

## ارزیابی آهنگ رفتار زمانی - مکانی بارش در دو دهه اخیر در ایران

محمود احمدی\* - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

عباس‌علی داداشی - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی شهری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۲/۱۱

### چکیده

هدف از پژوهش حاضر ارزیابی تغییرات زمانی- مکانی بارش در ایران در دو دهه اخیر است. نخست، داده‌های پایگاه داده- بارش یاخته‌ای APHRODITE با تفکیک مکانی  $0.25 \times 0.25$  درجه قوسی در بازه زمانی ۱۹۵۱/۱/۱ تا ۲۰۰۷/۱۲/۳۱ استخراج شد. برای دستیابی به تغییرات درون‌دهه‌ای بارش، از روش‌های نوین آمار فضایی مانند خودهمبستگی فضایی موران جهانی، شاخص انسلین محلی موران، و لکه‌های داغ با استفاده از قابلیت‌های برنامه‌نویسی در دو محیط Matlab و ARGGIS بهره گرفته شد. نتایج نشان داد تغییرات درون‌دهه‌ای بارش در ایران دارای الگوی خوشه‌ای بالاست. در این میان، بر اساس شاخص محلی موران و لکه‌های داغ، بارش در کرانه‌های ساحلی دریای خزر و بخش‌های غرب و جنوب غرب کشور (عمدتاً زاگرس) دارای خودهمبستگی فضایی مثبت (خوشه‌های بارش با ارزش بالا) است و در بخش‌هایی از نواحی مرکزی و همچنین بخش‌هایی از جنوب شرق کشور دارای خودهمبستگی فضایی منفی (خوشه‌های بارش با ارزش پایین) است. در سایر مناطق، بارش هیچ‌گونه الگوی معنی‌دار یا خودهمبستگی فضایی نداشته است. به طور کلی، بیشترین تغییر الگوهای بارشی متعلق به فصل پاییز است، سپس فصل تابستان. همچنین، کمترین تغییرات نیز مربوط به فصول بهار و زمستان است. برون‌داده‌های آماره‌های مورد مطالعه بیانگر آن است که در دهه‌های اخیر تغییر اقلیم نمودی آشکارتر یافته و الگوهای پُربارش در مناطق جنوبی در حال عقب‌نشینی است و فقط در حال محدود شدن به کانون‌های عمده در زاگرس و کرانه‌های دریای خزر است.

کلیدواژه‌ها: ایران، بارش، پایگاه بارش یاخته‌ای APHRODITE، خودهمبستگی فضایی.

### مقدمه

بارش از عناصر بنیادی آب‌وهواشناسی به‌شمار می‌رود و مستقیم و غیرمستقیم در زندگی انسان تأثیر می‌گذارد (یاتاگایی و همکاران، ۲۰۱۲). در بسیاری از مطالعات آب‌وهوایی، ارزیابی و واکاوی هواسپهر با تفکیک زمانی- مکانی مناسب بر پایه دیدهبانی‌های دقیق ضروری است؛ نیاز به منابع و پایگاه داده‌ای معتبر نیز از همین جا ناشی می‌شود.

امروزه، با آشکار شدن پدیده تغییر اقلیم و پیامدهای حاصل از آن و نیز ضرورت مطالعه همه‌جانبه آب‌وهوا، این نیاز، به‌ویژه طی دهه‌های اخیر، بیشتر احساس شده است (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۳). در بسیاری از مطالعات، بیلان آب، پیش‌بینی سیلاب، و مطالعات آب‌وهوایی داده‌های مشاهداتی بارندگی و توزیع مکانی- زمانی آن در مناطق

\* E- mail: ma\_ahmadi@sbu.ac.ir

وسیع اهمیت بسزایی دارد؛ اما در بیشتر موارد شبکه پیمونگاه‌های آب‌وهوایی - که میزان بارندگی را در کشورهای خشک و ناهموار همانند ایران اندازه‌گیری می‌کند - پراکنش نامناسبی دارد. بنابراین، داده‌های پیمونگاهی موجود برای واکاوی توزیع مکانی بارندگی کافی نیست. از سوی دیگر، از آنجا که اغلب الگوهای مکانی بارندگی در مقیاس زمانی کوتاه‌مدت بسیار ناهمگن‌اند (بون، ۲۰۰۱)، دستیابی به روشی مناسب برای برآورد منطقه‌ای بارش در سطوح وسیع امری بایسته است.

هم‌اکنون پایگاه‌های داده - بارشی بسیاری در جهان وجود دارد؛ این پایگاه‌ها فرآورده‌های بارشی گوناگونی را در مقیاس مکانی - زمانی مختلف پدید آورده‌اند؛ از جمله پایگاه‌های GPCP<sup>۱</sup> (هوفمن و همکاران، ۱۹۹۷) نسخه ۱-۱-V در مقیاس زمانی روزانه با گستره جهانی؛ نسخه ۲-۲-V از پایگاه داده GPCP<sup>۲</sup> در مقیاس زمانی ماهانه و با گستره جهانی؛ GPCP (رودلوف و همکاران، ۲۰۰۵) نسخه ۶-V با مقیاس زمانی ماهانه و گستره مکانی جهانی؛<sup>۳</sup> APHRODITE (یاتاگایی و همکاران، ۲۰۱۲) نسخه ۱۱۰۱-V در مقیاس روزانه و گستره مکانی خاورمیانه و جنوب شرق آسیا؛<sup>۴</sup> CMAP در مقیاس زمانی ماهانه با گستره مکانی جهانی؛<sup>۵</sup> PREC (چن و همکاران، ۲۰۰۲) در مقیاس زمانی ماهانه با گستره مکانی جهانی؛<sup>۶</sup> PERSIAN (آدلر و همکاران، ۲۰۰۳؛ هوفمن و همکاران، ۲۰۰۹) در مقیاس زمانی سه‌ساعته و گستره مکانی - جهانی؛ و پایگاه اسفزاری (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۳) در مقیاس زمانی روزانه و گستره مکانی ایران، که مسعودیان آن را در دانشگاه اصفهان ایجاد کرده و توسعه داده است.

بسیاری رویدادها در ایران، همچون خشک‌سالی و سیلاب، ناشی از تغییرپذیری بارش در زمان و مکان است. ایران سرزمینی ناهموار است؛ این عامل همراه صدها عامل دیگر موجب تغییرپذیری بارش در کشور می‌شود. رشته‌کوه‌های البرز با کشیدگی غرب به شرق در شمال کشور و کوه‌های زاگرس با کشیدگی شمال غرب به جنوب شرق در غرب کشور مانع دسترسی پهنه‌های آبی مجاور به نواحی داخلی می‌شوند. این در حالی است که در نواحی جنوبی ایران، به‌رغم رطوبت فراوان، عامل صعودی مشابه آنچه در غرب و شمال کشور شاهد آن هستیم وجود ندارد تا بتواند بارش چندانی ایجاد کند.

بیش از نیمی از مساحت کشور بارشی کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر در سال دارد و بخش بسیاری از این پهنه نیز بارشی کمتر از ۵۰ میلی‌متر در سال دریافت می‌کند. از سوی دیگر، هسته بیشینه بارش سالانه کشور در سواحل جنوب غرب دریای خزر به نمایندگی پیمونگاه انزلی و در فلات داخلی کشور دامنه غربی رشته‌کوه زاگرس به نمایندگی پیمونگاه کوه‌رنگ قرار گرفته است. با توجه به ویژگی‌های آب‌وهوایی ایران و اهمیت بارش در منابع ایران، مطالعه درباره بارش و رفتارهای آن به‌شدت ضروری است. بنابراین، مطالعه‌ای مناسب است که داده‌های بهنگام بارش را در دسترس پژوهشگران قرار دهد؛ اما در ایران دسترسی به داده‌های بارشی بهنگام و باکیفیت فراوان چندان میسر نیست. پایگاه ملی

1. the global precipitation climatology centre
2. global precipitation climatology project
3. Asian Precipitation -Highly Resolved Observational Data Integration Towards the Evaluation of Water Resources
4. CPC Merged Analysis of Precipitation
5. NOAA's Precipitation Reconstruction Dataset
6. Precipitation Estimation from Remote Sensing Information using Artificial Neural Network

اسفزاری، تنها پایگاه ملی داده‌های موجود، فقط متغیرهای اقلیمی تا سال ۱۳۸۴ را به طور کامل داراست. افزون بر مشکلاتی که برای دسترسی به داده‌های بهنگام و بهنجار اشاره شد، نواحی بیابانی و کویرهای داخلی و نواحی‌ای با ارتفاع بیش از ۲۶۰۰ متر (کانون‌های آبرگیر کشور) فاقد پیمونگه‌های سنجش و اندازه‌گیری است. همچنین، نواحی مجاوری که از تباین اقلیمی فراوانی برخوردارند (مثل دامنه‌های شمالی- جنوبی البرز و دامنه‌های شرقی و غربی زاگرس) از توزیع متناسب و تعداد مناسب پیمونگه برخوردار نیستند (عساکره، ۱۳۸۷).

در این پژوهش با استفاده از برون داده‌های به‌دست‌آمده از پایگاه داده- بارشی یاخته‌ای آفرودیت<sup>۱</sup> به ارزیابی تغییرات زمانی- مکانی بارش در ایران در دو دهه اخیر پرداخته شده است.

در سال ۲۰۰۶، مرکز تحقیقات بشر و طبیعت مرکز تحقیقات هواشناسی کشور ژاپن، پروژه‌ای را با نام «آفرودیت» به منظور ایجاد پایگاه داده‌های بارندگی روزانه شبکه‌بندی‌شده در سراسر قاره آسیا با قدرت تفکیک مکانی بالا و بر اساس مشاهدات باران‌سنج‌ها آغاز کرد. این پایگاه داده دوره آماری بیش از ۵۷ سال را پوشش می‌دهد و با روش درون‌یابی<sup>۲</sup> ADW تهیه شده است (یاتاگایی و همکاران، ۲۰۱۲).

تا کنون بیشتر مطالعات مربوط به بارش، چه در گستره مرزی ایران چه فراتر از آن، فقط درباره روش‌های درون‌یابی بر مبنای ایستگاه‌های موجود بوده است. از این مطالعات می‌توان به برخی اشاره کرد: کولیالی و بیکر (۲۰۰۷)؛ ژانگ و سرینیواسان (۲۰۰۹)؛ دی پیزا و همکاران (۲۰۱۱)؛ توریس و جاکوبین (۲۰۱۱)؛ عساکره (۱۳۸۷)؛ میرموسوی و همکاران (۱۳۹۱)؛ نادی و همکاران (۱۳۹۱).

ژی و همکاران (۲۰۱۳) به تجزیه و تحلیل زمانی- مکانی خشک‌سالی‌های پاکستان با استفاده از روش بارش استاندارد شده منتج از پایگاه داده آفرودیت پرداختند. نتایج پژوهش آنان نشان داد خشک‌سالی‌های کشور پاکستان دوره‌هایی با بازگشت شانزده‌ساله است. مقایسه نتایج پایگاه داده آفرودیت نسبت به داده‌های ایستگاهی کشور پاکستان نشان داد داده‌های پایگاه آفرودیت به طور چشم‌گیری از دقت بسیاری زیادی نسبت به داده‌های مشابه برخوردار است. یاتاگانی و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از داده‌های بارشی یاخته‌ای آفرودیت به پیش‌بینی بارش‌های فصلی موسمی آسیا پرداختند. نتایج پژوهش آنان نشان داد پیش‌بینی حاصل از پایگاه داده آفرودیت نسبت به پایگاه TRMM از کیفیت و دقت چشم‌گیرتری برخوردار است. شیریواستوا و همکاران (۲۰۱۴) به اعتبارسنجی داده‌های بارش از پایگاه داده TRMM 3B42 با داده‌های اندازه‌گیری شده باران‌سنجی و پایگاه داده آفرودیت در منطقه کایگا<sup>۳</sup> در کشور هند پرداختند. ارزیابی‌ها نشان داد در شرایط مشابه استفاده از پایگاه داده‌های نام‌برده مقادیر منتج شده از پایگاه داده آفرودیت از اعتبار بیشتری برخوردار است. با توجه به سایر روش‌های مورد ارزیابی بارش، تا کنون مطالعات محدودی در زمینه کاربرد پایگاه داده بارش یاخته‌ای آفرودیت در ایران انجام شده است. بارانی‌زاده و همکاران (۱۳۹۰) برای ارزیابی عملکرد الگوریتم PERSIANN در پایش بارندگی ایران داده‌های آفرودیت را به عنوان داده مرجع به کار بردند. نتایج پژوهش آنان نشان

1. APHRODITE  
2. angular-distance-weighting  
3. kaiga

داد الگوریتم PERSIANN متأثر از تغییرات فصلی است و داده‌های حاصل از آفرودیت از اعتبار و کیفیت بیشتری نسبت به الگوریتم نام‌برده برخوردار است. جامعی و همکاران (۱۳۹۳) در پژوهشی به اعتبارسنجی برآوردهای بارندگی روزانه شبکه آفرودیت و برآوردهای حاصل از درون‌یابی مکانی بارندگی در استان خوزستان پرداختند. جوانمرد و همکاران (۲۰۱۱) در پژوهشی به تحلیل داده‌های زمانی- مکانی بارش در ایران با استفاده از داده‌های پایگاه آفرودیت پرداختند و نصرآبادی و همکاران (۲۰۱۳) نیز بارش شبکه‌بندی پایگاه آفرودیت و اسفزاری در ایران را مقایسه کردند.

## داده‌ها و روش‌ها

در این مطالعه به منظور ارزیابی آهنگ زمانی و رفتار مکانی بارش در دو دهه اخیر در ایران از پایگاه داده- بارش یاخته‌ای آفرودیت استفاده شده است. داده‌های این پایگاه با بازه مکانی خاورمیانه و جنوب شرق آسیا و بازه زمانی ۱۹۵۱/۱/۱ تا ۲۰۰۷/۱۲/۳۱ و تفکیک مکانی  $0.25 \times 0.25$  و  $0.5 \times 0.5$  درجه قوسی در تارنمای اینترنتی مؤسسه مربوطه<sup>۱</sup> موجود است (یاتاگانی و همکاران، ۲۰۱۲). در مطالعه حاضر داده‌های منطقه خاورمیانه (APHRO\_ME) از آخرین محصول پایگاه داده آفرودیت با عنوان v1101 و با قدرت تفکیک  $0.25 \times 0.25$  درجه قوسی با فرمت ".nc" NetCDF از سایت مربوطه اخذ شد. با توجه به دوره‌های آماری منتخب، با استفاده از قابلیت‌های برنامه‌نویسی در نرم‌افزارهای Matlab و Grads داده‌های دو دوره آماری ۱۹۸۸ تا ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۷ از کل داده‌های APHRO\_ME انتخاب شد. سپس، با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزار ArcGis، یاخته‌های مربوط به گستره ایران استخراج شد. با توجه به اینکه داده‌های مزبور در گستره  $0.25 \times 0.25$  درجه بود، در مرحله بعد با استفاده از تکنیک‌های زمین‌آمار و روش درون‌یابی کریجینگ یاخته‌هایی به ابعاد  $15 \times 15$  کیلومتر مربع در منطقه مورد مطالعه گسترانیده شد. کریجینگ تکنیکی بهینه است که مشاهدات را در نقاط بدون مقدار منطقه‌ای (پهنه‌ای) می‌کند (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱: ۱۵۱). حال، به جای اجرای فرایند تجزیه و تحلیل‌ها بر روی ماتریس داده‌های  $25/5 \times 25/5$  کیلومتر مربع و انتساب نتایج به دست‌آمده به پهنه مورد مطالعه، از داده‌های ریزمقیاس‌نمایی شده با ابعاد  $15 \times 15$  کیلومتر استفاده شد؛ به همین دلیل، مرز نواحی اقلیمی و الگوهای مکانی بهتر آشکار شدند.

به منظور بررسی الگوی حاکم بر بارش در ایران در دو دهه مورد مطالعه، از روش‌های نوین آمار فضایی، خودهمبستگی فضایی (موران محلی و موران جهانی)، و *HotSpot* استفاده شد، زیرا شناخت الگوها و کشف روندهای موجود در داده‌های فضایی از اهمیت زیادی برخوردار است (دایگل، ۲۰۰۳؛ واجاپیترسون و اسکلدرا، ۲۰۰۶). پیش از هرگونه تحلیل و تهیه نقشه در آمار فضایی باید پیش‌داوری کرد که داده‌ها چگونه در فضا توزیع شده‌اند و توزیع آن‌ها در فضا از چه الگو و قاعده‌ای پیروی می‌کند (ایلان و همکاران، ۲۰۰۸)؟ در پژوهش پیش رو، به منظور درک بهتر داده‌ها و تصمیم‌گیری دقیق‌تر درباره سطح اعتماد آماری، از روش تحلیل الگوی موران جهانی استفاده شده است. شاخص جهانی

1. <http://www.chikyu.ac.jp/precip/index.html>

موران<sup>۱</sup>، که به Global Moran I معروف است، عددی را به دست می‌دهد (با 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 کرد (گیتس و اورد، ۱۹۹۲؛ لیواین، ۱۹۹۶؛ میتچل، ۲۰۰۵، ویلر، ۲۰۰۷؛ ایلان و همکاران، ۲۰۰۸). خودهمبستگی فضایی موران به بررسی خودهمبستگی فضایی بر اساس مکان پراکنش دو مقدار می‌پردازد و خصیصه مورد نظر از عارضه جغرافیایی را در آن مکان تحلیل می‌کند (گیرفت، ۱۹۸۷). برای محاسبه آماره یا شاخص موران، نخست نمره استاندارد z و P-Value محاسبه و سپس به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می‌شود. در موران جهانی فرضیه صفر این است که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر عنصر مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. حال، زمانی که مقدار P-Value بسیار کوچک و مقدار  $Z_i$  محاسبه شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد (خارج از محدوده اطمینان قرار گیرد)، آنگاه می‌توان فرضیه صفر را رد کرد. اگر شاخص موران بزرگ‌تر از صفر باشد، داده‌ها نوعی خوشه‌بندی فضایی را نشان می‌دهند. اگر مقدار شاخص کمتر از صفر باشد، عوارض مورد مطالعه دارای الگوی پراکنده است (کرمی و داداشی رودباری، ۱۳۹۳؛ فلاح قاهری و همکاران، ۱۳۹۴). برای محاسبه خودهمبستگی فضایی با استفاده از شاخص موران جهانی از رابطه ۱ استفاده می‌شود:

رابطه ۱

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\left( \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} \right) \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j} z_i z_j}{S \cdot \sum_{i=1}^n z_i^2}$$

در رابطه ۱،  $Z_i$  تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه  $i$  با میانگین آن  $(x_i - \bar{x})$  است.  $W_{i,j}$  وزن موجود بین عارضه  $i$  و  $j$  است.  $n$  تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده است و  $S_0$  جمع کل وزن‌های فضایی است که بر اساس رابطه ۲ محاسبه می‌شود (فلاح قاهری و همکاران، ۱۳۹۴):

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{i,j}$$

رابطه ۲

نمره استاندارد  $Z_i$  برای آماره موران از طریق رابطه ۳ به طور جداگانه محاسبه می‌شود و در رابطه ۱ قرار داده می‌شود:

$$z_i = \frac{i - E[I]}{\sqrt{V[I]}}$$

رابطه ۳

$$E[I] = -\frac{1}{n_1}$$

رابطه ۴

$$V[I] = E[I^2] - E[I]^2$$

رابطه ۵

به طور کلی، اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد +۱ باشد، داده‌ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای‌اند و اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد -۱ باشد، داده‌ها از هم گسسته و پراکنده‌اند. تهیه نقشه خوشه‌ها: تابعی که در بخش تحلیل الگو بدان اشاره شد، آماره عمومی است و به دنبال پاسخ به این سؤال است که آیا تراکم یا پراکندگی فضایی معناداری میان داده‌ها وجود دارد یا خیر؟ نقشه‌های خوشه کمک می‌کنند تا مشخص شود در کجا‌های محدوده مورد مطالعه خوشه‌بندی‌ها در حال شکل‌گیری‌اند و مرزهای محدوده‌های آن‌ها کجاست. در این پژوهش از تحلیل خوشه و ناخوشه<sup>۱</sup> و تحلیل لکه‌های داغ<sup>۲</sup> برای مطالعه الگوها و تغییرات زمانی و مکانی بارش استفاده شده است. تحلیل خوشه و ناخوشه، که به شاخص انسلین محلی موران (Anselin Local Moran's I) نیز مشهور است، الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا است (انسلین، ۱۹۹۵؛ گیتس و آلدسدت، ۲۰۰۴؛ انسلین و همکاران، ۲۰۰۹؛ ویلر و پرز، ۲۰۰۹). در تحلیل خوشه و ناخوشه برای هر عارضه موجود در لایه، مقدار شاخص موران محلی، نمره  $Z_i$ ، و P-Value، که بیانگر معناداری شاخص محاسبه شده است، محاسبه می‌شود (علی‌آبادی و داداشی رودباری، ۱۳۹۴). آماره محلی موران  $I$  بر اساس رابطه ۶ محاسبه شدنی است:

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} w_{i,j} (x_j - \bar{x}) \quad \text{رابطه ۶}$$

در رابطه ۶،  $x_i$  خصیصه عارضه  $i$ ،  $\bar{x}$  میانگین خصیصه مربوطه، و  $w_{i,j}$  وزن فضایی بین عارضه  $i$  و  $j$  است. مقدار  $s_i^2$  از طریق رابطه ۷ محاسبه می‌شود:

$$s_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} - \bar{x}^2 \quad \text{رابطه ۷}$$

در رابطه ۷،  $n$  برابر با تعداد کل عارضه‌هاست. نمره استاندارد  $Z_{ii}$  از طریق رابطه ۸ محاسبه می‌شود:

$$Z_{I_i} = \frac{I_i}{\sqrt{V[I_i]}} \quad \text{رابطه ۸}$$

برای محاسبه  $V[I_i]$  از رابطه ۹ استفاده می‌شود:

$$V[I_i] = E[I_i^2] - E[I_i]^2 \quad \text{رابطه ۹}$$

$$E[I_i] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

تحلیل لکه‌های داغ: از آماره گیتس-ارد جی (Getis - Ord  $G_i^*$ ) برای کلیه عوارض موجود در داده‌ها استفاده

1. Cluster and Outlier Analysis (Anselin Local Moran's I)  
2. Hot Spot Analysis (Getis-Ord  $G_i^*$ )

می‌شود (روگرسون، ۲۰۰۶). نمره Z محاسبه شده نشان می‌دهد که در کدام مناطق داده‌ها با مقادیر زیاد یا کم خوشه‌بندی شده‌اند. چهارچوب مفهومی این تحلیل این‌گونه عمل کند که اگر مقدار عارضه‌ای زیاد باشد، جالب و مهم است، ولی این به این معنی نیست که یک لکه داغ باشد (انتظاری و همکاران، ۱۳۹۴). عارضه‌ای لکه داغ تلقی می‌شود که هم خود عارضه هم عارضه‌های همسایه آن از نظر آماری معنادار باشند. امتیاز Z برای خروجی نهایی هنگامی به دست خواهد آمد که مجموع محلی (Local sum) عارضه و همسایه آن به طور نسبی با جمع کل عارضه‌ها مقایسه شود (گیتس و اورد، ۱۹۹۲؛ اورد و گیتس، ۱۹۹۵؛ انسلین، ۱۹۹۵؛ جیکاس و گریلینگ، ۲۰۰۳؛ زانگ و همکاران، ۲۰۰۸). آماره گیتس-اورد جی (Getis - Ord Gi) به صورت رابطه ۱۱ محاسبه می‌شود:

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{i,j} - x \sum_{j=1}^n w_{i,j}}{S \sqrt{\frac{[n \sum_{j=1}^n w_{i,j}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{i,j})^2]}{n-1}}} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

در رابطه ۱۱،  $x_j$  مقدار خصیصه برای عارضه  $j$ ،  $w_{i,j}$  وزن فضایی بین عارضه  $i$  و  $j$ ، و  $n$  تعداد کل عارضه‌هاست. برای محاسبه  $S$  از رابطه ۱۲ استفاده می‌شود:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_j^2}{n} - (\bar{x})^2} \quad \text{رابطه ۱۲}$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_{j=1}^n x_j}{n} \quad \text{رابطه ۱۳}$$

با توجه به اینکه  $G_i$  خود نوعی نمره Z محسوب می‌شود، از محاسبه دوباره Z پرهیز شده است.

### یافته‌های پژوهش

جدول ۱ برخی از مشخصات آماری بارش طی فصول مختلف در دو دوره مورد مطالعه (دوره اول ۱۹۸۸ - ۱۹۹۷ و دوره دوم ۱۹۹۸ - ۲۰۰۷) را نشان می‌دهد. مطابق این جدول، بیشترین میانگین بارش با ۱۸۹/۹۰ میلی‌متر در فصل زمستان دوره اول (۱۹۸۸ - ۱۹۹۷) در استان چهارمحال و بختیاری و پیمونگاه معرف کوه‌رنگ رخ داده است. این مقدار برای دوره دوم کاهش سه میلی‌متری را نشان می‌دهد. این در حالی است که بیشترین واریانس یا به عبارتی بیشترین تغییرات بارش نیز در همین دوره دوم در فصل زمستان اتفاق افتاده است. همچنین، کمترین مقدار میانگین بارش نیز با مقدار صفر در تابستان دوره دوم اتفاق افتاده است. بالاترین ضریب تغییرات با ۲۷۹/۸۴ درصد در تابستان دوره اول اتفاق افتاده است. با وجود این، بیشترین دامنه تغییرات بارش با ۱۸۲/۸۶ مربوط به فصل زمستان در دوره اول است. توزیع چگالی احتمال فراوانی رویدادهای بارشی در همه یاخته‌ها دارای چولگی مثبت و کشیدگی بیشتر از نرمال است. چولگی مثبت حاکی از

این است که مساحت بخش‌هایی با بارش کمتر از میانگین بیشتر از مساحت بخش‌هایی با بارش بالاتر از میانگین است. به عبارت دیگر، مرکز توزیع کوچک‌تر از میانگین است؛ یعنی سهم بارش‌های سنگین در فراوانی کل رویدادها کمتر است. کشیدگی مثبت نیز افزاینده بودن داده را در هر چهار فصل دو دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات آماری هر یک از فصول دوره‌های مورد مطالعه بارش در ایران

فراستج	۱۹۹۷ - ۱۹۸۸				۲۰۰۷ - ۱۹۹۸			
	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
ضریب تغییرات	۸۵٫۱۸	۲۷۹٫۸۴	۹۱٫۹۵	۶۳٫۰۲	۹۷٫۷۰	۲۵۵٫۹۱	۱۰۰٫۶۸	۷۵٫۵۷
دامنه تغییرات	۷۲٫۹۷	۱۱۶٫۴۲	۱۶۵٫۲۳	۱۸۲٫۸۶	۵۵٫۵۲	۸۷٫۴۹	۱۶۳٫۵۹	۱۸۱٫۵۲
کمینه	۰٫۳۲	۰٫۰۱	۰٫۹۱	۶٫۵۳	۰٫۲۷	۰	۰٫۰۹	۴٫۷۱
بیشینه	۷۳٫۲۸	۱۱۶٫۵۳	۱۶۶٫۱۴	۱۸۹٫۹۰	۵۵٫۷۹	۸۷٫۴۹	۱۶۴٫۵۲	۱۸۶٫۲۳
میانگین	۱۴٫۰۵	۲٫۷۹	۱۹٫۵۹	۳۷٫۵۹	۱۱٫۹۳	۲٫۷۵	۱۸٫۹۷	۳۳٫۲۱
انحراف معیار	۱۱٫۹۷	۷٫۸۱	۱۸٫۰۱	۲۳٫۶۹	۱۱٫۶۶	۷٫۰۴	۱۹٫۱۰	۲۵٫۱۰
واریانس	۱۴۳٫۳	۶۱٫۱۳	۳۳۴٫۶۵	۵۶۱٫۵۱	۱۳۶٫۰۸	۴۹٫۶۱	۳۶۵٫۰۹	۶۳۰٫۰۸
چولگی	۱٫۲۵	۷٫۵۶	۲٫۲۴	۱٫۷۲	۱٫۲۲	۷٫۰۱	۲٫۵۸	۲٫۰۹
کشیدگی	۱٫۰۱	۷۱٫۱۴	۷٫۸۹	۳٫۸۳	۰٫۵۹	۶۰٫۵۶	۱۰٫۴۱	۵٫۲۷

## تحلیل الگوی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش کشور بر اساس پایگاه بارش یاخته‌ای

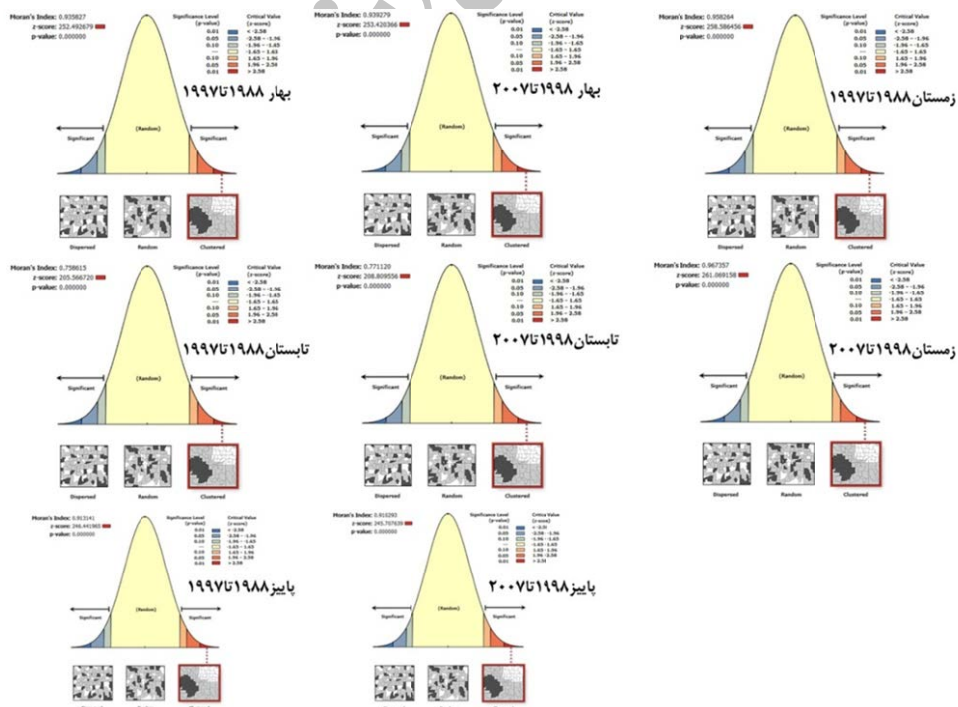
### APHRODIT

شکل ۱ و جدول ۱ خروجی‌های تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی را به صورت دو نوع عددی و گرافیکی نشان می‌دهند. همان‌طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مقدار شاخص موران جهانی برای هر چهار فصل دو دوره مورد مطالعه بیش از ۰٫۷۵ است. این نکته نشان می‌دهد که، بر اساس شاخص موران جهانی، بارش در کشور در دو دوره مورد مطالعه دارای الگوی خوشه‌ای بالا در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد است. با وجود این، بالاترین شاخص موران جهانی با مقدار ۰٫۹۶۷۳۵۷ مربوط به فصل زمستان در دوره دوم بوده است. آماره  $\tau$  برای هر چهار فصل دوره‌های آماری مورد مطالعه بالا و بین ۲۰۵ تا ۲۶۱ است. بنابراین، در مجموع، بر اساس موران جهانی، می‌توان استنباط کرد که تغییرات درون‌دهه‌ای بارش در کشور از الگوی خوشه‌ای بسیار بالا تبعیت می‌کند. بنابراین، با توجه به بالا بودن مقدار  $\tau$  و پایین بودن مقدار ارزشی  $p$ -value، می‌توان فرضیه فقدان خودهمبستگی فضایی بین داده‌ها را در هر چهار فصل دو دوره مورد مطالعه رد کرد. اگر قرار بود بارش در فصول مختلف در دو دوره مورد مطالعه به طور نرمال در فضا پخش شده باشد، شاخص موران جهانی مقدار ۰٫۰۰۱۳۹- را اختیار می‌کرد.



جدول ۲. خروجی آماره موران به صورت فصلی

فصل	شاخص موران	شاخص موران مورد انتظار	واریانس	z-score	p-value	مفهوم‌سازی رابطه فضایی	روش اندازه‌گیری
۱۹۸۸ تا ۱۹۹۷							
بهار	۰٫۹۳۵۸۲۷	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۵۲٫۴۹۲۶۷۹	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
تابستان	۰٫۷۵۸۶۱۵	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۰۵٫۵۶۶۷۲۰	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
پاییز	۰٫۹۱۳۱۴۱	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۴۶٫۴۴۱۹۶۵	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
زمستان	۰٫۹۵۸۲۶۴	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۵۸٫۵۸۶۴۵۶	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
۱۹۹۸ تا ۲۰۰۷							
بهار	۰٫۹۳۹۲۷۹	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۵۳٫۴۲۰۳۶۶	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
تابستان	۰٫۷۷۱۱۲۰	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۰۸٫۸۰۹۵۵۵۶	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
پاییز	۰٫۹۱۰۲۹۳	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۴۵٫۷۰۷۶۳۹	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی
زمستان	۰٫۹۶۷۳۵۷	-۰٫۷۰۰۰۱۳۹	۰٫۰۰۰۰۰۱۴	۲۶۱٫۰۶۹۱۵۸	۰	مربع معکوس فاصله	اقلیدسی



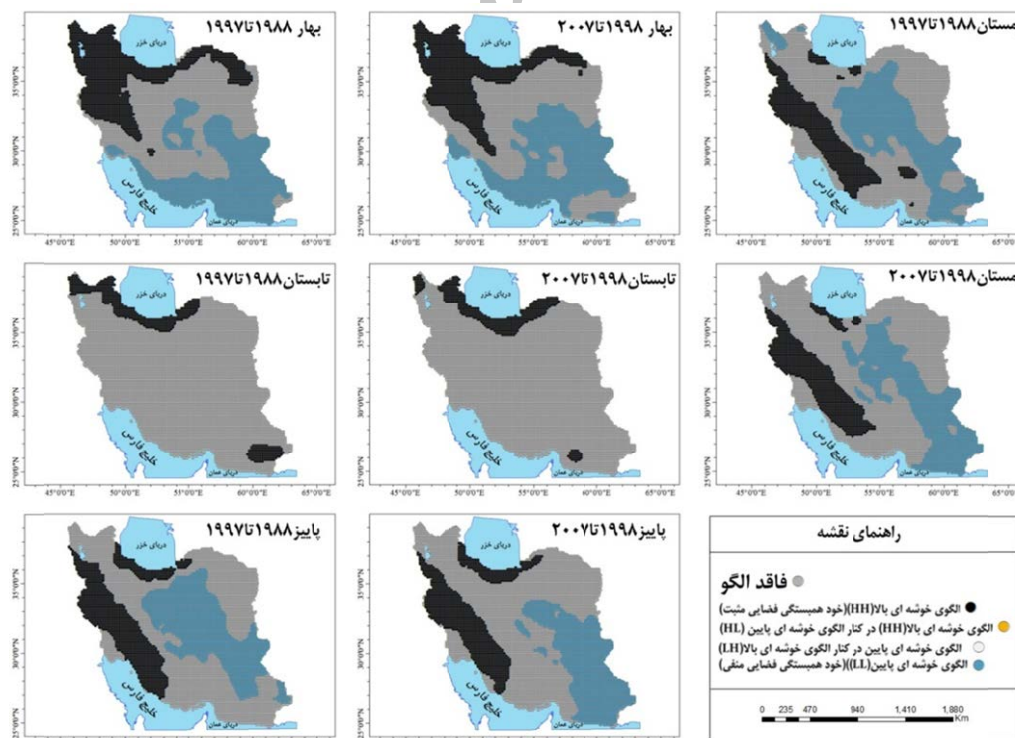
شکل ۱. نتایج حاصل از پراکنش الگوی موران جهانی برای بارش طی فصول دو دوره مورد مطالعه

همان طور که مشاهده می‌شود، 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 دوره مورد مطالعه، از موران محلی استفاده شده است. نتایج 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 با عوارض مشابه خود احاطه شده است. بنابراین، عارضه مورد نظر بخشی از آن خوشه است. اگر مقدار I منفی باشد، به معنای آن است که عارضه مورد نظر با عوارض نامشابه محاصره شده است. این نوع عارضه در حقیقت «ناخوشه» نامیده می‌شود. مقدار ارزشی حاصل از این آماره در چهارچوب امتیاز استاندارد محاسبه شده و p-value قابل تفسیر و تحلیل است. در این آماره 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، و HL بیانگر ناخوشه‌ای بودن است که در آن یک مقدار زیاد با مقادیر کم محاصره شده است. LH تک‌سلول‌هایی را که در آن عارضه‌ای با مقدار کم توسط عارضه‌هایی با مقادیر زیاد محاصره شده‌اند و از نظر آماری معنادارند (سطح ۵ درصد) از یکدیگر متمایز می‌کند (انتظاری و همکاران، ۱۳۹۴؛ فلاح قاهره‌ای و همکاران، ۱۳۹۴؛ علی آبادی و داداشی رودباری ۱۳۹۴).

شکل ۲ تغییرات درون‌سالی خودهمبستگی فضایی الگوی خوشه‌ای بارش را طی دوره‌های آماری مورد مطالعه (۱۹۸۸ - ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸ - ۲۰۰۷) نشان می‌دهد. در فصل زمستان در دوره اول در بیشتر مناطق کشور (۴۳/۷۸ درصد) هیچ نوع الگویی حاکم نبوده یا، به عبارتی، فاقد خودهمبستگی فضایی بوده است. این مقدار برای بازه زمانی مشابه در دوره دوم ۵/۸۸ درصد افزایش داشته و مقدار ۴۹/۶۶ را اختیار کرده است. مناطق فاقد خودهمبستگی فضایی در فصل تابستان به بیشترین مقدار خود رسیده است و در دوره اول این مقدار به ۹۰/۸۵ درصد و در دوره دوم به ۹۲/۳۶ درصد رسیده است. در سایر فصول بهار و پاییز نیز مناطق فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی تقریباً نیمی از مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۳). الگوهای بارشی LL یا مقادیری با ارزش پایین (خودهمبستگی فضایی منفی) - که نمایانگر مناطقی با بارش کم هستند - به ترتیب در فصول چهارگانه دوره اول با مقادیر ۳۲، ۰، ۲۸/۰۱، و ۳۱/۳۰ درصد در سطح کشور توزیع شده‌اند و به صورت لکه‌های سرتاسری در نواحی شرق، جنوب شرق، و تا نواحی مرکزی کشور کشیده شده‌اند (شکل ۲). در فصل بهار مقادیر بارش با خودهمبستگی فضایی منفی در دوره اول نسبت به دوره دوم ۱/۵۳ درصد کاهش یافته است؛ این کاهش بیشتر متوجه مناطق خراسان شمالی و زاگرس میانی است. در فصل تابستان در هیچ یک از دو دوره مورد مطالعه الگوی خوشه‌ای پایین LL مشاهده نشده است. از سوی دیگر، الگوی خوشه‌ای پایین (LL) در فصل پاییز در دوره دوم (۲۵/۳۰ درصد) نسبت به دوره اول (۲۸/۰۱ درصد) کاهش عددی ناچیزی (۲/۷۱ درصدی) داشته است، ولی از نظر مکانی بسیار تغییر کرده است و کانون الگوهای بارشی کم به مناطق شرق و جنوب شرق کشور جابه‌جا شده است. الگوهای خودهمبستگی فضایی منفی در فصل زمستان نیز همانند دو فصل پاییز و بهار دست‌خوش تغییراتی در مکان و زمان شده است؛ به طوری که بیشترین کاهش در دو دوره مورد مطالعه مربوط به فصل زمستان است: در دوره دوم مقدار ۶/۶۲ درصد، نسبت به دوره اول (۳۱/۳۰ درصد)، کاهش داشته است.

جدول ۳. درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص موران محلی

نوع الگو ۱۹۹۷-۱۹۹۸	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
الگوی خوشه‌ای بالا (HH)	۲۴,۲۲	۹,۱۵	۲۰,۱۲	۱۸,۱۴
الگوی خوشه‌ای پایین (LL)	۳۲	-	۲۸,۰۱	۳۱,۳۰
الگوی خوشه‌ای بالا در کنار الگوی خوشه‌ای پایین (HL)	-	-	-	-
الگوی خوشه‌ای پایین در کنار الگوی خوشه‌ای بالا (LH)	-	-	-	-
فاقد الگو	۴۳,۷۸	۹۰,۸۵	۵۱,۸۷	۵۰,۵۶
نوع الگو ۲۰۰۷-۱۹۹۸	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
الگوی خوشه‌ای بالا (HH)	۱۹,۸۷	۷,۶۴	۱۸,۲۵	۱۹,۴۵
الگوی خوشه‌ای پایین (LL)	۳۰,۴۷	-	۲۵,۳۰	۲۴,۶۸
الگوی خوشه‌ای بالا در کنار الگوی خوشه‌ای پایین (HL)	-	-	-	-
الگوی خوشه‌ای پایین در کنار الگوی خوشه‌ای بالا (LH)	-	-	-	-
فاقد الگو	۴۹,۶۶	۹۲,۳۶	۵۶,۴۵	۵۵,۸۷



شکل ۲. نتایج به دست آمده از پراکنش الگوی موران محلی برای بارش طی دو دوره مورد مطالعه

این در حالی است که مقادیر با ارزش بالا یا دارای خودهمبستگی فضایی مثبت  $HH$  در فصل زمستان محدود به مناطق البرز و زاگرس بوده و افت‌وخیز چشم‌گیری در برخی نقاط کشور داشته است. نتایج حاکی از این امر است که طی دو دوره مورد مطالعه در فصل زمستان، به‌رغم افزایش عددی  $1/31$  درصدی در دوره دوم ( $19/45$  درصد)، نسبت به دوره اول ( $18/14$  درصد)، این افزایش عددی فقط مربوط به مناطق شمالی کشور بوده است. از سوی دیگر، مناطق میناب و ارتفاعات کرمان- که در دوره اول کانون پُربارش شناسایی شده بودند- در دوره دوم مناطق فاقد خودهمبستگی فضایی معرفی شدند. در بقیه فصول سال با گذشت زمان به‌ترتیب در بهار  $4/35$  درصد، در تابستان  $1/51$  درصد، و در پاییز  $1/87$  درصد کاهش داشته است. ذکر این نکته لازم است که بیشتر این کاهش‌ها مربوط به مناطق زاگرس، جنوب شرق کشور، و مناطق شمالی خراسان است. به طور کلی، می‌توان استنباط کرد که عوامل محلی در درجه اول و سیستم‌های گردش عمومی جو در درجه دوم در توزیع پراکندگی الگوهای بارشی کشور تأثیرگذارند.

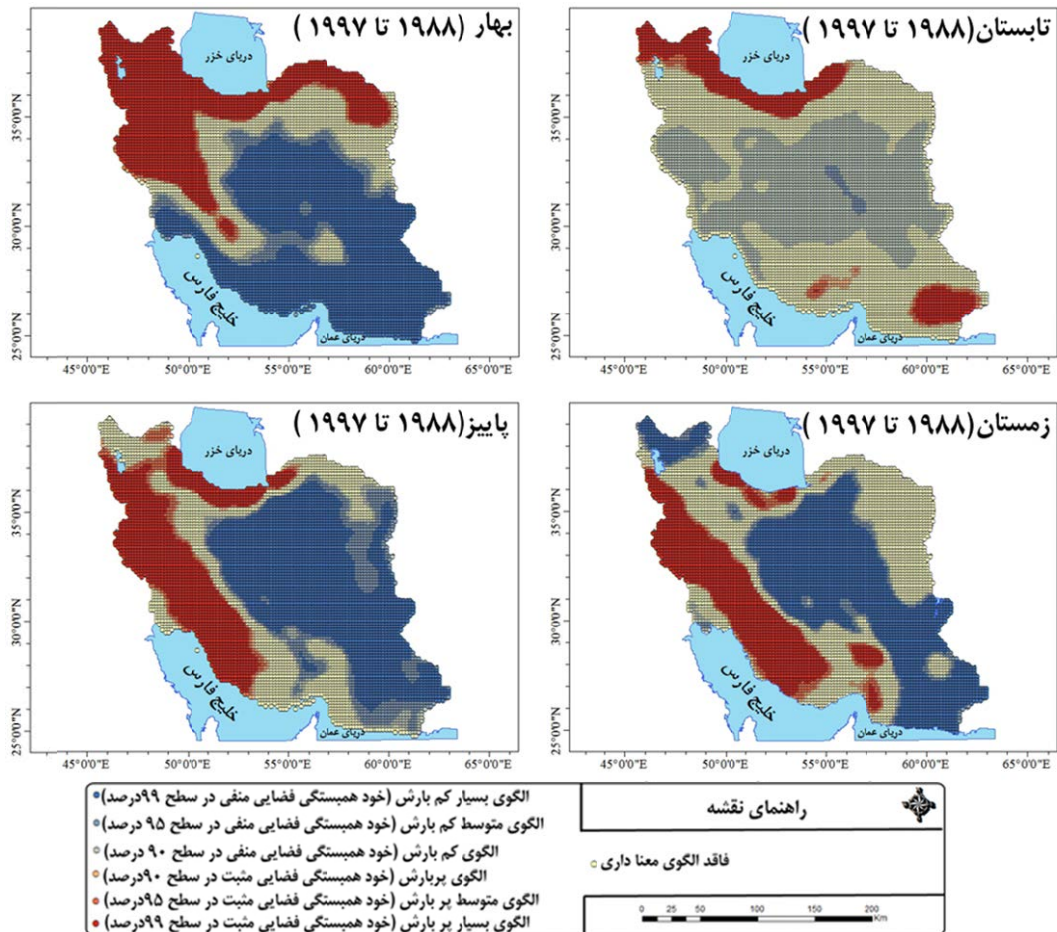
با توجه به آنچه تا کنون گفته شد، آن دسته از نواحی کشور که بارش آن‌ها دارای خودهمبستگی فضایی مثبت (خوشه‌های پُربارش) و منفی (خوشه‌های کم‌بارش) بودند مشخص شد. اما، به منظور حصول اطمینان از مناطق دارای خوشه‌های با ارزش بالا و پایین از شاخص  $GI^*$  یا  $HotSpot$  استفاده شد؛ شکل‌های ۳ و ۴ و جدول ۴ نتایج آن را نشان می‌دهد. 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 می‌شوند 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 است و این‌ها در حقیقت لکه‌های سرد را نشان می‌دهند. همان‌طور که شکل ۳ نشان می‌دهد، در فصل بهار در دوره اول بارش در امتداد کوه‌های زاگرس، بخش‌هایی از شمال شرق، کل مناطق شمال، و شمال غرب کشور دارای خودهمبستگی فضایی مثبت یا دارای خوشه‌هایی با ارزش بالا در سطح اطمینان ۹۹ درصد هستند و ۲۶ درصد از کل مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند. برای همین فصل از سال در دوره دوم (شکل ۴) این مقدار  $0/87$  درصد رشد داشته است که بیشتر متوجه زاگرس و چهارمحال و بختیاری بوده است. از سوی دیگر، مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد در ارتفاعات مناطق شمالی خراسان حوالی گلکان، اسفراین، و قوچان به سطح اطمینان ۹۵ درصد کاهش یافته است. به طور کلی، الگوهای پُربارش در سطح اطمینان ۹۵ درصد در دوره دوم ( $2/13$ )، نسبت به دوره اول ( $2/16$ )،  $0/03$  درصد کاهش داشته است. در این فصل از سال در دوره اول مقادیر با ارزش پایین یا نواحی دارای خوشه‌های کم‌بارش، که نزدیک به  $55/20$  از مساحت کشور را تشکیل می‌دهند، به صورت لکه‌های سرتاسری در نواحی مرکزی کشور و نواحی جنوب شرق تا جنوب غرب کشور دیده می‌شوند (شکل ۳). الگوهای کم‌بارش در مجموع سطوح سه‌گانه در دوره دوم در فصل بهار  $1/09$  درصد افزایش داشته و به  $56/29$  درصد رسیده است. همچنین، مناطق فاقد خودهمبستگی فضایی در فصل بهار در دوره اول  $15/39$  و در دوره دوم  $13/36$  درصد تشخیص داده شد. نیمه غربی زاگرس (دامنه بادگیر) مرطوب‌تر از نیمه شرقی (دامنه بادپناه) آن است. در بخش‌های شرقی زاگرس، با وجود ارتفاع متوسط، میانگین بارش کمتر است؛ این موضوع به نظر می‌رسد با مقدار رطوبت توده‌های هوا مرتبط باشد. در هر دو دوره، دو هسته بیشینه بارش در شمال غرب و جنوب شرق زاگرس تشخیص داده شد، اما در دوره دوم مقدار

بیشتر بارش در نیمه غربی نسبت به نیمه شرقی آن نمایان است. مطابق شکل‌های ۳ و ۴، توزیع مکانی روند بارش فصلی نمایانگر روندهای معنی‌داری است. مقادیر آماره لکه‌های داغ نشان‌دهنده تغییر به ازای دوره‌هاست. بر اساس شکل‌های ۳ و ۴، میانگین بارش سالانه پهنه در طول دوره، به جز بخش‌های معدودی واقع در شمال خراسان و جنوب رشته‌کوه البرز، رفتار کاهشی داشته است. در طی فصول مورد مطالعه طی دو دهه اخیر، مشخص شد که فصل تابستان، پس از فصل پاییز، تغییر بیشتری در نوع الگوهای بارشی داشته است؛ به طوری که در دوره اول مناطقی با خودهمبستگی فضایی منفی یا به عبارتی مناطق کم‌بارش کشور در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۰ درصد به ترتیب ۱/۱۵ و ۴۰/۵۴ درصد مساحت داشته‌اند، ولی در دوره دوم برای همین الگوها مقادیر ۲۱/۵۴ و ۱۷/۶۸ درصد به دست‌آمد (جدول ۴). این ارقام به‌تنهایی بیانگر اثر آشکار تغییر اقلیم بر کشور است؛ به طوری که با سپری شدن فقط یک دهه بر مساحت الگوهای کم‌بارش کشور افزوده شده است. همین امر در الگوهای پُر بارش نیز صادق بوده است؛ به طوری که در مجموع سطوح سه‌گانه ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصدی در دوره اول ۱۴/۳۶ درصد و در دوره دوم برای همین فصل ۳/۰۳ درصد کاهش را نشان داده است. در نگاهی جامع، الگوهای بارشی روندی کاهشی از شمال به جنوب کشور دارند. به طور کلی، دو منطقه با رویدادهای بارشی در کشور وجود دارد: یکی، در کوهپایه‌ها و کوهستان‌های شمالی تا شمال غرب کشور مشرف بر دشت؛ دیگری، در سواحل دریای عمان. بیشترین گستره توأم با روند کاهشی بارش در مناطق معنی‌دار خودهمبستگی فضایی واقع شده است. فقدان معنی آماری خودهمبستگی فضایی به معنی فقدان رابطه خطی میان متغیر بارش و زمان است. فصل پاییز دست‌خوش بیشترین تغییرات مکانی و زمانی بارش طی دو دهه اخیر بوده است؛ به طوری که مناطق بسیار کم‌بارش، کم‌بارش، و متوسط کم‌بارش در دوره اول مقادیری به ترتیب ۳۸/۶۸، ۱۰/۱۵، و ۳/۴۵ درصد داشته‌اند؛ همین شرایط برای بازه زمانی مشابه در دوره دوم چنین بوده است: کاهش ۲۱/۴۰ درصدی برای الگوی بسیار کم‌بارش؛ کاهش ۳/۶۸ درصدی برای الگوی کم‌بارش؛ و کاهش ۰/۰۹ درصدی برای الگوی متوسط کم‌بارش. از طرف دیگر، بر درصد مساحت الگوهای پُر بارش افزوده شده است؛ به طوری که در مجموع سطوح سه‌گانه مورد مطالعه، دوره دوم (۴۲/۸۰)، نسبت به دوره اول (۲۷/۸۹)، ۱۴/۹۱ درصد افزایش داشته است. این تغییرات از نظر مکانی برای الگوهای کم‌بارش بیشتر متوجه مناطق جنوبی کشور بوده است و برای الگوهای پُر بارش کاهش در منطقه زاگرس و افزایش در منطقه البرز و کرانه‌های دریای خزر بوده است. افزایش بارش در برخی از نقاط کشور، با توجه به کمبود آب و خشک‌سالی‌های اخیر، اندکی گمراه‌کننده به نظر می‌رسد، ولی باید توجه کرد که، به غیر از روند در میزان بارش، تغییر الگوهای بارش هم مانند نوع بارش، تاریخ وقوع، مقادیر فصلی، شدت مدت‌ها، تعامل بین بارش و سایر عناصر به‌ویژه دما - که بر تبخیر و تعرق بالقوه و مصرف آب تأثیرگذار است - مهم است. با قبول این مدعا، مشهودترین تغییر الگوهای پُر بارش در دو دامنه بادپناه و بادگیر زاگرس قابل مشاهده است؛ به طوری که با نگاهی دقیق‌تر به شکل‌های ۳ و ۴ درمی‌یابیم که آهنگ تغییرات بارش در دو دهه مورد مطالعه در دو دامنه بادگیر و بادپناه زاگرس با نزدیک شدن به خط‌الرأس‌ها متفاوت است؛ به نحوی که در دامنه بادگیر افزایش بارش با آهنگ ملایم‌تری نسبت به دامنه بادپناه رخ می‌دهد و با عبور از خط‌الرأس‌ها کاهش بارش در فاصله کمتری اتفاق می‌افتد که تخلیه رطوبتی توده‌های هوا در دامنه بادگیر را نشان می‌دهد. با اینکه به طور کلی سواحل جنوبی خزر دارای رژیم پاییزی است، در نواحی مختلف سواحل جنوبی خزر رژیم و الگوهای فصلی بارشی

یکسانی وجود ندارد، زیرا سامانه‌های بارش‌زا، با توجه به شرایط دینامیک و ترمودینامیک خود و بسته به موقعیت جغرافیایی و شکل‌شناسی ساحل و کوه، در برخورد با شرایط متفاوت محلی می‌توانند نواحی بارشی متفاوتی ایجاد کنند. در دوره دوم شاهد افزایش مناطق بارشی در سطح اطمینان ۹۹ درصد هستیم. فصل زمستان پس از فصل بهار کمترین افت‌وخیز را از نظر عددی داشته (جدول ۴)، ولی از نظر مکانی چند تغییر درخور توجه داشته است (شکل‌های ۳ و ۴): در بارزترین تغییر مناطقی که در دوره اول در مناطق میناب، رودان، کهنوج، و جیرفت لکه پُربارش تشخیص داده شده‌اند در دوره دوم جای خود به الگوی‌های کم‌بارش و فاقد الگوی معناداری داده‌اند. همچنین، مناطقی که در دوره اول در شمال کشور لکه پُربارش با احتمال ۹۵ درصد شناسایی شده بودند در دوره دوم لکه‌های پُربارش با احتمال ۹۹ درصد شناخته شدند. در کرانه‌های خزر فرارت هوای سرد و خشک شمالی (پُرفشار دریای سیاه) یا شرقی (پُرفشار سیبری) و رویارویی آن با هوای گرم و مرطوب جنوب خزر یک کمربند ناپیوستگی ایجاد می‌کند (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۰۰). این کمربند ناپیوستگی در شکل‌های ۳ و ۴ (فصل زمستان، پایین سمت چپ) به تصویر کشیده شده است. ولی چون در زاگرس ناهمواری پیوسته است، توده‌های هوا به‌ناچار صعود می‌کنند و رطوبت تخلیه می‌شود، اما در کوه‌های پراکنده داخلی توده‌های هوا می‌توانند تا حدی این کوه‌ها را دور بزنند. به همین دلیل، با پشت سر گذاشتن رشته‌کوه پیوسته زاگرس توده هوا رطوبت خود را از دست می‌دهد. حال آنکه این هوای خشک در صورت صعود از کوه‌های پراکنده و کم‌ارتفاع داخلی کمتر پیش می‌آید که ناچار به تخلیه رطوبت و بارش شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۰۰).

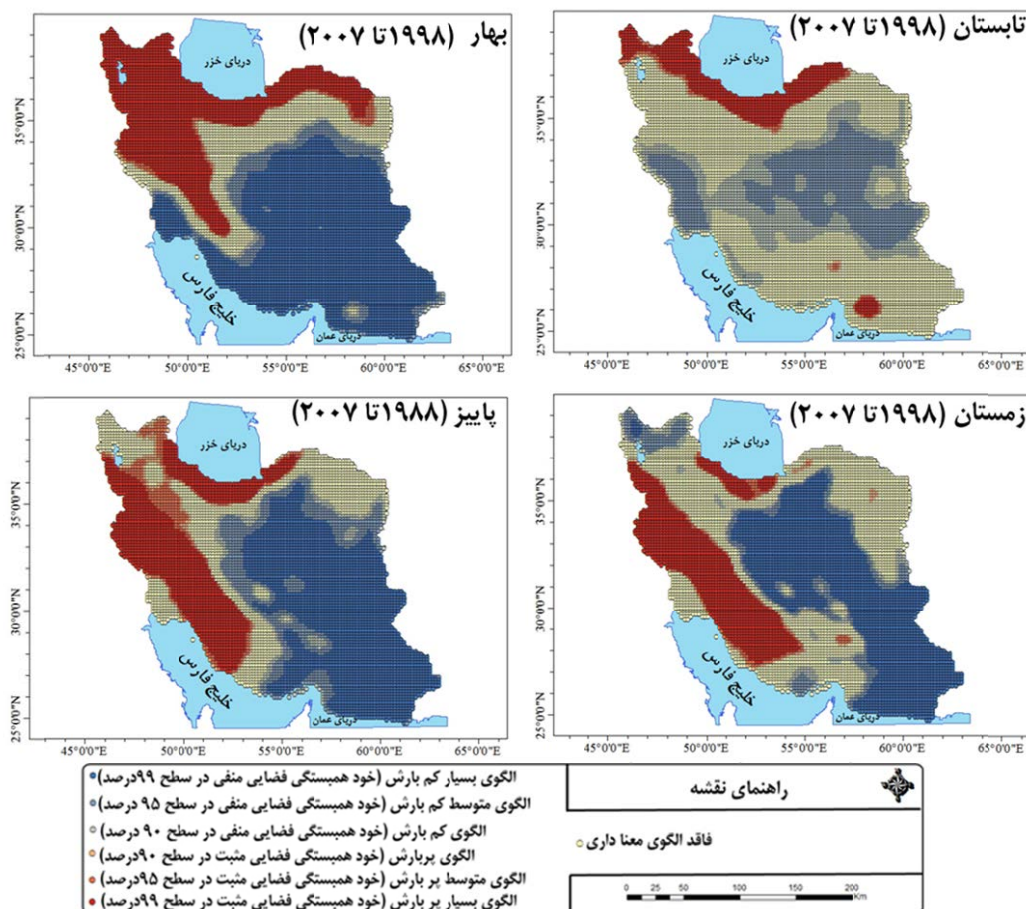
جدول ۴. درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص  $GI^*$  یا  $HotSpot$

زمستان	پاییز	تابستان	بهار	نوع الگوی بارشی ۱۹۹۷-۱۹۹۸
۳۵,۲۳	۳۸,۶۵	۰	۴۴,۱۸	الگوی بسیار کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد) $> -2,58$
۴,۴۵	۱۰,۱۵	۱,۱۵	۷,۱۵	الگوی کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد) $-2,58$ تا $-1,96$
۳,۳۶	۳,۴۵	۴۰,۵۴	۳,۸۷	الگوی متوسط کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۰ درصد) $-1,96$ تا $-1,65$
۳۰,۸۷	۱۹,۸۶	۴۳,۹۵	۱۵,۳۹	فاقد الگوی معنی‌داری % $-1,65$ تا $-1,65$
۲,۱۱	۲,۴۵	۲,۱۱	۱,۲۵	الگوی متوسط پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۰ درصد) $1,96$ تا $1,65$
۳,۰۵	۳,۶۹	۲,۲۵	۲,۱۶	الگوی پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد) $1,96$ تا $2,58$
۲۰,۹۳	۲۱,۷۵	۱۰	۲۶	الگوی بسیار پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد) $> 2,58$
زمستان	پاییز	تابستان	بهار	نوع الگوی بارشی ۱۹۹۸ - ۲۰۰۷
۳۵,۱۴	۱۷,۲۵	۰	۴۶,۸۶	الگوی بسیار کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد) $> -2,58$
۶,۲۵	۶,۴۷	۲۱,۵۴	۷,۲۹	الگوی کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد) $-1,96$ تا $-2,58$
۴,۵۸	۳۰,۱۲	۱۷,۶۸	۲,۱۴	الگوی متوسط کم‌بارش (خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۰ درصد) $-1,96$ تا $-1,65$
۳۱,۰۳	۳,۳۶	۴۹,۴۵	۱۳,۳۶	فاقد الگوی معنی‌داری % $-1,65$ تا $-1,65$
۱,۸۹	۱,۵۸	۱,۲۴	۱,۳۵	الگوی متوسط پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۰ درصد) $1,96$ تا $1,65$
۲,۸۷	۶,۸۷	۱,۰۶	۲,۱۳	الگوی پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد) $1,96$ تا $2,58$
۱۸,۲۴	۳۴,۳۵	۹,۰۳	۲۶,۸۷	الگوی بسیار پُربارش (خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد) $> 2,58$



شکل ۳. نتایج به دست آمده از الگوی *HotSpot* برای بارش طی فصول دوره اول (۱۹۸۸ - ۱۹۹۷)

می توان چنین اظهار کرد که محتوای رطوبتی توده های هوا به اندازه ای نیست که بتواند در کل فرایند صعود سبب تداوم افزایش بارندگی شود. تغییر رفتار سری های بارش در کشور یکنواخت نیست و گویای الگوهای متفاوت در کشور است. تفاوت های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است؛ این تفاوت- طبیعت رفتار مکانی بارش و تنوع منشأ بارش در کشور- سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش های جوی و زمان بارش متفاوت باشد (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۴). به ترتیب در سال های کم بارش تفاوت مکانی شدیدتر می شود و در سال های پربارش تفاوت مکانی کاهش می یابد.



شکل ۴. نتایج به‌دست‌آمده از الگوی HotSpot برای بارش طی فصول دوره دوم (۱۹۹۸ - ۲۰۰۷)

## نتیجه‌گیری

بارش مهم‌ترین پارامتر آب‌وهوایی در تعیین نوع آب‌وهوای یک منطقه است. تغییر میزان و رژیم بارندگی از جمله مظاهر درخور توجه در تغییرات آب‌وهوایی است. کاهش یا افزایش میزان بارندگی در بسیاری از پدیده‌های آب‌وهوایی و محیطی مانند رواناب، سیلاب، دمای هوا، رطوبت هوا، و همچنین در بسیاری از فعالیت‌های بشر مانند کشاورزی و نوع مسکن اثر دارد. در مطالعه حاضر تغییرات زمانی- مکانی بارش در ایران در دو دهه اخیر با استفاده از برون‌دادهای به‌دست‌آمده از پایگاه داده بارش یاخته‌ای آفرودیت ارزیابی شد. بدین منظور، از روش موران جهانی و محلی و شاخص لکه‌های داغ  $GI^*$  استفاده شد. برای دستیابی به این هدف از داده‌های بارش شبکه‌بندی‌شده آفرودیت طی دو دهه اخیر (۱۹۸۸ - ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸ - ۲۰۰۷) به صورت فصلی استفاده شد. سپس، برای اعمال روش‌های مورد استفاده در این پژوهش، از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Matlab و GIS بهره گرفته شد. نتایج به‌دست‌آمده از روش موران جهانی نشان داد تغییرات خودهمبستگی فضایی بارش در کشور از الگوی خوشه‌ای بالا پیروی می‌کند. به منظور تغییرات خودهمبستگی فضایی بارش کشور از دو شاخص موران محلی (Anselin Local Moran's I) و تحلیل لکه‌های داغ



(Getis-Ord  $G_i^*$ ) استفاده شد. بر این اساس، الگوهای تأثیرگذار بر روند عمومی بارش‌های کشور شناسایی شدند. بر اساس نتایج دو شاخص نام‌برده، در فصول بهار، پاییز، و زمستان کرانه‌های دریای خزر و ارتفاعات شمالی البرز و همچنین ارتفاعات غرب، شمال غرب، و جنوب غرب نقش درخور توجهی در الگوهای بارش یا الگوهای خوشه‌ای بالا داشته‌اند. در فصل تابستان مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت یا به عبارتی دیگر الگوهای پُربارش به صورت نواری سرتاسری از مراوه‌تپه در استان گلستان تا ماکو در استان آذربایجان غربی لکه‌های پُربارش در سطح اطمینان ۹۹ درصد (در دوره اول ۱۰ درصد و در دوره دوم ۹/۰۳ درصد) از مساحت کشور را اشغال کرده‌اند. به طور کلی، بیشترین تغییر الگوهای بارشی متعلق به فصل پاییز و پس از آن متعلق به فصل تابستان است. همچنین، کمترین تغییرات نیز متعلق به فصول بهار و زمستان است. همچنین، خروجی آماره‌های مورد مطالعه بیانگر این امر است که در دهه‌های اخیر نمود تغییر اقلیم آشکارتر شده است و الگوهای پُربارش در مناطق جنوبی در حال عقب‌نشینی است و فقط در حال محدودشدن به کانون‌های عمده در زاگرس و کرانه‌های دریای خزر است. نتایج این پژوهش نشان داد الگوهای بارشی در یک بازه زمانی بلندمدت تحت تعامل عوامل محلی و عناصر گردش‌جو شکل می‌گیرند، اما نقش‌آفرینی متفاوتی دارند؛ به طوری که آرایش جغرافیایی الگوهای بارشی را عوامل محلی، به‌ویژه ارتفاعات و عرض جغرافیایی، شکل می‌دهد؛ به بیانی واضح‌تر، رد پای پیکربندی ناهمواری‌ها و نقش عرض جغرافیایی را می‌توان در آن‌ها مشاهده کرد؛ این در حالی است که نباید نقش عوامل بیرونی را در شکل‌گیری الگوهای بارشی نادیده بگیریم؛ زیرا عوامل بیرونی یا تلویحاً همان عناصر گردش عمومی جو در تعیین رژیم بارشی و آهنگ تغییرات بارش در طول زمان نقش دارند. اگر به نقشه خوشه‌های بارشی کشور توجه کنیم، مشاهده می‌کنیم که خوشه‌های بارشی بالا و پایین شبیه به هم نیستند. این تباین ناشی از تأثیر عناصر گردش عمومی جو است. پس به طور کلی می‌توان گفت الگوهای بارشی تحت تأثیر دو سیستم ایجاد و کنترل می‌شوند:

۱. عوامل محلی کنترل‌کننده مکان (آرایش جغرافیایی الگوهای بارشی)؛
۲. عوامل بیرونی کنترل‌کننده زمان (رژیم الگوهای بارشی).

در پایان ذکر این نکته ضروری است: به دلیل اینکه داده‌های پایگاه آفرودیت میان‌یابی شده‌اند، این عامل از یک سو موجب گم‌شدن بارش‌های سنگین و از سوی دیگر بارش‌های بسیار سبک در داده‌های موجود شده است و بزرگ‌ترین عیب بانک داده حاضر به‌شمار می‌رود. با این حال، نتایج پژوهش حاضر می‌تواند الگوی مناسبی برای سایر مطالعات فراسنج‌های آب‌وهوایی باشد، زیرا مطالعات آب‌وهواشناسی به طور اخص و علوم محیطی به طور عام نیازمند اطلاعات بهنگام و دقیق از نظر زمانی - مکانی است. یک مقایسه کلی از الگوهای حاصل از پایگاه بارش یاخته‌ای آفرودیت با مقادیر اندازه‌گیری شده پیمونگاه‌های آب‌وهواشناسی همدید و باران‌سنجی کشور (محمدی و جاوری، ۱۳۸۵؛ علیجانی، ۱۳۸۹؛ مسعودیان، ۱۳۹۰؛ کرمی و داداشی رودباری، ۱۳۹۳) نشان می‌دهد که مقادیر ارائه‌شده این پایگاه داده از دقت و کیفیت بسیاری برخوردار است و نتایج به‌دست‌آمده از آن می‌تواند برای بسیاری از مسائل مرتبط با علوم محیطی، جغرافیا، و آب‌شناسی مفید باشد.

## منابع

- انتظاری، ع؛ داداشی رودباری، ع. و اسدی، م. (۱۳۹۴). ارزیابی خودهمبستگی فضایی تغییرات زمانی- مکانی جزایر دماهی در خراسان رضوی، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۴(۱۶).
- بارانی‌زاده، ا؛ بهیار، م.ب؛ جوانمرد، س. و عابدینی، ی.ع. (۱۳۹۰). صحت‌سنجی برآوردهای بارندگی الگوریتم ماهواره‌های PERSIANN با داده‌های بارش زمینی شبکه‌بندی‌شده APHRODITE در ایران، *مجموعه مقالات اجلاس فیزیک ایران*، ص ۲۶۱۵ - ۲۶۱۸.
- جامعی، م. موسوی بایگی، م. و بنایان اول، م. (۱۳۹۳). اعتبارسنجی برآوردهای بارندگی روزانه شبکه APHRODITE و برآوردهای حاصل از درون‌یابی مکانی بارندگی در استان خوزستان، *نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)*، ۲۸(۳): ۶۲۶ - ۶۳۸.
- عساکره، ح. (۱۳۸۷). کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش، *جغرافیا و توسعه*، ش ۱۲.
- عساکره، ح. و رزمی، ر. (۱۳۹۱). تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۳(۳): ۱۴۷ - ۱۶۲.
- علی‌آبادی، ک. و داداشی رودباری، ع. (۱۳۹۴). بررسی تغییرات الگوهای خودهمبستگی فضایی دمای بیشینه ایران، *مطالعات جغرافیایی مناطق خشک*، ۲۱(۶): ۸۶ - ۱۰۴.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۹). *آب‌وهوای ایران*، چ ۸، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.
- فلاح قاهری، غ، اسدی، م. و داداشی رودباری، ع. (۱۳۹۴). تحلیل فضایی پراکنش رطوبت در ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴(۴): ۶۳۷ - ۶۵۰.
- کریمی، م. و داداشی رودباری، ع. (۱۳۹۳). ارزیابی الگوهای بارشی استان خراسان رضوی با استفاده از روش‌های نوین آمار فضایی، *مجله علمی - ترویجی سامانه و سطوح آبگیر باران*، ۴(۳): ۶۱ - ۷۲.
- محمدی، ح. و جاوری، م. (۱۳۸۵). تغییرات زمانی بارش ایران، *محیط‌شناسی*، ۴۰: ۸۷ - ۱۰۰.
- مسعودیان، ا. (۱۳۹۰). *آب‌وهوای ایران*، مشهد: شریعه توس.
- مسعودیان، ا؛ کیخسروی کیانی، م. و رعیت‌پیشه، ف. (۱۳۹۳). معرفی و مقایسه پایگاه اسفزاری با پایگاه داده GPCP، CMAP و GPCP، *فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی*، ۲۹(۱): ۷۳ - ۸۸.
- میرموسوی، ح؛ مزیدی، ا. و خسروی، ی. (۱۳۸۹). تعیین بهترین روش زمین‌آمار جهت تخمین توزیع بارندگی با استفاده از GIS (مطالعه موردی: استان اصفهان)، *فصل‌نامه فضای جغرافیایی*، ۱۰(۳۰): ۱۰۵ - ۱۲۰.
- نادی، م؛ جامعی، م. و بذرافشان، م.ج. (۱۳۹۱). ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه (مطالعه موردی: استان خوزستان)، *مجله پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی*، ۴(۴): ۱۱۷ - ۱۳۰.
- Adler, R.F.; Huffman, G.J.; Chang, A.; Ferraro, R.; Xie, P.; Janowiak, J.; Rudolf, B.; Schneider, U.; Curtis, S.; Bolvin, D.; Gruber, A.; Susskind, J. and Arkin, P. (2003). The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present), *J. Hydrometeor.*, 4: 1147-1167.
- Aliabadi, K. and Dadashi Roudbari, A. (2016). Assessing changes patterns of spatial autocorrelation of maximum temperature of Iran, *Arid Regions Geographic Studies*, 6(21): 86-104 (In Persian).
- Alijani, B. (2010). *Weather Iran*, Payam Noor University Press, Eighth Edition, Tehran.
- Anselin, L. (1995). Local indicators of spatial association: LISA, *Geogr Anal*, 27(2): 93-115.
- Anselin, L.; Syabri, I. and 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.
- Asakereh, H. (2008). Potential of kriging method for precipitation interpolation, *Geography and Development*, N. 12 (In Persian).
- Asakereh, H. and Razmi, R. (2012). Analysis of Annual Precipitation Changes in Northwest of Iran, *Geography and Environmental Planning Journal*, 47(3): 147-162 (In Persian).

- Barani Zadeh, A.; Behyar, M.B.; Javanmard, S.A. and Abedini, Y. (2011). Validation of satellite estimates of rainfall PERSIANN algorithm networked with ground-based rainfall data APHRODITE in Iran, *Iranian Physics Conference Proceedings*, pp. 2615-2618 (In Persian).
- Beven, K.J. (2001). *Rainfall-runoff Modelling: The Primer*, John Wiley and Sons Ltd., Chicheste.
- Chen, M.; Xie, P.; Janowiak, J.E. and Arkin, P.A. (2002). Global Land Precipitation: A 50-yr Monthly Analysis Based on Gauge Observations, *J. of Hydrometeorology*, 3: 249-266.
- Coulibly, M. and Becker, S. (2007). Spatial Interpolation of Annual Precipitation in South Africa -Comparison and Evaluation of Methods, *Journal of International Water Resources Association*, 32(3): 494-502.
- Di Piazza, A.; Lo Conti, F.; Notol, L.V.; Viola, F. and Loggia, G.La. (2011). Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13: 396-408.
- Diggle, P.J. (2003). *Statistical Analysis of Spatial Point Patterns*, Arnold, London, Second edition.
- Entezari, A.; DadashiRoudbari, A. and Asadi, M. (2015). Assessment of spatial autocorrelation of spatial-temporal alteration of temperature heat islands in Khorasan Razavi province, *Geography and environmental hazards*, 4(4).
- Fallah Ghalhari, GH.; Asadi, M. and Dadashi Roudbari, A. (2016). Spatial Analysis of Humidity Propagation over Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 47(4): 637-650.
- Getis A. and Aldstadt, J. (2004). Constructing the spatial weights matrix using a local statistic, *Geogr Anal.* 36(2):90-104.
- Getis A. and Ord, J.K. (1992). The analysis of spatial association by use of distance statistics, *Geogr Anal.* 24(3):189-206.
- Griffith, D. (1987). *Spatial Autocorrelation: A Primer*, Resource Publication in Geography, Association of American geographers.
- Huffman, G.J.; Adler, R.F.; Arkin, P.; Chang, A.; Ferraro, R.; Gruber, A. and Schneider, U. (1997). The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(1): 5-20.
- Huffman, G.J.; Adler, R.F.; Bolvin, David T. and Guojun, Gu. (2009) Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1, *Geophysical Research Letters*, 36:17.
- Illian, J.; Penttinen, A.; Stoyan, H. and Stoyan, D. (2008). *Statistical Analysis and Modelling of Spatial Point Patterns*, John Wiley and Sons, Chichester.
- Jacquez, G.M. and Greiling, D.A. (2003). Local clustering in breast, lung and colorectal cancer in Long Island, New York. *Int J Health Geographics*, 2: 3.
- Jamei, M.; Mousavi Baygim, M. and Bannayan Awal, M. (2014). Validation of Grid APHRODIT Daily Precipitation Estimates and Estimates Derived from Spatial Interpolation of Precipitation in the Khuzestan Province, *Journal of Water and Soil*, 28(3): 626-638 (In Persian).
- Javanmard, S.; Jamali, J.; Yatagai, A. and Mahdavi, E. (2011). Spatial and Temporal Analysis of Precipitation over Iran Using Gridded Precipitation Data of APHRODITE.
- Karami, M. and DadashiRodbari, A. (2014). Evaluation of Rainfall Patterns Using Modern Spatial Statistical Methods in the Khorasan Razavi Province, *Journal of Rainwater Catchment Systems*, 4(3):61-72.
- Levine, N. (1996). Spatial statistics and GIS: Software tools to quantify spatial patterns, *JAm Plann Assoc*, 62(3): 381-391.
- Masoodian, A. (2011). *Weather of Iran*, Mashhad Birch Sharia Publishing, Printing 1, Mashhad (In Persian).
- Masoodian, A.; Keikhosravi Kayani, M. and Rayat Pisheh, F. (2014). Asfazari introduced with databases and database comparison GPCC, GPCP and CMAP, *Geographical Research Quarterly*, 29(1): 73-88 (In Persian).
- Mir Mousavi, H; Mazidi, A. and Khosravi, y. (2010). Geostatistics to determine the best method for estimating the distribution of rainfall using GIS (Case Study: Isfahan Province), *Quarterly geographical space*, 10(30): 120-105 (In Persian).
- Mitchell, A. (2005). *The ESRI guide to GIS analysis*, Vol. 2: *Spatial measurements and statistics*, ESRI, Redlands [CA].

- Mohammadi, H. and Jhaveri, M. (2006). Changes in rainfall Iran, *Ecology*, 40: 87-100.
- Nadi, M.; Jamei, M. and Bazrafshan, M.J. (2012). Various interpolation methods for assessing monthly and annual rainfall data (Case study: Khuzestan Province), *Natural geographic Journal*, 44 (4): 117-130 (In Persian).
- Nasrabadi, E.; Masoodian, S.A. and Asakereh, H. (2013). Comparison of Gridded Precipitation Time Series Data in APHRODITE and Asfazari Databases within Iran's Territory, *Atmospheric and Climate Sciences*, 3: 235.
- Ord, J.K. and Getis, A. (1995). Local spatial autocorrelation statistics: distributional issues and an application, *Geogr Anal*, 27(4): 287-306.
- Rogerson, P.A. (2006). *Statistics Methods for Geographers: Students Guide*, SAGE Publications, Los Angeles, California.
- Rudolf, B.; Beck, C.; Grieser, J. and Schneider, U. (2005). Global precipitation analysis products of the GPCP, *Climate Monitoring-Tornadoklimatologie-Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings*, 163-170.
- Shrivastava, R.; Dash, S.K.; Hegde, M.N.; Pradeepkumar, K.S. and Sharma, D.N. (2014). Validation of the TRMM Multi Satellite Rainfall Product 3B42 and estimation of scavenging coefficients for  $^{131}\text{I}$  and  $^{137}\text{Cs}$  using TRMM 3B42 rainfall data, *Journal of environmental radioactivity*, 138: 132-136.
- Torres, M.P.J. and Jacquin, A.P. (2011). Geostatistical interpolation of precipitation data over an Andean catchment in Central Chile, *Geophysical Research Abstracts*, 13: EGU2011-3829-1.
- Waagepetersenand, R. and Schweder, T. (2006). Likelihood-based inference for clustered line transect data, *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics*, 11: 264-279.
- Wheeler, D. (2007). A comparison of spatial clustering and cluster detection techniques for childhood leukemia incidence in Ohio, 1996-2003, *Int J. Health Geographics*, 6(1): 13.
- Wheeler, D. and Paéz A. (2009). Geographically Weighted Regression. In Fischer MM, Getis A. (eds) *Handbook of applied spatial analysis*, Springer, Berlin, Heidelberg and New York, pp. 461-486.
- Xie, H.; Ringler, C.; Zhu, T. and Waqas, A. (2013). Droughts in Pakistan: a spatiotemporal variability analysis using the Standardized Precipitation Index, *Water International*, 38(5): 620-631.
- Yatagai, A.; Kamiguchi, K.; Arakawa, O.; Hamada, A.; Yasutomi, N. and Kitoh, A. (2012). APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(9): 1401-1415.
- Yatagai, A.; Krishnamurti, T.N.; Kumar, V.; Mishra, A.K. and Simon, A. (2014). Use of APHRODITE Rain Gauge-Based Precipitation and TRMM 3B43 Products for Improving Asian Monsoon Seasonal Precipitation Forecasts by the Superensemble Method, *Journal of Climate*, 27(3): 1062-1069.
- Zhang, C.; Luo, L.; Xu, W. and Ledwith, V. (2008). Use of local Moran's I and GIS to identify pollution hotspots of Pb in urban soils of Galway, Ireland, *Sci Total Environ*, 398(1-3): 212-221.
- Zhang, X. and Srinivasan, R. (2009). GIS-Based Spatial Precipitation Estimation: A Comparison of Geostatistical Approaches, *Journal of the American Water Resources Association*, 45(4): 894-906.