

جغرافیا و توسعه شماره ۵۵ تابستان ۱۳۹۸

وصول مقاله: ۹۶/۱۱/۲۳

تأیید نهایی: ۹۷/۱۰/۲۶

صفحات: ۲۳- ۴۴

واکاوی روابط مکانی فراوانی رخداد ماهانه بارش‌های فرین بالا در ناحیه خزری (۲۰۱۶-۱۹۶۶)

دکتر حسین عساکره^۱، لیلا حسینجانی^{۲*}

چکیده

بارش یکی از مهم‌ترین عناصر آب‌وهوایی مؤثر بر جنبه‌های مختلف محیط به‌شمار می‌آید. از جلوه‌های رفتاری بارش خشونت آن است که به شکل مقادیر فرین ظهور می‌یابد. مقادیر فرین بارش می‌تواند به‌صورت سیل و خشکسالی و توأم با ناهنجاری‌ها و پیامدهای محیطی - انسانی قابل توجهی رخ دهد. فرین‌های بارش نظیر تمامی عناصر آب‌وهوایی از الگویی جغرافیایی تبعیت می‌کند. شناسایی این الگوها، به‌ویژه در ناحیه‌هایی که معیشت مبتنی بر نزولات آسمانی است، بر مدیریت و برنامه‌ریزی مبتنی بر دانسته‌های مذکور مؤثرند. با توجه به اینکه بارش‌های فرین بالای ناحیه خزری، یکی از مخاطرات طبیعی به‌ویژه در بخش‌های شرقی این ناحیه محسوب می‌شود، شناخت آرایش مکانی این پدیده می‌تواند برنامه‌ریزی‌های محیطی و کاهش آسیب‌پذیری و نیز افزایش سازگاری با این عارضه را آسان‌تر سازد. هدف این پژوهش شناسایی پراکنش فضایی و تحلیل خودهمبستگی فضایی الگوهای مکانی مجموع فراوانی ماهانه بارش‌های فرین ناحیه خزری و بررسی روابط بارش‌ها با عوامل اقلیمی، براساس آستانه صدک ۹۹ و بیشتر است. بدین منظور ۳۸۵ ایستگاه (همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی و باران‌سنجی وزارت نیرو) طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ مورد بررسی قرار گرفت. به‌منظور واکاوی روابط مکانی از روش‌های آمار فضایی (نمایه موران و G_i^* ، آماره دو متغیره موران) استفاده شد. نتایج حاصل از مطالعه حاضر نشان داد که رفتار حاکم بر مجموع فراوانی ماهانه بارش فرین ناحیه خزری از الگوی خوشه‌ای پیروی می‌کند. نواحی توأم با خودهمبستگی‌های مثبت بیشتر در نواحی داخلی (نواحی کوهپایه‌ای) و به دور از خط ساحلی در اکثر ماه‌هاست. خوشه‌های خودهمبستگی مثبت در بخش‌های شرقی و غربی و قسمت‌هایی از مرکز بیشتر گسترش دارند. آزمون G_i^* فراوانی خوشه‌هایی با ارزش بالا و پایین را تأیید می‌کند. نتایج نشان داد که موقعیت جغرافیایی ناحیه خزری و ارتفاعات البرز و نیز سامانه‌های همدید مؤثر بر ناحیه خزری تأثیر شایان توجهی بر الگوی فضایی فراوانی رخداد بارش فرین دارند. واژه‌های کلیدی: بارش فرین، زمین‌آمار، فراوانی ماهانه، واکاوی مکانی، نمایه موران، G_i^* ، ناحیه خزری.

مقدمه

برنامه‌ریزی بر مبنای این شناخت و درک است. برای شناخت جنبه‌هایی از فرین‌های آب‌وهوایی در یک ناحیه، واکاوی مکانی (فضایی)^۳ و بررسی روابط مکانی آن می‌تواند گامی مؤثر باشد. در یک تعریف ساده واکاوی مکانی «به کاربرد روش‌های کمی در مطالعه دقیق و عمیق الگوهای نقطه‌ای، خطی و پهنه‌ای بر روی نقشه» گفته می‌شود که در آن «دانش نهفته در پراکندگی داده‌های جغرافیایی، نظام و الگوهای فضایی» کشف می‌شود. هدف از واکاوی مکانی، توصیف ساختار مکانی و استدلال این ساختارها از طریق روابط مکانی و سرانجام برنامه‌ریزی مکانی فعالیت‌های انسان است (علیچانی، ۱۳۹۴: ۶۳). در مطالعات جهانی و ایران، رفتار داده‌های بارش فرین و عوامل ایجاد و تغییرات آن‌ها عمدتاً با تأکید بر رویکرد همدیدی و سپس بررسی روابط مکانی مؤثر بر این رویکردها مورد توجه بوده‌است؛ برای مثال، در مطالعات با رویکرد همدیدی در بررسی بارش اروپای مرکزی به آسترنال^۴ و همکاران (۲۰۰۱: ۱۰۳)؛ در بررسی فرین‌های همپشایر شمالی و استرالیا به مطالعه فریچ^۵ و همکاران (۲۰۰۲: ۱۹۳)؛ در بررسی روزهای بارندگی فرین اروپا به کیلن^۶ و همکاران (۲۰۰۷: ۱۳۵۷) و در بررسی آستانه بارش‌های فرین ۶۵ ایستگاه هواشناسی اروپا به بررسی آناگنوستوپولو^۷ و همکاران (۲۰۱۲: ۴۷۹) می‌توان اشاره کرد. در بررسی روابط مکانی و تغییرات فضایی مؤثر بر شرایط محیطی، کاربرد روش‌های زمین‌آماری و خودهمبستگی فضایی، به‌عنوان رویکردی نو در ارتباط با متغیرهای محیطی مطالعات پرشماری نظیر (وانگ^۸ و

بارش به‌عنوان یکی از عناصر آب‌وهوایی به‌لحاظ شدت، مدت و فراوانی، حاوی تغییرات مکانی و زمانی زیادی است. در این زمینه فرین‌های بارش، جلوه‌ای خشن از این عنصر آب‌وهوایی است. هیأت بین‌الدول تغییراقلیم (IPCC)^۱، رویدادهای نادر بارشی در یک مکان خاص را که می‌تواند پیامدهای محیطی-انسانی قابل توجهی داشته باشد، فرین اقلیمی به‌شمار می‌آورد. تغییرپذیری فرین‌های بارش با ایجاد ناهنجاری‌هایی نظیر سیل و خشکسالی می‌تواند ابعاد مختلف محیط را تحت تأثیر قرار دهد؛ برای مثال، مخاطرات طبیعی (نظیر زمین‌لغزش، سیلاب، حرکات دامنه‌ای و فرسایش خاک (Changon et al, 2001: 597) و انسانی (آسیب‌های کالبدی بر زیرساخت‌ها، تأثیر بر فعالیت‌های انسانی) از این قبیل است. هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم در گزارش خود (۲۰۰۷) احتمال تغییر در متوسط بارش‌های فرین به‌ویژه در عرض‌های متوسط و بالا را پیش‌بینی کرده‌است و بر این باور است که تا اواخر قرن بیست‌ویکم شدت و فراوانی رخداد بارش‌های فرین در عرض‌های میانه و مناطق مرطوب افزایش خواهد یافت. شناخت الگوی حاکم بر فراوانی وقوع و پراکنش زمانی-مکانی بارش‌های فرین، به‌ویژه فرین‌های بالا، پیش‌بینی و مقابله با خطرات احتمالی آن را ساده‌تر کرده، زیان‌ها را کاهش داده و آسیب‌پذیری و شناخت ظرفیت‌های موجود برای کاهش اثرات، محافظت یا جایگزینی برای سازگاری بیشتر را آسان‌تر می‌کند؛ بدین‌دلیل بخش قابل توجهی از توسعه پایدار در یک کشور منوط به شناخت رفتار فرین‌ها (بسامد، شدت و مدت)، درک الگوهای زمانی و مکانی و پیامدهای آن بر محیط و درنهایت، مدیریت و

3-Spatial analysis

4-Ustrnul

5-Frich

6-Killeen

7-Anagnostopoulou

8-Wang

1-Extreme

2-Intergovernmental Panel on Climate Change

خوشحال دستجردی (۵:۱۳۷۶)، مرادی (۱۳۸۵: ۱۰۹)، مفیدی و همکاران (۱۵۴:۱۳۸۶) و جانباز قبادی و همکاران (۲۳:۱۳۹۰).

یک از مخاطرات طبیعی ناحیه خزری وقوع سیل ناشی از بارش‌های فرین است که از بعد همدیدی و الگوهای جوی مرتبط مورد مطالعه قرار گرفته است. این مهم در مطالعات مرادی (۱۰۹:۱۳۸۵)، عزیزی و صمدی (۶۱:۱۳۸۶)، عساکره و همکاران (۵۱:۱۳۹۱) و قدرتی و همکاران (۱:۱۳۹۴) مورد بررسی قرار گرفته است.

در برخی پژوهش‌ها روابط مکانی و پراکنش فضایی پدیده‌های اقلیمی مورد توجه است؛ مثلاً فلاح قالپری و همکاران (۶۳۷:۱۳۹۴) واکاوی مکانی پراکنش رطوبت در ایران با استفاده از نمایه موران عمومی و محلی و نیز نقاط داغ را مطالعه کردند. یافته‌های ایشان نشان داد که الگوهای رطوبتی در شمال، شمال غرب و شمال شرق، غرب و جنوب غرب دارای الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت و بخش‌های جنوب شرقی و مرکزی کشور دارای خودهمبستگی فضایی منفی است. تغییرات الگوهای خوشه‌ای فضایی بارش‌های سنگین استان گیلان توسط (ستوده و علیجانی، ۶۳:۱۳۹۴) بررسی شد. ایشان الگوهای پرفشار غربی و پرفشار سیبری و نیز پرفشارهای مهاجر را عوامل عمده مؤثر بر بارش‌های سنگین عنوان کردند. در پژوهشی دیگر نظری پور و همکاران (۹۹:۱۳۹۴) تغییرات الگوهای توزیع فضایی دما، بارش و رطوبت نواحی مرکزی ایران با استفاده از تحلیل اکتشافی و خودهمبستگی فضایی را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج کار ایشان نشان داد که الگوهای دما، بارش و رطوبت در گستره بزرگی از نواحی مرکزی ایران از الگوی تصادفی تبعیت دارد. صداقت و همکاران (۴۲۱:۱۳۹۴) در بررسی تغییرات زمانی-

و همکاران ۲۰۰۵: ۳۷۹؛ مک‌کیب^۱ و همکاران ۲۰۰۵: ۴۶۷؛ ساگوماران^۲ و همکاران ۲۰۰۹: ۸؛ فو^۳ و همکاران ۲۰۱۴: ۲۴۰) انجام شده است.

چانگ^۴ (۲۰۰۷: ۱) تغییرات فضایی روند (شدت و مقدار) بارش‌های تابستانه کره جنوبی را با کاربرد شاخص موران بررسی کرد. جیا^۵ و همکاران (۳۰۶۹:۲۰۱۱) با روش‌های آمار فضایی به ریزمقیاس‌نمایی الگوریتم بارش شبکه‌ای در حوضه کادمیوم چین برای واکاوی الگوی نمایه NDVI پرداختند. آلد و سبیرند^۶ (۲۰۱۲: ۵۰) با کاربرد آمار فضایی، مناطق حساس به تغییرات آب و هوایی در منطقه کولمر واقع در شمال شرق فرانسه را شناسایی کردند. روبسون^۷ و همکاران (۲۰۱۴: ۷۶) با استفاده از تابع K ریپلی به واکاوی بهترین الگوی این تابع برای ایستگاه‌های مهم هواشناسی جهان پرداختند. هارتمن^۸ (۲۰۰۸: ۱۵۵) و آجنا^۹ و همکاران (۲۰۱۴: ۵۴۹) نیز به بررسی این الگوها پرداخته‌اند. روستا و همکاران (۲۰۱۷: ۱۰۶۹) با روش‌های تحلیل فضایی تغییرات بارش‌های سنگین و فوق سنگین ایران و در تحقیقی دیگر تغییرات زمانی و مکانی بارش فرین شمال غرب را با استفاده از روش‌های تحلیل فضایی بررسی کردند (روستا و همکاران، ۲۰۱۷: ۱).

بارش‌های فرین بالا در ایران و به‌ویژه در ناحیه خزری بیشتر با تأکید بر سازوکارهای همدیدی-دینامیکی و پرشمار و با تأکید بر گسترش و اچرخندها به‌عنوان الگوهای جوی غالب توأم با بارش فرین مورد بررسی قرار گرفته‌اند برای مثال نظری پور (۱۳۸۶: ۱).

1-Mc Cabe
2-Sugumaran
3-Fu
4-Chang
5-Jia
6-Allard and Soubeyrand
7-Robeson
8-Hartmann
9-Agena

است (مفیدی، ۱۳۸۷: ۳). با توجه به اهمیت بارش‌های فرین بالای توأم با مخاطره در ناحیه خزری، شناخت جنبه‌های مختلف این پدیده در ناحیه خزری از اهمیت بالایی برخوردار است. در این زمینه شناخت و واکاوی الگوی مکانی حاکم بر فراوانی وقوع این نوع بارش‌ها در ماه‌های مختلف از اهمیت بالایی برخوردار است.

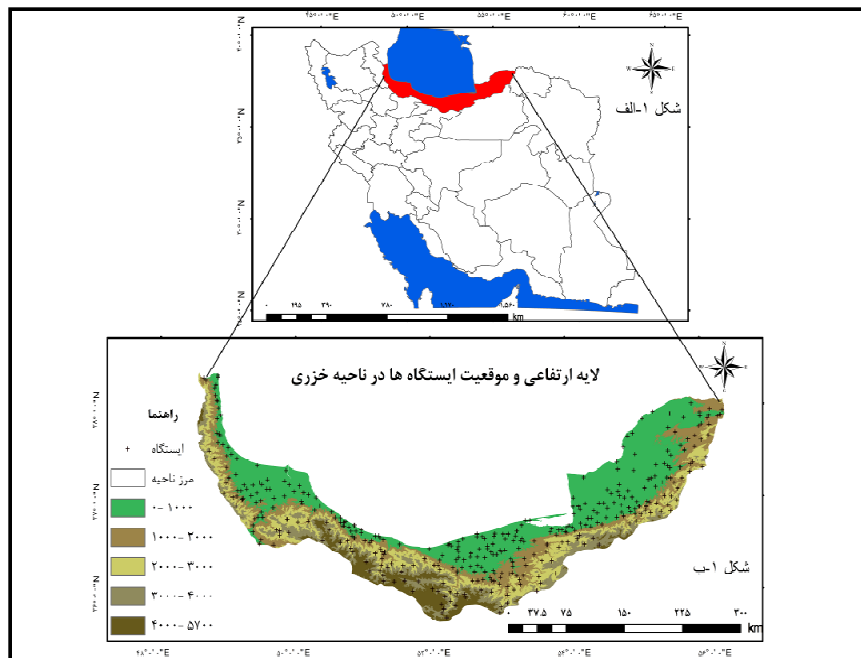
در پژوهش‌های اقلیمی با وجود قابلیت‌های بسیار آمار فضایی در تحلیل داده‌ها، از قابلیت‌های توابع تحلیلی آن همانند لکه‌های داغ و تحلیل خوشه و ناخوشه‌ها در ناحیه مورد بررسی استفاده نشده‌است. در این پژوهش با استفاده از توابع تحلیل مکانی آمار فضایی و شناسایی پراکنش فضایی فراوانی رخداد بارش فرین با کمک این توابع به شناسایی الگوهای مکانی حاکم بر این بارش‌ها، با استفاده از روش‌های کمی مقبول پرداخته می‌شود.

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی فراوانی رخداد بارش‌های فرین حاصل از صدک ۹۹ و بیشتر، از آمار بارش‌های روزانه ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو در ناحیه خزری برای بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده‌است (شکل ۱).

مکانی بارش دوره سرد سال در ایران برای دوره ۱۹۵۰-۲۰۰۹ با استفاده از تحلیل اکتشافی زمین‌آمار برای داده‌های بارش و تحلیل روند مقادیر موران عمومی با استفاده از آزمون تاو کندال نشان دادند که تغییرات الگوهای مکانی بارش در هیچ یک از ماه‌ها روند کاهشی یا افزایشی معنی‌داری ندارد. میرموسوی و همکاران (۱۳۹۵: ۶۷) در تحلیل تغییرات درون دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین با هدف بررسی خودهمبستگی فضایی این تغییرات با روش‌های زمین‌آمار نشان دادند که الگوی خودهمبستگی مثبت بارش‌های سنگین بیشتر در نواحی غرب، شمال‌غرب و کرانه‌های خزر و الگوهای خودهمبستگی منفی در نواحی مرکزی و شرقی قرار دارد. مظفری و همکاران (۱۳۹۶: ۱۵۴) روابط فضایی بارش‌های فرین غرب ایران را با استفاده از شگردهای واکاوی مکانی و پراکنش فضایی مورد بررسی قرار دادند و نشان دادند که فراوانی بارش فرین علاوه بر داشتن الگوی خوشه‌ای تحت تاثیر ناهموازی‌ها و آرایش آنها و سامانه‌های همدید است.

موقعیت جغرافیایی ناحیه خزری و قرارگیری دریای خزر در بخش شمالی آن و رشته‌کوه‌های البرز در بخش جنوبی آن و کنار هم قرارگرفتن واحدهای جغرافیای مختلف (دریا، جلگه و کوهستان) و نیز برهم‌کنش آن‌ها با یکدیگر، شرایط و بستر مناسبی را برای شکل‌گیری بارش‌های فرین بالا در این ناحیه فراهم کرده‌است؛ به‌طوری‌که پژوهشگران معتقدند، بارش فرین جزئی از ویژگی‌های ذاتی منطقه خزری



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی ناحیه خزری و ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

تعاریف و نمایه‌های متعدد مطلق و نسبی (به‌صورت نمایه مساحت منحنی هم بارش خاص، نمایه آستانه درصدی، نمایه پایه صدک و...) ارائه شده‌است. نمایه پایه صدک، روشی برای تعیین تعداد روزهای دارای بارش شدید، خیلی شدید و فرین، براساس آستانه صدک خاص است. این نمایه به‌ویژه در بررسی روند تغییرات بارش‌های فرین، بسیار کاربرد دارد. براساس توافق بین‌المللی، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ام و ۹۹ام به‌ترتیب به‌مثابه روزهای دارای بارش شدید و بارش فرین در نظر گرفته می‌شود (مفیدی، ۱۳۸۶: ۱۵۴). براین اساس در پژوهش حاضر صدک ۹۹ و بیشتر به‌عنوان نمایه بارش‌های فرین اختیار و برای هر یاخته و در هر روز سال در پهنه مورد بررسی با برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب محاسبه شد (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۲۱-۱۲۰). در گام بعدی به‌منظور به‌دست‌آوردن توصیف مکانی از شمار فراوانی بارش فرین در بخش‌های مختلف ناحیه

در گام نخست به‌دلیل یکسان‌نبودن طول دوره آماری ایستگاه‌ها و عدم پراکندگی یکنواخت آن‌ها و به‌منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، از شگرد میان‌یابی با روش کریجینگ (به‌دلیل دقت بالا و خطای حداقل نسبت به سایر روش‌های میان‌یابی) استفاده شد (عساکره، ۱۳۸۷: ۲۵). بدین ترتیب طول زمان و توزیع مکانی مشاهدات یکنواخت شد. برای انجام فرایند میان‌یابی از ۳۸۵ ایستگاه که طول دوره آماری طولانی داشته و همگنی آن‌ها به‌وسیله آزمون الکساندرسون^۱ (۱۹۸۶: ۶۶۱) ارزیابی و تأیید شد. این ایستگاه‌ها از پراکنش مکانی مناسب برخوردارند (شکل، ۱-ب). حاصل فرایند میان‌یابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۶۴۷۹×۱۸۶۲۸ (سطرها یاخته و ستون‌ها روزهای بارش) که پوشش ناحیه با یاخته‌هایی با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر را شکل داد. برای بررسی بارش‌های فرین در آب‌وهواشناسی

1-Alexandersson

$$Z_T = \frac{I - E[I]}{\sqrt{V[I]}} \quad , \quad E[I] = \frac{-1}{n_1} \quad (۳)$$

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

در روابط ارائه شده در (۳) $V[I]$ پراش داده‌هاست. نتایج آماره موران کلی به صورت گرافیکی و عددی بیان می‌شود و ضریب خودهمبستگی بین +۱ و -۱ را دارد. مقادیر نزدیک -۱ بر خودهمبستگی منفی و الگوی پراکنده داده‌ها و مقادیر نزدیک به +۱ بر خودهمبستگی مثبت و الگوی خوشه‌ای داده‌ها و مقدار نزدیک به صفر گویای الگوی تصادفی و غیرمعنی‌دار دلالت دارد. بیش از اهمیت آماره موران؛ آزمون معنی‌داری آن تحت فرض صفر (هیچ نوع خوشه‌بندی مکانی بین مقادیر خصیصه مرتبط با موقعیت جغرافیایی و فراوانی فرین‌ها وجود ندارد) حائز اهمیت است. زمانی که مقدار P-value بسیار کوچک و قدر مطلق مقدار Z محاسبه شده بسیار بزرگ باشد (برای نمونه سطح اطمینان ۹۵ درصد، آماره Z در بازه $\pm 1/96$ است؛ بنابراین اگر قدر مطلق نمره Z مشاهده شده بزرگ‌تر از نمره Z بحرانی باشد)؛ آنگاه فرض صفر رد می‌شود و معنی‌داری روابط قابل‌استنباط است (عسگری، ۱۳۹۰: ۶۶). نمایه موران کلی، الگوی عمومی رویدادها را بررسی می‌کند و هیچ مشخصه‌ای از موقعیت مکانی آن‌ها ارائه نمی‌دهد؛ بنابراین برای شناخت الگوی توزیع مکانی و تغییرات موقعیت و رویداد از نمایه موران محلی ارائه شده در روابط (۴) استفاده می‌شود. این آماره محل رخداد مقادیر زیاد یا کم رویدادهای مورون در فضا نسبت به توزیع خوشه‌ای و نیز نسبت به مقادیر متفاوت از پیرامون را نشان می‌دهد (عسگری، ۱۳۹۰: ۷۱).

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^m w_{i,j} (x_j - \bar{x}) \quad (۴)$$

خزری، مجموع فراوانی وقوع ماهانه بارش‌های فرین هر ماه برای هر یاخته محاسبه شد و نقشه‌های مجموع ماهانه فراوانی وقوع بارش فرین برای هر ماه ترسیم شد. نقشه‌های خودهمبستگی براساس نمایه موران کلی، موران محلی انسلین و نمایه G_i^* ترسیم شد و مورد واکاوی قرار گرفت. شناسایی این روابط می‌تواند تأثیر عوامل مکانی بر رفتار پدیده‌ها و سامانه‌های جوی را مورد توجه قرار دهد. آماره موران کلی که در زیر ارائه شده است، ابزاری برای واکاوی پراکنش و خود همبستگی فضایی براساس مکان و مقدار خصیصه موردنظر در مکان است. نتایج حاصل از این واکاوی نشان می‌دهد رویدادها به صورت الگوی خوشه‌ای^۱، تصادفی^۲ یا پراکنده^۳ در مکان توزیع شده‌اند و با استفاده از نمره استاندارد Z و آماره P (P-value) امکان ارزیابی و معنی‌دار بودن نمایه براساس رابطه (۱) را مهیا می‌سازد (عسگری، ۱۳۹۰: ۶۱).

(۱)

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} z_i z_j}{s_0 \sum_{i=1}^n z_i^2}$$

که در آن z_i تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه i میانگین آن $(x_i - \bar{x})$ است، w_{ij} وزن فضایی بین عارضه i و j است، n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده و s_0 جمع کل وزن‌های فضایی (رابطه ۲) است.

(۲)

$$s_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij}$$

برای برآورد معنی‌داری این آماره نمره Z استاندارد شده از رابطه (۳) محاسبه می‌شود (عسگری، ۱۳۹۰: ۶۱).

1-Clustered
2-Random
3-Dispersed

جفت از خوشه‌های مجاور را اندازه‌گیری کرد. وقتی این مشابهت‌ها و عدم‌مشابهت‌ها برای الگوهای فضایی خلاصه شد، خودهمبستگی فضایی شکل می‌گیرد. اگر حضور یک متغیر یا متغیرهایی در یک سلول سبب شود که در مناطق مجاور نیز مقدار آن‌ها بیشتر شود، به خودهمبستگی فضایی مثبت تعبیر می‌شود و برعکس، وجود آن متغیر یا متغیرها سبب کاهش مقادیر آن در سلول‌های مجاور شود، به خودهمبستگی منفی تعبیر می‌شود و در صورتی که تأثیر خاصی نداشته باشد، به عدم‌خودهمبستگی فضایی تفسیر می‌شود. خودهمبستگی فضایی ابزاری برای تعیین چگونگی تغییر الگوهای فضایی در طول زمان است و نشان از خودهمبسته‌بودن ارزش صفت‌های مطالعه شده است که همبستگی آن‌ها قابل اسناد به‌نظم جغرافیایی پدیده‌هاست (Klark et al, 1986: 379). برای شناسایی این الگوهای فضایی از آماره موران محلی و G_i^* استفاده شده‌است. درگام بعدی برای شناسایی بزرگی مقادیر الگوهای فضایی آماره G_i^* که توسط آرد^۴ و همکاران (۱۹۹۵: ۳۰۶) ارائه شده، استفاده شده‌است (روابط ارایه شده در (۵)) بکار گرفته شد. امتیاز Z محاسبه‌شده نشان‌دهنده محل رخداد مقادیر زیاد یا کم خوشه‌بندی داده‌هاست. امتیاز Z برای خروجی نهایی زمانی به‌دست خواهد آمد که مجموع محلی عارضه و همسایه آن به‌طور نسبی با جمع کل عارضه‌ها مقایسه شود (Jacquez, 2003: 2)

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{ij} x_j - \bar{x} \sum_{j=1}^n w_{ij}}{S \sqrt{\frac{n \sum_{j=1}^n w_{ij}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{ij})^2}{n-1}}}$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{j=1}^n x_j}{n}$$

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

6-Ord

$$s_i^2 = \frac{\sum_{j=1}^n w_{ij}^2}{n-1} - \bar{x}^2$$

در روابط ارایه شده در (۴) x_i خصیصه عارضه i و \bar{x} میانگین خصیصه مربوط و w_{ij} وزن فضایی بین عارضه i و j است و n تعداد کل عارضه‌هاست (عسگری، ۱۳۹۰: ۷). به عقیده انسلین^۱ (۱۹۹۵: ۹۳) مکان دارای دو نوع تأثیر یعنی وابستگی و ناهمگونی فضایی است که مستقیماً از قانون توپلر پیروی می‌کند؛ بدین معنی که ارزش‌های نزدیک به هم شباهت بیشتری دارند و منجر به تجمع می‌شوند. دوم، تأثیر فضایی از تفاوت‌های ناحیه‌ای متأثر می‌شود که خود حاصل یگانه‌بودن ذاتی هر مکان است؛ بنابراین اگر مقادیر I مثبت باشد، نشان می‌دهد که عارضه موردنظر توسط عوارض مشابه محاصره شده‌است و بنابراین بخشی از آن خوشه‌است و اگر مقادیر I منفی باشد، به معنای آن است که عارضه توسط عوارضی که اصلاً شباهتی به آن ندارند، محاصره شده‌است (غیرخوشه‌ای). لایه خروجی ایجادشده با این نمایه، خوشه‌هایی با مقادیر زیاد (HH) است که نشان‌دهنده نواحی با بالاترین فراوانی وقوع بارش فرین خودهمبستگی فضایی مثبت، خوشه مقادیر کم (LL)، خودهمبستگی فضایی منفی، خوشه‌هایی با فراوانی وقوع کم بارش فرین و غیرخوشه‌ای بودن که در آن یک مقدار زیاد با مقادیر کم محاصره شده‌اند (HL) - نقاطی با فراوانی رخداد بارش فرین بالا که با مقادیر کم احاطه شده‌است و نقاط منفرد توأم با مقدار کم و محصور با مقادیر زیاد (LH) - نقاطی با رخداد بارش پایین که اطرافشان را نقاطی با رخداد بارش فرین بالا احاطه کرده‌اند، از یکدیگر جدا می‌کند. طبقه‌بندی الگوهای فضایی بر چگونگی نظم و قرارگیری خوشه‌ها متمرکز است. می‌توان مشابهت و عدم‌مشابهت هر

- 1-Anselin
- 2-High-High
- 3-Low-Low
- 4-High-Low
- 5-Low-High

شرق ناحیه خزری منتقل می‌شود. هسته‌های پربارش گیلان منطبق بر روند کشیدگی کمانی شکل ارتفاعات گیلان (تالش-البرز) است. مناطق مقعر سیستم کوهستان روند با مناطق پربارش و نواحی محدب با مناطق کم‌بارش منطبق است (اسعدی/اسکویی و همکاران، ۱۳۹۰:۱). وقوع بارش‌های سنگین پاییزه در کرانه‌های دریای خزر به تأثیر و ورود واپرخندها (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶:۱۵۴) نسبت داده می‌شود، همچنین موقعیت ساحل جنوب‌غربی دریای خزر و جهت خط ساحل در جلگه مرکزی گیلان نسبت به سامانه‌های ورودی و مسافت گذر سامانه‌ها از روی دریای خزر (با توجه به گسترش نصف‌النهاری این دریا با طولی برابر با ۷۰۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و اختلاف دمایی آب دریا با سامانه‌های واپرخند و رودی) از طرف شمال، شمال‌غرب و شمال‌شرق (خوش‌خلاق و همکاران، ۱۳۹۵:۲۲۹)، امکان فرارفت هوا را بر روی دریا فراهم می‌کند و باعث رخداد بارش‌های فرین می‌شود. همچنین توده آبی دریای خزر و سپس دریای سیاه، اصلی‌ترین منابع تأمین رطوبت برای بارش‌های کرانه‌های غربی خزر ذکر شده‌است؛ به طوری که نبود دریای خزر می‌تواند در کاهش رخداد بارش فرین مؤثر باشد (حلبیان، ۱۳۹۵: ۱۹۳؛ کارخانه و همکاران، ۱۳۹۵:۱۵۳). در همه ماه‌های فصل زمستان (شکل ۲)، هسته بیشینه بارش‌های فرین در منتهی‌الیه بخش مرکزی (در استان مازندران) و هسته بیشینه دیگری با تعداد رخداد کم‌تر در نیمه شرقی ناحیه خزری قرار دارد. در ماه مارس هسته‌های بیشینه بارش‌ها به طرف بخش شرقی گسترش می‌یابد.

در این رابطه، $x_{i,j}$ مقدار خصیصه برای عارضه j ، $w_{i,j}$ وزن مکانی بین عارضه i و j است. Π برابر با تعداد کل عارضه‌هاست. در ادامه به منظور بررسی روابط عوامل مکانی (طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع، شیب و جهت جغرافیایی شیب) با مجموع ماهانه فراوانی بارش فرین، ابتدا با استفاده از ابزار تحلیل فضایی ARCGIS و با استفاده از نقشه مدل رقومی ارتفاع ناحیه خزری (DEM) با تفکیک مکانی ۵۰ متری ناحیه خزری و استخراج ارتفاع، شیب و جهات جغرافیایی نقاط پیمونگهی از مدل رقومی ارتفاعی با نمونه‌گیری برای تمامی نقاط یاخته‌ای که در میان‌یابی داده‌های روزانه بارش به دست آمده، در نهایت با کاربرد آماره چند متغیره موران عمومی (خودهمبستگی مکانی تک متغیره) طبق روابط ارائه شده در (۶) برآورد شد:

$$I_{kl} = \frac{z_k w_{zkl}}{n}, \quad z_k = \frac{[x_k - \bar{x}_k]}{\sigma_k} \quad (6)$$

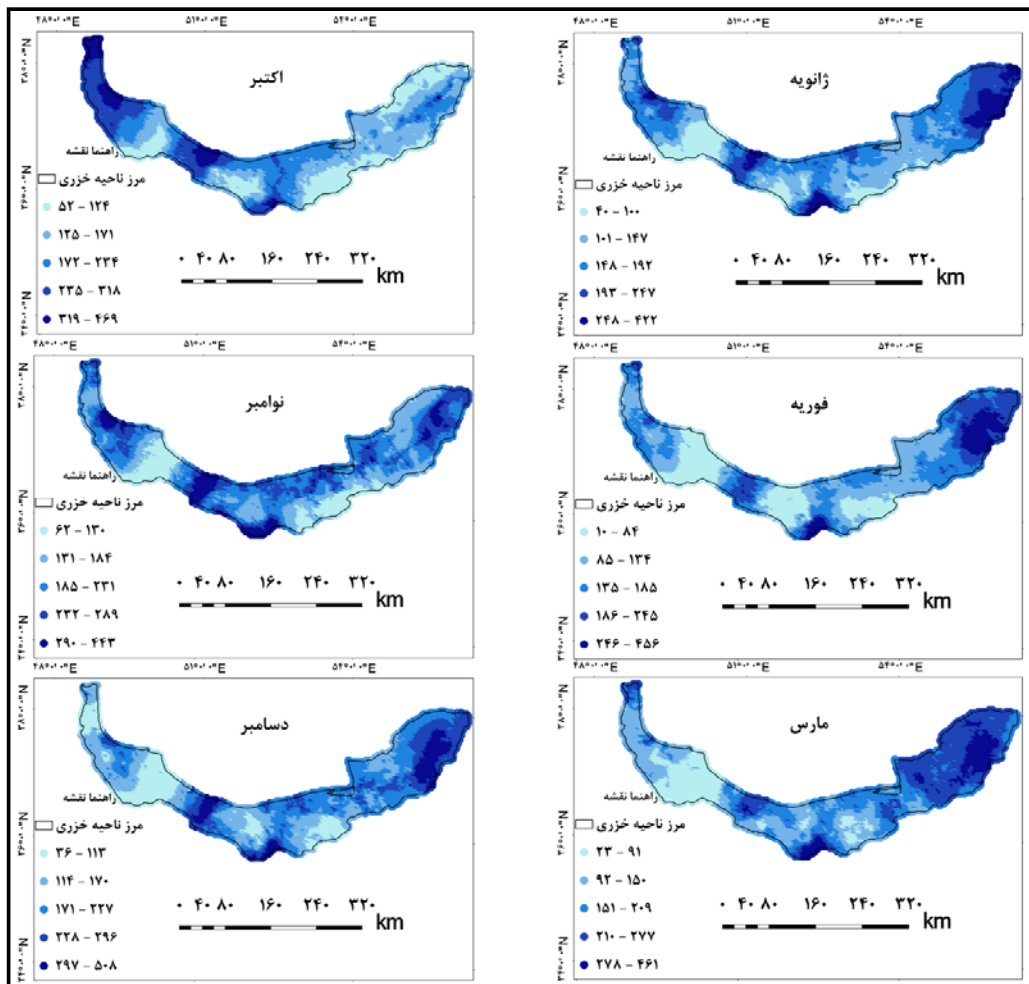
$$z_t = \frac{[x_t - \bar{x}_{kl}]}{\sigma_t}$$

در این رابطه Π شمار مشاهدات و x_l و x_k متغیره‌های مورد بررسی (فراوانی ماهانه بارش فرین و عوامل مکانی) و w ماتریس وزن فضایی است (Matkan et al, 2013:4)

بحث و نتایج

الف: فراوانی بارش‌های فرین

شکل‌های ۲ و ۳ فراوانی رخداد بارش فرین ماهانه در ناحیه خزری را طی دوره آماری مورد بررسی نشان می‌دهد. در فصل پاییز (شکل ۲) بیشینه رخداد فرین‌ها در ماه اکتبر در غرب ناحیه خزری (استان گیلان و بندر انزلی)، در ماه نوامبر بیشتر در بخش مرکزی و سپس بخش غربی و شرقی ناحیه قرار دارد و در ماه دسامبر این هسته بیشینه به بخش مرکزی و



شکل ۲: فراوانی رخداد بارش فرین ماهانه در ناحیه خزری فصل پاییز- زمستان

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

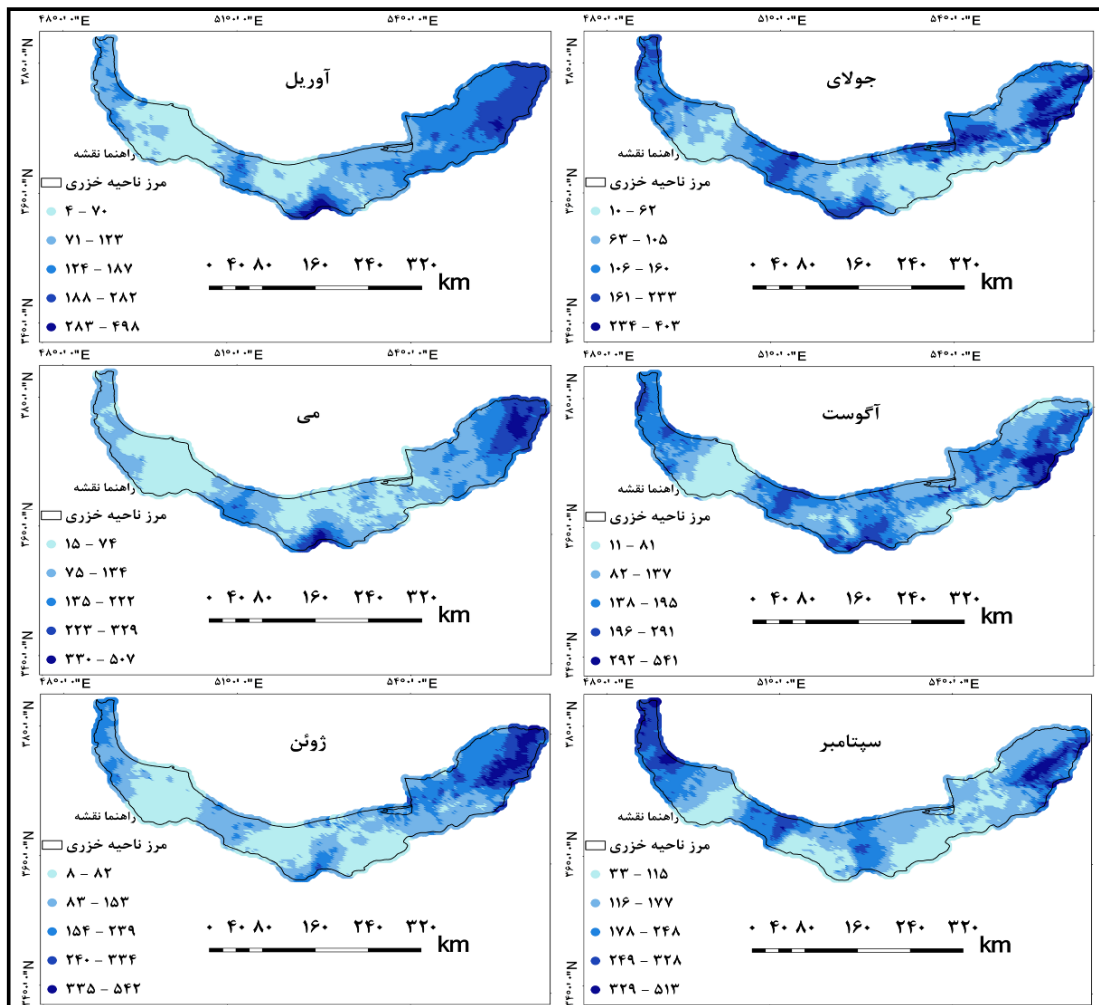
سامانه‌های چرخند و واچرخند و صعود هوای گرم و مرطوب باعث تقویت جبهه‌های نسیم دریا به دشت شده و همراه با بارش‌های شدید است (خوشحال، ۱۳۷۶:۵). با توجه به آنچه بیان شد می‌توان گفت، در بارش‌های دو فصل (زمستان و پاییز) در ناحیه خزری نفوذ الگوهای همدید چرخند و واچرخند، نوسان اختلاف دمایی آب با توده‌های هوا، مسیر عبور جریان‌های هوا با گسترش نصف‌النهاری دریای خزر، نقش کوهستان‌ها در صعود هوا به‌ویژه در بخش غربی این ناحیه و عامل همرفت محلی نقش اصلی را دارند.

این بارش‌ها در نتیجه استقرار الگوهای واچرخند در همسایگی و الگوهای چرخندی بر روی منطقه خزری همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو توام با بیشینه صعود هواست (مفیدی ۱۳۸۹:۲۳). شکل‌گیری جریان‌های شمالی- جنوبی بر روی دریای خزر باعث انتقال رطوبت از دریا به سمت سواحل جنوبی و باعث صعود هوا و وقوع همرفت در منتهی‌الیه جنوبی دریا و وقوع بارش‌های سنگین شده‌است. با افزایش شدت جریان‌های شمالی به سمت شرق دریا هسته‌های بیشینه با تعداد روزهای کمتر در جنوب شرق استان گلستان قرار می‌گیرد. تقویت جریان‌های باد همراه با

خزری (فرق سار، گلیداغ و منان) قرار دارد (شکل ۳). در این ماه‌ها (جولای و آگوست) در بخش‌های مرکزی و غربی ناحیه خزری از تعداد رخداد بارش فرین کاسته می‌شود. در اواخر ماه سپتامبر (اوایل مهر) هسته‌های بیشینه دیگری در غرب ناحیه خزری تشکیل می‌شود که حکایت از ورود ترکیبی سامانه‌های واچرخند مهاجر و پرفشار سیبری به این بخش دارد. در وقوع بارش‌های تابستانه نفوذ سامانه واچرخند و شکل‌گیری جریان‌ات خنک و مرطوب شمالی و همچنین وقوع همرفت گسترده در منطقه و تفاوت در تعداد روزهای بارش و شدت آن‌ها را در جابه‌جایی محل استقرار سامانه واچرخند می‌دانند (جلالی و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۳). در این فصل، دریای خزر به‌لحاظ دما شرایط مناسبی دارد؛ در نتیجه جریان‌ات ضمن عبور از دریا به تدریج ناپایدار شده و در سواحل خزری با وقوع همرفت گسترده در لایه‌های زیرین جو همراه است. بررسی نقشه‌های فراوانی ماهانه و نقشه‌های موران محلی نشان می‌دهد که مکان‌های بیشینه وقوع فرین‌ها در ماه‌های مختلف با الگوهای خودهمبستگی مثبت و مکان‌هایی با تعداد رخداد کمتر بارش فرین با خودهمبستگی‌های منفی انطباق دارد.

در فصل بهار (شکل ۳)، هسته بیشینه بارش‌های فرین بهاری (آوریل، می) در منتهی‌الیه بخش مرکزی (کلان، لاسم، آب اسک) قرار دارد و هسته بیشینه دیگری در شرق (استان گلستان) با تعداد رخداد کمتر قرار گرفته‌است. در ماه ژوئن هسته بیشینه رخداد بارش در شرق ناحیه خزری (فرق سار، گلیداغ، سوف شیخ، کیارم، آق‌ری بغاز) قرار می‌گیرد. در غرب ناحیه خزری فراوانی رخداد بارش‌های فرین برای فصل بهار کم‌تر از بقیه بخش‌های ناحیه خزری است. طبق یافته‌های معصوم پور سماکوش (۱۳۹۲: ۷۱) شکل‌گیری سامانه بندالی امگایی در شرق اروپا و کوه‌های اورال، سامانه بندالی بر روی سیبری و آسیای میانه، چرخندهای مدیترانه‌ای با حرکت شرق‌سو در وقوع بارش‌های فرین بهاره سواحل جنوبی خزر مؤثر است. عبور این جریان‌ات از روی دریا با حرکات شرق‌سو و مسافتی که بر روی دریا طی می‌کنند، با وجود اختلاف دمایی کم دریای خزر و شکل آرایش رشته البرز شرقی شرایط مناسب برای ناپایداری و صعود دینامیکی هوا و صعود سریع ذرات به سطوح میانی و فوقانی جو فراهم کرده و در ریزش‌های فرین مؤثر است.

در فصل تابستان (ماه جولای-آگوست-سپتامبر) هسته بیشینه رخداد بارش فرین در شرق ناحیه



شکل ۳: فراوانی رخداد بارش فرین ماهانه در ناحیه خزری فصل بهار - تابستان

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

دوازده ماه سال وجود ندارد. بدین ترتیب نمایه یادشده در سطح اطمینان ۹۹ درصد به لحاظ آماری معنی دار است. بر این اساس فراوانی وقوع بارش فرین از الگوی خوشه‌ای پیروی می‌کند. این نتیجه بر پیوستگی مکانی مجموع فراوانی وقوع بارش فرین دلالت دارد. با فرض پراکنش طبیعی (تصادفی) مجموع فراوانی وقوع بارش فرین نمایه موران کلی مورد انتظار برای دوازده ماه سال مقداری برابر با $154/000$ را دارد.

ب. ارزیابی عمومی روابط مکانی

مقادیر نمایه موران کلی برای ۱۲ ماه در جدول ۱ ارائه شده است. می‌توان دید که این آماره برای همه ماه‌ها حدود $0/9$ و حاکی از نزدیکی این عدد به $+1$ (خودهمبستگی کامل و مثبت) است. آماره Z محاسبه شده برای دوازده ماه از سال اعدادی بین 103 تا 111 حاصل شده است. با توجه به مقدار بالای Z و نیز کمبودن مقادیر آماره P ، شواهد کافی برای پذیرش فرض صفر (فقدان همبستگی مکانی) برای

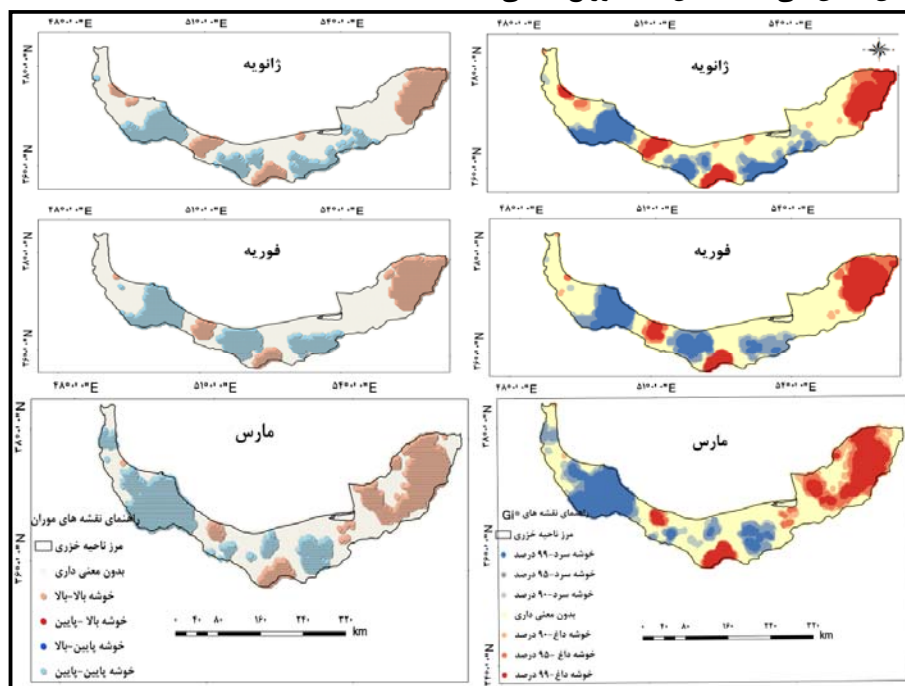
جدول ۱: آماره موران کلی برای فراوانی بارش‌های فرین ناحیه خزری در بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶

ماه	نمایه موران	نمایه موران مورد انتظار	پراش	آماره Z	آماره P
ژانویه	۰/۹۶۶	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۸/۲۰	۰/۰۰۰
فوریه	۰/۹۹۱	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۱۱/۰۴	۰/۰۰۰
مارس	۰/۹۸۷	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۱۰/۵۱	۰/۰۰۰
آوریل	۰/۹۷۵	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۹/۲۷	۰/۰۰۰
می	۰/۹۷۸	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۹/۵۷	۰/۰۰۰
ژوئن	۰/۹۷۵	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۹/۲۹	۰/۰۰۰
ژوئیه	۰/۹۲۸	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۳/۹۷	۰/۰۰۰
اوت	۰/۹۲۸	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۳/۹۹	۰/۰۰۰
سپتامبر	۰/۹۵۵	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۶/۹۷	۰/۰۰۰
اکتبر	۰/۹۵۶	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۷/۱۶	۰/۰۰۰
نوامبر	۰/۹۵۲	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۶/۶۹	۰/۰۰۰
دسامبر	۰/۹۷۵	-۰/۰۰۰۱۵۴	۰/۰۰۰۰۸۰	۱۰۹/۲۷	۰/۰۰۰

مأخذ: مطالعات نگارندگان، ۱۳۹۶

خودهمبستگی فضایی حاصل از موران محلی، G_i^* را برای مجموع فراوانی بارش‌های فرین ماهانه در فصل زمستان (ژانویه، فوریه، مارس) نشان می‌دهد.

ج: توزیع جغرافیایی روابط مکانی شکل‌های ۴ تا ۷ خودهمبستگی مکانی موران محلی، G_i^* را برای فراوانی بارش فرین ناحیه خزری طی چهار فصل سال نشان می‌دهد. شکل (۴) توزیع مکانی



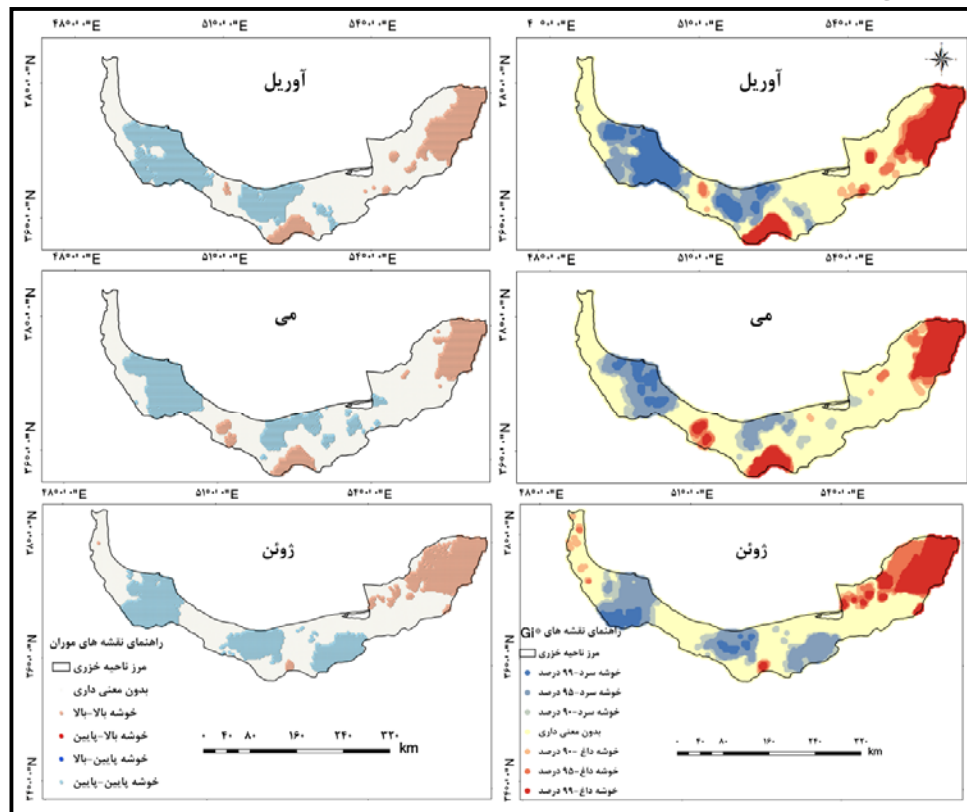
شکل ۴: خودهمبستگی مکانی موران محلی، G_i^* بارش فرین ناحیه خزری فصل زمستان

(سمت چپ نقشه موران محلی - سمت راست نقشه G_i^*)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

در ماه‌های آوریل و می از فصل بهار (شکل ۵) هسته‌های الگوی خوشه‌ای حاصل از خودهمبستگی مثبت در شرق ناحیه خزری و عمدتاً در استان گلستان گسترده شده‌است. نواحی با خوشه‌های خودهمبستگی منفی در این فصل عمدتاً در بخش‌های مرکزی و غرب ناحیه خزری متمرکز است. در ماه ژوئن خودهمبستگی مثبت فضایی به ناحیه کوچکی در تالش منحصر شده‌است. نواحی دارای خودهمبستگی منفی عمدتاً در بخش‌های مرکزی و جنوب‌غربی ناحیه خزری از خط ساحل به طرف جلگه‌های داخلی و نواحی کوهپایه‌ای گسترده شده‌اند. در فصل زمستان و بهار بیشترین الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی مثبت در شرق ناحیه خزری قرار دارد.

می‌توان دید خودهمبستگی مثبت و منفی که به‌لحاظ آماری معنی‌دار هستند، در بخش‌های مختلف ناحیه خزری رخ داده‌است. نواحی با خودهمبستگی مثبت (HH) متمرکز در منتهی‌الیه شرق ناحیه خزری، بخش‌هایی از مرکز ناحیه خزری (استان مازندران) و ناحیه کوچکی در غرب ناحیه خزری (بندر انزلی-گیسوم) دیده می‌شود. الگوهایی با خودهمبستگی منفی (LL) که نشان از پراکندگی الگوی فراوانی فرین‌هاست، عمدتاً در ناحیه غربی خزر و بخش‌هایی از مرکز ناحیه خزری رخ داده‌است. مطابق با جدول (۲)، ماه مارس از بیشترین مساحت تحت پوشش الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی منفی و مثبت قوی برخوردار بوده‌است و تقریباً در نیمی از مساحت پهنه مورد بررسی در فصل زمستان از هیچ‌گونه الگوی خاصی پیروی نمی‌کند.

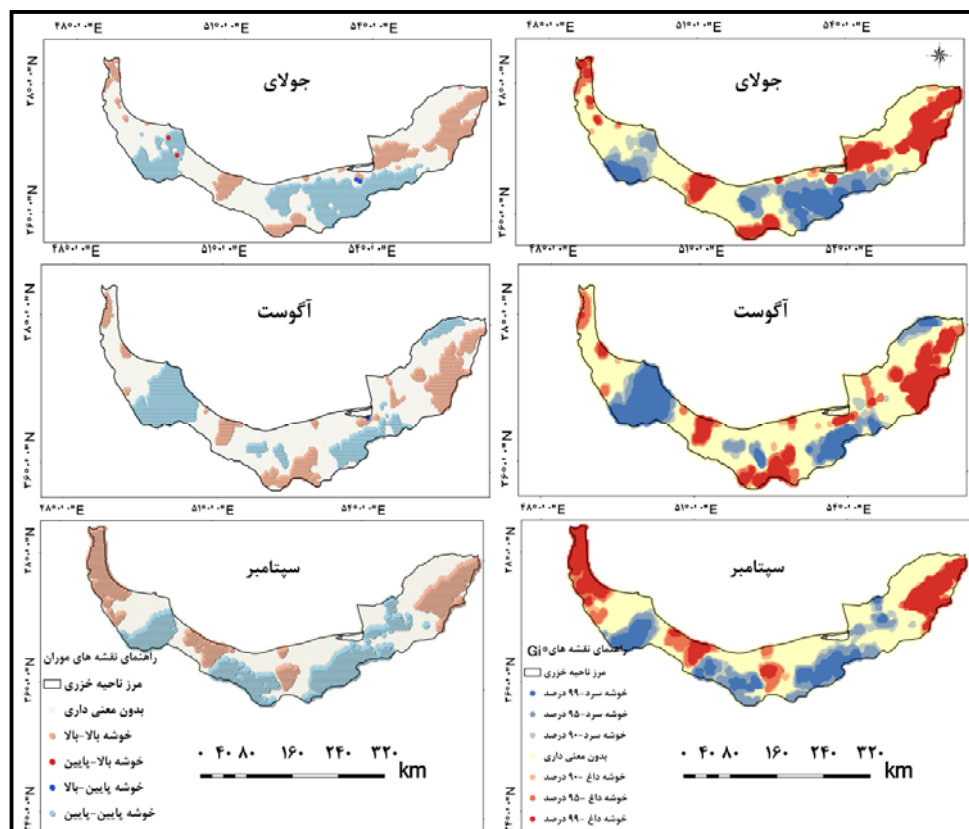


شکل ۵: خودهمبستگی مکانی موران محلی، G_i^* بارش فرین ناحیه خزری فصل بهار (سمت چپ نقشه موران محلی - سمت راست نقشه G_i^*)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

مقادیر با ارزش پایین که با مقادیر با ارزش بالا در انتهای بخش مرکزی ناحیه خزری (لکه آبی‌رنگ) است. در ماه اگوست خوشه‌های خودهمبستگی مثبت در بخش‌های شرق ناحیه خزری در مقایسه با ماه قبل کمتر شده و بخش‌های مرکزی و غرب ناحیه خزری به‌صورت لکه‌های پراکنده این خوشه‌ها را شامل می‌شوند. در ماه سپتامبر دو الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی مثبت در بخش غربی (از تالش-آستارا تا ماسوله و...) و بخش‌های شرقی و جنوب‌شرقی (دشت گلستان، فرق‌سار، گلیداغ و...) گسترش دارد و خوشه‌هایی با خودهمبستگی منفی در بخش‌های جنوب‌غربی و مرکزی و جنوب‌شرقی ناحیه خزری گسترش یافته‌است.

مطابق با جدول (۲)، بیشترین مساحت زیر پوشش الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی منفی متوسط در ماه می و الگوی خودهمبستگی مثبت قوی مربوط به ماه ژوئن است. نسبت به فصل زمستان تغییرات مساحت الگوهای خوشه‌ای فاقدمعنی آماری با کاهش شدید در ماه ژوئن مشاهده می‌شود. در فصل تابستان شکل (۶)، ماه جولای و اگوست پراکنش الگوهای خوشه‌ای خودهمبستگی مثبت با خوشه‌های کوچک‌تر در کل ناحیه خزری مشاهده می‌شود که همرفت محلی در ایجاد آن می‌تواند نقش داشته‌باشد. نکته قابل توجه در این فصل در ماه جولای، وجود ناخوشه‌ای با مقادیر ارزش بالا است که با مقادیر کم احاطه شده در جنوب‌غربی ناحیه خزری (لکه‌های قرمز رنگ) و وجود



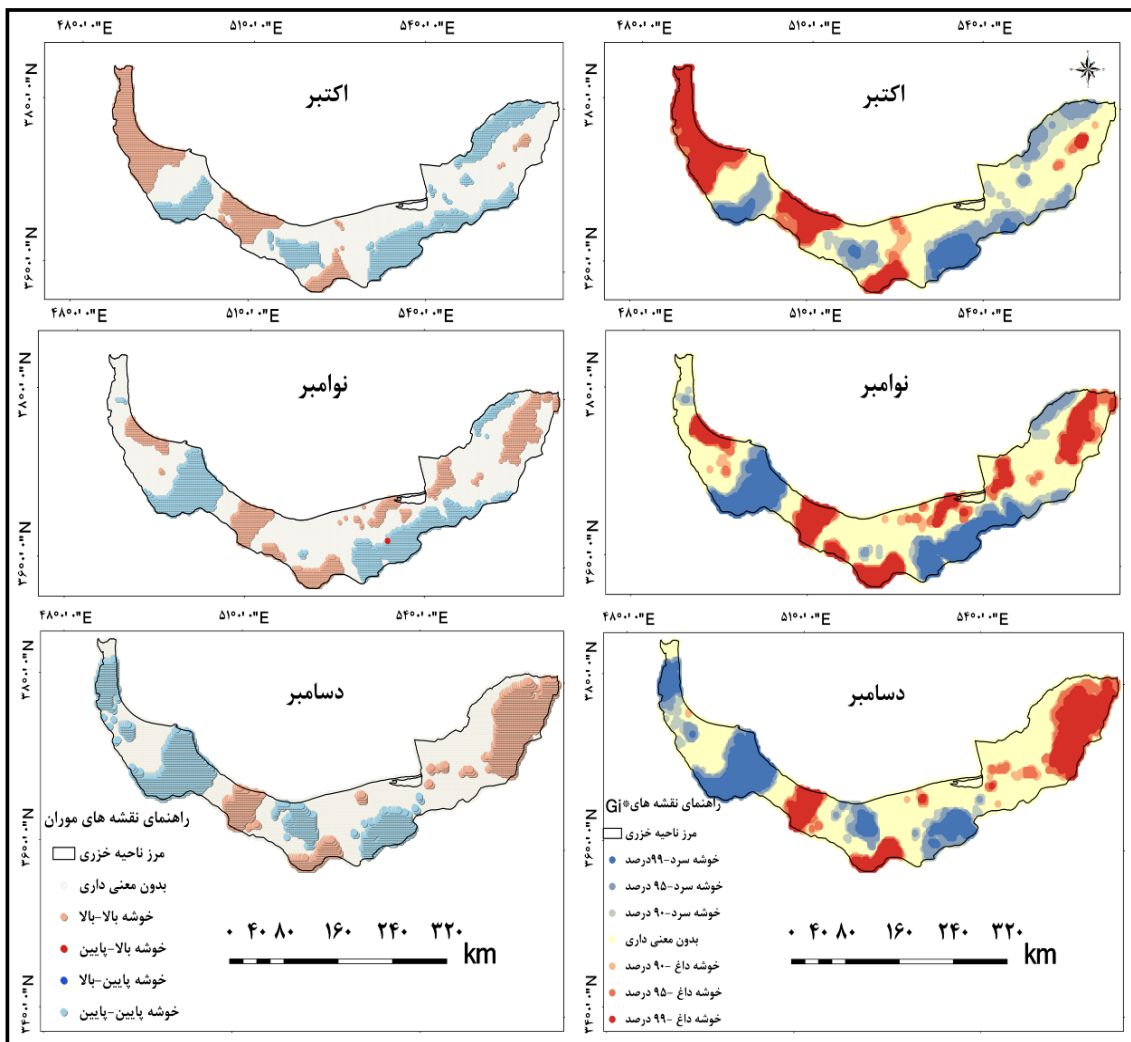
شکل ۶: خودهمبستگی مکانی موران محلی، G_i^* بارش فرین ناحیه خزری برای فصل تابستان

(سمت چپ نقشه موران محلی - سمت راست نقشه G_i^*)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

مثبت به بخش‌های غربی و مرکزی ناحیه خزری منتقل شده‌است و در بخش شرقی محدوده کوچکی (کلاله- قاپان- چت) دارای خوشه‌های خودهمبستگی مثبت است و در بخش غربی خوشه‌های خودهمبستگی مثبت از شمال بخش غربی ناحیه خزری تا تقریباً جنوب غرب این ناحیه (آستارا تا بندرانزلی- ماسوله و رامسر- هلوان-رچوار) گسترش دارد.

مطابق با جدول (۲)، الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی منفی قوی در سطح اطمینان ۹۹ درصد در ماه آگوست و الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی مثبت قوی در ماه سپتامبر از درصد مساحت بیشتری برخوردار است و مجدداً تقریباً نیمی از ناحیه خزری در این فصل فراوانی بارش فرین از هیچ‌گونه الگوی خاصی به‌لحاظ معنی‌داری آماری پیروی نمی‌کند. در ماه اکتبر از فصل پاییز (شکل ۷)، خوشه‌های خودهمبستگی



شکل ۷: خودهمبستگی مکانی موران محلی، G_i^* بارش فرین ناحیه خزری برای فصل پاییز

(سمت چپ نقشه موران محلی - سمت راست نقشه G_i^*)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

مثبت) ایجاد می‌کند. با ترسیم نقشه‌های نمایه موران محلی پراکنش فضایی مثبت (خوشه‌های بالا) و منفی (خوشه‌های پایین) در ناحیه خزری مشخص شدند. به‌منظور اطمینان از نواحی با خوشه‌های توأم با ارزش بالا و پایین از نمایه GI^* طبق روابط ارائه شده در (۵) استفاده شد. نتایج حاصل از محاسبه این نمایه برای ۱۲ ماه سال در شکل‌های ۹-۶ ارائه شده‌است که معنی‌داری خوشه‌هایی با ارزش بالا و پایین را برای همه ماه‌ها تأیید می‌کند. به‌طور کلی می‌توان گفت، بررسی الگوهای حاکم بر رفتار خوشه‌ای بارش‌های فرین نشان می‌دهد که محل تمرکز الگوهای خودهمبستگی مثبت (به جز ماه نوامبر و دسامبر) بیشتر در نواحی دورتر از خط ساحل و دامنه رشته‌کوه‌های البرز دارد. الگوهای خودهمبستگی منفی در جلگه‌های خزری از خط ساحل تا کوهپایه‌ها کشیده شده‌است.

مساحت تحت پوشش خودهمبستگی‌ها برای کل ماه‌ها در جدول (۲) در سه سطح اطمینان ۹۹،۹۵،۹۰ براساس نقشه‌های نمایه GI^* ارائه شده‌است. ارزش صفات پدیده‌های جغرافیایی به‌طور قوی با یکدیگر رابطه دارند و دارای ارزش‌های مشابهی هستند و اگر ضرایب ویژگی پدیده‌های جغرافیایی مجاور، ارتباط و نظم ظاهری مشخصی نداشته باشند و ارزش‌های خیلی نامشابهی داشته باشند، آماره‌ها خودهمبستگی فضایی منفی قوی را نشان می‌دهند (Klark et al, 1986: 379).

جدول (۲) تغییرات مکانی خودهمبستگی‌های الگوهای خوشه‌ای را در ماه‌های مختلف نشان می‌دهد. این تغییرات می‌تواند گستره نفوذ سامانه‌های جوی و همگرایی نقش این سامانه‌ها با ویژگی‌های مکانی ناحیه خزری را نشان دهد.

ماه نوامبر خوشه‌های خودهمبستگی مثبت در کل ناحیه خزری پراکنش دارند و می‌توان گفت در بخش‌های مرکزی و شرقی بیشتر هستند. در انتهای بخش مرکزی خوشه‌ای با خودهمبستگی مثبت توسط خوشه‌هایی با خودهمبستگی منفی (تلازم) احاطه شده‌است (لکه قرمز رنگ). در انتهای فصل پاییز (دسامبر) خوشه‌های خودهمبستگی مثبت به بخش‌های مرکزی و شرقی ناحیه خزری گسترش یافته‌است و نکته قابل توجه در این ماه این است که بخش غربی ناحیه خزری فاقد خوشه‌ای با خودهمبستگی مثبت است و خوشه‌های خودهمبستگی منفی در بخش غربی و مرکزی ناحیه خزری قرار دارد و در بخش شرقی این خوشه دیده نمی‌شود. مطابق با جدول (۲)، ماه نوامبر از بیشترین درصد مساحت تحت پوشش الگوی خوشه‌ای خودهمبستگی منفی و مثبت قوی برخوردار است و در ماه اکتبر تقریباً درصد مساحت زیادی از ناحیه، از هیچ‌گونه الگوی خوشه‌ای پیروی نمی‌کند.

در کل ماه‌های سال ناحیه خزری، ناخوشه‌هایی (وجود این ناخوشه‌ها دلالت بر همبستگی فضایی منفی دارد) که به‌لحاظ آماری معنی‌دار نیستند، خوشه‌هایی با خودهمبستگی مثبت و منفی را احاطه کرده‌اند. همچنین نقشه‌های ترسیم‌شده، مجموع فراوانی وقوع ماهانه بارش فرین صدک ۹۹ و بیشتر برای هر ماه را نشان می‌دهد. مقادیر بالا و پایین فراوانی وقوع در بخش‌های مختلف ناحیه خزری بر نقشه موران محلی و با خوشه‌های خودهمبستگی مثبت و منفی انطباق دارند. بررسی این موضوع می‌تواند به‌لحاظ تمرکز و ایجاد سیل به‌عنوان یکی از مخاطرات طبیعی در ناحیه خزری، مورد توجه قرار گیرد. آگاهی از آرایش مکانی این خوشه‌ها می‌تواند راهنمای خوبی در برنامه‌ریزی محیطی و پیش‌بینی وقوع سیلاب در مکان‌هایی باشد که این خوشه‌ها (به‌ویژه خوشه‌هایی با همبستگی

جدول ۲: درصد مساحت تحت پوشش الگوی خودهمبستگی فضایی مجموع فراوانی ماهانه رخداد بارش‌های فرین بالا در ناحیه خزری

نوع الگو	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
خودهمبستگی منفی قوی (۹۹٪)	۱۱/۳۶	۱۱/۱۴	۱۲/۹۳	۹/۸۸	۱/۷۰	۲/۵۲	۷/۱۶	۱۱/۴۴	۷/۵۶	۴/۹۴	۱۲/۸۷	۱۲/۴۷
خودهمبستگی منفی متوسط (۹۵٪)	۵/۰۳	۸/۷۸	۷/۳۳	۱۰	۱۰/۱۶	۱۶/۲۴	۱۰/۵۷	۵/۴۹	۱۰/۳۳	۹/۸۰	۵/۸۰	۶/۵۶
خودهمبستگی منفی ضعیف (۹۰٪)	۴/۴۳	۴/۰۴	۴/۶۸	۵/۲۵	۵/۳۲	۶/۵۸	۵/۹۷	۳/۷۰	۵/۹۳	۸/۰۶	۴/۰۳	۴/۱۵
فایده معنی آماری	۵۹/۴۵	۵۵/۷۸	۵۰/۷۸	۵۶/۳۴	۶۶/۴۸	۱۲/۵۵	۵۷/۰۹	۶۱/۲۱	۵۳/۶۷	۹۵/۵۵	۵۷/۹۷	۵۶/۲۶
خودهمبستگی مثبت ضعیف (۹۰٪)	۰/۴۳	۰/۲۳	۰/۶۹	۰/۴۳	۰/۲۶	۰/۴۸	۰/۲۲	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۳۹
خودهمبستگی مثبت متوسط (۹۵٪)	۶/۸۵	۶/۳۰	۱۰/۶۸	۵/۳۴	۴/۷۴	۷/۶۲	۶/۶۲	۸/۱۳	۹/۱۱	۶/۵۴	۷/۸۱	۶/۸۴
خودهمبستگی مثبت قوی (۹۹٪)	۱۷/۳۲	۱۷/۹۵	۱۹/۰۳	۱۵/۹۹	۱۴/۱۴	۱۷/۱۶	۱۶/۶۷	۱۵/۳۴	۱۸/۸۶	۱۸/۵۷	۱۶/۱۹	۱۸/۳۵

مأخذ: مطالعات نگارندگان، ۱۳۹۶

ماه‌های مختلف آمده‌است. اعداد بالایی مقدار آماره و اعداد داخل پرانتز در زیر آماره‌ها، میزان خطای رد کردن فرض صفر (فقدان رابطه بین فراوانی بارش فرین با عامل ارائه‌شده) را نشان می‌دهد.

در نهایت به منظور تعیین روابط بین عوامل جغرافیایی (نظیر طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع، شیب و جهات جغرافیایی) با فراوانی ماهانه رخداد بارش فرین بالا از آماره چندمتغیره موران عمومی استفاده شد. نتایج این بررسی در جدول (۳) برای

جدول ۳: روابط مکانی بین بارش فرین بالا با عوامل جغرافیایی در ناحیه خزری برای بازه زمانی ۱۹۶۶-۲۰۱۶

(اعداد داخل پرانتز آماره P (میزان خطای) رد کردن فرض صفر را نشان می‌دهد.)

ماه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
طول جغرافیایی	۰/۰۹۶ (۰۰۰)	۰/۰۹۲ (۰۰۰)	۰/۰۶۰ (۰۰۰)	۰/۰۶۲ (۰۰۰)	۰/۱۲۹ (۰۰۰)	۰/۱۲۲ (۰۰۰)	۰/۰۳۵ (۰۰۰)	۰/۰۱۸ (۰۰۰)	۰/۰۲۸ (۰۰۰)	-۰/۰۵۳ (۰۰۰)	۰/۰۴۹ (۰۰۰)	۰/۰۸۶ (۰۰۰)
عرض جغرافیایی	۰/۴۹۸ (۰۰۰)	۰/۴۶۱ (۰۰۰)	۰/۲۸۵ (۰۰۰)	۰/۲۱۴ (۰۰۰)	۰/۳۹۴ (۰۰۰)	۰/۷۴۳ (۰۰۰)	۰/۵۱۸ (۰۰۰)	۰/۲۹۵ (۰۰۰)	۰/۶۷۸ (۰۰۰)	۰/۲۶۱ (۰۰۰)	۰/۳۰۶ (۰۰۰)	۰/۲۶۰ (۰۰۰)
ارتفاع	-۰/۲۰۹ (۰۰۰)	-۰/۱۸۵ (۰۰۰)	-۰/۱۰۷ (۰۰۰)	-۰/۰۲۴ (۰۰۰)	-۰/۰۳۵ (۰۰۰)	-۰/۳۶۲ (۰۰۰)	-۰/۲۴۸ (۰۰۰)	-۰/۰۶۹ (۰۰۰)	-۰/۳۵۶ (۰۰۰)	-۰/۰۷۷ (۰۰۰)	-۰/۰۹۰ (۰۰۰)	-۰/۱۰۷ (۰۰۰)
شیب	-۰/۳۵۱ (۰۰۰)	-۰/۳۱۶ (۰۰۰)	-۰/۲۲۳ (۰۰۰)	-۰/۱۸۹ (۰۰۰)	-۰/۲۲۰ (۰۰۰)	-۰/۴۰۵ (۰۰۰)	-۰/۳۲۹ (۰۰۰)	-۰/۲۴۱ (۰۰۰)	-۰/۳۴۴ (۰۰۰)	-۰/۱۵۸ (۰۰۰)	-۰/۲۳۹ (۰۰۰)	-۰/۲۳۳ (۰۰۰)
جهت شیب	۰/۰۲۱ (۰/۰۸۲)	۰/۰۰۶ (۰/۵۳۶)	۰/۰۰۰۹ (۰/۹۲۲)	-۰/۰۱۳ (۰/۱۵۵)	-۰/۰۰۷ (۰/۵۳۳)	۰/۰۶۸ (۰/۱۵۵)	۰/۰۲۱ (۰/۰۶۲)	۰/۰۰۲ (۰/۸۵۲)	۰/۰۴۴ (۰/۱۵۵)	-۰/۰۲۰ (۰/۰۴۲)	۰/۰۰۸ (۰/۴۳۲)	۰/۰۰۶ (۰/۴۷۴)

مأخذ: مطالعات نگارندگان، ۱۳۹۶

با بارش فرین نشان از این دارد که فراوانی فرین‌ها در ارتفاعات بالا کم‌تر و در کوهپایه‌ها و جلگه‌های ناحیه خزری بیشتر اتفاق می‌افتد. علی‌رغم معنی‌داری آماری روابط ارائه‌شده در جدول ۳، بررسی این روابط نشان می‌دهد که تأثیر عوامل جغرافیایی در فراوانی رخداد فرین‌ها ضعیف‌تر از عملکرد و نفوذ سامانه‌های همدید است؛ زیرا طول مسیر سامانه‌های همدید از روی دریا

همان‌گونه که در جدول (۳) ارائه شده‌است، بارش فرین بالا با طول و عرض جغرافیایی رابطه مثبت معنی‌دار و با عوامل جغرافیایی ارتفاع و شیب رابطه منفی معنی‌دار دارد؛ ولی با جهات جغرافیایی شیب روابط ایجاد شده به لحاظ آماری معنی‌دار نیست. در برخی از ماه‌ها مثل ماه ژوئن و سپتامبر، نقش عرض جغرافیایی قوی‌تر دیده می‌شود. همچنین رابطه ارتفاع

نتیجه

یکی از روش‌های بهینه برای شناخت نحوه پراکنش مکانی رویدادهای آب‌وهوایی، خودهمبستگی مکانی و اکاوی روابط فضایی است. هدف این پژوهش تبیین فضایی الگوی مجموع فراوانی ماهانه بارش‌های آستانه صدک ۹۹ و بیشتر با کاربرد نمایه‌های خودهمبستگی فضایی موران کلی، موران محلی و نمایه Gi^* است. برای این منظور از داده‌های میان‌یابی شده بارش‌های روزانه ایستگاه‌های ناحیه خزری طی دوره ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شد. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که مقدار نمایه موران کلی بیش از ۰/۹۵ و به لحاظ آماری در سطح ۰/۰۱ خطا معنی‌دار است؛ بنابراین الگوی حاکم بر رفتار بارش‌های فرین براساس نمایه موران کلی الگوی خوشه‌ای بالاست. همچنین الگوهای خودهمبستگی این عارضه تحت تأثیر نقش توأمان موقعیت جغرافیایی و ویژگی‌های محلی، ناهمواری‌ها با جهت شرق سو (در امتداد البرز)، سازوکارهای صعود هوا، دوری و نزدیکی به دریا، نفوذ و آرایش سامانه‌های همدیدی در غالب سامانه‌های پرفشار مهاجر و عبور این سامانه‌ها از روی دریا (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۷؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ جلالی و همکاران، ۱۳۹۶؛ جهانبخش و همکاران، ۱۳۷۸؛ ۱۰۷)، اختلاف دمای سطح آب و اختلاف دمای بین دریا و خشکی (خوش‌خلاق و همکاران، ۱۳۹۵؛ ۲۲۹) و منابع تأمین رطوبت نظیر دریای خزر، سیاه و مدیترانه (حلبیان، ۱۳۹۵؛ ۱۹۳)، تأثیر رودبادهای (حلبیان، ۱۳۹۳؛ ۲۰۵) است. براساس نقشه‌های ترسیم‌شده موران محلی نواحی با خودهمبستگی‌های مثبت بیشتر در نواحی داخلی و به دور از خط ساحلی در اکثر ماه‌هاست. همچنین براساس نقشه‌های Gi^* بیشترین مساحت

و جهت‌گیری این سامانه‌ها نسبت به رشته‌کوه‌های البرز نقش اساسی در فراوانی رخداد فرین‌ها ایفا می‌کنند؛ برای مثال، جریانات شمالی بیشتر بر بخش‌های مرکزی و جریانات غرب سو بر بخش‌های غربی و جریانات شرق سو بر شرق ناحیه خزری تأثیر دارند. همچنین بررسی نقشه طبقات ارتفاعی ناحیه خزری (شکل ۱-ب) و نقشه‌های موران محلی نشان می‌دهد، در ماه‌های مختلف بیشتر الگوهای خودهمبستگی مثبت و منفی در کوهپایه‌ها و جلگه‌ها قرار دارد. با توجه به مسیر ورود سامانه‌های همدید و نقش کوه‌های البرز در واداشت مکانیکی و گرمایش، الگوهای متفاوتی را به وجود می‌آورد. استثنا در این بین تشکیل الگوی خوشه‌ای مثبت در بیشتر ماه‌ها در منتهی‌الیه جنوب استان مازندران در ارتفاعات بلند است. همچنین نقش ویژگی‌های فیزیکی دریای خزر و گسترش نصف‌النهاری و نوسانات حرارتی ایجادشده آن در فصول مختلف، شارگرماي نهران در سطح دریا در تعامل با همدیگر روابط قوی را در رخداد فرین‌ها به وجود می‌آورند. با توجه به اینکه یکی از موضوعات مهم در ارتباط با بارش فرین در ناحیه خزری وقوع سیلاب در این ناحیه است؛ آرایش الگوهای خوشه‌ای خودهمبستگی مثبت فراوانی بارش فرین در بخش‌های شرقی، مرکزی و غربی ناحیه خزری می‌تواند مستعد وقوع سیلاب نیز باشد و احتمال وقوع سیلاب در این نواحی بیشتر از ناحیه‌هایی است که الگوی خودهمبستگی‌های مکانی در آن‌ها منفی است. چنانکه در بررسی مکان سیلاب‌های ناحیه خزری توسط پژوهشگران مختلف (نظیر مرادی، ۱۳۸۰؛ ۳۳؛ کردجری و همکاران، ۱۳۹۳؛ ۳؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۶؛ ۱؛ قدرتی و همکاران، ۱۳۹۴) مکان وقوع بیشتر سیلاب‌ها با این نواحی مطابقت دارد.

- جانبازقبادی، غلامرضا؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۹۰). شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. شماره ۲. صفحات ۴۰-۲۳.
- حلبیان، امیرحسین؛ فرشته حسینعلی‌پورجری (۱۳۹۳). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۱۱۲. صفحات ۲۰۵-۲۲۰.
- حلبیان، امیرحسین (۱۳۹۵). تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر الگوهای فشار تراز دریا، انجمن جغرافیایی ایران. شماره ۵۱. صفحات ۲۱۸-۱۹۳.
- خوشحال‌دستجردی، جواد (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از یکصد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر. رساله دکتری اقلیم‌شناسی به راهنمایی هوشنگ قائمی. دانشگاه تربیت مدرس.
- خوش اخلاق، فرامرز؛ نیما فریدمجتهدی؛ سمانه نگاه؛ فروغ مؤمن‌پور؛ شبنم صبوری؛ ابراهیم اسعدی‌سکویی (۱۳۹۵). پدیده برف دریاچه‌ای و نقش آن در رخداد برف‌های سنگین کرانه جنوب‌غربی دریای خزر، فضای جغرافیایی. شماره ۵۳. صفحات ۲۵۱-۲۲۹.
- ستوده، فاطمه؛ بهلول علیجانی (۱۳۹۴). رابطه پراکندگی فضایی بارش‌های سنگین و الگوهای فشار در گیلان. تحلیل فضایی مخاطرات محیطی. سال دوم. شماره ۱. صفحات ۷۳-۶۳.
- صداقت، مهدی؛ حمید نظری‌پور (۱۳۹۴). تغییرات زمانی- مکانی بارش دوره سرد سال در ایران (۱۹۵۰-۲۰۰۶)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. دوره ۴۷. شماره ۳. صفحات ۴۳۳-۴۲۱.
- عزیززی، قاسم؛ زهرا صمدی (۱۳۸۶). تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهر ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۶۰. صفحات ۷۴-۶۱.

خودهمبستگی منفی در فصل زمستان ماه مارس، در فصل بهار ماه آوریل، در فصل تابستان ماه آگوست، در فصل پاییز ماه نوامبر و خودهمبستگی مثبت برای فصل زمستان ماه مارس، فصل بهار ماه ژوئن، فصل تابستان ماه سپتامبر و برای فصل پاییز ماه اکتبر است. نقشه‌های ترسیم‌شده نمایه Gi^* در سطوح اطمینان ۹۹،۹۵ و ۹۰ درصد تأییدی بر الگوهای خودهمبستگی حاصل از موران محلی در ماه‌های مختلف است. همچنین پراکنش فراوانی وقوع ماهانه این عارضه برای ماه‌های مختلف در نقشه‌های ترسیم‌شده با نقشه‌های خودهمبستگی‌های مثبت و منفی حاصل از موران محلی انطباق دارد. علاوه بر این تأثیر عوامل جغرافیایی در فراوانی رخداد فرین‌ها ضعیف‌تر از عملکرد و نفوذ سامانه‌های همدید است. درنهایت با توجه به اینکه بارش‌های فرین ناحیه خزری باعث ایجاد یکی از مخاطرات طبیعی (سیل) به‌خصوص در بخش‌های شرقی می‌شود، شناخت آرایش فضایی این پدیده می‌تواند در برنامه‌ریزی‌های محیطی و کاهش آسیب‌پذیری و افزایش سازگاری با این عارضه بسیار مفید باشد.

منابع

- اسعدی اسکویی، ابراهیم؛ نیما فرید مجتهدی (۱۳۹۰). پراکنش فضایی بارش استان گیلان. نخستین کنفرانس ملی هواشناسی و مدیریت آب کشاورزی. ۲-۱ آذر ۱۳۹۲.
- جهانبخش‌اصل، سعید؛ فریبا کریمی (۱۳۷۸). تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سبیری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۴-۵۵، صفحات ۱۳۱-۱۰۷.
- جلالی، مسعود؛ علی شهابی؛ وهاب کمریان (۱۳۹۶). شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید تابستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، جغرافیا و برنامه‌ریزی. شماره ۵۹. صفحات ۳۹-۲۳.

- علیجانی، بهلول (۱۳۹۴). تحلیل فضایی، مجله مخاطرات محیطی. شماره ۳. صفحات ۱۴-۱.
- عساکره، حسین؛ رضا خوش‌رفتار؛ فاطمه ستوده (۱۳۹۱). بارش‌های سنگین روزانه سپتامبر در ارتباط با الگوهای همدید در استان گیلان (۲۰۰۵-۱۹۷۶). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۲. صفحات ۶۶-۵۱.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷). کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش، جغرافیا و توسعه. شماره ۱۲. صفحات ۴۲-۲۵.
- عساکره، حسین (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، چاپ اول. انتشارات دانشگاه زنجان.
- عسگری، علی (۱۳۹۰). تحلیل‌های آمار فضایی با ARCGIS، چاپ اول. سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری تهران.
- فلاح‌قاهره، غلام‌عباس؛ مهدی اسدی؛ عباسعلی داداشی‌رودباری (۱۳۹۴). تحلیل فضایی پراکنش رطوبت در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۴. صفحات ۶۵۰-۶۳۷.
- قدرتی، علیرضا؛ سمانه رحمتی (۱۳۹۴). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های رگباری منجر به سیل در غرب گیلان، سومین کنفرانس ملی مدیریت و مهندسی سیلاب، ۲۱-۲۳ مهر ماه ۱۳۹۴.
- کارخانه، میثم؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۹۵). شبیه‌سازی نقش دریای خزر بر وقوع بارش‌های منطقه‌ای در سواحل جنوبی دریای خزر، جغرافیا و آمایش شهری- منطقه‌ای. شماره ۱۸. صفحات ۱۶۸-۱۵۳.
- کردجزی، محمد؛ محمدرضا رحمن‌نیا؛ سعید باقری (۱۳۹۳). بررسی وقوع سیلاب در استان گلستان، مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ۱۳۹۳.
- مظفری، غلامعلی؛ احمد مزیدی؛ شهاب شفیعی (۱۳۹۶). وااکوی روابط فضایی بارش‌های فرین غرب ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۴۶. صفحات ۱۸۴-۱۶۹.
- مفیدی، عباس؛ آذر زرین؛ غلامرضا جانبازقبادی (۱۳۸۷). تعیین الگوی همیدی بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش‌های شدید پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، اولین کنفرانس بین‌المللی تغییرات زیست‌محیطی منطقه خزر. ۳ تا ۴ شهریور ۱۳۸۷. دانشگاه مازندران. بابلسر.
- مفیدی، عباس؛ آذر زرین؛ غلامرضا جانبازقبادی (۱۳۸۶). تعیین الگوی همیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا. شماره ۳. صفحات ۱۵۴-۱۳۱.
- معصوم‌پورسماکوش، جعفر؛ مرتضی میری؛ رضا دوستان؛ جلیل صحرایی (۱۳۹۲). بررسی همیدی-دینامیکی الگوهای بارش حدی بهاره در سواحل جنوبی دریای خزر، جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره ۶. صفحات ۸۸-۷۱.
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۵). پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها براساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۵. صفحات ۱۳۱-۱۰۹.
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۰). بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان ماه سال ۱۳۷۵ نواحی مرکزی مازندران، رشد آموزش جغرافیا. شماره ۵۶. صفحات ۴۱-۳۳.
- میرموسوی، حسین؛ مهدی دوستکامیان؛ فاطمه ستوده (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل الگوی فضایی تغییرات درون دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. پیاپی ۹۳. شماره ۳. صفحات ۷۶-۶۷.
- نظری‌پور، حمید؛ مهدی دوستکامیان؛ سارا علیزاده (۱۳۹۴). بررسی الگوهای توزیع فضایی دما، بارش و رطوبت با استفاده از تحلیل اکتشافی زمین آمار (بررسی موردی: نواحی مرکزی ایران)، مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۴۱. شماره ۱. صفحات ۱۱۷-۹۹.

- IPCC (2007). The physical science basis. Contribution of Working Group I to Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, United Kingdom, and Cambridge University Press.
- Jia, S., Zhu, W., Lü, A. and Yan, T (2011). "A statistical spatial downscaling algorithm of TRMM precipitation based on NDVI and DEM in the Qaidam Basin of China". *Remote sensing of Environment*. 115 (12):PP. 3069-3079.
- Jacquez, G.M. and Greiling, D.A (2003). "Local clustering in breast, lung and colorectal cancer in Long Island, New York". *Int J Health Geographic's*. 2: 3.
- Killeen, T.J., Douglas, M., Consiglio, T., Jorgensen, P.M. and Mejia, J (2007). "Dry spots and wet spots in the Andean hotspot". *Journal of Biogeography*. 34 (8): PP.1357-1373.
- Clark, w. a. v, Hosking, P.I (1986). *Statistical Methods for geographers*, John Wiley and sons, New York, 379.
- Robeson, S.M., Li,A. and Hunang, C (2014). Point- pattern analysis on the sphere *Statistics*. *Spatial Statistics* 10, PP.76-86.
- Rousta,I,Doostkavian,M,Haghighi,E,Ghafarian, H,Yarahmadi, P (2017). A Analysis of Spatial Autocorrelation Patterns of Heavy and Super-Heavy Rainfall in Iran. *Advances in Atmospheric Sciences*,Vol.34,SEPTEMBER 2017,PP.1069-1081.
- Rousta, I, Nasserzadeh, M, Jalali, M, Ghaseme, A (2017). Decadal Spatial-Temporal Variations in the Spatial Pattern of Anomalies of Extreme Precipitation Thresholds (Case Study: Northwest Iran). *Atmosphere* 2017, 8, 135; PP. 1-15.
- Sugumaran, R, Larson, S, R, & DeGroote, J. P., (2009). Spatial-temporal cluster analysis of county-based human West Nile Virus incidence in the continental United States, *International journal of health geographice*, Vol.8, No.1, PP.8-43.
- Ustrnul, Z., Czekierda, D (2001). Circulation background of the atmospheric precipitation in Central Europe (based on the Polish example), *Meteorologist Zeitschrift*, Vol. 10, No.2, PP.103-111.
- Wang,Q,Ni,J,& Tenhunen, J (2005). Application of a geographically Weighted regression analysis to estimate net primary production of Chines forest ecosystems,*Global Ecology Biogeography*, Vol.14,No 4, PP.379-393.
- Avena, I.; Macdonald, N. and Morse, A.P (2014). Variability of maximum and mean average temperature across Libya (1945-2009). *Theoretical and Applied Climatology*. 117: PP.549-563.
- Alexandersson, H (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data. *Journal of Climatology*. Vole, 6, PP.661-675.
- Allard, D.; and Soubeyrand, S (2012). Skew-normality for climatic data and dispersal models for plant epidemiology: when application fields drive spatial statistics. *Spatial Statistics*. Vol, 1: PP.50-64.
- Anselin, L (1995). Local indicators of spatial association-LISA. *Geographical Analysis*, Vol, 27, PP.93-115.
- Anagnostopoulou, c, and k. Tolika (2012). Extreme precipitation in Europe: statistical threshold selection based on climatological criteria. *Theoretical and Applied climatology*, Vol, 107, PP. 479-489.
- Chang, H, Kwon, W (2007). Spatial variations of summer precipitation trends in South Korea, 1973–2005, *ENVIRONMENTAL RESEARCH LETTERS* 2, 045012. PP. 1-9.
- Chang, S.A (2001). "Damaging Thunderstorm Activity in the United States. *Bulletin of the American*",*Meteorological Society*, PP.597608.
- Frich P, Alexander LV, Della-Marta P, Gleason B, Hay lock M, Tank AMGK, Peterson T (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim Res* 19:PP.193-212.
- Fu,W. J., Jiang, P. K, Zhou, G. M., & Zhao, K. L (2014). Using Moran's I and GIS to study the spatial pattern of forest litter carbon density in a subtropical region of southeastern China, *Biogeoscinces*, Vol,11, No 8, PP.2401-2409.
- Hartmann, S.; Baker. And King. L (2008). Quasi-Periodicities in Chinese Precipitation Time Series.*Theoretical & Applied Climatology*, 92:PP. 155-163.
- Mc Cabe, M. F, kalma, J. D & Franks, S, W, (2005).Spatial and temporal patterns of land surface fluxes remotely sensed surface temperatures within an uncertainty modelling framework, *Hydrology and Earth system Sciences*, Vol.9, No 5, PP.467-480.
- Matkan,Ali Akbar,Matin Shahri,Mojgan Mirzaie (2013). Bivariate Moran,s I AND lisa to explore the crash risky location urban areas. N-AERUS XIV Enschede 12 - 14th September.
- Ord, J, K and Getis, Arthur (1995). Local Spatial Autocorrelation Statistics:Distributional Issues and an Application. *Geographical analysis*, Vol.27, Issue 4, 306-286.

