‌های واقع در این محدوده در بیش از ۳۰ درصد مواقع محل شکل‌گیری و استقرار رودباد بوده است. بررسی و تحلیل میانگین سرعت رودباد برای ساعت‌هایی که منطبق بر رخداد بیشینه فراوانی رودبادهای و مقارن با وقوع بیشینه سرعت رودبادهای (ساعت ۰۶:۰۰ برای تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال و ساعت ۱۸:۰۰ برای تراز ۳۰۰) 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 پایینی جو همراه است) در تمامی ترازهای مورد بررسی بر روی حوضه آبریز ارمنند 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 توده‌هوا در سطوح بالا یا حرکت قائم صعودی مهیا سازد. به‌طورکلی کشیدگی تراز رودباد در تراز ۳۰۰، نشان از ضخامت لایه ناپایدار دارد که می‌تواند بارش‌های حدی و فراگیر را در حوضه آبریز ارمنند سبب گردد. نقش حرکت رودباد در فصول مختلف؛ به ویژه پاییز با جریانهای همرفت وزشی نیز نیازمند پژوهش بیشتر و استفاده از متغیرهای جوی دیگری علاوه بر متغیرهای مورد استفاده در این پژوهش است که برای پژوهش‌های آینده پیشنهاد می‌گردد.

## منابع

- بابائیان، ایمان و همکاران؛ ۱۳۸۰)، بررسی الگوی سینوپتیکی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز ملی اقلیم‌شناسی، سال اول، شماره پنجم، تهران.
- حلییان، امیرحسین؛ حسینعلی پور جزی، فرشته؛ ۱۳۹۳. تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، صص ۲۲۰-۲۰۵.

خسروی، محمود؛ ۱۳۸۰. ((تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاریهای بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران))، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره پیاپی ۶۲، پاییز، صص ۱۷۴-۱۴۱.

خوشحال دستجردی، جواد؛ ۱۳۷۶. تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کليما تولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، بهار.

علیجانی، بهلول؛ ۱۳۸۱. اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران: سمت، ۲۵۷.

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.

کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول؛ ۱۳۷۹. مبانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۶.

مارتین، جانان‌ان‌ای. ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان؛ ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض میانه، تهران: انتشارات سمت و دانشگاه اصفهان، ۴۲۶.

مسعودیان، سید ابوالفضل و محمدی، بختیار؛ ۱۳۹۰. ((تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابر سنگین ایران))، مجله تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، ش ۲، صص ۹۱-۸۰.

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ ۱۳۹۰. آب و هوای ایران، مشهد: انتشارات شریعه توس، ۲۷۷.

مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی؛ محمدرضا؛ ۱۳۸۷. اقلیم شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۶۸.

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

مفیدی، عباس، زرین، آذر، جانباز قبادی، غلامرضا؛ ۱۳۹۰. شناسایی الگوهای هم‌مدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره ۲۴، تابستان ۹۰، صص ۴۰-۲۳.

Alexandar; L.V., and 23Co- authors., 2006. Global Observed Changes in daily Climats extremes of temperature and precipitation, *J.Geophys.Res.*, 111, D05109, doi: 10.1029/2005JD006290.

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

Dayan. U, Abramski. R., 1983. Heavy Rain in the middle East related to Unusual Jet Stream Properties, *Bulletin American Meteorological Society*, Vo1. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.

Degrimrdzic.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.

Eltantawy.A.I., 1960. Jet Stream Clouds in the Middle East, pure and Applied Geophysics, Volume 46, Number 11May, 1960,pp.352-359.

- 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.
- Geer, I.W; et al., 1996. Glossary of Weather and Climate, *American Meteorological Society, Boston..272p.*
- 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.*
- 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.
- Kalnay, E., et al., 1996. the NCEP/NCAR 40 year Reanalysis Project, *Bulletin of American Metrological Society, vol. 77, No.3, pp.437-471.*
- Nicholls, No, 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.*
- 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, word Meteorological organization Rep. *WCDMP- 47, WMO- TD 1071, Geneva, Switzerland, 143p.*
- 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.*
- 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.*
- Weinert. R. A., 1968. Statistics if the Subtropical jet Stream Over the Australian, Central office, *Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript Received November 1998.*
- 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.*
- 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.*
- 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.*