

تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران

سمیه رفعتی* - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه سیدجمال‌الدین اسدآبادی
امان‌اله فتح‌نیا - استادیار گروه جغرافیا دانشگاه رازی کرمانشاه
مصطفی کریمی - استادیار اقلیم‌شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۰۴/۲۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۶/۲۸

چکیده

در این مطالعه تأثیر رودبادهای سطح پایین (LLJ) در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران طی سال‌های ۲۰۰۱-۲۰۰۵ بررسی شد. برای تشخیص اهمیت رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری این سامانه‌ها درصد رخداد، اندازه و طول عمر سامانه‌ها در هر دو شرایط حضور و نبود رودبادهای سطح پایین در منطقه، همچنین نقشه‌های سرعت باد و شار رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بررسی شد. همچنین، شرایط تشکیل این سامانه‌ها برای یک نمونه موردی (روزهای دوم و سوم آوریل ۲۰۰۲) ارزیابی شد. نتایج این مطالعه نشان داد در تمام ماه‌های مورد بررسی، عمده سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (بیش از ۸۰ درصد) در شرایطی تشکیل شد که LLJ در منطقه حضور داشت و هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین‌تر (دریای عرب و سرخ) را به منطقه مورد مطالعه تزریق و همگرایی سطح پایین را تشدید می‌کرد. در این شرایط میانگین اندازه و طول عمر بزرگ‌ترین و بادوام‌ترین سامانه‌های تشکیل‌شده در روزهای همراه با رخداد رودبادهای سطح پایین (به ترتیب ۲۲۲ هزار کیلومتر مربع و ۱۷ ساعت) نسبت به میانگین اندازه و طول عمر بزرگ‌ترین و بادوام‌ترین سامانه‌های تشکیل‌شده در روزهای بدون رخداد آن (به ترتیب برابر ۸۰ هزار کیلومتر مربع و ۹/۶ ساعت) با ۹۵ درصد اطمینان بیشتر بوده است.

کلیدواژه‌ها: جنوب‌غرب ایران، رودباد سطح پایین، سامانه همرفتی میان‌مقیاس، سرعت باد، شار رطوبت.

مقدمه

قابل توجه‌ترین نوع سامانه‌های همرفتی، سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس^۱ (MCS) است. این سامانه‌ها که از ادغام ناپایداری‌های همرفتی به وجود می‌آید، طولی بیش از صد کیلومتر و طول عمری از حدود چند ساعت تا چند روز دارد (هوز، ۲۰۰۴). سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس علی‌رغم اندازه نسبتاً کوچکشان خطرناک و اغلب با شرایط آب‌وهوایی مخاطره‌آمیز (سیل، توفان و تگرگ) همراه است (مورل و سنسی، ۲۰۰۲). بنابراین، شناسایی و بررسی دقیق این سامانه‌ها

* Email: rafati@jau.ac.ir

برای درک شرایط اقلیمی و کاهش آسیب‌پذیری ناشی از رخدادهای مخاطره‌آمیز آب‌وهوایی ضروری است. فرایند همرفت عمیق وقتی رخ می‌دهد که توده‌های هوایی تا سطح همرفت آزاد (LFC)^۱ صعود کند. ارتفاعی که توده‌های هوا باید صعود کند تا به سطح همرفت آزاد برسد، به ویژگی‌های توده‌های هوا و محیط وابسته است. سازوکار صعود متفاوت است، مانند صعود اجباری کوهستانی، جبهه‌ای، ادی‌های لایه‌مرزی همرفتی، و مرزهای جریان خروجی جبهه‌ای، اما وجود این عوامل به تنهایی برای رخداد همرفت کافی نیست. گاهی وجود برخی عوامل بازدارنده در ساختار ترمودینامیکی در سطوح بالا مانع رخداد همرفت می‌شود. سازوکارهای متفاوتی برای رخداد یا جلوگیری از رخداد همرفت عمیق وجود دارد (کاربن و همکاران، ۱۹۹۰). در الگوی فرارفت هوای گرم که برای تشکیل سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس مطلوب است، توسعه همرفت اولیه که باعث ناپایداری توده‌های هوا می‌شود، ممکن است با فرارفت هوای گرم سطح پایین تقویت یا به‌وسیله‌گرمایش در ترازهای بالا محدود شود که از ناپایداری لایه‌های مرزی جلوگیری می‌کند (مادوکس و داسول، ۱۹۸۲).

ناپایداری‌ای که سبب توسعه همرفت در میان‌مقیاس می‌شود، اغلب با الگوهای جریان بزرگ‌مقیاس (سینوپتیک) تولید می‌شود. در این شرایط گاهی همرفت به شکل سامانه‌های به‌هم‌پیوسته‌ای سازمان می‌یابد که بارش زیادی در منطقه‌ای وسیع ایجاد می‌کند و خود بر جریان‌ها در مقیاس بزرگ‌تر تأثیر می‌گذارد. محققان زیادی فرایندهای میان‌مقیاس و سینوپتیکی منجر به همرفت را بررسی کردند (جانسن و میز، ۲۰۰۱؛ فریچ و فریز، ۲۰۰۱). یکی از فرایندهای مؤثر بر توسعه سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس، رودبادهای سطح پایین (LLJ)^۲ است. در برخی مناطق LLJ از طریق وزش هوای گرم و مرطوب منبع فراهم‌کننده‌های ناپایدار برای توسعه سامانه‌های همرفتی است (مدوکس، ۱۹۸۳؛ کاسین و همکاران، ۱۹۸۶؛ کاتن و همکاران، ۱۹۸۹؛ نیکلینی و همکاران، ۲۰۰۲؛ سالیو و همکاران، ۲۰۰۷). انتقال هوای گرم و مرطوب توسط LLJ به شکل‌گیری و تداوم همرفت و آزادسازی گرمای نهان به تقویت همگرایی و طول عمر بیشتر سامانه‌های همرفتی منجر می‌شود. این تأثیر به‌ویژه برای همرفت یا توفان‌های شبانه مهم است، چون دمای پتانسیلی بالای فراهم‌شده توسط LLJ گرایش به صعود دارد. فرایند مذکور منبعی از هوای ناپایدار فراهم می‌کند که علی‌رغم پایداری لایه‌مرزی، توفان تداوم می‌یابد (ترایر و همکاران، ۲۰۰۶). علاوه بر این، سازوکار واداشت مهمی برای سیستم‌های همرفتی با طول عمر زیاد به‌شمار می‌رود، به‌ویژه هنگامی که مرز جبهه‌ای را قطع کند (آگوستین و کاراسنا، ۱۹۹۴). به هنگام قطع مرز جبهه توسط رودباد، همگرایی و جبهه‌زایی تقویت می‌شود و سازوکار صعود برای توفان را فراهم می‌آورد (ترایر و پارسنز، ۱۹۹۳؛ تاتل و دیویس، ۲۰۰۶). سرعت رودباد اثر مهمی بر شدت توفان دارد. هرچه رودباد قوی‌تر باشد، بارش سنگین‌تر خواهد بود (آریت و همکاران، ۱۹۹۷).

مطالعات آب‌وهوایی نشان می‌دهد که رخداد همرفت در ناحیه‌ی خروجی سمت چپ رودباد سطح پایین فراوان‌تر است (بانر، ۱۹۶۶). توفان‌هایی که روی وارونگی سطحی رخ می‌دهد، معمولاً در ناحیه‌ی شمال جبهه‌ی گرم یا ساکن کم ضخامت، و اغلب در ناحیه‌ی چپ خروجی رودباد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال شکل می‌گیرد (کلمن، ۱۹۹۰). رودبادها در امتداد پشته‌ی سطح بالا نه‌تنها الگوی فرارفت افتراقی فراهم می‌کند که باعث ناپایداری جوی می‌شود، بلکه به رخداد سازوکارهایی مثل

1. Level of Free Convection
2. Low Level Jet

امواج گرانشی منجر می‌شود که همرفت را آغاز می‌کند. توسعه همرفت به جزییات شکل‌گیری جریانات رودباد جبهه‌ای^۱ وابسته است (سورتیس و همکاران، ۱۹۹۳).

بررسی جفت‌شدن رودباد سطح پایین و رودباد سطح بالا نشان می‌دهد که همرفت در ناحیه خروجی LLJ تقویت می‌شود (یوسیلینی و جانسن، ۱۹۷۹). تقویت همرفت منجر به تشدید LLJ می‌شود به طوری که انرژی لازم برای همرفت ناشی از همگرایی تقویت‌شده در سطوح پایین، برای مدت طولانی‌تری فراهم می‌شود. در نتیجه فرایند همرفت عمیق‌تر و متشکل‌تر می‌شود. در نتیجه با توسعه سیستم همرفتی میان‌مقیاس، جریانی واگرا در سطوح بالاتر حاکم و رودباد سطح بالا در پایین دست از طریق تولید سلول مستقیم در جنوب (قوی‌تر) و سلول فرعی در شمال (ضعیف‌تر) تقویت می‌شود. اعتقاد بر این است که این رفتار اغلب در ایجاد SALLJ^۲ حاکم است، جایی که همرفت قوی رخ می‌دهد (زیپسر و همکاران، ۲۰۰۴).

بررسی رابطه بین سیستم همرفتی میان‌مقیاس و رودباد سطح پایین در آمریکای جنوبی نشان می‌دهد رابطه نزدیکی بین SALLJ و توسعه و تداوم MCSs وجود دارد (نیکلینی و همکاران، ۲۰۰۲). LLJs باعث انتقال گرما و رطوبت از حوضه آمازون به حوضه لاپلاتا می‌شود (مارنگو و همکاران، ۲۰۰۴). بر اساس بررسی‌های آگوستین و کاراسنا (۱۹۹۴) همرفت بدون وجود LLJ، بعد از غروب آفتاب از بین می‌رود. مناطق همرفتی غیرمتشکل زمانی رخ می‌دهد که LLJ وجود نداشته باشد (هوز و همکاران، ۱۹۹۰). سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس بزرگ با طول عمر زیاد معمولاً در مسیر پیشینه باد ژئوستروفیک سطحی روزانه به هنگام وجود جبهه‌ای قوی، شکل می‌گیرد. هنگامی که مرز جبهه‌ای ضعیف باشد یا وجود نداشته باشد، توسعه چندانی رخ نمی‌دهد (آگوستین و کاراسنا، ۱۹۹۳).

برخی مطالعات در این زمینه در ایران نشان می‌دهد که استقرار مناسب خروجی هسته رودباد جنب‌حاره روی خاورمیانه به همراه استقرار و تقویت پشته‌ای در تراز میانی و زبانه پرفشاری در تراز پایین روی دریای عرب برای تکوین و گسترش کم‌فشارهای سودانی مهم است. موقعیت و سرعت هسته رودباد جنب‌حاره روی خاورمیانه و امتداد محور آن در ترازهای فوقانی و ردسپهر ضمن کنترل الگوی گردش تراز میانی، مسیرهای ورود کم‌فشارهای سودانی به ایران را کنترل می‌کند (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴). حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) الگوی فضایی و زمانی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس را تعیین کردند و نشان دادند بیشترین تعداد MCSs در ماه دسامبر (۵۴ مورد) رخ می‌دهد. همچنین، فراوانی رخداد این سامانه‌ها در ماه آوریل و می کاملاً از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کند، اما با افزایش سرما میزان تبعیت از توپوگرافی کم می‌شود یا از بین می‌رود.

هدف مطالعه حاضر، بررسی تعیین اهمیت وجود رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس است که نقش مهمی در بارش‌های شدید و مخاطرات جوی جنوب‌غرب ایران دارد.

1. Jet-Frontal Circulations

2. South American Low Level Jet

مواد و روش‌ها

روزهای رخداد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس بر اساس داده‌های بارش و پدیده‌ایستگاه‌های سینوپتیک (پدیده‌های بارش رگباری، رعد و برق، توفان‌های تندری و تگرگ) در جنوب غرب ایران (استان‌های خوزستان، چهارمحال و بختیاری و کهگیلویه و بویراحمد) طی سال‌های ۲۰۰۱-۲۰۰۵ تعیین شد (شکل ۱). داده‌های ماهواره‌ای مورد استفاده در این تحقیق محصول موزایک شده‌ی دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز حرارتی ماهواره‌های زمین ثابت متئوست، GOES و GMS است. این داده‌ها را مرکز پیش‌بینی اقلیمی NCEP/NWS برای ایجاد مجموعه‌ای با پوشش جهانی با یکدیگر ادغام کرده است و قدرت تفکیک مکانی ۴ کیلومترمربع و قدرت تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه دارد (جانویاک و همکاران، ۲۰۰۱). دلیل استفاده از این تصاویر علاوه بر تخمین مناسب مقادیر دمای درخشندگی، دسترسی آسان و کم‌بودن تصاویر مخدوش یا مفقود آن در سطح منطقه مورد مطالعه بوده است. این تصاویر از وبگاه <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation> اخذ شد. این تصاویر بر اساس فراداده و با استفاده از نرم افزار ENVI زمین مرجع شد. به این ترتیب که طول و عرض جغرافیایی مربوط به هر یک از پیکسل‌های چهارگوشه تصاویر که در فراداده محصول ذکر شده بود، تعریف و تصاویر زمین مرجع شد.

برای شناسایی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در این تصاویر از آستانه‌های دمای ۲۲۸ درجه کلوین مساحت ۱۰۰۰ کیلومترمربع و بیشینه مساحت ۱۰ هزار کیلومترمربع (مورل و سنسی، ۲۰۰۲) استفاده شد. انتخاب دقیق آستانه دما تا اندازه‌ای اختیاری است و به قدرت تفکیک مکانی و طول موج داده‌های مورد استفاده بستگی دارد (فیوتیان و دل جنیو، ۲۰۰۷). مورل و سنسی (۲۰۰۲) نتیجه‌گیری کردند که مسیرهای به‌دست آمده در هر آستانه دمایی بین ۲۴۳ تا ۲۲۳ درجه کلوین دقیق است. در این مطالعه برای تعیین مقدار دقیق آستانه دما جهت شناسایی سامانه‌های همرفتی، ابتدا مرز سامانه‌ها در تصویر دمای درخشندگی بر اساس آستانه‌های ۲۲۰ تا ۲۴۵ درجه کلوین (آستانه‌های مورد استفاده در مطالعات پیشین) تعیین شد. سپس، چگونگی شناسایی سامانه‌های همرفتی در تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از پدیده ثبت شده در ایستگاه‌های سینوپتیک ارزیابی شد. برای این منظور پدیده‌های بارش رگباری، رعد و برق، توفان‌های تندری و تگرگ تظاهرات سامانه همرفتی در نظر گرفته شد. بنابراین، پیکسل‌های مجاوری که دمای درخشندگی کمتر از ۲۲۸ درجه کلوین و مساحتی بیشتر از آستانه ۱۰۰۰ کیلومترمربع داشتند سلول‌های همرفتی، و سامانه‌هایی که در مرحله بلوغ بیشینه مساحتی بیش از آستانه ۱۰ هزار کیلومترمربع داشت سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس معرفی شدند (وودلی و همکاران، ۱۹۸۰).

به دلیل رخداد بیشتر MCSs در ماه‌های ژانویه، مارس، آوریل و دسامبر (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳)، این ماه‌ها برای بررسی تأثیر و اهمیت رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری MCSs انتخاب شد.

برای شناسایی جت سطح پایین معیارهای مختلفی ارائه شده است. بر اساس تعریف بانر (۱۹۶۸) برای رخداد LLJ باید سرعت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برابر یا بیش از ۱۲ متر بر ثانیه باشد. همچنین، سرعت باد تا نزدیک‌ترین مرکز کمینه سرعت باد یا تا ارتفاع ۳ کیلومتری، دست کم تا ۶ متر بر ثانیه کاهش می‌یابد. بعدها این معیار تغییر یافت؛ به طوری که تنها مؤلفه باد نصف‌النهاری در نظر گرفته شد و آستانه سرعت تا ۸ متر بر ثانیه کاهش یافت (داسیلوا و

همکاران، ۲۰۱۰). در معیار سوم، آستانه سرعت همانند معیار اول است با این تفاوت که تنها مؤلفه باد نصف‌النهاری در نظر گرفته می‌شود (رزانتی و کاوالکانتی، ۲۰۰۸). در این مطالعه، در مواردی که اختلاف بین سرعت باد یا سرعت مؤلفه نصف‌النهاری باد در سطح ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال به ۴ متر در ثانیه می‌رسید، پدیده LLLJ بروز می‌یابد و سامانه همرفتی میان‌مقیاس سامانه‌ای در نظر گرفته می‌شود که با فعالیت LLLJ همراه است.



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیکی در منطقه مورد مطالعه

برای تشخیص اهمیت رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری MCSs تعداد روزهای رخداد، همچنین تعداد این سامانه‌ها در شرایط حضور و عدم حضور LLLJ در منطقه شمارش شد. برای درک چگونگی تأثیر LLLJ، نقشه‌های وزش هوای گرم و مرطوب به منطقه با استفاده از شار رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در شرایط میانگین ماهانه و حضور LLLJ بررسی شد. همچنین، نقشه‌های رودباد سطح پایین برای یک نمونه (روزهای دوم و سوم آوریل ۲۰۰۲) ترسیم شد. این نمونه موردی جزو مواردی بود که MCSs در آن طی چند روز فعالیت داشته و به همین دلیل انتخاب شده است. شار رطوبت با استفاده از رابطه (۱) محاسبه شد (رمدیو، ۲۰۱۳).

$$MF_{850} = q_d V \quad (1)$$

qd رطوبت ویژه (گرم در کیلوگرم g/kg) و V سرعت باد (متر بر ثانیه m/s) را نشان می‌دهد.

برای ترسیم نقشه‌ها از داده‌های شبکه‌ای رطوبت ویژه، مؤلفه نصف‌النهاری و مداری باد استفاده شد. این داده‌ها از سایت NCEP/NCAR ($2/5 \times 2/5$ طول و عرض جغرافیایی) در محدوده $10^\circ E$ تا $70^\circ E$ و $10^\circ N$ تا $60^\circ N$ و برای گام‌های زمانی شش ساعته، روزانه و ماهانه دریافت و سپس با استفاده از نرم‌افزار گردس نقشه‌های مورد نیاز ترسیم شد. برای آزمون معناداری تفاوت میانگین‌های طول عمر و وسعت سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در شرایط حضور و عدم حضور LLLJ از آزمون t (عبدالله‌زاده و عبدالله‌زاده، ۱۳۸۵) استفاده شد. آماره این آزمون به قرار زیر است.

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S_{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}} \quad (۲)$$

$$S_{\bar{x}_1 - \bar{x}_2} = \sqrt{\frac{S_p}{n_1} + \frac{S_p}{n_2}} \quad (۳)$$

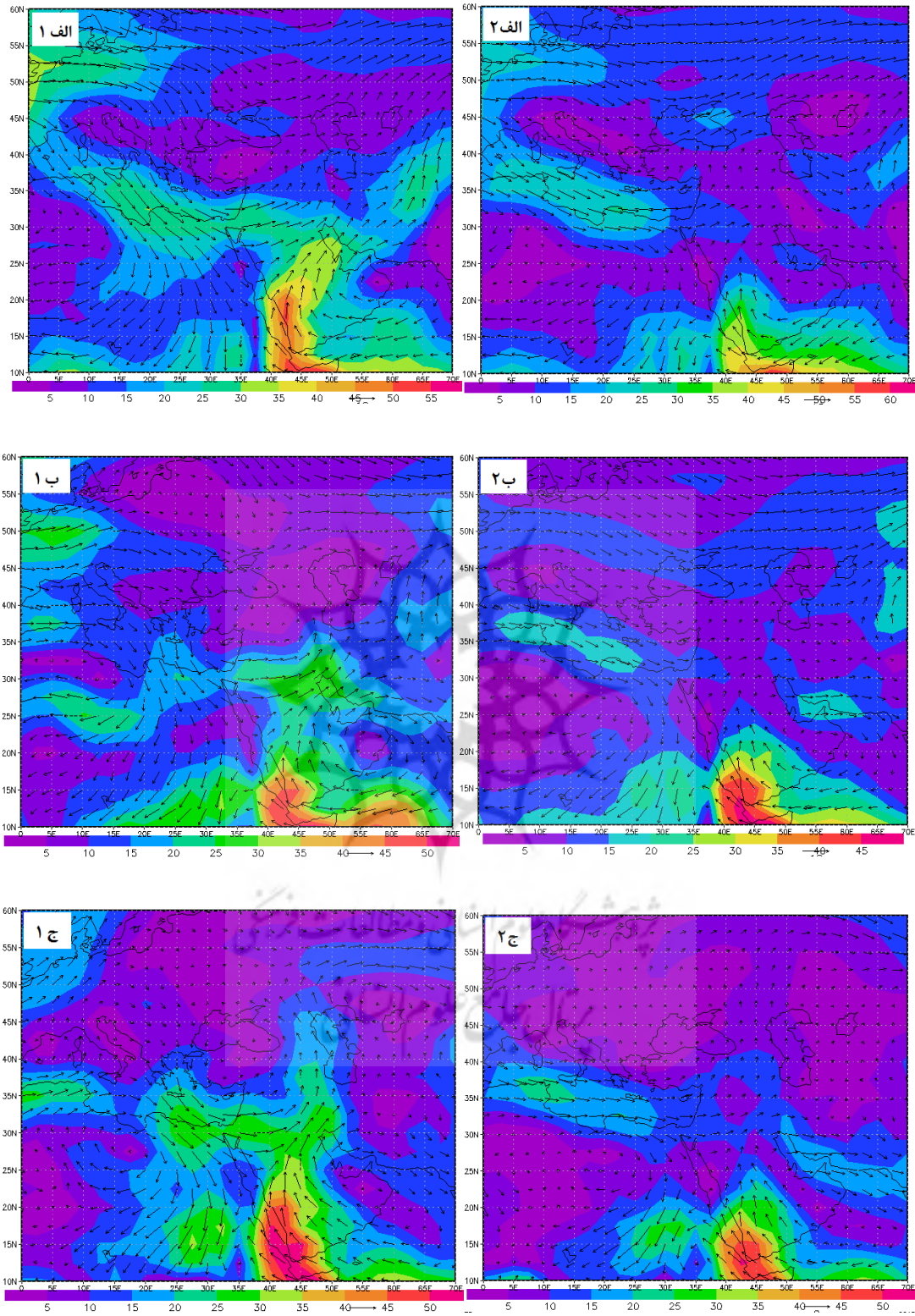
$$S_p = \frac{(n_1 - 1)S_1 + (n_2 - 1)S_2}{(n_1 - 1) + (n_2 - 1)} \quad (۴)$$

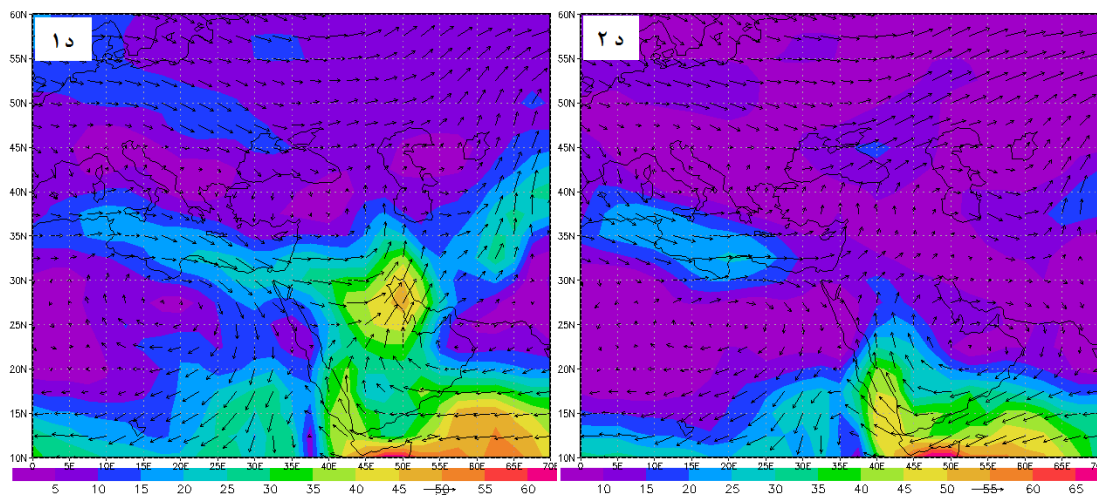
\bar{x}_1 و \bar{x}_2 میانگین جامعه اول و دوم، S_1 و S_2 واریانس جامعه اول و دوم است.

یافته‌های پژوهش

در شکل ۲ نواحی با بیشینه انتقال هوای گرم و مرطوب در شرایط میانگین ماهانه سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ (شکل ۲الف تا د)، همچنین در شرایط رخداد LLJ برای همان دوره مقایسه شد (شکل الف ۱ تا د). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در ماه ژانویه LLJ شکل گرفته در سمت غربی پراارتفاع عربستان با جهت جنوب‌غربی از سمت دریای عرب و سرخ، هوای گرم و مرطوب را به منطقه جنوب‌غرب ایران تزریق می‌کند و با توجه به سرعت بالاتر و جهت شمال‌تر شاررطوبت به جنوب‌غرب ایران نسبت به شرایط میانگین ماه ژانویه شدت یافته است. در شرایط میانگین جهت جریان بادهای در منطقه غربی و سرعت آن کم است. به همین دلیل شرایط برای تزریق هوای گرم و مرطوب از سمت جنوب مهیا نیست (شکل الف ۲). طی ماه‌های مارس، آوریل و دسامبر (شکل ۲ ب، ج و د) نیز شرایط نسبتاً مشابهی برقرار است. به این ترتیب که در شرایط میانگین جریان غربی با سرعت اندک در جنوب‌غرب ایران حاکم است که این شرایط برای تزریق هوای گرم و مرطوب به این منطقه مناسب نیست، اما در شرایط رخداد LLJ جریانات جنوب‌غربی گفته‌شده در بالا در منطقه حاکم است که باعث تزریق هوای گرم و مرطوب به منطقه مورد مطالعه می‌شود. البته، تزریق رطوبت توسط جریانات غربی نیز انجام می‌شود که از روی دریای مدیترانه عبور می‌کند و در شمال شبه‌جزیره عربستان با جریانات جنوب‌غربی همگرا می‌شود اما میزان آن کمتر از شاررطوبت از سمت جنوب است (کریمی و فرج‌زاده، ۱۳۹۰). تفاوت شاررطوبت در شرایط رخداد LLJ بین ماه‌های مختلف در این است که در سه ماه ژانویه، مارس و آوریل زبانه‌ای از بیشینه شاررطوبت به منطقه جنوب‌غرب ایران کشیده شده است، اما در ماه دسامبر مرکز بیشینه شاررطوبت در جنوب غرب ایران روی خلیج فارس واقع شده است (شکل ۲د).

مقایسه تعداد روزهای با رخداد هم‌زمان LLJ و MCS نسبت به تعداد روزهای با رخداد MCS بدون رخداد LLJ نشان می‌دهد در سه ماه ژانویه، مارس و آوریل اهمیت حضور LLJ در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس است (جدول ۱). اما در ماه دسامبر تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای در تعداد روزهای رخداد MCS در شرایط حضور یا عدم حضور LLJ وجود ندارد. جدول ۲ تعداد و درصد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس را هنگام وجود رودبادهای سطح پایین در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. به ترتیب ۸۵، ۹۰، ۸۴ و ۸۸ درصد سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس ماه ژانویه، مارس، آوریل و





شکل ۲. شار رطوبت و جریان باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در شرایط میانگین رخداد LLJ (شکل ۱الف تا د)، همچنین در شرایط میانگین ماهانه (شکل ۲الف تا د) طی دوره آماری (۲۰۰۱-۲۰۰۵: الف) ژانویه، ب) مارس، ج) آوریل و د) دسامبر

جدول ۱. تعداد و درصد روزهای رخداد MCS در شرایط فعالیت و عدم فعالیت LLJ

ماه	تعداد روزهای با رخداد هم‌زمان		تعداد روزهای با رخداد MCS	
	LLJ و MCS	٪	بدون رخداد LLJ	٪
ژانویه	۹	۸۱٪	۲	۱۹٪
مارس	۹	۸۱٪	۲	۱۹٪
آوریل	۱۲	۷۵٪	۴	۲۵٪
دسامبر	۱۷	۵۸٪	۱۲	۴۲٪

جدول ۲. تعداد و درصد MCS شکل‌گرفته در شرایط فعالیت و عدم فعالیت LLJ

ماه	تعداد و درصد MCSs شکل‌گرفته		تعداد و درصد MCSs شکل‌گرفته	
	در زمان فعالیت LLJ	٪	بدون فعالیت LLJ	٪
ژانویه	۱۷	۸۵٪	۳	۱۵٪
مارس	۲۷	۹۶٪	۱	۴٪
آوریل	۳۸	۸۴٪	۷	۱۶٪
دسامبر	۴۴	۸۸٪	۶	۱۲٪

دسامبر در زمان فعالیت LLJ تشکیل شده و فعالیت MCS بدون حضور LLJ بسیار محدود بوده است. با اینکه تعداد روزهای رخداد MCS در ماه دسامبر نسبت به حضور یا عدم حضور LLJ تفاوت چندانی نشان نمی‌دهد، در روزهایی که LLJ حضور دارد، شرایط برای شکل‌گیری این سامانه‌ها مهیاتر بوده و در نتیجه سامانه‌های بیشتری تشکیل شده است.

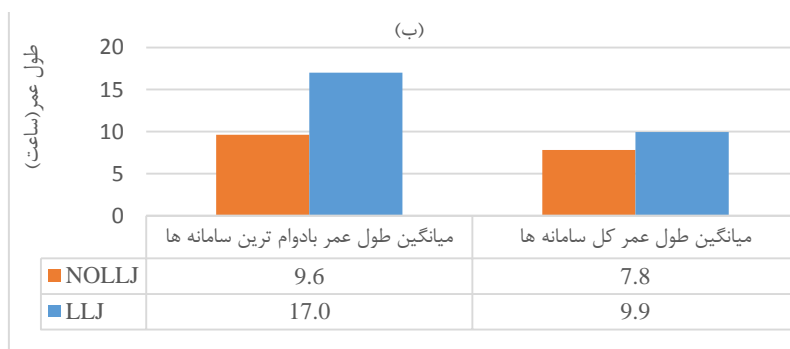
میانگین بیشینه بزرگ‌ترین سامانه‌ها در روزهای رخداد LLJ برابر ۲۲۲ هزار کیلومتر مربع و میانگین بیشینه بزرگ‌ترین سامانه‌ها در روزهای بدون رخداد LLJ برابر ۸۰ هزار کیلومتر مربع است (شکل ۳الف). همان‌طور که ملاحظه می‌شود تفاوت چشمگیری (حدود ۱۷۷ درصد) در میانگین بیشینه مساحت این سامانه‌ها وجود دارد. میانگین طول عمر

بادوام‌ترین MCS که در روزهای فعالیت LLJ و روزهای بدون فعالیت LLJ شکل گرفته است، به‌ترتیب برابر است با ۱۷ و ۹/۶ ساعت که تفاوتی ۷۷ درصدی نشان می‌دهد. بر اساس آزمون معناداری تفاوت میانگین دو جامعه (آماره توزیع t) این تفاوت‌ها در سطح ۵ درصد معنادار است.

میانگین بیشینه مساحت برای کل MCS در روزهای رخداد LLJ حدود ۹۱ هزار کیلومترمربع و در روزهای بدون رخداد LLJ حدود ۵۹ هزار کیلومترمربع بوده است که تفاوتی حدود ۵۴ درصد را نشان می‌دهد. میانگین طول عمر کل MCS در روزهای رخداد LLJ حدود ۹/۹ ساعت و در روزهای بدون رخداد LLJ حدود ۷/۸ ساعت بوده است که تفاوتی در حدود ۲۷ درصدی نشان می‌دهد (شکل ۳). بر اساس آزمون معناداری تفاوت میانگین‌های دو جامعه، بیشینه مساحت و طول عمر، هیچ‌یک، معنادار نیست. بنابراین، نمی‌توان گفت میانگین طول عمر و وسعت کل سامانه‌های تشکیل‌شده در زمان حضور LLJ بیش از زمان‌های دیگر است. اما با اطمینان ۹۵ درصد می‌توان گفت که بزرگ‌ترین و طولانی‌ترین MCS تشکیل شده در زمان حضور LLJ، وسیع‌تر و بادوام‌تر از بزرگ‌ترین و طولانی‌ترین MCS تشکیل شده در زمان عدم حضور LLJ است.

شرایط شکل‌گیری سامانه‌های میان‌مقیاس دوم و سوم آوریل ۲۰۰۲

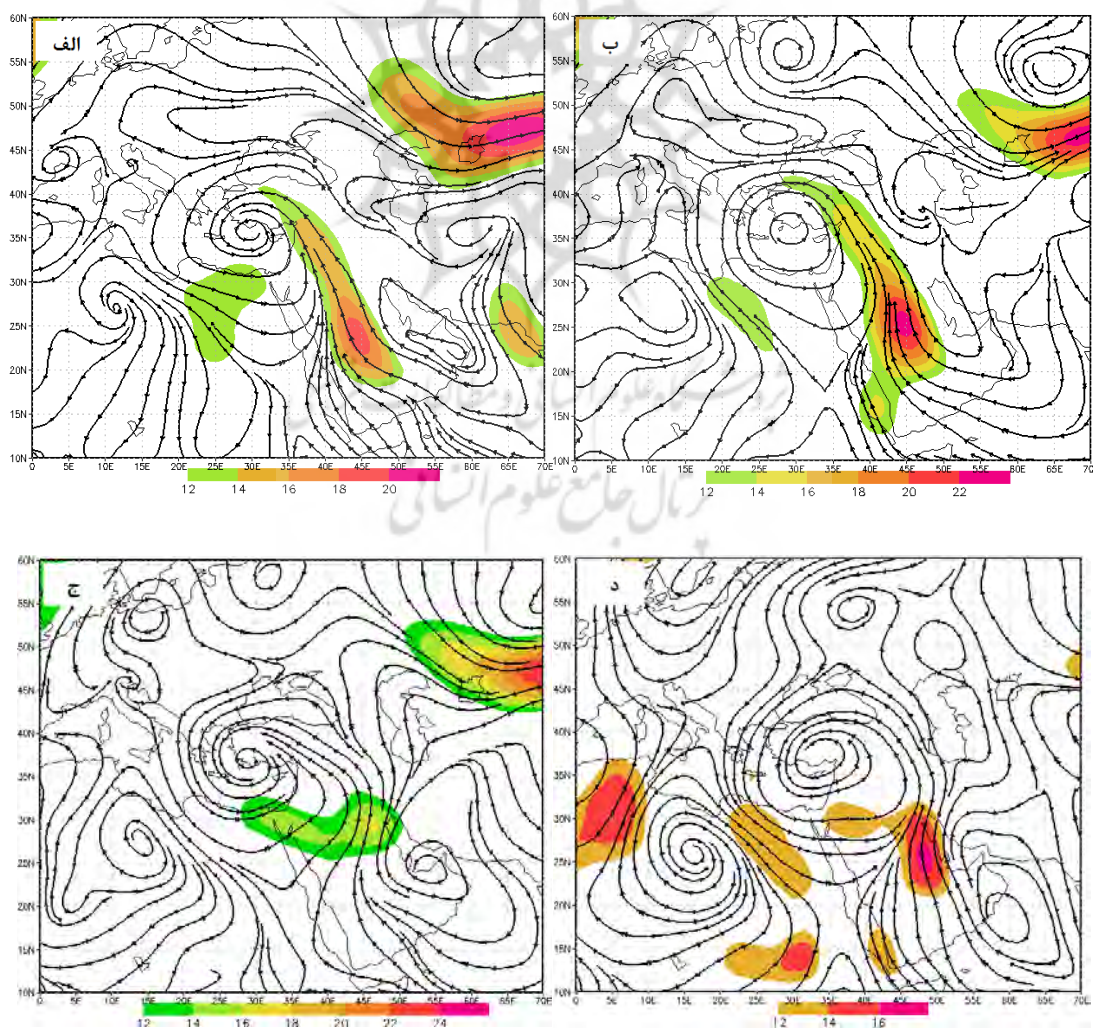
ملاحظه رودباد سطح پایین و جهت جریان در روزهای اول تا سوم آوریل ۲۰۰۲ در شکل ۴ نشان می‌دهد که در ساعت صفر

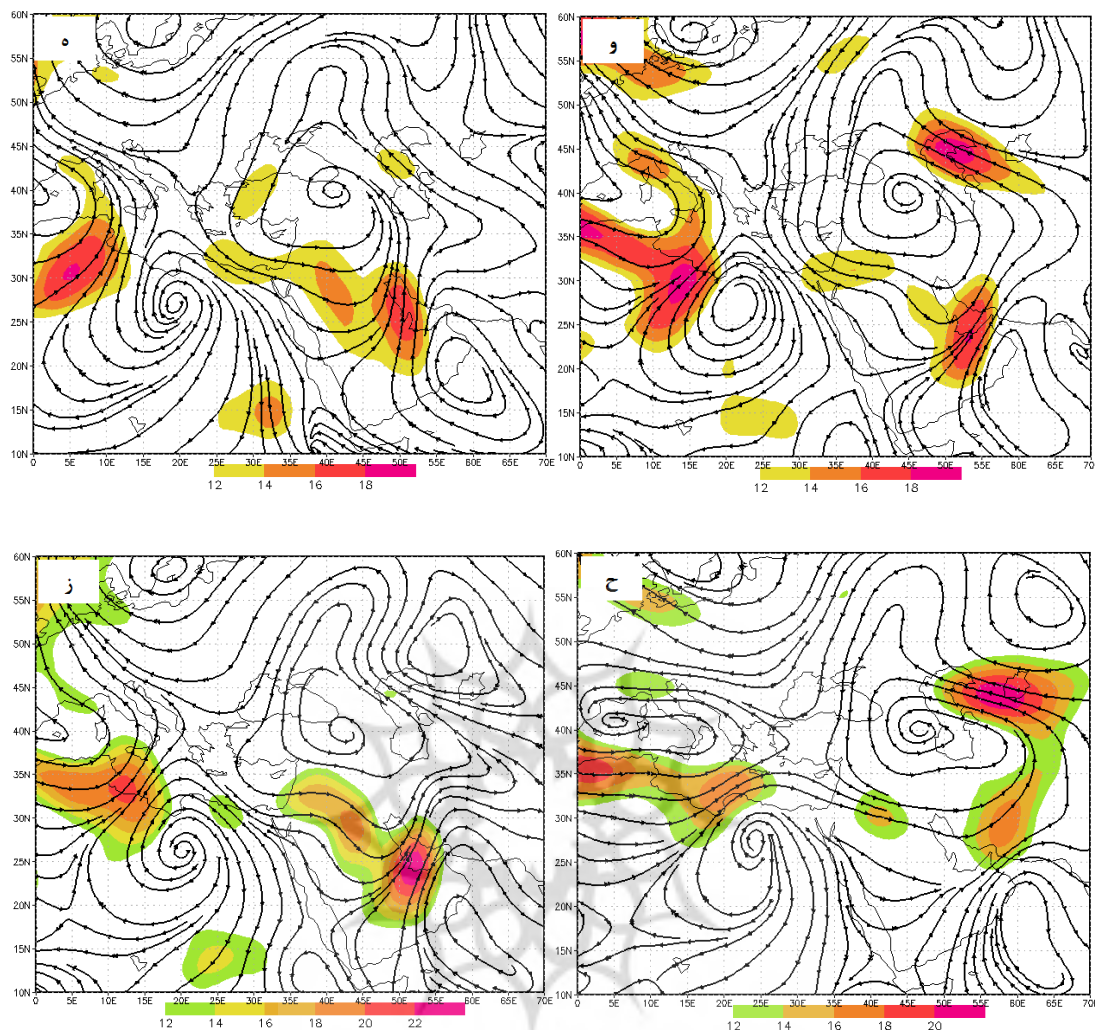


شکل ۳. الف) میانگین بیشینه مساحت MCS در شرایط فعالیت و عدم فعالیت LLJ، ب) میانگین طول عمر MCS در شرایط فعالیت و عدم فعالیت LLJ

روز اول، مرکز بیشینه سرعت باد با حدود ۱۸ متر بر ثانیه، در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال روی شبه‌جزیره عربستان با محور شمال‌غربی - جنوب‌شرقی قرار گرفته است که باعث همگرایی جریانات هوای گرم و مرطوب از روی دریای عرب و دریای سرخ در غرب شبه‌جزیره عربستان شده است (شکل ۴ الف). سپس، در ساعت ۶ مرکز بیشینه سرعت باد افزایش یافته (۲۲ متر بر ثانیه) و اندکی به سمت شمال حرکت کرده است (شکل ۴ ب). در این زمان جریانات هوای گرم و مرطوب از روی دریای عرب و دریای سرخ به سمت شمال شبه‌جزیره عربستان همگرا شده است. بنابراین، فعالیت LLL طی این ساعات باعث انتقال هوای گرم و مرطوب از روی دریای عرب و دریای سرخ به نیمه شمالی شبه‌جزیره عربستان شده است.

در ساعت ۱۲ (شکل ۴ ج) مرکز LLL با قرارگیری در شمال شبه‌جزیره عربستان، محور آن از حالت شمالی - جنوبی به شرقی - غربی تغییر کرده، و شدت آن (۱۶ متر بر ثانیه) نسبت به قبل ضعیف‌تر شده است. در این حالت جریان هوا در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال از روی دریای عرب و دریای سرخ به سمت شبه‌جزیره عربستان و جنوب‌غرب ایران همگرا شده است. طی همین ساعات دو سامانه همرفتی میان‌مقیاس در نیمه شمالی شبه‌جزیره عربستان شکل گرفته و به ایران وارد شده است. بیشینه مساحت سامانه اول بیش از ۲۰۰ هزار کیلومتر مربع با طول عمر ۱۸ ساعت و بیشینه مساحت دومی ۶۰ هزار کیلومتر مربع با طول عمر ۲۵ ساعت بوده است.





شکل ۴. رودباد سطح پایین و خطوط جریان در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال؛ آوریل ۲۰۰۵، روز اول (الف) ساعت صفر، (ب) ساعت ۶، (ج) ساعت ۱۲، روز دوم (د) ساعت صفر، (ه) ساعت ۱۲، روز سوم (و) ساعت صفر، (ز) ساعت ۶، (ح) ساعت ۱۲

در روز دوم آوریل ساعت صفر تغییری در مکان و سرعت مرکز LLJ نسبت به روز قبل مشاهده نمی‌شود. اما LLJ ضعیف در شمال‌غرب شبه‌جزیره عربستان شکل گرفته (شکل ۴د) که باعث تزریق رطوبت از روی دریای مدیترانه و سرخ به جلوی سامانه شده است. طی ساعت ۱۲ مرکز LLJ با حرکت به سمت شرق، روی خلیج فارس واقع شده است (شکل ۴ه) و هسته دوم LLJ در شرق دریای مدیترانه و شمال‌غرب شبه‌جزیره عربستان شکل گرفته است. جریان هوا با عبور از روی دریای عرب، سرخ و مدیترانه و تزریق رطوبت، در غرب ایران همگرا می‌شود و به شکل‌گیری و توسعه سامانه همرفتی میان‌مقیاس کمک می‌کند. در این روز به ترتیب سه سامانه در جنوب‌غرب ایران با بیشینه مساحت ۱۶، ۴۲ و ۲۹۰ هزار کیلومتر مربع و طول عمر ۵، ۶ و ۱۵ ساعت شکل گرفتند و مسیری جنوب‌غربی-شمال شرقی را طی کردند. در روز سوم آوریل ساعت صفر، در مرکز LLJ با جابه‌جایی اندک به سمت جنوب شرق، سرعت باد به ۲۲ متر بر ثانیه افزایش یافته (شکل ۴و) و مرکز دیگری با بیشینه سرعت باد ۱۸ متر بر ثانیه در شمال شبه‌جزیره عربستان با محور شمال‌غربی-جنوب شرقی شکل گرفته است. در ساعت ۶ در هسته LLJ با انتقال به سمت شرق (تنگه هرمز) حدود ۲ متر بر ثانیه از سرعت آن کاسته شده است (شکل ۴ز). در ساعت ۱۲ مرکز هسته LLJ اندکی در جهت شمال شرقی

حرکت کرده و جریان هوا از روی دریای عرب، سرخ و مدیترانه به سوی جنوب خلیج فارس همگرا شده و به ادامه فعالیت همرفتی در این منطقه کمک کرده است (شکل ۴ ح).

بحث و نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران طی سال‌های ۲۰۰۱-۲۰۰۵ بررسی شد. برای این هدف ماه‌های ژانویه، مارس، آوریل و دسامبر به دلیل رخداد بیشتر سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس انتخاب شد. برای تشخیص تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری MCS درصد رخداد، اندازه و طول عمر سامانه‌ها در شرایط حضور و عدم حضور LLL در منطقه و نقشه‌های جریان، سرعت باد و شار رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال بررسی شد. همچنین، شرایط تشکیل این نوع سامانه‌ها برای یک نمونه (روزهای دوم و سوم آوریل سال ۲۰۰۲) ارزیابی شد.

نتایج نشان داد در تمامی ماه‌ها درصد بالایی از سامانه‌ها در زمان فعالیت LLL شکل گرفتند، به طوری که فعالیت MCS بدون حضور LLL بسیار محدود بوده است. در اغلب روزهایی که LLL حضور داشته، شرایط برای شکل‌گیری این سامانه‌ها مهیاتر بوده و در نتیجه تعداد سامانه‌های بیشتری تشکیل شده است.

بررسی نقشه‌های هم‌سرعت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در بیشتر موارد، رودباد سطح پایین چند ساعت قبل از شکل‌گیری تا زمان مرگ سامانه همرفتی میان‌مقیاس در منطقه حضور داشته است. هسته عمده این رودبادهای در محدوده خلیج فارس با بیشینه سرعتی حدود ۱۴ تا ۲۲ متر در ثانیه با محوری شمالی-جنوبی تشکیل شده است و همان‌طور که محققان دیگر مطرح کردند (کاتن و همکاران، ۱۹۸۹؛ سالیو و همکاران، ۲۰۰۷)، با تزریق هوای گرم و مرطوب روی منطقه و آزاد شدن گرمای نهان تبخیر، ناپایداری هوا تشدید و همگرایی سطح پایین تقویت می‌شود، به طوری که اغلب منطقه همگرایی و LLL بر هم منطبق است. به طور میانگین در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال جریان غربی با سرعتی اندک در جنوب‌غرب ایران حاکم بوده است که در شرایط رخداد LLL، جریانات جنوب‌غربی شار رطوبت را به منطقه مورد مطالعه به مقدار قابل توجهی افزایش داده است. بنابراین، در این مناطق نیز LLL در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی نقشی مشابه دیگر مناطق بررسی شده داشته است (مارنگو و همکاران، ۲۰۰۴؛ مدوکس، ۱۹۸۳؛ کاسین و همکاران، ۱۹۸۶؛ سالیو و همکاران، ۲۰۰۷). علاوه بر این، نتایج نشان داد اندازه و طول عمر بزرگ‌ترین بادوام‌ترین سامانه‌های تشکیل شده در روزهای همراه با رخداد LLL نسبت به روزهای بدون رخداد آن به طور معناداری بیشتر بوده است. اما به طور کلی، میانگین اندازه و طول عمر سامانه‌ها تفاوت معناداری نداشت. بنابراین، این مطالعه نتایج بررسی‌های برخی از محققان (از جمله ترایر و همکاران، ۲۰۰۶؛ نیکلینی و همکاران، ۲۰۰۲) مبنی بر وجود رابطه نزدیک بین LLL و توسعه و تداوم MCSs را تأیید می‌کند؛ اما این در مورد در تمامی سامانه‌های شکل گرفته در روزهای رخداد LLL مصداق ندارد.

منابع

- حجازی‌زاده، ز؛ کریمی، م؛ ضیاییان، پ؛ رفعتی، س. (۱۳۹۳). بررسی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (MCSs) با استفاده از تصاویر دمای درخشندگی در جنوب‌غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۴(۳۲): ۴۵-۶۹.
- عبدالله‌زاده، ک؛ عبدالله‌زاده، ی. (۱۳۸۵). مفاهیم کاربردی آمار و احتمالات، چاپ سوم. انتشارات آبیژ، تهران.
- کریمی، م؛ فرج‌زاده، م. (۱۳۹۰). شار رطوبت و الگوهای فضایی- زمانی منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران، ۱۱(۲۲): ۱۰۹-۱۲۸.
- مفیدی، ع؛ زرین، آ. (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی دانشگاه اصفهان، ۷۷: ۱۱۳-۱۳۶.
- Abdollahzadeh, K.; Abdollahzadeh, Y. (2006). The applied theory of statistics, Third edition, Yyzh Press, Tehran.
- Arritt, R.W.; Rink, T.D.; Segal, M.; Todey, D.P.; Clark, C.A. (1997). The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993, *Monthly Weather Review*, 125: 2176° 2192.
- Augustine, J.A.; Caracena, F. (1993). Lower tropospheric signals in the late afternoon that relate to nocturnal MCS development, *Third National Heavy Precipitation Workshop*. Pittsburgh, PA, pp. 299-319.
- Augustine, J.A.; Caracena, F. (1994). Lower tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States, *Weather Forecasting*, 9: 116° 135.
- Bonner, W.D. (1968). Climatology of the Low Level Jet, *Monthly Weather Review*, 96: 833-850.
- Bonner, W.D. (1966). Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet, *Monthly Weather Review*, 94: 167-178.
- Carbone, R.E.; Conway, J.W.; Crook, N.A.; Moncrieff, M.W. (1990). The generation and propagation of a nocturnal squall line. Part I: Observations and implications for mesoscale predictability, *Monthly Weather Review*, 118: 26-49.
- Colman, B.A. (1990). Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: A Climatology, *Monthly Weather Review*, 118: 1103-1121.
- Cotton, W.R.; Lin, M.S.; McAnelly, R.L.; Tremback, C.J. (1989). A composite model of mesoscale convective complexes, *Monthly Weather Review*, 117: 765-783.
- Da Silva, M.C.L.; Rocha, R.P.; Ynoue, R.Y. (2010). Climatic simulations of the eastern Andes low-level jet and its dependency on convective parameterizations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 108: 9-27. DOI: 0.1007/s00703-010-0077-9.
- Fritsch, J. M., Forbes, G. S., 2001, Mesoscale convective systems, *Severe Convective Storms*, Meteorological Monographs, Vol. 28, pp. 323-358.
- Futyan, J.M.; Del Genio, A.D. (2007). Deep Convective System Evolution over Africa and the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 20: 5041-5060. DOI: 10.1175/JCLI4297.1
- Hejazizadeh, Z.; Karimi, M.; Ziaean, P.; Rafati, S. (2014). Analysis of Mesoscale convective using IR brightness temperature in southwest of Iran, *Journal of Applied Research in Geographical Sciences*, 14(32): 45-69.
- Houze, R.A.; Smull, B.F.; Dodge, P. (1990). Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma, *Monthly Weather Review*, 118: 613-654.
- Houze, R.A. (2004). Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 42: 1-43.
- Johnson, R.; Mapes, B.E. (2001). Mesoscale processes and severe convective weather, *Meteorological Monographs*, 28: 71-122.
- Janowiak, J.E.; Joyce, R.I.; Yarosh, Y. (2001). A real-time global half-hourly pixel resolution infrared dataset and its applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 205° 217.
- Karimi, M.; Farajzadeh, M. (2011). Moisture flux and spatial-temporal patterns of Precipitation Moisture supply, 11(22): 109-128.
- Kocin, P.J.; Uccellini, L.W.; Petersen, R.A. (1986). Rapid evolution of a jet streak circulation in a pre-convective environment, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 35: 103-138.

- Maddox, R.A.; Doswell, C.A. (1982). An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection, *Monthly Weather Review*, 110: 184-197.
- Maddox, R.A. (1983). Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes, *Monthly Weather Review*, 111: 1475-1493.
- Marengo, J.A.; Soares, W.R.; Saulo, C.; Nicolini, M. (2004). Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP^o NCAR reanalyzes, Characteristics and temporal variability, *Journal of Climate*, 17: 2261^o 2280.
- Mofidi, A.; Zarin, A. (2006). Synoptic Assessment of Soudan Low Impact on Flooding Rainfall in Iran, *Geographical Research*, 20: 77: 113-136.
- Morel, C.; Senesi, S. (2002). A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery, I: Methodology, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128: 1953^o 1971.
- Nicolini, M.; Saulo, C.; Torres, J.C.; Salio, P. (2002). Strong South American low level jet events characterization during warm season and implications for enhanced precipitation, *Meteorologica*, 27: 59^o 69.
- Remedio, A.R. (2013). Connections of low level jets and mesoscale convective systems in South America, International Max Planck Research School on Earth System Modelling, Reports On Earth System Science, Hamburg.
- Rozante, J.R.; Cavalcanti, I.F.A. (2008). Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. *Journal of Geophysical Research*, 113, DOI: 0.1029/2007JD009566.
- Salio, P.; Nicolini, M.; Zipser, E.J. (2007). Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet., *Monthly Weather Review*, 135: 1290-1309. DIO 0.1175/MWR3305.1.
- Sortais, L.; Cammas, J.P.; Yu, X.D.; Richard, E.; Rosset, R. (1993). A case study of coupling between low- and upper-level jet-front systems: Investigation of dynamical and diabatic processes, *Monthly Weather Review*, 121: 2239-2253.
- Trier, S.B.; Parsons, D.B. (1993). Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex, *Monthly Weather Review*, 121: 1078-1098.
- Trier, S.B.; Davis, C.A.; Ahijevych, D.A.; Weisman, M.L.; Bryan, G.H. (2006). Mechanisms supporting long-lived episodes of propagating nocturnal convection within a 7-day WRF model simulation, *Journal of Atmospheric Science*, 63: 2437-2461.
- Tuttle, J.D., Davis, C.A. (2006). Corridors of warm season precipitation in the central United States, *Monthly Weather Review*, 134: 2297^o 2317.
- Uccellini, L.W.; Johnson, D.R. (1979). The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms, *Monthly Weather Review*, 107: 682-703.
- Woodley, W.L.; Griffith, C.G.; Stromatt, S.C. (1980). The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 19: 388^o 408.
- Zipser, E.J.; Salio, P.; Nicolini, M. (2004). Mesoscale Convective Systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ, CLIVAR Exchanges, 29: 14-19.