نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۳، شماره ۶۸، تابستان ۱۳۹۸، صفحات ۱۹۳-۱۷۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۱۳ تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۵/۰۶/۲۸

تحلیل سینوپتیکی – دینامیکی روند شکل‌گیری الگوهای رودباد تراز پایین خلیج فارس و بررسی نقش آن در شار رطوبت منطقه

بهروز ساری‌صراف [۱]
شعیب آب‌خرابات[۲]

چکیده

در این تحقیق با بررسی ۲۴۴۸ روز طی ماه‌های می، ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر ۲۰۱۵-۲۰۱۱ بصورت ۴ دیده‌بانی در روز، در ۲۴۱ روز تشکیل رودباد تراز پایین بر روی خلیج‌فارس شناسایی گردید. مطالعه این روزها حاکی از آنست که رودباد تراز پایین خلیج فارس در ماه می و بویژه از نیمه دوم این ماه، با گسترش کم‌فشار گنگ در جنوب آسیا و تشکیل زبانه‌ای از آن بر روی فلات ایران و تقابل آن با پرفشار آزور، بر روی خلیج فارس و مناطق اطراف آن شکل می‌گیرد. با تقویت و گسترش بیشتر کم‌فشار گنگ و بدنبال آن کم‌فشار شکل گرفته بر روی فلات ایران در ماه‌های ژوئن، ژولای و نیمه اول آگوست، رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز به اوج شدت و گستردگی خود می‌رسد. از نیمه دوم آگوست و بویژه در ماه سپتامبر از قدرت و فراوانی این کم‌فشار بر روی فلات ایران کاسته می‌شود و فراوانی و شدت رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز کاهش می‌یابد، بطوری‌که در نیمه دوم سپتامبر به ندرت می‌توان شاهد شکل‌گیری آن بود. بیشترین سرعت شبانه روزی این رودباد نیز در ساعت Z ۱۸ (۶۰٪) و سپس در ساعت Z ۰۰ (۳۳٪) رخ می‌دهد. همزمان با شکل‌گیری این رودباد، مراکزی از همگرایی رطوبت بر روی فلات ایران تشکیل می‌شود که رودباد تراز پایین خلیج فارس در شکل‌گیری آنها نقشی ندارد. بلکه نفوذ کم‌فشار گنگ به فلات

۱ـ استاد آب و هوا شناسی دانشگاه تبریز
۲ـ دکتری آب و هواشناسی دانشگاه تبریز(نویسنده مسئول)

Email: kharabatian@yahoo.com

ایران است که شرایط همگرایی و تشکیل هسته‌هایی از همگرایی رطوبت بر روی فلات ایران را ایجاد می‌کند.

واژگان کلیدی: رودباد تراز پایین خلیج فارس، کم‌فشار گنگ، پرفشار آزور، ایران.

مقدمه

رودبادهای تراز پایین پایین[1] جریاناتی افقی از وزش باد هستند که هسته سرعت آنها در سطوح پایین آتمسفر متمرکز می‌شود (Wexler, 1961: 368, 374؛ Whiteman et al,1997: 1375). سرعت باد در بالا و پایین این هسته مرکزی کاهش می‌یابد (Boner, 1968: 836 ؛ Whiteman et al,1997: 1366) و می‌توان با بررسی نیمرخ قائم آتمسفر و در نظر گرفتن سرعت آستانه لازم برای تشکیل آنها ($۱۰-۱۲\ ms^{-1}$) به وجود این رودبادها پی‌برد. رودبادهای تراز پایین نقشی مهم در شار رطوبت و دما و توسعه و تکامل بارش‌های همرفتی بویژه در فصل گرم سال دارند (Stensrud, 1996: 1698). در برخی نوشته‌های علمی بین این رودبادها که مقیاسی سینوپتیکی دارند با رودبادهایی که یک چرخه مشخص شبانه روزی داشته یا تنها در یک مقیاس محلی پدیدار می‌شوند (IWM[2]) فرق قائل می‌شوند، اما واژه (IWM) زیاد رایج نبوده و اصطلاح رودباد تراز پایین برای تمام رودبادها در تروپوسفر پایینی بکار می‌رود (همان). رودباد تراز پایین خلیج فارس در دوره گرم سال در منطقه جنوب‌غرب آسیا بصورت هسته‌ای از سرعت بیشینه جریان افقی باد در ترازهای زیرین آتمسفر بر روی خلیج فارس و محدوده اطراف آن شکل می‌گیرد. این رودباد، در بستر جریانی گسترده‌تر از وزش بادهای با جهت شمال/ شمال‌غرب–جنوب/ جنوب‌شرق، موسوم به بادهای شمال پدیدار می‌شود. باد شمال غالبا از مناطق کوهستانی ترکیه و ایران بسوی نواحی جنوبی می‌وزد و اگرچه پیدایش آن به دلایل سینوپتیکی رخ می‌دهد، اما توپوگرافی چاله‌ای دشت‌های کم‌ارتفاع بین‌النهرین و خوزستان نیز در آن موثر است و آن را به حالت

---

[1] - Low Level Jet (LLJ)
[2] -Inversion Wind Maxima

کریدوری و متمرکز پدیدار می‌کند. این موضوع با رسیدن به خلیج‌فارس تشدید شده، بطوری‌که پهنه آبی خلیج فارس بصورت یک چاله کم ارتفاع‌تر بوسیله کوه‌های زاگرس و شبه جزیره عربستان محصور شده و وزش باد را متمرکز و شدیدتر می‌نماید. لیو و همکاران[۱] (۲۰۰۰: ۱۳۰۶ و ۱۳۱۶) نیز در بررسی رودباد تراز پایین بر فراز دشت لوت، توپوگرافی چاله‌ای منطقه را در تکامل این جریان وزش باد اساسی می‌دانند. در خصوص باد شمال گویندا و همکاران[۲] (۲۰۰۳: ۴۷۱) جریان بادهای شمال غربی بر فراز خلیج فارس را باد شمال دانسته و بادهای شدید، طوفان‌های شن و گرد و غبار و تلاطم دریا را از جمله اثرات آن دانسته‌اند. گیاناکوپولو و تومی[۳] (۲۰۱۲: ۱۴۵) دامنه کوهستان و نسیم دریا/خشکی را دو فاکتور مهم تغییرات شبانه‌روزی در سرعت و جهت رودباد تراز پایین خلیج فارس دانسته و رشته‌کوه زاگرس را عامل کانالیزه شدن آن به بادهای شمال‌غربی بیان می‌دارند. از جمله مطالعات دیگر در خصوص رودبادهای تراز پایین می‌توان به داگلاس[۴] (۱۹۹۵) که رودباد تراز پایین بر فراز خلیج کالیفرنیا را بررسی نمود و هم‌چنین میشل و همکاران[۵] (۱۹۹۵)؛ مونوز و همکاران[۶] (۲۰۰۷) و بانتا[۷] (۲۰۰۸) که رودباد تراز پایین بر فراز دشت‌های بزرگ امریکا را مورد بررسی قرار دادند، اشاره نمود. هلفاند و شوبرت[۸] (۱۹۹۴)؛ ژیانگ و همکاران[۹] (۲۰۰۶) نیز شار رطوبت بوسیله رودباد تراز پایین دشت‌های بزرگ امریکا را مورد مطالعه و تایید قرار دادند. مارنگو و سوارز[۱۰] (۲۰۰۴: ۲۲۶۱) نیز بیان می‌دارند رودباد تراز پایین شرق آندها رطوبت توده هوای مرطوب حاره‌ای را از آمازون به جنوب برزیل و شمال آرژانتین در

---

1 - Liu & et al.
2 - Govinda & et al.
3 - Giannakopoulou and Toumi
4 - Douglas
5 - Mitchel & et al.
6 - Munoz & et al.
7 - Banta.
8 - Helfand & Schubert.
9 - Jiang & et al.
10 - Marengo & Soares.

فصل گرم سال منتقل می‌کند، ورا و همکاران[1] (۲۰۰۶: ۶۳) نیز این موضوع را مورد بررسی قرار دادند.

مواد و روش‌ها

برای بررسی روند شکل‌گیری و تکامل الگوهای منجر به تشکیل رودباد تراز پایین خلیج فارس تمام روزهای ماه‌های می، ژوئن، ژولای، آگوست و سپتامبر طی دوره آماری ۲۰۱۵ – ۲۰۱۱ بصورت ۴ دیده‌بانی در روز (ساعت‌های Z ۱۸، Z ۱۲، Z ۰۶، Z ۰۰) و با استفاده از داده‌های شبکه‌ای ۲/۵ * ۲/۵ درجه NCEP/NCAR مورد مطالعه قرار گرفتند. این دوره آماری شامل ۲۴۴۸ روز می‌باشد که طی آن ۲۴۱ روز همراه با تشکیل رودباد تراز پایین بر فراز خلیج فارس تشخیص داده شده. سپس جهت بررسی دقیق‌تر و درک بهتر روند شکل‌گیری، تکامل و افول این رودباد، طی دوره گرم سال، اقدام به بررسی دستی آرایش سیستم‌های سینوپتیکی و حداکثر شدت شبانه روزی رخداد رودباد در این روزها گردید، زیرا که استفاده از روش‌های آماری چون تحلیل عاملی و خوشه‌بندی در این مرحله از تحقیق تنها می‌تواند منجر به دسته‌بندی الگوهای مختلف شکل‌گیری رودباد گردد و روند تکامل و گسترش این رودباد تراز پایین را آشکار نمی‌نماید. در مرحله بعد علاوه بر بررسی روند تکاملی این رودباد، الگوهای اصلی شکل‌گیری آن طی ماه‌های مورد مطالعه نیز شناسایی و یکی از شدیدترین رخدادهای این رودبادها در هر الگوی ماهانه بعنوان روز نماینده آن الگو، از نظر شار رطوبتی مورد بررسی قرار گرفت. روند گسترش زبانه کم‌فشار گنگ به فلات ایران نیز بطور قراردادی و برای درک بهتر با میزان گسترش پربند ۱۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در تراز ۸۵۰ ه.پ سنجیده شده است که در تمام نقشه‌های ژئوپتانسیل این پربند با خط چین سیاه بصورت برجسته آورده شده است. واگرایی شار رطوبت با استفاده از داده‌های مولفه باد مداری و نصف‌النهاری و هم چنین داده‌های شبکه‌ای نم ویژه در ترازهای مختلف جو صورت می‌گیرد که برای بدست آوردن آن، از رابطه زیر استفاده می‌شود:

1 - Vera & et al.

معادله ۱
$$HFD_{ij} = -\left[u_{ij}\frac{q_{i+1j}-q_{i-1j}}{x_{i+1j}-x_{i-1j}} + v_{ij}\frac{q_{ij+1}-q_{ij-1}}{y_{ij+1}-y_{ij-1}} + q_{ij}\frac{u_{i+1j}-u_{i-1j}}{x_{i+1j}-x_{i-1j}} + q_{ij}\frac{v_{ij+1}-v_{ij-1}}{y_{ij+1}-y_{ij-1}}\right]$$

HFD[1] واگرایی افقی شار رطوبت (علامت – برای مثبت کردن مقدار همگرا شده می‌باشد) q نم ویژه، u مولفه مداری باد، v مولفه نصف النهاری باد، ∂x و ∂y فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است و مقادیر مثبت، همگرایی شار رطوبت و مقادیر منفی، واگرایی شار رطوبت می‌باشد (کریمی، ۱۳۸۶: ۴۱). از سویی برای محاسبه مجموع شار رطوبت رخ داده در حدفاصل ترازهای مختلف آتمسفری بایستی از رابطه زیر استفاده نمود:

معادله ۲
$$Q_{vi} = 1/g.\int_{p^1}^{p^2} vq.dp$$

vq همان HFD است،p سطوح ارتفاع ژئوپتانسیل آتمسفر و Q_{vi} مجموع قائم شار رطوبت می‌باشد. بنابراین برای محاسبه واقعی و همچنین محاسبه مجموع قائم واگرایی افقی شار رطوبت در مقطع عمودی آتمسفر، این محاسبات با استفاده از رابطه بالا و برای حد فاصل ترازهای (۸۰۰ – ۱۰۰۰) ه.پ، مورد محاسبه قرار گرفت (کریمی و فرجزاده، ۱۳۹۰: ۱۱۵).

یافته‌های تحقیق

الگوهای سینوپتیکی / شار رطوبت

ماه می

در ارتباط با تشکیل رودباد تراز پایین خلیج فارس در ماه می دو الگو شناسایی گردید. در الگوی اول که بیشتر در نیمه اول ماه می اتفاق می‌افتد و فراوانی کمی نیز دارد، همزمان با نزدیک شدن به دوره گرم سال، پرفشار آزور در سطوح میانی و زیرین آتمسفر از سمت شمال افریقا بر سرزمین‌های شرق دریای مدیترانه نفوذ می‌کند و شبه جزیره عربستان را نیز در بر می‌گیرد (شکل ۱. الف). در این زمان از سال پرفشار جنب حاره بر روی دریای عرب

[1] -Horizontal Flux Divergence

در عرض‌های پایین‌تری نسبت به شرق مدیترانه قرار گرفته و چرخندهایی که از سمت غرب وارد منطقه می‌شوند، بر روی فلات ایران عمیق می‌شوند. علاوه بر این، مستقر شدن پرفشار سیبری در این زمان از سال بر روی دریاچه آرال و مناطق شمالی‌تر، نیز مانع از عبور این سردچال‌ها به سمت شمال‌شرق می‌شود. طی دوره مورد مطالعه، ۲۳ می ۲۰۱۲ از شدیدترین رخدادهای وزش باد بر روی خلیج فارس در بستر چنین آرایشی از سیستم‌های فشار در منطقه می‌باشد و بعنوان روز نماینده رخداد این الگوی سینوپتیکی در شکل ۱. الف آورده شده است که میانگین حداکثر سرعت باد در ترازهای ۸۰۰–۹۰۰ ه.پ بر روی خلیج فارس به بیش از ۱۶ متر بر ثانیه و بر روی جنوب‌شرق ایران به بیش از ۱۸ متر بر ثانیه رسیده است. هسته‌ای از همگرایی شار رطوبت در شمال این بیشینه سرعت باد و در شرق ایران شکل گرفته است که باعث تزریق رطوبت از مناطق اطراف به این منطقه شده است و مجموع همگرایی شار آن در حد فاصل ترازهای ۸۰۰–۱۰۰۰ ه.پ، در منتهاالیه مناطق شرقی ایران به میزان $10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$ * ۰/۰۴ بالغ شده است (شکل ۱. الف). از سویی در اواخر ماه می، با نفوذ اولیه تراف مونسون هند (کم‌فشار گنگ) به شرق ایران، الگویی دیگر از شکل‌گیری بادهای شدید بصورت یک رودباد بر روی خلیج فارس پدیدار می‌شود (شکل ۱. ب). نفوذ زبانه‌ای از تراف مونسون هند به فلات ایران که گاها بصورت شکل گیری یک مرکز کم‌فشار نیز نمایان می‌شود، در دوره گرم سال بطور معمول دو رودباد تراز پایین خلیج فارس (در جنوب‌غرب فلات ایران) و خراسان (در شمال‌شرق فلات ایران) را بوجود می‌آورد (شکل ۱. ب) و معمولا در نیمه دوم ماه می، بصورت کم‌فشاری حرارتی بر روی فلات ایران شکل گرفته و عمق و شدت کمی دارد، بنابراین رودبادهای تراز پایین خلیج فارس و خراسان نیز ضعیف هستند. طی دوره مورد مطالعه، ۲۶ می ۲۰۱۵ (شکل ۱. ب) بعنوان روز نماینده این الگو مورد بررسی قرار گرفته است و با شکل‌گیری هسته‌ای از بیشینه سرعت باد بر روی خلیج فارس، میانگین حداکثر سرعت آن در ترازهای ۸۰۰–۹۰۰ ه.پ به بیش از ۱۴ متر بر ثانیه رسیده است. مرکزی نه چندان قوی از همگرایی شار رطوبت در شمال رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز در این الگو شکل گرفته که باعث همگرایی رطوبت در مرکز

فلات ایران شده است و مجموع این همگرایی در حدفاصل ترازهای ۸۰۰–۱۰۰۰ ه.پ به میزان $10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$ *۰/۰۲ رسیده است.

شکل ۱. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۸۵۰ ه.پ، میانگین سرعت هسته‌های باد (m/s) در حدفاصل ترازهای ۸۰۰–۹۰۰ ه.پ (هاشورهای رنگی)، مجموع همگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)* حد فاصل ترازهای ۸۰۰–۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی ۱، ۲۳ می ۲۰۱۲، ۱۸Z؛ ب) الگوی ۲، ۲۶ می ۲۰۱۵، ۱۸Z.

در ادامه اقدام به بررسی نیمرخ قائم سرعت باد در هسته‌های بیشینه سرعت بر روی خلیج فارس گردیده است (شکل ۲. الف و ب)، این بررسی مشخص می‌کند که آیا این هسته‌های بیشینه سرعت باد از خصوصیات یک رودباد تراز پایین برخوردار هستند یا اینکه ادامه گسترش سرعت باد، از رودبادهای مستقر در ترازهای میانی (رودباد جبهه قطبی) و بالایی (رودباد جنب حاره) به ترازهای پایین آتمسفر هستند؟. در الگوی اول (شکل ۲. الف) از سطح زمین تا ترازهای بالایی آتمسفر سرعت باد در حال افزایش است، بطوری‌که بیشینه سرعت باد در تراز ۳۰۰ ه.پ به بیش از ۳۳ متر بر ثانیه رسیده است. این موضوع مشخص می‌کند که هسته سرعت در ترازهای زیرین آتمسفر، ناشی از گسترش سرعت باد در رودبادهای جنب‌حاره و یا حتی جبهه‌ای (در ترازهای بالایی و میانی آتمسفر) به ترازهای پایین‌تر است. بنابراین این الگوی وزش باد بر روی خلیج فارس نمی‌تواند بعنوان یک رودباد تراز پایین معرفی گردد. در الگوی دوم ماه می (شکل ۲.ب) هسته بیشینه سرعت باد با

سرعت ۱۳ متر بر ثانیه در تراز ۸۵۰ ه.پ قرار گرفته و از این مرکز به اطراف از سرعت باد کاسته می‌شود، بویژه مستقل بودن این مرکز بیشینه باد از هسته رودباد جنب حاره در تراز ۴۰۰ ه.پ مشخص است و حاکی از مستقر شدن رودباد تراز پایین خلیج فارس بر روی منطقه است.

شکل ۲. نیمرخ قائم هسته‌های سرعت باد (m/s)؛ الف) الگوی ۱، ۲۳ می ۲۰۱۲، ۱۸Z، در محدوده E° ۶۷/۵-۴۵ بر روی مدار N° ۲۷/۵ ؛ ب) الگوی ۲، ۲۶ می ۲۰۱۵، ۱۸Z، در محدوده E° ۶۵-۴۵ بر روی مدار N° ۲۵.

از آنجایی که موقعیت مکانی هسته اصلی شار همگرایی شکل گرفته در زمان وقوع رودباد تراز پایین خلیج فارس در هر الگوی سینوپتیکی متفاوت می‌باشد، در بررسی نیمرخ قائم آتمسفر نیز نیمرخ‌های آتمسفری مورد مطالعه در موقعیت‌های جغرافیایی مختلفی بر روی فلات ایران ترسیم شده‌اند، که توضیحات لازم در زیر هر شکل داده شده است. نیمرخ قائم همگرایی/واگرایی شار رطوبت رخ داده در الگوهای دوگانه سینوپتیکی مورد شناسایی در ماه می در شکل ۳. الف و ب آورده شده است. در الگوی ۱، هسته‌ای قوی از همگرایی شار رطوبت بر روی فلات ایران تشکیل شده و در مرکز سردچال بیشترین همگرایی شار رطوبت رخ داده است و تا تراز ۷۵۰ ه.پ نفوذ کرده است که میزان همگرایی شار رطوبت در حدفاصل ترازهای ۹۰۰-۱۰۰۰ ه.پ در محدوده نصف‌النهارهای E° ۵۸-۵۶ به بیش از 10^{-5} $g.kg^{-1}.s^{-1}$ * ۰۲۱/ رسیده است (شکل ۳. الف). در مناطق شرقی فلات ایران و جلوی

سردچال نیز مرکزی از همگرایی شار رطوبت شکل گرفته که بنابر صعود بیشتر هوا در این مناطق، همگرایی شار رطوبت نیز در این منطقه تا تراز ۶۰۰ ه.پ رخ داده است. نیمرخ قائم همگرایی/واگرایی شار رطوبت الگوی ۲ ماه می (شکل ۳. ب) نیز هسته‌ای ضعیف از همگرایی شار رطوبت بر روی فلات ایران را نمایش می‌دهد، که بیشترین مقدار آن در لایه‌های زیرین آتمسفر به $10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$ * ۰۱۲/ رسیده است.

شکل ۳. نیمرخ قائم هسته‌های همگرایی/واگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*؛ الف) الگوی ۱، ۲۳ می ۲۰۱۲، ۱۸Z، در محدوده Eº ۷۰-۵۰ بر روی مدار Nº ۳۲/۵ ؛ ب) الگوی ۲، ۲۶ می ۲۰۱۵، ۱۸Z، در محدوده Eº ۶۵-۴۵ بر روی مدار Nº ۳۰.

ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست

گسترش و قدرت زبانه کم‌فشار گنگ بر روی منطقه در ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست به اوج خود می‌رسد. در این زمان از سال نیز دو الگوی اصلی از آرایش سیستم‌های فشار سبب شکل‌گیری رودباد تراز پایین خلیج فارس می‌گردد که بعنوان الگوهای ۳ و ۴ در این تحقیق مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در الگوی ۳ (شکل ۴. الف) که الگوی اصلی تشکیل رودباد تراز پایین خلیج فارس در این سه ماه می‌باشد، زبانه‌ای از تراف مونسون هند در ترازهای زیرین آتمسفر بویژه ۸۵۰ ه.پ بصورت کم‌فشارهای حرارتی قویی بر روی فلات ایران شکل می‌گیرد و بنابر روند گسترش رشته‌کوهستانی شمالی (البرز) و غربی (زاگرس)، در شمال فلات ایران آرایشی شرقی- غربی با پرفشار دریای خزر ایجاد نموده و در مناطق جنوبی نیز در جهت شمال‌غرب- جنوب‌شرق گسترش و در تقابل با پرفشار آزور قرار

می‌گیرد، که نتیجه آن شکل‌گیری رودباد تراز پایین خراسان با جهت شرقی- غربی و رودباد تراز پایین خلیج فارس با جهت شمال‌غربی- جنوب‌شرقی می‌شود. در شکل ۴ الف، پربند ۱۴۵۰ ژئوپتانسیل متر ناشی از گسترش زبانه کم‌فشار گنگ، به منطقه نفوذ کرده و بیشتر فلات ایران را در بر گرفته است. در این میان شیب تغییرات فشار در شمال‌شرق و جنوب‌غرب ایران، ناشی از برهم کنش پرفشار دریای خزر و آزور و کم‌فشار مستقر شده بر روی فلات ایران، افزایش یافته و رودبادهای تراز پایین خراسان و خلیج فارس نیز در این مناطق و این زمان از سال به اوج شدت و گستردگی خود رسیده‌اند. میانگین حداکثر سرعت باد در حدفاصل ترازهای ۸۰۰-۹۰۰ ه.پ بر روی خلیج فارس به بیش از ۱۶ متر بر ثانیه و در رودباد تراز پایین خراسان به بیش از ۱۸ متر بر ثانیه رسیده است. نفوذ گسترده‌تر و قوی‌تر زبانه کم‌فشار گنگ به فلات ایران در این الگوی سینوپتیکی علاوه بر رخداد شدیدتر رودبادهای تراز پایین خلیج فارس و خراسان، هسته‌های قوی‌تر و گسترده‌تری از همگرایی شار رطوبت را در فلات ایران از جنوب‌شرق تا شمال‌غرب بوجود آورده است. مجموع همگرایی شار رطوبت در حدفاصل ترازهای ۸۰۰-۱۰۰۰ ه.پ در فلات ایران در جنوب‌شرق کشور به ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*۰/۰۵ و در بادپناه کوه‌های زاگرس در غرب ایران به ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*۰/۰۶ رسیده است.

شکل ۴. الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (m) سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۸۵۰ ه.پ، میانگین سرعت هسته‌های باد (m/s) در حدفاصل ترازهای ۸۰۰-۹۰۰ ه.پ (هاشورهای رنگی) و مجموع همگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)* حد فاصل ترازهای ۸۰۰-۱۰۰۰ ه.پ؛ ب) نیمرخ قائم هسته‌های سرعت باد (m/s) در محدوده E° ۶۰-۴۵ بر روی مدار N° ۲۷/۵؛ الگوی ۳، ۲۱ ژوئن ۲۰۱۱، ۱۸Z.

نیمرخ قائم سرعت باد بر روی خلیج فارس (شکل ۴. ب) نیز وجود هسته اصلی سرعت باد در تراز ۸۵۰ ه.پ را نشان می‌دهد که سرعت باد در آن به بیش از ۱۶ متر بر ثانیه رسیده است و حاکی از آنست که هسته سرعت باد تشکیل شده بر روی خلیج فارس، یک رودباد تراز پایین می‌باشد.

نیمرخ قائم همگرایی شار رطوبت در این الگوی سینوپتیکی نیز در شکل ۵ آورده شده است. بطوری‌که هسته همگرایی شار رطوبت از ترازهای زیرین آتمسفر تا تراز ۷۰۰ ه.پ مستقر و مرکز آن به میزان ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*۰/۰۱۸ در تراز ۸۵۰ ه.پ متمرکز شده است.

شکل ۵. نیمرخ قائم هسته‌های همگرایی/واگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*؛ الگوی ۳، ۲۱ ژوئن ۲۰۱۱، 18Z، در محدوده ۴۲/۵-۶۲/۵ E° بر روی مدار ۳۲/۵ N°

الگوی دوم ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست که الگویی فرعی‌تر نیز محسوب می‌گردد، تحت نام الگوی ۴ در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۶)، در این الگو در ابتدا الگوی اصلی تشکیل رودباد تراز پایین خلیج فارس و خراسان در منطقه حاکم است (مطابق شکل ۶. الف). اما آنچه که بایستی به آن توجه شود وجود فرود بادهای غربی بر روی شرق اروپا است و سبب شده تا شاخه شمالی پرفشار آزور که از طریق دریای مدیترانه و دریای سیاه، بر روی مناطق شمالی ایران و دریای خزر نفوذ کرده بود (شکل ۶. الف)، را از این مناطق دور کند و در روزهای بعدی (شکل ۶. ب) با مستقر شدن بر روی شمال دریای خزر و دریاچه آرال، این الگو را بوجود آورد، که در آن کم‌فشار دینامیکی عرض‌های بالای

جغرافیای و زبانه کم‌فشار گنگ (نفوذ یافته بر روی فلات ایران)، بایکدیگر ادغام شده و شاخه شمالی پرفشار آزور را که در این فصل از سال بر روی دریای خزر و مناطق اطراف آن نفوذ می‌کند را از بین ببرند (شکل ۶. ب). در این شرایط با شکل‌گیری هسته‌ای از کمینه فشار تراف مونسون هند بر روی فلات ایران، تنها یک رودباد تراز پایین در منطقه شکل می‌گیرد و آن رودباد تراز پایین خلیج فارس است و رودباد تراز پایین خراسان نمی‌تواند تشکیل شود. بنابراین گسترش و نفوذ بیشتر تراف مونسون هند و همزمانی آن با گذر فرود بادهای غربی از روی شرق اروپا و شمال دریای خزر، سبب ادغام این دو سامانه کم‌فشار حرارتی و دینامیکی در منطقه شده و منطقه وسیعی از جنوب‌غرب آسیا تا شمال دریای خزر و شرق اروپا در ترازهای زیرین آتمسفر را منطقه‌ای از کمینه فشار در بر می‌گیرد، بطوری که گسترش پربند ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۴۵۰ ژئوپتانسیل متر تراز ۸۵۰ ه.پ که بطور برجسته در شکل‌های ۶. الف و ب مشخص شده است، این موضوع را آشکارتر می‌نماید.

شکل ۶. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۸۵۰ ه.پ، میانگین سرعت هسته‌های باد (m/s) در حدفاصل ترازهای ۸۰۰-۹۰۰ ه.پ (هاشورهای رنگی)، مجموع همگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)* حد فاصل ترازهای ۸۰۰-۱۰۰۰ ه.پ؛ الگوی ۴؛ الف) ۹ ژوئن ۲۰۱۱، ۱۸Z، ب) ۱۲ ژوئن ۲۰۱۱، ۱۸Z.

در نیمرخ قائم سرعت باد این الگوی سینوپتیکی نیز (شکل ۷. الف و ب)، در روز ۹ ژوئن ۲۰۱۱ هسته مرکزی سرعت باد بر روی خلیج فارس در تراز ۸۵۰ ه.پ قرار گرفته و به بیش

از ms^{-1} ۱۳ رسیده است و در روز ۱۲ ژوئن ۲۰۱۱ نیز به بیش از ms^{-1} ۱۶ رسیده و از تراز ۷۰۰–۹۰۰ ه.پ را در برگرفته است. در این دو روز هسته اصلی سرعت باد در ترازهای زیرین آتمسفر قرار گرفته و در بالا و پایین هسته مرکزی سرعت نیز از سرعت باد کاسته شده است و بطوری مشخص این جریان باد را از رودبادهای مستقر در ترازهای بالای آتمسفر مجزا کرده است و هر دو این رخ‌دادها نیز بعنوان رودباد تراز پایین شناخته می‌شوند.

نیمرخ قائم شار رطوبت این الگو نیز در شکل ۸ آورده شده است. در هر دو روز مورد مطالعه، بیشترین همگرایی شار رطوبت رخ داده در ترازهای سطحی‌تر آتمسفر صورت گرفته است، که در روز ۹ ژوئن ۲۰۱۱ بیشینه این همگرایی به بیش از $(10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1})$* ۰/۰۱۵ (شکل ۸. الف) و در روز ۱۲ ژوئن ۲۰۱۱ به بیش از $(10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1})$* ۰/۰۲۱ در حدفاصل ترازهای ۹۵۰–۱۰۰۰ ه.پ رسیده است (شکل ۸. ب).

شکل ۷. نیمرخ قائم هسته‌های سرعت باد (m/s) ؛ الگوی ۴؛ الف) ۹ ژوئن ۲۰۱۱، ۱۸Z، در محدوده Nº ۲۲/۵–۳۲/۵ بر روی نصف‌النهار Eº ۵۲/۵ ؛ ب) ۱۲ ژوئن ۲۰۱۱، ۱۸Z، در محدوده Nº ۲۲/۵–۳۲/۵ بر روی نصف‌النهار Eº ۵۲/۵.

شکل ۸. نیمرخ قائم هسته‌های همگرایی/واگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*؛ الگوی ۴؛ الف) ۹ ژوئن ۲۰۱۱، 18Z، در محدوده ۴۲/۵-۶۲/۵ E° بر روی مدار ۳۲/۵ N° ؛ ب) ۱۲ ژوئن ۲۰۱۱، 18Z، در محدوده ۴۵-۶۵ E° بر روی مدار ۳۰ N°.

ماه سپتامبر

در ماه سپتامبر یک الگوی سینوپتیکی از وزش هسته‌های سرعت باد در ترازهای زیرین آتمسفر بر روی خلیج فارس مشاهده گردید (الگوی ۵). در این الگو (شکل ۹. الف)، هم‌چنان با شکل‌گیری زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ در ترازهای زیرین آتمسفر بر روی منطقه و تقابل آن با پرفشار دریای خزر در شمال‌شرق ایران و پرفشار آزور در جنوب‌غرب کشور، دو رودباد تراز پایین خلیج فارس و خراسان را بوجود آورده است. در این زمان از سال کم‌فشار گنگ ضعیف تر از ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست می‌شود و مرکز اصلی این کم‌فشار بر روی پاکستان و شمال‌غرب هند مستقر می‌شود و گاها تنها زبانه‌ای ضعیف از آن بر روی فلات ایران گسترش می‌یابد (شکل ۹. الف). پربند ۱۴۵۰ ژئوپتانسیل متر تراز ۸۵۰ ه.پ محدود به کشور پاکستان گردیده است. اما قدرت و تسلط پرفشار جنب‌حاره آزور بر منطقه در این الگو سبب شده تا شیب تغییرات فشار بر روی خلیج فارس همچنان قابل توجه باشد، بگونه‌ای که بیشینه سرعت وزش باد بر روی خلیج فارس در تراز ۸۵۰ ه.پ به بیش از ۱۶ متر بر ثانیه رسیده است. این الگو نیز همانند الگوی اصلی ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست (الگوی ۳ پژوهش) بوده و غالبا در نیمه اول ماه سپتامبر اتفاق می‌افتد و تنها تفاوت آن با الگوی ۳،

ضعیف شدن کم‌فشار گنگ و زبانه نفوذ یافته آن بر روی فلات ایران است. اگرچه که قدرت و گستردگی رودباد تراز پایین خلیج فارس در این الگو همچنان قابل مقایسه با ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست می‌باشد، اما ضعیف‌تر شدن زبانه کم‌فشار گنگ بر روی فلات ایران سبب شده تا همگرایی شار رطوبت بر روی فلات ایران کاهش یابد.

نیمرخ ارتفاعی سرعت باد (شکل ۹.ب) نیز حاکی از قرار گیری هسته اصلی سرعت باد به مقدار ms^{-1} ۱۶ در تراز ۸۵۰ ه.پ است. کاهش سرعت باد از این مرکز به اطراف، وابسته نبودن آن به رودبادهای جبهه قطبی و جنب‌حاره در ترازهای میانی و بالایی آتمسفر را نشان می‌دهد. بنابراین جریان شکل گرفته در این الگو نیز از خصوصیات رودبادهای تراز پایین برخوردار می‌باشد. نیمرخ قائم همگرایی شار رطوبت در شکل ۱۰ آورده شده است که در آن مرکز همگرایی شار رطوبت تشکیل شده بر فراز فلات ایران ضعیف‌تر از الگوهای دیگر است و بیشینه آن در تراز ۸۵۰ ه.پ قرار گرفته و به $(10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1})$* ۰/۰۱۲ رسیده است.

شکل ۹. الف) ارتفاع ژئوپتانسیل (m) سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۸۵۰ ه.پ، میانگین سرعت هسته‌های باد (m/s) در حدفاصل ترازهای ۸۰۰–۹۰۰ ه.پ (هاشورهای رنگی)، مجموع همگرایی شار رطوبت $(10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1})$* حد فاصل ترازهای ۸۰۰–۱۰۰۰ ه.پ؛ ب) نیمرخ قائم هسته‌های سرعت باد (m/s)، در محدوده E^{o} ۵۵–۴۰ بر روی مدار N° ۲۷/۵؛ الگوی ۵، ۱۴ سپتامبر ۲۰۱۲، ۱۸Z.

شکل ۱۰. نیمرخ قائم هسته‌های همگرایی/واگرایی شار رطوبت ($10^{-5}g.kg^{-1}.s^{-1}$)*؛ الگوی ۵، ۱۴ سپتامبر ۲۰۱۲، ۱۸Z، در محدوده ۶۰-۴۰ E^o بر روی مدار ۳۲/۵ N^o.

شدت شبانه روزی هسته رودباد تراز پایین

بررسی ۲۴۱ روز شکل‌گیری رودباد تراز پایین خلیج فارس نشان داد که در بیش از ۶۵ درصد موارد حداکثر سرعت این رودباد در ساعت ۱۸ Z و پس از آن در ساعت ۰۰ Z اتفاق می‌افتد و در مجموع حداکثر سرعت باد در حدود ۹۵ درصد از موارد در اوایل شب تا بامداد رخ می‌دهد (جدول ۱).

جدول ۱. تعداد روزهای رخ‌داد حداکثر سرعت شبانه روزی هسته رودباد تراز پایین خلیج فارس در ساعت‌های ۱۸ Z و ۱۲، ۰۶، ۰۰ طی دوره مورد مطالعه

ماه	۱۲ Z	۰۶ Z	۰۰ Z	۱۸ Z
می		۲	۱۳	۳۵
ژوئن	۲	۴	۳۱	۵۱
ژولای	۱	۳	۲۳	۲۴
اگوست	۱	–	۱۱	۲۰
سپتامبر		۱	۳	۱۶
مجموع	۴	۱۰	۸۱	۱۴۶
درصد	۱/۶۶	۴/۱۵	۳۳/۶۱	۶۰/۵۸

نتیجه‌گیری

در بررسی روند شکل‌گیری رودباد تراز پایین خلیج فارس، مشخص گردید که با نزدیک شدن به دوره گرم سال و هماهنگ با روند تشکیل و توسعه کم‌فشار تابستانه جنوب آسیا (کم‌فشار گنگ) و شکل‌گیری زبانه‌ای از این کم‌فشار بر روی فلات ایران که گاها بصورت یک هسته نیز نمایان می‌شود، رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز با قدرت و فراوانی کمی در ماه می بر روی منطقه پدیدار می‌شود. تقابل این کم‌فشار با پرفشار جنب حاره آزور، شیب تغییرات فشار بر روی خلیج فارس را افزایش داده و رودباد تراز پایین خلیج فارس را شکل می‌دهند. در اوج دوره گرم سال (ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست)، کم‌فشار گنگ به حداکثر قدرت و گستردگی خود در منطقه می‌رسد و کم‌فشار شکل گرفته بر روی فلات ایران نیز قوی شده و به دنبال آن شدت و فراوانی وقوع رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز در این ماه‌ها به حداکثر خود می‌رسد. بطوری‌که در برخی موارد گسترش زبانه کم‌فشار گنگ در منطقه و گذر کم‌فشارهای دینامیکی از شرق اروپا و شمال دریای خزر، سبب ادغام این دو سامانه کم‌فشار حرارتی و دینامیکی شده و پرفشار دریای خزر را از بین می‌برند. از نیمه دوم ماه آگوست به تدریج از شدت و گستردگی کم‌فشار گنگ کاسته شده و در ماه سپتامبر کاملا تحلیل رفته و متعاقب آن از فراوانی، شدت و گستردگی رودباد تراز پایین خلیج فارس نیز کاسته می‌شود و در نیمه دوم ماه سپتامبر نیز به ندرت می‌توان شاهد شکل‌گیری این رودباد بود. حداکثر سرعت شبانه روزی آن در ساعت Z ۱۸ و Z ۰۰ (حدود ۹۵ درصد موارد) اتفاق می‌افتد. در زمان شکل‌گیری این رودباد، مراکزی از همگرایی رطوبت در جهت جنوب‌شرق –شمال‌غرب درون فلات ایران شکل می‌گیرد که غالبا از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ ه.پ توسعه یافته، این همگرایی رطوبت، به دلیل شکل‌گیری کم‌فشار بر روی فلات ایران و فراهم آوردن شرایط همگرایی در سطوح زیرین آتمسفر پدیدار می‌شود.

منابع

-قویدل‌رحیمی، یوسف (۱۳۸۹)، ***نگاشت سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار GrADS***، انتشارات سها دانش، تهران.

-کریمی، مصطفی (۱۳۸۶)، تحلیل منابع رطوبت بارش‌های ایران، رساله دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، استاد راهنما منوچهر فرجزاده.

-کریمی، مصطفی؛ منوچهر فرجزاده (۱۳۹۰)، شار رطوبت و الگوی فضایی- زمانی منابع تامین رطوبت بارش‌های ایران، ***نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی***، شماره ۲۲، ص ۱۲۷-۱۰۹.

- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ عساکره، حسین؛ حلبیان، امیرحسین؛ محمدی، بختیار (۱۳۹۱) ***نمایش و پردازش داده‌های جوی***، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان.

- Banta. R. M (2008), Stable-boundary-layer regimes from the perspective of the loe-level jet, Acta Geophysica. Vol. 56, pp 58-87.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low-level jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833–850.
- Douglas M. W (1995), The Summertime Low-Level Jet over the Gulf of California, Weather Review. Vol 123. pp 2337-2347.
- Esteban P. Jones F.D. Martin-Vide J. Mases M., (2005), "Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees", International Journal of Climatology, Vol 25, pp 319-329.
- Giannakopoulou E. M and Toumi R. 2012. The Persian Gulf summertime low-level jet over sloping terrain, Q. J. R. Meteorol. Soc. 138: pp 145–157.
- Govinda. P. R, Hatwar. H. R, Al-Sulaiti. M. H and Al-Mulla. A. H (2003), Sumer Shamals over the Arabian Gulf. Weather. vol. 58. pp 471-478.
- http://www.esrl.noaa.gov.
- Helfand H. M and Schubert S. D (1994), Climatology of the Simulated Great Plains LLJ and its contribution to the Continental moisture budget of the U.S, jurnal of Climate. Vol 8. pp 784-806.

- Jiang X., Lau N. C., Held I. M. and Ploshay J. J., (2006), Mechanisms of the Great Plains Low-Level Jet as Simulated in an AGCM, Atmosphric Science. Vol 64. pp 532-547.
- Liu M, Westphal D. L, Holt T. R and Xu Q. (2000), Numerical Simulation of a Low-Level Jet over Complex Terrain in Southern Iran. Weather Review. Vol 128. pp 1309-1327.
- Marengo J. A and Soares W. R (2004), Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability, Journal of Climate. Vol 17. No 12. pp 2261-2280.
- Mitchel M. J, Arritt R.W and Labas K (1995), A Climatology of the warm season Great Plain LLJ usig wind profile observations, Weather and Forecasting. Vol 10. pp 576-591.
- Munoz E, Busalacchi A. J, Nigan S, Barradas A. R (2007), Winter and Summer Structure of the Caribbean Low-Level Jet, Journal of Climate. Vol 21. pp 1260-1276.
- Stensrud D. J. 1996. Importance of low-level jets to climate: A review. J. Climate. Vl 9. pp 1698–1711.
- Vera C, Baez J, Douglas M, Emmanuel C. B, Marengo J (2006), The south American LLJ experiment. American Meteorological Society. pp 63-77.
- Wexler, H. 1961, A boundary layer interpretation of the low-level jet. Tellus, Vol 13, pp 368- 378.
- Whiteman, C., X. Bian, and S. Zhong, 1997: Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. J. Appl. Meteor., 36, pp 1363–1375.