

ارزیابی خودهمبستگی فضایی بارش ایران

مهدی اسدی^۱

علی محمد خورشید دوست^۲

عباسعلی داداشی روبداری^۳

چکیده

به منظور دستیابی به تغییرات فصلی بارش از روش‌های نوین آمار فضایی مانند خودهمبستگی فضایی موران جهانی، تابع K راپلی، شاخص انسلین محلی موران و لکه‌های داغ با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزار ARCGIS بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تغییرات بارش در ایران دارای الگوی خوش‌های بالا می‌باشد. در این‌بین بر اساس شاخص محلی موران و لکه‌های داغ، بارش در کرانه‌های ساحلی دریای خزر و بخش‌های غرب و جنوب‌غرب کشور (عمدتاً زاگرس) دارای خودهمبستگی فضایی مثبت و بخش‌هایی از نواحی مرکزی و همچنین بخش‌هایی از جنوب شرق کشور و نواحی مرکزی دارای خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. در سایر مناطق کشور (کمتر از یک‌چهارم مساحت کل کشور) بارش هیچ‌گونه الگوی معناداری یا خودهمبستگی فضایی نداشته است. برondادهای آمارهای موردمطالعه بیانگر این امر بوده است الگوهای پریارش در مناطق جنوبی در حال عقب‌نشینی بوده و تنها به کانون‌های عمدۀ در زاگرس و کرانه‌های دریای خزر در حال محدود شدن می‌باشد.

واژگان کلیدی: بارش، خودهمبستگی فضایی، موران محلی و جهانی، لکه‌های داغ، ایران.

مقدمه

آگاهی از مقدار، توزیع مکانی و زمانی تغییرات بارش برای برنامه‌ریزی‌ها امری ضروری است (Chappell et al, 2013: 105). از جمله مواردی که بررسی فراسنج اقلیمی بارش را شاخص نموده است می‌توان به مدل‌سازی و پیش‌بینی سیلاب، پایش و اعتبارسنجی مدل‌های هواشناسی، مدل‌سازی عملکرد محصولات کشاورزی و غیره اشاره نمود. به این ترتیب بررسی تنوع مکانی- زمانی بارش نه تنها برای پیش‌بینی آب و هوا مهم است بلکه برای طیف وسیعی از تصمیم‌گیرندگان از جمله هیدرولوژیست‌ها، کشاورزان و صنعت‌گران امری حیاتی محسوب خواهد شد (Brunsell, 2010: 165).

همان‌طور که اشاره شد ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش که به طور مداوم بارش را پایش کنند اغلب موقع در دسترس نمی‌باشند. لذا می‌بایست با استفاده روش‌های بهینه بهترین راهکار را جهت بررسی نقاط فاقد آمار ارائه داد. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش‌های زمین‌آمار اشاره کرد. روش زمین‌آمار به عنوان روشی متناسب جهت بررسی داده‌های بارش و همچنین برآورد منطقه‌ای بارش مورد تایید قرار گرفته است (Goovaerts, 2000: 126). نتایج حاصل از مطالعات بسیاری نشان داده است که تکنیک‌های زمین‌آمار نسبت به روش‌های معمول درون‌یابی دقیق‌تر هستند (Chappell et al, 2013: 105; Grimes & Pardo-Igúzquizats, 2010: 136). همچنین می‌توان زمین‌آمار را برای تغییرپذیری بارش نیز مورداستفاده قرارداد (Berne et al, 2004: 166). برآورد دقیق از توزیع فضایی بارش نیاز به یک شبکه یاخته‌ای متراکم و منظم دارد (Goovaerts, 2000: 113).

Email: mehdi69asadi@gmail.com - Tel: 09141477593

^۱. دانش آموخته دکترا اقلیم شناسی دانشگاه حکیم سبزواری (نویسنده مسئول)

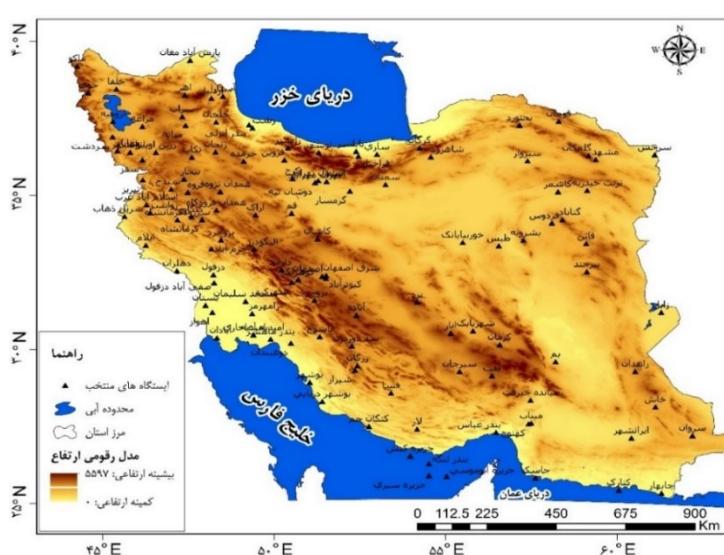
^۲. استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

^۳. دانش آموخته دکترا اقلیم شناسی دانشگاه حکیم سبزواری

یک الگوی ساختاریافته فضایی در سراسر منطقه مورد مطالعه می‌باشد از میانگین، واریانس و جهت ثابتی برخوردار باشد (Fortin & Dale, 2005: 142). باید توجه داشت که ساختار داده‌ها باید از فرایند تولید الگو برخوردار باشد نه از روند الگویی خود داده‌ها (Fortin et al., 2012: 102). به این منظور برای بررسی الگوی فضایی داده‌ها چند آماره فضایی وجود دارد که می‌توان به موران و گری اشاره کرد. روش‌های نامبرده برای تعیین کمیت و همچنین آزمون ساختار فضایی پارامترهای مشاهده شده مورد استفاده قرار می‌گیرند (Dale et al., 2002: 574). مطالعه الگوهای یاخته‌ای دارای سابقه‌ای طولانی و نقش مهمی در تجزیه و تحلیل داده‌های فضایی دارد (Ripley, 1977; Getis, 1984). از الگوهای یاخته‌ای می‌توان برای مشخص کردن الگوی فضایی پراکنده، تصادفی و خوش‌ای استفاده کرد. همچنین الگوهای یاخته‌ای این توانمندی را دارند تا خوش‌ها و ناخوش را نیز مورد پایش و ارزیابی قرار دهند (Robeson et al., 2014: 77). با توجه به مطرح شدن بحث تغییر اقلیم و تغییرات زمانی و مکانی عنصر بارش تاکنون از سوی محققین پژوهش‌های متعددی با استفاده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری انجام شده است که از جمله می‌توان به پژوهش‌های Some'e et al., 2012; Duhan and Pandey, 2013) اشاره کرد. آلد و سایپرند (۲۰۱۲) در پژوهشی برای منطقه کولمر واقع در شمال شرق فرانسه از روش چوله نرمال برای داده‌های آب و هوایی و مدل‌های پراکنده اپیدمیولوژی برای گونه‌های گیاهی با رویکرد کاربردی آمار فضایی بهره بردن و مناطق حساس کشاورزی به تغییرات آب و هوایی را مشخص کردند. روبسون و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی الگوهای نقطه‌ای کره زمین را تجزیه و تحلیل کردند؛ نامبردگان در این پژوهش با استفاده ازتابع K را پیلی بسیاری از الگوهای جهانی از جمله ایستگاه‌های هوشمناسی مهمن جهانی را مورد تحلیل قراردادند. در ایران تاکنون پژوهشی مرتبط با قابلیت‌های آمار فضایی انجام نشده است. اما پژوهش‌هایی مانند درزمینه‌ی بارش انجام شده است. از آنجایی که تغییرات زمانی مکانی بارش از مهم‌ترین موضوعات اقلیم کاربردی است لذا هدف اصلی پژوهش پیش‌رو پایش تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران با رویکرد بررسی فصلی می‌باشد که به منظور دست‌یابی این هدف آماره‌های مختلف آمار فضایی مورد واکاوی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از آمار مشترک ۱۲۵ ایستگاه همدید کشور با دوره آماری مشترک ۳۰ ساله (۱۹۸۰-۲۰۱۰) استفاده شده است (شکل ۱).



شکل (۱). ایستگاه‌های همدید مورد مطالعه



همچنین داده‌های ایستگاهی با استفاده از روش میانیابی کریجینگ در محیط نرمافزار ArcGIS 10.2.2 به داده‌های پهنای با یاخته‌هایی به ابعاد 15×15 کیلومتر تعمیم داده شد. جهت تسریع در روند محاسبات، از قابلیت‌های نرمافزار GS+ برای برازش واریوگرام، و برای تهیه نقشه مناطق بارشی کشور از نرمافزار ArcGIS استفاده گردید. بهمنظور بررسی الگوی حاکم بر بارش ایران از روش‌های نوین آمار فضایی؛ خودهمبستگی فضایی (موران محلی و موران جهانی) و HotSpot استفاده شد. همچنین ضریب چولگی (G_1)، و ضریب درجه اوج (G_2) برای هر یک از ماههای موردمطالعه به‌طور جداگانه محاسبه شده است.

$$g_2(v) = g_1\left(v + \frac{\pi}{2}\right) \quad (1)$$

شناخت الگوها و کشف روندهای موجود در داده‌های فضایی از اهمیت زیادی برخوردار است (Schweder, 2006: 264)، چراکه قبل از هرگونه تحلیل و تهیه نقشه در آمار فضایی باید این پیش‌داوری صورت گیرد که داده‌ها چگونه در فضا توزیع شده‌اند و توزیع آن‌ها در فضا از چه الگو و قاعده‌ای پیروی می‌کند (Illian et al, 2008). در پژوهش پیشرو بهمنظور درک بهتر داده‌ها و تصمیم‌گیری دقیق‌تر در مورد سطح اعتماد آماری، از روش تحلیل الگو موران محلی استفاده شده است. در دهه‌های اخیر سناریوهای مختلفی در خصوص تحلیل الگوهای داده فضایی در آمار فضایی بسط داده شده است. بدین منظور می‌توان از شاخص جهانی موران که به *Global Moran I* معروف است، اشاره نمود. این آماره عددی را به دست می‌دهد (تحت عنوان نمره استاندارد یا $Z - score$) که با استفاده از آن می‌توان درجه پراکنده بودن یا متمرکز بودن عوارض یا داده‌های فضایی را در فضا اندازه‌گیری نمود (Mitchell, 2005). برای محاسبه آماره ابتدا نمره استاندارد Z و $P - Value$ محاسبه می‌شود و در مرحله بعد به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می‌شود. برای محاسبه خودهمبستگی فضایی با استفاده از شاخص موران جهانی از رابطه (۲) استفاده می‌شود:

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

در رابطه (۲)، z_i تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن ($\bar{x}_i - x_i$) می‌باشد. $w_{i,j}$ وزن موجود بین عارضه i و j می‌باشد، n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورداستفاده است و s_o جمع کل وزن‌های فضایی می‌باشد.

یکی از توابعی که امروزه در مطالعات آمار فضایی در تحلیل الگوها جایگاه ویژه‌ای دارد، تابع K می‌باشد. تابع نزدیک‌ترین همسایه K آماره منحصر به‌فردی است که به کمک آن می‌توان تجمع یا پراکندگی عوارض نقطه‌ای را بر اساس فواصل مختلف یا مقیاس‌های فضایی متفاوت اندازه‌گیری نمود (Mitchell, 2005: 42). تحلیل خوش‌های چند فاصله‌ای که به تابع K ریپلی¹ نیز مشهور است، یکی دیگر از آماره‌های بسیار مفید برای فضایی پدیده‌ها در فضا و مکان است (Haining, 2003: 67). در پژوهش حاضر از قابلیت‌های آماره حاضر برای واسنجی رفتار فراسنج اقلیمی بارش ایستگاه‌های همدید موردمطالعه کشور استفاده شده است. خصیصه‌ای که تحلیل حاضر را با نمود خاصی میان آمار فضایی شاخص نموده است، وضعیت خوشبندی پدیده‌ها می‌باشد که در فواصل مختلف جغرافیایی تبیین می‌شود. تاکنون از سوی محققین آمار فضایی گونه‌های مختلفی از تابع K ارائه شده است. لذا با توجه به ماهیت پژوهش پیشرو (مدل‌سازی داده‌های پیوسته بارش)، مناسب‌ترین تابع K که به تابع (d) مشهور است (رابطه ۳)، مورد ارزیابی و واسنجی قرارگرفته است.

$$L(d) = \sqrt{\frac{A \sum_{i=1}^n \sum_{j=1, j \neq i}^n k(i, j)}{\pi n(n-1)}} \quad (3)$$



در رابطه (۳)، عبارت d فاصله، n برابر با تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورداستفاده، A بیانگر مساحت کل محدودهای عوارض در آن قرار دارند و Kij وزن است.

در این پژوهش از تحلیل خوش و ناخوش و تحلیل لکه‌های داغ برای مطالعه الگوها و تغییرات زمانی و مکانی بارش استفاده شده است. تحلیل خوش و ناخوش که به شاخص انسلین محلی موران (Anselin Local Moran's I) نیز مشهور است، الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا می‌باشد (Anselin et al, 2009: 74). برای تحلیل خوش و ناخوش برای هر عارضه موجود در لایه، مقدار شاخص موران محلی، نمره Z و $P-Value$ که بیانگر معناداری شاخص محاسبه شده می‌باشد، محاسبه می‌شود. آماره محلی موران I بر اساس رابطه (۴) قابل محاسبه است:

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} w_{i,j} (x_j - \bar{x}) \quad (4)$$

در رابطه فوق، x_i خصیصه عارضه i و \bar{x} میانگین خصیصه مربوطه و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد.

تحلیل لکه‌های داغ از آماره گتیس-ارد جی (Getis-Ord Gi) برای کلیه عوارض موجود در داده‌ها استفاده می‌کند (Rogerson, 2006: 83). آماره گتیس-ارد جی به صورت رابطه (۵) محاسبه می‌شود:

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{i,j} - x \sum_{j=1}^n w_{i,j}}{s \sqrt{\left[n \sum_{j=1}^n w_{i,j}^2 - \left(\sum_{j=1}^n w_{i,j} \right)^2 \right] / n - 1}} \quad (5)$$

در رابطه فوق، x مقدار خصیصه برای عارضه j ، $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j و n تعداد کل عارضه‌ها می‌باشد. توجه به اینکه G_i خود نوعی نمره Z محسوب می‌شود، از محاسبه دوباره Z پرهیز شده است.

نتایج و بحث

مطابق جدول ۱ بیشترین میانگین بارش با ۱۲۷/۶۵ میلی‌متر در فصل زمستان و کمترین مقدار میانگین ۱۵/۳۸ میلی‌متری در تابستان اتفاق افتاده است. این در حالی است که بیشترین واریانس نیز در فصل زمستان با ۱۸۳۷/۰۱ اتفاق افتاده است.

جدول (۱). مشخصات آماری هر یک از فصول بارش ایران

سالانه	زمстان	پاییز	بهار	تابستان	نوع آماره
۲۰۰۵-۰۲/۰۵۳	۱۸۳۷/۰۱	۳۶۴۴/۷۱	۷۳۳/۷۱	۱۲۹۹/۴۳	واریانس
۲۴۷/۴۸	۱۲۷/۶۵	۸۵/۱۷	۱۵/۳۸	۴۵/۱۱	میانگین
۱۴۳/۱۸	۴۲/۸۶	۶۰/۳۷	۲۷/۰۸	۳۶/۰۴	انحراف معیار
۱۰۰۵/۴۰	۵۴/۰۹	۲۳/۱۲	۰/۰۵۹	۳/۳۴	کمینه
۸۲۲/۳۸	۲۹۷/۱	۳۳۳/۲۴	۱۵۲/۴۱	۱۶۰/۸۹	بیشینه
۰/۹۱۴۶۷	/۴۹۳۴۵	۱/۱۰۴۱۳	۲/۴۵۳۸۲	۱/۰۱۴۳۲	g1
۶/۳۳۴۷۲	۵/۱۰۸۷۷	۶/۸۹۳۱۹	۱۱/۳۰۹۶۹	۵/۸۲۰۳۶	g2

توزیع ضریب چولگی فراوانی رویدادهای بارشی در همه فصول، دارای چولگی مثبت بیشتر از نرمال است. چولگی مثبت حاکی از این است که مساحت قسمتهای با بارش کمتر از میانگین، بیشتر از مساحت قسمتهای با بارش بالاتر از میانگین می‌باشد. بدین‌گر مرکز توزیع، کوچک‌تر از میانگین است؛ یعنی سهم بارش‌های سنگین در فراوانی کل رویدادها کمتر است (جدول ۱).

از آنجایی که سامانه‌های بارش زا به شرایط دینامیک و ترمودینامیک خود و بسته موقعیت جغرافیایی و شکل‌شناسی، در برخورد با شرایط متفاوت محلی می‌توانند، نواحی بارشی متفاوتی ایجاد کنند (غیور و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۹). لذا مقدار بارش دارای شاخص‌های



آماری متفاوتی خواهد بود. در هر چهارفصل موردمطالعه و بارش سالانه اختلاف میانگین بیانگر وجود ناهنجاری می‌باشد. همان‌طور که در جدول (۱) نیز مشخص می‌باشد بیشترین مقدار عددی شاخص g_2 مربوط به فصل تابستان با مقدار (۱۱/۳۰). کمترین مقدار عددی متعلق به فصل زمستان با مقدار ۵/۱۰ بوده است. ضریب درجه اوج نشان‌دهنده تفاوت مکانی بارش در کشور می‌باشد که در فصل تابستان مقدار عددی این شاخص به بالاترین حد خود (۱۱/۳۰) رسیده است (جدول ۱)، علت این امر تفاوت مکانی بالای بارش در کشور می‌باشد که بیشینه بارشی با مقدار ۱۵۲/۴۱ در انزلی و کمینه بارشی با ۵۹/۰ میلی‌متر در جنوب‌شرق ایران به نمایندگی ایستگاه زابل اتفاق افتاده است. ولی در زمستان اختلاف مکانی بارش تا حدودی کمتر خواهد شد به‌طوری که کمینه بارشی با ۵۴/۰۹ در ایران مرکزی به نمایندگی ایستگاه خوربیابانک و بیشینه بارش با ۲۹۷/۱ میلی‌متر در جنوب‌غرب ایران به نمایندگی ایستگاه ایلام بوده است.

جدول شماره (۲) مشخصات آماره‌های فضایی بارش را طی فصول مختلف نشان می‌دهد. بر اساس شاخص ID فصول تابستان، و پاییز بالاترین مقادیر عددی را نشان داده‌اند. این شاخص به خوبی ناهنجاری مکانی بارش را کشور نشان داده است به‌طوری که وقتی در فصول نامبرده در ایستگاه‌های بابلسر، رامسر، ارزالی آستارا بارش‌های بیش از ۱۵۰ میلی‌متری را تجربه می‌کنند ولی مناطق شرق و جنوب‌شرق و ایران مرکزی هیچ بارشی ثبت‌نشده است. شاخص ICS برای هر چهارفصل و میانگین سالیانه مثبت که تبیین کننده الگوی خوش‌های بالای بارش در کشور می‌باشد شاخص‌های GI تبیین کننده همین امر می‌باشد. شاخص ICF نیز اندازه خوش‌ه را نشان می‌دهد. بر اساس این شاخص فصل زمستان بزرگ‌ترین خوش‌های بارشی در کشور ایجاد می‌شوند که نشان‌دهنده نظم نسبی بارش در کشور می‌باشد. شاخص‌های IP و GI هر چه مقدار عددی شاخص‌ها به صفر نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده خوش‌تر بودن داده‌های بارش می‌باشد که فصول زمستان و پاییز بالاترین مقادیر خوش‌های را خود اختصاص داده‌اند.

جدول (۲). مشخصات آماره‌های پراکندگی بارش ایران

سالانه	زمستان	پاییز	تابستان	بهار	شاخص‌های پراکندگی
۷۴/۶۹	۱۴/۳۹	۴۲/۷۹	۴۷/۷۰	۲۸/۸	ID
۷۳/۶۹	۱۳/۳۹	۴۱/۷۹	۴۶/۷۰	۲۷/۸	ICS
۰/۰۱۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	GI
۳/۷۲	۹/۵۳	۲/۰۳	۰/۳۲	۱/۶۲	ICF
۱/۲۶۸۴۸	۱/۱۰۴۹۰	۱/۴۹۰۶۵	۴/۰۳۶۷۴	۱/۶۱۶۱۶	IP

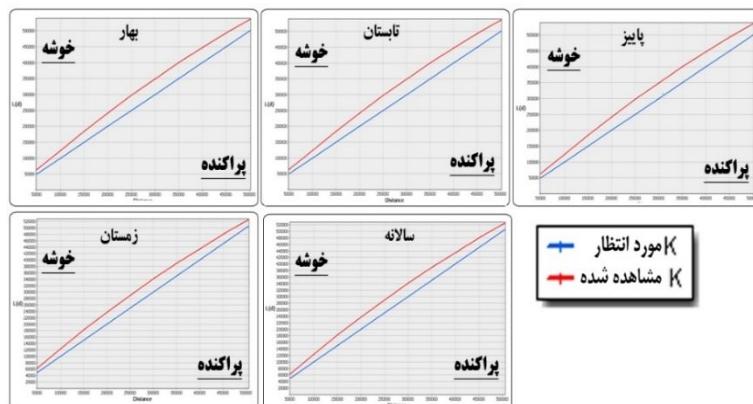
تحلیل الگوی تغییرات درون فصلی بارش کشور (۱۹۸۰ تا ۲۰۱۰)

مقدار شاخص موران جهانی برای هر ۴ فصل موردمطالعه و مجموع سالانه بالای ۹۵/۰ می‌باشد که نشان‌دهنده الگوی خوش‌های بالای بارش کشور در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد می‌باشد (جدول ۳). با این وجود بالاترین شاخص موران جهانی با مقدار ۹۷۰۳۵۶ مربوط به فصل زمستان بوده است. آماره τ برای هر پنج دهه موردمطالعه، بالا و بین ۲۵۵ تا ۲۶۱ می‌باشد. بنابراین درمجموع بر اساس موران جهانی می‌توان استنباط نمود که تغییرات درون سالی بارش در کشور از الگوی خوش‌های بسیار بالا تبعیت می‌کند. بنابراین با توجه به بالا بودن مقدار τ و پایین بودن مقدار ارزشی $p-value$ می‌توان فرضیه عدم وجود خودهمبستگی فضایی بین داده‌ها در هر پنج دهه موردمطالعه را رد نمود. اگر قرار بود بارش برای فصول مختلف در کشور طور نرمال در فضا پخش شده باشد، شاخص موران جهانی مقدار ۰/۰۰۰۱۳۹ را اختیار می‌نمود.

جدول (۳). خروجی آماره موران برای دوره‌های مورد مطالعه

p-value	Z-score	واریانس	شاخص موران مورد انتظار	شاخص موران	
.	۲۵۷/۲۰۹۵۶	۰/۰۰۰۱۴	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۹۵۳۵۱۳	بهار
.	۲۵۵/۰۲۱۷۴۲	۰/۰۰۰۱۴	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۹۴۴۸۹۶	تایستان
.	۲۶۰/۰۱۹۹۵۶	۰/۰۰۰۱۴	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۹۶۳۹۷۳	پاییز
.	۲۶۱/۰۷۹۴۰۲	۰/۰۰۰۱۴	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۹۷۰۳۵۶	زمستان
.	۲۶۰/۶۵۴۳۴۲۸	۰/۰۰۰۱۴	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۹۶۶۰۹۹	سالانه

بر اساس نتایج بدست آمده، مقدار K مشاهده شده بزرگ تر از K مورد انتظار برای فواصل معین می باشد. بنابراین نتیجه می گیریم که بارش برای کل کشور دارای الگوی خوشبندی می باشد. چنانچه در شکل ۲ نیز مشاهده می شود، در فصول پریارش سال ابتداء و انتهای K مشاهده شده (منحنی قرمزنگ) از K مورد انتظار (منحنی آبی رنگ) به هم نزدیک ترند و همچنین تفاضل K مورد انتظار و K مشاهده شده در فصل زمستان به کمترین مقدار عددی (۳۱۲۴۵/۵۵) رسیده است (جدول ۴)، ولی در فصول کم بارش سال (تابستان) ابتداء و انتهای K مورد انتظار و K مشاهده شده از هم فاصله بیشتری گرفته اند و مقدار عددی تفاضل دو K نیز به بیشترین مقدار عددی خود (۳۸۶۳۳/۲۵) رسیده است. پس نتیجه ای که از نزدیک شدن ابتداء و انتهای K مورد انتظار و K مشاهده شده حاصل خواهد شد، خوشبندی فضایی عوارض همراه با تعییر اندازه در واحد همسایگی می باشد. لذا از آنجاکه بارش در فصول گرم سال برای کل ایران کاهش می باشد، تعییر اندازه بارشی چشمگیری در کل کشور برای واحد های همسایگی حاصل شده است به جدول شماره (۱) رجوع شود.



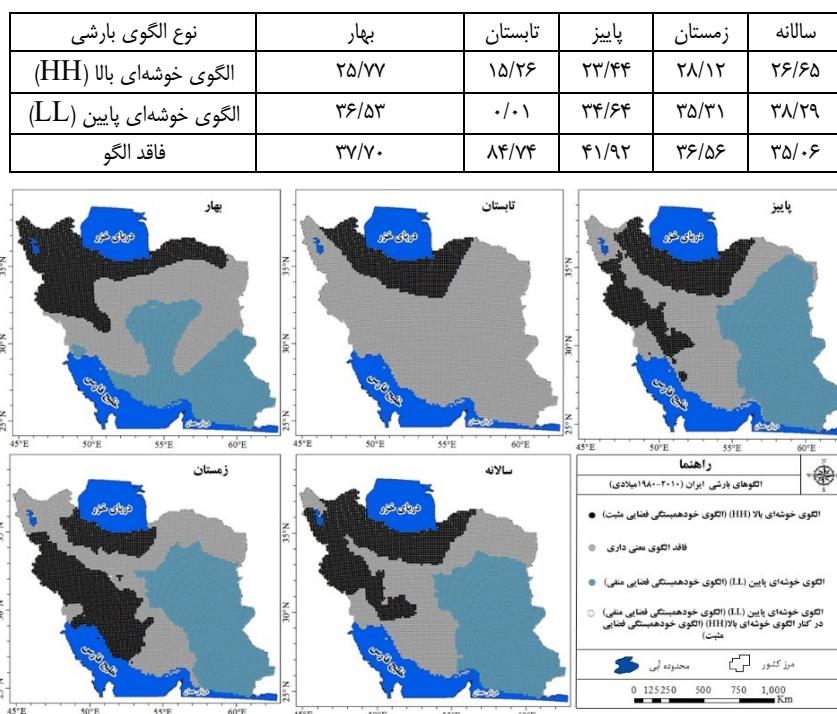
شکل (۲). نتیجه تصویری تحلیل خوشه‌ای چند فاصله‌ای (تابع K) برای کل ایران

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 موردمطالعه از موران محلی استفاده شده است (شکل ۳). در فصل زمستان (۱/۵۶ درصد) هیچ نوع الگویی حاکم نبوده یا به عبارتی قادر خودهمبستگی فضایی بوده است این مقدار برای فصل بهار افزایش (۱/۳۶ درصد) درصدی داشته و مقدار ۳۷/۷۰ را اختیار نموده است. این مقدار در فصل تابستان افزایش قابل توجهی داشته است به طوری که نسبت به فصل بهار افزایش (۰/۴۷) درصدی داشته است. مناطقی با قادر خودهمبستگی فضایی در فصل پاییز (۹۲/۴۱) و زمستان (۵۶/۳۶) رسیده است؛ (جدول ۵). الگوهای بارشی LL به ترتیب در پنج دوره موردمطالعه با مقادیر (۵۳/۳۶)، (۶۴/۳۴)، (۳۱/۳۵) و (۲۹/۳۸) درصد در سطح کشور توزیع شده‌اند، و به صورت لکه‌های سراسری در نواحی شرق، جنوب شرق و تا نواحی مرکزی کشور کشیده شده‌اند (شکل ۳). مقادیر بارش با خودهمبستگی فضایی منفی در فصل تابستان بیشترین مقدار (۷۴/۸۴ درصد) و در میانگین سالیانه کمترین مقدار (۶۰/۳۵ درصد) داشته است. این در حالی است که مقادیر با ارزش بالا یا دارای خودهمبستگی فضایی مثبت HH در هر پنج دوره موردمطالعه محدود به مناطق شمالی کشور، مناطق مرتفع البرز، زاگرس بوده و افت و خیز چشمگیری در برخی از نقاط کشور داشته است. آماره انسلین موران محلی به خوبی توانسته است فرایند کوههای ارش (مسعودیان، ۹۰/۱۳: ۹۷) را مشخص نماید (۳) و عصر دامنه‌های بادپرها و بادگیر و همچنین



نواحی مجاوری که از تباين اقلیمی برخوردارند مثل دامنه‌های شمالی-جنوبی البرز و دامنه‌های شرقی - غربی زاگرس (صفرا و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۵۸). در اکثر مناطق کشور بهغیراز سواحل دریای خزر که سامانه بارشی مجازی دارد (علیجانی، ۱۳۸۲: ۱۶۲). مقادیر بارش با ارزش بالا در طول گذر زمان به مناطق کوهستانی و مرتفع محدودشده است. ولی در شمال غرب کشور از غرب به شرق با افزایش ارتفاع روند بارش، کاهش می‌یابد (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱: ۱۵۵). باید اذعان داشت که با توجه به پیچیدگی الگوهای بارشی کشور ولی آمار فضایی بهخوبی می‌تواند تبیین گر الگوهای بارشی باشد. نتایج کلی این آماره (انسلین موران محلی) حاکی از این امر بوده که طی پنج دوره مطالعاتی از مقدار مناطق پر بارش کشور کاسته شده است (جدول ۵). لازم به ذکر است که بیشتر این کاهش‌ها مربوط به مناطق زاگرس، جنوب شرق کشور و مناطق شمالی خراسان بوده است.

جدول(۵). درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص موران محلی



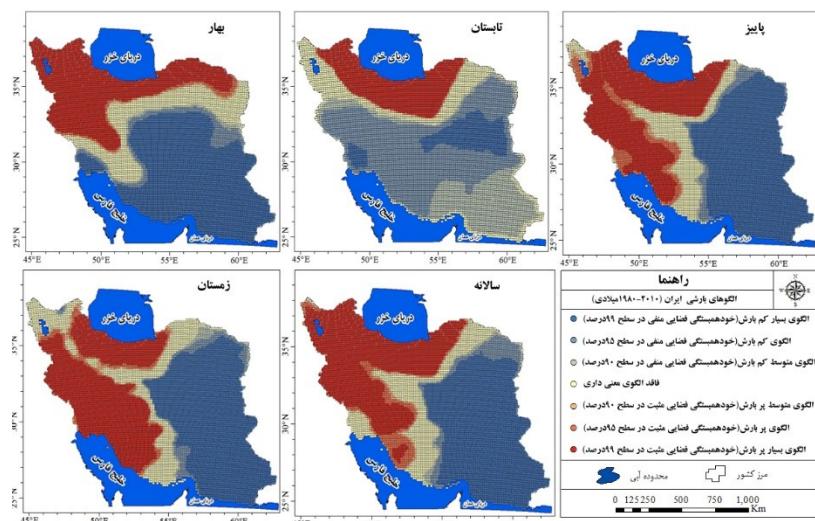
شکل(۳). نتایج حاصل از پرداختن الگوی موران محلی برای بارش ایران (۱۹۸۰-۲۰۱۰)

به منظور حصول اطمینان از مناطق دارای خوش‌های بالا و پایین از شاخص GI^* استفاده شده است (شکل ۴ و جدول ۶). با توجه به شکل ۴، در فصل بهار بارش در امتداد کوه‌های زاگرس، کل مناطق شمال و شمال غرب کشور، دارای خودهمبستگی فضایی مثبت یا دارای خوش‌هایی با ارزش بالا در سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌باشند، که ۴۷/۵۳ درصد از کل مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند. در فصل تابستان (شکل ۴) این مقدار کاهش چشمگیر ۳۷/۹۲ درصدی داشته است، و مناطق پر بارش کشور در سطح اطمینان سه‌گانه ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد، تنها محدود به سواحل شمالی و تا ایستگاه اهر در شمال غرب کشیده شده است. از سوی دیگر مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد در ارتفاعات نوار زاگرس دستخوش تغییر جدی شده است به‌طوری که در فصل تابستان فاقد الگوی معناداری تشخیص داده شده است. تغییرپذیری شدید بارش در کشور در نقشه‌های مربوط به فصول تابستان و پاییز به خوبی مشهود است؛ چراکه مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد برای فصل پاییز نسبت به فصل تابستان افزایش بهیکباره ۳۵/۴۳ درصدی داشته است و به مقدار ۴۵/۰۴ درصد رسیده است، فصل زمستان نسبت به فصل پاییز کاهش عددی ۲/۵۳ درصدی داشته است و به ۴۲/۵۱ درصد رسیده است. مجموع بارش سالانه کشور نیز ۴۲/۳۰ درصد از کشور را پهنه‌های پر بارش با سطح اطمینان ۹۹ درصد تشکیل داده است (جدول ۶). در کل دوره‌های موردمطالعه مناطقی که فاقد الگوی معناداری بارش بوده‌اند تقریباً

کمتر از یک‌چهارم از مساحت کشور را تحت اشغال خود درآورده‌اند (شکل ۷). مناطقی که فاقد الگوی معناداری بارش بوده‌اند همان‌طور که قبلًا بدان اذعان شده است قبل از آنکه دلیل آماری داشته باشد دلیل اقلیمی دارد چراکه این مناطق دارای اختلاف شدید مکانی بارش در یاخته‌ها می‌باشند. الگوی‌های خوش‌های مقادیر پایین خودهمبستگی فضایی بارش در ایران در پنج دوره مورد مطالعه در سطوح سه‌گانه موردنبررسی قرار گرفتند و نتایج آن به صورت عددی در جدول شماره ۶ ارائه شده است. با این حال فصل تابستان در مجموع سطوح سه‌گانه با مقدار $69/46$ درصد پیش‌ترین پهنه کشور و در فصل زمستان با $47/79$ درصد کمترین مناطق کم بارش را به خود اختصاص داده‌اند. در مجموعه بیش‌ترین تغییرات مکانی بارش متوجه ایران مرکزی، دامنه‌های بادپناه زاگرس، زاگرس جنوب‌غرب و شمال‌غرب کشور به‌خصوص استان آذربایجان شرقی بوده است (شکل ۴). یافته‌های پژوهش حاضر، همپوشانی خوبی با پژوهش عساکر و سیفی‌پور (۲۰۱۳) که نشان دادند ارتفاعات زاگرس، ارتفاعات شمال غربی و نواحی خزری از نواحی پرباران کشور به حساب می‌آیند. همچنین تبری و حسن‌زاده طلایبی (۲۰۱۱) نشان دادند که بخش‌های شمالی و سواحل خزری کشور دارای ثبات بارشی و نواحی جنوبی دارای پراکندگی بارش می‌باشند.

جدول (۶). درصد مناطق تحت پوشش آماره گیتس-اورد جی استار (الگوی HotSpot)

سالانه	زمستان	پاییز	تابستان	بهار	نوع الگوی بارشی
۴۲/۳۰	۴۲/۵۱	۴۵/۰۴	۹/۶۱	۴۷/۵۳	الگوی بسیار کم بارش (در سطح ۹۹ درصد)
۴/۸۱	۳/۶۷	۳/۳۶	۳۹/۱۵	۵/۱۱	الگوی کم بارش (در سطح ۹۵ درصد)
۱/۶۶	۱/۶۱	۱/۲۶	۲۰/۷۰	۱/۹۶	الگوی متوسط کم بارش (در سطح ۹۰ درصد)
۱۳/۴۷	۱۴/۵۰	۱۲/۰۲	۱۳/۶۴	۱۴/۸۲	فاقد الگوی معنی‌داری
۱/۴۷	۱/۹۱	۱/۹۲	۰/۳۲	۰/۹۸	الگوی متوسط پر بارش (در سطح ۹۰ درصد)
۴/۸۷	۳/۲۴	۵/۷۴	۰/۶۱	۱/۸۵	الگوی پر بارش (در سطح ۹۵ درصد)
۳۱/۴۲	۳۲/۵۶	۳۰/۶۱	۱۵/۹۷	۲۷/۷۵	الگوی بسیار پر بارش (در سطح ۹۹ درصد)



شکل (۴). نتایج حاصل از پراکنش آماره گیتس-اورد جی استار (طی پنج دوره مورد مطالعه)



نتیجه‌گیری

ایران به دلیل گستردگی زیاد به لحاظ طول و عرض جغرافیایی، وجود پیکربندی ناهمواری‌ها و قرارگیری در معرض یورش توده‌های هوا، از نظر بارشی شرایط ویژه‌ای دارد. ساختار کلی بارش در ایران تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاع و توده‌های هوا قرار دارد، به‌طوری‌که با تغییر هر یک از این عوامل بارش نیز تغییر خواهد کرد. به عبارت دیگر، شرایط کلی بارش تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است و عوامل دیگری مانند پهنه‌های آبی و پوشش سطح زمین که از آن‌ها با عنوان عوامل محلی یاد می‌شود، در شکل‌گیری بارش ایران نقش دارند. در پژوهش حاضر به تحلیل مکانی-زمانی بارش ایران با استفاده از روش نوین آمار فضایی پرداخته شده است. بدین منظور از روش‌های خوشبندی بالا و پایین، موران محلی و جهانی، لکه‌های داغ و تحلیل خوش و ناخوش بهره گرفته شده است. مطالعه حاضر کانون توجه خود را بر این فرض قرار داده است که بارش در ایران از الگوی خوشبای تبعیت می‌نماید و الگوی توزیع بارش نیز خود تابعی از شرایط داخلی و خارجی است. برای نیل به این هدف از آمار میانگین بارش فصلی و سالیانه ۱۲۵ ایستگاه همدید کشور طی دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۱۰ استفاده شد. سپس برای اعمال روش‌های مورداستفاده در این پژوهش، از قابلیت‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی بهره گرفته شد. نتایج حاصل از روش موران جهانی و تابع K چندی فاصله‌ای، نشان دادند که تغییرات درون سالی بارش در ایران از الگوی خوشبای بالا پیروی می‌کند (شکل‌های ۲، ۳، ۴). بر اساس تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی، نواحی دارای خودهمبستگی فضایی منفی در تمام دوره‌های موردمطالعه مربوط به جنوب شرق، سواحل دریای عمان تا آبادان و قسمت‌هایی از شمالی شرق کشور می‌باشد. نواحی با خودهمبستگی مثبت غالباً در کرانه‌های جنوبی دریای خزر و نوار زاگرس قرار گرفتند. در تمام دوره‌های موردمطالعه، کمتر از یک‌چهارم از مساحت کشور فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی معنادار بوده است (شکل ۴). تحلیل‌های فضایی نشان دادند که الگوهای بارشی ایران در قالب دو لکه بارشی زبانه‌های جنوبی (لکه کم بارش LL)، سواحل دریای خزر غرب و شمال غرب (لکه بارشمند HH) تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۴). همچنین خروجی‌ها حاکی از این امر بودند که در طی دوره موردمطالعه، لکه‌های کم بارش (خودهمبستگی فضایی منفی) فراوانی به مراتب بیشتری نسبت به لکه‌های بارشمند داشته‌اند (شکل‌های ۳ و ۴).



منابع

- رضیئی، طیب، عزیزی، قاسم (۱۳۸۷)، بررسی توزیع مکانی بارش فصلی و سالانه در غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۵، ص ۶۵.
- صفرراد، طاهر، فرجی سبکبار، حسنعلی، عزیزی، قاسم، عباسپور، رحیم علی (۱۳۹۲)، تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین‌آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴)، *جغرافیا و توسعه*، سال یازدهم، شماره ۳۱، صص ۱۴۹-۱۶۴.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷)، کاربرد روش کریجینگ در میانیابی بارش، مطالعه موردی: میانیابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران‌زمین. *جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۲.
- عساکره، حسین، رزمی، رباب (۱۳۹۱)، تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۳، پیاپی ۴۷، شماره ۳، صص ۱۴۲-۱۶۲.
- عساکره، حسین، سیفی پور، زهره (۱۳۹۱)، مدل‌سازی مکانی بارش سالانه ایران، *جغرافیا و توسعه*، سال ۱۰، شماره ۲۹، صص ۱۵-۳۰.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۲)، *آب و هوای ایران*، چاپ پنجم، انتشارات پیام نور، تهران، ۲۳۰ صفحه.
- غیور، حسنعلی، مسعودیان، ابوالفضل، آزادی، مجید، نوری، حمید (۱۳۹۰)، تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، سال ۲۵، شماره ۱۰۰، صص ۱-۳۰.
- غیور، حسنعلی، مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۷۵)، بررسی مکانی بارش با ارتفاع در ایران‌زمین، *تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۴۱.
- فرجی سبکبار، حسنعلی، عزیزی، قاسم (۱۳۸۵)، ارزیابی میزان دقت روش‌های درون‌یابی فضایی، مطالعه موردی: الگوسازی بارش حوزه‌ی کارده مشهد، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۸.
- کاووسی، امیر، مشکانی، محمدرضا (۱۳۸۶)، پهنه‌بندی و تحلیل فضایی بارش اقلیمی ایران، *محیط‌شناسی*، سال ۳۳، شماره ۴۳.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۹۰)، *آب و هوای ایران*، انتشارات شریعه توسعه مشهد، چاپ اول، مشهد.

- Allard, D., & Soubeyrand, S. (2012). Skew-normality for climatic data and dispersal models for plant epidemiology: when application fields drive spatial statistics. *Spatial Statistics*, 1, 50-64.
- Anselin L, Syabri I, Kho Y (2009) GeoDa: an introduction to spatial data analysis. In Fischer MM, Getis A (Eds) *Handbook of applied spatial analysis*. Springer, Berlin, Heidelberg and New York, pp.73-89.
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J. D., & Obled, C. (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology*, 299(3), 166-179.
- Brunsell, N. A. (2010). A multiscale information theory approach to assess spatial-temporal variability of daily precipitation. *Journal of hydrology*, 385(1), 165-172.
- Chappell, A., Renzullo, L. J., Raupach, T. H., & Haylock, M. (2013). Evaluating geostatistical methods of blending satellite and gauge data to estimate near real-time daily rainfall for Australia. *Journal of Hydrology*, 493, 105-114.
- Dale, M. R., Dixon, P., Fortin, M. J., Legendre, P., Myers, D. E., & Rosenberg, M. S. (2002). Conceptual and mathematical relationships among methods for spatial analysis. *Ecography*, 25(5), 558-577.
- Duhan, D., & Pandey, A. (2013). Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901–2002 at Madhya Pradesh, India. *Atmospheric Research*, 122, 136-149.
- Fortin, M. J., & Dale, M. R. T. (2005). *Spatial analysis: a guide for ecologists*. Cambridge University Press.
- Fortin, M. J., James, P., MacKenzie, A., Melles, S. J., & Rayfield, B. (2012). Spatial statistics, spatial regression, and graph theory in ecology. *Spatial Statistics*, 1, 100-109.
- Getis, A. (1984). Interaction modeling using second-order analysis. *Environment and Planning A*, 16(2), 173-183.



- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of hydrology*, 228(1), 113-129.
- Grimes, D. I., & Pardo-Igúzquiza, E. (2010). Geostatistical Analysis of Rainfall. *Geographical Analysis*, 42(2), 136-160.
- Haining, R. P. (2003). Spatial data analysis (pp. 67-72). Cambridge: Cambridge University Press.
- Illian, J., Penttinen, A., Stoyan, H., and Stoyan, D. (2008). Statistical Analysis and Modelling of Spatial Point Patterns. John Wiley and Sons, Chichester.
- Mitchell A (2005) The ESRI guide to GIS analysis, volume 2: spatial measurements and statistics. ESRI, Redlands [CA].
- Ripley, B. D. (1977). Modelling spatial patterns. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 172-212.
- Robeson, S. M., Li, A., & Huang, C. (2014). Point-pattern analysis on the sphere. *Spatial Statistics*.
- Rogerson, P.A., (2006), Statistics Methods for Geographers: students Guide, SAGE Publications. Los Angeles, California.
- Shifteh Some'e, B., Ezani, A., & Tabari, H. (2012). Spatiotemporal trends and change point of precipitation in Iran. *Atmospheric Research*, 113, 1-12.
- Tabari, H., & Hosseinzadeh Talaee., P. (2011). Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005, *Journal of Hydrology*, 396: 313–320.
- Waagepetersenand, R., and Schweder, T. (2006). Likelihood-based inference for clustered line transect data. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics*, 11:264–279.