

توصیف ساختار مکانی بارش سالانه ایران

چکیده

تعامل عمیق، پیچیده و مداوم بارش با سایر عناصر و عوامل اقلیمی سبب تغییر و تنوع این عنصر در بُعد زمان و مکان و نیز جلب توجه و هدایت مطالعات اقلیم‌شناسان و حتی علوم مرتبط با اقلیم‌شناسی شده است. یکی از رویکردهای مطالعاتی، توصیف تنوع مکانی بارش براساس آماره‌های مکانی است. بدین دلیل نیاز شناخت مبادی و مبانی این قبیل مطالعات از ضرورت‌های اساسی در اقلیم‌شناسی است. در مطالعه حاضر، هدف بر این است که ضمن معرفی مبانی آمار مکانی، با استفاده از روش‌های آماری، رفتار عمومی بارش ایران زمین در امتداد مکان ارایه گردد. در این راستا از داده‌های بارش روزانه ۱۴۳۷ ایستگاه همدید اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ استفاده شده است. در ابتدا براساس روش کریجینگ، پراکندگی مکانی بارش مورد بحث قرار گرفت. سپس سه مشخصه اندازه‌های توزیع مکانی، همبستگی مکانی و مدل‌سازی رگرسیونی در معرض توجه قرار گرفت. نتایج نشان داد که مرکز ثقل (گرانینگاه) بارش‌های سالانه در مختصات 34° 41' شمالی و 50° 58' شرقی رخ می‌دهد. تغییرات مکانی این مرکز ثقل در مسیر سامانه‌های عمده بارش ایران زمین است. ناپایستگی مکانی مرکز ثقل در راستای محور شمال غرب - جنوب شرق و گویای جابجایی بیشتر این مرکز در امتداد مذکور است. همبستگی مکانی گویای رابطه مکانی در شعاع حدود ۱۲ کیلومتری است. مدل برازنده بر داده‌های مکانی، گویای بزرگی اثر شیب و جهت‌گیری آن بر میزان بارش است.

واژه‌های کلیدی: تغییر نما، ساختار مکانی، مرکز ثقل بارش، مدل‌سازی مکانی، همبستگی مکانی.

مقدمه

تعامل عمیق، پیچیده و مداوم بارش با سایر عناصر و عوامل اقلیمی سبب تغییر و تنوع این عنصر در بُعد زمان و مکان شده است. این تغییر و تنوع در رفتار آشکار و نهان بارش، توجه اقلیم‌شناسان و نیز اندیشمندان علوم مرتبط با اقلیم‌شناسی را به خود معطوف داشته است. یکی از رویکردهای مطالعاتی در مطالعه تنوع مکانی بارش، توصیف تنوع مکانی با استفاده از آماره‌های مکانی این عنصر اقلیمی است. کشف نظام حاکم بر تغییرات مکانی رویدادهایی نظیر بارش (و هر عنصر اقلیمی دیگر)، به منظور درک فرآیندهای مرتبط با آن و برآورد الگوهای (مدل‌سازی) رفتار آن از شالوده‌های کاربرد آمار مکانی در اقلیم‌شناسی است. شایان توضیح است که تمامی رویدادهای مکانی مؤلفه زمان را نیز در خود دارند. درحقیقت

مطالعه مکانی پدیده‌ها از طریق بررسی طبیعت و مشخصه سری‌های زمانی آنها در مکان حاصل می‌شود (هینینگ^۱، ۲۰۰۴، ۱۵-۱۶).

آماره‌های مکانی شکلی خاص از آماره‌های کلاسیک به شمار می‌آیند. مثلاً اندازه‌های توصیفی - مکانی به لحاظ شناخت مفهوم‌های تمرکز و پراکندگی در بُعد مکان به کار می‌روند. در این صورت آماره‌های مزبور برای توصیف تمرکز- پراکنش نقاط یا نواحی در اطراف یک پدیده (نظیر بارش، تگرگ، خشکسالی و...) و یا به منظور یافتن الگوهای مکانی، آشکال آنها و ارایه یک قانون (مدل سازی) بسیار مفیدند. آمار مکانی برخلاف آمار کلاسیک، مشخصات آماری را بر روی نقشه (توزیع و پراکنش آن را)، نشان می‌دهد. از این رو امکان توجه و تأکید بر تفاوت- شباهت‌های مکانی و نیز تشخیص نقاط خاص و منحصر به فرد یا مناطق همگن مهیا خواهد شد (فوذرینکام^۲ و همکاران، ۲۰۰۲، ۴-۱). در این راستا تعیین اندازه یا وسعت پدیده‌های مکانی (تعداد پدیده یا گونه) امکان پذیر است.

با توجه به اهمیت و کاربرد تحلیل‌های مکانی، تاکنون محققین بسیاری در سطح جهان و ایران، به مطالعه و تحلیل مکانی عناصر اقلیمی مبادرت ورزیده‌اند. به منظور رعایت ایجاز به برخی از این مطالعات اشاره می‌شود. برای مثال گل‌زیرین (۱۹۹۷، ۱۴۵-۱۴۱)، یک تابع تقریبی برای ارزیابی رابطه بارش با ارتفاع براساس ۶ ایستگاه ازبکستان ارایه نمود. براین اساس وی دریافت که سه فراسنج (دمای هوا، توپوگرافی و ارتفاع)، در مدل دخالت دارند. سن و حیب^۳ (۲۰۰۰، ۹۶-۸۱) تحلیل مکانی بارش ماهانه ترکیه را براساس ۵۲ ایستگاه و با استفاده از مشاهدات ماهانه ۳۰ سال انجام دادند. هدف ایشان دستیابی به مدل بهینه میان‌یابی جهت توصیف پراکندگی مکانی بارش براساس توزیع نامنظم ایستگاه‌های هواشناختی بوده است. تحقیق ایشان نشان داد، که تابع همبستگی مکانی میانگین ماهانه در فاصله متوسط ۱۵ کیلومتر، کاهش یکنواختی را تجربه می‌کند. همچنین معلوم شد که در شمال غرب ترکیه (نواحی با تراکم ایستگاهی بالا)، روش‌های میان‌یابی از صحت بیشتری برخوردار بوده‌اند. آندرس^۴ و همکاران (۲۰۰۶، ۵۳-۳۹)، میزان برآورد بارندگی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای را به منظور برآورد بارش در کوه‌های هیمالایا و با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ کیلومتر بررسی کردند. بدین ترتیب پراکنش و تفاوت‌های مکانی بارش را دریافتند. نتایج تحقیق آنها نشان داد، که در امتداد شرقی - غربی رشته کوه‌های هیمالایا یک شیو^۵ بارش عمده رخ داده است. همچنین تفاوت‌هایی بین دره‌های عمده و کوه‌های مجاور دیده می‌شود. مدل‌سازی مکانی نیز نشان داد، که رابطه مثبت بین بارش و دو نمایه فشار بخار آب سطحی و شیب دامنه‌ها وجود دارد. این رابطه بین نواحی مرتفع و دره‌های مجاور معنی‌دار، ولی در امتداد شرقی - غربی فاقد معنی آماری بوده است. کروچت^۶ و همکاران (۲۰۰۷، ۱۳۰۶-۱۲۸۵)، تحلیل مکانی بارش‌های اوروگرافیک را براساس داده‌های دومین بازکاوی مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی (ERA-40)، برای دوره آماری ۱۹۵۸-۲۰۰۲ مربوط به مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی (ECMWF)^۷ انجام دادند^۸. ایشان متغیرهای مؤثر بر بارش اوروگرافیک (شامل جریان‌ات جوی،

¹ - Haining

² - Fotheringham

³ - Sen and Habib

⁴ - Anders

⁵ - Gradient

⁶ - Crochet

⁷ - European Center for Medium - Range Weather Forecasts

^۸ - مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی اولین بار داده‌های حاصل از مشاهدات جو سال ۱۹۷۹ با توان تفکیکی بالا و برای ۳۱ تراز بازکاوی نموده است (ERA-15). دومین بازکاوی مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی با دوره زمانی ۱۹۵۷-۲۰۰۲ با نام (ERA-40) و برای ۶۰ تراز با بیشینه بهره‌مندی از اطلاعات ماهواره‌ای، انجام شد.

وزش رطوبتی و تبخیر حاصل از نزول اوروگرافیک)، را به وسیله یک مدل خطی برای ایسلند توجیه کردند. مقادیر شبیه‌سازی شده و واقعی بارش را مقایسه و مدل مناسب را اختیار نمودند. مدل نشان داد که ارتفاعات نقش به‌سزایی در بارش ایسلند ایفا می‌کنند.

تحلیل مکانی بارش ایران، از دیرباز مورد توجه اقلیم‌شناسان این مرز و بوم بوده است. به منظور کاهش حجم نوشتار حاضر، برخی از مطالعات سال‌های اخیر معرفی می‌شود. به عنوان مثال عساکره (۱۳۸۴، ۲۳۱-۲۱۳)، نقشه‌های بارش سالانه استان اصفهان را با استفاده از تحلیل تغییرنا و بر پایه روش کریجینگ برای ۳۲ سال (۱۹۶۹-۲۰۰۰) تهیه نمود تا ویژگی‌های زمانی - مکانی بارش سالانه استان اصفهان را تحلیل نماید. مدل تغییرات مکانی با استفاده از تکنیک مؤلفه‌های مبنا و نیز براساس مدل‌های رگرسیون توصیف شد. نتایج تحقیق وی نشان داد که بیشترین عوامل مؤثر در بارش سالانه استان به ترتیب شامل طول جغرافیایی، ارتفاع و عرض جغرافیایی است. بندرآبادی و ثقفیان (۱۳۸۶، ۳۸-۲۶)، با استفاده از روش‌های کریجینگ معمولی، کوکریجینگ و TPSS، بارش سالانه را برآورد نمودند. سپس دو حالت مورد مقایسه قرار گرفت؛ در حالت اول، تعدادی نقطه کمکی با توجه به توزیع پراش خطا، انتخاب و این نقاط فازی شد و در حالت دوم، تعداد نقاط کمکی افزایش داده شد. نتایج مطالعه آنها نشان داد که برای برآورد بارندگی سالانه، استفاده از روش فازی کریجینگ در هر دو حالت و همچنین در برون‌یابی داده‌ها بهتر از سایر روش‌ها است. ضمن آن که با افزایش تعداد نقاط کمکی مقدار خطای برآورد افزایش می‌یابد. کاوسی و مشکانی (۱۳۸۶، ۴۰-۳۱)، به منظور بررسی توزیع مکانی و پیش‌بینی میزان بارش در ایران زمین، ضمن ارائه روش‌هایی نوین از زمین‌آمار (نظیر پیش‌بینی مکانی کریگیدن، هم‌کریگیدن و عکس فاصله موزون)، به پهنه‌بندی بارش کشور مبادرت ورزیدند. در این تحلیل داده‌های میانگین بارش ایستگاه‌های هواشناسی از بدو تأسیس تا سال ۱۳۸۳ به کار گرفته شد. نتایج حاصل از تحلیل اعتبارسنجی متقابل، حاکی از آن است که پیش‌بینی حاصل از هم‌کریگیدن، بهتر از کریگیدن و روش کریگیدن بهتر از عکس فاصله موزون است. رضیعی و عزیزی (۱۳۸۷، ۹۳-۱۰۸)، به منظور بررسی و تحلیل توزیع مکانی بارش در منطقه کوهستانی غرب ایران، از داده‌های ۱۷۰ ایستگاه، طی دوره آماری ۱۹۹۹-۱۹۶۵ بهره گرفتند. ایشان ضمن محاسبه نمایه تمرکز بارش، تفاوت‌های مکانی و رژیم بارندگی را بررسی نمودند. نتایج تحقیق آنان نشان داد که فصل‌های پاییز و زمستان، فصل‌های اصلی بارش در بخش‌های میانی و جنوبی منطقه مورد مطالعه آنها بود. فصل تابستان فصلی خشک است که تنها در برخی نواحی مرتفع و آن نیز به طور تصادفی بارش دریافت می‌دارد. ایشان دریافتند که عرض جغرافیایی و ناهمواری، عمده‌ترین عوامل کنترل‌کننده توزیع مکانی بارش است. از این رو نواحی شمالی‌تر که مرتفع‌تر است، در طی سال، بارش را به طور منظم‌تر دریافت می‌دارد. عساکره (۱۳۸۷، ۴۲-۲۵)، با هدف معرفی یکی از روش‌های زمین‌آمار در تحلیل‌های مکانی و نیز برای نشان دادن توزیع مکانی بارش، میان‌یابی کریجینگ برای بارش ایران زمین در تاریخ ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ براساس داده‌های ۶۵۴ ایستگاه، مورد تحلیل قرار گرفت. بر این اساس میانگین بارش کشور طی روز مزبور، ۷/۳ میلی متر برآورد شده است. علیجانی^۱ و همکاران (۲۰۰۸، ۱۲۴-۱۰۷)، با استفاده از تکنیک‌های زمین‌آمار و براساس داده‌های ۹۰ ایستگاه طی دوره آماری ۲۰۰۴-۱۹۸۲، توزیع مکانی شدت و تمرکز بارش را به شکل نقشه‌ها و تحلیل‌های کمی برای سرزمین ایران ارائه دادند. نتایج تحقیق ایشان نشان داد، که بارش ایران در بیشتر سرزمین نامنظم و شدید است؛ به طوری که بیشتر بارش‌های نواحی مختلف ایران، از چند بارش محدود حاصل می‌شوند. برای مثال ۲۰

^۱ - Alijani

درصد از سرزمین ایران که عمدتاً سرزمین‌های گرم و خشک سواحل جنوبی و دامنه‌های غربی کوه‌های زاگرس را دربر می‌گیرند، در معرض بارش‌های بسیار شدید هستند. با این وصف حتی سرزمین‌های پرباران مجاور دریای خزر نیز از بارش‌های شدید در امان نیستند.

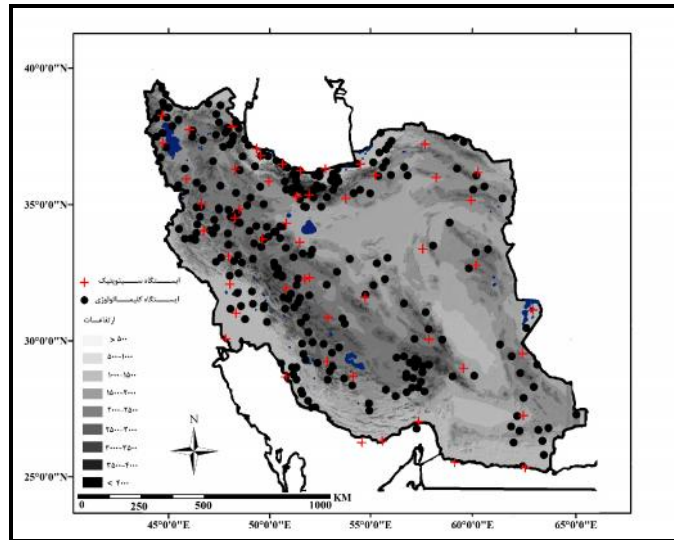
چنان‌که در ابتدای همین بخش نیز بیان شد، برآورد الگوهای (مدل سازی) رفتار بارش نیز از بنیادهای اصلی در تحقیقات مکانی اقلیمی است. در این راستا، دو تلاش عمده مورد توجه اقلیم‌شناسان می‌باشد؛ یکی پهنه‌بندی بارش و دیگری تحلیل تغییرات زمانی - مکانی است. در دنباله بحث برای هر یک از این زمینه‌ها مثالی ارایه می‌گردد:

در زمینه پهنه‌بندی بارش، به عنوان مثال مسعودیان (۱۳۸۸، ۹۱-۷۹)، با استفاده از مدل‌های چند متغیره، یک پهنه‌بندی بارشی برای ایران ارایه نمود. وی به کمک داده‌های بارش روزانه ۳۳۳ ایستگاه همدید و اقلیم‌شناسی، ۳۶۶ نقشه همبارش به روش کریجینگ روی یاخته‌های 18×18 کیلومتر محاسبه و یک ماتریس 366×5214 به دست آورد. وی با انجام یک تحلیل خوشه‌ای بر روی فواصل اقلیدسی و به روش ادغام وارد نشان داد که بر حسب مقدار و زمان دریافت بارش، در ایران هشت ناحیه بارشی متمایز وجود دارد. همچنین آرایش این نواحی آشکار ساخت که هر چند مقدار بارش تا اندازه‌ای به ناهمواری‌ها وابسته است، اما زمان دریافت بارش، بیشتر آرایش مداری دارد و به پسروری و پیشروی سامانه‌های همدید وابستگی دارد. در خصوص تحلیل تغییرات زمانی - مکانی بارش، به عنوان مثال می‌توان به تحقیق عساکره (۱۳۸۶، ۱۶۴-۱۴۵)، اشاره نمود. وی داده‌های ۱۵۲ ایستگاه همدید و ۱۷۰ ایستگاه اقلیم‌شناسی و مجموعاً براساس ۹۲۹۴۰ داده ماهانه، تغییرات زمانی بارش ایران زمین را طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳، مورد تحلیل قرار داد. براساس نتایج پژوهش وی، حدود $51/4$ درصد از مساحت کشور در معرض تغییرات بلندمدت قرار گرفته است. این تغییرات عمدتاً در نواحی کوهستانی و نیز نیمه‌غربی کشور رخ داده است. عموماً نواحی که بارندگی بیشتر داشته، متحمل تغییر بیشتری بوده‌اند. میزان تغییرات به ازای هر سال، از $29/6$ میلی‌متر در کوه‌رنگ تا $15/7$ میلی‌متر در منطقه بین اردبیل و خلخال بوده است.

در تحقیق حاضر تلاش می‌شود، ضمن ارایه توزیع مکانی بارش براساس روش کریجینگ، برخی آماره‌های توصیفی - مکانی، به‌ویژه آماره‌های تمرکز - پراکنندگی بارش در ایران زمین، ارایه گردد. بدین منظور بارش ۱۴۳۷ ایستگاه برای توصیف مکانی بارش، مورد تحلیل قرار خواهد گرفت.

داده‌ها و روش پژوهش

برای بررسی روابط بین بارش و عوامل مکانی، از داده‌های بارش پایگاه اسفزاری استفاده شده است. این پایگاه داده با استفاده از داده‌های بارش ۱۴۳۷ ایستگاه باران سنجی، اقلیمی و همدید از $1340/1/1$ تا $1383/10/11$ ، توسط دکتر سید ابوالفضل مسعودیان در دانشگاه اصفهان، تهیه شده است. شکل (۱) ضمن نمایش طیف ارتفاعی پهنه مورد بررسی، توزیع مکانی برخی ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد.



شکل ۱) توزیع ارتفاعی و توزیع مکانی برخی ایستگاه‌های مورد مطالعه در این پژوهش

پایگاه داده‌ای اسفزاری، در چند توان تفکیک مکانی تهیه شده‌اند. در تحقیق حاضر، از داده‌های بارش با ابعاد یاخته ای 14×14 کیلومتر بهره گرفته شده است. به منظور همخوانی نقشه بارش و ارتفاع، نقشه رقومی ارتفاع (براساس ارتفاع ایستگاه‌ها) نیز با یاخته‌هایی به ابعاد 14×14 کیلومتر تهیه شد. بدین ترتیب مشخصات مکانی (طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی) و توپوگرافی (ارتفاع، جهت و میزان شیب دامنه‌ها)، از نقشه اخیر استخراج گردید. در نهایت یک پایگاه داده‌ای شامل مشخصات مکانی، بارش و مشخصات توپوگرافیک تهیه شد.

برای انجام این تحقیق، مراحل و روش‌هایی که به وسیله وونگ و لی^۱ (۲۰۰۵، ۱۸۵-۲۱۵)، برای اندازه‌های توزیع مکانی، روش‌هایی که وونگ و لی (۲۰۰۵، ۳۷۶-۳۶۷) و مدنی (۱۳۷۳، ۱۵۰-۱۳۷)، برای محاسبه همبستگی مکانی و روشی رگرسیونی (هازلر^۲، ۱۹۹۷)، برای مدل‌سازی مکانی به کار گرفته شد. مراحل و روش‌های انجام این تحقیق به شرح زیر می‌باشد:

۱- اندازه‌های گرایش مرکزی، مثلاً میانگین، میانه و مد، اطلاعات موجود در هر توزیع را خلاصه می‌کنند. این اندازه‌ها را می‌توان مثلاً برای داده‌هایی که در آن « مکان » متغیر باشد، به عنوان توزیع مکانی توصیف نمود. تحلیل آماری این داده‌ها به شاخص‌های مکان می‌پردازند. برای مثال، می‌توان به جای مفهوم متوسط در آمار کلاسیک، مفهوم مرکز را به عنوان تمایل مرکزی به کار گرفت. از آنجایی که ویژگی‌های مکانی، حداقل دوبرعده هستند، معیار تمایل مرکزی به مختصاتی نیاز دارند تا موقعیت پدیده‌ها تعیین گردد.

یکی از نمایه‌های تمایل مرکزی در مفهوم مکان، مرکز میانگین^۳ است. مرکز میانگین، میانگین مکانی^۴ یا گرانیگاه، از طریق اندازه‌گیری ارزش مکانی یا مقدار نقاط محاسبه می‌شود. مرکز میانگین، نقطه‌ای در یک نقشه است، که می‌توان از آن برای تلخیص توزیع پدیده استفاده نمود و متوسط موقعیت دسته‌ای از نقاط را نشان داد. به طوری که ذیلاً خواهیم دید،

¹ - Wong and Lee

² - Hasseler

³ - Mean Center

⁴ - Spatial Mean

برای محاسبه مرکز میانگین، مکان هر نقطه و مقدار متناظر با آن به حساب می آید. بنابراین، مرکز میانگین در واقع همان گرانیگاه توزیع (پراکندگی) مکانی است. در نتیجه مرکز میانگین، همتای میانگین برای داده ها در آمار کلاسیک است. برای محاسبه مرکز میانگین بارش، با انتخاب یک دستگاه مختصات برای محدوده مورد بررسی، مختصات نقطه i ام با y_i و x_i نشان داده می شود. برای مثال، هر ایستگاه یک مختصه طولی و یک مختصه عرضی خواهد داشت. در این صورت مختصات مرکز میانگین (y_c و x_c) برای ایستگاهها، از میانگین گیری مختصات طولی و عرضی نقاط و از رابطه های ارایه شده در زیر به دست می آید:

$$y_c = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}, \quad x_c = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در رابطه (۱)، n تعداد نقاط در مکان است. گرانیگاه با مختصات y_c و x_c ، ساده ترین اندازه برای مطالعه تمرکز داده ها در یک توزیع مکانی خاص (مثلاً تمرکز ایستگاه های هواشناسی در یک ناحیه) است. مرکز میانگین را می توان به کمک داده های وزنی نیز به دست آورد. در این حالت، اهمیت همه نقاط در یک توزیع یکسان نیست. برای مثال اگر میانگین مکانی ایستگاهها به صورت وزنی (مثلاً وزن عنصر اقلیمی نظیر بارش آنها) آورده شود، مرکز میانگین (گرانیگاه)، به ایستگاهی نزدیک تر خواهد بود که به مرکز سامانه (های) بارشزا نزدیک تر باشد. بدین دلیل این رویه برای مشخص کردن مرکز رخدادهای اقلیمی (مثلاً مرکز حرارتی، مرکز بارندگی، مرکز فشار و...)، مناسب خواهد بود. به طور کلی مرکز میانگین وزنی^۱ در مواقعی که نقاط یا موقعیتها ارزشهای مختلفی نسبت به مرکز میانگین داشته باشند، توصیف بهتری از تمایل مرکزی را ارایه می کند. مختصات مرکز میانگین وزنی به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$x_c = \frac{\sum_{i=1}^n w_i x_i}{\sum_{i=1}^n w_i}, \quad y_c = \frac{\sum_{i=1}^n w_i y_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad \text{رابطه (۲)}$$

یکی دیگر از اندازه های توصیفی ساده برای توصیف مشخصات مکانی، «انحراف فاصله ای استاندارد» است. انحراف فاصله ای استاندارد (فاصله استاندارد)، یکی از معیارهای مؤثر سنجش پراکندگی (پراکنش) داده های مکانی نسبت به گرانیگاه و همتای مکانی برای انحراف معیار در آمار کلاسیک است. فاصله استاندارد، فاصله متوسط هر نقطه را از مرکز میانگین نشان می دهد. این اندازه برای ارزیابی الگوهای توزیع مکانی پدیده ها بسیار سودمند است. آماره مذکور با استفاده از رابطه زیر تعیین می شود:

$$sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_c)^2 + \sum_{i=1}^n (y_i - y_c)^2}{n}} \quad \text{رابطه (۳)}$$

در این جا x_c و y_c ، مختصات مرکز میانگین توزیع نقاط می باشد. از آنجا که مقدار فاصله همیشه مثبت است، تفسیر آن بسیار ساده خواهد بود.

اگر مرکز میانگین به صورت وزنی ارایه شود، می توان براساس اطلاعات توصیفی به فاصله استاندارد نیز وزنی (نظیر f_i) تخصیص داد. در این صورت انحراف فاصله استاندارد وزنی، به شکل زیر محاسبه می شود:

$$sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n f_i (x_i - x_c)^2 + \sum_{i=1}^n f_i (y_i - y_c)^2}{\sum_{i=1}^n f_i}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

^۱ - Weighted Mean Center

با استفاده از انحراف فاصله استاندارد و نیز با به کارگیری مرکز میانگین به ترتیب به عنوان شعاع و مرکز دایره می توان دایره ای ترسیم نمود. این دایره ابزار دیداری مفیدی برای نمایش پراکنش فضایی مجموعه ای از نقاط است. گاهی الگوی داده ها، دایره انحراف قابل توجهی دارند. برای مثال، گاهی در مسیر یک خط دیده می شوند. در این صورت یک بیضوی، پراکنش نقاط را منطقی تر نشان می دهد. زیرا نقاط (ایستگاهی و بارشی) به طور برابر در تمام جهات حول مرکز پراکنده نیستند؛ امتداد حداکثر پراکنش با محور بزرگ و بیشینه بعدی با محور کوچک تر بیضی ارایه می شود.

برای تعریف بیضوی انحراف استاندارد، سه مولفه زاویه چرخش، انحراف در امتداد محور بزرگ و انحراف در امتداد محور کوچک مورد نیاز است. دو محور کوچک و بزرگ (x, y) ، در یک سیستم متعامد (کارتزین) قابل تصورات که حول یک زاویه (θ) بین شمال و چرخش ساعت گرد محور y مشخص می شود. مراحل لازم جهت محاسبه بیضوی انحراف استاندارد برای موقعیت های نقاط، به شرح زیر قابل محاسبه است:

- محاسبه میانگین مختصات مجموع نقاط براساس مرکز میانگین $(x_c$ و $y_c)$.

- محاسبه انحراف از میانگین (x_i, y_i) برای هر یاخته p_i در پهنه مورد بررسی. در این جا:

$$\begin{aligned} y_i' &= y_i - y_c & (5) \text{ رابطه} \\ x_i' &= x_i - x_c \end{aligned}$$

این عملگرها نوعی تبدیل داده هاست. بنابراین مرکز با مختصات $(0, 0)$ و مقادیر تغییر و تبدیل ها، مثبت یا منفی خواهند بود و نشانه استقرار نقاط در جهات مختلف مرکز میانگین است.

- محاسبه زاویه چرخش (θ) :

$$\tan \theta = \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i'^2 - \sum_{i=1}^n y_i'^2 \right) + \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i'^2 - \sum_{i=1}^n y_i'^2 \right)^2 + 4 \left(\sum_{i=1}^n x_i' y_i' \right)^2}}{2 \sum_{i=1}^n x_i' y_i'} \quad (6) \text{ رابطه}$$

در اینجا \tan می تواند مثبت یا منفی باشد. در صورتی که این مقدار مثبت باشد، محور بزرگ تر در جهت عقربه های ساعت و اگر منفی باشد، در خلاف عقربه های ساعت نسبت به شمال خواهد بود (با زاویه θ).

عکس تانژانت مثبت (آرکوتانژانت)، زاویه را به دست می دهد. عکس تانژانت منفی (x) گویای زاویه ای در جهت $x-90$ است. با محاسبه میزان می توان انحراف در امتداد محورهای x و y را به شرح زیر محاسبه کرد:

$$\dagger_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i' \cos \theta - y_i' \sin \theta)^2}{n}} \quad , \quad \dagger_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i' \sin \theta + y_i' \cos \theta)^2}{n}} \quad (7) \text{ رابطه}$$

۲- دومین مشخصه مکانی بارش از طریق محاسبه همبستگی مکانی بارش انجام خواهد شد. مفهوم همبستگی مکانی این است که مشاهدات نزدیک، نسبت به مشاهدات دورتر، از شباهت بیشتری برخوردارند. یعنی مشاهدات بزرگ (کوچک) در مجاورت مشاهدات بزرگ (کوچک) قرار می گیرند. دو آماره مورن^۱ و تغییرنما^۲ از رایج ترین روش های محاسبه همبستگی مکانی است:

الف) آماره I مورن یکی از روش های رایج برای اندازه گیری خودهمبستگی مکانی به شمار می آید. این آماره به صورت زیر محاسبه می شود:

¹ - Moran's I
² - Variogram

رابطه ۸

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (y_i - \bar{y})(y_j - \bar{y})}{(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij}) (\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2)}$$

در این جا، n پهنه و w_{ij} اندازه‌ای از نزدیکی بین دو پهنه i و j است. شایان توضیح است که در مطالعه حاضر هر یاخته، برابر پهنه است. این آماره همانند ضریب همبستگی کلاسیک بین $+1$ و -1 بوده، تفسیر مشابهی دارد. مقادیر نزدیک به $+1$ گویای الگوی مکانی قوی است (مقادیر بزرگ، نزدیک یکدیگر و مقادیر کوچک نیز نزدیک هم هستند). مقادیر نزدیک -1 گواهی بر خودهمبستگی مکانی منفی بوده، گویای این است که مقادیر با ارزش بالا نزدیک مقادیر با ارزش کم هستند (وضعیت نادر) و مقدار نزدیک صفر عدم وجود الگوی مکانی را گواهی می‌دهد. فرمول فوق با استاندارد کردن مقادیر ($Z = \frac{y - \bar{y}}{s}$) به شکل ساده‌تر و به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} z_i z_j}{(n-1) \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij}} \quad \text{رابطه ۹}$$

وزن‌های $\{w_{ij}\}$ به روش‌های مختلفی قابل محاسبه‌اند. یکی از راه‌های تعیین وزن‌ها، تخصیص 0 و 1 به وزن‌های خام است. در این حالت اگر یاخته i و j هم مرز باشند، $w_{ij} = 1$ و در غیر این صورت $w_{ij} = 0$ خواهد بود. هم مرز بودن به معنی اشتراک حداقل در یک نقطه یا داشتن مرز مشترک است. سپس w_{ij} با تقسیم بر تعداد نواحی i به صورت زیر استاندارد می‌شود:

رابطه ۱۰

$$w_{ij}^* = \frac{w_{ij}}{\sum_{i=1}^n w_{ij}}$$

در این حالت همه نواحی i به وسیله مجموعه‌ای از وزن‌هایی که i را با یاخته‌های دیگر مرتبط می‌کنند، مشخص شده و مجموع آنها 1 خواهد بود ($\sum_{i=1}^n w_{ij} = 1$). روش دیگر برای محاسبه $\{w_{ij}^*\}$ به عنوان تابعی از فاصله i و j به صورت $w_{ij} = d_{ij}^{-s}$ یا $w_{ij} = \exp[-sd_{ij}]$ تعریف می‌شود. در این جا فاصله بین i و j در امتداد خط متصل کننده مرکز دو یاخته، قابل اندازه‌گیری است.

ب) تغییرنما: طبیعی‌ترین راه برای مقایسه مقاداری از یک متغیر در دو نقطه، مثلاً بارش (z) در دو نقطه یکی به مختصات x و دیگری $x+h$ که به فاصله h از x قرار دارد (یعنی دو نقطه $z_{(x)}$ و $z_{(x+h)}$)، آن است که اختلاف آنها بررسی شود. واضح است که علامت این اختلاف برای ما مهم نیست، بلکه مهم قدر مطلق آن است. لذا برای تحلیل این اختلاف می‌توان عبارت $|z_{(x)} - z_{(x+h)}|$ را بررسی کرد. این اختلاف که تفاوت دو نقطه است، چندان مورد نظر نیست. در عمل غالباً اختلاف متوسط بین مقادیر دو نقطه‌ای که به فاصله h از هم قرار دارند، مورد نظر ما است. بنابراین، باید مقدار متوسط $|z_{(x)} - z_{(x+h)}|$ برای تمام موقعیت‌های ممکن x و $x+h$ محاسبه شود. از آن جا که متوسط این کمیت صفر یا نزدیک به صفر است، در عمل مجذور اختلاف در نظر گرفته می‌شود. این مجذور در واقع تابع عدم تشابه از تعداد $N_{(h)}$ زوج نمونه که به فاصله h از یکدیگر واقع اند، می‌باشد. بر اساس این اطلاعات، تغییرنما عبارت خواهد بود از:

$$2X_{(h)} = \frac{1}{n_{(h)}} \sum_{i=1}^{n_{(h)}} (z_{x_i} - z_{x_{i+h}})^2 \quad \text{رابطه ۱۱}$$

شکل تغییرنما، یک نمودار خطی است که محور افقی آن فاصله (h) و محور عمودی آن میزان تغییرنما ($X_{(h)}$) است.

۳- سومین مشخصه مکانی مورد بررسی در این تحقیق، مدل سازی مکانی بارش با استفاده از تحلیل رگرسیونی است. در حالت کلی رگرسیون مکانی - چند متغیری با m متغیر مستقل به شکل زیر بیان می شود:

$$R = S_0 + \sum_{i=1}^m S_i x_i + e_i \quad (\text{رابطه ۱۲})$$

بر اساس این مدل و با تعمیم ایده بر بارش، می توان اذعان داشت که متغیر پاسخ (R) که در اینجا بارش می باشد، ممکن است به m عامل اقلیمی (مثلاً طول- عرض جغرافیایی و ارتفاع) دیگر، بستگی داشته باشد.

یکی از مواردی که در بررسی های توزیع مکانی، کمتر مورد توجه قرار می گیرد، روابط بین متغیرهای مستقل است که در صورت احراز این ویژگی، ناپایایی وزن های (ضرایب) رابطه رگرسیونی را در پی داشته، همچنین کاربرد و تفسیر وزن های رگرسیون مشکل و غالباً با اشتباه توأم خواهد بود (کرلینجر و پدهارز، ترجمه سرایی، ۱۳۶۶). اگر متغیرهای مستقل به طور معنی داری با یکدیگر همبستگی داشته باشند، در این صورت گفته می شود که در متغیرهای مستقل هم راستایی (هم خطی) چند گانه^۱ وجود دارد. در این صورت، برآوردها غیر واقعی خواهد بود. در این حالت، برآورد متغیرها بر مبنای مدل رگرسیون گمراه کننده و استفاده از آن را با اشکال مواجه می سازد. هم راستایی قوی بین متغیرهای مستقل باعث پراش های بزرگ برای ضرایب رگرسیون می گردد. می توان نشان داد که عناصر قطری ماتریس پراش داده ها عبارت است از (هومن ۱۳۸۰):

$$c_{ij} = (1 - r_{ij}^2)^{-1} \quad (\text{رابطه ۱۳})$$

که در آن r_{ij}^2 : ضریب تعیین چند گانه حاصل از رگرسیون x_i روی بقیه متغیرهای مستقل است. از آنجا که پراش S_i عبارت از $V(B_i) = c_{ij} t^2 = (1 - r_{ij}^2) t^2$ است، در هم راستایی چند گانه قوی r^2 بزرگ، مقدار c_{ij} و در نتیجه پراش S_j را افزایش می دهد. بدین سان می توان گفت c_{ij} ، فاکتوری است که توسط آن پراش S_j ، به علت وابستگی های تقریباً خطی میان متغیرهای مستقل افزایش می یابد و به عامل تورم پراش (VIF)^۲ معروف است (رضایی و سلطانی ۱۳۷۷).

در صورت وجود همخطی بین متغیرهای مستقل مدل رگرسیون معمولی برازش مناسبی بر داده ها نخواهد داشت. لذا در این رابطه از رگرسیون ریدج^۳ استفاده خواهد شد. رگرسیون ریدج، روشی است برای برآورد ضرایب رگرسیون در مورد داده هایی که دارای همخطی (غیر متعامد) هستند. اگرچه در روش های رگرسیون ریدج ضرایب برآورد شده، نسبتاً اریب می باشد، ولی در مقایسه با برآوردهای کمترین مربعات، خطای کوچک تر و پایداری بیشتری داشته، تحت تأثیر تغییرات جزئی در داده ها واقع نمی شود. در واقع برآورد ریدج یک تبدیل خطی از برآورد حداقل مربعات است. از آنجا که میانگین مربعات خطا در روش ریدج کوچکتر است، مقادیر برآورد شده با این روش در مقایسه با روش معمولی به مقادیر حقیقی ضرایب رگرسیون نزدیک تر هستند (رضایی و سلطانی ۱۳۷۷). بنابراین مسأله اساسی ضرورت ناریب بودن برآوردهای S_j است. ناریبی زمانی اتفاق می افتد که پراش برآورد کمینه می شود (اما ضرورتاً کوچک نباشد). در صورتی که پراش بزرگ شود، فاصله اطمینان برای S_j عریض و برآورد نقطه ای S_j بسیار ناپایدار خواهد بود. بنابراین با درجاتی از تخفیف در شرایط برآورد ضرایب، با پذیرفتن مقدار کمی اریبی برای ضرایب می توان پراش آنها را طوری کوچک انتخاب نمود که میزان MSE از پراش برآوردگر ناریب کمتر باشد. این امر باعث برآورد پایدارتر از

¹ - Multicollinarity

² - Variation Inflation Factor

³ - Ridge Regression

برآوردگر نا اریب خواهد بود (هومن ۱۳۸۰). ضرایب رگرسیون برآورد شده با روش کمترین مربعات ريج را می توان با حل معادلات نرمال تغییر یافته زیر به دست آورد (رضایی و سلطانی ۱۳۷۷):

$$(1+k)S_1 + r_{12}S_2 + \dots + r_{1p}S_p = r_{1R} \quad \text{رابطه (۱۴)}$$

$$r_{12}S_1 + (1+k)S_2 + \dots + r_{2p}S_p = r_{2R}$$

$$r_{1p}S_1 + r_{2p}S_2 + \dots + (1+k)S_p = r_{pR}$$

که در آن r_{ij} ضریب همبستگی ساده بین متغیرهای مستقل i و j است. r_{iR} ضریب همبستگی بین متغیر مستقل و متغیر تابع R می باشد. با حل معادلات بالا، S_1, S_2, \dots, S_p برآورد می گردد^۱. در واقع حل رگرسیون ريج از لحاظ محاسباتی آن است که همه همبستگی بین متغیرها را در کسر $\frac{1}{1+k}$ ضرب کرده، سپس مجموعه معادلات خطی را که پایه این همبستگی های جدید است، حل می کنیم. فراسنج k ، روش ريج را از روش معمول متمایز می سازد. وقتی $k=0$ باشد، مقادیر ضرایب، برآوردهای حاصل از روش معمولی خواهد بود. معمولاً $0 \leq k \leq 1$ است. با افزایش k ، اریبی برآوردها افزایش می یابد و با افزایش بسیار زیاد آن ضرایب برآورد شده، همگی به صفر میل می کنند.

در یک مقدار مثبت از k برآوردهای ريج پایدار خواهد شد. از مهم ترین گام های برازش رگرسیون ريج، انتخاب مقدار k و ضرایب رگرسیون متناظر با آن است. معمولاً می بایست آن مقدار k که مشخصه های تعامد را تولید نموده، انتخاب شود. در انتخاب k کاهش در جمله پراش بیش از افزایش مربع اریبی اهمیت دارد. در این راستا رفتار VIF از اهمیت زیادی برخوردار است.

بحث

ویژگی های عمومی بارش سالانه ایران

جدول (۱) برخی مشخصات بارش ایران زمین را نشان می دهد. میانگین بارش ایران زمین ۲۵۶ میلی متر، با ضریب تغییرات مکانی ۷۹ درصد، شاهدهی آشکار از فقر و تنوع مکانی بارش دریافتی در این گستره است. کشیدگی ارایه شده در این جدول نیز شاهدهی دیگر از تفاوت های مکانی بارش است. برای مثال بارش های سالانه کمتر از ۴۰ میلی متر (۳۸ میلی متر) در دل کویرهای ایران و بارش های بیش از ۱۸۰۰ میلی متر (۱۸۷۳ میلی متر) تنها در فاصله ۵۳۲/۴ کیلومتری رخ می دهد.

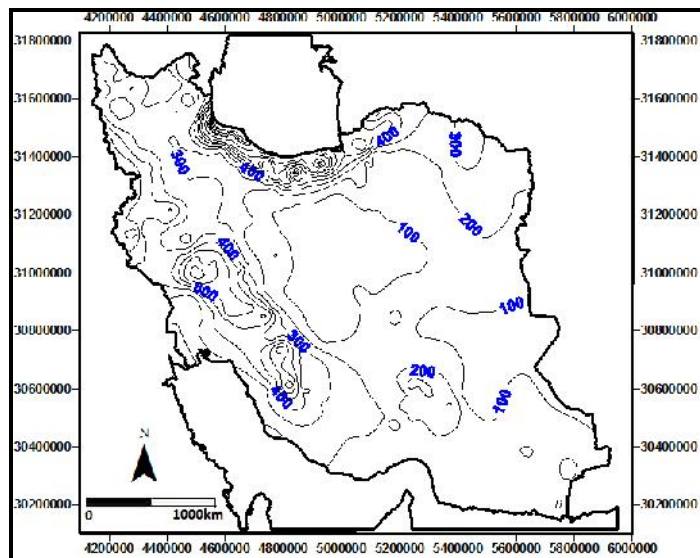
جدول (۱) شاخص های مکانی بارش سالانه ایران زمین

فراسنج	ارزش	فراسنج	ارزش
میانگین	۲۵۶/۶	چولگی	۲/۵۸
پراش	۴۰۷۲۹/۸	کشیدگی	۱۰/۸۹
انحراف معیار	۲۰۱	ضریب تغییرات	٪۷۹

تفاوت های مکانی بارش در ایران از یک سو به طبیعت رفتار مکانی بارش باز می گردد، که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می دهد و از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش های جوی و زمان بارش متفاوت باشد (مسعودیان و کاویانی ۱۳۸۸، ۸۱). از چولگی ارایه شده در جدول (۱) می توان استنباط نمود که توزیع مکانی بارش چوله به راست است؛ یعنی نواحی کم بارش بیشتر از نواحی

^۱ - می دانیم که حل معادلات نرمال بوسیله تکنیک جبر ماتریس امکان پذیر است.

پربارش است. شکل (۲)، توزیع مکانی بارش در گستره ایران را نشان می‌دهد. این نقشه براساس روش بهینه‌کریجینگ تهیه شده است. تحلیل این نقشه برخی واقعیت‌های ظاهراً نهان را آشکار ساخت. برخی از این دانسته‌ها به شرح زیر است:



شکل ۲) توزیع مکانی بارش سالانه ایران

اگر چارک سوم بارش‌های سالانه ایران، مرز مناطق پربارش تلقی شود، تنها ۲۵/۱ درصد از مساحت ایران و عمدتاً در نواحی غربی ایران و ناحیه خزری از نواحی پربارش به‌شمار می‌آیند. حدود ۷۵٪ از گستره ایران، بارشی کمتر از حدود ۳۰۰ میلی‌متر (به عنوان مرز بارش مورد نیاز برای کشت دیم) دریافت می‌دارد. توجه کنید چنان که مسعودیان (۱۳۸۸)، (۷۹)، اذعان داشته آرایش هم بارش‌ها هرچند به ناهمواری‌ها وابسته است، اما آرایش مداری به‌ویژه در بخش شمالی و نیز مقادیر بارش زیاد نمایان‌تر است.

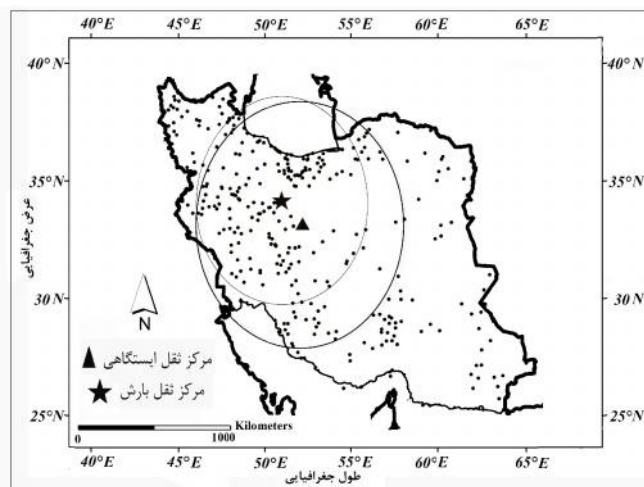
مرکز ثقل بارش و تغییرات آن

براساس رابطه (۱) مرکز ثقل ایستگاهی محاسبه و در شکل (۳) (علامت مثلث با مختصات $33^{\circ}39'$ شمالی و $52^{\circ}03'$ شرقی) ارایه شده است. مثلث ارایه شده در این شکل متوسط موقعیت مکانی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. توجه کنید که مرکز ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق تمایل بیشتری به بخش‌های شمالی و غربی دارند. به منظور حصول نقطه مرکز بارش، میانگین هر ایستگاه با بارش دریافتی در سال براساس رابطه ۲ وزن دهی شد. نتیجه این محاسبه، حصول گرانیگاه بارش‌های سالانه است که در شکل (۳) در مختصات $34^{\circ}41'$ شمالی و $50^{\circ}58'$ شرقی (علامت ستاره) نشان داده شده است.

با استفاده از انحراف فاصله استاندارد و نیز با به‌کارگیری مرکز میانگین به ترتیب به عنوان شعاع و مرکز، دو دایره در شکل (۳) ترسیم شد.

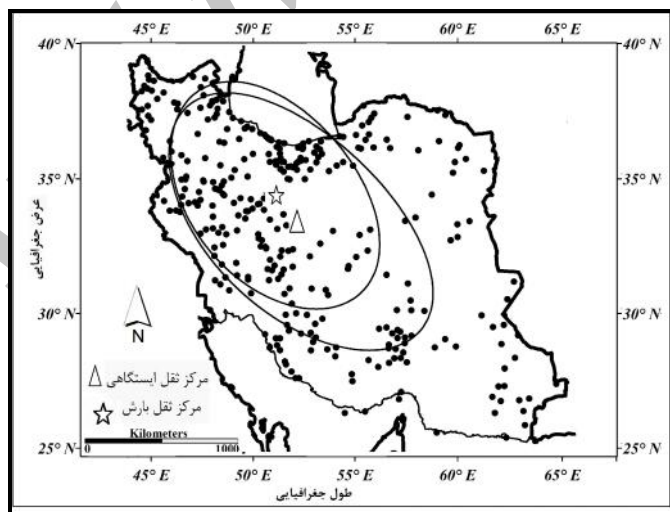
یکی از دایره‌ها (دایره غیرموزون) بدون منظور کردن وزن بارش در محاسبه مرکز میانگین (دایره با شعاع کوچک‌تر) و دیگری دایره‌ای (دایره موزون) با منظور کردن وزن بارش در محاسبه مرکز میانگین (دایره وسیع‌تر) به دست آمد.

این دایره‌ها حوزه جابه‌جایی مرکز ثقل را نشان می‌دهد.



شکل ۳) موقعیت شاخص‌های مرکزی و شاخص‌های پراکنده‌ی ایستگاه‌های مورد بررسی

دایره کوچک در واقع حوزه تغییرات مرکز ثقل ایستگاهی و دایره بزرگ‌تر حوزه تغییرات مرکز ثقل بارشی را برآورد نموده است. توجه کنید که دایره اخیر گویای مرکز مسیر سامانه‌های عمده بارش ایران زمین می‌باشد. کشیدگی بارش در امتدادهایی که دایره موزون از خط محیطی دایره به وقوع می‌پیوندد، بیشتر است. بنابراین، می‌بایست به دنبال شکلی متفاوت از دایره برای بیان انحراف استاندارد فاصله‌ی بارش بود. گاهی الگوی داده‌ها انحراف قابل توجهی از دایره دارند. برای مثال گاهی تغییرات مرکز ثقل بارش در یک امتداد بیشتر رخ می‌دهد. در این صورت یک بیضی پراکنش، نقاط را منطقی‌تر نشان خواهد داد. از آن‌جا که نقاط به طور برابر در تمام جهات حول مرکز پراکنده نیستند، حداکثر پراکنش با محور بزرگ و بیشینه بعدی آن با محور کوچک‌تر بیضی ارائه می‌شود. شکل (۴) مرکز ثقل بارش و بیضی استاندارد مربوط را نشان می‌دهد.

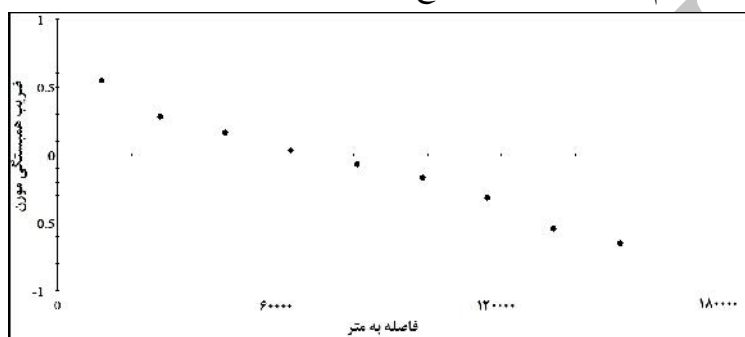


شکل ۴) موقعیت شاخص‌های مرکزی و بیضی استاندارد بارش ایران زمین

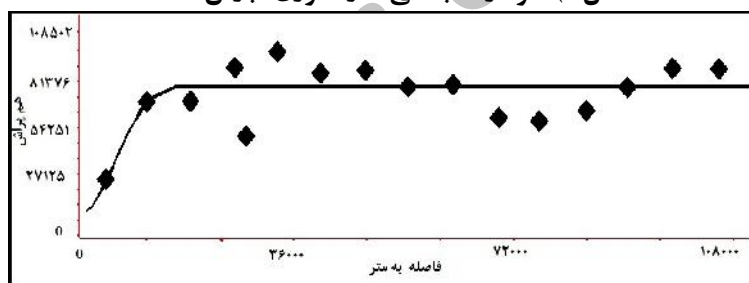
حداقل ۶۸/۲۶ درصد از مرکز ثقل بارش‌های سالانه دریافتی در این محدوده مکانی رخ می‌دهد. کشیدگی بیضی استاندارد، نشان دهنده ناپایداری مکانی مرکز ثقل در راستای محور شمال غرب - جنوب شرق و گویای جابه‌جایی بیشتر این مرکز در این امتداد است.

توصیف همبستگی مکانی بارش ایران

همبستگی مکانی از طریق ضریب همبستگی مکانی تک متغیره مورن I محاسبه و براساس آن، نمودار همبستگی نگار «مورن»^۱ ترسیم گردید. همبستگی نگار مورن، برای بارش ایران زمین، در شکل (۵) ارایه شده است. این شکل همبستگی مکانی بارش هر یاخته را براساس فاصله افقی نشان می‌دهد. مقدار ضریب همبستگی از حدود ۰/۵۸ آغاز شده و تا فاصله حدود ۶۰۰۰۰ متری (۶۰ کیلومتری) به صفر می‌رسد تا ثلث این فاصله (حدود ۱۲ کیلومتری) رابطه نسبتاً قابل توجهی (حدود ۰/۲۵) بین نقاط وجود دارد. این بدان معنی است که بارش سالانه نقاط تا شعاع حدود ۱۲ کیلومتری باهم رابطه دارند. به منظور پشتیبانی یافته‌های حاصل از همبستگی نگار مورن، تغییرنمای بارش ایستگاه‌ها ترسیم و در شکل (۶) نشان داده شده است. می‌توان استنباط کرد که تفاوت پراش مقادیر بارشی نقاطی به فاصله کم از یکدیگر اندک است و ساختار مکانی قوی بر آن حاکم است؛ به نحوی که شعاع تأثیر حدود ۱۲ کیلومتر مجدداً قابل رؤیت است.



شکل (۵) نمودار همبستگی نگار «مورن» بارش سالانه



شکل (۶) تغییرنمای بارش سالانه ایران

مدل‌سازی مکانی بارش سالانه

در این تحقیق مدل‌سازی مکانی بارش بر پایه سه عامل طول-عرض جغرافیایی و مشخصات توپوگرافیک (شامل ارتفاع، شیب و جهت دامنه‌ها) انجام گرفته است. در این جا سه عامل یاد شده به عنوان متغیرهای مستقل و بارش به عنوان متغیر پاسخ در نظر گرفته شد. یکی از پیش‌نیازهای مدل‌سازی مکانی، بررسی روابط در مدل‌های رگرسیونی، بررسی وجود همبستگی بین متغیرهای مستقل و وابسته است. جدول (۲) نشان‌دهنده ماتریس همبستگی بین یاخته‌های نقشه مربوط به عوامل مکانی و یاخته‌های مربوط به بارش سالانه است.

علی‌رغم کوچک بودن برخی ضرایب همبستگی ارایه شده در جدول ۲، به دلیل فراوانی تعداد یاخته‌های نقشه تمامی ضرایب ارایه شده در این جدول با ۹۵ درصد اطمینان، معنی‌دار هستند.

^۱- Moran's I Correlogram

جدول ۲) ماتریس همبستگی بارش سالانه با متغیرهای مکانی

عوامل مکانی	بارش (R)	عرض جغرافیایی (}	طول جغرافیایی (}	ارتفاع (h)	شیب (s)	جهت دامنه‌ها (a)
بارش (R)	۱	-۰/۵۷۱	۰/۳۵۵	-۰/۰۰۸	۰/۵۲۲	۰/۰۹۸
عرض جغرافیایی (}		۱	۰/۴۷۸	-۰/۱۵۴	-۰/۳۱۵	-۰/۰۶۹
طول جغرافیایی (}			۱	۰/۲۶۴	۰/۱۳۱	-۰/۰۱۶
ارتفاع (h)				۱	-۰/۰۰۵	-۰/۱۲۵
شیب (s)					۱	۰/۰۰۵
جهت دامنه‌ها (a)						۱

بر اساس این ایده که تمامی متغیرهای مزبور می‌توانند در یک مدل رگرسیون حضور معنی‌دار داشته باشند، بنیادی برای به کارگیری آنها در مدل رگرسیون مکانی است. با استفاده از روش رگرسیونی می‌توان نوشت:

$$R = 0.000003 \{ + 0.00004 \{ + 0.003h + 4.934s + 0.014a - 1107.819$$

-44.863 16.748 14.14 47.98 7.67

$$R^2 = 0.48$$

مدل ارایه شده در بالا نشان دهنده یک رابطه خطی بین بارش و متغیرهای مستقل مکانی است که تنها توان تبیین ۴۸ درصد از پراش بارش را دارد. اعداد زیر هر ضریب، مقادیر آماره t برای معنی‌داری ضرایب است. توجه کنید که مقدار آماره t بزرگ‌تر از ۱/۹۶ هم ارز با ۰/۰۵ و کمتر برای آماره P است. بنابراین تمامی ضرایب در سطح کمتر از ۵ درصد خطا معنی‌دار هستند. این معادله نشان‌دهنده آن است که با افزایش یک واحد عرض جغرافیایی با ثابت بودن سایر متغیرها ۰/۰۰۰۰۴ میلی‌متر بر میانگین بارش‌ها افزوده خواهد شد. به عبارتی بهتر در ایران با طی ۱۱۱ کیلومتر (در امتداد نصف النهارات) به سمت شمال تنها ۰/۰۰۰۰۴ میلی‌متر بر بارش افزوده می‌شود. این مقدار هرچند اندک است، اما با توجه به آماره t مربوط، در هر سطح دلخواه معنی‌دار است. با این وصف بیانگر این واقعیت است که با طی ۱۴ درجه از جنوب به شمال ایران، تنها ۰/۰۰۰۵۶ میلی‌متر بارش افزوده می‌شود. آنچه در صحت آن نمی‌توان تردید کرد، علامت این رابطه است که نشان‌دهنده همسویی تغییرات بارش با عرض جغرافیایی است. در این میان شیب با داشتن بالاترین ضریب رگرسیونی تأثیرگذارترین عامل مکانی در معادله رگرسیونی به نظر می‌رسد. پس از این عامل جهت دامنه‌ها با داشتن ضریب ۰/۰۱۴ اثرگذارترین عامل مکانی بر بارش است. به عبارتی با حرکت ساعت‌گرد از سمت شمال صفر درجه تا ۳۵۹ درجه، دامنه‌ها می‌توانند ۵ میلی‌متر بر بارش‌ها اضافه نمایند. بی‌گمان در این میان دامنه‌های غربی و شمال‌غربی بارش بیشتری دریافت خواهند داشت.

به منظور ارزیابی هم خطی قابل استنباط از ضرایب همبستگی ارایه شده در جدول (۲)، عامل تورم پراش (VIF) برای هر متغیر محاسبه و در جدول (۳) ارایه شده است. مقدار عامل تورم پراش بیش از ۱، گواهی برهم خطی موجود بین متغیرهاست. بدین ترتیب ضرایب ارایه شده در مدل بالا نامتعامل و هم پوش می‌باشند.

جدول ۳) عامل تورم پراش برای هر یک از متغیرهای توضیحی

$$\} = 1.44 \quad \{ = 1.354 \quad H = 1.140 \quad S = 1.106 \quad a = 1.026$$

منابع و مأخذ

- ۱) رحیمی بندرآبادی، سیما و ثقفیان، بهرام (۱۳۸۶)، "برآورد توزیع مکانی بارندگی با کمک تئوری مجموعه‌های فازی"، مجله تحقیقات منابع آب ایران، شماره ۸.
- ۲) رضایی، طیب و عزیزی، قاسم (۱۳۸۷)، "بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران با استفاده از روش‌های تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه بندی"، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵.
- ۳) عساکره حسین (۱۳۸۴)، "مدل سازی تغییرات مکانی عناصر اقلیمی مطالعه موردی: بارش سالانه استان اصفهان"، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۴.
- ۴) عساکره، حسین (۱۳۸۶)، "تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه های اخیر"، مجله جغرافیا و توسعه، سال پنجم، شماره ۱۰.
- ۵) عساکره حسین (۱۳۸۷)، "کاربرد روش کریجینگ در میان یابی بارش، مطالعه موردی: میان یابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران زمین"، مجله جغرافیا و توسعه، سال پنجم، شماره ۱۲.
- ۶) کاوسی، امیر و مشکاتی، محمدرضا (۱۳۸۶)، "پهنه بندی و تحلیل فضایی بارش اقلیمی ایران"، مجله محیط شناسی، شماره ۴۳، ۴۰-۳۱.
- ۷) مدنی حسن (۱۳۷۳)، "مبانی زمین آمار"، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- ۸) مسعودیان. سید ابوالفضل (۱۳۸۸)، "نواحی بارشی ایران"، جغرافیا و توسعه شماره ۱۳، ۷۹-۹۳.
- 9) Alijani1. B., O'Brien2. J. and Yarnal. B. (2008), "Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran". *Theor. Appl. Climatol.* 94: 107-124.
- 10) Anders. Alison.M, Roe. Gerard . H. Montgomery. David. R. Finnegan. Noah. J and Pufkonen. Jaakko (2006), "Spatial patterns of precipitation and topography in the Hymalaya". *Geological Society of America. Special Paper.* 398: 39-53.
- 11) Crochet . Philippe , Johannesson, Tomas, Jonsson, Trausti, Singurdsson , Oddur , Bjornsson. Helgi, Palsson. Finnur and Barstad .Idar (2007). "Estimating the Spatial distribution of precipitation in Iceland using Linear model of orographic precipitation". *Journal of Hydrometeorology . Vol 8 : 1285-1306.*
- 12) Fotheringham A Stewart , Brunson Chris , Charlton Martin 2002. "Geographically weighted regression" John wiley & son, uk.
- 13) Haining. Robert (2004), "Spatial Data Analysis. Theory and Practice". Cambridge University press.
- 14) Hasseler, uwe. (1997), "Simple Regression with time trend. *Journal of Time Series Analysis* "Vol.21 No1.27-32
- 15) Masoodian S.A (2008) , "On precipitation Mapping in Iran", *Journal of Humanities the university of Isfahan* , 30:68-80.
- 16) Sen. Z and Habib.Z (2000), "Spatial Analysis of monthly Precipitation in Turkey". *Ap:Clim.* 67, 81-96.
- 17) Shepherd .J.M. (2006), "Evidence of Urban – Induced precipitation variability in arid cimate regimes". *Journal of Environments.* 67: 607-628.
- 18) Crochet . Philippe , Johannesson, Tomas, Jonsson, Trausti, Singurdsson , Oddur , Bjornsson. Helgi, Palsson. Finnur and Barstad .Idar 2007: "Estimating the Spatial distribution of precipitation in Iceland using Linear model of orographic precipitation" . *Journal of Hydrometeorology . Vol 8 : 1285-1306.*
- 19) Tarawneh.Q and Kadioglu, M. (2003), "An analysis of precipitation Climatology in Jordan". *Theor. Appl. Climatol.* 74, 123-136.
- 20) Glazirin G.E (1997), "Precipitation distribution with altitude". *Theoretical and applied Climatology*, 58:141-145.
- 21) Wong. David. W. S and Lee. Jay 2005: "Statistical Analysis of Geographic information with ArcView GIS and Arc GIS". John Wiley & Sons. U.S.A.