

الگوهای برهم‌کنش جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی در بارش‌های سنگین بهار و پاییز ایران

آذر جلیلیان^۱، حسن ذوالفقاری^{۲*} و جلیل صحرائی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۲. دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۳. استادیار، گروه فیزیک جو، دانشکده علوم، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

(دریافت: ۹۷/۶/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۷/۱۰/۱۱)

چکیده

در این پژوهش برهم‌کنش جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی در بارش‌های سنگین بهار و پاییز ایران (۲۰۱۷-۱۹۸۸) بررسی شده است. برای نیل به این منظور، پس از شناسایی منطقه بیشینه تغییرات جت‌ها، با استفاده از تحلیل عاملی به روش مؤلفه مبنا (PCA) بر روی داده‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، چهار مؤلفه اصلی با تبیین ۸۲ درصد از پراش داده‌ها تعیین شد. سپس با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، روزهای واقع در هر خوشه و با روش همبستگی درون‌گروهی، روز نماینده هر خوشه مشخص شد. همچنین با دریافت داده‌های واگرایی، سرعت قائم جو (امگا)، تاوایی، رطوبت‌نسبی، رطوبت‌ویژه، دما و میانگین فشار تراز دریا از مرکز مطالعات میان‌مدت اروپا (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)، اثرات الگوهای برهم‌کنش جت‌ها بر رخداد بارش سنگین بررسی شد. نتایج پژوهش نشان‌دهنده تأثیرات متفاوت سه الگوی برهم‌کنش جت‌ها بر بارش سنگین است. به‌طوری‌که اثرات برهم‌کنش مستقیم ناشی از انطباق گردش و اچ‌رندگی جت جنب حاره بر گردش چرخندی جت جبهه قطبی باعث تمرکز بارش در ایستگاه‌های محدودی شده است؛ اما تأثیر برهم‌کنش غیرمستقیم ناشی از انطباق گردش چرخندی جت جنب حاره بر گردش و اچ‌رندگی جت جبهه قطبی، بارش‌های گسترده‌ای را در پی داشته است. همچنین برهم‌کنش متقابل حاصل مجاورت گردش‌های و اچ‌رندگی جت جنب حاره و چرخندی جت جبهه قطبی، بر تشدید فرآیند جبهه‌زایی و رخداد بارش در امتداد این جبهه‌ها مؤثر بوده است. مجاورت گردش‌های چرخندی جت جنب حاره و و اچ‌رندگی جت جبهه قطبی، برهم‌کنشی در پی نداشته و رخداد بارش سنگین در این الگو، فقط از گردش چرخندی جت جنب حاره متأثر شده است.

واژه‌های کلیدی: بارش سنگین، جت جنب حاره، جت جبهه قطبی، برهم‌کنش، بهار و پاییز، ایران.

۱. مقدمه

دور کره زمین تشکیل می‌دهند. با اینکه موقعیت جت جنب حاره در تنظیم و تبادل جریان‌های جوی بین دو منطقه حاره و برون حاره (بوشر، ۱۳۸۵؛ هندلوس و مارتین، ۲۰۱۶) و تشکیل پرفشار جنب حاره از اهمیت بسیاری برخوردار است، اما تأثیر پس‌روی فصلی آن در نفوذ جت جبهه قطبی، زمینه تأثیر هر دو جت جنب حاره و جبهه قطبی در پدیده‌های اقلیمی مناطق برون‌حاره، بویژه بارش سنگین را فراهم کرده است. بارش‌های تجمعی بیش از ۳۰ میلی‌متر در ۲۴ ساعت که با ایجاد سیلاب و آب‌گرفتگی، خسارات جانی و مالی زیادی به مناطق مختلف شهری و روستایی وارد می‌کنند را بارش سنگین

در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم‌شناسی، به بادهای بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره (26 ms^{-1})، جت اطلاق می‌شود (گیر، ۱۹۶۱). تشکیل این بادهای سریع و پیچ و خم‌دار، با هزاران کیلومتر طول، چند صد کیلومتر عرض و چند کیلومتر ضخامت (آرچر و کالدیرا، ۲۰۰۸) در کمربند حداکثر شیب وردیست جو (محل حداکثر شیو دما و انتقال انرژی)؛ باعث استقرار بادهای غربی و تشکیل جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی می‌شود. جت جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا (ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری) و جت جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه (ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری) حلقه‌های ناپیوسته‌ای را به

۲۰۱۳) استقرار همزمان جت‌ها را می‌توان در دو الگوی انطباق (Superposition) و مجاورت (Juxtaposition) طبقه‌بندی کرد. انطباق جت‌ها به معنای همپوشانی قائم گردش‌های چرخندی و واچرخندی آنها به گونه‌ای است که تأثیر این انطباق بر تقویت و یا تضعیف منطقه ورودی و یا خروجی جت واقع در ترازهای پایین‌تر جو، بر تقویت و یا تضعیف بخش دیگر و رخداد برهم‌کنش‌های مستقیم و غیرمستقیم میان جت‌ها تأثیر گذار باشد (وینترز و مارتین، ۲۰۱۴). درحالی‌که مجاورت جت‌ها به استقرار گردش‌های مستقیم (واچرخندی) و غیرمستقیم (چرخندی) آنها در ترازهای یکسانی از جو و رخداد برهم‌کنش متقابل میان آنها اطلاق می‌شود (پریزراکوس و همکاران، ۲۰۰۶). با توجه به اینکه هسته‌های جت در بستر موج‌های کوتاه و بلند حرکت می‌کنند و همانند آنها دارای مناطق همگرایی و واگرایی هستند، رخداد برهم‌کنش با تشدید مؤلفه‌های فرارفت دما و رطوبت در جهت‌های قائم و افقی (یوسلینی و کوچین، ۱۹۸۷)، جهت و شدت باد نازمینگرد، تاوایی، واگرایی افقی و سرعت قائم جو، بر فرآیندهایی مانند سیکلونزایی سطح زمین و رخداد بارش سنگین تأثیر گذار خواهد بود (بجرکس و هولمبو، ۱۹۴۴؛ پریزراکوس و همکاران، ۲۰۰۶). بنابراین بررسی تغییرات این مؤلفه‌ها در الگوهای همزمانی جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی و تأثیرات آنها در رخداد بارش سنگین، هدف پژوهش حاضر می‌باشد. اولین پژوهش‌ها در این زمینه توسط دیفانت (۱۹۵۹)، ریتر (۱۹۶۳)، وایتی (۱۹۷۷)، کارین (۱۹۷۹)، مادوکس و دزول (۱۹۸۲)، یوسلینی و کونیک (۱۹۸۷) و کاپلان و همکاران (۱۹۹۸)، انجام گرفته است. سپس پریزراکوس و همکاران (۲۰۰۶)، با تشریح جامع نحوه رخداد این برهم‌کنش‌ها، نوسانات شمال سو و جنوب سوی جت‌های حاره‌ای و جبهه قطبی را عامل اصلی مجاورت و رخداد برهم‌کنش میان آنها برشمردند. همچنین ذکی‌زاده و همکاران (۱۳۹۷)، مظفری و همکاران (۱۳۹۶)، آروین و

می‌نامند (متولی میدان‌شاه و همکاران، ۱۳۹۶؛ صلاحی و عالی‌جهان، ۱۳۹۲؛ برزو و عزیزی، ۱۳۹۴). علی‌رغم اینکه موجودیت بخار آب کافی و عوامل صعود قوی در جو، مهم‌ترین عوامل رخداد بارش هستند (علی‌جانی و کاویانی، ۱۳۸۴)؛ اما استقرار ایران در منطقه انتقالی الگوهای بزرگ مقیاس گردش عمومی ورد سپهر، با فراهم کردن شرایط برهم‌کنش سامانه‌های حاره‌ای، برون‌حاره و جنب حاره (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴) بر پیچیدگی رفتاری آن افزوده است. به‌طوری‌که رخداد این مخاطره اقلیمی، علاوه بر رفتار متغیر در مقیاس روزانه، ماهانه و سالانه، به موقعیت استقرار جت‌ها نیز وابسته می‌باشد. علاوه بر این، تأثیر جت در تشدید صعود یا نزول هوا در ترازهای زیرین جو (سعیدآبادی و همکاران، ۱۳۹۴) ارتباط بارندگی با موقعیت جت‌ها را نشان می‌دهد. بنابراین شناخت سازوکار و نحوه استقرار جت، اهمیت بسیاری در تبیین و پیش‌بینی بارش‌های سنگین دارد. در اغلب مطالعات انجام گرفته در زمینه جت‌ها به تأثیر این جریانات جوی بر مبادلات استراتوسفری و تروپوسفری و رژیم‌های گردش‌های جو (کارین، ۱۹۷۹؛ وی، ۱۹۸۷؛ ناکامورا، ۱۹۹۲؛ یوسلینی، ۱۹۸۶؛ کاپلان و همکاران، ۱۹۹۸؛ وینترز و مارتین، ۲۰۱۴؛ ترنوکرافت و فلوکاس، ۱۹۹۷؛ لو و همکاران، ۲۰۰۲؛ هندلوس و مارتین، ۲۰۱۶)، تأثیر تغییر موقعیت این جریانات جوی (استرانگ و دیویس، ۲۰۰۷؛ وین، ۲۰۰۵؛ فو و همکاران، ۲۰۰۶)، افزایش سرعت جت جنب حاره و نوسان قطب سوی بهار و پاییز آن در خاورمیانه و تأثیر آن بر بارش سنگین اشاره شده است (هودسون، ۲۰۱۲؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۴؛ خسروی و غیور، ۱۳۸۰). بنابراین با توجه به اینکه رخداد این نوسانات در مواردی باعث استقرار همزمان جت‌ها و برهم‌کنش میان آنها می‌شود، تبیین بارش‌های سنگین مرتبط با این الگوها مورد توجه اقلیم‌شناسان قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام گرفته (هندلوس و مارتین، ۲۰۱۶؛ پریزراکوس و همکاران، ۲۰۰۶؛ لیو و زانگ،

مرکز (ECMWF)، با فرمت NC و با مختصات 2×2 درجه برای هر یاخته طول و عرض جغرافیایی در محدوده 10° تا 70° درجه عرض شمالی و 0° تا 80° درجه طول شرقی گرفته شد. سپس با استفاده از داده‌های فوق و با اسکریپت‌نویسی در نرم‌افزار گِردس (GRADS)، مؤلفه‌های همگرایی شار رطوبت، فرارفت دما، فرارفت تاوایی، جبهه‌زایی، پیچانه، ضخامت جو و مجموع آب قابل‌بارش ($500-1000$ هکتوپاسکال) نیز به‌عنوان داده‌های ثانویه حاصل از مرکز (ECMWF) محاسبه شد.

در مرحله بعدی، پس از تعیین موقعیت متوسط جت‌های جنب حاره و جبهه‌قطبی در نرم‌افزار surfer، به‌منظور شناخت محدوده جغرافیایی رخداد حداکثر تغییرات جت‌ها؛ سری زمانی، توزیع مکانی روند سرعت و تغییرات محور آنها در پهنه اقلیمی ایران نیز تعیین شد. سپس با محاسبه روند سرعت این جت‌ها ($\geq 30 \text{ms}^{-1}$) در طول دوره مورد مطالعه در هر یاخته طول و عرض جغرافیایی، الگوی تغییرات سری‌های زمانی هر فصل نیز تعیین شد. همچنین، روند مؤلفه‌های مداری و نصف النهاری و ضریب تغییرات آنها به‌صورت مجزا در نرم‌افزار Matlab و حالات مختلف روند آنها نسبت به یکدیگر با روش رگرسیون خطی ساده (رابطه ۱) و رابطه هر مؤلفه (فقط یک متغیر) با زمان (t) با استفاده از معادله برازش خط محاسبه شد.

$$\hat{Y}_i = a + bt_i \quad (1)$$

در معادله فوق، Y مختصات خط به ازای t ‌های مختلف، جزء $a + bt_i$ مؤلفه قطعی، a عرض از مبدأ و b شیب خط است (عساکره و همکاران، ۱۳۹۴). در این معادله، مقادیر مثبت، منفی و صفر به ترتیب بیان‌کننده روندهای افزایشی، کاهش و فقدان روند می‌باشند. محاسبه ضرایب رگرسیونی نیز با استفاده از روش کمترین مربعات خطا (LSE) انجام گرفته است. در این روش، شیب خط با رابطه ۲ و عرض از مبدأ با رابطه ۳ محاسبه شده است.

محمدی‌نژاد (۱۳۹۴)، حلبیان و پورجزی (۱۳۹۳)، محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹)، احمدی و جعفری همبری (۱۳۹۴)، براتی و همکاران (۱۳۹۴)، نوری و ایلدرمی (۱۳۹۱) و مبارک حسن و همکاران (۱۳۹۱)، تأثیر همزمانی این جت‌ها را بر بارش سنگین بررسی کرده‌اند. نکته قابل‌توجه در همه این مطالعات ردیابی آثار برهم‌کنش جت با استناد به تغییرات فشار سطح زمین نسبت به روزهای قبل و بعد از رخداد همزمانی است؛ درحالی‌که در مطالعات جدیدتر، اثرات برهم‌کنش جت از طریق ردیابی مؤلفه‌های دینامیک جو (واگرایی، باد نازمینگرد، فرارفت تاوایی مطلق، سرعت قائم در ترازهای مختلف و ...) به‌دلیل تأثیر آنها بر تقویت همگرایی شار رطوبت مورد توجه قرار گرفته است (ویترز و مارتین، ۲۰۱۴؛ هندلوس و مارتین، ۲۰۱۶). با توجه به رخداد حداکثر نوسان جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی در فصول بهار و پاییز (عساکره و همکاران، ۱۳۹۴) در پژوهش حاضر، تأثیرات برهم‌کنش جت‌ها بر مؤلفه‌های واگرایی، سرعت قائم جو، فرارفت تاوایی مطلق، فرارفت دما، جبهه‌زایی، شار رطوبت و اثر تغییر این مؤلفه‌ها در رخداد بارش‌های سنگین بهار و پاییز تبیین خواهد شد.

۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش اثرات برهم‌کنش جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی بر بارش‌های سنگین بهار (۲۰ مارس-۲۱ ژوئن) و پاییز (۲۲ سپتامبر-۲۲ دسامبر) در یک دوره زمانی ۳۰ ساله (۲۰۱۷-۱۹۸۸)، با رویکرد گردشی به محیطی در مقیاس‌های زمانی شش ساعته (00z, 06z, 12z و 18z) مورد بررسی قرار گرفته است. به‌همین منظور ابتدا داده‌های مداری و نصف النهاری باد ($100-65$ هکتوپاسکال)، واگرایی، سرعت قائم هوا در جو (امگا) و دما ($1000-2000$ هکتوپاسکال)، ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی (500 و 700 هکتوپاسکال)، رطوبت نسبی و رطوبت ویژه ($1000-500$ هکتوپاسکال) و میانگین فشار تراز دریا از

جو در ۴ خوشه قرار گرفت و روز نماینده هر خوشه نیز با روش همبستگی درون گروهی تعیین شد. گسترش قائم جت‌ها نیز در ترازهای مختلف جو با استفاده از نمودارهای هاومولر؛ و منشأ رطوبت بارش‌ها، تغییرات نم ویژه (q)، باد مداری (u) و نصف النهاری (v) نیز با استفاده از معادله شار رطوبت (رابطه ۴) بررسی شده است.

$$HFD_{ij} = -[u_{ij} \frac{q_{i+1j} - q_{ij}}{x_{i+1j} - x_{ij}} + v_{ij} \frac{q_{i+1} - q_{ij}}{y_{ij+1} - y_{ij}} + q_{ij} \frac{u_{i+1j} - u_{ij}}{x_{i+1j} - x_{ij}} + q_{ij} \frac{v_{ij+1} - v_{ij}}{y_{ij+1} - y_{ij}}] \quad (۴)$$

در رابطه فوق، مقادیر مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده همگرایی و واگرایی شار رطوبت می‌باشند (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹). در نهایت، با محاسبه مقادیر هریک از این مؤلفه‌ها در زمان رخداد بارش، تأثیر برهم کنش جت‌ها در بارش سنگین تبیین شده است.

۳. تحلیل نتایج

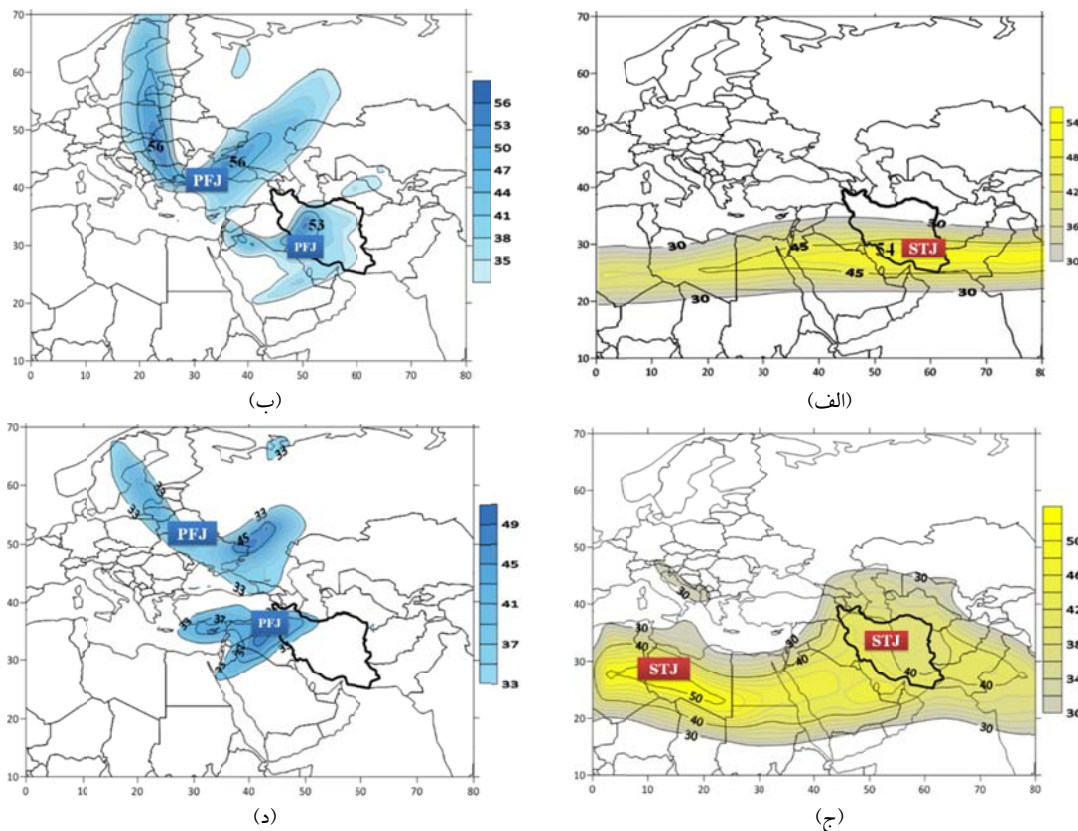
شکل‌های ۱-الف و ۱-ب، نتایج حاصل از تعیین موقعیت متوسط جت‌های جنب حاره و جنبه قطبی (۱۹۸۸-۲۰۱۷)، گسترش مداری هسته STJ در ۲۵ تا ۳۰ درجه عرض شمالی و استقرار هسته‌های PFJ در ۳۰ تا ۷۰ درجه شمالی را با الگوی نصف النهاری در پاییز نشان می‌دهد. همچنین استقرار هسته اصلی STJ در شمال آفریقا و کاهش انحنای PFJ و پس‌روی آن به عرض ۳۵ درجه شمالی نشان‌دهنده تضعیف این جت‌ها در بهار است (شکل‌های ۱-ج، ۱-د). در ادامه نتایج حاصل از محاسبه روند مؤلفه‌های مداری، نصف النهاری و ضریب تغییرات (جدول ۱)، الگوهای همزمانی جت‌ها (جدول ۲)، طرح شماتیک هریک از این الگوها (شکل ۲) و فراوانی رخداد الگوهای چهارگانه همزمانی جت‌ها (جدول ۳) بیان شده است.

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (۲)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (۳)$$

در مرحله بعد بر اساس روش برزو و عزیزی (۱۳۹۴) آستانه بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر به‌عنوان بارش سنگین نظر گرفته شده است. به‌همین منظور پس از تعیین بارش‌های سنگین ۷۰ ایستگاه همدید بر پایه صدک ۹۵ام (عسگری و همکاران، ۱۳۸۶)، رخداد بارش‌های بیش از ۳۰ میلی‌متر در این ایستگاه‌ها شناسایی شد و تأثیر برهم‌کنش جت‌ها در این بارش‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

سپس با استفاده از طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای به روش بردار ویژه، الگوهای گردشی مؤثر در استقرار همزمان جت‌ها استخراج شد. در این روش، با بررسی حالات اصلی تغییرات مکانی یک متغیر (ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰) و تعیین الگوهای حاکم، شرایط اقلیمی منطقه در دوره استیلای هرکدام از این الگوها تبیین شده است (علیچانی، ۱۳۸۵). بنابراین، ابتدا با استفاده از تعداد نقاط شبکه‌ای (۱۲۷۱ نقطه) و تعداد روزهای بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر به‌عنوان روزهای رخداد بارش سنگین (۹۷۲ روزهای بارشی) یک ماتریس ۱۲۷۱×۹۷۲ تشکیل شد. پس از اعمال معیار KMO (برای اطمینان از مناسب بودن داده‌ها) و آزمون بارتلت، با ورود داده‌ها در یک تحلیل مؤلفه‌ منبای دوران یافته (PCA)، ۹ عامل با پراش بالای یک به‌دست آمد. با توجه به اینکه در این روش عامل‌های دارای حداقل ۵ متغیر و بیشتر، عامل‌های مطلوب به‌شمار می‌روند (حبیب پور و همکاران، ۱۳۸۸)، ۴ مؤلفه با تبیین حدود ۸۲ درصد از پراش داده‌ها انتخاب شدند. سپس با اعمال تحلیل خوشه‌ای سلسله مراتبی و معیار مربع فواصل اقلیدسی به روش ادغام وارد در نرم‌افزار SPSS، ارتفاع



شکل ۱. میانگین موقعیت STJ (۲۰۰ هکتوپاسکال) و PFJ (۳۰۰ هکتوپاسکال): الف) STJ (پاییز)، ب) PFJ (پاییز)، ج) STJ (بهار)، د) PFJ (بهار).

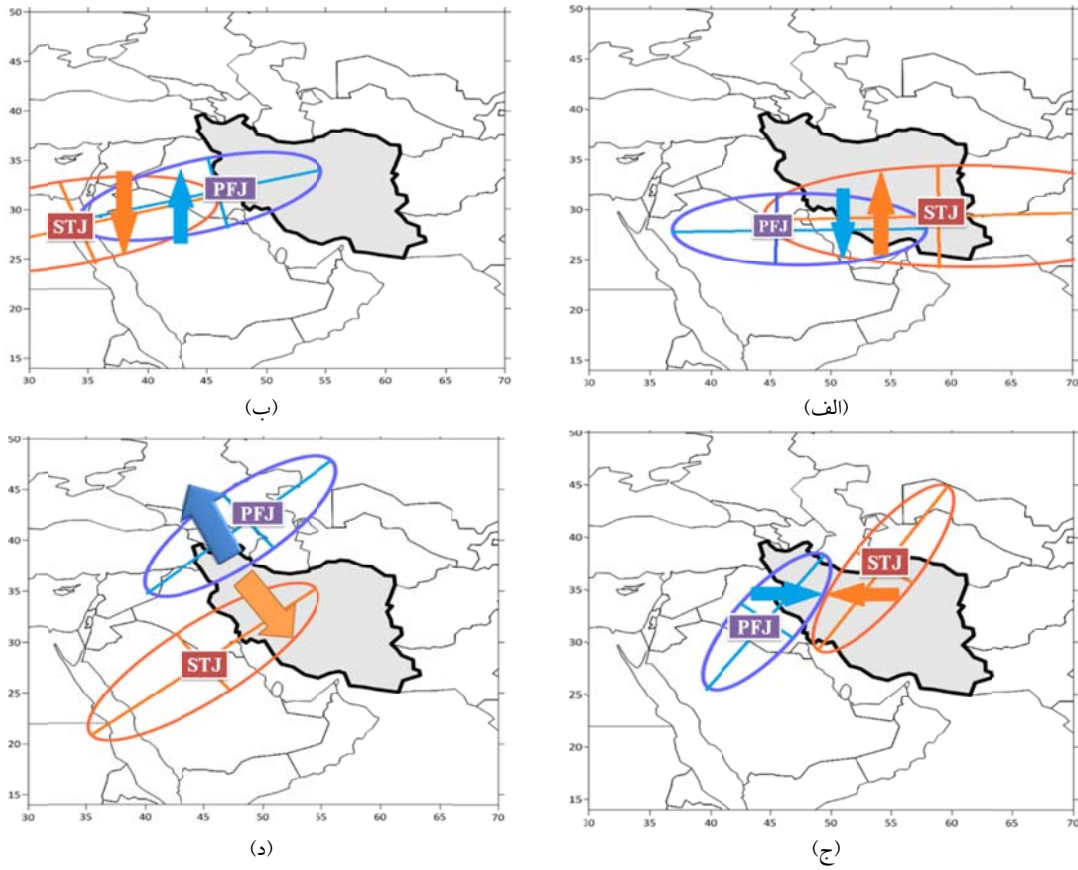
جدول ۱. حالات و نتایج روند محور و مؤلفه‌های مداری (U) و نصف‌النهاری (V) جت‌های جنب حاره (STJ) و جبهه قطبی (PFJ)

نتایج تغییر محور(*) و جهت محور						معنی داری مؤلفه (*)		حالت روند مؤلفه		
PFJ			STJ			V	U	V	U	ردیف
منطقه	جهت	تغییر محور(*)	منطقه	جهت محور	تغییر محور(*)					
حد اکثر CV	محور		حد اکثر CV	محور		*	*	مثبت	مثبت	۱
-	-	-	-	-	-			مثبت	مثبت	۲
37-56.E	شرق سو	*	30-65.E	شرق سو	*		*	منفی	مثبت	۳
27-41.N	جنوب سو	*	25-40.N	شمال سو	*	*		مثبت	منفی	۴
-	-	-	-	-	-			منفی	منفی	

CV: ضریب تغییرات، E: طول شرقی جغرافیایی، N: عرض شمالی جغرافیایی، *: معنی داری مؤلفه‌های u و v. معنی داری یکی از این مؤلفه‌ها باعث تغییر محور جت استریم می‌شود.

جدول ۲. الگوهای همزمانی و برهم‌کنش جت‌های جنب حاره (STJ) و جبهه قطبی (PFJ) در بارش‌های سنگین بهار و پاییز (۲۰۱۵-۱۹۸۰).

نوع تأثیر برهم‌کنش	نحوه استقرار جت‌ها	الگوهای فرعی	الگوهای اصلی
مستقیم	STJ بر گردش چرخندی PFJ	الگوی اول	انطباق
غیرمستقیم	STJ بر گردش و اچرخندی PFJ	الگوی دوم	
متقابل	STJ و گردش چرخندی PFJ	الگوی سوم	مجاورت
عدم برهم‌کنش	STJ و گردش و اچرخندی PFJ	الگوی چهارم	



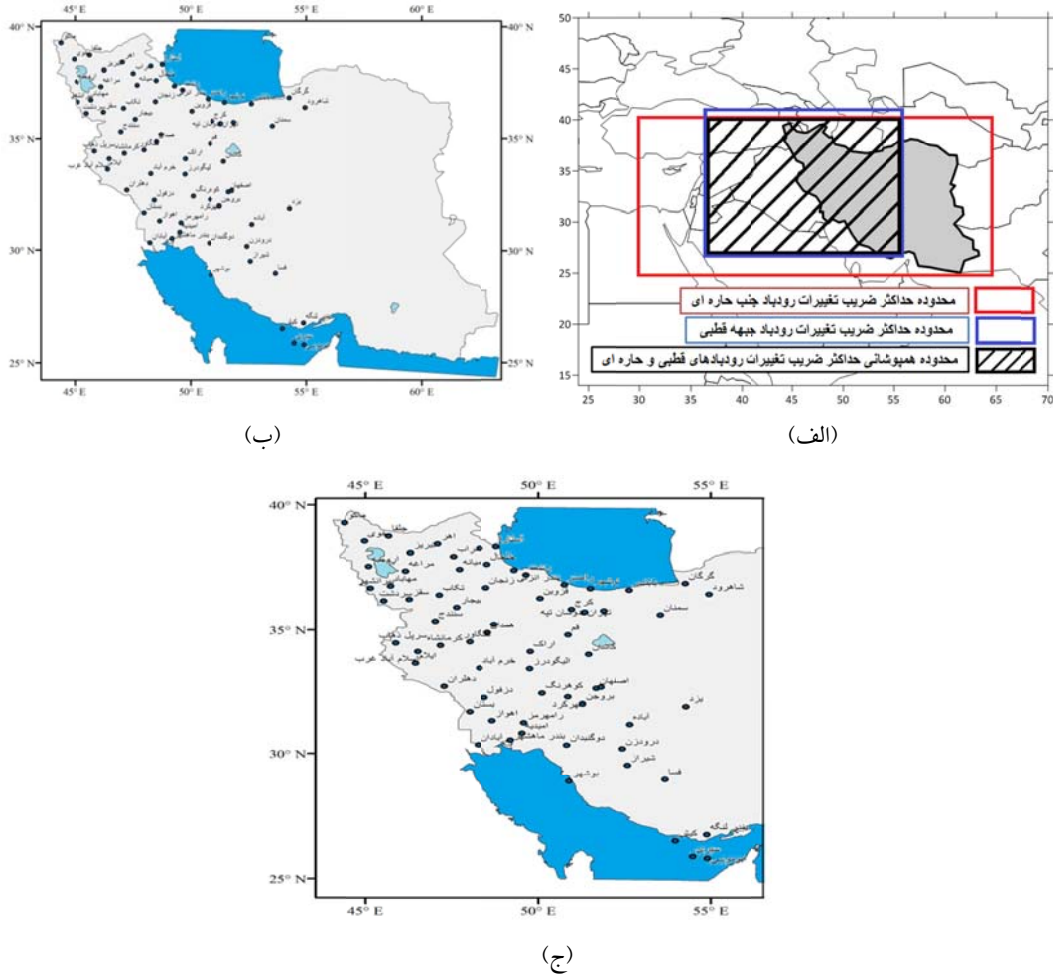
شکل ۲. الگوهای چهارگانه استقرار همزمان STJ و PFJ (پیکان‌های نارنجی: گردش‌های چرخندی و واچرخندی STJ و پیکان‌های آبی: گردش‌های چرخندی و واچرخندی PFJ. الف) انطباق گردش واچرخندی STJ بر گردش چرخندی PFJ، ب) انطباق گردش چرخندی STJ بر گردش واچرخندی PFJ، ج) مجاورت گردش واچرخندی STJ و گردش چرخندی PFJ، د) مجاورت گردش چرخندی STJ و گردش واچرخندی PFJ

جدول ۳. فراوانی الگوهای چهارگانه همزمانی جت‌های جنب حاره و جنبه قطبی در فصول بهار و پاییز (۲۰۱۷-۱۹۸۸) در محدوده (27-40° N, 36-56° E).

الگوها	اول	دوم	سوم	چهارم
تعداد کل	۳۸	۲۵	۳۱	۱۳
فراوانی رخداد در پاییز	۲۷	۷	۱۷	۵
فراوانی رخداد در بهار	۱۱	۱۸	۱۴	۸
روز نماینده	۲۰ دسامبر ۱۹۹۷	۲۶ مارس ۲۰۰۳	۱۳ دسامبر ۲۰۱۳	۲۳ نوامبر ۱۹۹۴

شمالی، مرکزی، غرب، شمال غرب و جنوب غرب ایران (27°-40°N, 36°-56°E) بررسی شده است (شکل ۳).

همچنین بر اساس نتایج حاصل از صدک ۹۵ام، تأثیر الگوهای همزمانی جت‌ها فقط بر بارش‌های سنگین در ایستگاه‌های همدید واقع در مناطق



شکل ۳. الف) کادر قرمز: محدوده حداکثر ضریب تغییرات جت جنب حاره، کادر آبی: محدوده حداکثر ضریب تغییرات جت جبهه قطبی، کادر سیاه: محدوده استقرار همزمان جت‌ها؛ ب و ج) موقعیت ایستگاه‌های همیدی مورد مطالعه.

در منطقه است. تأثیر برهم کنش مستقیم جت‌ها در این الگو بر تمرکز مکانی رخداد بارش سنگین در ۲۰ دسامبر ۱۹۹۷ تبیین می‌شود. در این روز، همزمان با حرکت شرق سوی ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و حاکمیت محور کم ارتفاع ۵۵۴۰ متری آن در ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی (شکل ۴-۱)، حرکت جنوب سوی جت جبهه قطبی نیز رخ داده است. اگرچه استقرار گردش چرخندی و همگرایی پایینی این جت در جنوب غرب ایران زمینه‌ساز شرایط رخداد بارش است، اما حرکت شمال سوی پشته جنب حاره (به میزان ۲ درجه عرض جغرافیایی) منجر به نوسان شمال سوی جت جنب حاره و انطباق آن بر جت جبهه قطبی شده است (شکل ۴-ب). در واقع انطباق منطقه

لازم به ذکر است که اثرات برهم کنش‌های مستقیم و غیرمستقیم جت‌ها در الگوهای اول و دوم، با تغییر ضخامت قائم جت جبهه قطبی و برهم کنش متقابل جت‌ها در الگوی سوم، با تشدید شرایط کژ فشار جو، بر رخداد بارش سنگین تأثیرگذار بوده است. در ادامه تأثیر هر یک از این الگوها بر بارش تبیین می‌شود.

۳-۱. الگوی اول: انطباق گردش واچرخندی جت جنب حاره بر گردش چرخندی جت جبهه قطبی (برهم کنش مستقیم)

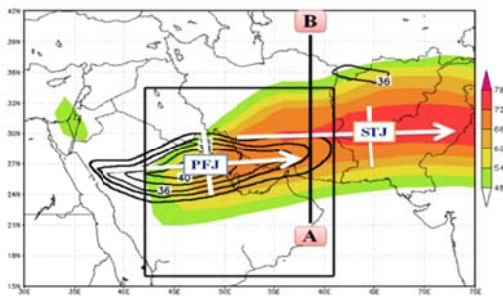
این الگو، با فراوانی ۳۸ رخداد (۲۷ رخداد در پاییز و ۱۱ رخداد در بهار) اصلی‌ترین الگوی استقرار همزمان جت‌ها

بهار و ۷ رخداد در پاییز) علاوه بر نوسان جنوب سوی جت جبهه قطبی، حداکثر نوسان شرق سوی هسته جت جنب حاره‌ای واقع در شمال آفریقا را در فصل بهار نشان می‌دهد. در روز نماینده این الگو (۲۶ مارس ۲۰۰۳)، حاکمیت پشته جنب حاره در منطقه مدیترانه و هسته کم‌ارتفاع ۵۴۲۰ متری بر روی عراق یک الگوی نصف‌النهاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایجاد کرده است (شکل ۵-الف). حرکت شرق سوی این پشته و ناوه (به میزان ۱۰ درجه طول شرقی)، علاوه بر حرکت شرق سوی هسته جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی، باعث انطباق این جت‌ها نیز شده است (شکل ۵-ب). اما گسترش قائم منطقه چرخندی جت جنب حاره (۱۰۰-۵۵۰ هکتوپاسکال) (شکل ۵-ج) و قدرت بیشتر هسته آن (75 ms^{-1}) نسبت به جت جبهه قطبی (50 ms^{-1})، باعث انبساط منحنی‌های هم‌سرعت این جت (شکل ۵-ب)، کاهش ضخامت قائم و تضعیف مؤلفه‌های سرعت قائم نزولی، واگرایی جو و تضعیف واگرایی شار رطوبت در منطقه واچرخندی جت جبهه قطبی شده است. همچنین، تأثیر غیرمستقیم برهم‌کنش مذکور بر افزایش گرادیان منحنی‌های هم‌سرعت در منطقه خروجی جت جبهه قطبی، افزایش ضخامت قائم و افزایش مؤلفه‌های سرعت قائم صعودی، همگرایی افقی جو و تقویت همگرایی شار رطوبت را در پی داشته است (شکل‌های ۵-د، ۵-ذ، ۵-ر و ۵-س) و (جدول ۵). در این الگو، فرارفت رطوبت از خلیج فارس و دریای سرخ و سلول بسیار قوی همگرایی شار رطوبت از غرب و جنوب‌غرب تا مرکز ایران در منطقه حاکمیت گردش قوی چرخندی جت جبهه قطبی باعث رخداد یکی از سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها در اغلب ایستگاه‌های همدید این منطقه در ۲۶ مارس ۲۰۰۳ (پیرانشهر، الیگودرز، ازنا، بافت، بروجن، دره شهر، درودزن، ایلام، کنگاور، کرمانشاه، خدابنده، خرم آباد، سردشت، شیراز، یاسوج و ...)، شده است (شکل ۵-ش).

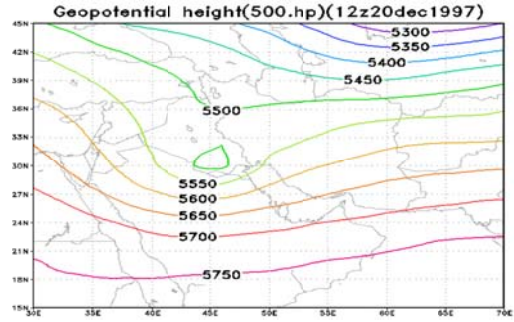
افزایش تدریجی واگرایی پایینی جت جنب حاره (علیچانی، ۱۳۸۱) با ضخامت قائم ۱۰۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ج) بر گردش چرخندی جت جبهه قطبی، موجب انبساط منحنی‌های هم‌سرعت این جت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ب)، پایداری جو، محدودیت مکانی سرعت‌های قائم و همگرایی پایینی در منطقه خروجی جت جبهه قطبی (۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال) شده است. علاوه بر این، حرکت پس‌رونده هسته جت جبهه قطبی به سمت منطقه گردش واچرخندی آن، یک الگوی غیر متعارف است و تقویت مؤلفه‌های سرعت قائم نزولی و واگرایی پایینی این جت را در پی داشته است (شکل ۴-د). مقایسه مقادیر گسترش و محدودیت این مؤلفه‌ها (جدول ۴) نشان می‌دهد که گسترش مکانی واگرایی شار رطوبت در منطقه واچرخندی جت جبهه قطبی در نتیجه افزایش مؤلفه‌های سرعت قائم نزولی و واگرایی جو و محدودیت مکانی همگرایی شار رطوبت در منطقه چرخندی این جت در نتیجه محدودیت مکانی مؤلفه‌های سرعت قائم صعودی و همگرایی (۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال) رخ داده است (شکل‌های ۴-د، ۴-ذ، ۴-ر، ۴-س و جدول ۴). به طوری که فرارفت درون سوی رطوبت از مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس نیز حاکمیت یک منطقه همگرایی ضعیف را نشان می‌دهد. بنابراین تأثیر این الگوی برهم‌کنش در تضعیف فعالیت چرخندی جت جبهه قطبی منجر به محدودیت مجموع رطوبت‌ویژه و آب قابل بارش (تراز -۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال) در جنوب‌غرب ایران و رخداد بارش در ایستگاه‌های محدودی (آبادان، اهواز، امیدیه، بندرماهشهر، بستان) شده است (شکل ۴-ش).

۳-۲. الگوی دوم: انطباق گردش چرخندی جت جنب حاره بر گردش واچرخندی جت جبهه قطبی (برهم‌کنش غیرمستقیم)

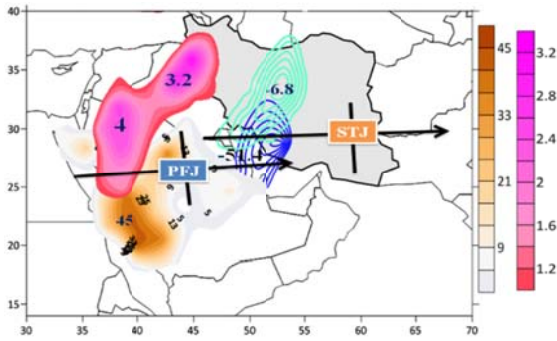
این الگوی هم‌زمانی، با فراوانی ۲۵ رخداد (۱۸ رخداد در



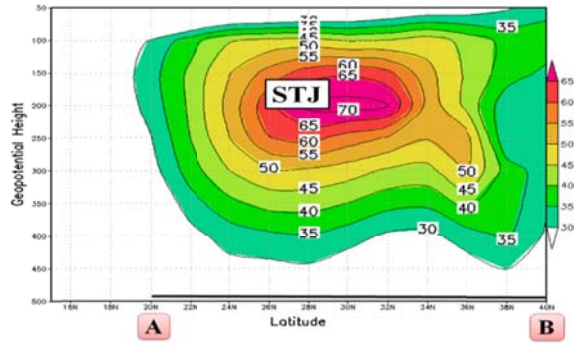
(ب)



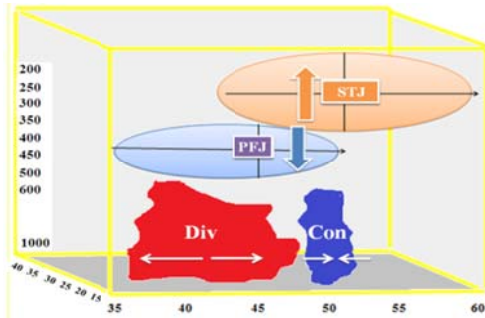
(الف)



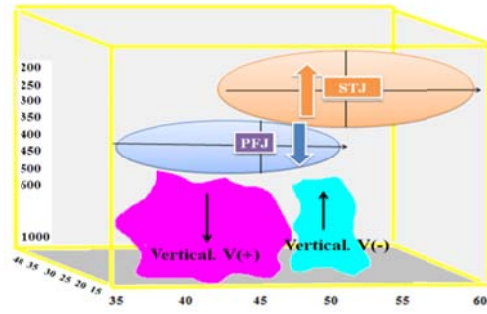
(د)



(ج)

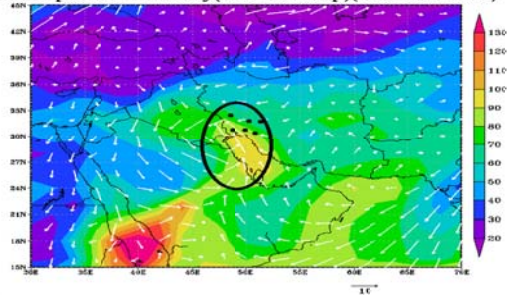


(ر)

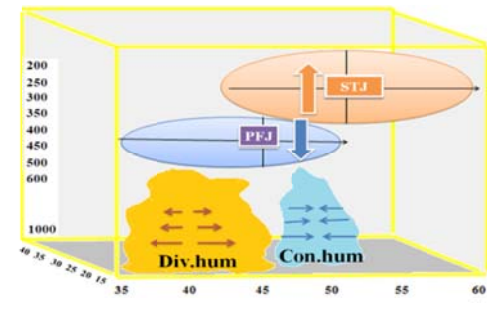


(ذ)

Sum. Specific humidity(500-1000.hp)(12z20dec1997)

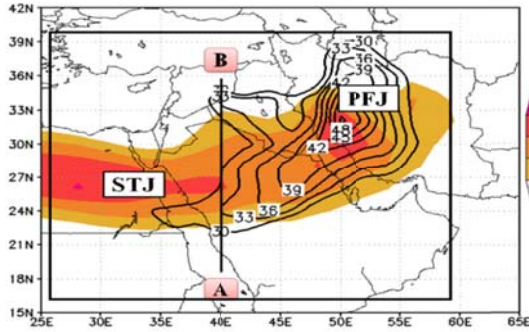


(ش)

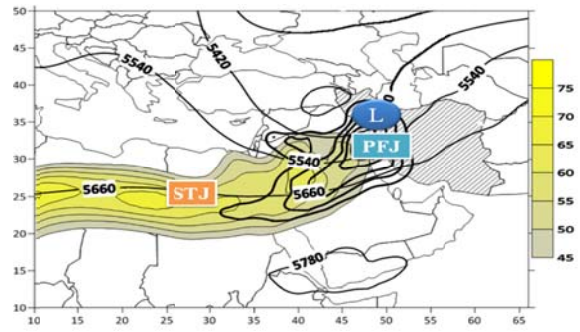


(س)

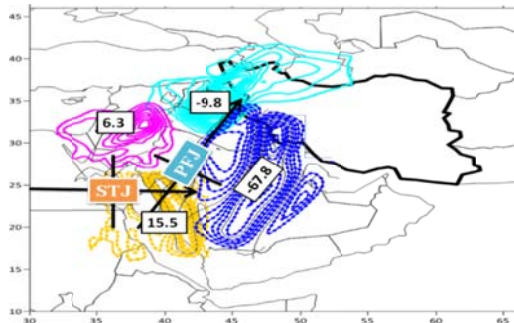
شکل ۴. مؤلفه‌های جو در الگوی برهم‌کنش مستقیم جت‌ها: الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (۵۰۰ هکتوپاسکال)، ب) موقعیت استقرار جت‌های جنب حاره (۲۰۰ هکتوپاسکال) و جبهه قطبی (۳۰۰ هکتوپاسکال)، کادر سیاه رنگ: منطقه تأثیر برهم‌کنش، ج) مقطع قائم جت جنب حاره (۵۸ درجه شرقی)، د) منطقه بنفش: سرعت قائم نزولی، منحنی‌های سبز: سرعت قائم صعودی، منحنی‌های آبی: همگرایی شار رطوبت و منطقه قهوه‌ای: واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، ذ) طرح‌های شماتیک سرعت‌های قائم صعودی و نزولی، ر) همگرایی و واگرایی جو، و س) همگرایی و واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp) ش) مجموع رطوبت ویژه (۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال)، نقاط مشکی: ایستگاه‌های رخداد بارش سنگین.



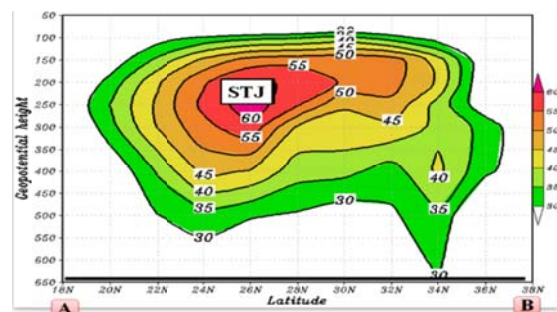
(ب)



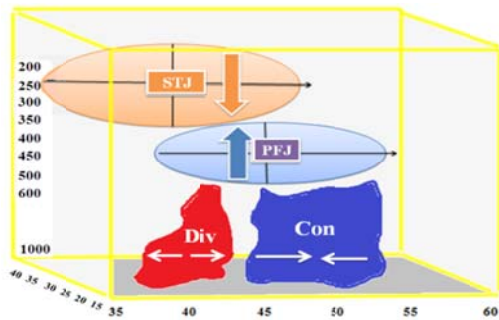
(الف)



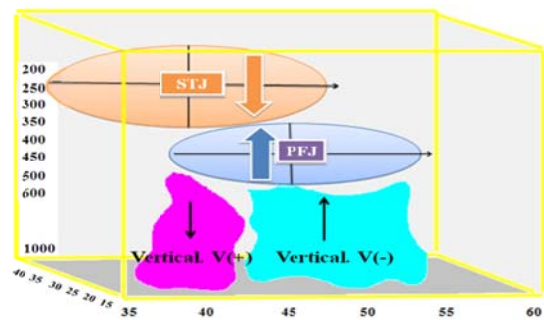
(د)



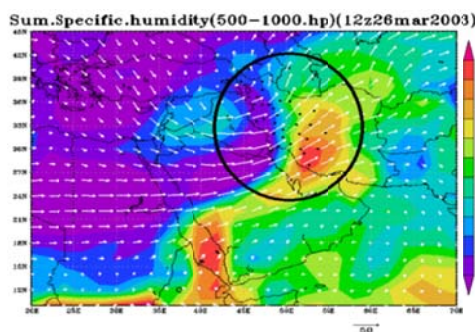
(ج)



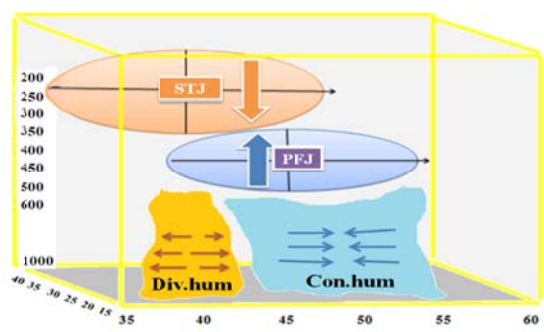
(ر)



(ز)



(ش)



(س)

شکل ۵. مؤلفه‌های جو در الگوی برهم‌کنش غیرمستقیم جت‌ها: الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (۵۰۰ hp) و L: هسته کم‌فشار سطح زمین، ب) موقعیت استقرار جت‌های جنب حاره (۲۰۰ هکتوپاسکال) و جنبه قطبی (۳۰۰ هکتوپاسکال)، کادر سیاه رنگ: منطقه تأثیر برهم‌کنش جت‌ها، ج) A-B: مقطع قائم جت جنب حاره (۳۸ درجه شرقی)؛ د) منحنی‌های بنفش: سرعت قائم نزولی، منحنی‌های سبز: سرعت قائم صعودی، منحنی‌های آبی: همگرایی شار رطوبت و منحنی‌های نارنجی: واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)؛ ذ) طرح‌های شماتیک سرعت‌های قائم صعودی و نزولی، ر) همگرایی و واگرایی جو، و س) همگرایی و واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)؛ ش) مجموع رطوبت ویژه (۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال)، نقاط مشکی: ایستگاه‌های رخداد بارش سنگین.

جدول ۴. مختصات جغرافیایی و میانگین هسته مرکزی مؤلفه‌های جو در مناطق گردش و اچرخندی (A) و چرخندی (C) جت جبهه قطبی (12z20dec1997).

(500-1000.hp)A		(500-1000.hp)C		واحد	مؤلفه
میانگین	مختصات جغرافیایی	میانگین	مختصات جغرافیایی		
۴	25-40°.N, 36-46°.E	-۶.۸	23-32°.N, 45-55°.E	Ps ⁻¹	سرعت قائم
۳.۵	22-32°.N, 36-48°.E	-۷.۹	24-31°.N, 49-53°.E	s ⁻¹	واگرایی افقی
۴۵	15-27°.N, 35-45°.E	-۵۱.۴	24-33°.N, 50-53°.E	1e ⁵	شار رطوبت

جدول ۵. میانگین هسته مرکزی و مختصات جغرافیایی مؤلفه‌های جو در مناطق گردش و اچرخندی (A) و چرخندی (C) جت جبهه قطبی (12z26mar2003).

(500-1000.hp)A		(500-1000.hp)C		واحد	مؤلفه
میانگین	مختصات جغرافیایی	میانگین	مختصات جغرافیایی		
۶.۳	30-37°N, 33-40°E	-۹.۸	30-44°N, 39-52°E	Ps ⁻¹	سرعت قائم جو
۳.۱	22-26°N, 37-44°E	-۴.۶	14-36°N, 42-58°E	s ⁻¹	واگرایی افقی
۱۵.۵	15-25°N, 35-44°E	-۶۷.۸	17-34°N, 44-53°E	1e ⁵	شار رطوبت

مجاورت گردش‌های متضاد این جت‌ها نیز شده است (شکل ۶-ب). برهم کنش متقابل حاصل از مجاورت هسته منحنی‌وار چرخندی جت جبهه قطبی با هسته منحنی‌وار و اچرخندی جت جنب حاره در ترازهای ۳۰۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال، ضمن تشدید گرادیان منحنی‌های هم‌سرعت جت جبهه قطبی، باعث افزایش چرخندگی‌های برشی (افزایش سرعت در جهت عمود بر مسیر باد) و انحنای (انحنای خطوط فشار و مسیر حرکت باد) و افزایش فرارفت چرخندگی مطلق در محل ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شده است (شکل ۶-ج). همچنین انطباق مؤلفه‌های باد نازمینگرد و فرارفت چرخندگی مطلق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تقویت همگرایی و تمرکز صعود جو در ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و کاهش جرم هوا در سطح زمین را در پی داشته است (شکل‌های ۶-ج و ۶-د). علاوه بر این، مجاورت فرارفت سرد (۲۵- تا ۳۵- درجه سانتیگراد) (شکل ۶-ر)، همگرایی و سرعت‌های

۳-۳. الگوی سوم: مجاورت گردش و اچرخندی جت جنب حاره و گردش چرخندی جت جبهه قطبی (برهم کنش متقابل)

برهم کنش متقابل حاصل از مجاورت گردش‌های متضاد جت‌ها در این الگوی همزمانی، با فراوانی ۳۱ رخداد (۱۷ رخداد در پاییز و ۱۴ رخداد در بهار) به صورت منطقه تمرکز جبهه‌زایی و رخداد بارش سنگین ظاهر شده است. در روز نماینده این الگو (۱۳ دسامبر ۲۰۱۳)، انتقال جنوب سوی ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و حرکت شمال سوی پشته جنب حاره باعث استقرار هسته کم‌ارتفاع ۵۳۲۰ متری شمال شرق مدیترانه در میان دو پشته واقع در ایران و مدیترانه شده است. نوسان شدید الگوی ارتفاع این روز، علاوه بر مجاورت مراکز پیچانه‌های بسیار قوی ۳۲۰۰ و ۱۲۰۰ ژئوپتانسیل دکامتری (شکل ۶-الف)؛ با انتقال جنوب سوی هسته جت جبهه قطبی (۴۵ ms⁻¹) و نوسان شمال سوی هسته جت جنب حاره (۸۰ ms⁻¹) منجر به

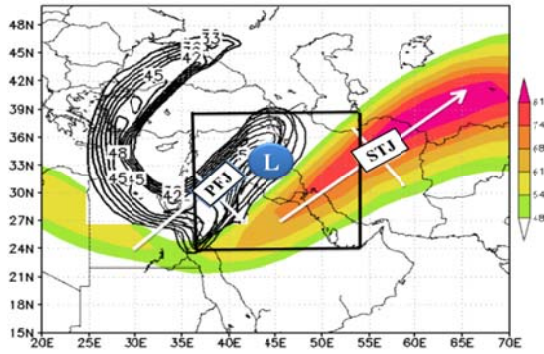
الگو (۲۳ نوامبر ۱۹۹۴)، مجارت گردش چرخندی جت جنب حاره و واچرخندی جت جنبه قطبی را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه در مقادیر هیچ یک از مؤلفه‌های جو و مخصوصاً میانگین فشار تراز دریا نسبت به روز قبل از این الگو تغییری مشاهده نشده است (شکل ۷-۶ الف)، می‌توان گفت در این الگو، برهم‌کنشی در میان جت‌های قطبی و حاره‌ای صورت نگرفته است. بنابراین بارش‌های سنگین این الگو، تحت تأثیر ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷-ب) و گردش چرخندی جت جنب حاره‌ای واقع در غرب و جنوب‌غرب ایران بوده است (شکل ۷-الف). به‌طوری‌که حاکمیت گردش چرخندی این جت منجر به فرارفت رطوبت از مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس شده است و حداکثر فرارفت رطوبت از دریای سرخ نیز به‌علت استقرار ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و کم‌فشار حاکم بر دریای سرخ، منجر به رخداد بارش سنگین در ایستگاه‌های آبدلی، بروجن، دهلران، اسلام‌آباد غرب، ایذه، کنگاور، کرمانشاه، خرم‌آباد، کوه‌رنگ، مریوان، قروه، ایلام و دزفول شده است (شکل ۷-ج).

قائم صعودی در محل گردش چرخندی جت جنبه قطبی و ضخامت زیاد جو (۵۷۰۰ متر) و فرارفت گرم بادهای جنوب غربی-شمال شرقی (۲۵- تا ۱۵- درجه) (شکل ۶-۶-ر)، سرعت‌های قائم نزولی، واگرایی شار رطوبت در منطقه گردش واچرخندی جت جنب حاره، علاوه بر تشدید شرایط کم‌فشار جو، باعث تمرکز جنبه‌زایی در ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز شده است (شکل‌های ۶-د، ۶-ذ، ۶-ر، ۶-س، ۶-ش، ۶-ص و جدول ۶). در این الگو فرارفت رطوبت از دریای سرخ و مدیترانه موجب تمرکز حداکثر مجموع رطوبت‌ویژه در غرب و جنوب‌غرب ایران (شکل ۶-ض) و رخداد بارش سنگین در منطقه حداکثر جنبه‌زایی (الیگودرز، همدان، هرسین، لرستان، کنگاور، دزفول، کوه‌رنگ، ملایر، شوشتر، تویسرکان و ...) شده است.

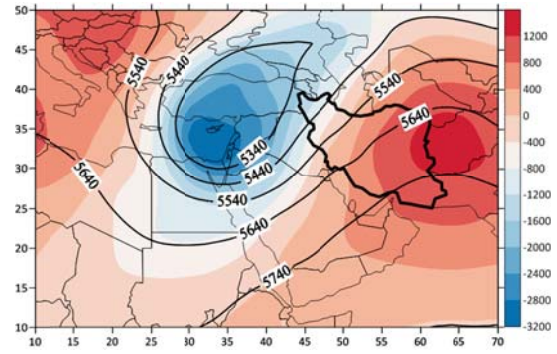
۴-۳. الگوی چهارم: مجاورت گردش واچرخندی جت جنبه قطبی و گردش چرخندی جت جنب حاره (عدم رخداد برهم‌کنش)
نتایج حاصل از بررسی مؤلفه‌های جو در روز نماینده این

جدول ۶. مختصات جغرافیایی و میانگین هسته مرکزی مؤلفه‌های جو در مناطق گردش‌های واچرخندی جت جنب حاره (A) و چرخندی جت جنبه قطبی (C) (12z13dec2013).

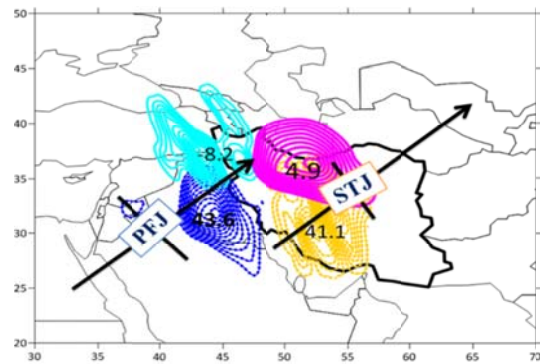
(500-1000.hp)C		(500-1000.hp)A		واحد	مؤلفه
میانگین	مختصات جغرافیایی	میانگین	مختصات جغرافیایی		
-۸.۲	35-44°.N, 41-48°.E	۴.۹	35-42°.N, 48-56°.E	Ps ⁻¹	سرعت قائم جو
۲.۹	29-38°.N, 40-48°.E	۲.۶	30-35°.N, 49-53°.E	s ⁻¹	واگرایی افقی
-۴۳.۶	27-37°.N, 43-50°.E	۴۱.۱	26-38°.N, 50-57°.E	1e ⁵	شار رطوبت



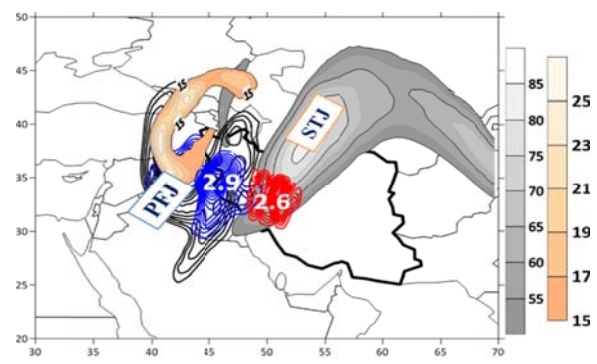
(ب)



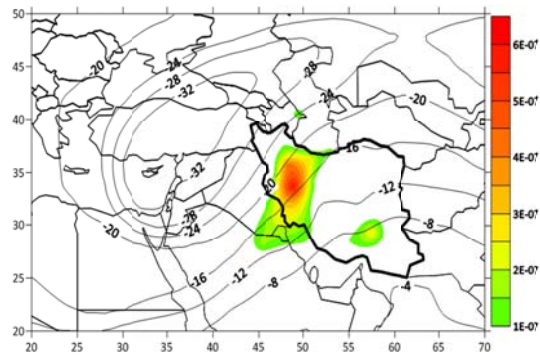
(ف)



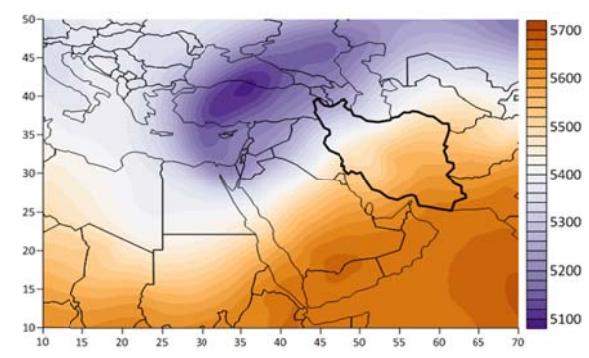
(د)



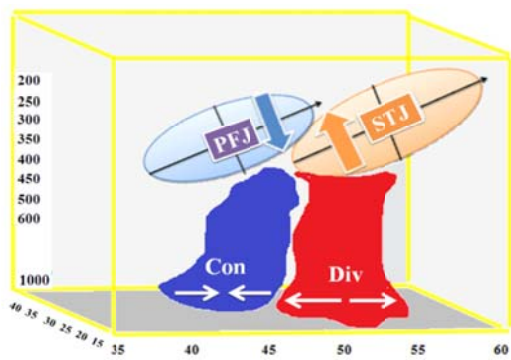
(ج)



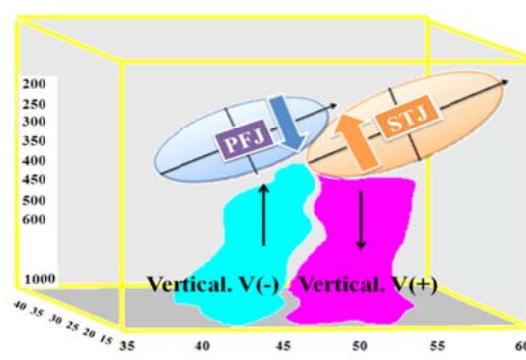
(ه)



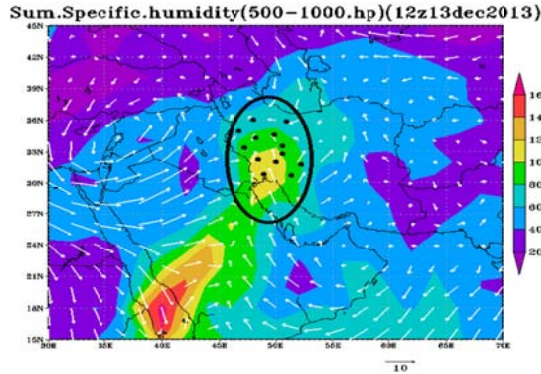
(ز)



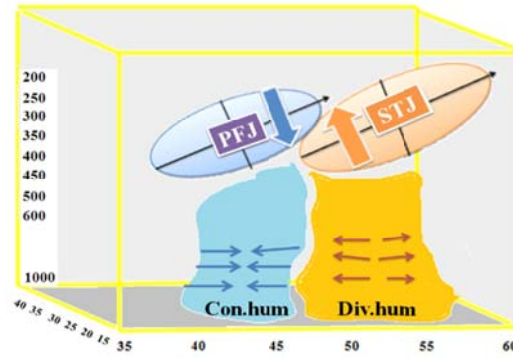
(ش)



(س)

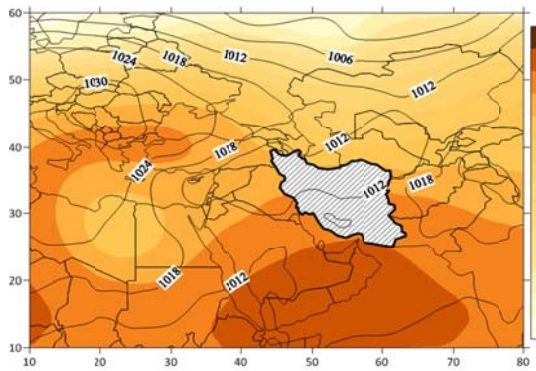


(ض)

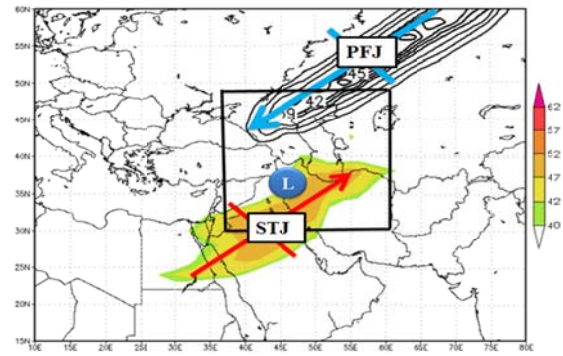


(ص)

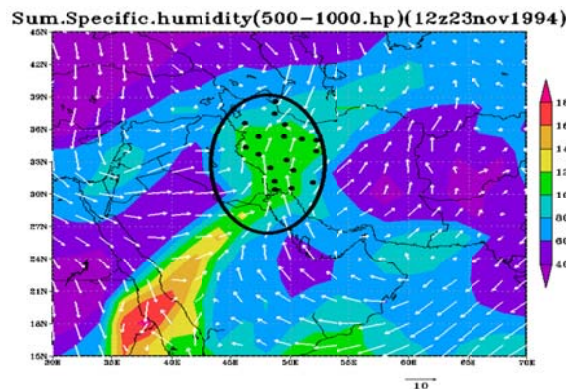
شکل ۶. مؤلفه‌های جو در الگوی برهم‌کنش متقابل جت‌ها: الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (۵۰۰ hp) و مراکز پیچانه مثبت و منفی، ب) موقعیت استقرار جت‌های جنب حاره (۲۰۰ هکتوپاسکال) و جبهه قطبی (۳۰۰ هکتوپاسکال)، کادر سیاه رنگ: منطقه مجاورت جت‌ها، L: هسته کم‌فشار سطح زمین، ج) منحنی‌های آبی: میانگین همگرایی جو، منحنی‌های قرمز: میانگین واگرایی جو (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، منطقه قهوه‌ای رنگ: فرارفت چرخندگی مطلق (۵۰۰ hp)؛ د) منحنی‌های سبز: سرعت قائم صعودی، منحنی‌های بنفش: سرعت قائم نزولی (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، منحنی‌های آبی: همگرایی شار رطوبت و منحنی‌های نارنجی: واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، د) مراکز ضخامت مثبت و منفی، ر) منحنی‌های همدما (500hp) و جبهه‌زایی (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، س) طرح‌های شماتیک سرعت‌های قائم صعودی و نزولی، ش) همگرایی و واگرایی جو، و) همگرایی و واگرایی شار رطوبت (۵۰۰-۱۰۰۰ hp)، ض) مجموع رطوبت ویژه (۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال) و نقاط مشکئی: ایستگاه‌های رخداد بارش سنگین.



(ب)



(ف)



(ج)

شکل ۷. مؤلفه‌های جو در الگوی چهارم همزمانی جت‌ها: الف) موقعیت استقرار جت‌های جنب حاره (۲۰۰ هکتوپاسکال) و جبهه قطبی (۳۰۰ هکتوپاسکال)، کادر سیاه رنگ: منطقه مجاورت جت‌ها، L: هسته کم‌فشار سطح زمین، ب) منحنی‌های سیاه: میانگین فشار تراز دریا و منطقه رنگی: ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ج) مجموع رطوبت ویژه (500-1000 hp)، نقاط مشکئی: ایستگاه‌های رخداد بارش سنگین.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از محاسبه ضریب تغییرات جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی، رخداد حداکثر نوسان آنها در محدوده ۳۶ تا ۵۶ درجه طول شرقی و ۲۷ تا ۴۰ درجه عرض شمالی را نشان می‌دهد. همچنین نتایج حاصل از بررسی الگوهای همزمانی استقرار این جت‌ها در محدوده مذکور، نشان‌دهنده رخداد برهم‌کنش جت‌ها در سه الگوی مختلف است. به گونه‌ای که هسته قویتر جت جنب حاره، به صورت تضعیف مستقیم (الگوی اول) و تقویت غیرمستقیم (الگوی دوم) گردش چرخندی جت جبهه قطبی، ضمن تغییر مؤلفه‌های همگرایی و واگرایی افقی جو، بر تغییر سرعت‌های قائم جو و شار رطوبت در مناطق چرخندی و واچرخندی جت جبهه قطبی مؤثر بوده است. نتایج حاصل از بررسی الگوی اول برهم‌کنش (اصلی‌ترین الگوی استقرار همزمان جت‌ها در منطقه)، نشان می‌دهد که این انطباق حتی در زمان حداکثر نوسان جنوب سوی جت جبهه قطبی در پاییز، باعث پس‌روی و تضعیف منطقه گردش چرخندی جت جبهه قطبی و تمرکز و محدودیت بارش سنگین شده است. در الگوی دوم برهم‌کنش، حداکثر نوسان شرق سوی جت جنب حاره در محدوده ۳۰ تا ۴۵ درجه طول شرقی، ضمن تضعیف گردش واچرخندی جت جبهه قطبی، به‌طور غیرمستقیم باعث تقویت گردش چرخندی و همگرایی شار رطوبت و رخداد یکی از سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های سنگین در اکثر ایستگاه‌های همدید واقع در نیمه غربی ایران شده است. درحالی‌که در الگوی سوم، تأثیر الگوی نصف‌النهاری شدید ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث تشدید فعالیت‌های متضاد چرخندی و واچرخندی جت‌های واقع در مجاور یکدیگر و رخداد برهم‌کنش متقابل آنها شده است. این الگو، ضمن تشدید شرایط کژ فشار و جبهه‌زایی در ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، منجر به تمرکز رخداد بارش سنگین در منطقه حداکثر جبهه‌زایی نیز شده است. اما مجاورت گردش‌های واچرخندی جت جبهه قطبی و چرخندی جت جنب حاره

(الگوی چهارم) بر رخداد بارش سنگین تأثیری نداشته است. با توجه به نتایج حاصل از پژوهش‌هایی که در زمینه برهم‌کنش جت‌ها در این الگوی همزمانی انجام گرفته است، تشدید مؤلفه‌های باد آزمینگرد و میدان واگرایی افقی در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکال، فرارفت تاوایی نسبی مثبت، چینش قائم باد، سرعت قائم بالاسو و تشکیل کم‌فشار سطحی در منطقه مجاورت واگرایی‌های مناطق ورودی و خروجی این جت‌ها نشانه‌های رخداد برهم‌کنش جت‌ها در این الگو هستند (ماتوکس و بلک، ۱۹۸۶؛ پریزراکوس، ۲۰۰۶)؛ درحالی‌که عدم تغییر این مؤلفه‌ها در ترازهای مختلف و مخصوصاً میانگین فشار تراز دریا نسبت به روز قبل از رخداد بارش، عدم برهم‌کنش میان جت‌ها در این الگو را تأیید می‌کند. بنابراین بارش‌های سنگین ثبت شده در این الگو فقط به‌علت حاکمیت گردش چرخندی جت جنب حاره و استقرار نیمه چپ خروجی این جت (واگرایی بالایی) در منطقه رخ داده است.

به‌طور کلی یافته‌های پژوهش حاضر نشان می‌دهد که علاوه بر تأثیر سامانه‌های سودانی و فرارفت رطوبت از دریای سرخ (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۲)، خلیج فارس، مدیترانه و دریای سیاه؛ الگوهای مختلف برهم‌کنش جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی با تغییر مؤلفه‌های واگرایی و سرعت قائم جو (ناکامورا، ۱۹۹۲؛ زیو و پالدور، ۱۹۹۸ و کلوتز و دیویس، ۱۹۸۰) تأثیر ثانویه‌ای بر شار رطوبت و رخداد بارش سنگین داشته‌اند. به گونه‌ای که تأثیر برهم‌کنش‌های مستقیم جت‌ها در الگوی اول باعث تضعیف فرارفت رطوبت و رخداد بارش در ایستگاه‌های متمرکز و محدودی در جنوب‌غرب ایران شده است. اما تأثیر برهم‌کنش غیرمستقیم جت‌ها در الگوی دوم، با تشدید فرارفت رطوبت از خلیج فارس و دریای سرخ، رخداد بارش‌های سنگین و گسترده‌ای در غرب، جنوب‌غرب و حتی مرکز ایران را در پی داشته است. علاوه بر این، برهم‌کنش متقابل این جت‌ها در الگوی سوم با حداکثر

فرارفت رطوبت از دریای سرخ و تمرکز رطوبت در جنوب غرب ایران، باعث رخداد بارش‌های سنگین و متمرکز در غرب و جنوب غرب ایران شده است. برای اساس می‌توان گفت که علاوه بر تأثیر سامانه‌های بارش‌زا در منطقه که شرط اولیه در رخداد بارش هستند، هر یک از سه الگوی مختلف برهم‌کنش جت‌ها نیز با تغییر بودجه گرما و رطوبت در ترازهای مختلف جو، بر تمرکز و یا گسترده‌گی میزان شار رطوبت و رخداد بارش‌های متمرکز و یا گسترده تأثیر گذار بوده‌اند که این یافته مطابق با نتایج مطالعات ریتز (۱۹۶۳)، هندلوس و مارتین (۲۰۱۶)، بجرکنس و هولمبو (۱۹۹۴) و نیوتون و ترویسان (۱۹۸۴) است. درحالی‌که در الگوی چهارم همزمانی، به علت عدم رخداد برهم‌کنش میان جت‌ها، مؤلفه‌های جو و همچنین مجموع رطوبت ویژه تغییری در پی نداشته است که این یافته مطابق با نتیجه مطالعه مبارک حسن و همکاران (۱۳۹۱) در زمینه عدم تأثیر برهم‌کنش جت‌های جنب حاره و جبهه قطبی بر سیکلون‌زایی و بارش سنگین در ایران است.

مراجع

آروین، ع. و محمدی نژاد، ج.، ۱۳۹۴، اقلیم‌شناسی سیلاب ناشی از بارش سنگین ۴ فوریه ۲۰۰۶ استان لرستان، مخاطرات محیط طبیعی، ۵، ۷۵-۹۰.

احمدی، م.، و جعفری همبری، ف.، ۱۳۹۴، تحلیل همیدید بارش سنگین ۱۲ آوریل ۲۰۱۵ شهرستان قزوین، فصلنامه علمی- پژوهشی و بین المللی انجمن جغرافیای ایران، ۴۴، ۲۲۱-۲۳۷.

براتی، غ.، مرادی، م. و سلیمی، ر.، ۱۳۹۴، واکاوی همیدید بارش‌های سنگین بهار استان زنجان، مخاطرات محیطی، ۶، ۷۷-۸۸.

بوشر، ک.، ۱۳۸۵، آب و هوای کره زمین (جلد اول)، ترجمه هوشنگ قائمی، انتشارات سمت.

برزو، ف. و عزیز، ق.، ۱۳۹۴، پیشنهاد معیاری ساده برای برآورد بارش سنگین در مناطق مختلف ایران،

پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۳، ۳۴۷-۳۶۵.

حلیان، ا. و حسینعلی پور جزی، ف.، ۱۳۹۳، تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، تحقیقات جغرافیایی، ۱۱۲، ۲۰۵-۲۲۰.

حبیب پور، ک. و صفری، ر.، ۱۳۸۸، راهنمای جامع کاربرد SPSS در تحقیقات پیمایشی، انتشارات متفکران، ۳۱۶.

خسروی، م. و غیور، ح.، ۱۳۸۰، تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران، تحقیقات جغرافیایی، ۶۲، ۱۴۱-۱۷۴.

ذکی زاده، م. ب.، سلیقه، م.، ناصر زاده، م. ح. و اکبری، م.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری و همیدیدی مؤثرترین الگوی رودباد ایجاد کننده بارش‌های سنگین ایران، مخاطرات محیط طبیعی، ۱۵، ۳۱-۴۸.

سعید آبادی، ر.، آب خرابات، ش. و نجفی، م. س.، ۱۳۹۴، موقعیت رودباد جبهه قطبی در ارتباط با بارش‌های سنگین و شار رطوبت ترازهای پایین غرب ایران، محیط شناسی، ۴، ۷۹۸-۷۸۳.

صلاحی، ب. و عالی جهان، م.، ۱۳۹۲، تحلیل همیدید مخاطره اقلیمی شهرستان یاسوج، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۵، ۷۳-۸۹.

عساکره، ح.، قائمی، ه. و بیرانوند، آ.، ۱۳۹۴، روند تغییرات فصلی رودباد جنب حاره در محدوده اقلیمی ایران طی دهه‌های اخیر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۱، ۵۷-۷۲.

علیجانی، ب. و کاویانی، م.، ر.، ۱۳۸۴، مبانی آب و هوا شناسی، انتشارات سمت، تهران.

عسگری، ا.، رحیم زاده، ف.، محمدیان، ن. و فتاحی، ا.، ۱۳۸۶، تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران، تحقیقات منابع آب ایران، ۳، ۴۲-۵۵.

علیجانی، ب.، ۱۳۸۱، اقلیم‌شناسی همیدید، انتشارات سمت، تهران.

- علیجانی، ب.، ۱۳۸۵، اقلیم شناسی سینوپتیک، چاپ دوم، تهران، انتشارات سمت.
- قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۹، نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار grads، چاپ اول، تهران، انتشارات سها دانش.
- لشکری، ح.، قائمی، ه. و پرک، ف.، ۱۳۹۲، تحلیل رژیم بارندگی منطقه جنوب و جنوب غرب کشور، فصلنامه سپهر، ۸۵، ۵۷-۶۳.
- مظفری، غ.، مزیدی، ا. و شفیع، ش.، ۱۳۹۶، تحلیل و بررسی موقعیت رودبادهای مرتبط با بارش فرین و شار رطوبت در مناطق غربی ایران، مخاطرات محیط طبیعی، ۱۱، ۴۷-۶۸.
- مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۸۴، بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه های کم فشار سودانی در وقوع بارش های سیل زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۷، ۷۷-۱۱۳-۱۳۶.
- محمدی، ب. و مسعودیان، ا.، ۱۳۸۹، تحلیل همدید unbalanced jetlet and its role in the Palm Sunday 1994 tornado outbreak in Alabama and Georgia. *Mon Wea Rev*, 126, 2133-2165.
- Karein, A. D., 1979, The Forecasting of Cyclogenesis in the Mediterranean Region. Ph. D. Thesis, University of Edinburgh, Scotland. 159.
- Kloth, C. M. and Davies-Jones, R. P., 1980, The relationship of the 300-mb jet stream to tornado occurrence. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-88. 62.
- Lu, R. Y. and Oh, J., Kim, B., 2002, A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the northern Africa and Eurasian continent in summer, *tellus*, Vol.54A, 44-55.
- Liao, Z. and Zhang, Y., 2013, Concurrent variation between the East Asian subtropical jet and polar front jet during persistent snowstorm period in 2008 winter over southern China, *Journal of geophysical research: atmospheres*, vol. 118, 6360-6373.
- Maddox, R. A. and Doswell, C. A., 1982, An examination of jet stream configuration, 500 mb vorticity advection and low level thermal advection patterns during extended periods of intense convection. *Mon. Wea. Rev.*, 10, 184-197.
- Mattocks, C. and Bleck, R., 1986, Jet stream dynamic and geostrophic adjustment
- بارش‌های سنگین ایران، جغرافیا و توسعه، ۱۹، ۴۷-۷۰.
- متولی میدان‌شاه، ف.، م.، کاویانی. و م.، میررکنی.، ۱۳۹۶، آشکارسازی بارش سنگین به کمک نقشه‌های همدید وضع هوا، پنجمین کنفرانس جامع مدیریت و مهندسی سیلاب.
- مبارک حسن.، ا. مشکواتی، ا. ح.، آزادی، م. و فراهانی، م.، ۱۳۹۱، نقش رودباد در چرخند زایی مدیترانه، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۱۱، ۴۲-۵۲.
- محمدی، ح.، فتاحی، ا.، شمسی پور، ع. ا. و اکبری، م.، ۱۳۹۱، تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۴، ۷-۲۴.
- نوری، ح.، و ایلدرمی، ع.، ۱۳۹۱، تحلیل همدید و دینامیک رویدادهای بارشی سنگین سواحل جنوبی خزر در مقایسه با ایران، نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی، ۴۱، ۱۹۷-۲۳۶.
- Archer, C. L. and Caldeira, K., 2008, Historical trends in the jet Streams, *Geophys. Res. Lett.* 35, L08803.
- Bjerknes, J., Holmboe, J., 1944, on the theory of cyclones. *Journal of meteorology*. 1, 1-22
- Defant, F., 1959, On the hydrodynamic instability caused by an approach of subtropical and polar front jet stream in northern latitudes before the onset of strong cyclogenesis. In: Rossby Memorial Volume: The atmosphere and sea in motion. B. Bolin (Ed.), Rockefeller Inst, New York, 305-325.
- Fu Q, Johanson C. M, Wallace J. M. and Reichler T., 2006, Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements. *Science* 312: 1179, doi: 10.1126/science. 1125566.
- Hudson, R. D; 2012, Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, 2012, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7797-7808.
- Handlos, Z. J. and Martin, J. E., 2016, Composite Analysis of Large-Scale Environments Conducive to Western Pacific Polar/Subtropical Jet Superposition, *journal of climate*, University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin, 7145-7156.
- Kaplan, M. L., Hamilton, D. W. and Rozumalski, R. A., 1998, The numerical simulation of

- processes during the initial stage of Lee cyclogenesis, *Ame Met Soc.*, 114, 2033-2056.
- Nakamura, H., 1992, Horizontal Divergence Associated with Zonally Isolated Jet Stream. *Jou of Atm Sci.*, 50, 2310-2313.
- Prezerakos, N. G., Flocas, H. A. and Brikas D., 2006, The role of the interaction between polar and subtropical jet in a case of depression rejuvenation over the Eastern Mediterranean, *Meteorology and Atmospheric Physics*: 139-151.
- Reiter, E. R., 1963, *Jet stream meteorology; (jet stream and climate)*, chicago press, 375-409.
- Strong, C. and Davisb, R. E., 2007, Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere, 2007, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 2109–2115.
- Thorncroft, C. D. and Flocas, H. A., 1997, A case study of Saharan cyclongenesis. *Mon Wea Rev.* 125. 1147-1165.
- Uccellini, L. W., 1986, The possible influence of upstream upper-level baroclinic processes on the development of the QE II storm. *Mon Wea Rev.* 114. 1019-1027.
- Uccellini L. W. and Kocin, P. J., 1987, The interaction of jet streak circulation during heavy snow events along the east coast of the United States. *Wea. Forecast.* 2. 289-308.
- Whitney L. F., 1977, Relationship of the subtropical jet stream to sever local storms. *Mon. Wea. Rev.* 105. 398-412.
- Winters. A. C. and Martin, J. E., 2014, The Role of a Polar/Subtropical Jet Superposition in the May 2010 Nashville Flood, 2014, *weather & forecasting*, 29: 954-974.
- Wei, M. Y., 1987, A new formulation of the exchange of mass and tra constituents between the stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.* 44: 3079–3086.
- Yin, J. H., 2005, A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.* 32: L18701, doi: 10.1029/2005GL023684.
- Ziv, B. and paldor, N., 1998, the divergence fields associated with time-dependent jet streams, *Journal of athemospheric sciences*, The Hebrew University of Jerusalem, volume 56: 1843-1857.

The role of interaction subtropical- polar jet stream on heavy rainfall in the spring and autumn of Iran

Jalilian, A.¹, Zolfaghari, H.^{2*} and Sahraei, J.³

1. Ph.D. Student, Department of Geography, Razi University, Kermanshah, Iran

2. Associate Professor, Department of Geography, Razi University, Kermanshah, Iran

3. Assistant Professor, Department of Atmospheric physics, Faculty of Science, Razi University, Kermanshah, Iran

(Received: 18 Sep 2018, Accepted: 1 Jan 2019)

Summary

The narrow bands of strong wind ($\geq 30\text{ms}^{-1}$) in the upper levels of the atmosphere called jet stream. The formation of these streams in the maximum gradient zone of the atmosphere (the location of the maximum temperature and energy transition) has caused the establishment and movement of their speed nuclei at the western extremities of the equatorial fringes and on the polar front in the extraterrestrial region and the formation of western margin and polar fronts. This winds blow from west to east, but they often shifts to the north and south of seasonal average position. In this case, jets may be deployed simultaneously in one region and occurrence the interaction between them may affect the heavy rainfall. Based on several definitions that have been presented with heavy rainfall according to different criteria and thresholds, Cumulative precipitation of more than 30 mm in 24 hours, causing severe financial losses to various urban and rural areas, is called heavy rainfall. In This article, shifting and intensity of subtropical - polar front jet stream in the mid-latitude region and that's effects on heavy precipitation in Iran has been studied.

In this study, the effects of interactions patterns subtropical-polar front jet stream on heavy spring and autumn rainfall in Iran (1988-2017) with Atmospheric circulation to environment Approach has been investigated. Therefore after determining the maximum coefficient of variation of this jet streams, in order to determine the effective circulation patterns in these synchronies, by applying factor analysis by PCA on the data of a height of 500 hp, four main components with The explanation of 82% of data diffraction was determined. Then, by using cluster analysis method, the days in each cluster and by intra-group correlation, the representative day of each cluster was determined. After drawing different patterns of simultaneous deployment in the Surfer software, four synchronous patterns were determined in the range of maximum coefficient of variation of jet stream ($27\text{-}40^{\circ}\text{N}$, $36\text{-}56^{\circ}\text{E}$). Finally, the effects of each of these patterns on the occurrence of heavy rainfall were determined by obtaining divergence, vertical velocity, vorticity, relative humidity, specific humidity, temperature and mean sea pressure from the ECMWF center.

The results of the study show the effects of three interaction patterns on heavy rainfalls. The effects of direct and indirect jet streams interactions in the first and second patterns, with the change in the thickness of the polar fronts and the interaction of jets in the third model, has been affected on atmospheric conditions and occurrence of heavy rainfall. Despite the direct interactions of the first pattern of jet stream synchronization in the rainfall concentration, the indirect interactions effect of the second pattern on the cyclone circulation boost of the polar jet stream has led to the occurrence of extensive rainfall. Also, the mutual interactions of the jet stream in the third pattern, with the intensification of the frontogenesis process, have been effective in the occurrence of precipitation along these fronts, while the proximity of these opposite turns in the fourth jet streams concurrency pattern is not effective on rainfall, and the occurrence of heavy rainfall has been affected only from the cyclonic circulation of the subtropical jet stream.

Keywords: heavy rainfall, polar front jet stream, subtropical jet stream, interaction, spring and autumn, Iran.

*Corresponding author:

h.zolfaghari@razi.ac.ir