

## تحلیل احتمالاتی رخداد روزانه رودباد جنب حاره بر روی منطقه اقلیمی ایران

هوشنگ قائمی<sup>۱</sup>، حسین عساکره<sup>۲</sup>، آذر بیرانوند<sup>۳</sup>

## چکیده

نقش عمده‌ای که الگوهای همدید سطح بالا در تعیین آب‌وهوای زمین دارند سبب شده تا امروزه مطالعه آن‌ها جایگاه ویژه‌ای را در محافل علمی به دست آورد. در این مطالعه به منظور شناخت رفتار رودباد جنب حاره در روزهای متوالی بر روی منطقه اقلیمی ایران، از زنجیره مارکوف مرتبه یک دو حالتی که متداول‌ترین روش آماری در این زمینه است، استفاده شده است. در همین راستا داده‌های مربوط به وقوع رودباد جنب حاره در چهار تراز ارتفاعی ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای مقطع زمانی فروردین ۱۳۳۰ تا اسفند ۱۳۸۹ از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا با فواصل زمانی ۶ ساعته، اخذ گردیده است و از نرم‌افزارهای *MATLAB*, *SURFER*, *GRADS* برای استخراج داده، ترسیم نقشه‌ها و نیز انجام محاسبات آماری بهره گرفته شده است. نتایج مربوط به درصد احتمال وقوع رودباد جنب حاره در هر تراز به صورت جداگانه نمایش داده شده است، بررسی نقشه‌های ترسیمی حاکی از آن است که در تمام ترازا مراکز بیشینه میانگین سرعت، فراوانی وقوع و درصد احتمال وقوع این رودباد بر روی شرق چین و در مرتبه بعدی بر روی نواحی شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا می‌باشد. همچنین مقایسه ترازهای مختلف نیز بیانگر این است که بیشینه سرعت، فراوانی و احتمال این رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و کمینه سرعت، فراوانی و احتمال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد، در محدوده سیاسی ایران درصد احتمال وقوع رودباد جنب حاره به ترتیب ۳۳، ۴۹/۸۸، ۱۳/۵ و ۳/۲ درصد برای ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده است.

واژگان کلیدی: رودباد، زنجیره مارکوف<sup>۴</sup>، بیشینه درستی<sup>۵</sup>، ایران

۱. استاد هواشناسی، عضو هیئت علمی پژوهشکده اقلیم‌شناسی

۲. دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای دانشگاه زنجان

۳. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آب‌وهواشناسی سینوپتیک، دانشگاه زنجان beyranvandazar@yahoo.com

4. Markov Chain

5. Maximum likelihood

بنا به تعریف سازمان هواشناسی جهانی، هرگاه سرعت جریان‌های هوا بیش از ۳۰ متر در ثانیه باشد، جریان رودباد به وجود می‌آید (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۹۱). هر هسته رودباد به دلیل اختلاف دما و سرعت باد زیاد، همراه با جو کژفشار است. در نیمکره شمالی دو رودباد غربی وجود دارد. رودباد شمالی‌تر را رودباد جبهه قطبی<sup>۱</sup> و رودباد جنوبی‌تر را رودباد جنب‌حاره<sup>۲</sup> می‌نامند. دانش دقیق از جریان رودباد، محل، ارتفاع و قدرت آن در پیش‌بینی آب‌وهوا و نیز مسیریابی امن و کارآمد هواپیماها بسیار مهم است. رودباد می‌تواند فشار هوا در سطح زمین را کاهش دهد. جریان رودباد باعث انتقال گرما و نبود آن باعث تفاوت شدید دمایی می‌شود (جنسون و دانیل، ۱۹۵۴). رودبادهای تراز میانی و بالایی و ردسپهر هم در پیدایش دستگاه‌های باران‌زا نقش دارند و هم مسیر حرکت این دستگاه‌ها را تعیین می‌کنند. بنابراین الگوی پراکندگی جغرافیایی بارش در مقیاس سیاره‌ای تابعی از الگوی دستگاه‌های فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره، جریان‌های اقیانوسی و آرایش رودبادهای و ردسپهر (رودباد شرقی، رودباد جنب‌حاره، رودباد قطبی) است.

در اهمیت رودبادها همین بس که جابجایی فصلی رودباد جنب‌حاره‌ای سبب استیلای متناوب رژیم‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای بر اقلیم ایران می‌گردد. در دوره‌ی سرد سال که این رودباد بر جنوب ایران مستقر است، عوامل آب‌وهوایی برون‌حاره مانند بادهای غربی و چرخندها به ایران وارد می‌شوند؛ اما در دوره‌ی گرم سال که رودباد بر بخش‌های شمالی کشور قرار دارد عوامل آب‌وهوای حاره‌ای بر ایران مستولی می‌شود (علیجانی، ۱۳۷۴). بدین جهت شناخت موقعیت قرارگیری این پدیده و همچنین وردایی آن در راستای دستیابی به شناخت تغییرات زمانی - مکانی سایر پدیده‌های جوئی مؤثر بر اقلیم کشور امری ضروری می‌باشد. با توجه به محدودیت منابع مطالعاتی در ایران، در پژوهش حاضر تلاش می‌شود متوسط موقعیت روزانه رودباد جنب‌حاره در

---

1. Polar Front Jet Stream  
2. Subtropical Jet Stream

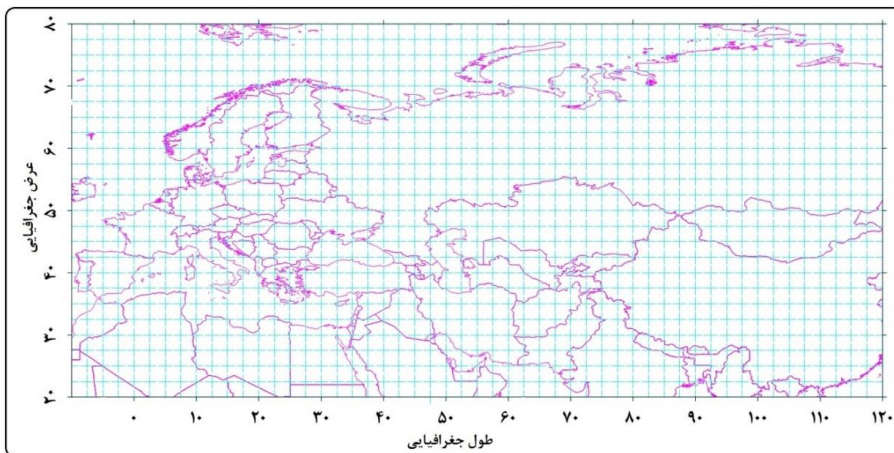
محدوده اقلیمی ایران و نیز احتمال وقوع آن مورد بررسی قرار گیرد. بدین جهت به منظور شناخت رفتار رودباد جنب‌حاره در روزهای متوالی بر روی منطقه اقلیمی مورد مطالعه، از زنجیره مارکوف که متداول‌ترین روش آماری در این زمینه است، استفاده شده است. در زمینه بررسی تواتر پدیده‌های مختلف به روش زنجیره مارکوف پژوهش‌های فراوانی در رشته‌های مختلف صورت گرفته است، در همین راستا اقلیم‌دانان نیز این روش را در تبیین تداوم و تواتر پدیده‌های مختلف اقلیمی به کار گرفته‌اند، از جمله این مطالعات می‌توان به پژوهش‌های صورت گرفته توسط یوسفی و همکاران (۱۳۸۶) در راستای برآورد احتمالات خشکسالی و ترسالی با استفاده از زنجیره مارکوف و توزیع نرمال در ایستگاه قزوین اشاره نمود، ایشان با به کارگیری این دو روش، احتمال حالت‌های "خیلی خشک، خشک، نیمه‌خشک، متوسط، نیمه‌مرطوب، مرطوب و خیلی مرطوب" بر اساس بارش‌های سالانه و فصول مختلف ایستگاه قزوین را بدست آوردند و نتایج حاصل از دو روش آماری را با هم مقایسه کردند و برتری زنجیره مارکوف را از طریق آزمون خی‌دو مشخص نمودند. عساکره (۱۳۸۷)، زنجیره مارکوف را به منظور بررسی تداوم روزهای بارانی در ایستگاه تبریز طی دوره ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۵ به کار گرفت، وی دوره بازگشت روزهای بارانی را حدود ۵ روز و دوره بازگشت روزهای خشک را حدود ۱ روز برآورد نمود، بررسی‌های ماهانه‌ی وی حاکی از وجود بیشترین احتمال وقوع روزهای بارانی در ماه می در ایستگاه تبریز می‌باشد. علیجانی و همکاران (۱۳۸۹)، زنجیره مارکوف را برای بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران به کار گرفتند، ایشان داده‌های مربوط به ۵۸ ایستگاه کشور را در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۵ گردآوری نموده و با استفاده از مارکوف مرتبه یک، دو و سه حالت و وابستگی روزهای یخبندان و غیر یخبندان به یکدیگر، به همراه ایستایی و همگنی مکانی آن‌ها را مورد آزمون قرار دادند. در این تحقیق نتایج در قالب نقشه‌های پهنه‌بندی برای تداوم‌های مختلف در سطح کشور نمایش داده شده است، ایشان بیان داشتند که وقوع روزهای یخبندان در اکثر نواحی کشور دارای ویژگی مارکوفی می‌باشد. عیوضی و

همکاران (۱۳۹۱)، در پژوهشی با استفاده از آمار بارندگی فصلی ۷ ایستگاه استان گلستان طی سال‌های ۱۳۵۴ تا ۱۳۸۶ از طریق به‌کارگیری زنجیره مارکوف مرتبه اول سه‌حالت، احتمال انتقال، دوام، مدت و فراوانی پایداری‌ها را در هر حالت در زمان و مکان بررسی نموده‌اند، نتایج ایشان بیانگر این است که به‌طور متوسط احتمال ماندگاری، متوسط تداوم و فراوانی نسبی وضعیت نرمال بیش از وضعیت خشک و شرایط خشک بیش از شرایط مرطوب می‌باشد. در میان پژوهش‌های صورت گرفته از طریق زنجیره مارکوف، به‌کارگیری این روش برای محاسبه تواتر پدیده‌های اقلیمی در جوّ بالا کمتر دیده می‌شود، در این مطالعه برآنیم که تواتر وقوع رودباد جنب‌حاره بر روی محدوده اقلیمی ایران را از طریق زنجیره مارکوف مرتبه اول به دست آوریم.

## داده و روش

در این پژوهش از داده‌های بازکاوی شده مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا که به اختصار (NCEP/NCAR) شهرت دارند و دارای ۲/۵ درجه تفکیک مکانی در فواصل زمانی ۶ ساعته می‌باشند بهره گرفته شده است.<sup>۱</sup> به منظور دستیابی به داده‌های مربوط به مؤلفه مداری و نصف‌النهای باد در محدوده اقلیمی ایران در مقطع زمانی فروردین ۱۳۳۰ تا اسفند ۱۳۸۹، نقشه‌ها برای عرض جغرافیایی  $20^{\circ}$  تا  $80^{\circ}$  شمالی و طول  $10^{\circ}$  درجه غربی تا  $120^{\circ}$  درجه شرقی استخراج گردیدند. با توجه به تعریف واحدی که سازمان هواشناسی جهانی برای رودباد ارائه نموده است در این پژوهش ملاک رودباد وجود بادهای با سرعت بالای ۳۰ متربرثانیه می‌باشد. با توجه به اینکه رودباد جنب‌حاره در سطوح متفاوت دارای جابجایی می‌باشد به منظور بررسی موقعیت عمودی آن، به بررسی این پدیده در چهار سطح ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال پرداخته شده است. برای ترسیم و تحلیل نقشه‌ها از نرم افزار GRADS استفاده شده است، بدین ترتیب با نوشتن برنامه رایانه‌ای خاصی محدوده مکانی، بازه زمانی و محدوده ارتفاعی مورد نظر برای استخراج میانگین روزانه

سرعت در چهار سطح ارتفاعی (۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) استخراج گردید. در شکل ۱ تعداد یاخته‌هایی که منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرند نمایش داده شده است. برای هر سطح ارتفاعی ماتریسی به ابعاد  $1325 \times 21914$  (سطرها تعداد روز و ستونها تعداد یاخته‌ها می‌باشد) ایجاد گردید. انجام محاسبات بر روی این داده به کمک نرم‌افزار MATLAB انجام گرفت. حاصل محاسبات به شکل نقشه ارائه گردیده است. برای ترسیم نقشه‌ها از نرم‌افزار SURFER استفاده شده است.



شکل ۱. محدوده مورد بررسی با  $1325$  یاخته به تفکیک  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی.

رویدادهای اقلیمی به عنوان پدیده‌های تصادفی به طور دقیق قابل پیش‌بینی نیستند اما می‌توان با مشاهده پیاپی آن‌ها آگاهی‌های مفیدی بدست آورد که از طریق قوانین احتمالی قابل تعریف می‌باشند و فهم بسیاری از رویدادهای اقلیمی بستگی به شناخت احتمال وقوع این فرایندها دارد. در واقع فرایندهای تصادفی به پدیده‌هایی گفته می‌شود که نتوان نتیجه آن‌ها را پیش از رخ دادن به طور قطعی معلوم کرد. دانشی که به تحلیل و بررسی پدیده‌های تصادفی می‌پردازد دانش احتمال می‌باشد. یک تکنیک ریاضی رایج جهت مدل‌سازی پدیده‌های تصادفی، مدل زنجیره مارکوف می‌باشد که توالی از مشاهدات را در طول زمان نشان می‌دهد. به عبارتی فرایندهایی که در نتیجه‌ی پیش‌آمدهای تصادفی مؤثر بر یک سیستم با زمان نوسان می‌کنند، فرایندهای تصادفی

نامیده می‌شوند. یک فرایند تصادفی مجموعه‌ای از متغیرهای تصادفی است که با  $\{X(n), n \in \mathbb{N}\}$  نمایش داده می‌شود. در عمل، مجموعه‌ی اندیس  $\mathbb{N}$  معمولاً به زمان اشاره دارد و مقادیر  $X(n)$  اندازه‌ها یا مشاهداتی بر روی یک سیستم در زمان  $n$  را نشان می‌دهند. مقادیر ممکن  $X(n)$ ، حالت‌های فرایند نامیده می‌شوند (مشکانی، ۱۳۸۸، ۱۶۵). هر برآمد فرایندهای تصادفی که تنها به برآمد بلافاصله قبل از آن بستگی دارد را فرایند تصادفی با ویژگی مارکوفی گویند. بر این اساس فرایند تصادفی که در ویژگی مارکوف صدق کند، فرایند یا زنجیره مارکوف نامیده می‌شود (عساکره، ۱۳۸۷: ۵۱). با توجه به اینکه در تمام فرایندهای تصادفی، ممکن است برقراری ویژگی مارکوف معلوم نباشد، این ویژگی به عنوان یک فرض در نظر گرفته می‌شود. روش‌های معتبر برای آزمون برقراری ویژگی مارکوف وجود دارد که یکی از آن‌ها آزمون استقلال می‌باشد. از آنجایی که یک زنجیره مارکوف مرتبه اول دو حالتی یک مدل آماری مناسب برای تداوم‌های دو حالتی است (علیزاده، ۱۳۸۷، ۲۷۰)، در این پروژه ابتدا به منظور رتبه‌دهی به رودباد به عنوان پدیده مورد نظر، سرعت‌های بالاتر و مساوی ۳۰ متر بر ثانیه به عنوان وقوع رودباد با عدد یک و کمتر از آن با عدد صفر نشان داده شدند، بدین ترتیب دو حالت وجود و عدم وجود رودباد مشخص شد. سپس در مرحله بعدی فراوانی وقوع هر یک از حالات دوگانه و تغییر حالات محاسبه گردید. بدین منظور به ایجاد ماتریس فراوانی تغییر حالات با عنوان  $F$  پرداخته شد، در این ماتریس  $J$  نشان دهنده وقوع رودباد و  $NJ$  نشان دهنده عدم وقوع رودباد می‌باشد.

$$F = \begin{matrix} & \begin{matrix} J & NJ \end{matrix} \\ \begin{matrix} J \\ NJ \end{matrix} & \begin{bmatrix} n_{11} & n_{10} \\ n_{01} & n_{00} \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (\text{رابطه ۱})$$

در ماتریس فوق آرایه‌ها فراوانی تغییر حالات را نشان می‌دهند، چنانچه دیده می‌شود آرایه  $n_{11}$  بیانگر تغییر وضعیت از روزی که رودباد در آن رخ داده و روز پس از آن نیز رودباد به وقوع پیوسته است می‌باشد، آرایه  $n_{10}$  تغییر وضعیت از روزی که رودباد در آن رخ داده و روز پس از آن رودباد وجود نداشته،  $n_{01}$  تغییر وضعیت از روزی که رودباد

در آن رخ نداده و روز قبل از آن رودباد به وقوع پیوسته است و  $n_{00}$  بیانگر این است که در دو روز بلافاصل رودباد مشاهده نگردیده است.

در ادامه به منظور برآورد ارزیابی نیکویی برازش، آزمون استقلال را بکار بردیم؛ در این آزمون فرض صفر ( $H_0$ ) مبنی بر این است که داده‌ها از زنجیره مارکوف مرتبه دو پیروی نمی‌نمایند. این آزمون بر اساس جدول متقابل مقادیر انتقال مشاهده شده ( $n_{ij}$ ) و تعداد انتقال مورد انتظار بر اساس فرض صفر ( $E_{ij}$ ) بنا نهاده شده است. مقادیر مورد انتظار از روی مقادیر مشاهده شده انتقال با این فرض که جمع حاشیه‌ای مقادیر قابل انتظار مثل انتقالات مشاهده شده می‌باشد، حاصل می‌آید. یعنی:

$$E_{ij} = \frac{R_i + C_j}{n} \quad (\text{رابطه ۲})$$

در رابطه (۲)،  $E_{ij}$  فراوانی مورد انتظار برای یاخته  $i$  و  $j$  در واقع بیانگر فراوانی است که به شرط استقلال دو طبقه می‌توان آن را انتظار داشت.  $R_i$  فراوانی مورد انتظار بر اساس مجموع ردیف،  $C_j$  مجموع ستون و  $n$  مجموع کل داده‌ها می‌باشد (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۶۶).

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{(E_{ij} - n_{ij})^2}{E_{ij}} \quad (\text{رابطه ۳})$$

میزانی که از آماره  $\chi^2$  حاصل می‌گردد، در واقع مجموع تمام اختلافات استاندارد شده مقادیر واقعی و مورد انتظار است، به عبارت دیگر این آماره بیان می‌دارد وقتی متغیرها مستقل باشند، فراوانی مشاهده شده با فراوانی مورد انتظار چقدر با هم تفاوت دارند. اگر فراوانی‌های مشاهده شده شبیه به فراوانی‌های مورد انتظار باشند،  $\chi^2$  به طور نسبی کوچک و نزدیک به صفر می‌شود، در این حالت می‌توان استنباط نمود که دو متغیر احتمالاً همبسته هستند، حالت عکس این مورد بیانگر استقلال متغیرها است. بدین جهت  $X^2$  دامنه‌ای بین صفر تا بینهایت ( $0 \leq \chi^2 \leq +\infty$ ) دارد (همان: ۱۶۷).  $\chi^2$  بحرانی با درجه آزادی ( $r-1$ ) و ( $c-1$ ) و در سطح ۵ درصد خطا از جدول مربوطه به دست آمده و با مقایسه دو مقدار  $\chi^2$  مشاهده شده و  $\chi^2$  جدول در نهایت هر جا که

میزان مشاهده شده آن از میزان واقع در جدول بزرگتر بود فرض صفر رد می‌گردد. وابستگی این زنجیره به زمان با استفاده از ماتریس‌های احتمال انتقال بیان می‌شود، شیوه‌های برآورد ماتریس احتمال به طرز تفکر پژوهشگر بستگی دارد و شامل روش‌های بیزی<sup>۱</sup>، کمترین توان‌های دوم خطا (LSE)<sup>۲</sup>، برآورد بیزی تجربی<sup>۳</sup> و حداکثر درست‌نمایی می‌باشند (زارعی و شاهکار، ۱۳۸۰:۱۳۴).

در این مطالعه از روش بیشینه درست‌نمایی بهره گرفته شده است، مطابق این روش فراوانی نسبی به عنوان برآوردی از ارزش احتمال در نظر گرفته می‌شود. به این ترتیب اگر  $n$  روز موجود باشد و رویداد مورد نظر  $m$  بار رخ داده باشد، فراوانی نسبی حاصل  $\frac{m}{n}$  خواهد بود. نتایج این محاسبات در ماتریس زیر نمایش داده شده است. هر آرایه این ماتریس بیانگر احتمال انتقال از یک حالت به حالت دیگر می‌باشد. با توجه به اینکه آرایه‌های هر ردیف این ماتریس بیانگر احتمال وقوع و احتمال عدم وقوع یک رخداد می‌باشند مجموع آن‌ها برابر یک خواهد بود.

$$P = \begin{matrix} & \begin{matrix} J & N \end{matrix} \\ \begin{matrix} J \\ NJ \end{matrix} & \begin{bmatrix} p_{11} & p_{10} \\ p_{01} & p_{00} \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (\text{رابطه ۴})$$

شایان توضیح است که همه توان‌های ماتریس احتمال ( $P^k$ ) نیز ماتریس تصادفی خواهند بود. همچنین از یک مقدار به بعد با افزایش  $k$  هیچ تغییری در ماتریس احتمال ایجاد نمی‌شود و مقادیر ردیف‌های متناظر در ماتریس یکسان و برابر خواهند بود. در این حالت گفته می‌شود که ماتریس به ایستایی (پایایی) رسیده است. از آنجا که ردیف‌های این ماتریس با هم برابرند، می‌توان این ماتریس را به شکل یک بردار و با  $(\pi_j)$  نمایش داد. در واقع اگر  $\lim_{k \rightarrow \infty} P^k = \Pi$ ، ماتریسی مانند  $\Pi$  با سطرهای یکسان و درایه‌های مخالف صفر ایجاد می‌شود و اگر هر یک از سطرهای یکسان ماتریس حدی

---

1. Bayes  
2. Least Squares Error  
3. Empirical Bayes



$\Pi$  با بردار سطری  $\Pi$  نشان داده شود، عناصر  $\Pi$  یک توزیع احتمال را تشکیل می دهد.  $\Pi$  بردار احتمال حالت پایا و درایه های آن به احتمال های پایا موسومند (هوگستروم، ۲۰۰۲: ۱۲-۱۱).

## یافته ها

به منظور دستیابی به مشخصات توصیفی رودباد جنب حاره، میانگین و ضریب تغییرات سرعت روزانه رودباد برآورد گردید. برای نمایش این آماره ها، نقشه های مربوط به آن ها در هر سطح ارتفاعی تولید شد، نتیجه حاصله در شکل ۱، نمایش داده شده است. ضریب تغییرات با طیف رنگی در پس زمینه نقشه ها و میانگین به صورت منحنی بر روی آن نمایش داده شده است تا زمینه ساز تصویری روشن از رفتار رودباد جنب حاره و تغییرات آن باشد.

اولین مطالعه ای که در ارتباط با جایگاه متوسط رودباد صورت گرفت مربوط به پالمن<sup>۱</sup> (۱۹۵۱) بود. بررسی وی محدود به فصل زمستان بود. سپس مطالعات کریشنامورتی<sup>۲</sup> (۱۹۶۰)، والس و هابز<sup>۳</sup> (۱۹۷۷) و گالوین<sup>۴</sup> (۲۰۰۷) تأییدی بر یافته های وی شد (سها<sup>۵</sup>، ۲۰۱۰: ۷). نتایج کار کریشنامورتی (۱۹۶۰) که تنها برای فصل زمستان سال ۱۹۵۶ صورت پذیرفته است، بیانگر وجود سه هسته بیشینه سرعت در آسیا، آفریقا و آمریکا می باشد. هسته بیشینه آفریقا دارای سرعتی بیش از ۱۰۰ نات (۵۰ متر بر ثانیه) بوده است. در مطالعه حاضر نقشه مربوط به تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بیانگر این است که هسته رودباد جنب حاره در این تراز با بیشینه سرعت ۵۰ متر بر ثانیه بر فراز شمال غرب عربستان واقع شده است. خطوط هم سرعتی از رودباد جنب حاره که ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است، بسیار بهم فشرده بوده و از شیب بالایی برخوردار می باشند. این خطوط نشانگر سرعت بین ۴۸-۴۰ متر بر ثانیه بر روی کشور هستند. در این تراز میانگین سرعت

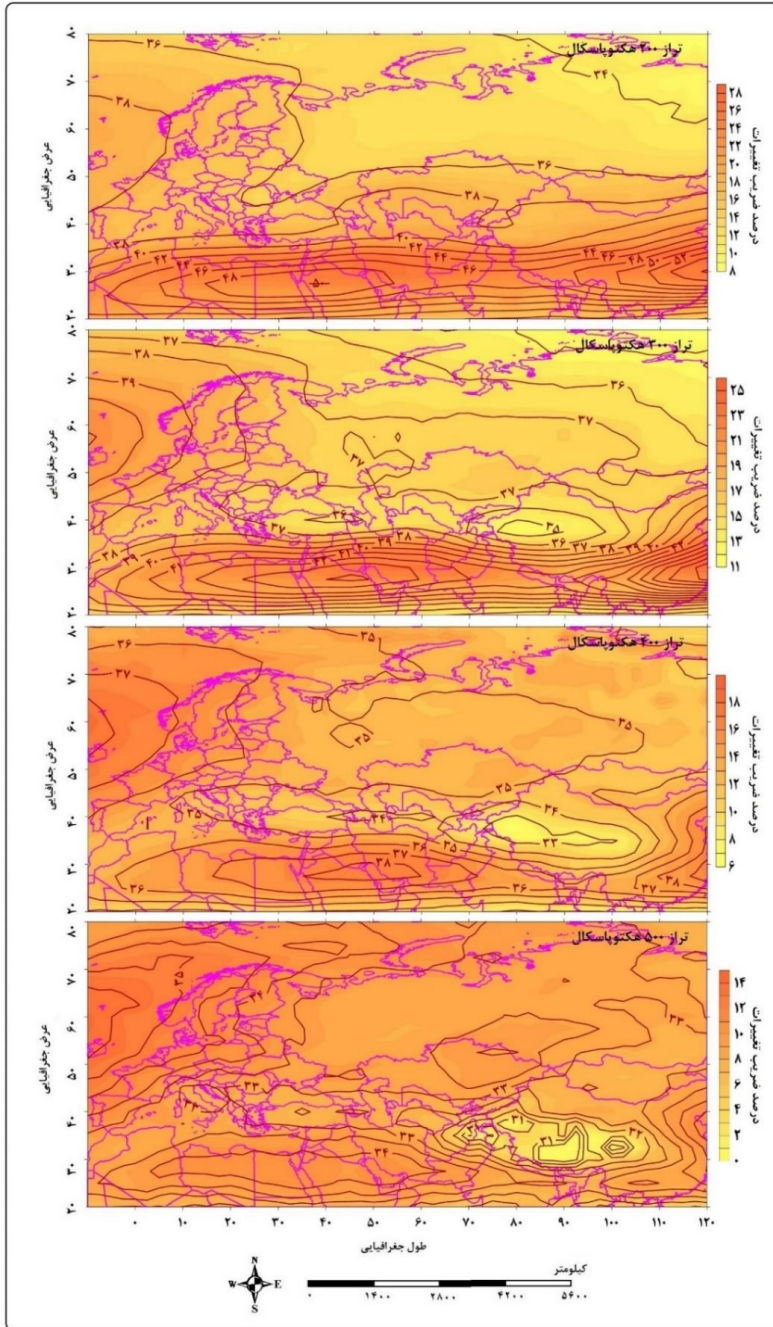
---

1. Palmen  
2 . Krishnamurti  
3 . Wallace and Hobbs  
4 . Galvin  
5 . Saha

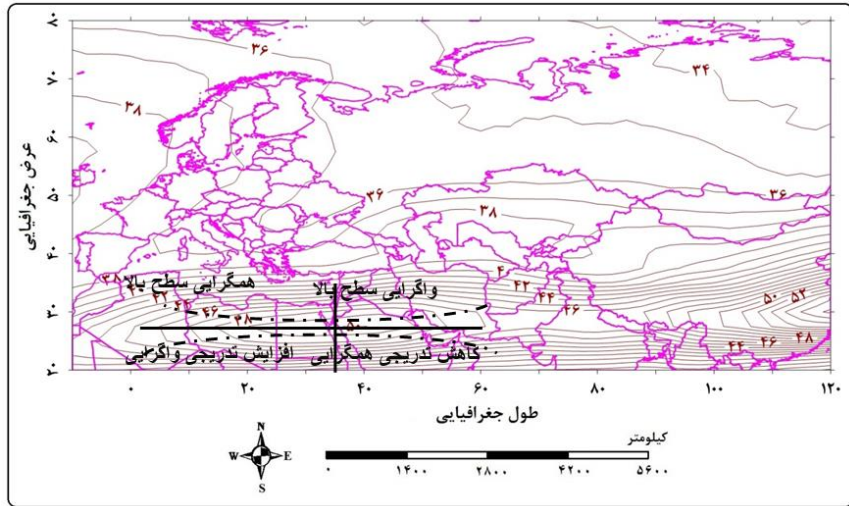
رودباد در کل کشور حدود ۴۴ متربرثانیه می‌باشد. تقسیم‌بندی شماتیک هسته سرعت رودباد جنب‌حاره در این سطح در شرایط میانگین، به منظور بررسی تغییرات چرخندگی، طبق شکل ۲، بیانگر قرارگیری ایران در خروجی چپ رودباد (در حالت متوسط) می‌باشد. چنانچه می‌دانیم مناطقی که در این ناحیه واقع می‌گردند دارای واگرایی در سطوح بالا و همگرایی در ترازهای زیرین خواهند بود.

میزان ضریب تغییرات در این تراز دامنه‌ای بین ۸ تا ۲۸ درصد را به خود اختصاص داده است، چنانچه مشاهده می‌گردد کمترین ضریب تغییرات در مناطقی حادث شده است که نواحی تمرکز هسته رودباد نمی‌باشند و خطوط هم‌سرعت از هم فاصله گرفته‌اند، این در صورتی است که بیشینه ضریب تغییرات در بخش‌هایی دیده می‌شود که هسته‌های سرعت دارای تمرکز و جابجایی می‌باشند و خطوط هم‌سرعت به هم نزدیک شده‌اند. بر روی محدوده سیاسی ایران مقادیر بیشینه میانگین و ضریب تغییرات بر روی نواحی جنوبی و مرکزی مشاهده می‌گردند. در صورتی که به سمت دریای خزر به طور محسوسی از میزان سرعت و ضریب تغییرات آن کاسته می‌شود، متوسط ضریب تغییرات بر روی ایران ۲۳/۷ درصد می‌باشد. به‌طور متوسط تغییرات سرعت رودباد جنب‌حاره در این تراز بر روی کشور  $44 \pm 9/2$  متربرثانیه بوده است بدین معنا که در بیشینه سرعت رودباد در کشور، متوسط رودباد بیش از ۵۳ متربرثانیه و در حالت کمینه سرعت رودباد، متوسط رودباد بر فراز ایران کمتر از ۳۵ متربرثانیه بوده است.

هسته رودباد جنب‌حاره در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال بر روی عربستان قرار گرفته است و سرعت مرکز آن ۴۴ متربرثانیه می‌باشد، همچنین هسته سرعت ضعیف‌تری در این سطح بر فراز فلات تبت با سرعت مرکزی ۳۵ متر برثانیه مشاهده می‌گردد. خطوط هم‌سرعت ۳۷-۴۲ متربرثانیه سطح کشور را پوشش می‌دهد و میانگین استخراج شده برای کشور ۴۰/۷ متربرثانیه می‌باشد.



شکل ۲. توزیع مکانی میانگین (متربرثانیه) و ضریب تغییرات (درصد) روزانه رودباد.



شکل ۳. تغییرات چرخندگی در هسته متوسط روزانه رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال. از دامنه ضریب تغییرات در این تراز نسبت به تراز قبلی کاسته شده است و چنانچه مشاهده می گردد بیشینه ضریب تغییرات منطبق بر هسته رودباد و نواحی شمالی هسته بوده و کمترین میزان آن را در نواحی فاقد هسته سرعت می توان مشاهده کرد. میزان ضریب تغییرات سرعت رودباد بر روی محدوده سیاسی کشور ایران حدود ۲۱ درصد می باشد. به عبارتی نوسان سرعت رودباد در این تراز بر فراز ایران بین ۳۰ تا ۵۰ متربرثانیه در حالت متوسط بوده است.

در سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال هسته رودباد جنب حاره بر فراز خلیج فارس استقرار یافته است و از سرعت هسته مرکزی آن نسبت به تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال ۱۲ متربرثانیه و نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ۶ متربرثانیه کاسته شده است. تراکم خطوط هم سرعت در این تراز به میزان محسوسی کمتر شده است. نکته جالب توجه در این تراز شکل گیری هسته های سرعت منفرد با سرعت مرکزی پایین تر از هسته اصلی بر فراز فلات تبت می باشد، از نحوه ی شکل گیری این هسته اینگونه به نظر می آید که ارتفاعات بالای ۸۰۰۰ متر هیمالیا در این راستا بر الگوی خطوط هم سرعت تأثیرگذار بوده اند. همانند ترازهای پیشین، بیشترین درصد ضریب تغییرات مربوط به نواحی وقوع هسته رودباد و کمترین میزان آن مربوط به وقوع هسته های سرعت ضعیف می باشد؛ به این معنا که در

محل وقوع این هسته‌ها، وقوع این میانگین سرعت تغییرات کمتری را خواهد داشت. برای محدوده سیاسی کشور میانگین حاصله برای این سطح  $36/5$  متربرثانیه و ضریب تغییرات به طور متوسط  $14/6$  درصد را نشان می‌دهد. این مقادیر نشان می‌دهد که تغییرات سرعت بر روی کشور  $36/5 \pm 5/3$  متربرثانیه بوده است، می‌توان استنباط نمود که سرعت رودباد در این تراز و بر روی کشور بین حدود  $31/2$  تا  $41/8$  متربرثانیه متغیر بوده است.

پایین‌ترین سطح مورد بررسی برای چگونگی وقوع رودباد جنب‌حاره مربوط به تراز  $500$  هکتوپاسکال می‌باشد. در این سطح هسته‌های سرعت بسیار ضعیف‌تر از سطوح پیشین می‌باشند و پر سرعت‌ترین هسته بر روی نواحی جنوبی ایران، عربستان و شمال آفریقا واقع شده و دارای سرعت مرکزی  $34$  متربرثانیه می‌باشد. میانگین وقوع رودباد جنب‌حاره در این تراز برای ایران حدود  $33/5$  متربرثانیه و درصد ضریب تغییرات  $9$  درصد می‌باشد. تغییرات متوسط سرعت بر روی ایران  $33/5 \pm 3$  متربرثانیه بوده است.

به منظور تحلیل دقیق رفتار رودباد جنب‌حاره بر روی منطقه اقلیمی مورد بررسی فراوانی وقوع این رویداد در تمام سطوح مذکور محاسبه و در قالب نقشه نگاشته شد و همچنین برای بررسی توالی و تواتر این رودباد از زنجیره مارکوف مرتبه اول دو حالت بهره گرفته شده است. نتایج این محاسبات توأم با نقشه فراوانی در شکل ۴، آورده شده است. در این شکل طیف‌رنگی پس‌زمینه فراوانی و خطوط کنتور درصد احتمال وقوع رودباد را نشان می‌دهد.

در نقشه مربوط به تراز  $200$  هکتوپاسکال بیشترین فراوانی وقوع رودباد به تعداد  $16000$  بار در نواحی شرقی چین بوده است و پس از آن در شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا به  $12000$  بار رسیده است، در نواحی شمالی ایران  $10000-9000$  بار و در نواحی مرکزی و جنوبی  $11000$  بار رخ داده است. به طور متوسط حضور رودباد جنب‌حاره بر روی کشور  $10932$  بار به وقوع پیوسته است. بررسی درصد احتمال وقوع رودباد بیانگر این است که بیشترین درصد احتمال نیز مانند پیشینه فراوانی منطبق بر

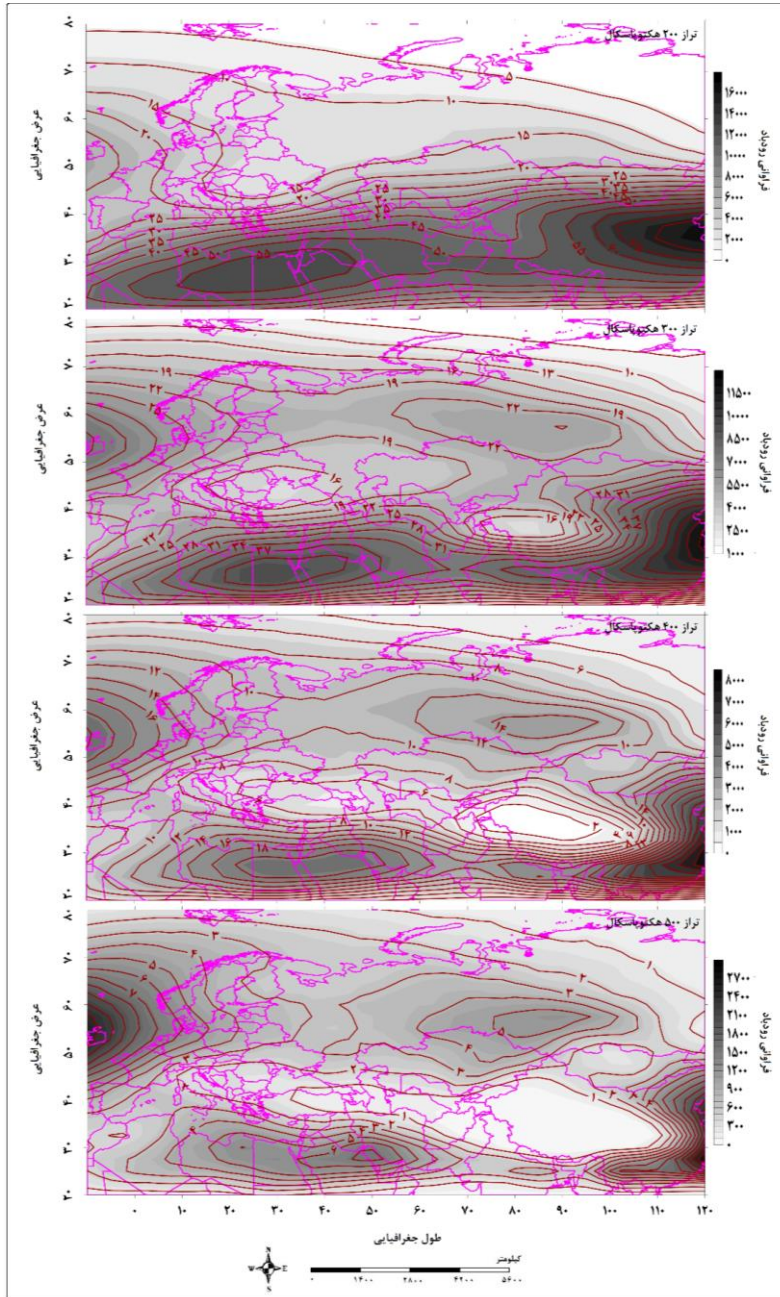
نواحی شرق چین می‌باشد که ۷۰ درصد احتمال وقوع را در این منطقه دارد. هسته دوم بیشینه احتمال با کاهش ۱۵ درصدی نسبت به هسته مستقر بر چین، با احتمال ۵۵ درصد بر فراز نواحی شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا حاکمیت یافته است. درصد احتمال وقوع رودباد در نواحی شمالی کشور ۴۵-۴۰ درصد و بر سایر نواحی ۵۰ درصد و میانگین کلی احتمال وقوع آن بر روی ایران ۴۹/۹ درصد را نشان می‌دهد.

بررسی حاصل از نقشه مربوط به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که بیشترین میزان فراوانی همانند تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در مرتبه اول مربوط به شرق چین و پس از آن بر نواحی غرب دریای سرخ و شمال آفریقا مرکز بیشینه‌ای با فراوانی حدود ۹۰۰۰ بار می‌باشد. وجود بیشینه فراوانی در شرق چین با فراوانی بیش از ۱۱۰۰۰ و کمینه فراوانی در غرب چین که فراوانی حدود ۳۰۰۰ را به خود اختصاص داده است، سبب ایجاد تغییرات مکانی شدیدی بر فراوانی و درصد احتمال رخداد رودباد شده است. بیشترین درصد احتمال در شرق چین حدود ۵۶ و در شمال آفریقا حدود ۴۰ درصد می‌باشد. نتایج حاصل از بررسی وجود رودباد در این تراز بر روی ایران میانگین فراوانی را حدود ۷۲۳۴ مورد و میانگین احتمال وقوع را ۳۳ درصد نشان می‌دهد. احتمال وقوع رودباد در این تراز بر فراز کشور بین ۲۴ تا ۳۴ درصد در نوسان می‌باشد.

مشاهده و بررسی نقشه مربوط به تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال بیانگر این است که از بیشینه فراوانی وقوع رودباد در این تراز نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال حدود ۴۰۰۰ بار کاسته شده است. همچنین نواحی با بیشینه فراوانی محدودتر شده‌اند، به طوری که بیشینه فراوانی این تراز در جنوب شرقی چین با فراوانی ۸۰۰۰ قرار گرفته و وسعت کم‌تری را در بر گرفته است. پس از آن مرکز بیشینه‌ای بر روی شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا مشاهده می‌گردد که فراوانی آن حدوداً نصف مرکز بیشینه قبلی می‌باشد. درصد احتمال وقوع رودباد در این تراز نسبت به تراز قبل تقریباً به نصف رسیده است که اندازه آن در جنوب شرق حدوداً ۳۴ درصد و در حوالی دریای سرخ ۲۰ درصد می‌باشد. کمترین میزان، مربوط به درصد احتمال در غرب چین رخ داده است که اندازه مرکز آن



به ۲ درصد رسیده است. نتایج حاصل از میانگین گیری رودباد در این تراز بر فراز ایران فراوانی ۲۹۴۸ و احتمال وقوع ۱۳/۵ درصدی را نشان می دهد که نسبت به تراز قبلی تقریباً به یک سوم رسیده است.



شکل ۴. توزیع مکانی فراوانی و احتمال رخداد (درصد) روزانه رودباد.

نتایج حاصل از تحلیل نقشه مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در این تراز کمترین میزان فراوانی وقوع و درصد احتمال نسبت به سه سطح قبلی وجود داشته است؛ به عبارت دیگر با اینکه الگوی کلی فراوانی و رخداد مشابه ترازهای قبل است اما در این سطح از شدت و میزان آن‌ها کاسته شده است. با این حال یک مرکز بیشینه فراوانی و درصد احتمال در این سطح بر روی خلیج فارس مشاهده می‌شود. میانگین فراوانی وقوع در این سطح بر روی ایران ۷۱۲ و میانگین احتمال وقوع کمتر از ۳/۵ درصد می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

تغییرات زمانی و مکانی رودباد جنب‌حاره بر روی محدوده اقلیمی ایران به نوعی می‌تواند سبب‌ساز استیلای رژیم‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای بر اقلیم ایران گردد، لذا بررسی رفتار آن و شناخت الگوی زمانی و مکانی آن می‌تواند در راستای تحلیل‌های آب‌وهوایی کشور مؤثر واقع گردد. در این مطالعه به منظور شناخت رفتار رودباد جنب‌حاره در روزهای متوالی بر روی منطقه اقلیمی ایران، از زنجیره مارکوف مرتبه یک دوحالت استفاده گردید. نتایج حاصل از نقشه‌های میانگین در ترازهای مختلف الگوی وقوع هسته رودباد جنب‌حاره را به‌خوبی نمایش داد که در هر چهار تراز مورد بررسی دو هسته بیشینه در شرق چین و شمال عربستان، دریای سرخ و شمال آفریقا دیده می‌شود، میانگین این مراکز در حداکثر خود در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال حدود ۵۰ متربرثانیه و در حداقل خود در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۳۴ متربرثانیه می‌باشد. این نتایج تأییدی بر بیانات پالمن مبنی بر بیشینه سرعت رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و کمینه سرعت آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد (پالمن و نیوتن، ۱۹۶۹: ۱۱۲). در مورد فراوانی وقوع و نیز درصد احتمال رخداد این رودباد نتایج منطبق بر الگوی مربوط به میانگین بوده و در حداکثر خود ۱۶۰۰۰ بار با درصد احتمال ۷۰ درصد بر فراز چین در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و حداقل آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشاهده گردید. به‌طور کلی مقایسه ترازهای مختلف نیز بیانگر این است که بیشینه سرعت، فراوانی و



احتمال این رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و کمینه سرعت، فراوانی و احتمال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد، در محدوده سیاسی ایران میانگین سرعت ۴۴، ۴۰، ۳۶ و ۳۳ متربرثانیه و درصد احتمال وقوع رودباد جنب حاره به ترتیب ۴۹/۸۸، ۳۳، ۱۳/۵ و ۳/۲ درصد برای ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده است. لازم به ذکر است که در تمام ترازها محور رودباد جنب حاره از جنوب ایران عبور کرده است به گونه‌ای که کشور ایران در خروجی چپ هسته (در حالت متوسط) قرار گرفته است. در این ربع از هسته‌ی رودباد واگرایی بالایی رخ می‌دهد و با توجه با اینکه در محل وقوع واگرایی به علت صعود هوا در سطح زمین کم فشار ایجاد می‌گردد، در صورت وجود شرایط مساعد ایجاد ناپایداری می‌شود. از طرفی همانطور که ذکر شد بیشینه احتمال وقوع رودباد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال مشاهده گردید، گرچه فاصله ارتفاعی این تراز از زمین زیاد می‌باشد اما با توجه به نقش دینامیکی هسته رودباد در تراز مزبور در رشد سامانه‌های باران‌زا (مسعودیان، ۱۳۸۷) چگونگی وقوع رودباد در این تراز هم از نظر شدت و هم از لحاظ نحوه‌ی قرارگیری محور حائز اهمیت می‌باشد.

## منابع و مآخذ

۱. جیمز، ج. هیگنز و مک‌نالتی، سالی کلر، (۱۳۸۸)، ترجمه علی مشکانی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد.
۲. زارعی، حسن و شاهکار، غلام‌حسین، (۱۳۸۰)، بررسی احتمال تواتر روزهای بارانی و خشک مناطق خرم‌دره، ارداک و زشک، سومین سمینار احتمال و فرایندهای تصادفی، دانشگاه اصفهان.
۳. عساکره، حسین، (۱۳۹۰)، مبانی اقلیم‌شناسی آماری، دانشگاه زنجان، چاپ اول، زنجان.
۴. عساکره، حسین، (۱۳۸۷)، بررسی احتمال تواتر و تداوم روزهای بارانی در شهر تبریز با استفاده از مدل زنجیره مارکوف، تحقیقات منابع آب ایران، سال چهارم، شماره ۲، ۴۶-۵۶.
۵. علیجانی، بهلول و محمودی، پیمان و ریگی چاهی، اله‌بخش و خسروی، پرویز، (۱۳۸۹)، بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران، با استفاده از مدل زنجیره مارکوف، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳، ۲۰-۱.
۶. علیجانی، بهلول، (۱۳۷۴)، آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، تهران.

۷. عیوضی، معصومه و مساعدی، ابوالفضل و اسلامی، حمیدرضا، (۱۳۹۱)، پیش‌بینی زمانی و مکانی خشکسالی در استان گلستان با استفاده از ماتریس احتمال انتقال، سومین همایش ملی مدیریت جامع منابع آب، ۲۰ و ۲۱ شهریور ماه ۱۳۹۱، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی.
۸. کاویانی، محمدرضا و علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵)، مبانی آب‌وهواشناسی، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها، تهران.
۹. مسعودیان، ا.، ۱۳۸۷، شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۷، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران، تبریز- ایران.
۱۰. یوسفی، نصرت‌الله و حجام، سهراب و ایران‌نژاد، پرویز، (۱۳۸۶)، برآورد خشکسالی و ترسالی با استفاده از زنجیره مارکوف و توزیع نرمال (مطالعه موردی: قزوین)، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، ۱۲۸-۱۲۱.

11. Haggstrom. O, (2002), Finite Markov Chains and Algorithmic Applications, Cambridge University Press. U. S. A.
12. Johnson, D.H., S. M. Daniels, (1954), Rainfall in relation to the jet stream, Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society, Volume 80 , Issue 344- Pages 212-217.
13. Krishnamurti, T.N., (1961), The Subtropical Jet Stream of Winter, Journal of Meteorology, Volume 18, Pages0 172-191.
14. Palmen, E., Newton, C. W., (1969), Atmospheric Circulation Systems, Academic Press, INC, Volume 13.
15. Saha, K., (2010), Tropical Circulation System and Monsoons, Springer Heidelberg Dordrecht London New York.
16. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>