

موقعیت رودباد جبهه‌قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران

رشید سعیدآبادی^۱، شعیب آب‌خرابات^۲، محمدسعید نجفی^{۳*}

Rashidaseidabadi@gmail.com
kharabatian@yahoo.com

۱. استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه
۲. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز
۳. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۵/۱۹

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۴/۱/۲۵

چکیده

هدف از این مطالعه شناسایی و تحلیل موقعیت رودباد جبهه‌قطبی و شار رطوبت در ارتباط با بارش‌های سنگین غرب ایران با استفاده از روش همدید است، که چهار الگو در این زمینه شناسایی شد. در همه الگوها در روز رخداد بارش، ناحیه چپ خروجی (ربع دوم) هسته رودباد جبهه‌قطبی (که بیشترین واگرایی سطوح بالا و همگرایی سطوح زیرین جو را فراهم می‌کند) بر فراز آسمان غرب ایران قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که در روز رخداد بارش، محور هسته رودباد در منطقه مورد مطالعه دچار انحنای نصف‌النهاری شده است که این موضوع از دو جنبه به صعود شدیدتر هوا کمک می‌کند. این آرایش هسته رودباد سبب وزش دمایی گرم به مناطق تحت تسلط نیمه خروجی رودباد می‌شود و این شرایط صعود و همرفت بیشتر هوا را سبب می‌شود و از دیگر سوی متمایل شدن هسته رودباد به وزش نصف‌النهاری موجب می‌شود تا جریان هوا دچار چرخندگی انحنایی شود و صعود حاصل از این چرخندگی انحنایی به چرخندگی برشی ناشی از شیب سرعت در ربع دوم هسته رودباد افزوده شود و صعود هوا را تشدید کند. منابع تغذیه‌کننده رطوبتی این بارش‌ها نیز در مرتبه اول دریای عرب سپس دریای سرخ، خلیج فارس و دریای عمان است.

کلیدواژه

بارش سنگین، رودباد جبهه‌قطبی، سینوپتیک، شار رطوبت، غرب ایران.

۱. سرآغاز

صعود از جمله جبهه‌قطبی را نیز به همراه ندارد و تأثیر عوامل دینامیکی آن به سطح زمین نمی‌رسد. در صورتی که شرایط دینامیکی رودباد جبهه‌قطبی از طریق عوامل صعود دینامیکی موج بادهای غربی و جبهه‌قطبی در ترازهای پایین‌تر حمایت می‌شود و بدین‌گونه شرایط صعود دینامیکی سیستم‌های شکل‌گرفته تشدید می‌شود. به طور کلی رودبادها به چهار ناحیه تقسیم می‌شوند که در این میان منطقه چپ خروجی رودباد بیشترین واگرایی و در نتیجه صعود هوا را فراهم می‌کند که حاصل افزایش تدریجی چرخندگی برشی منفی در این منطقه از رودباد

رودبادها^۱ از جمله پدیده‌های اتمسفری‌اند که در مقیاس سینوپتیک عمل می‌کنند و می‌توانند سبب تشدید شرایط صعود و یا نزول هوا در ترازهای زیرین خود شوند. در این زمینه رودباد جبهه‌قطبی که از تضاد حرارتی در محل تشکیل جبهه‌قطبی به وجود می‌آید به دلیل نزدیکی به سطح زمین نقش بیشتری در فراهم‌آوردن شرایط صعود و بارش دارد، اما رودباد جنب‌حاره به دلیل شکل‌گیری در ترازهای بالاتر جو نمی‌تواند نقشی برجسته مانند رودباد جبهه‌قطبی داشته باشد. علاوه بر این، رودباد جنب‌حاره سایر عوامل

به سمت پایین در بارش‌های صدک اول و صدک نودوپنجم است. بنابراین از روزهای کم‌بارش و روزهای همراه با بارش‌های سنگین کاسته شده است که نشان از ملایم‌تر شدن بارش‌های سنگین این شهر دارد. علی‌جانی و همکاران (۱۳۸۹)، در بررسی بارش سنگین جنوب شرق ایران، بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در منطقه را ملاک قرار دادند و از آن میان بارش ۶ ژانویه ۲۰۰۸ را بررسی کردند و بیان داشتند که استقرار رودباد جنب‌حاره‌ای با سرعت زیاد با جهت جنوب‌غربی - شمال‌شرقی در سطح فوقانی جو جنوب غرب ایران و خلیج فارس یکی از عوامل ایجاد بارش‌های سنگین و ابرسنگین در منطقه است. رنجبر سعادت‌آبادی و امینی (۱۳۸۹)، در بررسی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید منجر به سیل تابستانه استان گلستان نفوذ زبانه سامانه پرفشار اروپای شرقی و گسترش آن روی دریای خزر همچنین، استقرار سامانه کم‌فشار حرارتی در جنوب البرز و گسترش آن در روزهای قبل از بارش روی منطقه را که سبب فراهم شدن گرادیان زیاد فشار بر منطقه می‌شود از عوامل اصلی چنین بارش‌هایی می‌دانند. عزیززی و صفر راد (۱۳۹۱)، در پژوهشی به مطالعه موقعیت و فراوانی رودبادها در ارتباط با فازهای انسو در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر پرداختند، نتایج این پژوهش حاکی از انتقال مسیر رودباد جنب‌حاره به عرض‌های جنوبی‌تر در سال‌های ال‌نینو و فراوانی مسیرها در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال طی سال ال‌نینو برای رودباد جنب‌حاره و کاهش برای رودباد جنب‌قطبی است، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال طی فاز لانینا برای هر دو رودباد بیشترین تعداد مسیر را مشاهده کردند و بیان داشتند که متوسط سرعت هسته‌های رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در سال ال‌نینو افزایش و در لانینا کاهش را نشان می‌دهد. پروین (۱۳۹۲)، ارتباط موقعیت مکانی رودباد در ارتباط با وقوع سیل در حوضه دریاچه ارومیه را به روش خوشه‌بندی مطالعه کرد و در نهایت ۷ الگو را شناسایی کرد، به طوری که هنگام وقوع سیلاب‌های فراگیر محور ترافها به سمت عرض‌های جغرافیای پایین عمیق شده و

است. در این زمینه غالباً اگر رودبادها در این ناحیه حالت نصف‌النهاری نیز به خود بگیرند و به طرف عرض‌های جغرافیایی بالاتر متمایل شوند، از دو جهت سبب تشدید صعود هوا در منطقه چپ خروجی خود می‌شوند: ابتدا اینکه در چنین شرایطی وزش گرم^۲ در منطقه شکل می‌گیرد که این وزش گرم به نوبه خود شرایط صعود و همرفت بیشتر هوا را فراهم می‌کند و از سوی دیگر قرارگیری رودباد در چنین حالتی، علاوه بر صعود حاصل از چرخندگی برشی ربع دوم رودباد، چرخندگی انحنایی حاصل از نصف‌النهاری شدن جریان وزش بادهای نیز بدان افزوده می‌شود و صعود شدیدتری در این ناحیه از رودباد رخ می‌دهد. فرج‌زاده و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی با بررسی موقعیت مکانی رودباد در رابطه با بارش‌های غرب ایران بیان کردند که میزان گرادیان مداری جریانات رودباد در روزهای حداکثر بارش بیشتر از سایر روزهای بارندگی است. بین سرعت هسته‌های رودباد و میزان بارش سامانه‌ها رابطه خطی خاصی برقرار نیست و حداکثر اعمال اثر رودباد در منطقه مورد مطالعه نیز در شرایطی است که رودباد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در جنوب رودباد تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال قرار بگیرد. کریمی و همکاران (۱۳۸۶)، با مطالعه منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران، سامانه‌های بارشی بیش از ۱ میلی‌متر در دوره ۱۹۹۶-۲۰۰۱ را با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی مرکز مطالعات میان‌مدت اروپا (ECMWF) بررسی کردند. آنان با محاسبه و آگرایی شار رطوبت بیان کردند که الگوی انتقال رطوبت در منطقه خاورمیانه و به‌ویژه ایران، وابستگی شدیدی به الگوی گردش جو دارد و به طور قابل ملاحظه‌ای از مراکز فشار زیاد ترازهای زیرین و رده‌سپهر تأثیر می‌پذیرد. دریا‌های عرب و مدیترانه اصلی‌ترین منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران‌اند که در ناحیه خزری علاوه بر دریا‌های فوق، دریای خزر نیز در تأمین رطوبت بارش‌ها نقش مؤثری دارد. عساکره (۱۳۸۹) در پژوهشی روند تغییرات در بارش‌های فرین زنجان را طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۶ مطالعه کرد، که نتایج مطالعه وی حاکی از روند کاهش معنی‌دار و جهشی

سوم خلیج ژنوا به منزله منابع تأمین‌کننده رطوبت معرفی شده‌اند. (Prezerakos et al., 2006) در مطالعه‌ای درباره نقش رودباد جبهه‌قطبی و رودباد جنب‌حاره بر چرخندزایی در شرق مدیترانه دریافتند که در زمانی که رودباد جبهه‌قطبی در موقعیت جنوبی‌تری از نرمال خود و رودباد جنب‌حاره نیز در موقعیتی شمالی‌تر از نرمال خود مکان‌گزینی کنند، این دو در هم آمیخته و فرایند چرخندزایی در این منطقه تشدید می‌شود.

Zhou and Yu, (2007) آنومالی‌های مسیرهای انتقال بخار آب اتمسفر بارش‌های تابستانه چین را در ماه‌های (JJA)^۴ بررسی و دو الگو را شناسایی کردند، به طوری که الگوی اول با کمربندی از بارش سنگین در اطراف دره رودخانه یانگ‌تزه^۵ شناسایی می‌شود که بخار آب مناطق حاره به طور مستقیم از خلیج بنگال و جنوب دریای چین به منطقه انتقال می‌یابد و نوسانات آن در ارتباط با گسترش جنوب‌غربی پرفشار جنب‌حاره آرام غربی و تغییر مکان جنوب‌سوی جریان رودباد آسیای شرقی است. الگوی دو با کمربندی از بارش در اطراف دره رودخانه هوای^۶ شناسایی می‌شود که به وسیله همگرایی بخار آب پرفشار جنوب‌غربی جنب‌حاره با بخار آب انتقال‌یافته از عرض‌های میانه حمایت می‌شود. (Federico et al., 2008) با بررسی الگوهای سینوپتیکی گردش اتمسفری وابسته به بارش‌های سنگین کالابریای ایتالیای جنوبی طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۷ به تجزیه و تحلیل مکانیزم‌های دینامیکی به وجودآورنده این بارش‌ها پرداختند. به طوری که در ابتدا با استفاده و اعمال آزمون آماری خوشه‌بندی بر عناصر اتمسفری، ۱۱ الگوی سینوپتیکی را استخراج کردند که در پایان کنش بین توپوگرافی منطقه، دوری و نزدیکی به دریا و جریانات جوی در مقیاس سینوپتیک را مهم‌ترین عوامل مؤثر در شکل‌گیری این گونه بارش‌ها معرفی کردند. (Schiemann et al., 2009) نوسانات سالانه و فصلی رودباد بادهای غربی را بر فراز فلات تبت بررسی و بیان کردند که این رودباد طی زمستان و تابستان به ترتیب روی جنوب و شمال این فلات قرار می‌گیرد و طی بهار و پاییز

حدود ۷۰ درصد رودبادها عمدتاً در راستای جنوب‌غربی-شمال‌شرقی و بین مدارات ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی بر بالای دریای مدیترانه تا شمال‌شرق ایران مستقر بوده‌اند. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) فراوانی رودبادها در ارتباط با بارش‌های ابرسنگین ایران را مطالعه کردند و بیان داشتند که فراوانی رودبادها در خلیج فارس و جنوب‌غرب ایران شایان ملاحظه است، اما بخش‌های شمالی شبه‌جزیره عربستان محل اصلی استقرار رودبادهاست. مبارک‌حسن و همکاران (۱۳۹۱) در بررسی نقش رودبادها در چرخندزایی میانه مدیترانه آشکار کردند که هر دو رودباد جنب‌قطبی و جنب‌حاره می‌توانند در شکل‌گیری چرخندها در این منطقه نقش داشته باشند. پژوهش حلییان و حسنعلی‌پورجری (۱۳۹۳) در زمینه فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی در خزر غربی نیز حاکی از قرارگیری ربع چهارم هسته رودباد بر کرانه غربی خزر است. (Yang et al., 2002) نوسانات جت استریم شرق آسیا در ارتباط با ناهنجاری‌های آب‌وهوایی منطقه آسیا-آرام-امریکا را مطالعه و بیان کردند که قدرت EAJ^۳ به طور مشخصی وابسته به سیستم‌های اتمسفری چندی از جمله پرفشار قاره‌ای آسیا، تراف شرق آسیا، کم‌فشار آلتوسین و فراز غرب امریکای شمالی است. هنگامی که EAJ^۳ قوی است، مونسون زمستانه شرق آسیا شدید، سردتر و خشک‌تر است و شرایط همرفتی شدیدتری بر فراز مناطق استوایی آسیا-اقیانوسیه فراهم می‌شود. در همان زمان شرایط گرم‌تر و خشک‌تری در غرب ایالات متحده، اما سردتر و خشک‌تری در شرق این کشور به وجود می‌آید. (Rudari et al., 2005) در مطالعه خود به تعیین الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال‌غرب ایتالیا پرداختند و بیان کردند که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی بازی می‌کنند. آن‌ها بارش‌های سنگین شمال‌غرب ایتالیا را با سه الگوی خاص از قرارگیری جریانات جوی روی منطقه مرتبط دانستند و در الگوی اول دریای مدیترانه، در الگوی دوم اقیانوس اطلس و در الگوی

جابه‌جایی رودباد از جنوب به شمال و بالعکس است. جابه‌جایی فصلی در بهار از نوسانات سالانه شدیدتری برخوردار است، اما انتقال فصلی در پائیز از ثبات سالانه بیشتری برخوردار است. (Kidston et al., 2011) نیز با بررسی میزان تأثیر گسترش حاشیه یخ‌های دریایی روی مکان‌گزینی رودباد عرض‌های میانه در نیمکره جنوبی دریافتند که در سال‌هایی که این یخ‌ها گسترش بیشتری دارند، رودباد عرض‌های میانه نیز در عرض‌های شمالی‌تری قرار می‌گیرد که این موضوع می‌تواند در دوران یخچالی تأثیر زیادی در گردش عمومی اتمسفر داشته باشد. در این پژوهش نیز بنا به میزان تأثیر رودبادها در رخداد بارش به مطالعه مکان‌گزینی و نحوه آرایش رودباد جبهه‌قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین غرب ایران پرداخته شده است.

۲. مواد و روش بررسی

مطالعاتی که در زمینه بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین در ایران و جهان انجام گرفته معیارها و آستانه‌های مختلفی را برای این بارش‌ها ارائه کرده‌اند و می‌توان به‌صراحت بیان کرد که تعریف جامعی از این بارش‌ها، که بتوان برای مناطق مختلف جهان استفاده کرد، وجود ندارد (علی‌جانی و همکاران، ۱۳۸۹). به‌طور کلی، رایج‌ترین روش محاسبه بارش‌های حدی استفاده از شاخص پایه صدک است، بدین صورت که تمام روزهای بارشی به صورت صعودی دسته‌بندی می‌شوند و روزهای برابر و بالاتر از صدک ۱۹۹ را بارش‌های حدی در نظر می‌گیرند (حلبیان و پورجزی، ۱۳۹۱). از سویی کمیته مشترک اقلیم‌شناسی سازمان جهانی هواشناسی نیز که به منظور مطالعه نمایه‌های فرین اقلیمی در سال ۱۹۹۸ شکل گرفته است، نمایه‌های فرین تغییر اقلیم برای دما و بارش روزانه و در مقیاس جهانی و ناحیه‌ای را استخراج و معرفی کرد، به طوری که بارش صدک‌های ۹۰، ۹۵ و ۱۹۹ را به ترتیب به‌منزله بارش‌های سنگین، بسیارسنگین و ابرسنگین در نظر می‌گیرند (عساکره، ۱۳۸۹). در این پژوهش برای شناسایی و استخراج روزهای با رخداد بارش سنگین، از روش مفیدی

و همکاران (۱۳۸۶) استفاده شد و بارشی سنگین تلقی می‌شود که مقدار آن در ۲۴ ساعت، برابر و یا بیشتر از ۰.۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه باشد. در این پژوهش ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه که دارای آمار بلندمدت است به‌منزله نماینده اقلیم غرب ایران انتخاب شد (شکل ۱) و با توجه به اینکه بارش میانگین بلندمدت این ایستگاه ۴۵۰ میلی‌متر در سال است، بارشی سنگین محسوب شد که طی ۲۴ ساعت، ۲۲/۵ میلی‌متر یا بیشتر باریده و فراگیر باشد. بارش فراگیر نیز طبق تعریف علی‌جانی و همکاران (۱۳۸۹) به بارشی گفته می‌شود که طی آن بیش از یک‌سوم ایستگاه‌های منطقه بارش ثبت کرده باشند. در ادامه ۷۵ روز بارشی با خصوصیت یادشده طی دوره آماری ۱۹۸۷-۲۰۱۰ شناسایی شدند. پس از آن داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای این روزها، از سری داده‌های بازکاو شده NCEP/NCAR در محدوده ۱۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی در ۸۴۱ یاخته ۲.۵×۲.۵ درجه، با استفاده از نرم‌افزار GrADS استخراج شد. این داده‌های شبکه‌ای فشار، ۷۵ الگوی سینوپتیکی را به نمایش گذاشت و برای مشخص کردن الگوهای اصلی این بارش‌ها اقدام به گروه‌بندی داده‌های شبکه‌ای یادشده با استفاده از آزمون آماری تحلیل خوشه‌ای و با محاسبه فواصل اقلیدوسی و به روش ادغام وارد در نرم‌افزار متلب شد. تحلیل خوشه‌ای به‌منزله روشی آماری که مجموعه‌ای از افراد را بر حسب اندازه همانندی میان آن‌ها خوشه‌بندی می‌کند در اقلیم‌شناسی هم‌دید بسیار متداول است و در مطالعات آب و هواشناسی عمدتاً از روش ادغام وارد استفاده می‌شود، زیرا در این صورت میزان پراش درون‌گروهی به حداقل می‌رسد و همگنی گروه‌های حاصله به حداکثر می‌رسد، به این ترتیب گروه‌هایی حاصل می‌شود که از همگنی درونی بالاتری برخوردارند (مسعودیان، ۱۳۸۸). در ادامه داده‌های شبکه‌ای روزهای با بارش سنگین به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند. به طوری که بر اساس محاسبه

رطوبت در منطقه با استفاده از داده‌های مؤلفه باد مداری و نصف‌النهاری همچنین، داده‌های شبکه‌ای نم و ویژه از سری داده‌های بازکاوی‌شده NCEP/NCAR در ترازهای مختلف اتمسفری به صورت برنامه‌نویسی در نرم‌افزار GrADS انجام گرفت (قویدل‌رحیمی، ۱۳۸۹). واگرایی شار رطوبت، تغییرات جزئی مقادیر نم و ویژه (q) و مؤلفه‌های باد مداری (u) و نصف‌النهاری (v) در جهات x,y (طول و عرض جغرافیایی) به وسیله رابطه زیر که موسوم به رابطه واگرایی افقی شار رطوبت است، محاسبه می‌شود (معادله ۱):

$$\text{HFD}_{ij} = - \left[u_{ij} \frac{q_{i+l_j} - q_{i-l_j}}{x_{i+l_j} - x_{i-l_j}} + v_{ij} \frac{q_{ij+1} - q_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} + q_{ij} \frac{u_{i+l_j} - u_{i-l_j}}{x_{i+l_j} - x_{i-l_j}} + q_{ij} \frac{v_{ij+1} - v_{ij-1}}{y_{ij+1} - y_{ij-1}} \right] \quad (1)$$

HFD^y واگرایی افقی شار رطوبت (علامت - برای مثبت کردن مقدار همگرا شده است)، ∂x و ∂y فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است و مقادیر مثبت، همگرایی شار رطوبت و مقادیر منفی، واگرایی شار رطوبت را آشکار می‌کنند. مقادیر واگرایی افقی محاسبه‌شده از تغییرات مؤلفه‌های باد به همراه رطوبت در جهات شمال-جنوب و شرق-غرب نقطه مورد نظرند. بدین معنی که برای نقطه‌ای معلوم (در داده‌های شبکه‌بندی‌شده، هر یک از شبکه‌ها می‌تواند آن نقطه مورد نظر باشد) تفاضل مقدار نم ویژه ماقبل و نقطه بعد از آن در جهات x,y و تفاضل مقدار u همانند بالا در جهت x و تفاضل مقدار v در جهت y ضرب در مقادیر اولیه به‌منزله مقدار واگرایی افقی شار رطوبت برای آن نقطه منظور می‌شود. مقادیر محاسبه‌شده مختص هر تراز است و برای به‌دست‌آوردن مقادیر واقعی شار رطوبت نیاز به محاسبه مجموع قائم آن در جهت قائم است. به این منظور از رابطه زیر استفاده می‌شود (معادله ۲):

$$Q_{vi} = 1/g \cdot \int_{p_1}^{p_2} vq \cdot dp \quad (2)$$

Vq همان HFD است، Q_{vi} مجموع قائم شار رطوبت

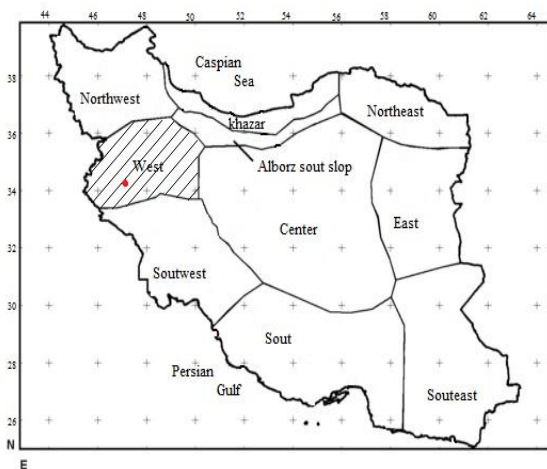
ماتریس همبستگی درون‌گروهی و اعمال تحلیل خوشه‌ای روی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، روزهای نماینده هر یک از این خوشه‌ها با بیشترین همبستگی درون‌گروهی شناسایی شدند. این روزهای نماینده معرف هر یک از گروه‌های تعیین‌کننده الگوهای همدید وقوع بارش‌های سنگین زمستانه در منطقه‌اند (جدول ۱). در نهایت چهار الگوی سینوپتیکی مؤثر در نحوه آرایش رودباد جبهه‌قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین غرب ایران تشخیص داده شد، که این الگوها از جنبه نحوه آرایش رودباد جبهه‌قطبی در دو تراز ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال و نحوه ارتباط و اثرگذاری آن‌ها در بارش‌های سنگین منطقه بررسی شدند.

جدول ۱. ویژگی روزهای نماینده الگوهای همدید

(مأخذ: نگارندگان)

الگو	تعداد رخداد	درصد رخداد	روز نماینده	همبستگی
۱	۱۷	۲۲/۶	۲۶ مارس ۲۰۰۳	٪۹۵
۲	۱۵	۲۰	۶ دسامبر ۲۰۰۳	٪۹۵
۳	۱۴	۱۸/۷	۴ فوریه ۲۰۰۷	٪۹۵
۴	۲۹	۳۸/۷	۲۹ مارس ۲۰۰۶	٪۹۵

در ادامه اقدام به بررسی مجموع همگرایی و واگرایی شار رطوبت طی دوره‌ای سه‌روزه (شامل دو روز قبل از بارش و روز بارش) از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال، برای هر یک از الگوهای چهارگانه سینوپتیکی یادشده، به منظور شناسایی منابع تغذیه‌کننده رطوبتی چنین بارش‌هایی و همین‌طور شناسایی میزان گسترش ارتفاعی ترازهای تغذیه‌کننده رطوبت به درون این سامانه‌های بارشی در منطقه شد. بدین منظور واگرایی شار



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه (مأخذ: کریمی، ۱۳۸۶)

۳. نتایج و بحث

پس از آزمون خوشه‌بندی روی داده‌های شبکه‌ای، ارتفاع ژئوپتانسیل برای بارش‌های سنگین منطقه مورد مطالعه چهار خوشه تشخیص داده شد و نقشه‌های ژئوپتانسیل و رودباد ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال همچنین، وزش دمایی و همگرایی و واگرایی شار رطوبت هر یک از این الگوها در شکل‌های ۲-۱۴ آورده شده است. در الگوی ۱، (۲۶ مارس ۲۰۰۳) شدیدترین بارش در ساعت 00Z صورت گرفت و در هر دو تراز ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال (اشکال ۲ و ۳) فرود عمیقی از بادهای غربی روی شرق دریای مدیترانه قرار گرفت. به طوری که این فرود به صورت سردچالی بالایی در نقشه‌های این روز نمایان است. رودباد جبهه‌قطبی نیز این فرود را همراهی می‌کند و در هر دو تراز یادشده، غرب ایران در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) قرار دارد که به دلیل قرارگیری هسته اصلی رودبادها در تراز ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۷۱)، در این جا نیز ربع دوم رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، به طور مشخص تری بر فراز آسمان غرب ایران قرار گرفته است. نکته حائز اهمیت آن است که هسته رودباد جبهه‌قطبی در این منطقه انحنای نصف‌النهاری به خود گرفته که این موضوع سبب وزش دمایی گرم در منطقه

p^1 ، $(g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1})$ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پایین و p^2 ارتفاع ژئوپتانسیل تراز بالایی برای محاسبه است. به طوری که این محاسبات به صورت جداگانه برای حد فاصل ترازهای مختلف اتمسفری شامل ۴۰۰-۵۰۰ و ۵۰۰-۶۰۰، ۶۰۰-۷۰۰، ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۹۲۵، ۹۲۵-۱۰۰۰ هکتوپاسکال انجام گرفت. باید توجه داشت که محاسبه مذکور برای زمانی خاص است. با توجه به اینکه بارش طی دوره‌ای یک یا چندروزه رخ می‌دهد بنابراین، این محاسبات باید برای یک یا چند روز انجام گیرد. همچنین با توجه به اینکه انتقال رطوبت به درون سامانه‌های بارشی و یا ورود آن به جو قبل از شروع بارش در ایران صورت می‌گیرد، باید این محاسبات را از چند روز قبل از بارش تا روز بارش انجام داد (کریمی و همکاران، ۱۳۸۶). بنابراین این محاسبات در بازه زمانی دو روز پیش از بارش و روز بارش (به صورت مجموع دوره‌ای سه‌روزه برای هر الگوی سینوپتیکی) با استفاده از رابطه زیر انجام گرفت (معادله ۳):

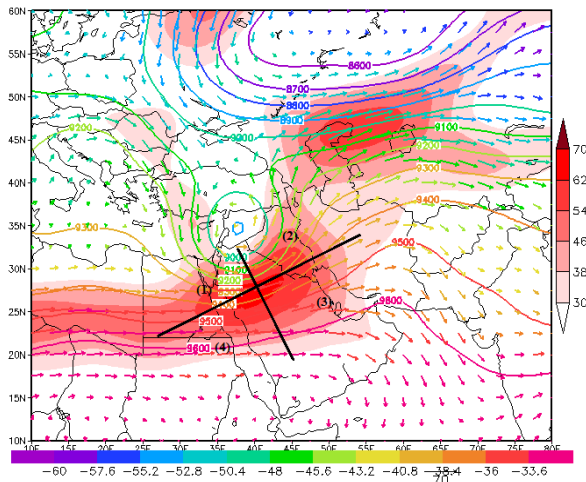
$$Q_{vi} = \int_{t_1}^{t_2} \left(1/g \cdot \int_{p_1}^{p_2} vq \cdot dp \right) \cdot dt \quad (3)$$

t^1 زمان شروع محاسبه و t^2 زمان پایان محاسبه است و همان گونه که بیان شد این معادله‌ها در نرم‌افزار GrADS محاسبه و اندازه‌گیری شدند و داده‌ها به دو صورت عددی (جدول ۲) و ترسیم نقشه در ادامه آورده شده‌اند. شایان ذکر است در صورتی که محاسبات برای تراز مشخص و نه به صورت حد فاصل ترازهای اتمسفری انجام گیرد، مقادیر محاسبه شده از اندازه واقعی خود دور می‌شوند و فقط برای یک سطح (تراز مورد محاسبه) قابل ارائه‌اند و میزان شار رطوبت واقعی اتمسفر را نمایان نمی‌کنند. از سویی محاسبات جداگانه به صورت حد فاصل ترازهای اتمسفری (۴۰۰-۵۰۰ و ۵۰۰-۶۰۰، ۶۰۰-۷۰۰، ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۹۲۵، ۹۲۵-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) می‌تواند مقطعی از ارتفاع اتمسفر را که همگرایی و یا واگرایی شار رطوبت در آن صورت می‌گیرد نیز آشکار کند، به صورتی که داده‌ها همانند شکل ۴ به صورت شار رطوبت نیمرخ قائم اتمسفر قابل نمایش‌اند.

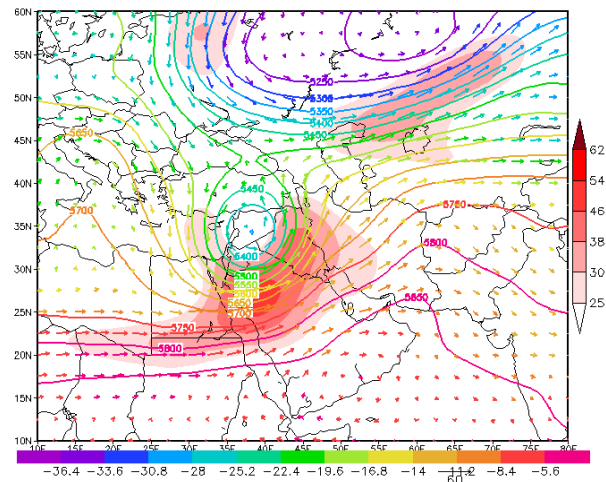
انحنای توده‌ هوا کاسته و توده‌ هوا در سطوح بالا منبسط می‌شود و این وضعیت به حرکت صعودی و ایجاد ناپایداری درون توده‌ هوا منجر می‌شود. حال اگر اثر حاصل از این دو چرخندگی (برشی و انحنایی) بر یکدیگر منطبق شوند، سرعت صعود و ناپایداری شدیدتر می‌شود؛ مانند آنچه در این الگوی سینوپتیکی به‌ویژه در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود و منطقه‌ چپ خروجی رودباد (ربع دوم) که روی غرب ایران قرار گرفته، هم‌زمان دچار انحنای نصف‌النهاری به سوی قطب شمال نیز شده است. بنابراین رودبادهای با انحنای نصف‌النهاری به سوی قطبین، مؤثرتر و ناپایدارتر از رودبادهای گسترش‌یافته در امتداد مدارها هستند و در این حالت اثر حرارتی ناشی از وزش دمایی گرم بادهای جنوب‌غربی که شرایط همرفت و صعود بیشتر را فراهم می‌آورند نیز به چرخندگی برشی و انحنایی ربع دوم رودباد افزوده می‌شوند. بنا بر آنکه هسته‌ اصلی رودباد غالباً در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌گیرد، در شکل ۳ نیز موقعیت ربع‌های چهارگانه‌ رودباد مشخص شده است.

منابع تغذیه‌کننده‌ رطوبت در این الگوی سینوپتیکی به ترتیب غرب دریای عرب، خلیج فارس، دریای سرخ و با درجه‌ اهمیت کمتری شرق دریای مدیترانه است (شکل ۴)، به طوری که هسته‌هایی از واگرایی شار رطوبت (ارقام منفی در شکل ۴) در این مناطق شکل گرفته‌اند و این هسته‌های واگرایی شار رطوبت بیان‌گر مناطقی‌اند که جریان رطوبت را به طور واگرا به مناطق اطراف منتقل می‌کنند و هسته‌ واگرایی شکل‌گرفته روی غرب دریای عرب، وسیع‌تر و قوی‌تر از سایر هسته‌های واگرایی شار رطوبت در منطقه است که از دو روز قبل از بارش به طور پیوسته در جهت بردارهای باد، رطوبت را از این پهنه‌ آبی به منطقه‌ همگرایی دریای سرخ، مرکز عربستان سپس از آن‌جا به دشت خوزستان و بین‌النهرین و در ادامه به غرب ایران منتقل می‌کند.

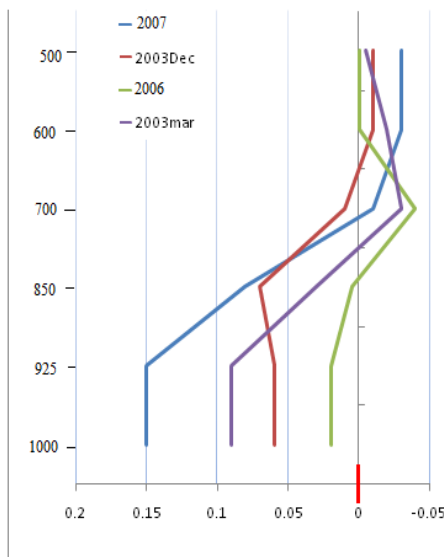
شده است، به صورتی که بادهای با جهت جنوب‌غربی با دمای ۱۴- تا ۸/۴- (C°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۴۰/۸- تا ۳۶- (C°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیمه‌ غربی ایران را دربر گرفته‌اند. در حالی که در همان عرض‌های جغرافیایی در ساحل شرقی دریای مدیترانه دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا ۱۹- (C°) و در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به ۴۸- (C°) نیز می‌رسد. همین موضوع شرایط همرفت و صعود بیشتر هوا را فراهم می‌کند، از سوی دیگر، چرخندگی رودباد در ناحیه‌ خروجی چپ هسته‌ آن، حاصل چرخندگی جزئی برشی شیب سرعت است که با جهت‌گیری نصف‌النهاری هسته‌ رودباد در این ناحیه، چرخندگی جزئی انحنایی که حاصل انحنای خطوط جریان باد در این منطقه است نیز بدان افزوده می‌شود و شرایط صعود شدید هوا را فراهم می‌کند که سبب رخداد یک روز بارشی سنگین در منطقه شده است. کاویانی و علیجانی (۱۳۷۱)، بیان می‌دارند که چرخندگی نسبی خود از دو جزء چرخندگی برشی و چرخندگی انحنایی تشکیل شده است، چرخندگی برشی حاصل افزایش سرعت در جهت عمود بر مسیر باد است که در ناحیه‌ چپ خروجی هسته‌ رودباد (ربع دوم) و ناحیه‌ راست ورودی (ربع چهارم)، به تدریج در جهت منفی پیش می‌رود و این وضع به انبساط توده‌ هوا در سطوح بالا و حرکت صعودی درون این دو ناحیه منجر می‌شود، اما به دلیل کاهش تدریجی تضاد حرارتی در نیمه‌ ورودی رودباد (بین ربع‌های ۱ و ۴) نسبت به نیمه‌ خروجی آن (بین ربع‌های ۲ و ۳)، سرعت رودباد و در نتیجه حرکات صعودی و ناپایداری حاصل از آن در ناحیه‌ خروجی چپ رودباد (ربع دوم) بیشتر و مؤثرتر از ناحیه‌ راست ورودی (ربع چهارم) است. از سوی دیگر، چرخندگی انحنایی حاصل انحنای خطوط فشار و مسیر حرکت بادهاست که به طرف قطب کاهش و به طرف استوا افزایش می‌یابد. بنابراین در جایی که مسیر بادها به طرف قطبین متمایل شود، به تدریج از چرخندگی



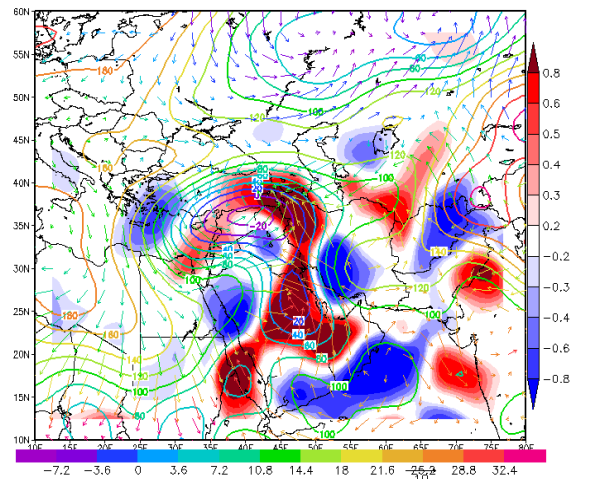
شکل ۳. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (c°) تراز ۳۰۰ ه.پ، ساعت ++، ۲۶ مارس ۲۰۰۳



شکل ۲. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (c°) تراز ۵۰۰ ه.پ، ساعت ++، ۲۶ مارس ۲۰۰۳



شکل ۵. نیمرخ قائم میزان همگرایی و واگرایی شار رطوبت (10⁻⁵ g.kg⁻¹.s⁻¹) از تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ ه.پ



شکل ۴. همگرایی و واگرایی شار رطوبت (10⁻⁵ g.kg⁻¹.s⁻¹) مجموع ترازهای ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، ۲۶-۲۴ مارس ۲۰۰۳؛ ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی (c°) تراز ۱۰۰۰ ه.پ

جدول ۲. میزان شار رطوبت (10⁻⁵ g.kg⁻¹.s⁻¹) روزهای نماینده الگوهای چهارگانه همید، حد فاصل هر یک از ترازهای اتمسفری

۲۶ مارس ۲۰۰۳	۲۹ مارس ۲۰۰۶	۶ دسامبر ۲۰۰۳	۴ فوریه ۲۰۰۷	روزهای نماینده ترازهای اتمسفری
۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۵	۱۰۰۰-۹۲۵
۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۱۵	۹۲۵-۸۵۰
۰/۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۸۵۰-۷۰۰
-۰/۰۳	-۰/۰۴	۰/۰۱	-۰/۰۱	۷۰۰-۶۰۰
-۰/۰۲	۰	-۰/۰۱	-۰/۰۳	۶۰۰-۵۰۰
-۰/۰۰۵	۰	-۰/۰۱	-۰/۰۳	۵۰۰-۴۰۰

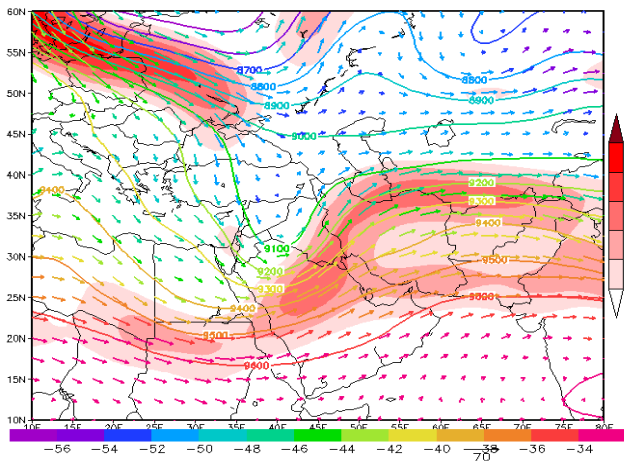
به‌مراتب در عرض‌های پایین‌تری نسبت به الگوی ۱ قرار گرفته و از شدت کمتری نیز برخوردار است. در اثر شکل‌گیری این ناوه، غرب ایران در منطقه بیشینه ناپایداری، یعنی قسمت شرق ناوه قرار گرفته است و در کنار رودباد جبهه‌قطبی شرایط مساعدی را برای ایجاد شرایطی ناپایدار در منطقه فراهم می‌کند. در این الگو نیز غرب ایران در منطقه خروجی چپ رودباد قرار دارد و جهت رودباد در این ناحیه نیز همچنان انحراف نصف‌النهاری به خود گرفته و وزش دمایی گرم در منطقه نیز حاکم است که این شرایط مشابه الگوی قبلی، شرایط همرفت و صعود بیشتر هوا را فراهم می‌کند. رودباد جبهه‌قطبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال دو شاخه شده و هسته‌ای از آن در جهت مداری بر شمال ایران و هسته‌ای دیگر با جهت جنوب‌غرب-شمال‌شرق در غرب ایران گسترده شده است. بادهای با جهت جنوب‌غربی با دمای ۱۹/۶- تا ۱۴- (C°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۴۶- تا ۴۰- (C°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیمه غربی ایران را دربر گرفته‌اند. در حالی که در همان عرض‌های جغرافیایی در ساحل شرقی دریای مدیترانه دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا (C°) ۲۵- و در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به (C°) ۵۰- نیز می‌رسد. به‌طور کلی قرارگیری رودباد در جهت جنوب‌غرب-شمال‌شرق باعث می‌شود تا در جلوی ناوه بادهای نسبتاً گرم‌تر از مرکز عربستان به غرب ایران با قدرت بیشتری بوزند.

در نقشه شار رطوبت این الگو (شکل ۸)، هسته‌هایی از واگرایی شار رطوبت در غرب دریای عرب، دریای سرخ و با شدت کمتر در خلیج فارس و دریای عمان قرار دارد که نشان‌دهنده تغذیه رطوبتی سامانه بارشی از این منابع رطوبت است و از سوی دیگر هسته‌ای از مرکز بیشینه همگرایی شار رطوبت نیز مرکز شبه‌جزیره عربستان، جنوب‌غرب و غرب ایران را دربر گرفته است که رطوبت از مناطق اطراف به این مراکز تزریق می‌شود. نیمرخ قائم همگرایی شار رطوبت این الگو سینوپتیکی نیز حاکی از همگرایی شار رطوبت از سطح زمین تا تراز ۶۰۰

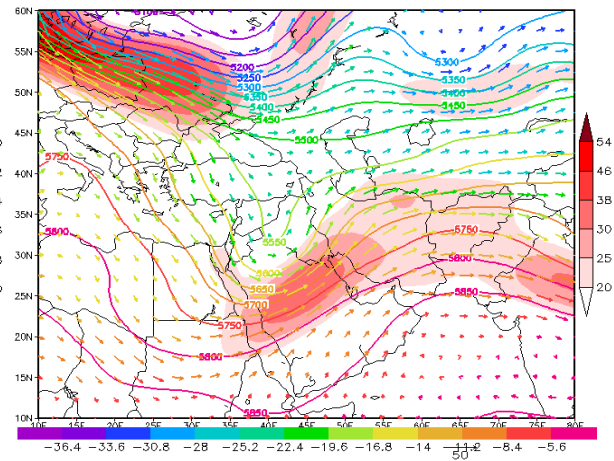
پس از آن هسته واگرایی رطوبت شکل گرفته روی خلیج فارس و شمال آن نیز در جهت بردارهای باد، رطوبت را به دشت خوزستان و غرب ایران منتقل می‌کند. در مقابل هسته‌هایی از همگرایی شار رطوبت در منطقه همگرایی دریای سرخ، مرکز و شمال شبه‌جزیره عربستان و غرب و شمال‌غرب ایران شکل گرفته‌اند، که این مناطق نیز به‌طور پیوسته رطوبت را از مناطق اطراف (مناطق با واگرایی شار رطوبت) از دو روز قبل از بارش دریافت کرده‌اند. همچنین، ترسیم نیمرخ ارتفاعی همگرایی و واگرایی شار رطوبت در منطقه مورد مطالعه (شکل ۵) نشان‌دهنده همگرایی شار رطوبت از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است و از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نیز در منطقه مورد مطالعه واگرایی شار رطوبت طی دوره محاسبه شده صورت گرفته است و عملاً ترازهای بالاتر جو به دلیل دمای پایین اتمسفر در محاسبات مربوط به رطوبت اتمسفر اهمیت چندانی ندارند. در جدول ۲ نیز میزان همگرایی شار رطوبت ترازهای زیرین و واگرایی شار رطوبت ترازهای میانی اتمسفر به‌طور نقطه‌ای برای موقعیت ایستگاه کرمانشاه آورده شده است، در این جدول نیز دیده می‌شود که برای الگوی ۱ (۲۶ مارس ۲۰۰۳)، ترازهای ۹۲۵-۱۰۰۰ و ۸۵۰-۹۲۵ هکتوپاسکال هر کدام به میزان $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.09$ / و تراز ۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.03$ / همگرایی رطوبت داشته‌اند و در ترازهای ۶۰۰-۷۰۰، ۵۰۰-۶۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.03$ -، $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.02$ - و $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.05$ - / واگرایی شار رطوبت طی دوره سه‌روزه مورد مطالعه رخ داده است. در الگوی ۲ (۶ دسامبر ۲۰۰۳) نیز حداکثر بارش در ساعت 00Z صورت گرفته و همان‌گونه که در شکل‌های ۶ و ۷ دیده می‌شود، فرودی عمیق روی منطقه همگرایی دریای سرخ ایجاد شده، اما مانند الگوی قبلی شرایط شکل‌گیری سردچالی بالایی را فراهم نکرده است. هسته رودباد جبهه‌قطبی نیز این فرود را همراهی می‌کند، اما

داشته‌اند و در ترازهای ۵۰۰-۴۰۰ و ۶۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال هر کدام به میزان $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.1$ - واگرایی شار رطوبت طی دوره مورد مطالعه رخ داده است. در الگوی سینوپتیکی خوشه ۳ (۴ فوریه ۲۰۰۷)، حداکثر بارش در ساعت 06Z صورت گرفته است و همان گونه که در شکل آورده شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰)، فرودی گسترده از موج بادهای غربی از مرکز دریای مدیترانه تا غرب ایران را دربر گرفته است.

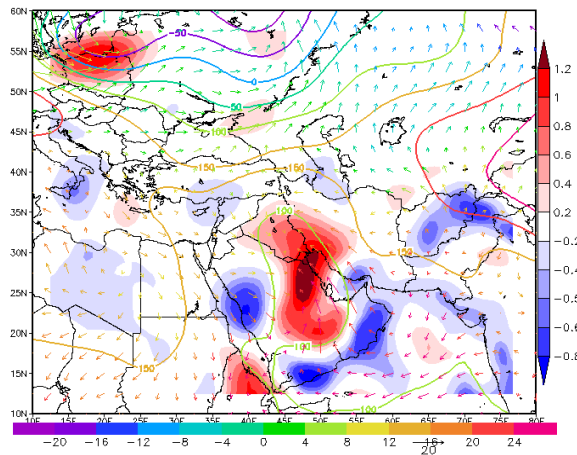
هکتوپاسکال و واگرایی شار رطوبت در ترازهای بالاتر است، که نسبت به سایر الگوها تغذیه رطوبتی سامانه بارشی تا ترازهای بالاتری از اتمسفر به درون منطقه صورت گرفته است (شکل ۵). بر اساس جدول ۲، در الگوی ۲ (۶ دسامبر ۲۰۰۳)، ترازهای ۹۲۵-۱۰۰۰ و ۸۵۰-۹۲۵ هکتوپاسکال هر کدام به میزان $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.6$ ، تراز ۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.7$ و ۶۰۰-۷۰۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.1$ همگرایی رطوبت



شکل ۷. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (c⁰) تراز ۳۰۰ ه.پ، ساعت ۰۰، ۶ دسامبر ۲۰۰۳



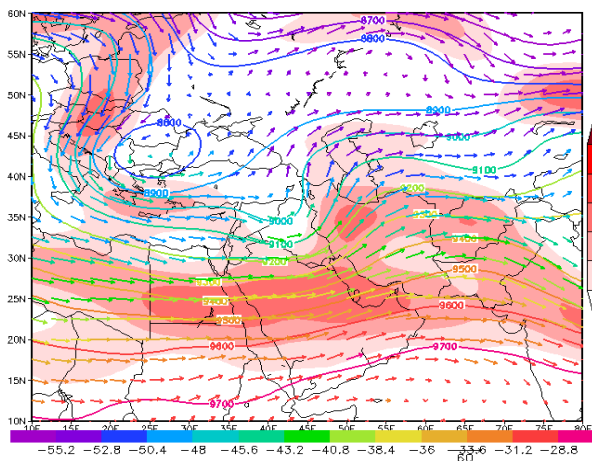
شکل ۶. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (c⁰) تراز ۵۰۰ ه.پ، ساعت ۰۰، ۶ دسامبر ۲۰۰۳



شکل ۸. همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) مجموع ترازهای ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، ۶-۴ دسامبر ۲۰۰۳؛ ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی (c⁰) تراز ۱۰۰۰ ه.پ

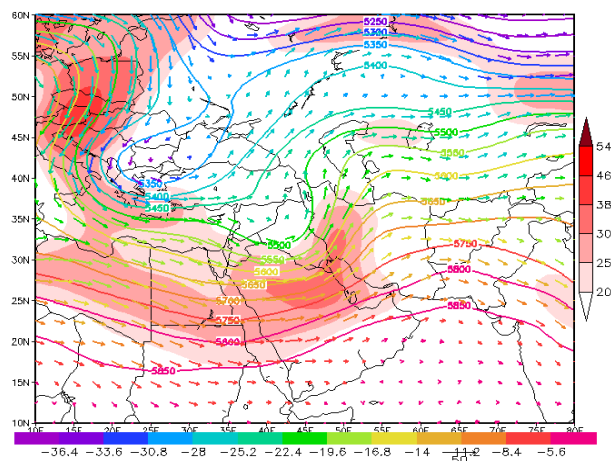
۲۵- تا ۲۲- (C°) در شرق دریای مدیترانه و در غرب ایران در همان عرض‌های جغرافیایی ۲۲- تا ۱۶- (C°) در حال وزیدن‌اند و در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز همچنان وزش دمایی گرم بر غرب ایران حاکم است و همان گونه که گفته شد هسته رودباد این وزش را در جلوی ناوه تشدید کرده است.

بررسی نقشه همگرایی شار رطوبت این الگو نیز همچنان منبع اصلی تغذیه رطوبتی سامانه بارشی را دریای عرب معرفی می‌کند، به طوری که هسته‌هایی از واگرایی شار رطوبت طی دوره مورد مطالعه روی مرکز دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ و خلیج فارس و دریای عمان قرار دارند که نشان‌دهنده انتقال رطوبت از این مناطق به مراکز بیشینه همگرایی شار رطوبت است که از جنوب و مرکز شبه جزیره عربستان تا غرب ایران کشیده شده است (شکل ۱۱).

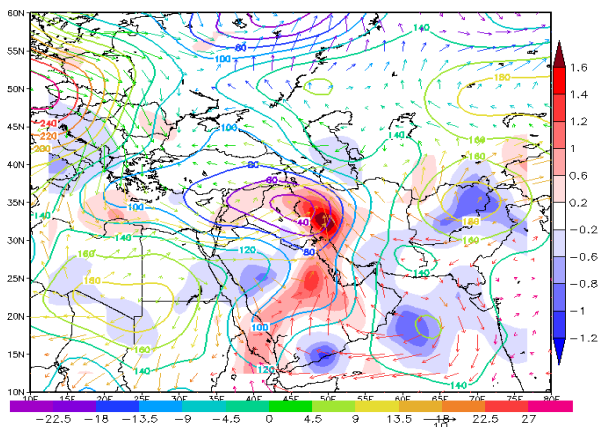


شکل ۱۰. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (C°) تراز ۳۰۰ ه.پ، ساعت ۰۶، ۴ فوریه ۲۰۰۷

فرود ایجادشده از عمق کمتر اما طول بیشتری برخوردار است. عمق کمتر موج بادهای غربی مسلماً از قدرت عوامل صعود آن می‌کاهد، اما از طرفی گستردگی منطقه جنوب ناوه این فرصت را به بادهای غربی می‌دهد تا با گذر طولانی‌تر در عرض‌های جنوبی گرم شوند و وزش دمایی گرم‌تری را در جلوی ناوه ایجاد کنند. رودباد جبهه قطبی نیز در این الگو گستردگی زیادی دارد، به طوری که با رودباد جنب‌حاره در شمال افریقا ادغام شده و محور آن به طور آشکاری در جهت مداری قرار گرفته است، اما در هر دو تراز ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به طور بارزی دیده می‌شود که محور هسته رودباد در غرب ایران در جهت نصف‌النهاری منحرف شده، ناحیه خروجی چپ هسته رودباد بر فراز آسمان غرب ایران قرار گرفته و همان گونه که در الگوهای دیگر نیز بیان شد وزش دمایی گرم را در غرب ایران (که یک روز بارشی سنگین را تجربه کرده است) فراهم کرده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بادهای با دمایی



شکل ۹. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی (C°) تراز ۵۰۰ ه.پ، ساعت ۰۶، ۴ فوریه ۲۰۰۷



شکل ۱۱. همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) مجموع ترازهای ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، ۴-۲ فوریه ۲۰۰۷؛ ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی ($^{\circ}\text{C}$) تراز ۱۰۰۰ ه.پ

هکتوپاسکال به حدود ۳۸ متر بر ثانیه و در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به حدود ۶۲ متر بر ثانیه می‌رسد. منطقه خروجی چپ رودباد نیز که شرایط صعود شدیدتری را نسبت به سایر قسمت‌ها فراهم می‌کند، روی غرب ایران قرار گرفته که به دلیل انحنای نصف‌النهاری شمال‌سوی رودباد در این ناحیه، مانند سایر الگوهای سینوپتیکی، چرخندگی انحنایی، چرخندگی برشی ربع دوم رودباد و وزش دمایی گرم حاصل از آن، عوامل صعود هوا در این منطقه را تشدید و شرایط ایجاد بارش سنگین در منطقه فراهم کرده است. غالباً هسته اصلی رودباد جبهه قطبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال قرار می‌گیرد و در این پژوهش نیز مشاهده شد که ربع دوم رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال انطباق بیشتری با بارش سنگین غرب ایران دارد. این موضوع آشکارا در مقایسه بین شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نیز دیده می‌شود. در ترازهای بالاتر و پایین‌تر از ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز، از جمله در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱۲) به دلیل کاهش سرعت و وسعت رودباد دیده می‌شود که غرب ایران نسبت به موقعیت ربع دوم رودباد فاصله بیشتری می‌گیرد.

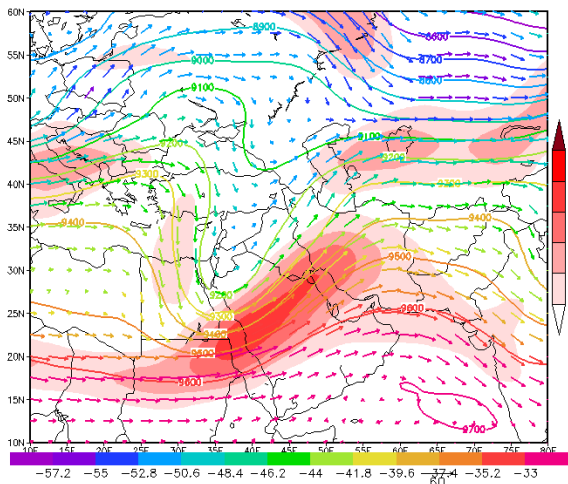
منابع عمده تغذیه رطوبت سامانه بارشی این الگو نیز غرب دریای عرب، خلیج عدن، خلیج فارس و دریای عمان است و مراکز از واگرایی شار رطوبت در این مناطق

نیمرخ قائم همگرایی شار رطوبت در این الگو نیز همچنان جریانات همگرایی شار رطوبت از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و از جریانات واگرایی شار رطوبت از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به بالا را به نمایش گذارده است (شکل ۵). در جدول ۲ نیز میزان همگرایی شار رطوبت ترازهای زیرین و واگرایی شار رطوبت ترازهای میانی اتمسفر برای این الگو (۲۶ مارس ۲۰۰۳) آورده شده است، ترازهای ۹۲۵-۱۰۰۰ و ۸۵۰-۹۲۵ هکتوپاسکال هر کدام به میزان $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 15$ و تراز ۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.8$ همگرایی رطوبت داشته‌اند و در ترازهای ۶۰۰-۷۰۰، ۵۰۰-۶۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.1$ ، $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.3$ و $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} * 0.3$ واگرایی شار رطوبت طی دوره سه‌روزه مورد مطالعه رخ داده است.

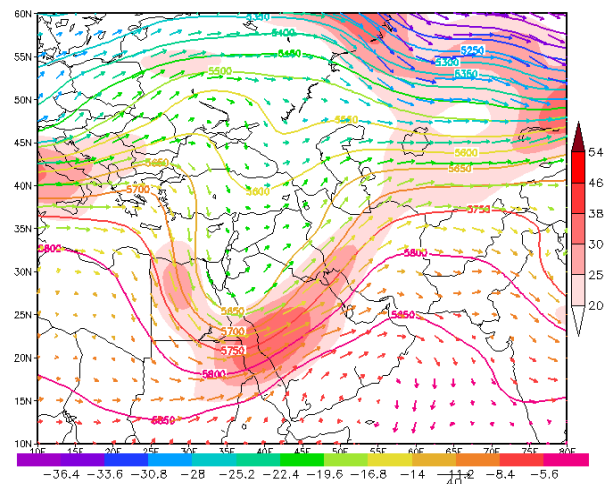
آرایش سیستم‌های سینوپتیکی ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال الگوی ۴ (۲۹ مارس ۲۰۰۶) در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ قابل مشاهده است. در این الگو نیز حداکثر بارش در ساعت 00Z صورت گرفته، طرز آرایش سیستم‌های سینوپتیکی نیز همچنان فرودی عمیق از موج بادهای غربی روی دریای سرخ را نشان می‌دهد و رودباد جبهه قطبی نیز هسته‌ای گسترده و قوی را در جنوب و شرق ناوه ایجاد کرده است. سرعت هسته مرکزی رودباد در تراز ۵۰۰

رطوبت ترازهای میانی اتمسفر برای الگوی ۴ آورده شده است، که ترازهای ۹۲۵-۸۵۰ و ۱۰۰۰-۹۲۵ و $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ و $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} / 0.2$ هر کدام به میزان $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} / 0.1$ و تراز ۸۵۰-۷۰۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} / 0.1$ همگرایی رطوبت داشته‌اند و در تراز ۶۰۰-۷۰۰ هکتوپاسکال $10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} / 0.2$ واگرایی رخ داده است، اما در ترازهای بالاتر میزان شار رطوبت صفر بوده است.

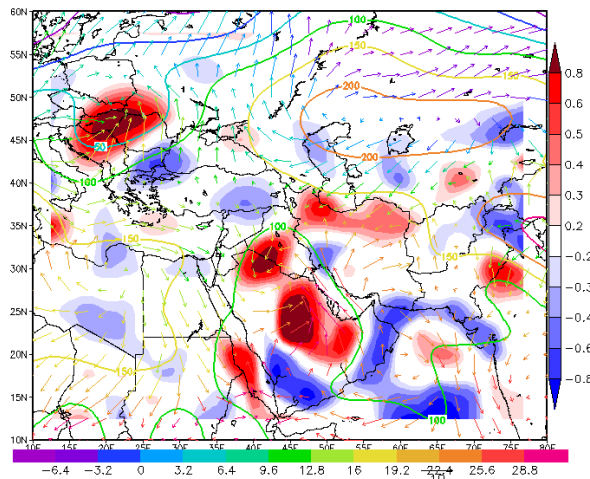
شکل گرفته است (شکل ۱۴)، اما همگرایی شار رطوبت طی دوره مورد مطالعه در این الگو نسبت به سایر الگوها کمتر است و این موضوع در شکل ۵ (نیمرخ قائم همگرایی شار رطوبت) نیز به خوبی نمایان است. همچنین، نیمرخ قائم شار رطوبت این الگو نمایان‌گر همگرایی شار رطوبت از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و واگرایی شار رطوبت از این تراز به بالاست. در جدول ۲ نیز میزان همگرایی شار رطوبت ترازهای زیرین و واگرایی شار



شکل ۱۳. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی ($^{\circ}\text{C}$) تراز ۳۰۰ ه.پ، ساعت ۰۰، ۲۹ مارس ۲۰۰۶



شکل ۱۲. ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، هسته‌های رودباد (m/s) و وزش دمایی ($^{\circ}\text{C}$) تراز ۵۰۰ ه.پ، ساعت ۰۰، ۲۹ مارس ۲۰۰۶



شکل ۱۴. همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($10^{-5} \text{g.kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) مجموع ترازهای ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ،

۲۹-۲۷ مارس ۲۰۰۶؛ ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی ($^{\circ}\text{C}$) تراز ۱۰۰۰ ه.پ

۴. نتیجه گیری

در این پژوهش برای بارش‌های سنگین غرب ایران چهار الگوی سینوپتیکی تشخیص داده شد، به طوری که آرایش سیستم‌های سینوپتیکی در این الگوها بسیار شبیه یکدیگر است. در تمامی این الگوها هسته اصلی رودباد جبهه قطبی که در مواردی با رودباد جنب‌حاره ادغام شده (الگوی ۴) روی شبه جزیره عربستان قرار دارد. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) نیز در پژوهش خود با هدف شناسایی فراوانی رودبادها در ارتباط با بارش‌های ابرسنگین ایران بیان داشتند که بخش‌های شمالی شبه جزیره عربستان محل اصلی استقرار رودبادهاست. از سوی دیگر، بررسی الگوهای استخراج شده حاکی از فرارگیری ناحیه خروجی چپ هسته رودباد روی غرب ایران در روزهای با بارش سنگین است. کاویانی و علیجانی (۱۳۷۱) نیز بیان می‌دارند که ناحیه چپ خروجی هسته رودبادها (ربع دوم) محل بیشترین واگرایی سطوح بالا و همگرایی سطوح زیرین اتمسفر است که این موضوع باعث فراهم آوردن بیشترین صعود هوا در این ناحیه می‌شود و در این پژوهش نیز این ناحیه از رودباد روی منطقه مورد مطالعه مستقر بوده و همراه با سایر عوامل صعود، یک روز با رخداد بارش سنگین را رقم زده است. همچنین در تمامی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سنگین غرب ایران، هسته رودباد روی منطقه مورد مطالعه دچار انحراف نصف‌النهاری شده است که این انحنای نصف‌النهاری از یک سو وزش دمایی گرم در منطقه را به همراه دارد؛ این موضوع خود سبب همرفت و صعود بیشتر هوای گرم عرض‌های جنوبی‌تر (شمال و مرکز شبه جزیره عربستان) می‌شود، که به عرض‌های شمالی‌تر (غرب ایران)

وارد شده است. از سوی دیگر، چرخندگی انحنایی حاصل از متمایل شدن نصف‌النهاری وزش جریان‌ها به سوی قطب را نیز به چرخندگی برشی حاصل از شیب سرعت در ربع دوم رودباد می‌افزاید و شرایط صعود و بارش سنگین را تشدید می‌کند. ربع دوم رودباد که محل بیشترین چرخندگی و صعود هواست در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال انطباق بیشتری با غرب ایران دارد. بنابراین مطالعه رودباد در ارتباط با بارش‌های منطقه در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نتایج بهتری از وضعیت این پدیده را نمایان می‌کند. منابع اصلی تأمین کننده رطوبت این بارش‌ها در درجه اول دریای عرب به ویژه غرب این پهنه آبی است و در درجه بعدی دریای سرخ، خلیج فارس و دریای عمان است و نقش دریای مدیترانه در این خصوص قابل چشم‌پوشی است. همچنین، ترسیم نیمرخ قائم شار رطوبت در منطقه مورد مطالعه (شکل ۵) همگرایی شار رطوبت از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را به نمایش می‌گذارد، که این بیانگر تغذیه رطوبتی اتمسفر منطقه از طریق این ترازهاست و به طور کلی از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به بالا نیز واگرایی شار رطوبت صورت می‌گیرد.

یادداشت‌ها

1. Jetstream
2. Warm Advection
3. East Asian Jet Stream
4. Jun, Jul, August
5. Yangtze
6. Huaihe
7. Horizontal Flux Divergence

منابع

- پروین، ن. ۱۳۹۲. «بررسی ارتباط موقعیت مکانی رودبادهای تراز میانی جو و وقوع سیل در حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۱۳، صص ۲۳۵-۲۵۰.
- حلبیان، ا.، حسینعلی پورجزی، ف. ۱۳۹۳. «تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۱۲، صص ۲۲۰-۲۰۵.

- خسروی، م.، نظری پور، ح. ۱۳۹۱. «مطالعه هم‌دید تپ‌های هوای غالب منطقه سیستان (ایستگاه زابل)»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۸۱، صص ۳۹-۶۲.
- رنجبر سعادت‌آبادی، ع.، امینی، ن. ۱۳۸۹. «مطالعه بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان (۱۳۸۶-۱۳۸۰)»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره اول و دوم، صص ۵۷-۷۶.
- نیرومند، ح. ۱۳۸۶. «تحلیل آماری چندمتغیری کاربردی»، چاپ سوم، انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد.
- عساکره، ح. ۱۳۸۹. «تحلیل تغییرات بارش‌های فرین شهر زنجان»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره اول و دوم، صص ۸۹-۱۰۰.
- عساکره، ح.، رزمی، ر. ۱۳۹۰. «اقلیم‌شناسی بارش شمال غرب ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۱۳۷-۱۵۸.
- عزیزی، ق.، سفر راد، ط. ۱۳۹۱. «تحلیل ویژگی‌های رودباد طی فازهای ENSO (مطالعه موردی سال‌های ۱۹۹۷، ۲۰۰۸، ۲۰۱۰)»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۹، صص ۶۹-۸۲.
- علیجانی، ب. ۱۳۷۴. «آب‌وهوای ایران»، چاپ اول، انتشارات سمت، تهران.
- علیجانی، ب.، خسروی، م.، اسمعیل‌نژاد، م. ۱۳۸۹. «تحلیل هم‌دید بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب شرق ایران»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۳ و ۴، صص ۱-۱۲.
- فرج‌زاده، م.، لشکری، ح.، خورانی، ا. ۱۳۸۶. «تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور (استان‌های ایلام و کرمانشاه)»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۵۳، صص ۲۳۹-۲۵۶.
- فرج‌زاده، م.، کریمی، م.، قائمی، ه.، مباشری، م. ۱۳۸۸. «چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی بارش ۳-۷ ژانویه ۱۹۹۶)»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۶۱، صص ۲۱۷-۱۹۳.
- قویدل‌رحیمی، ی. ۱۳۸۹. «نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم‌افزار GrADS»، انتشارات سها دانش، تهران.
- کاشکی، ع.، مسعودیان، ا.، حسینی، م. ۱۳۹۰. «بررسی تپ‌های هم‌دید اقلیمی شمال شرق کشور و ارتباط آن‌ها با سامانه‌های گردشی روز نماینده (مطالعه موردی: مشهد)»، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۵۹-۷۸.
- کاویانی، م.، ر.، علیجانی، ب. ۱۳۷۱. «مبانی آب و هواشناسی»، چاپ اول، انتشارات سمت، تهران.
- کریمی، م. ۱۳۸۶. «تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران»، رساله دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- کریمی، م.، فرج‌زاده، م. ۱۳۹۰. «شار رطوبت و الگوی فضایی- زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران»، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۲، صص ۱۰۹-۱۲۷.
- مبارک‌حسن، ا.، مشکواتی، ا.، آزادی، م.، مزرعه فراهانی، م. ۱۳۹۱. «نقش رودباد در چرخندزایی میانه مدیترانه»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۱۱، صص ۴۱-۵۲.
- مسعودیان، ا. ۱۳۹۰. «آب و هوای ایران»، انتشارات شریعه توس، مشهد.
- مسعودیان، ا.، دارند، م.، کارساز، س. ۱۳۹۰. «پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران به روش تحلیل خوشه‌ای»، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۱۱، صص ۳۵-۴۴.

مسعوديان، ا.، محمدى، ب. ١٣٩٠. «تحليل فراوانى رودبادهائى مرتبط با رخداد بارش هاى ابرسنگين ايران»، مجله تحقيقات منابع آب ايران، شماره ٢، صص ٨٠-٩١.

مفيدى، ع.، زرین، آ.، جانباز قبادى، غ. ١٣٨٦. «تعيين الگوى همديدى بارش هاى شديد و حدى پاييزه در سواحل جنوبي دريائى خزر»، فيزيك زمين و فضا، شماره ٣٣، صص ١٥٤-١٣١.

Federico, S., Avolio, E., Bellecci, C., Lavagnini, A., Colacino, M., Walko, R. L. 2008. Numerical analysis of an intense rainstorm occurred in southern Italy, *Natural Hazards and Earth System Science*, 8 (1). pp: 19-35.

Kidston, J.A.S., Taschetto, D.W.J., Thompson, M. H., England, M. 2011. The influence of Southern Hemisphere sea-ice extent on the latitude of the mid-latitude jet stream, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 38. pp: 1-5.

Prezerakos, N.G. 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. pp: 139-151.

Rudari, R., Entekhabi, D., Roth, G. 2005. Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources*. 28. pp: 601-614.

Schiemann, R., Daniel, L., Christoph, S. 2009. Seasonality and Interannual Variability of the Westerly Jet in the Tibetan Plateau Region. *J. Climate*, 22. pp: 2940-2957.

Yang S., Lau, K-M., and Kim, K-M. 2002. Variations of the East Asian Jet Stream and Asian-Pacific-American Winter Climate Anomalies. *J. Climate*, 15. pp: 306-325.

Zhou, T. J., Yu, R. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in china, *Journal of Geophysical research*, 110. pp: 1-10.