

جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، شماره ۱۴، بهار ۱۳۹۴

وصول مقاله: ۱۳۹۲/۱۰/۱۵

تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۷/۲۸

صفحات: ۷۱ - ۸۸

بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر

دکتر بهلول علیجانی^۱، مهدی دوستگامیان^۲، سعیده اشرفی^۳، فهیمه شاکری^۴

چکیده

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان در قالب اقلیم منطقه رخ می‌دهد. هدف از این مطالعه بررسی خودهمبستگی فضایی تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر در ایران است. بدین منظور داده‌های بارش روزانه با استفاده از ۶۶۴ ایستگاه همدیدی و اقلیمی طی دوره ۱۳۴۰ تا ۱۳۹۰ استخراج و به عنوان پایگاه داده‌ها (داده‌های اسفزاری) استفاده گردید. به منظور دست‌یابی به تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران از روش‌های زمین آماری مانند خودهمبستگی فضایی شاخص موران جهانی^۳، شاخص انسلیین محلی موران^۴ و لکه‌های داغ^۵ و همچنین از امکانات برنامه‌نویسی در محیط متلب^۶، سورفر^۷ و سیستم اطلاعات جغرافیایی^۸ بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران، الگوی خوشه‌ای بالا دارد. در این بین براساس شاخص موران محلی و لکه‌های داغ، بارش در کرانه‌های ساحلی و بخش‌هایی از غرب و جنوب غرب کشور (عمدتاً کوه‌های زاگرس) دارای خودهمبستگی فضایی مثبت (خوشه‌های بارش با ارزش بالا) و بخش‌هایی از نواحی مرکزی و همچنین بخش‌هایی از جنوب شرق کشور (عمدتاً زابل) دارای خودهمبستگی فضایی منفی (خوشه‌های بارش با ارزش پایین) بوده است. در سایر مناطق ایران بارش هیچ‌گونه الگوی معنی‌داری یا خودهمبستگی فضایی نداشته است. به منظور بررسی تغییرات چرخه‌های بارش، از روش تحلیل طیفی بهره گرفته شد. نتایج حاصل از روش مذکور، نشان‌دهنده وجود چرخه‌های کوتاه و میان‌مدت در بارش سالانه کشور است.

کلید واژگان: بارش، الگوی تغییرات درون دهه‌ای، خودهمبستگی فضایی، موران محلی و جهانی، لکه‌های داغ

bralijani@gmail.com
s.mehdi67@gmail.com
s.ashrafi1984@yahoo.com
fa.shakeri145@yahoo.com

3- Moran

4 - Anserine Local Moran I

5- Hot Spot Analysis

6- Matlab

7- Surfer

8- GIS

۱- استاد اقلیم شناسی دانشگاه خوارزمی تهران - ایران

۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی (نویسنده مسؤل)

۳- دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه تبریز

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی دانشگاه خوارزمی تهران

مقدمه

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان در قالب اقلیم منطقه رخ می‌دهد. این عنصر یکی از داده‌های مهم ورودی به سیستم‌های هیدرولوژیکی (قلی‌زاده و همکاران ۱۳۸۸: ۵۳-۶۱) به لحاظ ایجاد جریان‌ات سطحی، تأثیر بر سفره‌های آب زیرزمینی و به عنوان منبع مهم در تغذیه رودها و چشمه‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از عناصر مهم اقلیمی است که در تعیین نقش و پراکندگی دیگر عناصر اقلیمی می‌تواند مؤثر باشد. همچنین بارش به عنوان مهمترین عنصر اقلیمی از پیچیدگی خاصی برخوردار است (علیجانی و همکاران ۱۳۹۲: ۴). این عنصر همواره طی چند دهه گذشته دچار تغییراتی گردیده است. تغییر عناصر اقلیمی به ویژه بارش از پدیده‌های پیچیده محیطی است که تمام جنبه‌های طبیعی، اجتماعی و اقتصادی را متأثر می‌سازد. تغییر رفتار عناصر اقلیمی به اشکال مختلفی رخ می‌دهد. در واقع اقلیم هم عاملی دگرگون‌کننده و هم پدیده‌ای دستخوش دگرگونی است. دگرگونی از ویژگی‌ها و شاید ثابت‌ترین اصل اقلیم باشد. درون این دگرگونی‌ها نوسانات و افت‌وخیزهایی نیز دیده می‌شود (عساکره، ۱۳۸۶: ۶). دگرگونی‌های اقلیمی هم در قالب نوسان‌های کوتاه‌مدت و هم تغییرات بلندمدت بروز می‌کند. دگرگونی‌های اقلیم، در بازه‌های سه‌گانه و به شکل روند نوسان و افت‌وخیز صورت می‌گیرد (عساکره، ۱۳۸۷: ۲۵-۴۲). در این زمینه مطالعات زیادی صورت گرفته است. برای مثال می‌توان به بررسی آماری بارش شمال غرب ایران (عساکره، ۱۳۹۱: ۱۴۷-۱۶۲) تحلیل روند عوامل اقلیمی در شهرهای بزرگ ایران (صبحی و سلطانی ۱۳۸۷: ۷۳-۸۷) مطالعه تغییر اقلیم نیم قرن اخیر با تأکید بر منطقه شمال غرب (نادری، ۱۳۸۹: ۳) تحلیل بر تغییر رژیم بارش در استان زنجان (عساکره،

۱۳۸۹) و ارزیابی روند و جهش نمایه‌های دما و بارش در استان هرمزگان (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۷-۱۱۶) اشاره نمود.

عناصر اقلیمی هر منطقه‌ای با عناصر اقلیمی نواحی مجاور شباهت دارد. این مسئله حاکی از شباهت عوامل مؤثر در اقلیم نواحی مجاور است. برای بررسی و آشکارسازی شباهت عناصر اقلیمی نواحی مجاور از روش‌هایی موسوم به زمین آمار استفاده می‌شود. روش‌های زمین آمار یکی از روش‌های مهم برآورد توزیع مکانی پدیده‌های جغرافیایی به ویژه بارندگی است؛ چرا که برآورد دقیق آن در بسیاری از علوم مانند هیدرولوژی، جغرافیا، کشاورزی و آبیاری حائز اهمیت است. در زمین آمار به بررسی آن دسته از متغیرهایی پرداخته می‌شود که ساختار فضایی از خود بروز می‌دهند. به عبارت دیگر، ابتدا به بررسی وجود داشتن یا نداشتن ساختار فضایی بین داده‌ها پرداخته می‌شود. البته ممکن است نمونه‌های مجاور تا فاصله معین در قالب ساختار فضایی به هم وابسته باشند. در این حالت، بدیهی است که میزان تشابه بین مقادیر مربوط به نمونه‌های نزدیک‌تر احتمالاً بیشتر باشد؛ زیرا در صورت وجود ساختار فضایی، تغییرات ایجادشده در یک فضای معین، شانس بیشتری برای تأثیرگذاری روی فضاهای نزدیک به خود دارند تا روی فضاهای دورتر از خود (حسنی پاک، ۱۳۸۹: ۷۸). از این رو هر متغیر اقلیمی تا یک حداکثر فاصله معین با نمونه‌های اطراف خود ارتباط فضایی دارد. این فاصله حداکثر که دامنه تأثیر نامیده می‌شود، اهمیت فراوانی دارد و در حقیقت نشان‌دهنده فاصله‌ای است که در آن می‌توان خودهمبستگی فضایی پدیده‌ها را تشخیص داد. زیرا داده‌های مربوط به یک کمیت معین در جامعه نمونه‌های برداشت‌شده، مستقل از موقعیت فضایی خود تغییر می‌کنند. بنابراین خودهمبستگی فضایی نقش بسزایی در آشکارسازی تغییرات عناصر اقلیمی دارند.

بارش ایران دوره آماری مورد مطالعه را به پنج دوره مساوی (۱۳۴۰ تا ۱۳۵۰، ۱۳۵۰ تا ۱۳۶۰، ۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰، ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰ و ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰) تقسیم گردیده است. برای انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در نرم افزار متلب^۶ و سامانه اطلاعات جغرافیایی^۷ بهره گرفته شده است. در شکل ۱ پراکنش ایستگاه‌ها نشان داده شده است.

بررسی تغییرات الگوهای خود همستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ... در این زمینه مطالعات فراوانی صورت گرفته است. برای مثال جفری و همکاران در استرالیا، با ایجاد یک شبکه منظم ۰/۰۵ درجه‌ای از روش تاپسیس^۱ برای میان‌یابی متغیرهای اقلیمی روزانه و از روش کریجینگ معمولی برای میان‌یابی بارندگی ماهانه و روزانه استفاده کرده‌اند (جفری^۲ و همکاران ۲۰۰۰: ۸). در مطالعه‌ای دیگر لینچ، روش‌های تبدیل بارندگی روزانه^۳ نقطه به منطقه را در آفریقای جنوبی بررسی کرده و از بین روش‌های عکس وزنی فاصله، کریجینگ و کروی، روش عکس وزنی فاصله را توصیه نموده است (لینچ^۳ ۲۰۰۱: ۳). در همین رابطه گوارتز^۴ و همکاران به تحلیل مکانی بارش ماهانه و سالانه بر اساس تخمین یک متغیره با استفاده از روش‌های تیسن، عکس مجذور فاصله، کریجینگ و متغیر مستقل ارتفاع پرداخت (گوارتز و همکاران ۲۰۰۱: ۶).

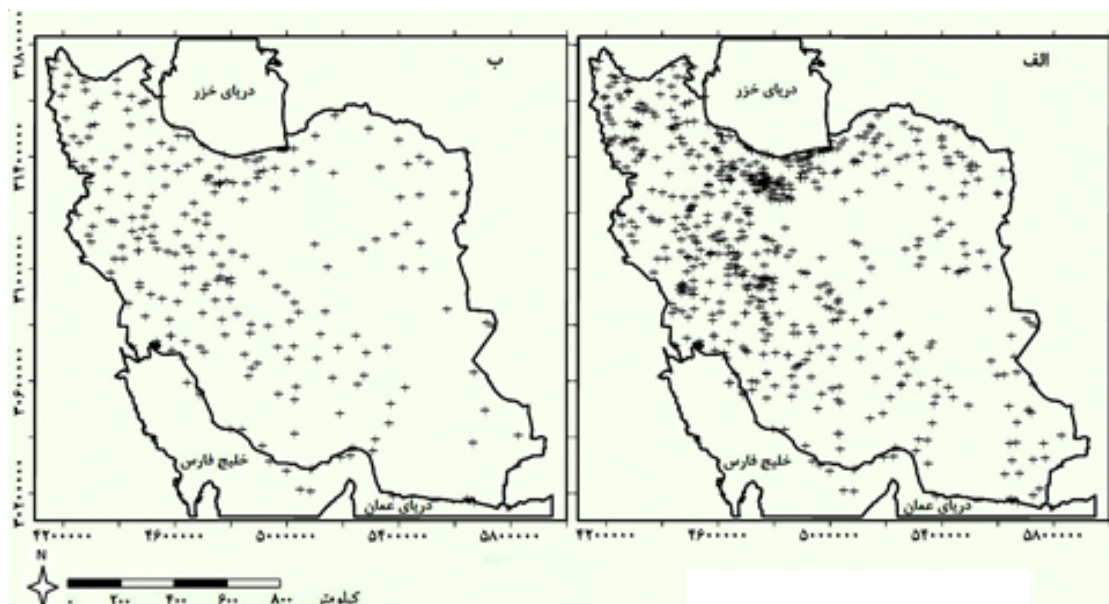
در این تحقیق تلاش می‌شود تا با استفاده از روش‌های زمین آمار و همچنین تحلیل چرخه‌ها، تغییرات درون دهه‌ای بارش کشور مطالعه شود.

داده‌ها و روش کار

در این مطالعه به منظور بررسی تغییرات درون دهه‌ای بارش، داده‌ها حاصل میان‌یابی مشاهدات بارش روزانه ۶۶۴ ایستگاه همدیدی و اقلیمی از ابتدای سال ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ از پایگاه داده‌های اسفزاری^۵ استفاده گردیده است. سپس به منظور تغییرات درون دهه‌ای

- 1- TPSS
- 2- Jeffrey
- 3- Lynch
- 4- Goovaerts

^۵ - پایگاه داده‌های اسفزاری ویرایش نخست در دانشگاه اصفهان توسط دکتر سید ابوالفضل مسعودیان طراحی شده استفاده گردیده است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۸۷ یاخته است. به منظور افزایش تفکیک زمانی پایگاه داده مذکور مشاهدات روزانه بارش از سال ۱۳۸۳ تا انتهای ۱۳۹۰ با استفاده از همان روش و همان تفکیک مکانی، میان‌یابی و به پایگاه داده‌های مذکور افزوده شده است.



شکل ۱: پراکنش ایستگاه‌های مورد استفاده در پایگاه داده اسفزاری (الف) و پراکنش ایستگاه‌های مورد استفاده برای تکمیل پایگاه اسفزاری (ب)
منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} z_i z_j}{S_0 \sum_{i=1}^n z_i^2} \quad (1)$$

که در اینجا Z_i تفاضل بین مقادیر خصیصه عارضه i با میانگین آن $(x_i - \bar{X})$ است. $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i ، j می باشد. n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده بوده و S_0 جمع کل وزن‌های فضایی است که به صورت زیر به دست می‌آید:

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} \quad (2)$$

امتیاز Z_i استاندارد برای آماره موران از طریق زیر محاسبه می‌شود:

$$Z_i = \frac{I - E[I]}{\sqrt{V[I]}} \quad (3)$$

در این رابطه $s(I)$ و $V(I)$ به ترتیب میانگین و انحراف معیار موران جهانی است. دامنه حاصل از موران جهانی

به منظور بررسی الگوی حاکم بر بارش درون دهه‌های ایران از روش‌های زمین آمار خودهمبستگی فضایی (موران محلی و موران جهانی) و هات اسپات^۱ استفاده شد. یکی از شاخص‌های پرکاربرد جهت شناسایی خودهمبستگی فضایی مشاهدات و الگوی فضایی آن‌ها شاخص موران جهانی است. این ابزار نشان می‌دهد که الگوی پراکنش این عوارض با در نظر گرفتن مقادیر عنصر مورد مطالعه از الگوی خوشه‌ای یا پراکنده برخوردار است. نتایج حاصل از این تحلیل نشان می‌دهد که آیا عوارض به صورت تصادفی، پراکنده یا خوشه‌ای در فضا توزیع شده‌اند؟ این ابزار در حقیقت آماره یا شاخص موران را محاسبه می‌کند و با استفاده از امتیاز استاندارد Z و سطح معنی‌داری به ارزیابی و معنادار بودن شاخص محاسبه‌شده می‌پردازد. شاخص موران جهانی برای خودهمبستگی فضایی به صورت زیر محاسبه می‌شود:

1-Hot spot

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌هاست. امتیاز استاندارد Z_{I_i} به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Z_{I_i} = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad (۶)$$

در اینجا خواهیم داشت:

$$E[I] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n I_j}{n-1} \quad V[I] = E[I_1^2] - E[I_1]^2 \quad (۷)$$

در ادامه به منظور بررسی دقیق‌تر از محدوده خوشه‌بندی و ارزش‌های یک متغیر از تحلیل لکه‌های داغ^۲، آماره گتیس-ارد جی^۴ بهره گرفته شده است. امتیاز Z محاسبه شده نشان می‌دهد که در کدام قسمت‌ها مقادیر زیاد یا کم خوشه‌بندی شده‌اند. این ابزار در حقیقت هر عارضه را در چارچوب عوارضی در نظر می‌گیرد که در همسایگی‌اش قرار دارند. اگر عارضه‌ای مقادیر بالا داشته باشد جالب و مهم است؛ ولی به تنهایی ممکن است یک لکه داغ معنادار از لحاظ آماری نباشد. برای اینکه یک عارضه، لکه داغ تلقی شود و از نظر آماری معنادار نیز باشد، هم خودش و هم عوارضی که در همسایگی‌اش قرار دارند، باید دارای مقادیر بالا باشند. آماره گتیس-ارد جی به صورت زیر محاسبه می‌شود (جزوه درسی علیجانی: ۱۳۹۲):

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{i,j} x_j - \bar{X} \sum_{j=1}^n w_{i,j}}{S \sqrt{\frac{[n \sum_{j=1}^n w_{i,j}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{i,j})^2]}{n-1}}} \quad (۸)$$

بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ... بین ۱ تا ۱- است. بنابراین آن دسته از مقادیر شاخص موران که معنادار و بزرگتر از صفر باشند، بیانگر همبستگی فضایی مثبت است که می‌تواند دارای ارزش‌های بالا یا پایین باشد. چنانچه آماره مذکور نزدیک به ۱ باشد، بیانگر این امر است که بین یاخته‌ها، اختلاف فضایی جهانی کمی وجود دارد. همچنین آن دسته از مقادیر شاخص موران که معنادار و کوچکتر از صفر باشند، نشان‌دهنده همبستگی فضایی منفی و تفاوت فضایی آشکار بین نقطه‌های همجوار است. آنجایی که شاخص موران جهانی، فقط نوع الگو را مشخص می‌کند، لذا به منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگو به صورت نقشه، از تحلیل خوشه و ناخوشه^۱ استفاده شده است که به شاخص انسلین محلی موران^۲ معروف است. این ابزار نشان می‌دهد که در کجاها مقادیر زیاد یا کم این پدیده‌ها در فضا به‌طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند و کدام عوارض، دارای مقادیر بسیار متفاوت از عوارض پیرامونشان هستند. همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد، این تحلیل با فرض داشتن عوارض وزن‌دهی شده، به شناسایی خوشه‌هایی از عوارض که مقادیر آنها از نظر اندازه، مشابه یا نزدیک به هم هستند می‌پردازد. این ابزار همچنین ناخوشه‌های فضایی را شناسایی می‌کند. آماره محلی موران I به صورت زیر به دست می‌آید:

$$I = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} (x_j - \bar{X}) \quad (۴)$$

که در آن x_i خصیصه عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j است و:

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}^2}{n-1} - \bar{X}^2 \quad (۵)$$

(۱۱)

$$b_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n x_t \sin\left(\frac{2\pi q}{n} t\right) \quad q = 1, 2, \dots, n$$

در رابطه فوق Q تعداد هارمونیک‌ها (همسازها) است که برای سری‌های زوج به تعداد $q = \frac{n}{2}$ و برای سری‌های زمانی فرد $q = \frac{(n-1)}{2}$ همساز خواهیم داشت. با استفاده از رابطه زیر واریانس هر یک از فرکانس‌ها (موج‌ها) حساب می‌شود:

$$I(f_i) = \frac{n}{2} (a_i^2 + b_i^2) \quad (12)$$

یافته‌ها

جدول ۱ بعضی از مشخصات آماری بارش را طی دوره‌های مختلف مورد مطالعه (دوره اول: ۱۳۴۰ تا ۱۳۵۰، دوره دوم: ۱۳۵۰ تا ۱۳۶۰، دوره سوم: ۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰، دوره چهارم: ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰ و دوره پنجم: ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰) را نشان می‌دهد. مطابق این جدول، بیشترین میانگین بارش با ۲۸۳/۶۶ میلی‌متر در دوره دوم (۱۳۵۰ تا ۱۳۶۰) رخ داده است. این در حالی است که بیشترین واریانس یا به عبارتی بیشترین تغییرات بارش نیز در همین دوره اتفاق افتاده است. در هر پنج دوره، اختلاف میانه، مد و میانگین، بیانگر وجود ناهنجاری در هر پنج دوره است.

در این فرمول X_j مقدار خصیصه برای عارضه J ، $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i ، J و n برابر با تعداد کل عارضه‌ها است:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{j=1}^n x_j}{n} \quad S = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n x_j^2}{n} - (\bar{X})^2} \quad (9)$$

از آنجا که G_i خودش نوعی امتیاز Z است، دیگر نیاز به محاسبه دیگری نیست. به منظور اینکه تحلیل دقیق‌تری نسبت به تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران به دست بیاید تحلیل چرخه‌های بارش برای هر دوره با استفاده از روش تحلیل طیفی مورد بررسی قرار گرفت. اندازه‌ای از توزیع واریانس در امتداد تمامی طول موج‌های سری زمانی را تحلیل طیف گویند. در واقع تکنیک تحلیل همسازها، تجزیه واریانس یکسری زمانی است. در تکنیک تحلیل طیفی، ابتدا سری‌های زمانی به توابع فرکانسی (به صورت تابعی دوره‌ای^۱ با دامنه^۲ و فراوانی^۳) تبدیل می‌شوند. در این تابع، فراوانی گویای مقیاس زمانی (چرخه‌ها در واحد زمان) و دامنه بیانگر میزان واریانس در آن مقیاس زمانی است. بنابراین در این تکنیک، تک تک موج‌ها، استخراج و سهم هر یک از آن‌ها در واریانس کل تعیین و در نهایت، پس از استخراج واریانس، تک تک موج‌ها از لحاظ معنی‌داری آماری بررسی می‌شود. برای تبدیل سری زمانی به فرکانس و محاسبه هارمونیک‌ها بایستی ابتدا دو پارامتر را حساب کرد:

(۱۰)

$$a_i = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n x_t \cos\left(\frac{2\pi q}{n} t\right) \quad q = 1, 2, \dots, \frac{n}{2}$$

جدول ۱: مشخصات آماری هریک از دوره‌های مختلف بارش ایران

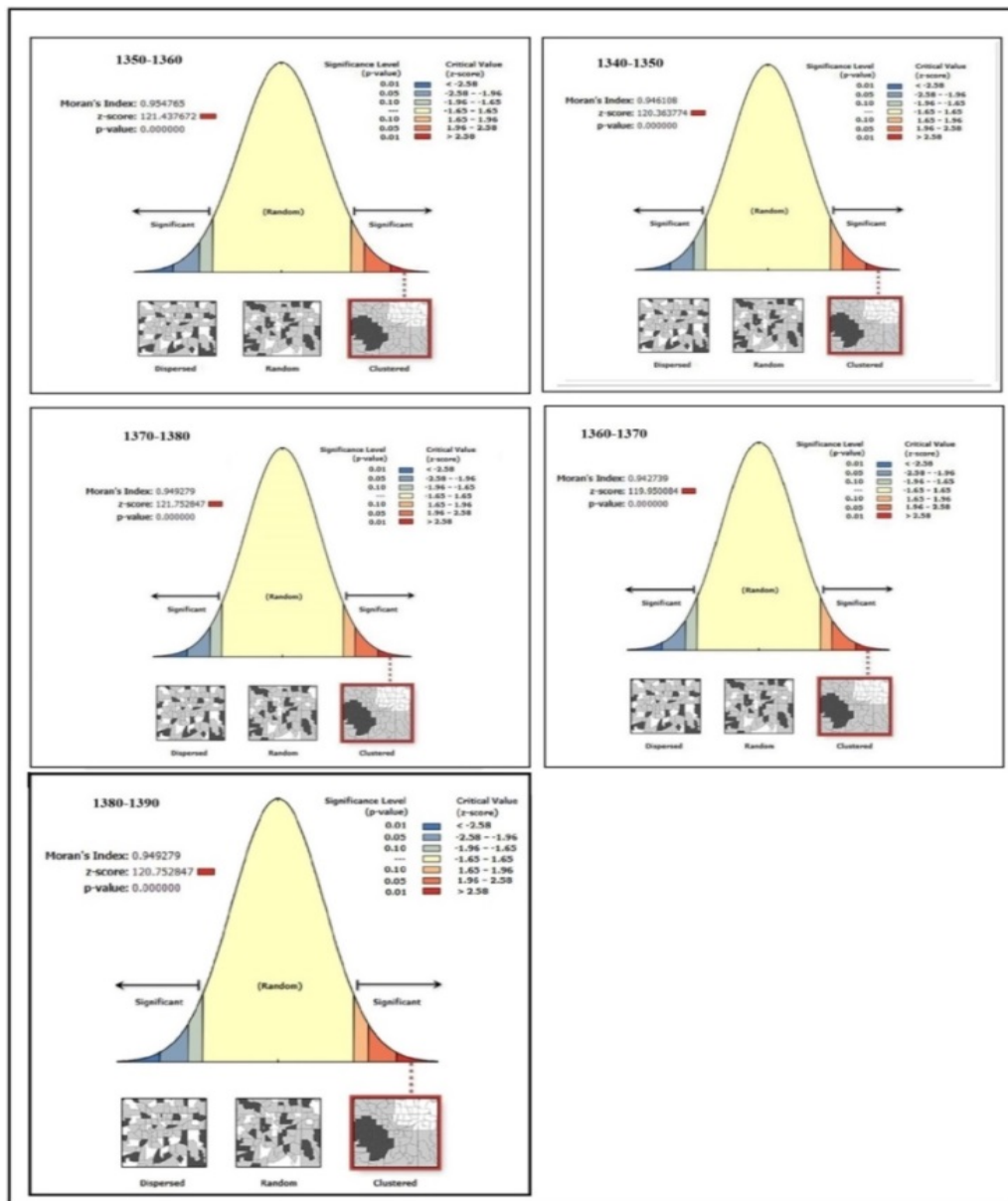
فراسنج	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
میانگین	۲۲۲/۹۲	۲۳۸/۶۶	۲۵۵/۵۲	۲۵۸/۵	۲۵۴/۱۵
انحراف از میانگین	۱/۹۴	۲/۱۹	۱/۹۸	۲/۱	۲/۴۱
میانه	۱۵۷/۸۶	۲۳۱/۵	۱۹۷/۱۳	۲۰۴/۱۱	۱۸۷/۶
مد	۸۷/۹۲	۱۰۲/۹۶	۱۲۲/۱۹	۱۰۲/۱۱	۱۰۷/۵۴
انحراف معیار	۱۷۶/۳۹	۱۸۹/۸۴	۱۷۹/۸۹	۱۸۵/۷۹	۱۸۷/۹۷
واریانس	۳۱۱۱۶/۹	۳۶۰۴۱۶/۳۶	۳۲۳۶۰/۷۲	۳۴۵۱۹/۹	۳۳۵۱۹/۶
ضریب تغییرات	۹۷/۲۴	۶۶/۷۸	۷۰/۱۹	۷۳/۲۵	۶۲/۳۷
چولگی	۲/۴۵	۱/۸۹	۲/۶۱	۲/۱	۲/۲۹
کشیدگی	۹/۶۴	۵/۵	۱۲/۶۵	۶/۲۳	۷/۵۰
دامنه تغییرات	۱۵۶۸/۳۸	۱۶۹۱/۳	۲۱۴۸/۸	۱۵۷۲/۷۹	۱۷۴۳/۳
کمینه	۴۲/۷۲	۴۷/۱۹	۵۳/۹	۳۴/۱۵	۴۲/۵
بیشینه	۱۶۱۱/۱	۱۷۳۸/۵۲	۲۲۰۲/۷	۱۶۰۶/۹۴	۱۷۷۱/۸۳

منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

تحلیل الگوی تغییرات درون دهه‌های بارش

تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی، دو نوع خروجی به صورت عددی و به صورت گرافیکی ارائه می‌دهد. به‌طور کلی اگر مقدار شاخص موران نزدیک به +۱ باشد، داده‌ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای بوده و اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد -۱ باشد، آنگاه داده‌ها از هم گسسته و پراکنده خواهند بود. خروجی گرافیکی، پراکنده یا خوشه‌ای بودن داده‌ها را نشان می‌دهد. در مورد این ابزار، فرضیه صفر این است که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر عنصر مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. حال زمانی که مقدار سطح معنی‌داری بسیار کوچک و مقدار z محاسبه‌شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد (خارج از محدوده اطمینان قرار گیرد)، آنگاه می‌توان فرضیه صفر را رد کرد.

بالاترین ضریب تغییرات با ۷۹/۲۷ درصد در دوره اول رخ داده است. با وجود این، بیشترین دامنه تغییرات بارش با ۲۱۴۸/۸۳ مربوط به دوره سوم (۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰) است. چولگی و کشیدگی برای هر پنج دوره مثبت است. چولگی مثبت حاکی از این است که مساحت قسمت‌های با بارش کمتر از میانگین، از مساحت قسمت‌های با بارش بالاتر از میانگین بیشتر است. کشیدگی مثبت، افراشته‌بودن داده‌ها در هر پنج دوره را نشان می‌دهد. حداکثر بارش با ۲۲۰۲/۷۸ میلی‌متر در دوره سوم (۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰) و کمینه بارش با ۳۴/۱۵ میلی‌متر در دوره چهارم (۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰) رخ داده است. در مجموع می‌توان گفت که دوره پنجم (۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰) نسبت به سایر دوره‌ها نوسانات کمتری را تجربه کرده است.



شکل ۲: نتایج حاصل از پراکنش الگوی موران جهانی برای بارش طی پنج دوره مورد

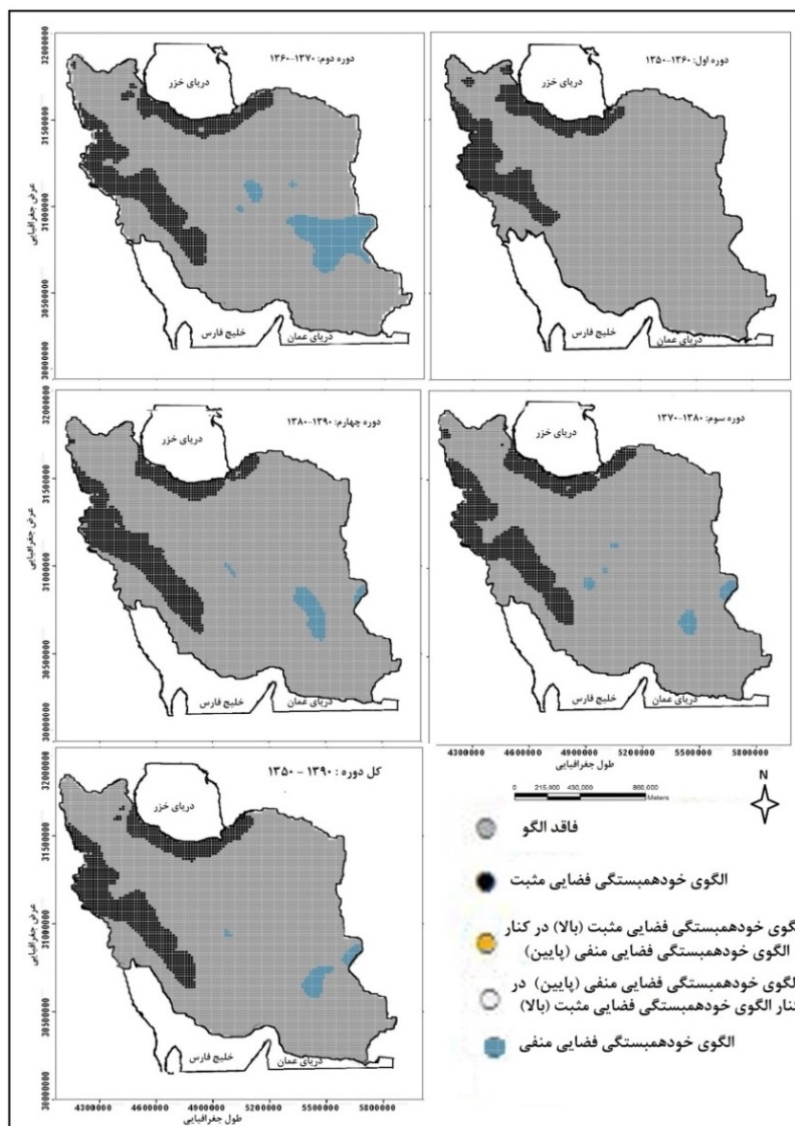
منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

در هر پنج دوره مطالعه‌شده، دارای الگوی خوشه‌ای بالا در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد است. با وجود این بالاترین شاخص موران جهانی با مقدار ۰/۹۵۴۷ مربوط به دوره اول (۱۳۴۰ تا ۱۳۵۰) بوده است. آماره Z برای هر پنج دوره، بالا و بین ۱۱۸ تا ۱۲۲ است. بنابراین در مجموع بر اساس موران جهانی می‌توان استنباط نمود که تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران از الگوی خوشه‌ای

اگر مقدار شاخص موران بزرگتر از صفر باشد، داده‌ها نوعی خوشه‌بندی فضایی را نشان می‌دهند. اگر مقدار شاخص کمتر از صفر باشد عوارض مطالعه‌شده دارای الگوی پراکنده هستند. همان طوری که در شکل ۲ مشاهده می‌شود مقدار شاخص موران جهانی برای هر پنج دوره بالای ۰/۹۰ و نزدیک به ۱ است. این نکته نشان می‌دهد که بر اساس موران جهانی، بارش کشور

کشور دیده می‌شود (شکل ۳). فقط در ۱۲/۵ درصد از مساحت کشور که بیشتر نوار ساحلی دریای خزر و بخش‌های از ارتفاعات زاگرس و غرب کشور را شامل می‌شود، الگوی خوشه‌ای با ارزش‌های بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) حاکم بوده است. در این دوره، الگوهای کم‌بارش (LL) یا مقادیر با ارزش پایین (خودهمبستگی فضایی منفی) در کشور دیده نمی‌شود. این درحالی است که در دوره دوم (۱۳۵۰ تا ۱۳۶۰) مقادیر با ارزش‌های پایین (خودهمبستگی فضایی منفی) در ۶/۱۱ درصد از مساحت کشور به صورت لکه‌های محدود در نواحی مرکزی و جنوب شرق کشور وجود دارد (جدول ۲).

بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ... بسیار بالا تبعیت می‌کند. بنابراین با توجه به بالابودن مقدار Z و پایین بودن مقدار ارزشی سطح معنی‌داری می‌توان فرضیه وجود نداشتن خودهمبستگی فضایی بین داده‌ها در هر پنج دوره را رد نمود. همان طوری که مشاهده شد خودهمبستگی فضایی موران جهانی فقط نوع الگو را مشخص می‌کند. به همین دلیل برای نشان دادن توزیع فضایی الگوی حاکم بر توزیع بارش ایران، طی دوره‌های مختلف از موران محلی استفاده شده است. نتایج حاصل از این تحلیل نشان می‌دهد که آیا عوارض به صورت تصادفی، پراکنده یا خوشه‌ای در فضا توزیع شده‌اند. اگر مقدار I مثبت باشد، بدین معناست که عارضه مورد نظر، توسط عوارض مشابه خود احاطه شده‌اند. بنابراین عارضه مورد نظر بخشی از آن خوشه است. اگر مقدار I منفی باشد به معنای آن است که عارضه مورد نظر توسط عوارضی نامشابه محاصره شده است. این نوع عارضه در حقیقت ناخوشه نامیده می‌شود. این شاخص در چارچوب امتیاز استاندارد محاسبه شده و سطح معنی‌داری قابل تفسیر و تحلیل است. در این ابزار، HH بیانگر خوشه‌های مقادیر زیاد یا خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد اطمینان، LL بیانگر خوشه‌های مقادیر کم یا خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد اطمینان، HL نشانگر ناخوشه‌ای بودن است که در آن مقداری زیاد توسط مقادیر کم محاصره شده‌اند و LH تک‌سلول‌هایی که در آن عارضه دارای مقدار کم، توسط عوارض دارای مقادیر زیاد محاصره شده‌اند و از نظر آماری معنادار (سطح ۵ درصد) هستند را از یکدیگر متمایز می‌گرداند. شکل ۳ تغییرات درون دهه‌ای خودهمبستگی فضایی الگوی خوشه‌ای بارش را طی دوره مختلف نشان می‌دهد. در دوره اول (۱۳۴۰ تا ۱۳۵۰) در اکثر مناطق کشور هیچ نوع الگوی حاکم نبوده یا به عبارتی فاقد خودهمبستگی فضایی بوده است. این وضعیت در ۸۷/۵ درصد از مساحت



شکل ۳: نتایج حاصل از پراکنش الگوی موران محلی برای بارش طی پنج دوره مورد مطالعه
منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

جدول ۲: درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص موران محلی

دوره اول (۱۳۴۰-۱۳۵۰)	دوره دوم (۱۳۵۰-۱۳۶۰)	دوره سوم (۱۳۶۰-۱۳۷۰)	دوره چهارم (۱۳۷۰-۱۳۸۰)	دوره پنجم (۱۳۸۰-۱۳۹۰)	نوع الگو
۱۲/۵	۱۴/۱۰۶	۱۴/۱۵	۱۳/۸۶	۱۴/۳۲	الگوی خوشه‌ای بالا (HH)
-	۶/۱۱	۱/۳۷	۱/۹۸	۱/۵۱	الگوی خوشه‌ای پایین (LL)
-	-	-	-	-	الگوی خوشه‌ای بالا در کنار الگوی خوشه‌ای پایین (HL)
-	-	-	-	-	الگوی خوشه‌ای پایین در کنار الگوی خوشه‌ای بالا (LH)
۸۷/۵	۹۷/۸	۷۴/۷۵	۷۵/۲۸	۷۴/۲۵	فقد الگو

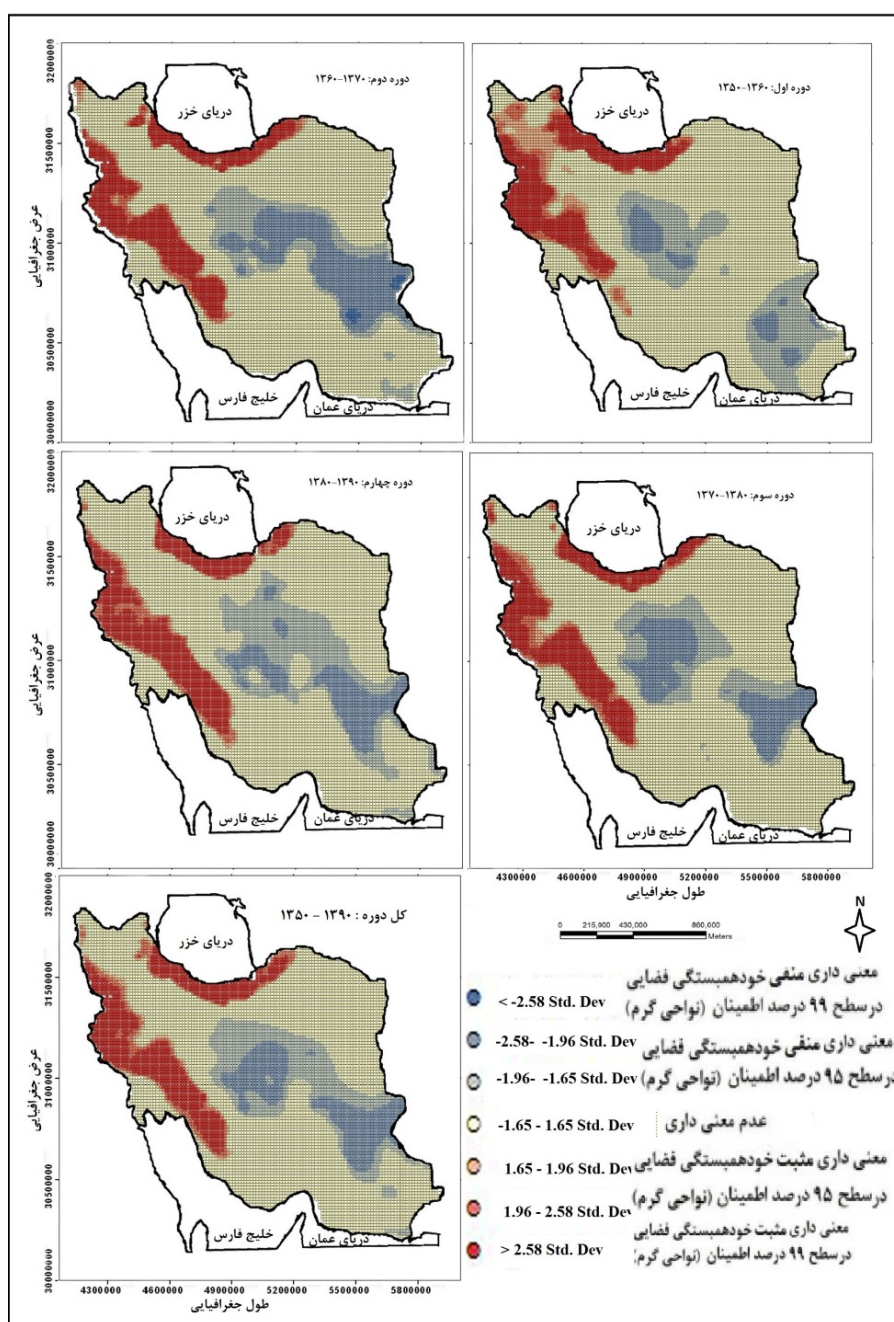
منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

با توجه به آنچه تا کنون گفته شد، آن دسته از نواحی کشور که بارش آنها خودهمبستگی فضایی مثبت (خوشه‌های پر بارش) و منفی (خوشه‌های کم بارش) داشت، مشخص گردید. اما به منظور حصول اطمینان از مناطق دارای خوشه‌های با ارزش بالا و پایین از شاخص GI استار یا هات اسپات استفاده شده است که نتایج آن در شکل ۴ ارائه شده است. آماره GI که برای هر عارضه موجود در داده‌ها محاسبه می‌شود، نوعی امتیاز Z است. برای امتیاز Z مثبت و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z بزرگتر باشد، مقادیر بالا به میزان زیادی خوشه‌بندی شده و لکه داغ تشکیل می‌دهند. برای امتیاز Z منفی و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z کوچکتر باشد، به معنای خوشه‌بندی شدیدتر مقادیر پایین خواهد بود و این‌ها در حقیقت لکه‌های سرد را نشان می‌دهند. همان طوری که از شکل ۴ بر می‌آید، در دوره اول، بارش در قسمت‌هایی از امتداد کوه‌های زاگرس، بخش‌هایی از جنوب غرب ایران و کرانه‌های ساحلی دریای خزر، دارای خودهمبستگی فضایی مثبت یا دارای خوشه‌های با ارزش بالا در سطح اطمینان ۹۹ درصد هستند. قسمت‌هایی که دارای خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۵ درصد هستند، تنها ۳/۶ درصد از مساحت کشور را تشکیل می‌دهند (جدول ۳). در این دوره مقادیر با ارزش پایین یا نواحی دارای خوشه‌های کم بارش که در مجموع نزدیک به ۱۸ درصد از مساحت کشور را تشکیل می‌دهند به صورت لکه‌هایی در نواحی مرکزی و نواحی جنوب شرقی دیده می‌شوند. الگوی خوشه‌ای مقادیر بالای خودهمبستگی فضایی بارش ایران در دوره دوم (۱۳۵۰ تا ۱۳۶۰) که در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنی دار است، افزایش پیدا کرده است (جدول ۳)؛ اما به لحاظ مکانی تغییرات ناچیزی داشته است. به طوری که دنباله نواحی دارای خودهمبستگی فضایی مثبت تا زاگرس میانی کشیده

بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ... مساحت مقادیر بارش با خودهمبستگی مثبت بالا نسبت به دوره اول حدود ۲ درصد افزایش یافته و از نظر مکانی نیز دچار تغییراتی شده است (شکل ۳). به طوری که دنباله خوشه‌های با ارزش بالا تا بخش‌هایی از زاگرس میانی کشیده شده است. این در حالی است که مقادیر با ارزش بالا یا دارای خود همبستگی فضایی مثبت (HH) در دوره اول محدود به نواحی شمالی زاگرس بودند (شکل ۳). در دوره سوم (۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰) از تغییرات الگوهای کم بارش (خودهمبستگی فضایی منفی) کاسته شده است. به طوری که تنها ۱/۳ درصد از مساحت کشور دارای الگوهای کم بارش بوده است (جدول ۲). الگوهای کم بارش در این دوره به صورت لکه‌های ناچیزی محدود به بخش‌های مرکزی و جنوب شرق کشور است. در این دوره مساحت الگوهای پر بارش (خودهمبستگی فضایی مثبت) اندکی کاسته شده است و به لحاظ مکانی نیز تغییرات بسیار ناچیزی را تجربه کرده است. دوره چهارم نیز مساحت الگوهای پر بارش نسبت به دوره‌های دوم و سوم، کاهش یافته است. تغییرات خودهمبستگی درون دهه‌ای بارش در دوره پنجم (۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰) نسبت به دوره سوم و چهارم تغییرات ناچیزی داشته است؛ اما نسبت به دوره اول و دوم، تغییرات آن قابل توجه بوده است. همان طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، در دوره پنجم ۷۴/۲۵ درصد از مساحت کشور بر اساس الگوی موران محلی، از هیچ الگوی فضایی پیروی نمی‌کند. به عبارت دیگر بیشتر مساحت کشور الگوی فاقد معنی را تجربه کرده است (جدول ۲). در مجموع با توجه با اینکه مقادیر دارای خودهمبستگی مثبت در هر پنج دوره به سواحل خزر و ارتفاعات زاگرس محدود شده است، می‌توان استنباط کرد که عوامل محلی در توزیع پراکندگی بارش در ایران نقش بسزایی ایفا می‌کنند.

(۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰) تغییرات فضایی بارش ایران تغییراتی مشابه با دوره اول (۱۳۴۰ تا ۱۳۵۰) بوده است. با این تفاوت که در دوره سوم، مساحت مناطقی که دارای خودهمبستگی فضایی منفی در سطح اطمینان ۹۹ درصد بودند افزایش داشته است.

شده است (شکل ۴). در دوره دوم، نواحی با خودهمبستگی فضایی منفی نسبت به دوره اول تغییرات قابل توجهی داشته است. به طوری که مساحت الگوی‌های کم‌بارش نسبت به دوره اول، ۳ درصد افزایش داشته است (جدول ۴). در دوره سوم



شکل ۴: نتایج حاصل از پراکنش الگوی هات اسپات برای بارش طی پنج دوره مطالعه شده

منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

خودهمبستگی فضایی بارش در دوره پنجم (۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰) بیانگر این است که همانند چهار دوره اول، خوشه‌های کم بارش ایران در امتداد کوه‌های زاگرس، بخش‌هایی از غرب و شمال غرب و کرانه‌های ساحلی دریای خزر گسترده شده‌اند. نواحی کم بارش هم به صورت نواری از نواحی مرکزی تا مرزهای جنوب شرق کشور کشیده شده‌است.

تغییرات خود همبستگی فضایی بارش ایران در دوره چهارم (۱۳۷۰ تا ۱۳۸۰) براساس شاخص GI تقریباً مشابه با دوره دوم (۱۳۶۰ تا ۱۳۷۰) بوده است. با وجود این در این دوره، در مجموع ۱۵ درصد از مساحت کشور خودهمبستگی فضایی مثبت داشته و دارای الگوی خوشه‌ای پر بارش بوده و ۲۱ درصد از مساحت کشور دارای خودهمبستگی فضایی منفی داشته و نواحی با الگوی خوشه‌ای کم بارش بوده است. تغییرات

جدول ۳: درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص هات سپات

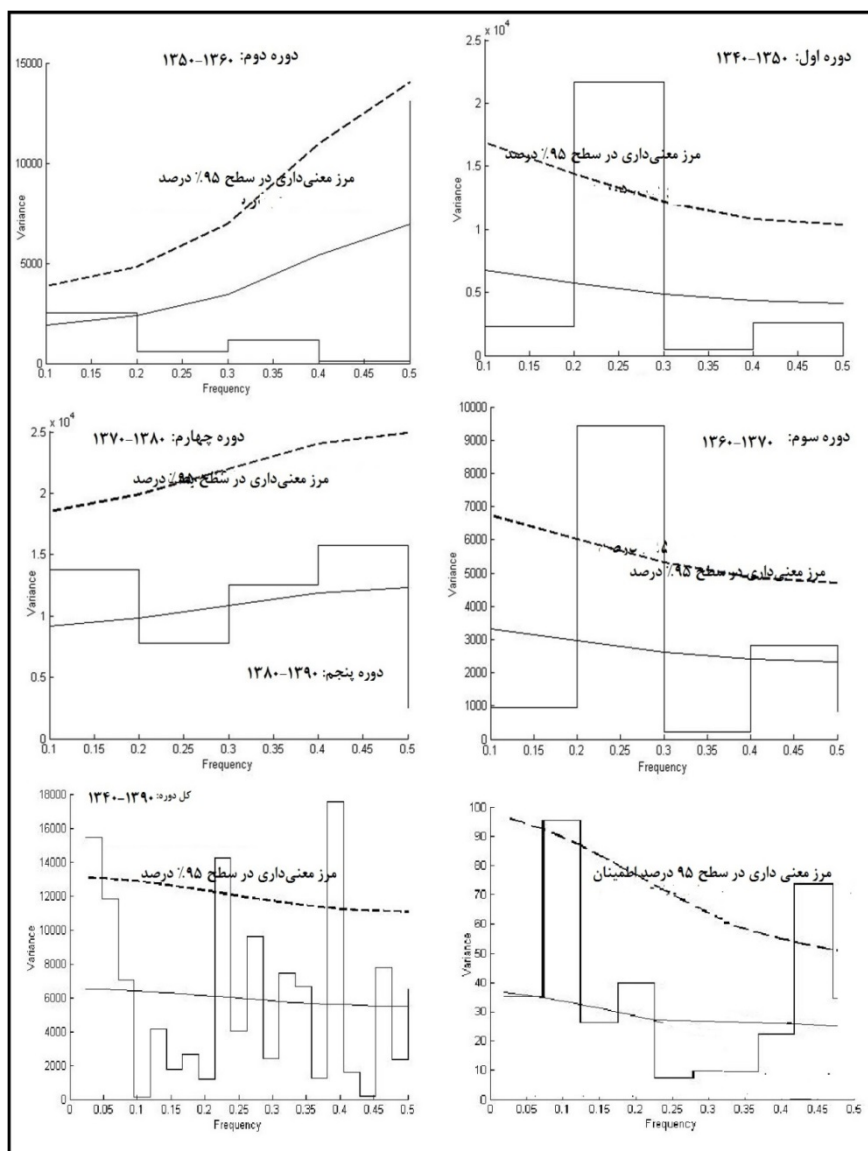
کل دوره	دوره چهارم	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	نوع الگو
-	-	-	۱/۴	-	الگوی بسیار کم بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد)
۹	۷/۳	۹/۳	۱۲/۲	۵/۹	الگوی کم بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد)
۱۲	۱۴/۶	۹/۶	۹/۱	۱۰/۴	الگوی متوسط کم بارش
۶۱/۸	۶۱/۸	۶۳/۷	۶۱/۲	۵۹/۳	فاقد الگو معنی داری
۱/۷	۱/۳	۱/۸	۱/۸	۴/۳	الگوی متوسط پر بارش
۳/۱	۳/۱	۳/۴	۳/۲	۳/۶	الگوی پر بارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد)
۱۲/۲	۱۱/۹	۱۲/۱	۱۲/۲	۷/۵	الگوی بسیار پر بارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد)

منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

است که به عنوان یکی از روش‌های استخراج و تحلیل نوسانات آشکار و نهان با طول موج‌های مختلف، مطرح است. به منظور درک شهودی این روش در شکل (۲) دوره‌نگار، طیف و فاصله اطمینان برای سری‌های زمانی بارش سالانه ایران برای دوره‌های مختلف ارائه شده است.

تحلیل همسازهای دوره‌ای بارش ایران

به منظور تحلیل دقیق‌تری نسبت به تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران به دست بیاید چرخه‌های حاکم بر هر دوره با استفاده از تحلیل طیفی مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. اساس روش‌های تحلیل طیفی، تقسیم‌بندی تغییرپذیری در سری‌های زمانی به اجزا یا بخش‌های حاوی دوره‌های مختلف یا فرکانس



شکل ۵: نمودارهای دوره‌نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی بارش ایران طی دوره‌های مختلف
منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

(یک چرخه در طول دوره آماری) خط شکسته دوم به عنوان همساز یا هارمونیک دوم (دو چرخه در طول دوره آماری) است. خط چین، مرز معنی‌داری چرخه‌ها در سطح ۹۵ درصد اطمینان است. چرخه‌ها در سه مقیاس تهیه شده‌اند. محور عمودی برآورد طیف (واریانس) را نمایش می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان واریانس) به ازای فرکانس (زمان)‌های مختلف را ارائه می‌کند. با اعمال تکنیک تحلیل طیفی بر

دوره‌نگار نموداری است که در آن محور عمودی برآورد طیف (واریانس) و محور افقی بسامد (احتمال، فراوانی) چرخه‌ها را نشان می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان واریانس) به ازای بسامدهای (زمان) مختلف را ارائه می‌کند. همچنین این خطوط شکسته مستطیلی شکل شماره چرخه‌ها (همسازها) را نشان می‌دهند. بدین ترتیب که اولین خط شکسته مستطیلی شکل از سمت چپ به عنوان همساز اول

جنوب شرق کشور قابل مشاهده است. این چرخه‌ها به وجود روند در داده‌ها نسبت داده می‌شوند. همان طوری که مشاهده شد چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۴ ساله بیشترین حاکمیت را بر بارش ایران داشته است. بعضی از دانشمندان، این نوع چرخه‌ها را به رخداد ال-نینو نسبت داده‌اند؛ برای مثال کالیسی سردار^۱ و همکاران (۲۰۰۴) چرخه‌های ۲ تا ۵ ساله را در بارش ترکیه به رخداد ال-نینو مربوط دانسته‌اند. بیشتر دانشمندان چرخه‌های ۲ تا ۴ ساله را به ال نینو-نوسانات جنوب آگویی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و سایر فرایندهای اقلیمی-اقیانوسی نسبت داده‌اند (هارتمن^۳ همکاران ۲۰۰۸، ۱۵۶، گارسیا^۴ و همکاران ۲۰۰۲، ۹۵-۷۷).

بررسی تغییرات الگوهای خود همستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ...

داده‌های آب قابل بارش جو ایران، چرخه‌های سینوسی معنی‌دار در پهنه ایران زمین آشکار گردید که نتایج آن شکل ۵ ارائه گردیده است. تغییرات چرخه‌های درون دهه‌ای بارش ایران نشان می‌دهد که در دوره اول و سوم چرخه‌های ۴ ساله بر بارش ایران حاکم بوده است. این در حالی است که در دوره دوم و چهارم بارش ایران هیچ‌گونه چرخه‌ای نداشته است. در دوره پنجم بارش ایران علاوه بر چرخه‌های ۲ ساله چرخه بلندمدت ۱۷ ساله هم بر بارش این دوره حاکم بوده است.

در مجموع می‌توان گفت که بارش ایران در شماره چرخه‌های ۱، ۹ و ۱۶ دارای چرخه‌های ۵۰، ۴ و ۲ ساله بوده است. وجود چرخه‌هایی که دوره بازگشتی برابر با طول دوره آماری دارند در اکثر مناطق ایران به جز

جدول ۴: مشخصات آماری چرخه‌های بارش ایران طی دوره‌های مختلف

ایستگاه	شماره چرخه معنی‌دار	بسامد (احتمال)	دوره بازگشت	واریانس
دوره اول	۲	۰/۲۰۱	۴	۲۱۶۹۰/۴
دوره دوم	-	-	-	-
دوره سوم	۲	۰/۳۰۱	۴	۱۸۵۳/۱۸
دوره چهارم	-	-	-	-
دوره پنجم	۲	۰/۵۸۸	۱۷	۹۸/۷۳۰۲
	۱۱	۰/۳۲۳۵	۳	۶۶/۰۴۳۲
	۱۳	۰/۳۸۲۴	۲	۵۱/۸۶۴۹
کل دوره	۱	۰/۲۳۸	۵۰	۱۵۴۶/۱
	۹	۰/۲۱۴۳	۴	۴۲۴۰/۱
	۱۶	۰/۳۸۱۰	۲	۱۷۵۴/۶

منبع: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۳

1 -Kalaycı Serdar

2 EL Nino Southern Oscillation(ENSO)

3-Hartman

4-Garcia

نتیجه‌گیری

یکی از شاخه‌های جالب و در حال رشد آمار فضایی مربوط به خودهمبستگی فضایی است. خودهمبستگی به رابطه بین مقادیر باقیمانده در طول خط رگرسیون مربوط می‌شود. خودهمبستگی قوی زمانی رخ می‌دهد که مقادیر باقیمانده شدیداً با هم در ارتباط باشند. به عبارت دیگر تغییراتشان به صورتی نظام‌مند رخ دهند. با وجود این، خودهمبستگی قوی زمانی رخ می‌دهد که مقادیر یک متغیر که از نظر جغرافیایی به هم نزدیک هستند با هم مرتبط باشند. در این مطالعه به بررسی تغییرات الگوی همبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر پرداخته شد. برای این منظور از روش‌های موران محلی و جهانی، هات اسپات و سپس به منظور بررسی دقیق‌تری تغییرات درون دهه‌ای بارش ایران از روش تحلیل طیفی بهره گرفته شده است. برای دستیابی به این اهداف داده‌های بارش ایران از ۱۹۹۰-۱۹۴۰ استخراج گردید. سپس برای اعمال روش‌های مورد استفاده در این پژوهش، از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزارهای متلب و سامانه اطلاعات جغرافیایی بهره گرفته شد. نتایج حاصل از روش موران جهانی نشان داد که تغییرات خودهمبستگی فضایی درون دهه‌ای بارش ایران از الگوی خوشه‌ای بالا پیروی می‌کند. از آنجایی که شاخص موران جهانی فقط نوع الگو را مشخص می‌کند؛ لذا به منظور تغییرات خودهمبستگی فضایی بارش ایران از موران محلی و تحلیل لکه‌های داغ استفاده گردید که بر اساس هر دو شاخص، کرانه‌های ساحلی دریای خزر و همچنین ارتفاعات غرب و جنوب غرب نقش قابل توجهی در الگوهای بارش با الگوی خوشه‌ای بالا داشته است. به طوری که این منطقه از کشور دارای خودهمبستگی فضایی مثبت بوده است. این در حالی است که نواحی دارای خودهمبستگی فضایی

منفی در هر پنج دوره مربوط به بخش‌هایی از نواحی مرکزی و قسمت‌هایی از جنوب شرق کشور است. در مجموع، مساحت بالایی از ایران در هر پنج دوره، فاقد الگوی معنادار یا به عبارتی فاقد خودهمبستگی فضایی معنادار به لحاظ آماری بوده است. نتایج حاصل از تحلیل همسازه‌ها نشان داد که چرخه‌های حاکم بر بارش درون دهه‌ای ایران بیشتر کوتاه‌مدت و میان‌مدت است.

منابع

- جلالی و همکاران (۱۳۹۲) بررسی و ارزیابی روش‌های زمین آماری گریجینگ در توزیع فضایی بارش (مطالعه موردی: شمال غرب کشور)، مجله جغرافیای فضایی اهر، شماره ۸
- عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) تحلیل همدیدی بارش‌های سنگین در غرب کشور (مطالعه موردی: بارش دوره ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۴ اسفند ۱۳۸۵)، فصلنامه جغرافیایی طبیعی، شماره ۴، صص ۱۸-۱.
- عساکره، حسین و رباب رزمی (۱۳۹۱): تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۳: ۱۶۲-۱۴۷.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷)، کاربرد روش گریجینگ در میان‌یابی بارش مطالعه موردی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران زمین، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲، صص ۴۲ - ۲۵.
- عساکره، حسین (۱۳۸۶)، بررسی آماری روند دمای سالانه تبریز، اندیشه جغرافیایی، شماره ۱.
- علیجانی، بهلول و همکاران (۱۳۹۰) بررسی ساختار تداوم دو وضعیتی بارش‌های سالانه جنوب ایران با استفاده از مدل وضعیت نهان زنجیره‌ای مارکوف، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۲۰-۱.
- علیجانی و همکاران (۱۳۹۲) توزیع فضایی بارش ایران، نخستین همایش بین‌المللی مخاطرات محیطی دانشگاه خوارزمی تهران، ۸ و ۹ آبان ۱۳۹۲.
- قلی زاده و همکاران (۱۳۸۸)، پیش بینی بارش ماهانه با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۷۱، صص ۶۱-۵۳

Concentration in Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 94, pp. 107-124.

Goovaerts. P. (2000). Geostatistical approach for incorporating elevation in the spatial interpolation of rainfall: *J. Hydrology. Amsterdam*. 228(1-2). 113-129.

Jeffrey, S. J. Carter, J. O. Moody, K. B. and Berwick, A. R, (2001), were using spatial interpolation to construct a comprehensive archive of Australian climate data.

Lynch. S.D. (2001). *Converting Point Estimates of Daily Rainfall onto a Rectangular Grid*. Department of Agricultural Engineering. University of Natal. South Africa. Lynch2@aqua.cwr.ac.za.

بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌های بارش ...

نادر، پروین (۱۳۸۹)، مطالعه تغییر اقلیم نیم قرن اخیر با تأکید بر منطقه شمال غرب، کنگره بین‌المللی جغرافی‌دانان جهان اسلام (۲۰۱۰) ۲۵ تا ۲۷ فروردین - زاهدان

صبحی، راضیه و سلطانی سعید (۱۳۸۷)، تحلیل روند عوامل اقلیمی در شهرهای بزرگ ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره ۴۶، ص ۸۷-۷۳.

رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۰)، ارزیابی روند جهش‌های دما و بارش در استان هرمزگان، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۱، صص ۹۷-۱۱۶.

حسنی پاک، علی اصغر (۱۳۸۹)، زمین آمار (ژئواستاتیسیتیک)، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول.

Alijani, B. Brien, J.O. and Yarnal (2008). *Spatial Analysis of Precipitation Intensity and*

