جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۶، پیـاپی ۵۹، شـماره ۳، پـاییز ۱۳۹٤

ارزیابی نقش رودباد جنب حاره‌ای در کنترل بارش‌های ایران

عبـــدالعظیم قانقرمـــه: اســـتادیار اقلـــیم شناســـی، دانشـــگاه گلســـتان، گرگـــان، ایـــران
غلامرضـــا روشـــن: اســـتادیار اقلـــیم شناســـی، دانشـــگاه گلســـتان، گرگـــان، ایـــران*

وصـول: ۱۳۹۱/۹/۲۷ پـذیرش: ۱۳۹۲/۹/۸، صص ۱۷۰-۱٤۹

چکیده

هسته‌های سرعت باد بیش از ۳۰ متر در ثانیه در حاشیه استوایی بادهای غربی را رودباد جنب حـاره ای گفتـه کـه نقـش موثری در کنترل مولفه‌های آب و هوایی عرضهای پایین و میانه منجمله میـزان و تعـداد روزهـای بـارش دارد، اشـاره نمـود. بهرحال کشور ایران، از جمله مناطق جغرافیایی است که اقلیم خشک و نیمه خشک بـر پهنـه وسـیعی از آن گسـترش یافتـه است، این عامل باعث می‌گردد که عوامل تاثیرگذار بر تغییرات بـارش آن منجملـه؛ تغییـرات سـرعت، موقعیـت و جابجـایی رودباد جنب حاره با حساسیت بیشتری مورد ارزیابی قرار گیرد. بنابراین برای انجام این تحقیق آمـار ماهانـه میـزان و تعـداد روزهای بارش برای ۱۸۰ ایستگاه کشور برای طول دوره آماری ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۵ مورد استفاده قـرار گرفـت. در ایـن پـژوهش داده‌های مربوط به سرعت باد مداری برای سطوح ۱۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از سایت cdc.noaa.gov بـا قـدرت تفکیـک ۲.۵ درجه استخراج شدند.یافته‌های تحقیق بیان می‌کند که تاثیر دو مولفه سرعت رودباد و موقعیت مرکزی هسته، نقـش مـوثرتری نسبت به سرعت جابجایی شمالی- جنوبی هسته بر کنترل بارشهای ایران دارند. بگونه ای کـه بیشـترین همبسـتگیها بـر روی امتداد کشیدگی کوههای زاگرس و کمترین آنها در منطقه شمالغرب و نوار ساحلی دریای خزر همچنین جنـوب شـرق ایـران دیده می‌شود. همچنین نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که با توجه به طول آماری ۵۵ ساله، موقعیـت هسـته مرکـزی رود بـاد حدود یک درجه به سمت عرضهای شمالی جابجا شده است. علاوه براین، یافته‌ها نشان می‌دهند که موقعیـت رودبـاد جنـب حاره در بالاترین عرض آن که در ماه‌های ژولای و آگوست رخ می‌دهد در این ایام موقعیت آن بالاتر از ٤۲.۵ درجـه شـمالی است و بنابراین در اینجا نظر پژوهشهای قبلی مبنی بر قرارگیری آن در شمالی تـرین موقعیـت یعنـی بـر روی تهـران نقـض می‌شود.

واژه‌های کلیدی: نوسانات اقلیمی، رودباد جنب حاره، هسته سرعت، سطوح فشار، بارش

مقدمه

برای تعیین گردش عمومی هوا، مـدل‌هـای گونـاگونی عرضه شده است. بعنوان مثال در سال ۱۷۳۵، یکـی از نخستین مدل‌ها، کار جورج هدلی است که علـی رغـم وجود ضعف‌هـایی در ایـن مـدل، امـا توانسـته اسـت گردش عمومی جو را برای منطقه حاره توجیه نمایـد. از دیگر مدل‌های گردش عمومی جو، مدل فرل اسـت که در سال ۱۸۵٦ عرضه گردید. هر چند امروزه سلول فرل اعتبار علمی خود را از دست داده است اما اعتبـار آن به ارتفاعات بالای اتمسفر محدود می‌شود. از دیگر مدل‌های توجیه کننده گردش عمومی جو، مدل رزبای است که بر مبنای آن، با توجـه بـه اصـل ثابـت بـودن

*نویسنده مسؤول: E-mail: ghr.rowshan@gmail.com

اندازه حرکت زاویه ای مطلق و اصل چرخندگی، موجی بودن بادهای غربی توجیه می‌شود. بر این اساس بادهای غربی سلول فرل، از طریق موجهای مذکور با بادهای غربی که در فراز سلولهای قطبی و هدلی مربوط می‌شوند. علی رغم سیستم‌های کلان گردش عمومی جو، بعضی از مولفه‌های آب و هوایی همانند رودبادها نیز، نقشی موثر در کنترل آب و هوای نواحی در ابعاد منطقه ای دارند. بعنوان نمونه بر مبنای فرآیند و مکانیزم خاص سیستم‌ها در منطقه حاره ای، هوا گرم شده، صعود میکند و بر اثر شیب تغییرات فشار، در ارتفاعات بالا به دو شاخه تقسیم می‌گردد که هر شاخه به سمت یکی از قطبها حرکت می‌کند. اما در نیمکره شمالی در حوالی مدار راس السرطان، بر اثر نیروی کوریولیس به سمت شرق منحرف می‌شود و بصورت بادهای غربی ظاهر می‌شود. یکی از اصول مهم در توجیه مکانیزم کنترل کننده حرکت توده‌های هوا، وجود اصل ثابت بودن اندازه حرکت زاویه ای مطلق است. بر مبنای این اصل اگر جرم توده هوا در مسیر آن ثابت در نظر گرفته شود، اندازه حرکت زاویه ای مطلق توده هوا متاثر از دو مولفه سرعت خطی توده هوا و دیگری فاصله توده هوا تا محور چرخش زمین است. از آنجا که هر چه بسمت عرضهای بالا حرکت کنیم، مقدار فاصله توده هوا با محور چرخش زمین کاهش می‌یابد، لذا جهت ثابت ماندن مقدار اندازه حرکت زاویه ای مطلق، باید بر سرعت خطی توده هوا افزوده شود. بنابراین این عامل باعث می‌شود که باد در حوالی مدار راس السرطان، سرعت رودباد پیدا کند. این رودباد را با توجه به جایگاه جغرافیایی آن، به نام رودباد جنب حاره ای معرفی می‌کنند. از طرفی انباشت و نزول هوا در زیر رودباد جنب حاره ای، مولد مراکز پرفشار جنب حاره ای است. جابجایی رودباد جنب حاره ای و متعاقب آن STHP، آب و هوای بسیاری از نواحی پیرامونی خود را کنترل می‌کنند. این عامل باعث گردیده که پژوهشگران مختلفی از سرتاسر جهان، از دیدگاههای متفاوتی به ارزیابی ساختار آن، همچنین نقش و تغییرات زمانی و مکانی رودباد جنب حاره ای بروی تغییرات آب و هوایی توجه نمایند. بعنوان مثال از کارهای آغازین در مورد رودباد جنب حاره ای می‌توان به کار کریشنامورتی[1](1961:670-657)، اشاره نمود. این پژوهشگر در کاری به مطالعه نقش رودباد جنب حاره ای زمستانی در گردش عمومی جو پرداخت. او در کار خود سطح ۲۰۰ میلی باری را انتخاب و فقط بروی تغییرات رودباد در ماههای زمستان مطالعه نمود. در مقاله ای، ریتر[2] و ویتنی[3](1969)، تعامل بین دو رودباد جنب حاره ای و جبهه قطبی را مورد مطالعه و واکاوی قرار دادند. فو[4] و همکاران(2006)، تغییرات روند دمای تروپوسفر و استراتوسفر را برای دوره مطالعاتی ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۵ مورد مطالعه قرار داده و در این بین به این نتیجه رسیدند که رودباد جنب حاره ای برای هر دو نیمکره و با توجه به فصول تابستان و زمستان، تقریبا باندازه ی ۱درجه به سمت قطب جابجا شده است. استرنگ[5] و دیویس[6](2007:2115–2109)، روندهای زمستانی جت استریم را در سرتاسر نیمکره شمالی برای یک دوره آماری ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج کار آنها نشاندهنده ثبات هسته رودباد جنب حاره ای بروی غرب و مرکز اقیانوس آرام است. اما در عین حال سرعت هسته‌های

1 -Krishnamurti
2 - Reiter
3 - Whitney
4 - Fu
5 - Stronga
6 - Davis

مرکزی باندازه ۱.۷۵ متر در ثانیه در هر دهه در حال افزایش است. همچنین رودباد جنب حاره ای در مناطقی نظیر شرق اقیانوس آرام و خاورمیانه، در حال جابجایی بسوی قطب هستند. آرچر[1] و همکارانش(2008)، تغییرات روند رودبادهای جنب حاره ای و قطبی را مورد مطالعه قرار دادند. در این تحقیق آنها داده‌های آماری ۱۹۷۹ تا ۲۰۰۱ را از دو پایگاه NCEP/NCAR و ERA-40 استخراج نمودند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که هر دو رودباد از لحاظ موقعیت ارتفاعی به سطوح بالاتر انتقال یافته و در هر دو نیمکره به سمت قطب جابجا شده اند. همچنین در نیمکره جنوبی، هر جا رودباد جنب حاره ای ضعیف تر شده، در مقابل رودباد جبهه قطبی تقویت گردیده است. در یکی از جدیدترین مطالعات، هودسن(2011)، سنجش و اندازه گیری جابجایی و تغییرات رودبادها برای عرضهای میانه هر دو نیمکره را مورد مطالعه قرار داد. در این مطالعه، این نتیجه استخراج گردید که با توجه به دوره آماری مورد نظر، محدوده ی گسترش افقی سلول هدلی برای عرضهای میانی ۲۰ تا ٦۰ درجه گسترش یافته اما از طرف دیگر ناحیه سلول قطبی کاهش داشته است. بر مبنای مطالعه انجام شده، یکسری عوامل نشان دهنده جابجایی بیشتر رودباد جنب حاره ای به سمت شمال هستند. از جمله این فاکتورها می‌توان به تاثیر نیروی مستقیم تابش از گازهای گلخانه ای در تروپوسفر، دوم، تغییرات در دمای استراتوسفر حاره ای پایینی، سوم، فوران آتشفشانها و موارد دیگر اشاره کرد. برخی از مطالعات بروی نقش مهم رودبادهای جنب حاره ای و جبهه قطبی در سیکلونزایی سرتاسر نواحی چون ایالات متحده، قسمت مرکزی دریای مدیترانه و شمال آفریقا تمرکز کرده اند(ویتنی[2]،۱۹۷۷، آکسلنی[3]،۱۹۸۷، حکیم[4] و آکسلنی، ۱۹۹۲، پری زیرآکس،۱۹۹۷، کاپلان کاپلان و همکاران،۱۹۹۸، پری زیرآکس و همکاران، ۲۰۰٦، کاپلان[5] و همکاران،۱۹۹۸، مبارک حسنی و همکاران،۲۰۱۱). بهرحال بسیاری از مطالعات دیگر نیز بر روی تغییرات موقعیت و شدت رودباد جنب حاره ای و تاثر آن بروی طوفانهای عرضهای میانه(ناکامورا[6]،۱۹۹۲ :1642–1629)، مبادله انرژی بین بین تروپوسفر و استراسفر(وی[7]،۱۹۸۷:3086–3079) و رژیم گردش جوی(رتی[8] و همکاران،۲۰۰٦) تمرکز نموده اند.

علی رغم این، مطالعات دیگری نیز در داخل کشور بروی جت استریم‌ها انجام پذیرفته است. بعنوان نمونه در کاری فرج زاده و همکاران(2008:1312-1308)، ارتباط بین موقعیت رودبادها با سیکلونزایی بروی نواحی غربی ایران مورد واکاوی قرار دادند. برای انجام این کار، آنها روزهای بارشی که مدت ریزش آنها بین ۱ تا ۵ روز بود را برای دوره مطالعاتی ۱۹۸۵ تا ۱۹۹۹ انتخاب نمودند. از جمله نتایج این تحقیق چنین است که سرعت رودباد در شدت بارش‌ها تاثیرگذار نیست. مسیرهای رودباد در مدت زمانی که بروی ایران بارشی وجود ندارد، خمیدگی منفی دارند اما در مدت روزهای با بارش حداکثری، مسیر رودباد خمیدگی مثبتی را نشان می‌دهد. در مقاله ای دیگر مبارک حسنی و ورشوساز(2011:2988-2983)، ارتباط سنجی بین بارشهای سنگین نواحی غرب کشور با مرکز سیکلونزایی مدیترانه را مورد مطالعه قرار دادند.

1 - Archer

2 - Whitney
3 - Uccellini
4 - Hakim
5 - Kaplan
6 - Nakamura
7 - Wei
8 - Ruti

این مقاله نشان می‌دهد که با جابجایی محور و هسته سرعت رودباد جنب حاره ای، این عامل در میزان سیکلونزایی و مقادیر بارش بروی نواحی غرب ایران تاثیرگذار بوده است.

همچنین در این رابطه می‌توان به کار حجازی زاده (1372)در زمینه ی بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران اشاره نمود. نتایج کار حجازی زاده نشان داد که نوسان‌های دو مولفه ی پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی، به تغییر فصل بر روی ایران منجر می‌شود.

اما علیجانی(1381)، با مطالعه ی همدیدی الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه، به این یافته رسید که در فصل گرم سال با ضعف بادهای غربی، پرفشار جنب حاره جایگزین آن شده که این همزمان با ریزشهای جوی ضعیف در منطقه است. همچنین در این راستا می‌توان به کار کاویانی و همکاران(1387)، در زمینه ی تاثیر سامانه پرفشار آزور بر بارش ایران زمین اشاره نمود. آنها برای انجام مطالعه ی خود از نقشه‌های تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال استفاده نموده و نتیجه ی نهایی کار آنها از وجود ارتباط قوی بین دوره‌های کمینه ی بارش ایستگاهها با حضور پرفشار جنب حاره ای آزور در ایران بوده است.

در مطالعه ای دیگر، حلبیان و شبانکاره(1390)، به ارزیابی نقش پرفشار جنب حاره ای در توزیع مکانی بارش‌های روزانه ایران پرداخته اند. یکی از نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که بر مبنای داده‌های نیم قرن اخیر، روزهای تشدید و حضور قوی پرفشار جنب حاره نسبت به روزهای تضعیف این سامانه ی دینامیکی، افزایش یافته است. همچنین نتایج تحقیق آنها نشان می‌دهد که وقوع بارش در طی سالهای ۱۳۸۰-۱۳۳۰، کمابیش در ۳ درصد از ایستگاههای بررسی شده از حضور پرفشار جنب حاره تبعیت نکرده اما در ۹۷ درصدایستگاه‌های مورد بررسی، مستقل از تاثیر پرفشار جنب حاره نیست و به شدت تحت کنترل پرفشار جنب حاره در زمان حاکمیت این سامانه بر روی ایران است.

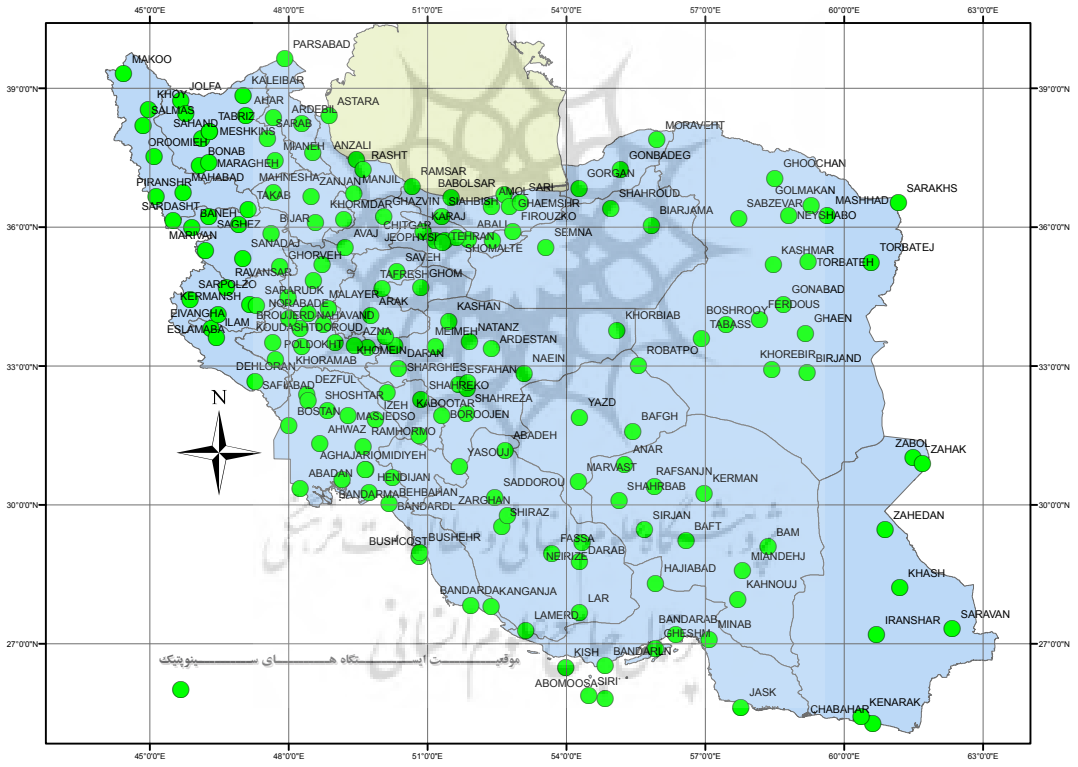
از جمله کارهای دیگر در زمینه ی رودبادها در ایران، می‌توان به کار عزیزی و سفرراد(1391) اشاره نمود. آنها در یک مطالعه به تحلیل ویژگی‌های رودبادها طی فازهای مختلف ENSO تمرکز نمودند. نتایج کار آنها نشان می‌دهد که مسیر عبور رودباد جنب حاره در سال‌های ال نینو مورد مطالعه، در هر دو تراز ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکالی به عرض‌های جنوبی تر منتقل می گردد و تعداد هسته‌های سرعت مشاهده شده در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی در همان دوره افزایش یافته اما در زمان رخداد لانینا هسته‌های سرعت کاهش یافته اند.

بهرحال کشور ایران، از جمله مناطق جغرافیایی است که اقلیم خشک و نیمه خشک بر پهنه وسیعی از آن گسترش یافته است. لذا مشکل کمبود منابع آبی و وجود خشکسالیهای مکرر، تهدیدی جدی برای بسیاری از عرصه‌های فعالیتهای اقتصادی، کشاورزی، محیط زیستی و غیره.. است. بنابراین شناخت صحیح از تغییرات و دگرگونیهای مولفه‌های آب و هوایی تاثیرگذار بروی نوسانات مقادیر بارش، کمک شایانی به مدیریت منابع و ذخیره آبی کشور می‌کند. بدلیل نقش مهم رودبادها در بارشهای کشور، این امر باعث گردیده که اکثر مطالعات بر روی رودباد جبهه قطبی انجام شود. اما هدف از انجام این تحقیق، بر این است که این بار از زاویه ای دیگر و آن مطالعه بروی موقعیت هسته سرعت، جابجایی عرضی هسته رود باد و حداکثر سرعت هسته رودباد جنب حاره ای و نقش آنها بر تعداد روزها و مقادیر بارش کشور مورد

واکاوی قرار گیرد. این تحقیق به نوع خود در ایران اولین بار صورت می‌گیرد.

داده‌های مورد استفاده و محدوده مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل دو گروه هستند که اولی، مربوط به داده‌های بارش (میانگین بارش ماهانه و تعداد روزهای بارش در هر ماه) برای ۱۸۰ ایستگاه سینوپتیک ایران است. طول دوره آماری بگونه ای است که تمامی ایستگاه‌ها تا سال ۲۰۰۵ دارای آمار هستند، در حالی که سال شروع آنها با هم متفاوت هستند و طولانی ترین دوره آماری مربوط به سال ۱۹۵۱ است. شکل شماره (۱) توزیع و پراکنش ایستگاه‌های سینوپتیک را به نمایش در آورده است. دومین گروه از داده‌ها، مربوط به سرعت باد مداری (uwind) در سطوح مختلف آتمسفر هستند که از سایت cdc.noaa.gov با قدرت تفکیک ۲.۵ درجه دریافت گردیدند که محدوده ای شامل خط استوا تا ۹۰ درجه شمالی و از ۲۰ درجه غربی تا ۱۰۰ درجه شرقی را در برمی گیرد، این داده از سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال را شامل می‌شود.



شکل ۱. نقشه موقعیت و پراکنش ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده

مراحل انجام تحقیق

در این تحقیق سعی گردید برای ارزیابی یک رابطه آماری بین ویژگی‌های بارش ماهانه با ویژگی‌های رودبادهای جنب حاره ای ابتدا پایگاه داده ای مناسب ایجاد گردد بنابراین، در مرحله اول ماتریس داده‌های بارش برای ۱۸۰ایستگاه ساخته شده که ستون‌ها

ایستگاه و ردیف‌ها زمان به ماه را برای کل دوره آماری نشان می‌دهد بنابراین دو ماتریس (برای میزان بارش و روزهای بارش) ۱۸۰ در ٦٦۰ فراهم گردید هر چند با توجه به آمار مشاهداتی خیلی از ایستگاه‌ها دارای رکوردهای خالی هستند در مجموع ۳٤ درصد از رکورد ماهها دارای آمار مشاهداتی هستند. در نهایت مطابق جدول شماره۱ فراوانی سالهای مشاهدات آماری ایستگاه‌های سینوپتیک بر مبنای ۱۸۰ ایستگاه مشخص می‌گردد.

جدول ۱. فراوانی سال‌های مشاهدات آماری ۱۸۰ ایستگاه سینوپتیک ایران

طول دوره آماری	فراوانی ایستگاهها	درصد
۰-۱۰	۳۰	۱۷
۱۱-۲۰	۸۰	٤٤
۲۱-۳۰	۲۵	۱٤
۳۱-٤۰	۷	٤
٤۱-۵۰	۱۲	۷
۵۱-۵۵	26	14

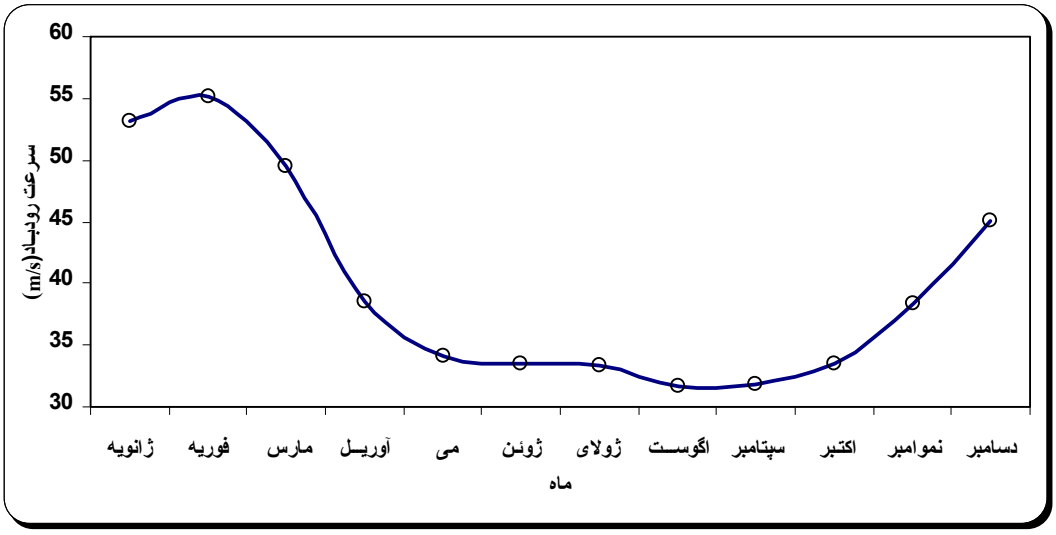
در مرحله بعد باد مداری انتخاب شده برای سطوح مختلف آتمسفر در سه گام مورد تحلیل قرار گرفت، در گام اول به منظور مشخص نمودن مسیر رودباد جنب حاره ای موثر بر روی بارش ایران نقشه همسرعت باد در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی ماه‌های هم دوره مشاهداتی بارش نقشه سازی شدند. برای تعیین محدوده فعالیت این رودباد در نقشه سازی فقط بادهای غربی بیش از ۲۰ متر بر ثانیه در نقشه‌ها به نمایش در آورده شدند بر مبنای این نقشه نحوه جابجایی، شدت و موقعیت رود باد جنب حاره ای در طی ماه‌های مختلف سال در روی ایران و نواحی مجاور مشخص می‌گردد. نقشه شماره ٤ میانگین ماهانه مسیر رودبادها را در محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد. در گام دوم از این مرحله نیز به منظور شناسایی گسترش مقطعی (پروفیل)این رودباد بر روی ایران، محور ۵۲.۵ درجه شرقی را به عنوان مبنای شناسایی عمودی، نقشه سازی نمودیم، به طوریکه دیده شده با وجود ضعف و شدت در ماه‌ها و سالهای مختلف هسته مرکزی آن در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال خودنمایی می‌کند. نتایج این مرحله در قالب نقشه شماره ۵، بیانگر میانگین مقاطع عمودی ۱۲ماه سال برای یک دوره ۵۵ ساله است. در گام سوم از این مرحله نیز به منظور شاخص سازی عددی و ارزیابی آماری آن با بارش تک تک ایستگاه‌های ایران، سه مولفه از نتایج نقشه سازی‌های قبل انتخاب گردید. این سه مولفه شامل حداکثر سرعت در هسته مرکزی

رودباد، موقعیت عرض جغرافیایی و سرعت جابجایی ماهانه در امتداد شمالی جنوبی است، که هر کدام از این ویژگی‌ها در امتداد شمالی- جنوبی بر روی ایران میانگین گیری شدند. منظور آنکه میانگین حداکثر سرعت هسته مرکزی از غرب تا شرق ایران، میانگین موقعیت عرض جغرافیایی از غرب تا شرق ایران و همچنین میانگین سرعت جابجایی ماهانه رودباد از غرب تا شرق ایران بعنوان شاخص‌های مورد نظر انتخاب گردیدند. بنابراین از نتایج تحلیل این مرحله، تهیه و تنظیم سه ستون داده، برای دوره زمانی ۱۹۵۱ لغایت ۲۰۰۵ به صورت ماهانه است که ویژگی‌های آنها بر روی ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

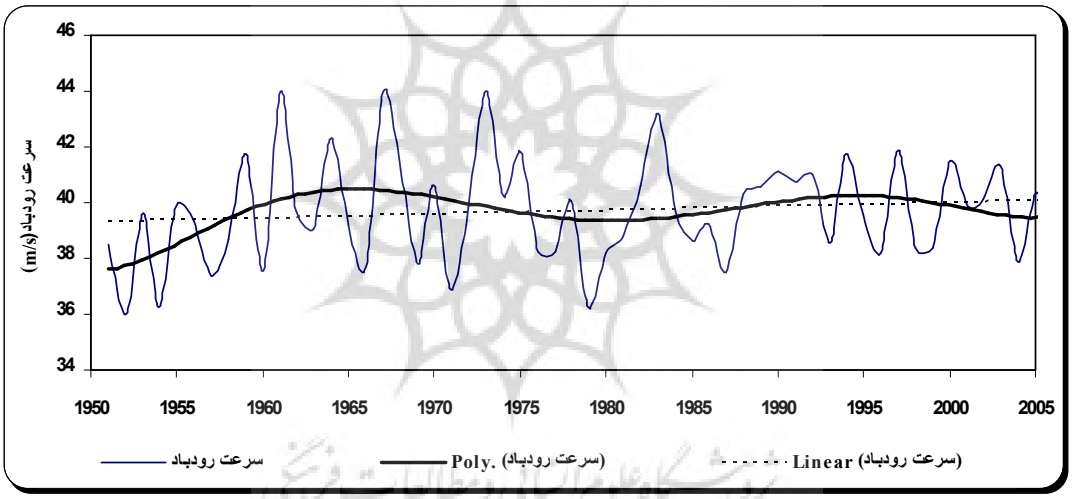
در مرحله سوم این تحقیق رابطه بین بارش (میزان و روزهای بارش ماهانه)با ویژگی‌های رودباد(سرعت هسته مرکزی، موقعیت عرض جغرافیایی و سرعت جابجایی شمالی- جنوبی) مورد بررسی آماری قرار گرفت که این ارزیابی شامل همبستگی پیرسون به صورت جداگانه بین میزان بارش با حداکثر سرعت رودباد، موقعیت عرض جغرافیایی و سرعت جابجایی شمالی- جنوبی و همچنین با تعداد روزهای بارش است، همچنین با استفاده از روش فیشر معنی داری آزمون مورد ارزیابی قرار گرفت و علاوه بر این از آنجایی که تمامی ویژگی رودباد بر بارش به صورت همزمان تاثیر می‌گذارند همبستگی چند متغیره نیز بین بارش تک تک ایستگاه‌ها با ویژگی‌های ۳ گانه رودباد انجام گرفت. در انتها نتایج آنها به صورت نقشه‌های همبستگی(۱۰و۱۱) در سطح ایران و همچنین جداول(۲و۳) ارایه گردیدند.

یافته‌های تحقیق

۱- براساس ارزیابی تغییرات سرعت رودباد به صورت میانگین ماهانه بر روی ایران مشخص می‌گردد که بیشترین سرعت رودباد در ماه‌های دسامبر تا مارس با بیش از ٤٥ متر بر ثانیه مشخص می‌گردد در حالیکه کمترین میزان سرعت هسته مرکزی رودباد از ماههای می‌تا اکتبر دیده می‌شود که با این وجود سرعت بین ۳۱ تا ۳٤ متر برثانیه است(شکل۲). همچنین میانگین‌های سالانه حداکثر سرعت رودباد بر روی ایران نیز نشان می‌دهد که از سال ۱۹۵۱ لغایت ۲۰۰۵ همراه با افت و خیزهای سال به سال به همراه روند کلی، به صورت چرخه ای-افزایشی بوده است، اما از سال ۱۹۸۵ به بعد دامنه افت و خیزها کاهش پیدا کرده است(شکل۳).



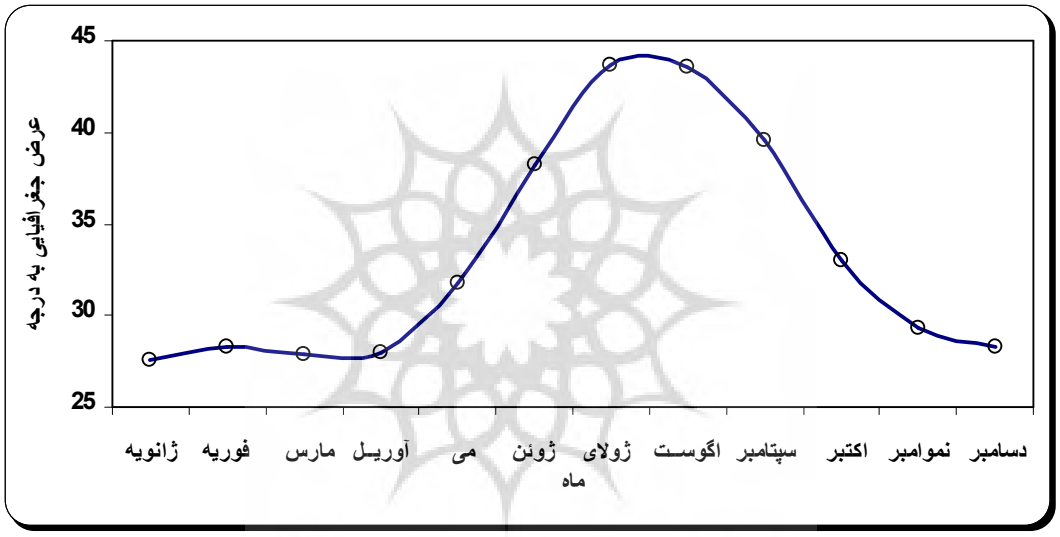
شکل ۲. نمودار میانگین ماهانه تغییرات سرعت در هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران



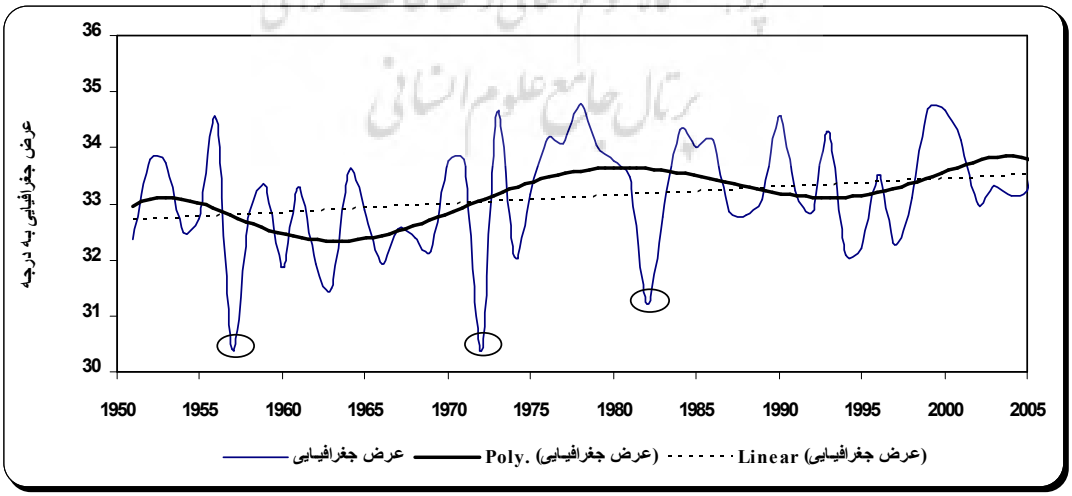
شکل ۳. نمودار میانگین سالانه تغییرات سرعت در هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران

۲- ارزیابی میانگین ماهانه موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد بر روی ایران نشان می‌دهد که موقعیت رودباد در ماههای ژانویه تا آوریل در حوالی ۲۷.۵ درجه شمالی واقع می‌شود در حالیکه از ماه می‌با سرعت نسبتاً زیادی به عرض‌های شمالی جابجا می‌گردد به طوریکه در ماه‌های ژولای و آگوست در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ٤۲.۵ درجه شمالی واقع می‌گردد و سپس از ماه اگوست به طرف عرض‌های جنوبی جابجا شده و در ماه دسامبر در حوالی ۲۷.۵ درجه شمالی مستقر می‌گردد. بنابراین در طی سال در ماههای نوامبر تا آوریل در عرضهای جنوب ۳۰ درجه شمالی بر روی جنوب ایران تقریباً پایدار باقی می‌مانند(شکل٤). ارزیابی تغییرات سالانه موقعیت رودبادها بر روی ایران نشان می‌دهد که متوسط موقعیت آن بر روی ایران در طی سالهای مختلف دائماً در حال دگرگونی و نوسان بوده است به

طوریکه رفتار طولانی مدت آن علاوه بر روندهای چرخشی دارای روند خطی افزایشی به طرف شمال نیز است(شکل۵). و این جابجایی در یک دوره تقریباً ۵۵ ساله در حدود یک درجه عرض جغرافیایی برآورد می‌گردد. همچنین بررسی تغییرات بلند مدت نشان می‌دهد که در بعضی سالها موقعیت به صورت استثنایی در جنوب ترین عرض‌ها قرار گرفته است از جمله این سالها می‌توان به سال ۱۹۵۷، ۱۹۷۲ و ۱۹۸۲ اشاره نمود. به طور خلاصه آنکه در سال ۱۹۵۷ جنوبی ترین موقعیت در ماه آوریل و در عرض ۲۵ درجه ظاهر شده، در سال ۱۹۷۲ جنوبی ترین موقعیت آن ۲۳.۰٦ درجه برای ماه آوریل رخ داده است. در نهایت، در سال ۱۹۸۲ جنوبی ترین موقعیت آن نیز مجددا برای ماه آوریل است. در این سال و در ماه مورد نظر، موقعیت رودباد استثناً در محدوده جغرافیایی ۲۰.٥٦ درجه شمالی است که نسبت به میانگین دوره آماری مربوط به ماه آوریل، ۵ درجه جنوبتر است.

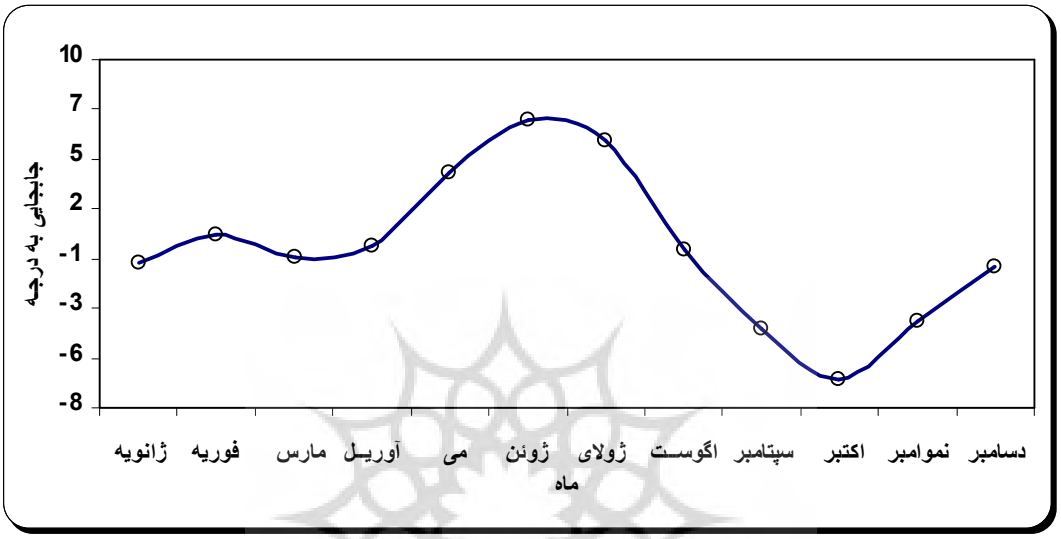


شکل ٤. نمودار میانگین ماهانه موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران

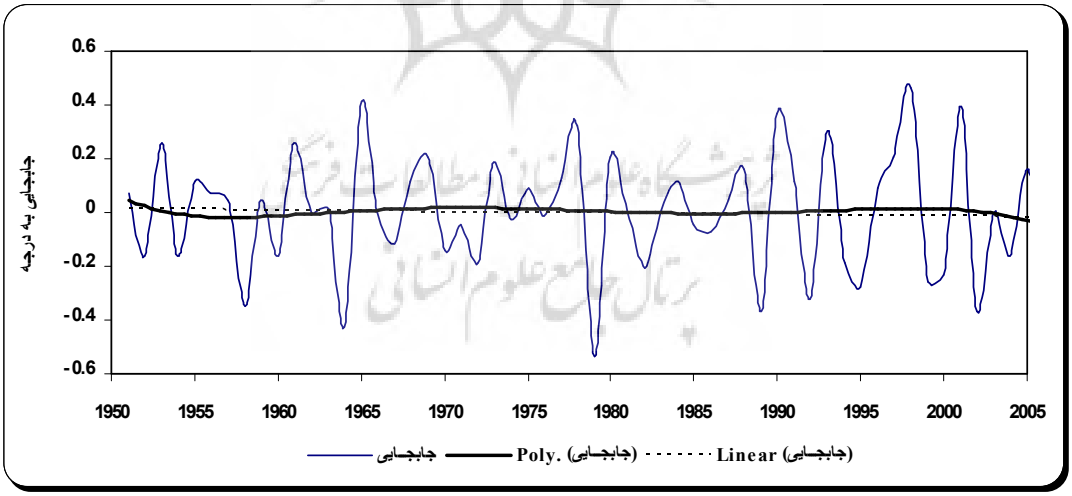


شکل ۵. نمودار میانگین سالانه موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران

۳- ارزیابی سرعت جابجایی شمالی- جنوبی موقعیت هسته مرکزی رودباد حاکی از آن است که بیشترین سرعت جابجایی در ماه‌های می، ژوئن، ژولای به طرف شمال با سرعت‌های معادل ۳.۷۸، ٦.٤٦ و ٥.٤٣ درجه و همچنین بیشترین سرعت جابجایی به طرف جنوب در ماههای سپتامبر، اکتبر و نوامبر معادل ۳.۹۹، ٦.٥٩ و ۳.٦۸ درجه است(شکل٦). سرعت جابجایی در طی سالهای مختلف دائماً در حال افت و خیز است اما روند خاصی را نشان نمی دهد(شکل۷).



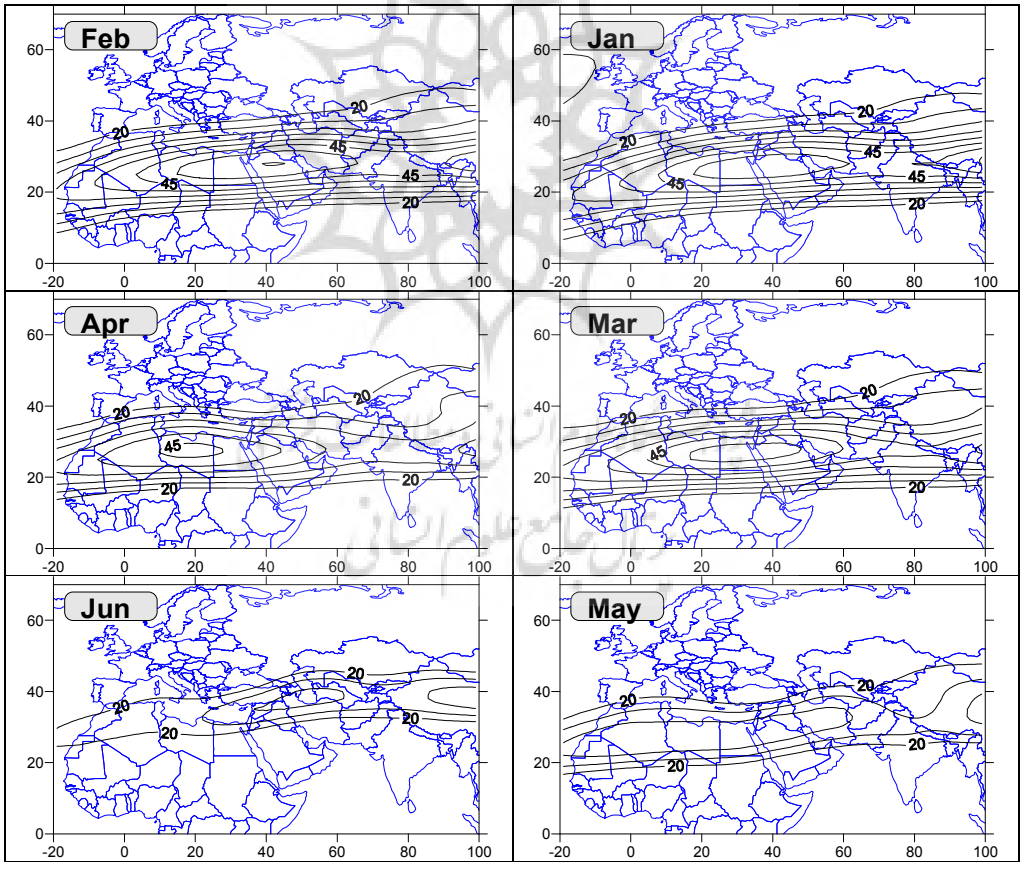
شکل ٦.نمودار میانگین ماهانه سرعت جابجایی هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران

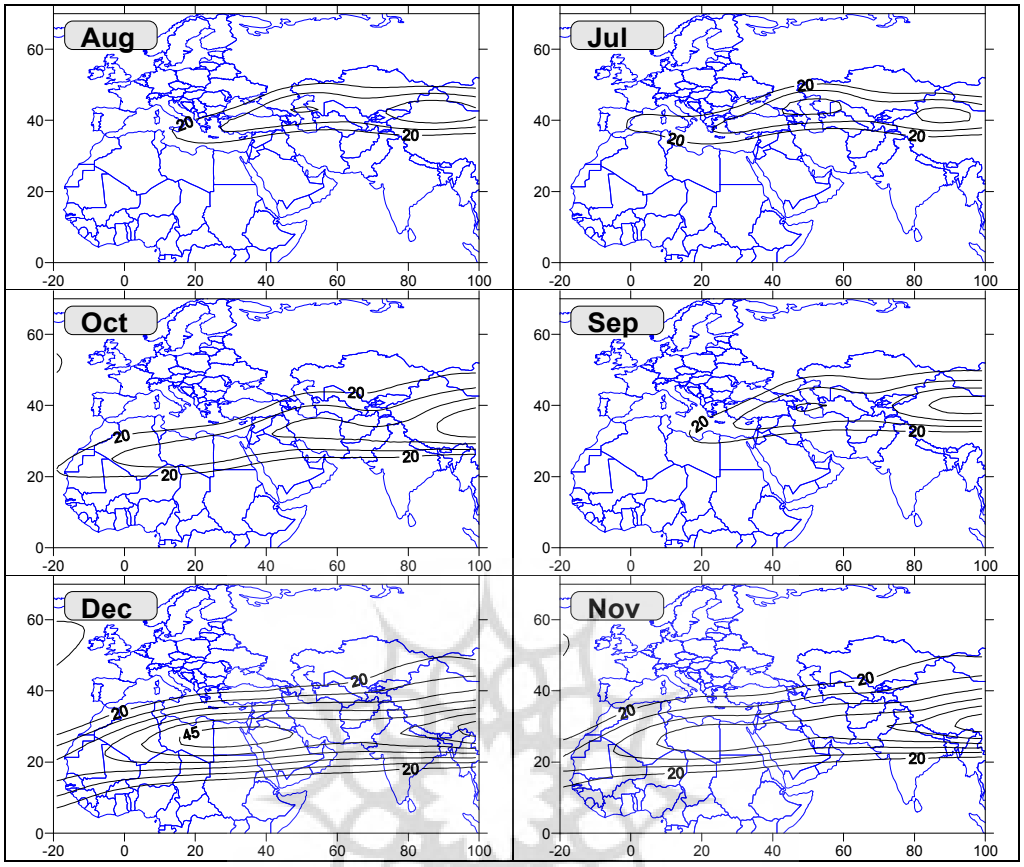


شکل ۷.نمودار میانگین سالانه سرعت جابجایی هسته مرکزی رودباد جنب حاره ای برروی ایران

٤- مطابق شکل شماره ۸ نقشه‌های میانگین ماهانه همسرعت باد مداری بیش از ۲۰ متر بر ثانیه در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال مشخص می‌گردد به طوریکه دیده می‌شود در میدان نقشه ای مورد نظر در ماههای ژانویه

تا آوریل قویترین هسته سرعت باد مشاهده می‌گردد، به طوریکه در ماه ژانویه و فوریه موقعیت هسته مرکزی در شمال شبه جزیره عربستان و در ماه مارس در شمال دریای سرخ و در ماه آوریل بر روی شمال آفریقا مستقر شده است، اما از ماه می‌به بعد از سرعت بادها کاسته شده و همچنین در موقعیت‌های شمالی تری نیز جابجا می‌شوند. در ماه می‌سلول بسته رودباد از روی اقیانوس اطلس تا به شرق ایران کشیده شده است در حالیکه در ماه ژوئن هسته مرکزی بر روی شمال ایران به صورت یک سلول بسته محدود دیده می‌شود. همچنین در شرق نیز از روی اقیانوس آرام تا کشور چین زبانه ای از یک سلول رودباد به غرب کشیده شده است. در ماه ژولای و اگوست هسته مرکزی تا به نواحی شمال دریای خزر رسیده و همچنین سلول شرقی نیز در شمال کوههای هیمالایا بر روی کشور چین دیده می‌شود. به طورکلی در این ماه رودبادها در نواحی غربی ایران بسیار ضعیف شده است، همچنین در ماههای سپتامبر هسته رودباد به صورت سلول ضعیفی از روی دریای خزر به نواحی جنوبی کشیده شده است و در ماه اکتبر به ایران مرکزی کشیده می‌شود از این ماه به بعد رودباد در نواحی غربی قویتر شده و بر روی شمال عربستان و شرق آفریقا سلول بسته در حال مستقل شدن است(شکل۸).

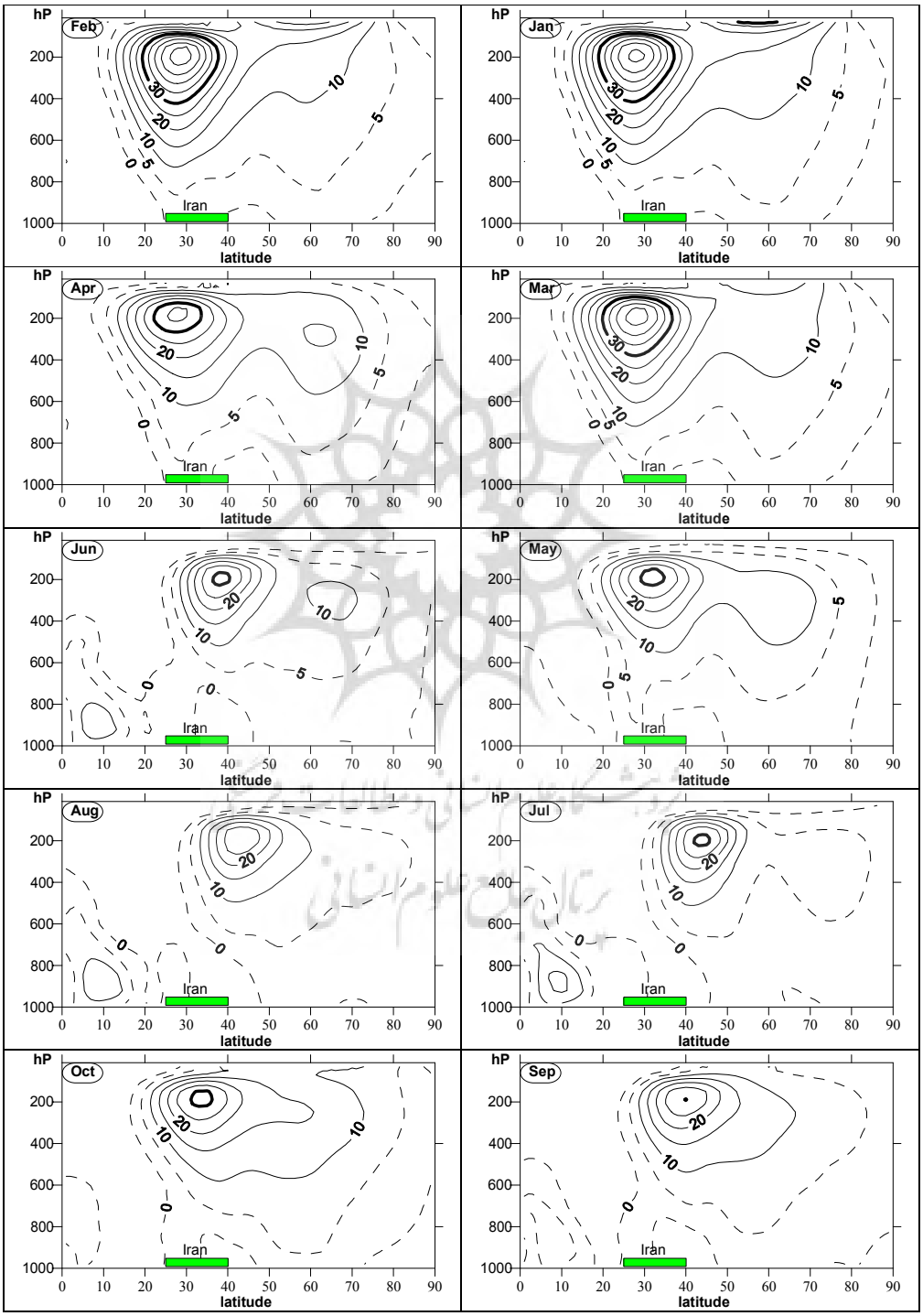


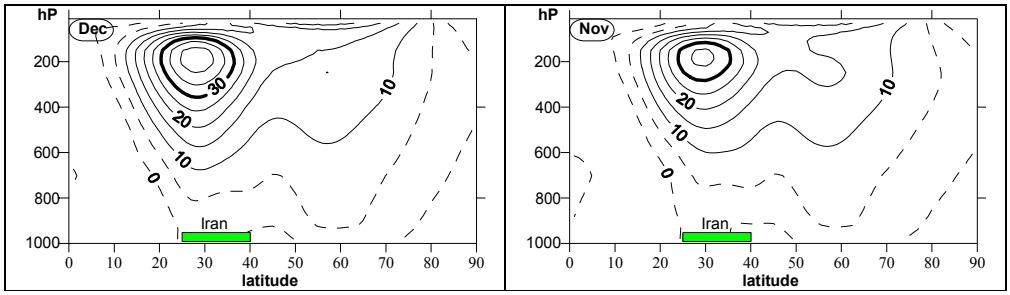


شکل۸. نقشه‌های میانگین ماهانه جت استریم سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال

۵- شکل شماره ۹ میانگین همسرعت مقاطع رودباد جنب حاره ای را در محور ۵۲.۵ درجه شرقی از خط استوا تا قطب و از سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. همانگونه دیده می‌شود هسته اصلی رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال خود نمایی می‌کند. به طوریکه دیده می‌شود در ماههای ژانویه، فوریه و مارس هسته رودباد قوی است و هماهنگ با نقشه‌های افقی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. در این ماهها همسرعت باد ۱۰ متر بر ثانیه تا به ارتفاع ۷۰۰ هکتوپاسکالی نیز کشیده می‌شود و در امتداد این سرعت در عرضهای بالاتر از ۵۰ درجه شمالی، محل هسته دیگری در سطح تقریباً ۵۰۰ هکتوپاسکالی دیده می‌شود که محل وقوع جبهه قطبی است. این هسته در ماه آوریل تقریباً مابین ۶۰ تا ۷۰ درجه شمالی دیده می‌شود در این ماه رودباد جنب حاره کمی ضعیف تر شده است در ماه می‌نیز این حالت تکرار شده است، در حالیکه در ماه ژوئن رودباد جنب حاره ای ضعیف تر می‌شود و همسرعت ۱۰ متر بر ثانیه در تراز بالاتر از ۶۰۰ هکتوپاسکالی قرار دارد و در موقعیت شمالی تری نیز جابجا شده است در این ماه هنوز آثار رودباد جبهه قطبی در همسرعت ۱۰ متری مشاهده می‌گردد. در ماههای ژولای و آگوست موقعیت رودباد جنب حاره ای در عرض ۴۵ درجه شمالی واقع شده است در این دو ماه در مقطع مورد ارزیابی در حوالی ۱۰

درجه شمالی بر روی دریای عرب هسته ضعیفی از جت بادها مشاهده می‌گردد. در ماههای سپتامبر و اکتبر رودباد جنب حاره کمی تقویت شده و به عرض جنوبی جابجا می‌شود و در ماه دسامبر به قوی ترین حالت خود رسیده است(شکل۹).





شکل۹. مقاطع میانگین سرعت باد غرب به شرق در امتداد ۵۲.۵ درجه شرقی

۶- ارتباط سنجی بین میزان بارش با ویژگی‌های رودباد جنب حاره ای

۶-۱- همبستگی میزان بارش با حداکثر سرعت هسته مرکزی رودباد

بررسی فراوانی همبستگی بین میزان بارش ایستگاه‌های سینوپتیک با حداکثر سرعت مرکزی رودباد نشان می‌دهد که ۳۷ درصد ایستگاه‌ها دارای همبستگی‌ها یا مقدارr بین ۰.۵۰-۰.۴۱، ۲۸ درصد بین ۰.۶۰-۰.۵۱، ۱۲ درصد بین ۰.۴۰-۰.۳۱، ٦ درصد بین ۰.۷۰-۰.٦۱ هستند و ۵ درصد باقی مانده نیز همبستگی بین ۰.۳۰-۰.۲۱ را نشان می‌دهند و همچنین ۱۱ درصد باقی مانده نیز دارای همبستگی کمتر از ۰.۲۰ هستند که این تعداد ایستگاه‌ها رابطه معنی داری را نیز نشان نمی دهند در حالیکه سایر همبستگی‌ها خیلی معنی دار هستند. شکل شماره (10a) نقشه هم ارزش همبستگی بین میزان بارش ماهانه با حداکثر سرعت هسته رودباد را نشان می‌دهد به طوریکه مشاهده می‌گردد کمترین میزان همبستگی‌ها در منطقه شمالغرب و نوار ساحلی دریای خزر دیده می‌شود، در حالیکه بیشترین همبستگی بر روی امتداد کشیدگی کوههای زاگرس و همچنین در بخش‌هایی از شرق کشور با بیش از ۰.۵ مشخص می‌گردد. در این نقشه همچنین جنوب شرق ایران نیز کمترین همبستگی را دارد. در کل ۸۹ درصد ایستگاه‌های مشارکت کننده در تولید این نقشه دارای همبستگی بسیار معنی داری بر خوردار بوده اند و با منحنی میزان ۰.۲ مشخص می‌گردد.

۶-۲- همبستگی میزان بارش ماهانه با موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد

بررسی همبستگی بین میزان بارش ایستگاه‌ها با موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد نشان می‌دهد که تمامی همبستگی‌ها به صورت منفی برآورد گردید به عبارت دیگر همراه با قرار گیری هسته رودباد در موقعیت شمالی از میزان بارش‌ها کاسته و با عقب نشینی به طرف عرض‌های جنوبی اجازه ورود سیستم‌های غربی باران زا داده می‌شود. بررسی فراوانی همبستگی در سطح ایران حاکی از آن است که همبستگی یا مقدار ضریب r بین میزان بارش با موقعیت قرارگیری هسته رودباد در ۳٤ درصد ایستگاه‌ها بین (۰.٦۰-) - (۰.۵۱-)، ۲٦ درصد بین (۰.۵۰-) - (۰.٤۱-)، ۱۷ درصد بین (۰.۷۰-) - (۰.٦۱-)، ۱٤ درصد بین (۰.٤۰-) - (۰.۳۱-) و ٦ درصد نیز بین (۰.۳۰-) - (۰.۲۱-) همبستگی دارند و مابقی کمتر از این میزان است. ارزیابی معنی داری همبستگی‌ها نیز حاکی از آن است که ۹۳ درصد ایستگاه‌های بالاترین معنی داری را به خود اختصاص

داده اند. مطابق ایـن ارزیـابی شـکل(10b) نقشـه هـم ارزش همبستگی‌ها را درسطح ایران نشان می‌دهـد. بـه طوریکه مشخص می‌گردد بـالاترین همبسـتگی‌هـا در مناطق غربی ایران بصورت زبانـه ای بـه مرکـز ایـران کشیده می‌شوند همچنین شمالشرق ایران نیز در درجه دوم قـرار دارد و تنهـا نـواحی کـه کمتـرین میـزان همبستگی‌ها را به خود اختصـاص داده انـد در درجـه اول شمالغرب و نوار ساحلی دریای خزر و در درجـه دوم نیز جنوبشرق ایران است.

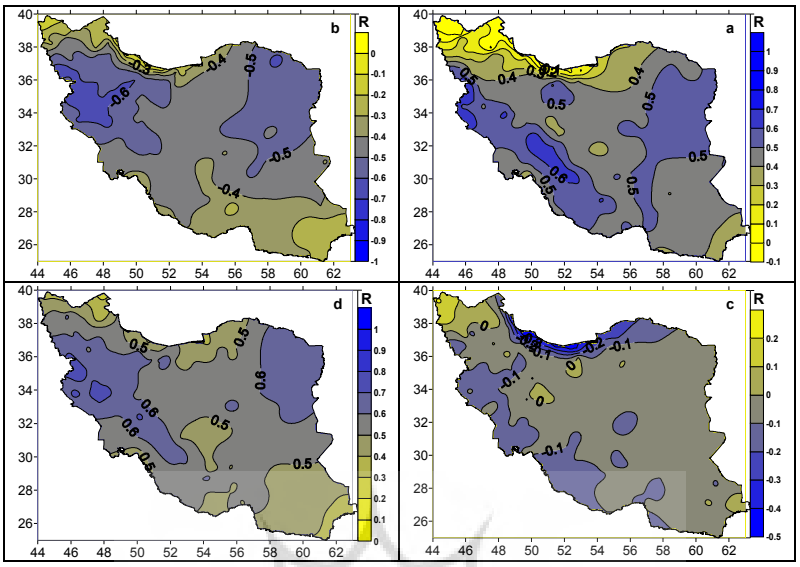
۶-۳- همبستگی میزان بارش سرعت جابجایی هسـته مرکزی رودباد در امتداد شمالی-جنوبی

بررسی همبستگی بین میزان بارش با سرعت جابجایی شمالی-جنوبی هسـته رودبـاد حـاکی از آن اسـت کـه کمترین میزان همبسـتگی را بـه خـود اختصـاص داده است، به طوریکه ۷۱ درصد ایستگاه‌ها فاقد همبستگی معنی داری هستند. اما ۷ درصد دارای همبستگی بسیار معنی دار، ۸ درصد دارای ۹۹ درصـد معنـی دار، و ۱۴ درصـد نیـز بـا ۹۵ درصـد معنـی داری اسـت. بیشـتر ایستگاه‌های با معنی داری کامل در نوار ساحلی دریای خزر از جمله آمـل، بنـدرانزلی، آسـتارا، بابلسـر، قـائم شهر، گرگان، بندرنوشهر، رامسر و رشـت و همچنیـت ایستگاه‌های آبادان، بوشهر، کرمانشاه و خرم آبـاد را در برمی گیرند که همبستگی آنها نیز منفی هستند. شـکل (10c) نقشـه هـم ارزش همبسـتگی میـزان بـارش بـا سـرعت جابجـایی شـمالی-جنـوبی رودبـاد را نشـان می‌دهد به طوریکه دیده می‌شود قسمت اعظـم کشـور هیچگونه همبستگی مناسـبی دیـده نمـی شـود امـا در شمال کشـور و در نـوار سـاحلی خـزر و دامنـه‌هـای شمالی البرز تا به نواحی شرق همبستگی منفـی معنـی دار دیده می‌شود. بنابراین می‌توان اینگونه توجیه نمـود که سرعت جابجایی شمالی-جنوبی رودباد جنب حاره فقط در نواحی شمالی ایران (سواحل خزر و دامنه‌های شمالی البرز تا به شمال خراسان) تاثیر می‌گذارد. یکـی از مهمترین دلایل آن را می‌توان جابجایی‌هـای سـریع رودباد در این نواحی و همچنین بدنه آبـی خزرتوجیـه نمود.

۶-۴- همبسـتگی چنـد متغیـره میـزان بـارش بـا ویژگی‌های رودباد(حـداکثر سـرعت مرکـزی رودبـاد، موقعیـت هسـته مرکـزی رودبـاد، سـرعت جابجـایی شمالی- جنوبی)

بررسی همبستگی چنـد متغیـره بـین میـزان بـارش بـا ویژگی رودباد نشان می‌دهد که ۳۶ درصد ایسـتگاه‌هـا با ویژگیهای سه گانه رودبـاد، همبسـتگی بـین ۰.۶۰- ۰.۵۱، ۳۴ درصـد بـین ۰.۷۰-۰.۶۱، ۲۲ درصـد بـین ۰.۵۰-۰.۴۱، همچنین ۵ درصد بین ۰.۸۰-۰.۷۱ و فقط ۳ درصـد از سـطح معنـاداری بـالایی برخـوردار نمـی باشد، به طوریکه از ارزیـابی‌هـا مشـخص گردیـد ۹۶ درصد ایستگاه‌ها دارای همبستگی بسیار معنـی دار و ۳ درصد با معنی داری ۹۹ درصدی و تنها یک درصد بـا معنـی داری کمـی مشـخص مـی‌گردنـد. مطـابق بررسی‌های انجام شده، شکل(10d)نقشـه مقـادیر هـم ارزش همبستگی را نشان مـی‌دهـد، بگونـه ای کـه در تمـامی نـواحی ایـران همبسـتگی‌هـا از میـزان بـالایی برخوردارند، اما بیشترین همبستگی به نواحی غربـی و با یک کشیدگی بر روی زاگرس و در مرحله دوم نیـز در شمالشرق کشور خودنمایی مـی‌کننـد، همچنـین در نواحی شمالغرب، نواحی ساحلی خزر و جنوب شـرق کشور همبستگی‌ها نسبتاً از میـزان کمتـری برخـوردار هستند. با این اوصـاف مشـخص مـی‌گـردد کـه تـاثیر

مجموعه ای از ویژگی‌های رودباد بر روی بارش‌هـای ایران بیشتر از تاثیرات انفرادی آن است.



شکل شماره (۱۰) نقشه‌های همبستگی(R) بین میزان بارش بـا حـداکثر سـرعت هسـته مرکزی رودباد(a)، موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد(b)، سرعت جابجـایی شمالی- جنوبی هسته رودباد(c)، همچنین همبستگی چنـد متغیـره بـین میـزان بـارش و ویژگی‌های رودباد(d).

۷- ارتباط سنجی بین تعداد روزهای بارش در مـاه بـا ویژگی‌های رودباد جنب حاره ای

۷-۱- همبسـتگی تعـداد روزهـای بـارش در مـاه بـا حداکثر سرعت رودباد

بررسی همبستگی بین تعداد روزهای بارش در مـاه بـا حداکثر سرعت رودباد نشان مـی‌دهـد کـه ۳٦ درصـد همبستگی‌ها بـین ۰.۷۰-۰.٦۱، ۳۱ درصـد بـین ۰.٦۰-۰.۵۱، ۱۳درصـد بـین ۰.۵۰-۰.٤۱، ۱۰ درصـد بـین ۰.٤۰-۰.۳۱ و ٤ درصد بـین ۰.۸۰-۰.۷۱ و مـابقی نیـز کمتر از ۰.۳۰ هستند، ارزیابی معنـی داری آنهـا نشـان می‌دهد که ۹۵ درصد ایستگاه‌ها دارای همبستگی معنی دار هسـتند و تنهـا ۵ درصـد ایسـتگاه‌هـا معنـی داری خاصی را نشان نمی دهند. مطابق شـکل (11a)از روی نقشه هـم ارزش همبسـتگی مشـخص مـی‌گـردد کـه بیشترین همبستگی‌ها در غرب و جنـوبغرب ایـران در امتداد کوهـای زاگـرس کشـیده شـده و تـا بـه اسـتان هرمزگان می‌رسد و منطقـه دوم از ایـن نظـر شـرق و شمالشرق کشور است که با زبانه ای بـه سـوی ایـران مرکزی کشیده شده است. کمتـرین میـزان مربـوط بـه شمالغرب و در درجات بعـد نـواحی سـاحلی خـزر و دامنه‌های شمالی البرز و همچنین جنوبشـرق ایـران را شامل می‌شـود و در سـایر نـواحی کشـور همبسـتگی مناسب است.

۷-۲- همبستگی تعـداد روزهـای بـارش بـا موقعیـت جغرافیایی هسته مرکزی رودباد

بررسی همبستگی بین تعداد روزهای بارش در هر مـاه با موقعیت عرض جغرافیایی رودباد نشان می‌دهـد کـه ۳۸ درصـد از همبسـتگی بـین (۰.۷۰-)-(۰.٦۱-)، ۲۳

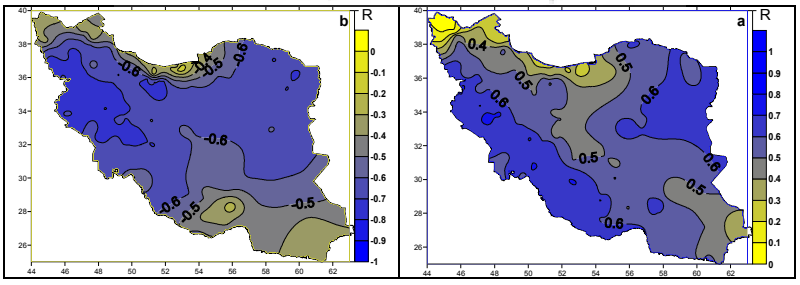
درصد بین (۰.۸۰-)-(۰.۷۱-)، ۱۷درصد بین (۰.۶۰-)-(۰.۵۱-)، ۱۲ درصد بین (۰.۵۰-)-(۰.۴۱-) و ۷ درصد نیز بین (۰.۴۰-)-(۰.۳۱-) است که در ۹۷ درصد از ایستگاه‌ها رابطه بسیار معنی دار و تنها تعداد کمی از ایستگاه‌ها بدلیل درجه آزادی پایین و همچنین قرارگیری در نوار ساحلی دریای خزر مانند ایستگاه ساری، آمل از رابطه معنی داری کمی برخوردار بوده اند. شکل (11b)نقشه هم ارزش همبستگی را نشان می‌دهد به طوریکه ملاحظه می‌گردد قسمت اعظم ایران دارای همبستگی بالای ۰.۵ است و تنها در نوار ساحلی خزر و همچنین شمالغرب و جنوب شرق ایران از میزان کمتری برخوردار است با این اوصاف همبستگیها با معنی داری بسیار بالایی دیده می‌شود.

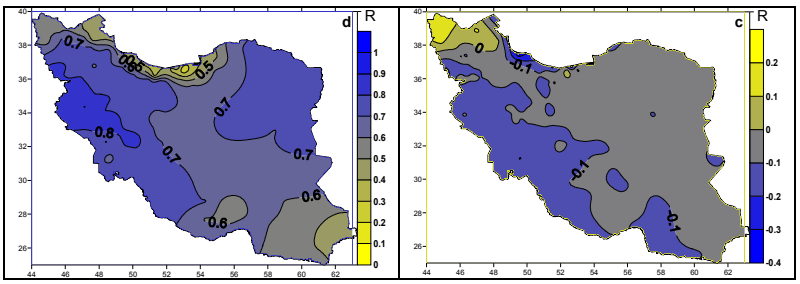
۷-۳- همبستگی تعداد روزهای بارش سرعت جابجایی هسته مرکزی رودباد در امتداد شمالی- جنوبی

بررسی همبستگی بین تعداد روزهای بارش در ماه با سرعت جابجایی شمالی- جنوبی هسته مرکزی رودباد نشان می‌دهد که همبستگی تعداد ۲۰ درصد ایستگاه‌ها دارای همبستگی معنی داری است بیشتر این ایستگاه‌ها با همبستگی منفی در سواحل جنوبی دریای خزر و همچنین در مناطق غرب و جنوبغرب و حاشیه دریای عمان و خلیج فارس هستند در حالیکه رابطه همبستگی در شمالغرب ایران یک رابطه مثبت است. با این اوصاف سایر نواحی ایران مبستگی خاصی ندارد(شکل11c).

۷-۴- همبستگی چند متغیره تعداد روزهای بارش با ویژگی‌های رودباد(حداکثر سرعت مرکزی رودباد، موقعیت هسته مرکزی رودباد، سرعت جابجایی شمالی- جنوبی)

بررسی همبستگی چند متغیره بین تعداد روزهای بارش با ویژگی‌های رودباد حاکی از آن است که نقش ویژگی‌های سه گانه رودباد بر تعداد روزهای بارش بیشتر از مقدار بارش است. به طوریکه ۴۴ درصد ایستگاه‌ها با ویژگی‌های رودباد همبستگی بین ۰.۸۰- ۰.۷۱، ۲۶ درصد بین ۰.۷۰-۰.۶۱، ۱۳درصد بین ۰.۹۰-۰.۸۱، ۸ درصد بین ۰.۶۰-۰.۵۱ و مابقی کمتر است. با این وجود رابطه همبستگی تماماً با معنی داری بسیار بالا مشخص می‌گردد. مطابق شکل (11d) بالاترین همبستگی در قسمت غربی ایران به صورت زبانه ای کشیده شده و قسمت اعظم ایران با میزان همبستگی بیش از ۰.۶۰ دیده می‌شود فقط در نوار ساحلی دریای خزر و شمالغرب و همچنین جنوبشرق از میزان همبستگی کاسته شده است.





شکل شماره (۱۱) نقشه‌های همبستگی(R) بین تعداد روزهای بارش درماه با حداکثر سرعت هسته مرکزی رودباد(a)، موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد(b)، سرعت جابجایی شمالی- جنوبی هسته رودباد(c)، همچنین همبستگی چند متغیره بین تعداد روزهای بارش درماه و ویژگی‌های رودباد(d).

جدول۲. درصد فراوانی همبستگی میزان بارندگی ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک ایران با ویژگی‌های رودباد حاکم بر اقلیم ایران (همبستگی چند متغیره بین میزان بارش و حداکثر سرعت مرکزی، موقعیت عرض جغرافیایی، سرعت جابجایی رودباد، همچنین همبستگی بین میزان بارش ماهانه و هرکدام از ویژگیها به صورت مجزا)

طبقات همبستگی	چندمتغیره	حداکثر سرعت رودباد	موقعیت عرض جغرافیایی رودباد	جابجایی شمالی جنوبی رودباد
(-0.9)-(-0.8)	0	0	0	0
-(-0.7))-0.8(	0	0	0	0
-(-0.6))-0.7(	0	0	11	0
-(-0.5))-0.6(	0	0	30	0
-(-0.4))-0.5(	0	0	34	3
-(-0.3))-0.4(	0	0	16	2
-(-0.2))-0.3(	0	0	7	1
-(-0.1))-0.2(	0	0	2	30
) -(0.0)-0.1(	0	3	1	52
)0.1(0.0)-(	0	4	0	11
-(0.2))0.1(	0	4	0	1
(0.2)-(0.3)	1	4	0	1
(0.3)-(0.4)	3	11	0	0
(0.4)-(0.5)	22	36	0	0
(0.5)-(0.6)	36	30	0	0
(0.6)-(0.7)	34	7	0	0
(0.7)-(0.8)	5	0	0	0
(0.8)-(0.9)	0	0	0	0

جدول۳. درصد فراوانی همبستگی تعداد روزهای بارندگی ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک ایران با ویژگی‌های رودباد حاکم بر اقلیم ایران (همبستگی چند متغیره بین میزان بارش و حداکثر سرعت مرکزی، موقعیت عرض جغرافیایی،سرعت جابجایی رودباد، همچنین همبستگی بین میزان بارش ماهانه و هرکدام از ویژگیها به صورت مجزا)

طبقات همبستگی	چندمتغیره	حداکثر سرعت رودباد	موقعیت عرض جغرافیایی رودباد	جابجایی شمالی جنوبی رودباد
(-0.9)-(-0.8)	0	0	0	0
)-0.8(-(-0.7))	0	0	0	0
)-0.7(-(-0.6))	0	0	23	0
)-0.6(-(-0.5))	0	0	38	0
)-0.5(-(-0.4))	0	0	17	0
)-0.4(-(-0.3))	0	0	12	0
)-0.3(-(-0.2))	0	0	7	1
)-0.2(-(-0.1))	0	0	2	3
)-0.1(-(0.0))	0	0	1	47
)-(0.0)0.1(	0	0	0	42
)0.1(-(0.2))	0	1	0	6
(0.2)-(0.3)	0	2	0	2
(0.3)-(0.4)	1	4	0	0
(0.4)-(0.5)	3	10	0	0
(0.5)-(0.6)	5	13	0	0
(0.6)-(0.7)	8	31	0	0
(0.7)-(0.8)	26	36	0	0
(0.8)-(0.9)	44	4	0	0

نتیجه گیری

نتیجه گیری کلی این تحقیق نشان می‌دهد که تغییرات سالانه موقعیت رودبادها بر روی ایران در طی سال‌های مختلف دائماً در حال دگرگونی و نوسان بوده است و این جابجایی در یک دوره ۵۵ ساله از سال ۱۹۵۱تا ۲۰۰۵ در حدود یک درجه تغییر به سمت عرض‌های شمالی برآورد می‌گردد. شاید بتوان به طور خلاصه عامل این جابجایی را در سه مولفه گرمایش جهانی ناشی از فعالیتهای انسانی، تغییرپذیری طبیعی اقلیم و ترکیب این دو عامل دانست(آرچر و همکارانش۲۰۰۸). علت این ابجایی و از طرف دیگر ارزیابی میانگین ماهانه موقعیت عرض جغرافیایی هسته مرکزی رودباد بر روی ایران نشان می‌دهد که موقعیت رودباد در ماههای ژانویه تا آوریل در حوالی ۲۷.۵ درجه شمالی واقع می‌شود در حالی که در ماه‌های ژولای و آگوست در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ٤٢.٥ درجه شمالی واقع می‌گردد و بنابراین در اینجا نظر علیجانی(١٣٧٤) مبنی بر قرارگیری رودباد جنب حاره در شمالی ترین موقعیت آن در دوره گرم سال بر بالای شهر تهران نقض می‌شود. همچنین حداکثر سرعت رودباد نیز حاکی از آن است که در سالهای مورد نظر همراه با افت و خیزهای سال به سال به همراه روند کلی، به صورت چرخه ای- افزایشی بوده است، اما از سال ۱۹۸۵ به بعد دامنه افت

و خیزها کاهش پیدا کرده است. از طرف دیگر علی رغم تغییرات ماهانه سرعت جابجایی شمالی- جنوبی هسته مرکزی رودباد، تغییرات این مولفه در طی سالهای مختلف روند خاصی را نشان نمی دهد. در این تحقیق ارزیابیهای آماری بین ویژگیهای رودباد با مولفه‌های بارش نشان می‌دهد که تاثیر ترکیبی ۳ ویژگی رودباد بر مولفه‌های بارش بیشتر از تاثیر جداگانه ی این مولفه‌ها بر بارش است. همچنین آنکه نتایج همبستگی ویژگیهای رودباد با رخداد تعداد روزهای بارش بیشتر از میانگین ماهانه بارش است. تحلیل خروجی همبستگیها در مورد ارتباط سنجی بین سرعت هسته مرکزی رودباد با بارش گویای ارتباط مستقیم این دو مولفه با یکدیگر است. از طرفی هنگامی که سرعت هسته رودباد زیاد است زمان آن مصادف با دوره سرد سال است. به طورکلی رودبادها در دوره سرد سال هنگامی که در جنوب ایران قرار دارند بسیار قوی و گسترش عمودی آن به سطوح پایین نیز کشیده می‌شود. در این زمان سرعت در هسته رودباد بسیار زیاد است و محاسبات انجام شده نیز نشان می‌دهد که با بالارفتن سرعت هسته مرکزی رودباد سبب افزایش میزان بارش و تعداد روزهای بارندگی شده است. هرچند در یک نگاه می‌تواند قرار گیری موقعیت رودباد در هر عرض جغرافیایی به عنوان سدی در مقابل نفوذ سامانه‌های رطوبتی باشد.

با توجه به ساختار گردش عمومی جو در نواحی جنب حاره، بدلیل افزایش نیروی کوریولیس، و ثابت بودن حرکت زوایه زمین، هسته‌های رودباد شکل گرفته، که بدلیل تراکم و نزول هوا در زیر این رودباد، مراکز پرفشار جنب حاره ای شکل می‌گیرد. از طرف دیگر با توجه به اینکه در ناحیه شمالی این پرفشار، جریانات تقریبا بصورت غربی- شرقی است، پس زمانی که سرعت هسته رودباد افزایش می‌یابد سبب تقویت این جریانات غربی می‌گردد. این جریانات غربی به نوعی منشاء شکل گیری امواج بادهای غربی بوده و در نتیجه افزایش سرعت روباد بنوعی با شکل گیری امواج غربی و در نهایت افزایش سیستم‌های بارش زا رابطه ی مستقیم خواهند داشت.

بهرحال از جمله مناطقی که بارش آن با ویژگیهای سه گانه رودباد بیشترین همبستگیها را نشان می‌دهد، شامل نواحی غربی ایران بالاخص بر روی امتداد کشیدگی کوههای زاگرس هستند و کمترین همبستگیها برای مناطق شمالغرب و نوار ساحلی دریای خزر همچنین جنوب شرق ایران دیده می‌شود. از جمله دلایل همبستگی‌های بسیار ضعیف بین مشخصه‌های رودباد در شمالغرب، سواحل دریای خزر و همچنین جنوبشرق ایران را می‌توان اینگونه توجه نمود که شمالغرب از نظر عرض جغرافیایی، در شمالی ترین بخش کشور و از نظر ارتفاعی مرتفع و همچنین بشترین سامانه‌های رطوبتی ایران در مسیر فرودهای کوتاه مدیترانه شرقی از این مسیر عبور می‌کنند بنابراین مشخص می‌گردد این بخش از ایران کمترین تاثیر را از رودباد جنب حاره مستقر بر روی ایران می‌بیند. همچنین دریای خزر به عنوان یک منبع آبی با یک کشیدگی شمالی جنوبی و در جنوب آن کوه‌های مرتفع البرز به صورت یک دیواره در جهت غرب به شرق کشیده شده است بنابراین بسیاری از سامانه‌های ضعیف موقعی که بر روی خزر قرار می‌گیرند تقویت می‌شوند. از جمله عوامل تاثیر گذار دیگر بر روی بارشهای منطقه می‌توان به نفوذ پرفشار سیبری در سطوح پایین اشاره نمود که جهانبخش و

همکارش (۱۳۷۸) با بررسی تاثیر پرفشار سیبری بر روی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر به این نتیجه رسیدند اشاره نمود. لذا نتیجه می‌شود که بارشهای خزری منحصر به سیستم‌های غربی نبوده پس رودبادهای جنب حاره ای کمترین میزان تاثیر بر بارش این منطقه دارند. کما اینکه مقایسه بارش در نوار ساحلی خزر متاثر جبهه‌های نسیم دریا را آشکار کرده به طوریکه بعنوان مثال میزان بارش برای میانگین ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ بندرانزلی(۱۷۵۲میلیمتر)، رشت(۱۴۰۸ میلیمتر) و منجیل(۲۳۰ میلیمتر) استان گیلان یا بابلسر(۱۰۲٤ میلیمتر)، قائم شهر(۷۸٤ میلیمتر)، آمل(۷۰۳ میلیمتر) در استان مازندران می‌توان کاملاً این مسئله را آشکار نماید. جنوبشرق ایران نیز در واقع از یک طرف تحت تاثیر موسمی شبه قاره هند و همچنین در ایامی از سال تحت تاثیر حاشیه منطقه همگرایی حاره ای قرار می‌گیرد. بنابراین در بسیاری از ایام سال خارج از قلمرو تاثیر گذار رودبادها بر روی سیستم‌های موثر رطوبتی این منطقه قرار می‌گیرد.

همچنان که یافته‌های تحقیق نشان می‌دهند، تغییرات بلند مدت میانگین موقعیت هسته مرکزی رودباد جنب حاره در بعضی سالها به صورت استثنایی در جنوب ترین عرض‌ها قرار گرفته است از جمله این سالها می‌توان به سال ۱۹۵۷، ۱۹۷۲ و ۱۹۸۲ اشاره نمود. مسلما این جابجایی‌های استثنایی به سمت جنوب می‌تواند با دگرگونی‌های آب و هوایی در این ایام همراه بوده و اثرات خاصی بروی چرخه گردشی جو بر روی ایران ایفا نماید. لذا پیشنهاد میگردد که محققان در مطالعات بعدی بر روی این دوره‌های استثنایی تمرکز نموده و تاثیرات این جابجایی نصف‌النهاری شمالی- جنوبی موقعیت هسته رودباد را بر خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران مطالعه نمایند.

منابع

جهانبخش، سعید و فریبا کرمی،(۱۳۷۸)، تحلیل سینوپتیکی تاثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ٥٤ و ٥٥، 131-107

حجازی زاده، زهرا، (1372)، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل، رساله دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، گروه جغرافیا

حلبیان، امیر حسین و مهران شبانکاره،(۱۳۹۰)، نقش پرفشار جنب حاره، در توزیع مکانی بارش‌های روزانه ی ایران، پژوهش نامه ی جغرافیایی، شماره ۱، صص78-66

علیجانی، بهلول،(۱۳۷٤)، آب و هوای ایران، انتشارات پیام نور

علیجانی، بهلول، (1381)، بررسی الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹٦۱-۱۹۹۰ " مجله ی نیوار، شماره‌های ٤٤ و ٤٥، صص ۷-۲۹

عزیزی، قاسم و طاهر سفر راد،(1391)، تحلیل ویژگی‌های رودباد طی فازهای ENSO مطالعه موردی؛ سال‌های ۱۹۹۷، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰، نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی، شماره ۹، سال سوم، صص٦۹-۸۲

کاویانی، محمدرضا، مسعودیان، سیدابوالفضل و حلبیان، امیر حسین، (1387)، بررسی تاثیر پرفشار

سامانه پرفشار آزور بر بارش ایران زمین، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۸، صص ۲۵-۵۰

Cristina, L. A. and Caldeira, K., 2008, Historical trends in the jet streams Geophysical Research Letters, Vol. 35, L08803, doi:10.1029/2008GL033614.

Fu, Q., Johanson, C. M.,Wallace, J. M. and Reichler, T., 2006, Enhanced Mid-Latitude Tropospheric Warming in Satellite Measurements, Science, 312, 1180, doi 10.1126/science.1125566.

Farajzadeh, M., Khorany, A. and Lashkary, H., 2008. The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5: 1308-1312.

Hakim, G.J. and Uccellini, L.W.,1992, Diagnosing Coupled Jet-Streak Circulations for a Northern Plains Snow band from the Operational Nested-Grid Model. Weather Forecast, 7: 26-48.

Kaplan, M.L., Hamilton, D.W. and Rozumalski, R.A.,1998,The numerical simulation of unbalanced jetlet and its role in the Palm Sunday 1994 tornado outbreak in Alabama and Georgia. Mon. Weather Rev., 126:2133-2165.

Krishnamurit, T.N., 1961, On the role of the subtropical jet stream of winter in the atmospheric general circulation, journal of meteorology, vol.18: 657-670

Mobarak Hassan, E., Azadi, M., Hussain Meshkatee, A. and Mazraee Farahani, M., 2011, The role of the subtropical jet stream in cyclogenesis over the Central Mediterranean Sea: A case study of February 1974. International Journal of the Physical Sciences, 12: 2983-2988,

Mubarak Hassan, E. and Varshosaz, K., 2011, The Divergence Field in Western Iran Heavy Rain Associated with Central Mediterranean Cyclone. Advances in Environmental Biology, 10: 3425-3433

Hudson R. D., 2012, Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos. Chem. Phys., 12, 7797–7808, 2012 www.atmos-chem-phys.net/12/7797/2012/ doi:10.5194/acp-12-7797-2012.

Nakamura, H., 1992, Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. J. Atmos. Sci. 49:1629–1642.

Prezerakos, N.G., Flocas, H.A. and Michaelides, S., 1997, Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis, Atmosphere-Ocean, 35: 65-91.

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, Meteorol. Atmos. Phys., 92:139-151

Ruti, P.M., Lucarini, V., Dell'Aquila, A., Calmanti, S. and Speranza, A., 2006, Does the subtropical jet catalyze the midlatitude atmospheric regimes? Geophys. Res. Lett. 33: L06814, doi: 10.1029/ 2005GL024620.

Reiter, E.R. and Whitney, L.F., 1997, Monthly weather review. Interaction between subtropical polar-front jet stream, 97:432-438.

Stronga, C. and Davisb, R. E., 2007, Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere Courtenay, Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society Q. J. R. Meteorol. Soc, 133: 2109–2115

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. Weather Forecast, 2: 289-308.

Whitney, L.F., 1977, Relationship of the Subtropical Jet Stream to Sever Local Storms. Mon. Weather Rev, 105:398-412.

Wei, M.Y., 1987, A new formulation of the exchange of mass and trace constituents between the stratosphere and troposphere, J. Atmos. Sci, 44: 3079–3086.