

تأثیر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های روزانه بیش از ده میلی‌متر در حوضه زاینده‌رود

عباسعلی آروین* (اسپنانی) - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور
سیدمحمد سجادیان- مربی گروه مهندسی صنایع، دانشگاه پیام نور
عبدالمعظم قانقرمه- استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه گلستان
جلال حیدری- کارشناس ارشد سازمان هواشناسی استان اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۰۳/۱۸ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۸/۰۷

چکیده

حوضه زاینده‌رود جایگاه مهمی در تأمین آب ایران مرکزی دارد. هدف این پژوهش، شناخت اثر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های بیش از ده میلی‌متر حوضه زاینده‌رود است. در این پژوهش از داده‌های بارش روزانه در دوره زمانی ۱۹۸۷-۲۰۱۱ ایستگاه‌های حوضه و فایل رقومی نقشه‌های ارتفاع ژئوتانسیل سطح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ و نقشه وزش باد مداری سطح ۲۰۰ میلی‌باری استفاده شد. برای طبقه‌بندی الگوهای بارش از روش مؤلفه‌های اصلی و نیز روش خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی استفاده شد. بر اساس تحلیل روش مؤلفه‌های اصلی، نقشه‌های ۲۶۲ روز بارش در ۱۲ عامل خلاصه شد که مجموع این عوامل ۹۷/۷۴ درصد تغییرات بارش را تبیین می‌کند. بر اساس بارهای عاملی، ۲۶۲ نقشه‌روز در ۵ الگو طبقه‌بندی شد. نتایج این پژوهش نشان داد الگوی غالب در رخداد بارش بیش از ده میلی‌متر، قرارگیری چپ خروجی رودباد جنب حاره‌ای بر روی دامنه فرازش موج کوتاه باد غربی است. قرارگیری در امتداد همدیگر محور شرق اروپا با محور تراف در شرق مدیترانه یا تراف دریای سرخ ممکن است به افزایش عمق موج باد غربی و تشدید ناپایداری بینجامد. زمانی وقوع بارش‌های بیش از ده میلی‌متر در حوضه اجتناب‌ناپذیر است که هسته رودباد جنب حاره‌ای بر روی ناوه بادهای غربی بر روی دریای سرخ گیرد.

کلیدواژه‌ها: بارش، تحلیل عاملی، حوضه زاینده‌رود، رودباد جنب حاره، ماکرو.

مقدمه

زاینده‌رود مهم‌ترین حوضه داخلی ایران است که تنها رودخانه دائمی حوضه مرکزی به‌نام زاینده‌رود در آن جریان دارد. اگرچه نوسان‌های بارش در سال‌های اخیر، بیشتر نواحی ایران را تحت تأثیر قرار داده است، به‌علت وابستگی استان‌های اصفهان، یزد و کرمان به منابع آب این حوضه، تغییرات و نوسان‌های آب و بارش در آن، پیامدهای اقتصادی-اجتماعی فراوانی دارد که علاوه بر تحت تأثیر قرار دادن جمعیت زیادی در مرکز کشور، دارای پیامدهای ناگواری در ابعاد منطقه‌ای، ملی و بین‌المللی است؛ بنابراین، آگاهی از سازوکارهای حاکم بر تدارک و تأمین اطمینان‌بخش آب در این حوضه، در

* E- mail: a_arvin@pnu.ac.ir

تدوین راهبردهای مقابله با تنش‌های اقتصادی- اجتماعی کمک زیادی خواهد کرد. یکی از این موارد، بارش‌های مؤثری است که به تأمین مطمئن آب در حوضه منجر می‌شود. بی‌شک، شناخت سامانه‌های هوا و الگوهای حاکم بر بارش‌های استان، ما را در پیش‌یابی و برنامه‌ریزی بهتر درباره منابع آب استان یاری می‌رساند.

نظر به اهمیت بارش که مؤلفه تأمین آب در کشور نیمه‌خشکی مانند ایران است، تحقیقات بسیاری در داخل و خارج کشور سعی داشته سازوکارهای حاکم بر آن و نیز اثرهای آن را که گاه نامطلوب بوده است (مانند سیلاب)، شناسایی کند. برای مثال: مرادی (۱۳۷۵: ۵۴) بر اساس موقعیت سامانه‌های همدید، سیلاب‌ها را در شمال شرق ایران پیش‌بینی کرد و به این نتیجه رسید که چهار الگو در ایجاد بارش‌های سیل‌زا در منطقه مؤثر است. پژوهش‌های مفیدی نیز نشان داد نفوذ ناوه عرض‌های میانی به همراه رودباد جنب حاره بر روی منطقه، موجب تشکیل، تکوین و گسترش کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ می‌شود. وی تقویت رودباد جنب حاره را در دریای سرخ بیشتر به علت نفوذ ناوه عرض‌های میانی به شرق مدیترانه می‌داند که موجب افزایش شیب فشار بر روی منطقه خواهد شد (۱۳۷۵: ۹۱).

جهانبخش و کرمی (۱۳۷۸: ۱۳۰) تأثیر پرفشار سبیری را بر بارش در سواحل جنوبی خزر بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که به علت اختلاف زیاد دمای سطح آب با بادهای سرد سبیری در فصل پاییز، جذب رطوبت در هوا بیشتر و هوا ناپایدارتر می‌شود؛ بنابراین، بارش بیشتری نسبت به دیگر فصول اتفاق می‌افتد. نصیری و قائمی (۱۳۷۸: ۱۸۴) بارش‌های حوضه کرخه و دز را تحلیل سینوپتیکی کردند و به این نتیجه رسیدند که بیشتر سامانه‌هایی که در حوضه کرخه ایجاد بارندگی می‌کنند، از نوع مدیترانه‌ای است و بیشتر سامانه‌های مؤثر بر بارش حوضه دز، از نوع سودانی است. جهانبخش و ذولفقاری (۱۳۸۱: ۲۳۴) بر اساس داده بارش روزانه ۲۲ ایستگاه غرب و شمال غرب کشور، پنج ناحیه بارشی را به نام‌های ناحیه مرکزی، ناحیه شمال غربی، ناحیه جنوب غربی، ناحیه خزری (شمال شرقی) و ناحیه شرقی تشخیص دادند و سپس الگوهای سینوپتیکی بارش‌های روزانه در غرب ایران را استخراج کردند. علیچانی (۱۳۸۱: ۱۱۵ و ۱۳۰) نشان داد استفاده از محاسبات چرخندگی برای تعیین تیپ‌های هوا در ایران بسیار دقیق‌تر و آسان‌تر از روش‌های دیگر است. نتایج تحقیق او نشان داد از نظر فراوانی تیپ‌های باران‌ساز، تیپ‌های شمال شرقی بیشترین و بعد از آن به ترتیب تیپ‌های شرقی، سیکلونی و جنوبی بود. خوشحال و همکاران (۱۳۸۸: ۲۷) منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق‌سنگین (بیش از ۱۰۰ میلی‌متر) استان بوشهر را شناسایی کردند. نتایج تحقیق ایشان نشان داد منابع رطوبتی بارش‌های سنگین، مناطق حاره‌ای شرق آفریقا، اقیانوس هند، دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ، دریای عمان و خلیج فارس است. عزیزی و حنفی (۱۳۸۹: ۵۵) در تحقیق خویش از فشار و دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به مثابه نماینده تراز میانی جو و از رطوبت و باد سطح ۸۵۰ برای تحلیل تغذیه رطوبت سامانه استفاده کردند. ایشان پی.ام.پی ۲۴ ساعته برای حوضه آبی‌چای در دوره‌های بازگشت ۵۰ و ۱۰۰ ساله را به ترتیب ۶۸/۱ و ۷۵/۱ میلی‌متر، پی.ام.پی ۴۸ ساعته در دوره‌های ۵۰ و ۱۰۰ ساله را به ترتیب ۸۴/۵ و ۱۰۳/۹ میلی‌متر و پی.ام.پی ۷۲ ساعته در این دو دوره را به ترتیب ۱۰۳/۹ و ۱۲۸/۷ میلی‌متر تخمین زدند. براتی و همکاران (۱۳۹۱: ۸۵) تأثیر واچرخندها را بر رخداد بارش‌های سنگین غرب ایران بررسی کرده‌اند. معیار آنها برای انتخاب بارش سنگین، روزهایی بود که بیش از ۳۰ میلی‌متر بارش دریافت می‌شد. بر همین اساس، ۱۰ موج بارشی انتخاب کردند که در ۸ موج، حاکمیت واچرخند بر روی زاگرس و نواحی مرکزی ایران و شرقی‌تر

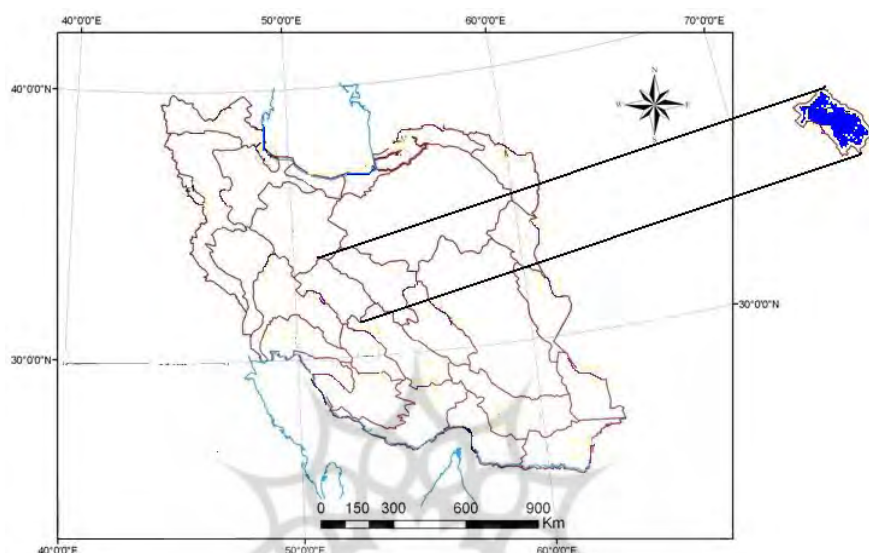
مشاهده شد. نوری و ایلدرمی (۱۳۹۱: ۱۹۷) به تحلیل همدید و دینامیک سنگین‌ترین خوشه بارش دوره (۱۳۸۱/۹/۱۵) تا (۱۳۸۱/۹/۲۰) سواحل جنوبی خزر با رویکرد محیطی به گردشی پرداختند. تحلیل نقشه‌های فشار تراز دریا نشان داد که تشدید شیو فشار بین الگوی پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار شرق مدیترانه و بین الگوی پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار شمال شرق خزر، در رخداد این بارش‌ها در غرب، جنوب غرب ایران و سواحل جنوبی خزر مؤثر بوده است.

ای. دانکلو و جی. جاکوبیت (۲۰۰۳: ۱۸۴۳) از یک تحلیل همبستگی معمولی برای مشخص کردن ارتباط الگوهای گردشی بارش و تغییرپذیری مرتبط با آن در یک مقیاس گردشی دینامیک استفاده کردند. الگوهای زوج با رودباد در شرق اقیانوس اطلس ارتباط می‌یابند. پی. آلبرت و همکاران (۲۰۰۴: ۱۰۰۱) سامانه‌های سینوپتیکی را بر اساس نقشه‌های ساعت ۱۲ UTC در بالای مدیترانه شرقی، برای دوره ۱۹۴۸-۲۰۰۰ طبقه‌بندی کردند. فراوانی تراف عمدتاً خشک دریای سرخ (RST) از سال ۱۹۶۰ از ۵۰ تا ۱۰۰ بار در هر سال تکرار می‌شود که روند کاهشی غالب بارش در بیشتر نواحی مدیترانه شرقی است که با افزایش بارش نواحی جنوبی مدیترانه همزمان می‌شود. جو کورت ریل و همکاران (۱۹۹۵: ۱۱۳۵) معناداری روابط بین ناهنجاری گردش اتمسفری و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ میلی‌بار و نیز سطح دریا (SLP) در نواحی اروپایی اطلس در مقیاس ماهانه با بارش ماهانه را با استفاده از تحلیل همبستگی معمولی بررسی کردند. نتایج نشان داد در سطح اطمینان ۹۹/۹۹ درصد، ۵ الگو تغییرات بارش ماهانه را به آنومالی‌های گردش سطحی (SLP) نسبت می‌دهد؛ در حالی که ۶ الگو ارتباط بین گردش سطح میانی (سطح ۵۰۰ میلی‌باری) و بارش ماهانه را در همان سطح اطمینان شرح می‌دهد. قاسمی و خلیلی (۲۰۰۸: ۱۱۶) ارتباط بین الگوهای منطقه و سیاره‌ای و بارش زمستانه ایران را بررسی کردند. بر اساس تحلیل روش مؤلفه‌های اصلی بارش زمستانه مشخص شد که ۵ عامل ۶۳ درصد تغییرات بارش زمستانه ایران را تبیین می‌کند. نتایج نشان داد باد مدار (نصف‌النهاری) در فصل مرطوب ضعیف‌تر (قوی‌تر) از فصل خشک است. یاسین و هتروشی (۲۰۱۰: ۴۷۰) تغییرات بارش زمستانه عمان را از منظر سینوپتیکی تحلیل کردند و معتقدند دوره مرطوب در منطقه عمان و خاورمیانه، بیشتر با فشار سطح زمین منفی بر روی مرکز آسیا تا شمال شرقی عمان و ناهنجاری مثبت فشار سطح زمین در غرب اروپا همراهی می‌شود. این الگوی فشار محرک انتقال رطوبت به سمت غرب بر روی شبه جزیره عربستان می‌شود. آمیت توبی و یوری دایان (۲۰۱۳: ۱۶۸) ستون ابر حاره‌ای را در سطوح میانی تروپوسفر بر بالای خاورمیانه با ابزاری مانند تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های بازسازی‌شده رادیو سوند، تراکتوری‌های عقب‌افتاده و تحلیل خوشه‌ای بررسی کردند و به منظور آزمایش دقیق کنترل شرایط سینوپتیکی حاره‌ای ° جنب حاره‌ای، یک روش دوطرفه به کار گرفتند.

در این تحقیق، در نظر است با شناخت اثر رودباد جنب حاره‌ای بر بیش از ۱۰ میلی‌متر که بارش‌های مؤثر در تأمین آب حوضه زاینده‌رودند، منشأ و خصوصیات الگوهای موجد این بارش‌ها شناسایی شود. این امر فرایند برنامه‌ریزی بهتر برای بهره‌برداری بهینه از منابع آب حوضه را تسهیل می‌کند. آگاهی از نوع سامانه‌های حاکم و فراوانی وقوع هر یک از حالات سینوپتیکی، راه را برای پیش‌یابی الگوهای مشابه، هموار می‌سازد.

داده‌ها و روش شناسی

روش تحقیق در این پژوهش، استقرایی است و در آن از شیوه همدیدی، محیطی به گردشی استفاده شده است. محدوده مورد بررسی، حوضه زاینده‌رود در مرکز ایران بوده که موقعیت جغرافیایی آن در بین ۳۰ حوضه درجه دوم آبخیز ایران (شرکت مدیریت منابع آب)، در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱. موقعیت حوضه آبریز زاینده‌رود در بین ۳۰ حوضه درجه دوم ایران

به‌طور خلاصه، مراحل انجام دادن کار شامل موارد زیر است:

۱. ابتدا داده‌های روزانه بارش مربوط به ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی و نیز باران‌سنجی حوضه در دوره زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۱ در ایستگاه‌های حوضه جمع‌آوری شد. در مرحله بعد، روزهای بارشی در ایستگاه‌های حوضه گروه‌بندی شد و روزهایی که دست‌کم در دو ایستگاه، بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در آن ثبت شده بود، استخراج شد که در نهایت، ۲۶۶ روز انتخاب شد. البته ممکن است روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر، بیشتر از این تعداد می‌بود، اما داده‌های بارش اطمینان‌بخش در ایستگاه‌های موجود، مربوط به همین ۲۶۲ روز بود.

۲. داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل در سطوح ۱۰۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ میلی‌باری و نیز داده‌های مربوط به وزش باد مداری^۱، از سایت www.cru.uea.ac.uk و بانک اطلاعاتی استخراج شد. پس از ذخیره داده‌های مربوط به سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۱ و وارد کردن آنها در نرم‌افزار اکسل و با نوشتن ماکرو^۲، فایل رقومی داده‌های مربوط برای تهیه نقشه در قالب عرض جغرافیایی X و طول جغرافیایی Y و ارتفاع ژئوپتانسیل Z برای ۳۶۵ یا ۳۶۶ روز هر سال تولید شد. مزیت این روش نسبت به دیگر روش‌های تهیه و استخراج داده‌های سطوح مختلف جو در این است که داده‌های ۳۶۵ روز یک سال در قالب طول، عرض و مؤلفه مربوط ذخیره‌سازی می‌شود که می‌توان آنها را به‌طور مستقیم وارد نرم‌افزارهای تهیه و ترسیم نقشه GIS یا نرم‌افزارهای آماری کرد.

1. U-wind
2. Macros

۳. سپس داده‌های محدوده مطالعاتی بین صفر تا ۸۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی هر سال که مربوط به روزهای دارای بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر بود از روزهای سال جدا شد و روزهای مربوط به هر سال انتخاب شد. به این ترتیب، بر اساس بارش روزانه بیش از ۱۰ میلی‌متر در حوضه، در مجموع داده‌های نقشه‌های ۲۶۶ روز به‌دست آمد. با توجه به قدرت تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه جغرافیایی، داده‌ها برای هر روز در ۸۲۵ گره جغرافیایی ثبت شد و ماتریسی به ابعاد 825×266 تشکیل شد.

۴. برای استخراج الگوهای گردشی موجد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر، از شیوه تحلیل عاملی با روش مؤلفه‌ها (PCA) استفاده شد. برای اطمینان از مناسب بودن داده‌ها به منظور اجرای تحلیل عاملی، از معیار KMO و نیز آزمون بارتلت استفاده شد. همان‌گونه که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مقدار محاسبه‌شده برای KMO معادل $0/988$ است. با توجه به اینکه هرچه مقدار معیار KMO به ۱ نزدیک‌تر باشد، بیان‌کننده تناسب بیشتر داده‌ها برای تحلیل عاملی است (منصورفر، ۱۳۸۸: ۳۷۴)، از کاربرد تحلیل عاملی اطمینان حاصل شد. همچنین، مقدار محاسبه‌شده برای آزمون بارتلت نیز در سطح $p < 0/0000$ معنادار است.

جدول ۱. آزمون KMO و بارتلت به منظور اطمینان از مناسب بودن داده‌ها برای تحلیل عاملی

KMO and Bartlett's Test		
Kaiser-Meyer-Olkin Measure of Sampling Adequacy.		.988
Approx. Chi-Square		.
Bartlett's Test of Sphericity	df	95653984
	Sig.	.

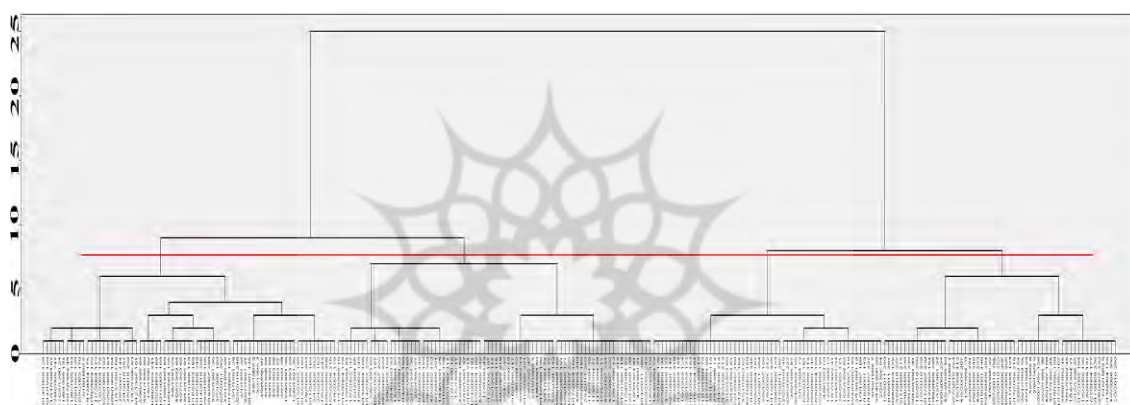
چون هدف استخراج الگوهای هوا بود، از روش s و تحلیل مؤلفه‌ها (PCA) با دَوَران^۱ و واریمکس^۲ برای گروه‌بندی استفاده شد. به این دلیل از دَوَران استفاده شد که اجرای آن موجب توزیع مناسب بارهای عاملی شد؛ در حالی اجرا نشدن چرخش، عدم توزیع مناسب بارهای عاملی را در پی داشت. برای مثال: در حالت بدون چرخش، ۸۵ درصد تغییرات را فقط عامل اول تبیین می‌کرد؛ در حالی که با اجرای چرخش، $38/1$ درصد را عامل اول و $57/6$ درصد را عوامل دوم تا چهارم تبیین کرد. امتیاز تحلیل مؤلفه‌های اصلی این است که ضمن اینکه تعداد متغیرها را کاهش می‌دهد، مقدار اولیه پراش (تنوع یا واریانس) موجود در داده‌های اصلی را حفظ می‌کند (علیچانی، ۱۳۷۵: ۱۸۰). این روش بین مجموعه فرآوانی از متغیرها، رابطه خاصی تحت یک الگوی فرضی برقرار می‌کند و آنها را بر حسب تعداد کمتری از ابعاد یا سازه‌ها بیان می‌دارد که این سازه‌ها، فاکتور یا عامل نامیده می‌شوند (منصورفر، ۱۳۸۸: ۲۵۵).

۵. در آخرین مرحله، با اجرای گروه‌بندی خوشه‌ای سلسله‌مراتبی^۳ بر روی بارهای عاملی استخراج‌شده، ۲۶۶ روز در ۵ گروه قرار داده شد. در خوشه‌بندی، از روش وارد^۴ برای تعیین خوشه‌ها و از معیار مربع فاصله اقلیدسی^۵ برای تعیین فاصله بین خوشه‌ها استفاده شد.

1. Rotation
2. Varimax
3. Hierarchical Cluster Analysis
4. Ward's Method
5. Square Euclidean Distance

بحث و یافته‌ها

بر اساس نتایج تحلیل مؤلفه‌های اصلی با دَوَران واریمکس، ۲۶۶ روز سال در ۹ عامل خلاصه شد. این ۹ عامل در مجموع، ۹۷/۶۳ درصد پراش داده‌ها را تبیین کرد. نود و دو درصد پراش را چهار عامل اول به ترتیب عامل اول ۳۸/۱، دوم ۳۶/۲، سوم ۱۱/۸ و چهارم ۵/۹ درصد تبیین کرد. نتایج اجرای گروه‌بندی سلسله‌مراتبی بر روی ۹ عامل، منتهی به قرار گرفتن روزهای سال در ۴ گروه بود. معیار برای انتخاب گروه‌ها، داشتن بیشترین همبستگی درون‌گروهی هر گروه و بیشترین پراش بین‌گروهی گروه‌های مختلف بود. بر این مبنای تقسیم روزهای سال به ۴ الگوی دارای بیشترین همبستگی بین‌گروهی و بیشترین پراش بین‌گروهی بود. در شکل ۲، دندروگرام و نحوه گروه‌بندی روزها مشخص شده است. همچنین، در جدول ۲، خلاصه نتایج گروه‌بندی استخراج‌شده از نمودار دندروگرام آورده شده است.



شکل ۲. نمودار دندروگرام مربوط به گروه‌بندی روزهای بارشی بر اساس نمره‌های عاملی ۹ عامل استخراج‌شده

جدول ۲. تقسیم الگوهای هم‌دید بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در حوضه زاینده‌رود

انحراف معیار (متر)	همبستگی دورن‌گروهی	همبستگی روز نماینده	روز نماینده	درصد فراوانی	فراوانی	الگوها
۲۷۵	۰/۹۲۱	۰/۹۸۴	۱۹۹۸/۲/۹	۲۹/۳	۷۸	الگو ۱
۲۵۴/۲	۰/۹۳۲	۰/۹۸۷	۱۹۹۴/۱۱/۱۷	۲۱/۴	۵۷	الگو ۲
۱۹۱/۶	۰/۸۵۱	۰/۹۸۹	۱۹۹۹/۳/۱۳	۲۷/۵	۷۳	الگو ۳
۲۶۱/۵	۰/۸۹۴	۰/۹۸۵	۲۰۰۶/۳/۲۹	۲۱/۸	۵۸	الگو ۴
				۱۰۰	۲۶۶	

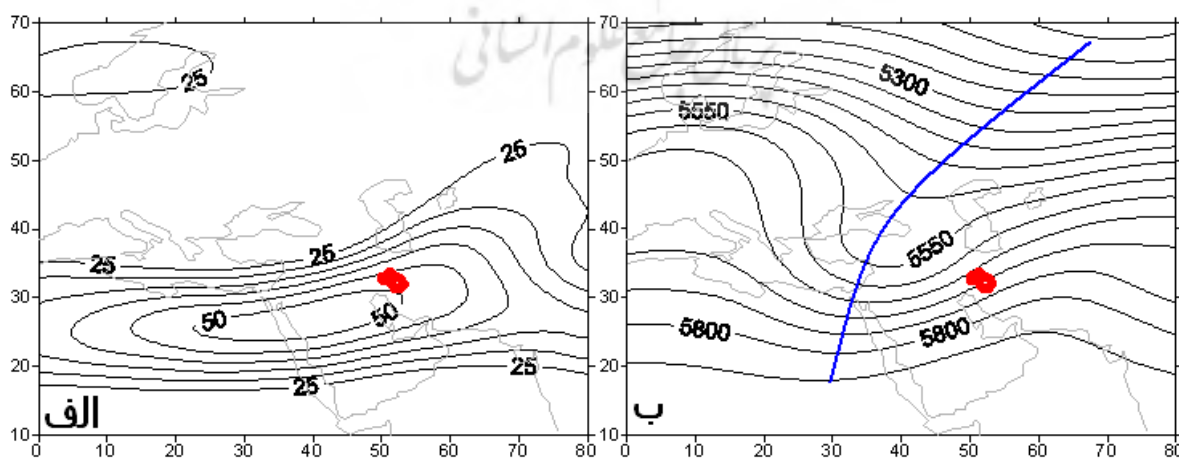
بر اساس نتایج جدول ۱، شرایط هم‌دید رخداد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در ۴ الگو رخ داد. بیشترین درصد فراوانی رخداد شرایط سینوپتیکی موجد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر با ۲۹/۳ درصد مربوط به الگوی ۱ و کمترین مربوط به الگوی ۲ با ۲۱/۴ درصد بود. الگوی ۲ با همبستگی درون‌گروهی $r=0/932$ دارای بیشترین همگنی بود؛ در حالی که الگوی ۳ نسبت به دیگر الگوها، همگنی کمتری داشت. با این حال، ضرایب همبستگی تمام الگوها در سطح اطمینان ۹۹ درصد تأیید شد. همچنین، با توجه به بیشترین ضریب همبستگی هر روز با دیگر روزها، روز نماینده هر الگو

مشخص شد. جالب توجه اینکه در روز نماینده، بارش ایستگاه‌ها چشمگیر بود که در بخش تحلیل الگوها به آن اشاره خواهد شد. بررسی متوسط مقادیر انحراف هر الگو بیان‌کننده آن است که شیب تغییر ارتفاع در الگوی ۱ و ۴ از دیگر الگوها بیشتر بوده، از شرایط مستدتری برای ریزش‌های شدیدتر برخوردار بود. برای حصول از شرایط همدید هر الگو، تغییرات ارتفاع در سطوح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ و نیز شرایط حضور رودباد در سطح ۲۰۰ میلی‌باری بر اساس نقشه‌های باد مداری بررسی شد. البته نقشه‌های ارتفاع سطح ۳۰۰ میلی‌باری نیز بررسی شد؛ اما به‌علت تشابه با سطح ۵۰۰ و محدودیت مقاله، از آوردن آن خوداری شده است.

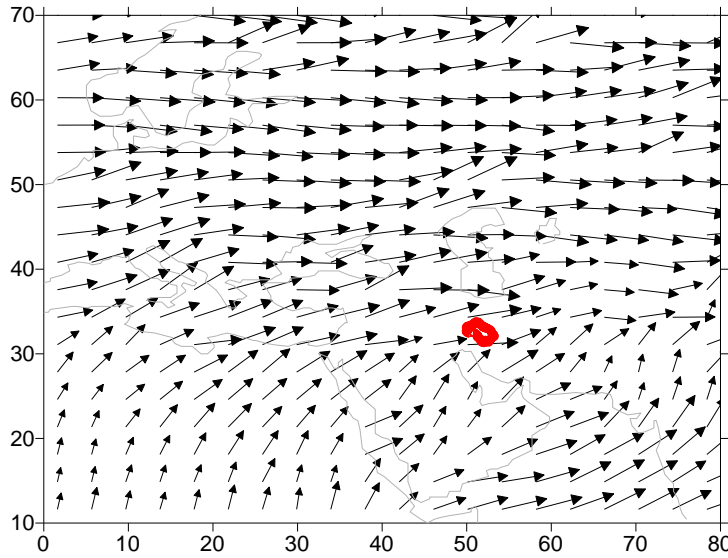
الگوی ۱ یا الگوی ناوه عمیق سیبری- شرق دریای مدیترانه: این الگو مهم‌ترین الگوی رخداد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در حوضه زاینده‌رود است. بررسی نقشه‌های میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ میلی‌باری در الگوی ۱ نشان از قرارگیری ناوه خمیده شمال شرق- جنوب غرب بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه است که تا دریای سرخ امتداد یافته است (شکل ۳ ب). همچنین، متوسط موقعیت رودباد جنب حاره‌ای بر روی دریای سرخ است و سمت چپ خروجی آن به‌طور کامل بر حوضه زاینده‌رود انطباق دارد (شکل ۳ الف). در این الگو، قرارگیری حوضه زاینده‌رود در زیر سمت شرق ناوه، به فرارفت هوا بر روی حوضه زاینده‌رود منجر می‌شود و بروز بارش را در این منطقه در پی دارد. از سویی دیگر، بررسی نقشه‌های میانگین سرعت باد مداری در این الگو نیز نشان از قرارگیری سمت چپ خروجی محور رودباد بر روی حوضه زاینده‌رود است که سبب افزایش چرخندگی مثبت بر روی منطقه فرارفت هوا در نواحی شرقی ناوه بادهای غربی می‌شود. در ناحیه راست ورودی و منطقه چپ خروجی رودباد غربی، حالت واگرایی که نتیجه‌ای از یک جریان آژوستروفیک است و در پی آن صعود هوا در تروپوسفر وجود دارد. در حالی که در دوچهارم دیگر، همگرایی و نزول هوا در تروپوسفر اتفاق می‌افتد، بیشینه چرخندگی در چپ رودباد و کمینه آن در سمت راست رودباد قرار دارد (روجر جی. بری و همکاران، ۲۰۰۱: ۲۷۷).

با توجه به اهمیت دو سطح ۱۰۰۰ [جهانبخش و کرمی (۱۳۷۸)، نوری و ایلدرمی (۱۳۹۱)] جو کورت روئل و همکاران (۲۰۰۷) و ۵۰۰ میلی‌باری [مرادی (۱۳۷۵)، نصیری و قائمی (۱۳۷۸)، جهانبخش و ذولفقاری (۱۳۸۱)، علیجانی (۱۳۸۱)، براتی و همکاران (۱۳۹۱)، ای. دانکلو و همکاران (۲۰۰۳)، پی. آلبرت و همکاران (۲۰۰۴)، جو کورت روئل و همکاران (۲۰۰۷)، قاسمی (۲۰۰۸)، یاسین و هتروشی (۲۰۱۰)، مفیدی (۱۳۷۵) و عزیزی و حنفی (۱۳۸۹)] و نیز نقش رودبادها در رخداد بارش [پی. آلبرت و همکاران (۲۰۰۴)، یاسین و هتروشی (۲۰۱۰)، آمیت توبی و یوری دایان (۲۰۱۳) و مفیدی (۱۳۷۵)] نقشه‌های سه روز قبل و روز بارش در سطوح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ و نیز نقشه‌های وزش باد مداری سطح ۲۰۰ میلی‌باری برای روز نماینده هر الگو بررسی شد. همچنین، نقشه‌های رطوبت نسبی برای ارزیابی منابع رطوبتی سامانه‌ها و مشخص کردن وزش رطوبت بررسی شد. بررسی این نقشه‌ها نشان داد که در سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری در روز ۶ ژانویه ۱۹۹۸ (۳ روز قبل از بارش)، کم‌ارتفاع (فشار) حرارتی عمیقی بر روی شمال شرق اروپا و روسیه تشکیل شده است که با کم‌ارتفاع پویشی تراز میانی منطبق بود. با حرکت موج باد غربی به سمت شرق در روز ۷ و ۸ ژانویه، کم‌ارتفاع (فشار) پویشی در سطح ۵۰۰ و حرارتی در سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری دیگری جای آن را گرفته است که این بار مرکز آن بر روی دریای خزر قرار داشت. در سطح زمین، دو سلول پرفشار یکی بر روی منطقه آلپ و دیگری بر روی فلات تبت تشکیل

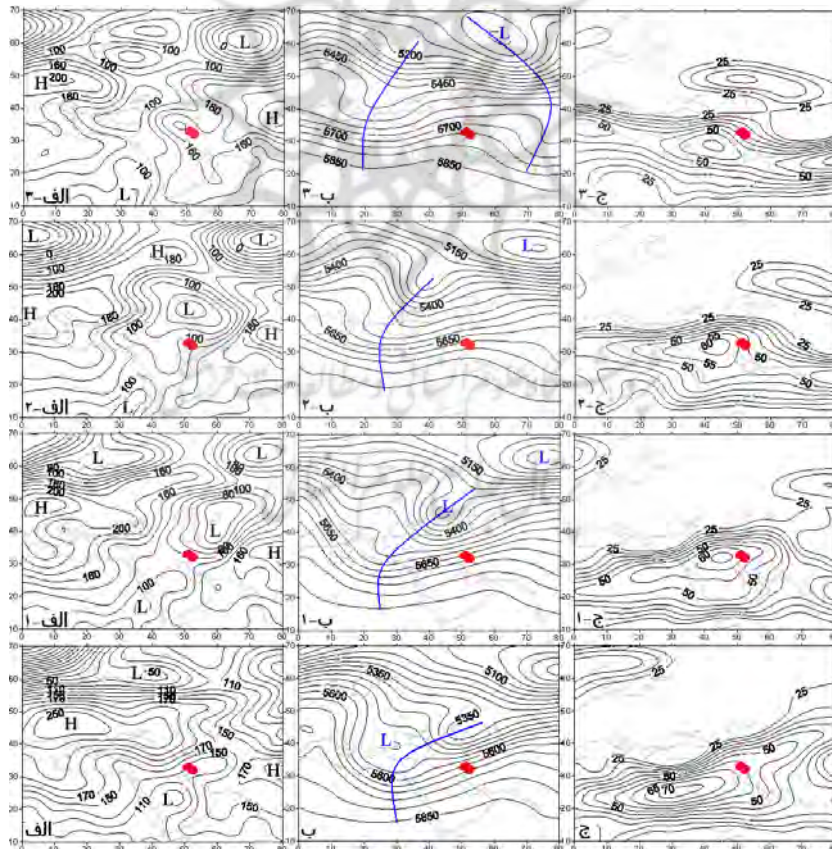
شده است که در روز ۹ ژانویه (روز بارش) عمق آنها افزایش یافت. در این روز، کم‌فشار روی منطقه خاورمیانه عمیق‌تر و مشهودتر شد. سلول کم‌فشاری که در روز هشتم بر روی شمال شرق دریای مدیترانه در حال تشکیل بود، در روز نهم تکوین یافت و فرود عمیقی که منجر به تشکیل این ۳ سلول کم‌فشار به‌دنبال هم شد، در روز بارش، به‌طور کامل بر روی حوضه زاینده‌رود قرار گرفت. این فراز با رودباد عمیق‌یافته در جنب حاره تقویت شد و چرخندگی مثبت را بر روی منطقه به‌شدت افزایش داد. دقت در روند مداری شدن سرعت باد در شکل‌های ۵ (ج تا ج-۳) و تلفیق هسته‌های سرعت با هم و تشکیل هسته سرعت عمیقی در سطح ۲۰۰ میلی‌باری و تبدیل آن به هسته رودباد با سرعت ۷۰ متر بر ثانیه در روز وقوع بیشینه بارش در ۹ ژانویه، اثر تشدید ناپایداری ناشی از قرارگیری جانب چپ خروجی محور رودباد بر روی فراز باد غربی را به‌خوبی نشان می‌دهد. افزایش مقدار بارش ایستگاه کوه‌رنگ از روزهای ۶، ۷، ۸ و ۹ به‌ترتیب از ۲۱/۵ به ۵۲/۱، ۶۸/۸ و ۱۰۱/۲ میلی‌متر نشان از تکوین هسته سرعت رودباد از روز ششم تا نهم و همزمان با آن، عمق یاقتن ناوه شرق مدیترانه است. همچنین، در روزهای هشتم و نهم در ایستگاه داران، به‌ترتیب ۲۲ و ۲۴ میلی‌متر بارش ثبت شد. شدیدترین بارش‌ها در این الگو اتفاق افتاد. با توجه به جدول ۲، بیشترین انحراف معیار تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل با مقدار ۲۷۵ متر، در این الگو بود که نشان از شیب بسیار زیاد تغییرات فشار در این الگو بوده است. بررسی نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ میلی‌باری این الگو بر روی نقشه ۵-ب روز بارش، اهمیت شیب تغییرات فشار در ریزش‌های ۱۰۰ میلی‌متر در ایستگاه کوه‌رنگ را نشان می‌دهد. از سوی دیگر، محور رودباد با هسته سرعت ۷۰ متر بر ثانیه (بالا‌ترین هسته سرعت در تمام الگوها) و تراکم خطوط هم‌سرعت با جهت جنوب غربی-شمال شرقی، در شدت بخشیدن به فرارفت هوا در غرب ناوه باد غربی و افزایش چرخندگی مثبت و ایجاد بارش سیل‌آسا بر روی حوضه بسیار مؤثر بوده است (شکل ۵ ج). در این الگو، منبع تأمین رطوبت عمدتاً دریای مدیترانه و سپس دریای سرخ است. همچنین، بخشی از رطوبت این الگو از کمربند همگرایی میان حاره تأمین می‌شود (شکل ۴).



شکل ۳. الگوی ۱. الف: موقعیت رودباد جنب حاره‌ای در شمال شرق آفریقا تا خلیج فارس که با اندکی انحنای به‌سمت شمال شرق امتداد دارد؛ ب: نقشه متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل برای در سطح ۵۰۰ میلی‌باری که نشان می‌دهد ناوه شرق مدیترانه را ناوه قرارگرفته بر روی سبیری تقویت می‌کند. موقعیت حوضه زاینده‌رود با خط توپوگراف مشخص است.

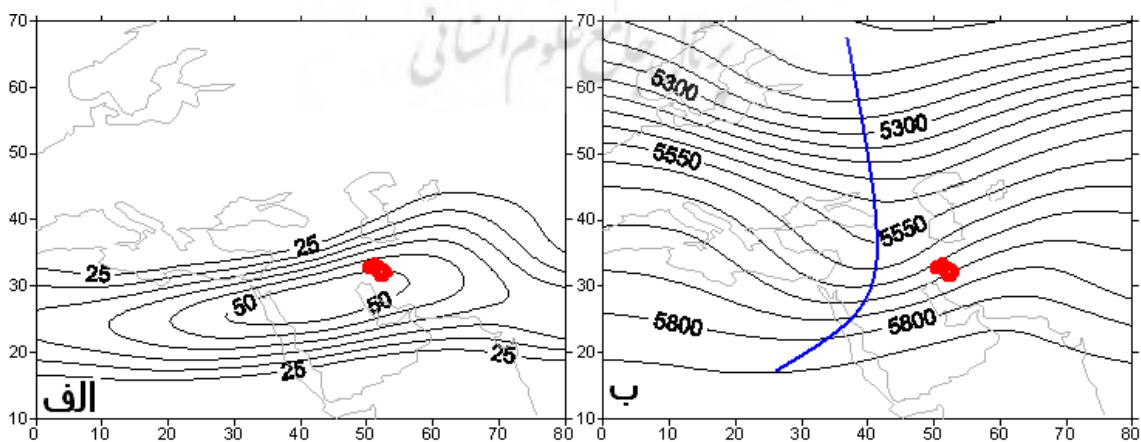


شکل ۴. نقشه شارش رطوبتی سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری که منابع تأمین رطوبت سامانه باران‌زای روز بارش ۹ فوریه ۱۹۹۸ را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است، در این الگو، پیکان‌های منشعب از تمام ناحیه دریای سرخ و خلیج فارس پیرنگ است که اهمیت آب گرم دریای سرخ را در تأمین منابع رطوبتی این سامانه باران‌زا نشان می‌دهد.

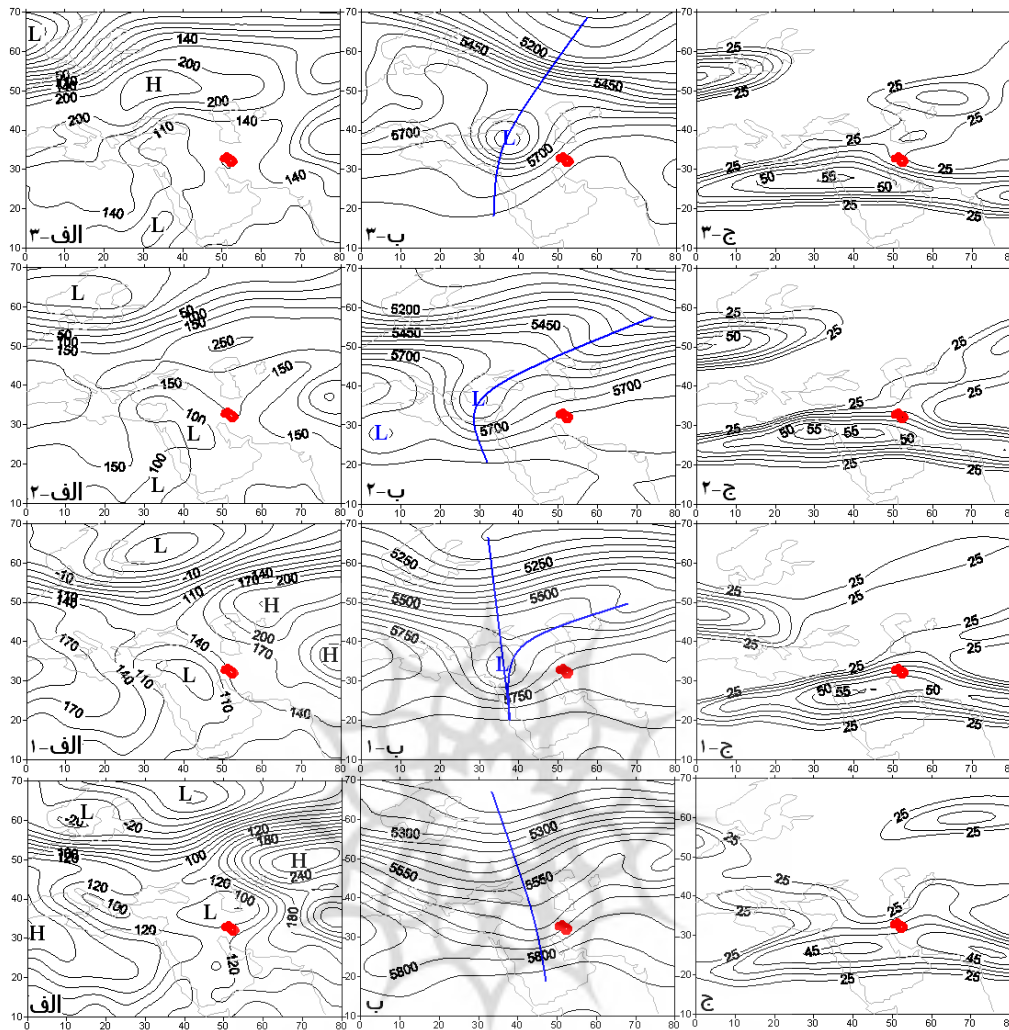


شکل ۵. روز ۹ فوریه ۱۹۹۸ نماینده الگوی ۱، نقشه‌های الف-۳ تا الف به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۱۰۰۰ از سه روز قبل تا روز بارش. در این نقشه‌ها موقعیت کم‌ارتفاع (فشار) با L و موقعیت پُر ارتفاع (فشار) با H مشخص است. نقشه‌های ب-۳ تا ب به ترتیب موقعیت ناوه در سطح ۵۰۰ محور تراف با خط ضخیم آبی و موقع کم‌ارتفاع (فشار) پویشی با L آبی رنگ مشخص است. نقشه‌های ج-۳ تا ج به ترتیب موقعیت هسته رودباد با سرعت بیش از ۲۵ متر بر ثانیه. سرعت هسته رودباد بیش از ۶۵ متر بر ثانیه است. موقعیت حوضه زاینده‌رود با خط قرمز توپر مشخص است.

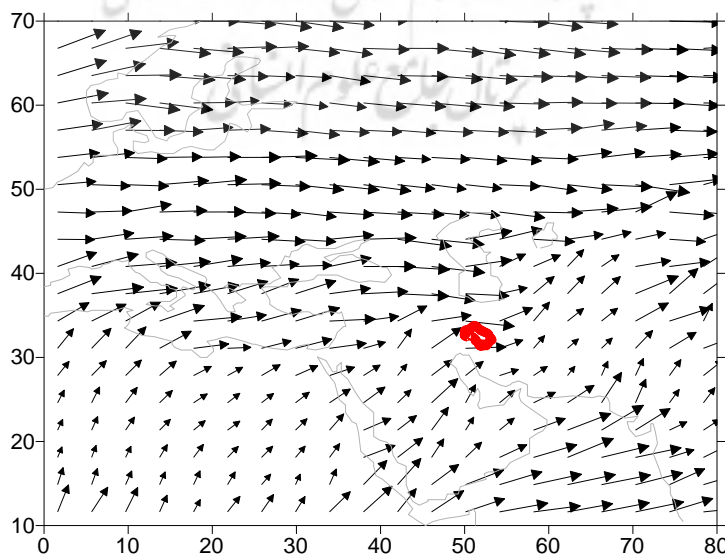
الگوی ۲ یا الگوی مدیترانه‌ای: شاخص‌ترین کم‌فشارهای پوششی دریای مدیترانه در این الگو مشاهده می‌شود. این الگو ۲۱/۴ درصد از شرایط تراز فوقانی، میانی و سطح زمین را برای رخداد بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر حوضه زاینده‌رود توجیه می‌کند. بررسی نقشه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ در شکل ۶، حاکی از قرارگیری محور تراز تا مرکز دریای سرخ در روز وقوع بارش است. قرارگیری محور بر روی دریای سرخ با قرارگیری مرکز هسته سرعت رودباد بر روی همین منطقه همراه می‌شود. رودباد جنب حاره‌ای در موقعیت جنوبی آن قرار دارد و همین عامل به تقویت فرود دریای سرخ منجر می‌شود. حتی این عامل در الگوی قبلی نیز دیده می‌شود. در نقشه متوسط موقعیت و سرعت وزش باد مداری، قرارگیری حوضه زاینده‌رود در زیر منطقه خروجی رودباد، با فرارفت هوا در سمت شرقی محور موج باد غربی همراه شده، به ایجاد بارش منتهی می‌شود (شکل ۶). انطباق نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در سطوح ۱۰۰۰ با نقشه‌های سطح ۵۰۰ در ۳ روز قبل از روز نماینده وقوع بارش و روز وقوع بارش (۱۷ نوامبر ۱۹۹۴) نشان از ردیابی مراکز کم‌فشار سطح زمین و سیکلون‌های سطح میانی جو دارد (شکل ۷). آنچه در این الگو مشهود است، تقویت و افزایش شیب فشار بر روی دو هسته پرفشار، یکی بر روی سبیری و دیگری بر روی فلات تبت، در روز قبل از وقوع بارش و روز وقوع بارش است که موجب افزایش شیب تغییرات فشار در سطح زمین شد. در روز قبل از وقوع بارش در ایستگاه کوه‌رنگ، ۱۷/۴ میلی‌متر بارش ثبت شد. یکی شدن دو فرود در روز وقوع بارش در غرب ایران که با قرارگیری کامل چپ خروجی محور رودباد بر روی حوضه زاینده‌رود همراه شد، به افزایش شدت چرخندگی مثبت و افزایش شدت بارش بر روی حوضه زاینده‌رود منتهی شد. همچنین، با نزدیک شدن به روز بارش (۱۷ نوامبر ۱۹۹۴)، شیب تغییرات وزش باد در این الگو بیشتر شد. در روز نمونه این الگو، سرعت هسته به بیش از ۶۵ متر بر ثانیه رسید که در مقایسه با الگوی ۱ کمتر ولی از دو الگوی دیگر بیشتر بود. در روز ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴، در ایستگاه‌های کوه‌رنگ ۵۰/۵ و داران ۱۴ میلی‌متر بارش ثبت شد. شکل ۸ منطقه مدیترانه را منبع اصلی تأمین رطوبت در این الگو معرفی کرده است. در این الگو، تأثیر دریای سرخ در تأمین منابع رطوبتی نسبت به الگوی ۱ کمتر است.



شکل ۶. الگوی ۲. الف: موقعیت هسته سرعت رودباد جنب حاره‌ای، بین شمال دریای سرخ و خلیج فارس قرار دارد و مانند الگوی قبلی اندکی به سمت شمال شرق انحنای دارد؛ ب: سمت راست نقشه متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح ۵۰۰ میلی‌باری. تقویت ناوه مدیترانه توسط ناوه شرق اروپا در این الگو نیز مشخص است.

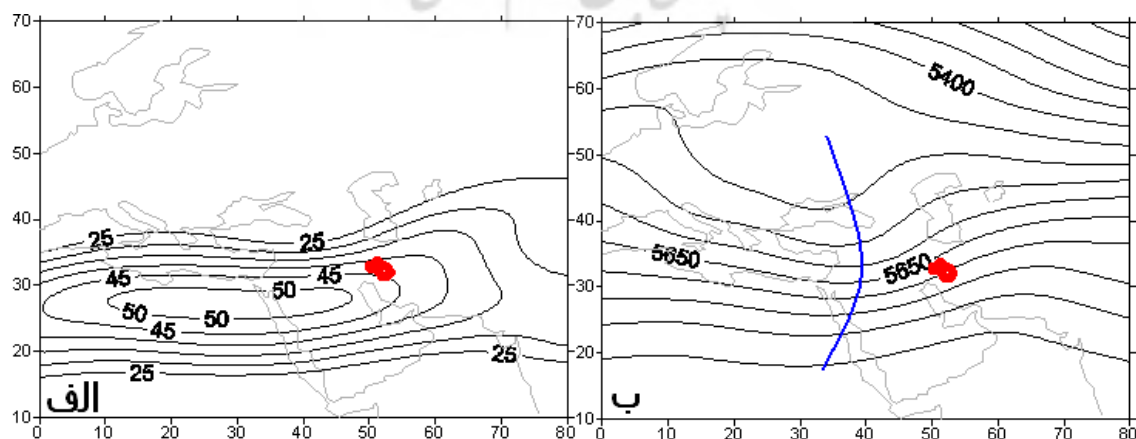


شکل ۷. مانند شکل ۵، برای روز ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴ به‌منزله نماینده الگوی ۲

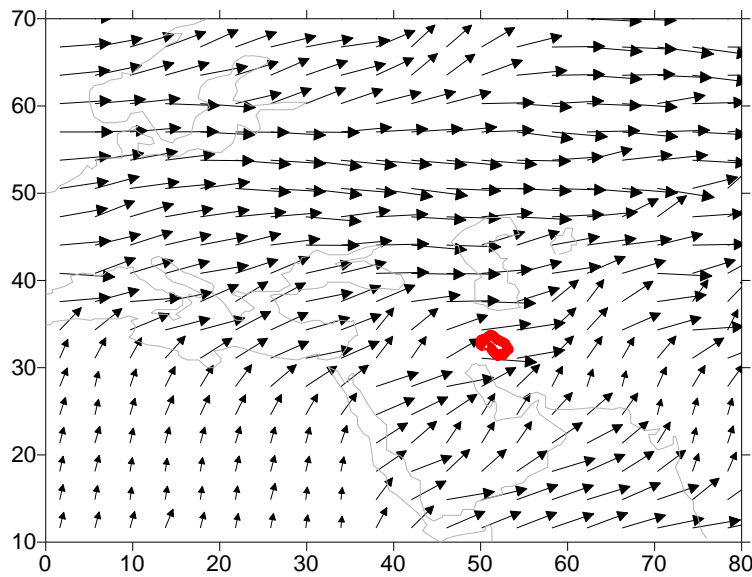


شکل ۸. نقشه شارش رطوبتی سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری روز ۱۷ نوامبر ۱۹۹۴. در این الگو، تأثیر دریای مدیترانه در تأمین منابع رطوبتی سامانه‌های مدیترانه‌ای دارای اهمیت بیشتری است.

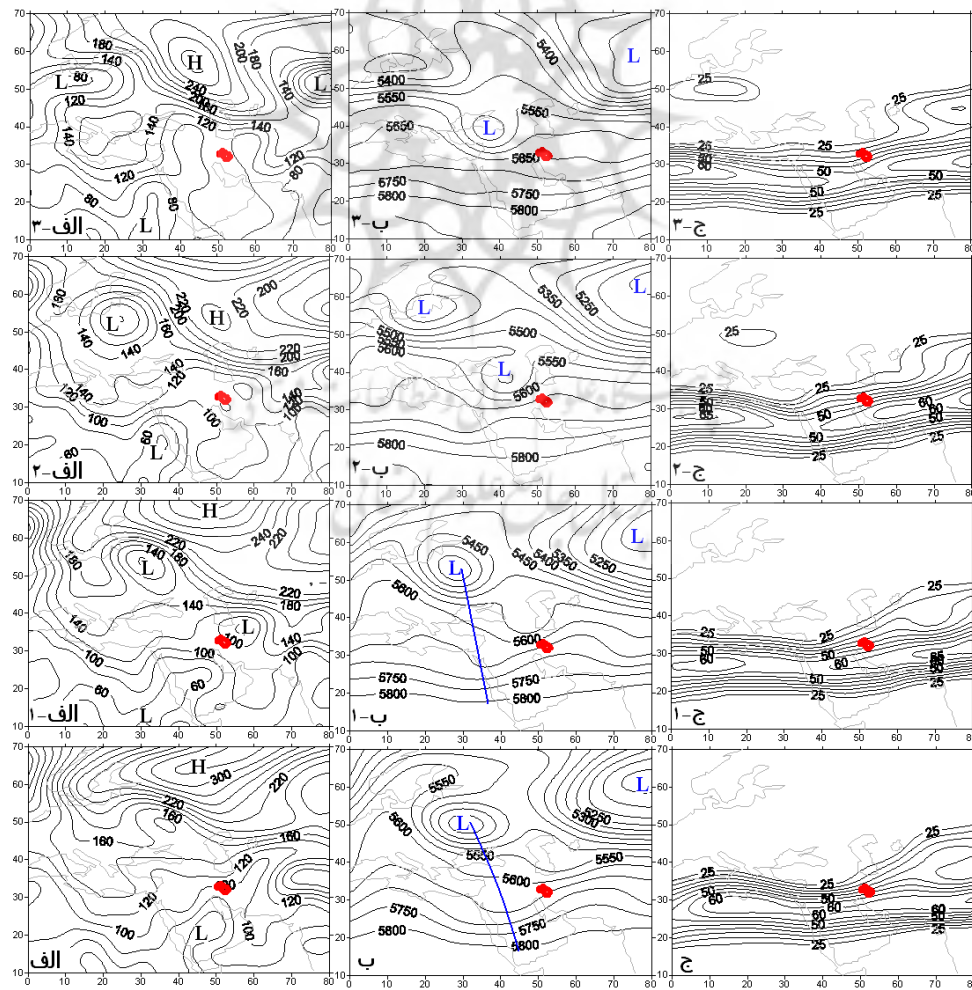
الگوی ۳ یا الگوی ناوه دریای سیاه- دریای سرخ: بعد از الگوی ۱، بیشترین فراوانی (۲۷/۵ درصد) شرایط رخداد بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر به این الگو اختصاص دارد. در نقشه متوسط موقعیت و متوسط سرعت باد مداری این الگو، هسته سرعت رودباد با اندکی انحراف به سمت غرب، بین شمال آفریقا و شبه جزیره عربستان قرار دارد و محور چپ خروجی محور رودباد نیز بر روی فرازش هوا در سمت شرق محور موج باد غربی است (شکل ۹ الف). در نقشه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ میلی‌باری این الگو، موقعیت ناوه بادهای غربی بر روی دریای سیاه قرار دارد و با اندک انحرافی از روی ترکیه و سوریه عبور کرده، منطقه فرارفت باد غربی را بر روی ایران قرار می‌دهد (شکل ۹ ب). ترسیم نقشه شارش رطوبتی روز نمونه بارشی این الگو در شکل ۱۰، نشان‌دهنده منابع تأمین رطوبت از دریای سرخ و مدیترانه است. بررسی نقشه‌های سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری سه روز قبل از روز بارش (۱۰ مارس ۱۹۹۹)، نشان از تشکیل ۳ هسته کم‌ارتفاع (فشار) بر روی اسکاندیناوی، شمال سیبری و دریای سیاه دارد که با کم‌فشارهای پوششی در سطح ۵۰۰ میلی‌باری انطباق دارد. بر روی شمال روسیه، هسته مرتفع (پرفشار) عمیقی وجود دارد که زبانه‌های آن تا دریای خزر کشیده شده است. با حرکت به سمت شرق موج بادهای غربی، هسته‌های کم‌ارتفاع به سمت شرق جابه‌جا می‌شود. در روزهای ۱۲ و ۱۳ مارس، هسته روی اسکاندیناوی و روی دریای سیاه با هم یکی شد و بر روی دریای سیاه، کم‌ارتفاع پوششی عمیقی را شکل داد. در این روز، ناوه روی دریای سیاه عمیق‌تر شد و منطقه فرارفت بادهای غربی به‌طور کامل بر روی ایران و حوضه زاینده‌رود قرار گرفت (شکل‌های ۱۱ الف تا الف ۳). در سطح ۲۰۰ میلی‌باری در روز ۱۳ مارس، ناحیه چپ خروجی هسته رودباد شمال آفریقا و راست ورودی هسته روی فلات تبت، بر روی منطقه فرارفت جلو موج بادهای غربی قرار گرفت و به تشدید چرخندگی مثبت و ناپایداری افزایش بارش در این روز منجر شد (شکل ۹ ج). در روز ۱۳ مارس، در ایستگاه‌های کوه‌رنگ ۵۲/۱، داران ۱۱/۱، اصفهان ۱۴، کبوترآباد ۱۲ و شرق اصفهان ۱۱ میلی‌متر بارش ثبت شد. عدم انطباق منطقه واگرایی بالایی هسته رودباد بر حوضه زاینده‌رود در روزهای قبل از روز بارش، پایداری هوا و نبود ریزش جوی را در پی داشت (شکل‌های ۱۱ ج-۳ تا ج-۱). آنچه در این الگو مشاهده می‌شود این است که زمانی بارش در منطقه زاینده‌رود افزایش می‌یابد که کم‌فشار سطح زمین و کم‌فشار پوششی تراز میانی و واگرایی در خروجی چپ هسته رودباد در تراز ۲۰۰ میلی‌باری به‌طور کامل بر هم منطبق شود و این اتفاق در روز بارش، یعنی ۱۳ مارس ۱۹۹۹، افتاد.



شکل ۹. الگوی ۳. الف: موقعیت رودباد جنب حاره‌ای. انحناى محور رودباد دارای جهت مداری است. ب: نقشه متوسط ارتفاع برای در سطح ۵۰۰ میلی‌باری و انحناى متفاوت محور ناوه نسبت به الگوهای قبلی. عمق ناوه بادهای غربی در این الگو کمتر است و مانند دو الگوی قبلی، ناوه شرق اروپا آنها را تقویت نکرده است.

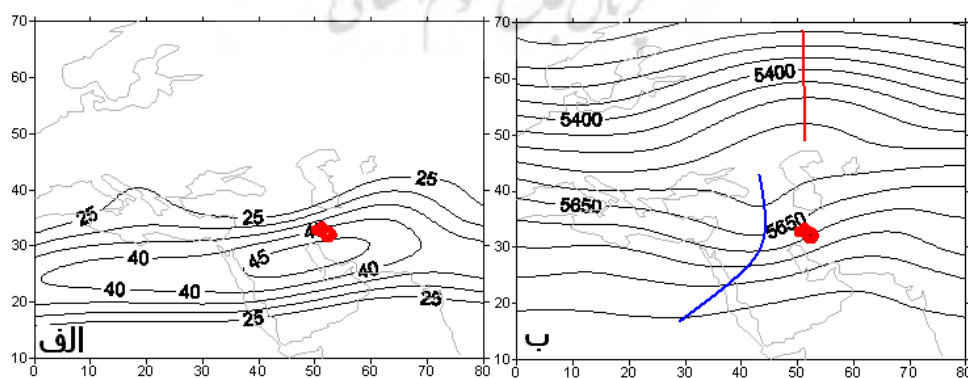


شکل ۱۰. نقشه شارش رطوبت روز بارشی ۱۰ مارس ۱۹۹۹. این نقشه بر اهمیت تأمین رطوبت از دریای سرخ در این الگو تأکید دارد.

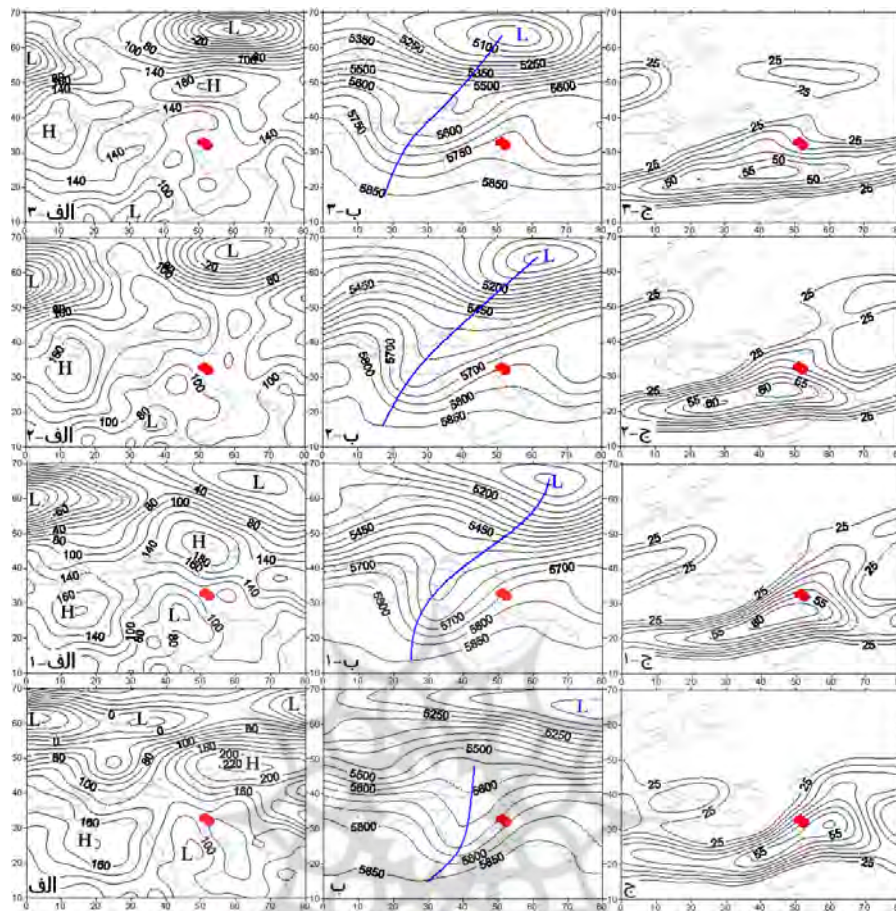


شکل ۱۱. مانند شکل ۵، برای روز ۱۳ مارس ۱۹۹۹ به‌منزله نماینده الگوی ۴

الگوی ۴ یا ناوه ترکیه- دریای سرخ: در نقشه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ میلی‌باری این الگو، ترافی که در غرب ایران بر روی مرز عراق و سوریه قرار دارد، در عرض‌های شمالی‌تر بر روی روسیه تبدیل به پشته می‌شود (شکل ۱۲ ب). منطقه گذار از تراف به پشته در شمال غرب دریای خزر واقع است. هسته به نسبت کم‌سرعت باد مداری در سطح ۲۰۰ میلی‌باری شیب کمتر تغییرات سرعت باد در مقایسه با دیگر الگوها، درست بر بالای همین منطقه مشهود است (شکل ۱۲ الف). بررسی شرایط همدید در نقشه‌های سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری از سه روز قبل از بارش نیز مؤید فرارگیری ۲ تا ۳ مرکز کم‌فشار عمیق بر روی نواحی شمال اسکانندیناوی و روسیه است که در روز ۲۹ مارس (روز بارش) به ۳ سلول تبدیل شد. در همین سطح، در نواحی جنوبی‌تر بر روی خزر و نیز غرب مدیترانه و شمال آفریقا دو مرکز پرفشار قرار دارد و بر روی شبه جزیره عربستان نیز یک کم‌فشار مستولی است. زبانه‌های پرفشار تبت نیز تا مرکز ایران بر روی حوضه زاینده‌رود کشیده شده است. در نقشه‌های سطوح میانی، کم‌ارتفاع پوشی شمال اروپا بر کم‌ارتفاع سطح زمین منطبق و ناوه شرق اروپا و روسیه تا شرق دریای مدیترانه گسترش یافته است. در نقشه‌های تراز میانی جو در این الگو، شیب چشمگیر فشار در سطوح میانی جو به چشم می‌خورد که ممکن است به افزایش شدت ناپایداری بر روی منطقه بینجامد. بر خلاف دیگر الگوها، در سطح ۲۰۰ میلی‌باری، هسته رودباد شکل واقعی خود را از دو روز قبل از بارش دارد و بسته به انطباق کامل آن بر منطقه فراز بادهای غربی بر روی حوضه زاینده‌رود، شدت بارش را به ترتیب از روز ۲۷ مارس افزایش داده است. در روز ۲۷ مارس، در ایستگاه کوه‌رنگ ۳۱/۹ میلی‌متر و در روز ۲۸ مارس، در همان ایستگاه ۳۵، داران ۱۳ و فریدون‌شهر ۱۳/۹ میلی‌متر بارش ثبت شد. در روز ۲۹ مارس، در کوه‌رنگ ۴۰، فریدون‌شهر ۴۸/۸، داران ۲۸، میمه ۱۲/۸ و زرین‌شهر ۱۰/۶ میلی‌متر بارش به ثبت رسید. افزایش عمودی (مقدار) و افقی (گستره جغرافیایی) بارش در روز نمونه این الگو، از روز ۲۷ به روز ۲۹ مارس، نشان از تأثیر بسیار زیاد انطباق رودباد جنب حاره‌ای بر منطقه فرازش بادهای غربی و افزایش بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در تمام گستره حوضه زاینده‌رود دارد. در روز ۲۹ مارس، با آنکه از عمق ناوه بادهای غربی کاسته شد، با فرارگیری چپ خروجی محور رودباد بر روی حوضه زاینده‌رود، افزایش شدت ناپایداری و افزایش بارش را نسبت به روزهای پیشین در پی داشت (شکل ۱۳ الف تا الف ۳).

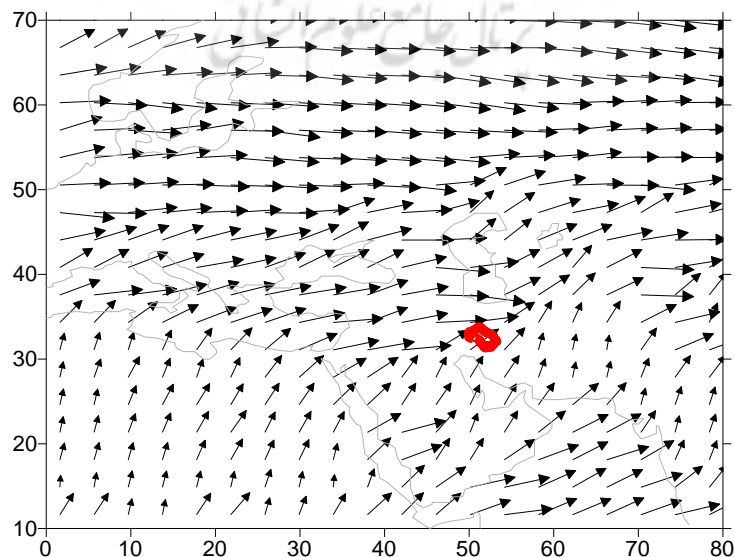


شکل ۱۲. الگوی ۴. الف: در این الگو، موقعیت محور رودباد جنب حاره‌ای بر روی نقشه متوسط باد مداری سطح ۲۰۰ میلی‌باری نشان‌دهنده این است که متوسط سرعت هسته رودباد و شیب تغییرات سرعت باد نسبت به دیگر الگوها کمتر است و هسته رودباد نیز با اندکی انحنای نسبت به شمال شرق، بین شبه جزیره عربستان و مرکز ایران قرار دارد. ب: نقشه متوسط ارتفاع برای در سطح ۵۰۰ میلی‌باری، کم‌عمق‌تر بودن ناوه و موقع متفاوت آن نسبت به دیگر الگوها را نشان می‌دهد. در امتداد محور ناوه، محور پشته با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۱۳. مانند شکل ۵، برای روز ۲۹ مارس ۲۰۰۶ به‌منزله نماینده الگوی ۵

در این الگو، دو مرکز پرفشار در سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری شکل گرفته است که در افزایش شیب فشار در روز وقوع بارش مؤثر بوده است. در این الگو، منابع تأمین رطوبت، بیشتر دریای سرخ و مدیترانه و نیز منطقه همگرایی میان حاره بوده است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. نقشه شارش رطوبتی برای روز بارشی ۲۹ مارس ۲۰۰۶

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، تأثیر رودباد جنب حاره‌ای بر بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر که بارش مؤثر در تأمین آب حوضه زاینده‌رود است، تحلیل شده است. با استفاده از روش مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی، نقشه روزهای بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر حوضه زاینده‌رود در ۴ الگو گروه‌بندی شد. به‌طور کلی، بررسی ارتفاع ژئوپتانسیل در دو سطح ۱۰۰۰ و ۵۰۰ میلی‌باری و وزش باد مداری در سطح ۲۰۰ میلی‌باری و نیز نقشه‌های وزش رطوبتی، نتایج زیر را در بر داشت: انطباق نقشه‌های سطوح میانی و سطح زمین، اهمیت مراکز فشار در سطح ۱۰۰۰ میلی‌باری به‌منظور تقویت شیب فشار بین پرفشارهای حرارتی سبیری و تبت و نیز پرفشار پویشی منطقه آلپ با کم‌فشار شبه جزیره عربستان و تقویت جبهه‌زایی برای کلید خوردن شرایط ناپایداری را نشان می‌دهد. بررسی الگوی نقشه‌ها در سطح ۵۰۰ میلی‌باری نشان می‌دهد زمانی که ناوه شرق اروپا با ناوه شرق مدیترانه یا ناوه دریای سرخ یکی می‌شود، بارش‌های سنگین‌تری در حوضه رخ می‌دهد. وزش باد مداری در سطح ۲۰۰ میلی‌باری بیان‌کننده تأثیر بسیار زیاد موقعیت هسته رودباد جنب حاره‌ای بر ایجاد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر حوضه زاینده‌رود است؛ به‌ویژه، زمانی که هسته سرعت رودباد جنب حاره‌ای با هسته سرعت رودباد جبهه قطبی یکی شود، اثر آن بر ایجاد بارش بیشتر است. اگرچه در همه الگوها انطباق چپ خروجی محور رودباد در بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر حوضه مشهود است، افزایش سرعت رودباد بر افزایش شدت بارش تأثیر زیادی دارد؛ به‌طوری که در سرعت‌های بیش از ۷۰ متر بر ثانیه، بارش روزانه برخی ایستگاه‌ها به بیش از ۱۰۰ میلی‌متر افزایش داشته است. بر اساس نقشه‌های میانگین، مشخص شد هنگامی که چپ خروجی محور رودباد جنب حاره‌ای بر روی منطقه فرازش موج بادهای غربی در شرق ناوه بادهای غربی قرار می‌گیرد، به افزایش شدت چرخندگی مثبت منجر شده، تشدید ناپایداری و ایجاد بارش سنگین در حوضه را در پی دارد. بررسی ما نشان داد انطباق محور رودباد بر ناوه عرض‌های میانی در غرب ایران، اهمیت بیشتری در تشدید ناپایداری و ایجاد بارش سنگین‌تر در منطقه نسبت به انطباق شرایط همدید تراز ۵۰۰ میلی‌باری با فشار سطح زمین دارد. آنچه تشدید ناپایداری را برای بروز بارش‌های سنگین بر عهده دارد، قرارگرفتن موقعیت رودباد جنب حاره‌ای بر روی مرکز و جنوب دریای سرخ است که به عمیق‌تر شدن ناوه عرض‌های میانی، افزایش شدت چرخندگی مثبت و کمک به مکش رطوبت از منابع رطوبتی دریای سرخ و خلیج فارس و حتی نواحی حاره منجر می‌شود. از این‌رو، گرایش به افزایش سنگین‌تر بارش روزانه، به افزایش فعالیت و موقعیت تراف دریای سرخ و رابطه آن با رودباد جنب حاره‌ای مربوط می‌شود. همچنین، موقعیت و انحنای محور رودباد جنب حاره‌ای در شمال دریای سرخ و به‌طور کلی در خاورمیانه، تأثیر بسزایی بر ایجاد بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر بر روی منطقه و به‌همین ترتیب، بر فعال شدن دریای سرخ در تأمین رطوبت سامانه‌های بارش‌زای مرتبط با ناوه دریای سرخ دارد. تقویت این فرارفت در نتیجه قرارگیری ناحیه واگرایی بالایی سمت چپ خروجی رودباد جنب حاره‌ای بر منطقه فرارفت هوا در جانب رو به شرق ناوه است که همین عامل مهم در افزایش شدت چرخندگی مثبت و ایجاد بارش سنگین در حوضه زاینده‌رود بسیار مؤثر است.

منابع

- براتی، غ.؛ بذاق جمالی، ج. و ملکی، ن. (۱۳۹۱). نقش واچرخندها در رخداد بارش‌های سنگین دهه اخیر غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۲ (پیاپی ۸۰)، ص. ۸۵-۹۸.
- جهانبخش، س. و ذولفقاری، ج. (۱۳۸۱). بررسی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۶ و ۱۷، شماره ۴ و ۱ (پیاپی ۶۳-۶۴)، ص. ۲۳۴-۲۵۸.
- جهانبخش، س. و کرمی، ف. (۱۳۷۸). تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۴، شماره پیاپی ۵۴ و ۵۵، ص. ۱۰۷-۱۳۱.
- خوشحال، ج.؛ خسروی، م. و نظری‌پور، ح. (۱۳۸۸). شناسایی منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق‌سنگین استان بوشهر، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، زمستان، ص. ۷-۲۸.
- عزیزی، ق. و حنفی، ع. (۱۳۸۹). برآورد حداکثر بارش محتمل (PMP) حوضه آبی‌چای به روش سینوپتیکی، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۲، ص. ۵۵-۷۱.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). شناسایی تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۶ و ۱۷، شماره ۳ و ۴ (پیاپی ۶۳-۶۴)، ص. ۱۱۴-۱۳۳.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیکی، چاپ ۲، تهران: سمت.
- لشکری، ح.؛ قائمی، ه.؛ حجتی، ز. و امینی، م. (۱۳۹۱). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های شدید در استان اصفهان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۴، ص. ۹۹-۱۱۶.
- مرادی، ح. (۱۳۷۵). پیش‌بینی سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سامانه‌های همدیدی در شمال شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۹، شماره ۴ (پیاپی ۷۵)، ص. ۵۴-۷۰.
- مفیدی، ع. (۱۳۷۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ دریای سرخ در خاورمیانه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۹، شماره ۴ (پیاپی ۷۵)، ص. ۷۱-۹۳.
- منصورفر، ک. (۱۳۸۸). روش‌های پیشرفته آماری همراه با برنامه‌های کامپیوتری، چاپ ۳، تهران: دانشگاه تهران.
- نصیری، ع. و قائمی، ه. (۱۳۷۸). تحلیل الگوی سینوپتیکی و دینامیکی بارش‌های کرخه و دز، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۱۴، شماره پیاپی ۵۴ و ۵۵، ص. ۱۷۷-۱۸۵.
- نوری، ح. و ایلدرمی، ع. (۱۳۹۱). تحلیل شرایط همدید و دینامیک رویدادهای بارشی سنگین سواحل جنوبی خزر در مقایسه با ایران زمین، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، دوره ۱۶، شماره ۴۱، ص. ۱۹۷-۲۳۶.
- یارنال، ب. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه سیدابوالفضل مسعودیان، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Alijani, B., 2002, **Identify of Rainy Weather Types of Tehran by Vortices Calculating**, Geographical Research Quarterly, Vol. 16 and 17, No. 63-64. PP. 114-132.
- Alijani, B., 2006, **Synoptic Climatology**, Second Edition, Tehran: SAMT.
- Alpert, P., Osetinsky, I., Ziv, B. and Shafir, H., 2004, **Semi-objective classification for daily synoptic systems: application to the eastern Mediterranean climate change**, International Journal of Climatology, Vol. 24, Issue 8, PP. 1001-1011.
- Azizi, Gh. and Hanafi, A., (2010) **Estimation of probability Maximum Precipitation of Aji Chay Basin By Synoptic Method**, Geographical Research of Drought Regions, No. 2, PP. 55-71.
- Barati, Gh., Bidaghjamali, J. and Maleki, N., 2002, **The Roll of Anticyclones on Occurrence of Heavy Precipitation at Resent Decades in West of Iran**, Natural Geography Researches, Vol. 44, No. 80, PP. 85-98.

- Barry, R.G. and Carleton, A.M., 2001, **Synoptic and Dynamic Climatology**, London: Routledge.
- Charabi, Y. and Al-Hatrushi, S., 2010, **Synoptic aspects of winter rainfall variability in Oman**, Atmospheric Research, Vol. 95, Issue 4, PP. 470° 486.
- Corte-Real, J., Zhang, X. and Wang, X., 1995, **Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean**, **International Journal of Climatology**, Vol. 15, Issue 10, PP. 1135° 1150.
- Düneloh, A. and Jacobeit, J., 2003, **Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98**, **International Journal of Climatology**, Vol. 23, Issue 15, PP. 1843° 1866.
- Ghasemi, A.R. and Khalili, D., 2008, **The association between regional and global atmospheric patterns and winter precipitation in Iran**, Atmospheric Research, Vol. 88, Issue 2, PP. 116° 133.
- Jahanbakhsh, S. and Karami, F., 1999, **Synoptic Analysis of Siberia High Pressure on Precipitation of Sothern Khazar Beach**, Geographical Research Quarterly, Vol. 14 and 17, No. 54-55. PP. 107-131.
- Jahanbakhsh, S. and Zolfaghari, H., 2002, **Investigation of Synoptic Pattern of Daily Precipitation in West of Iran**, Geographical Research Quarterly, Vol. 16 and 17, No. 63-64. PP. 234-258.
- Khoshhal, J., Khosravi, M. and NazariPur, H., 2009, **Identify Sources and Pathways of Rain and Heavy Moisture Bushehr**, Geography and Development, No. 16, PP. 7-28.
- Lashkari, H., Ghaemi H., Hodjati, Z. and Amini, M., 2012, **Synoptic Analysis of Heavy Rains in Isfahan Province**, Geographical Research Quarterly, No. 4, PP. 99-116.
- Mansurfar, K., 2009, **Advanced Statistical Methods with Computer Programs**, Third Edition Tehran: University of Tehran Press.
- Mofidi, A., 1996, **Synoptic Climatology of Rainfall Causing Flooding of the Red Sea Origin in the Middle East**, Geographical Research Quarterly, Vol. 19, No. 75, PP. 71-93.
- Moradi, H., 1996, **Forecasting of Floods based on System Synoptic Situation in the North-East of Iran**, Geographical Research Quarterly, Vol. 19, No. 75PP. 54-70.
- Nasiri, A. and Ghaemi, H., 2009, **Analysis of Dynamic and Synoptic patterns of rainfall Karkkeh and Dez**, Geographical Research Quarterly, Vol. 14, No. 54-55., PP. 177-185.
- Nori, H. and Ayldrmy, A., 2012, **Synoptic and Dynamic Analysis of Heavy Precipitation Events of Southern Shores of the Khazar Sea as Compared to the Iran**, Geography and Planning, Vol. 16, Issue 41, PP. 197-236.
- Tubi, A. and Dayan, U., 2013, **Tropical Plumes over the Middle East: Climatology and synoptic conditions**, Atmospheric Research, Vol. 145° 146, August° September 2014, PP 168° 181.
- Yarnal, B., 2006, **Synoptic climatology and its application in environmental studies**, Translated by Seyyed Abolfazl Masoudian, Isfahan: University of Isfahan.