فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره ٤، زمستان۱۳۹۲ ، شماره پیاپی ۱۱۱
حسین عساکره، دانشیار اقلیم شناسی، دانشگاه زنجان
زهره سیفی پور ، کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه زنجان
H. Asakereh
Z. Seyfipour
Email: asakereh@znu.ac.ir
شماره مقاله: ۹۲۳ **صص: ۳۰-۱۵**
وصول: ۱۳۹۱/۱۱/۱۲ **پذیرش: ۱۳۹۲/۸/۲۸**

توصیف ساختار مکانی بارش سالانهٔ 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 مطالعهٔ 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. دراین راستا از داده‌های بارش روزانهٔ ۱۴۳۷ ایستگاه همدید اقلیم‌شناسی و باران سنجی 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 مشخصهٔ اندازه‌های توزیع مکانی، همبستگی مکانی و مدل‌سازی رگرسیونی در معرض توجه قرار گرفت. نتایج نشـان داد که مرکز ثقل(گـرانیگاه) بـارش‌های سالانه در مختصات ′41 °34 شمالی و ′58 °50 شرقی رخ می‌دهد. تغییرات مکانی این مرکز ثقل در مسیر سامانه‌های عمدهٔ بارش ایران زمین است. ناپایستگی مکانی مرکز ثقل در راستای محور شمال غرب ـ جنوب شرق و گویای جابجایی بیشتر این مرکز در امتداد مذکور است. همبستگی مکانی گویای رابطهٔ 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 مطالعهٔ 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 (مدل سازی) رفتار آن از شالوده‌های کاربرد آمار مکانی در اقلیم شناسی است. شایان توضیح است که تمامی رویدادهای مکانی مؤلفهٔ زمان را نیز درخود دارند. درحقیقت

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

مطالعهٔ مکانی پدیده‌ها از طریق بررسی طبیعت و مشخصهٔ سری‌های زمانی آنها در مکان حاصل می‌شود(هینینگ[1]، ۲۰۰۴، ۱۶-۱۵).

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 دراطراف یک پدیده (نظیر بارش، تگرگ، خشکسالی و...) و یا به منظور یافتن الگوهای مکانی، اَشکال 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 این‌رو امکان توجه و تأکید بر تفاوت- شباهت‌های مکانی و نیز تشخیص نقاط خاص و منحصر به فرد یا مناطق همگن مهیا خواهد شد (فوذرینکام[2] 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 گلازیرین (۱۹۹۷، ۱۴۵-۱۴۱)، یک تابع تقریبی برای ارزیابی رابطهٔ 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 حبیب[3] (۹۶،۲۰۰۰-۸۱) تحلیل مکانی بارش ماهانهٔ ترکیه را براساس ۵۲ ایستگاه و با استفاده از مشاهدات ماهانهٔ ۳۰ سال انجام دادند. هدف ایشان دستیابی به مدل بهینهٔ میان‌یابی جهت توصیف پراکندگی مکانی بارش براساس توزیع نامنظم ایستگاه‌های هواشناختی بوده است. تحقیق ایشان نشان داد، که تابع همبستگی مکانی میانگین ماهانه در فاصلهٔ 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[4] و همکاران(۵۳،۲۰۰۶-۳۹)، میزان برآورد بارندگی حاصل از داده‌های ماهواره‌ای را به‌منظور برآورد بارش در کوه‌های هیمالایا و با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ کیلومتر بررسی کردند. بدین‌ترتیب پراکنش و تفاوت‌های مکانی بارش را دریافتند. نتایج تحقیق آنها نشان داد، که در امتداد شرقی – غربی رشته‌کوه‌های هیمالایا یک شیو[5] بارش عمده رخ داده است. همچنین تفاوت‌هایی بین دره‌های عمده و کوه‌های مجاور دیده می‌شود. مدل‌سازی مکانی نیز نشان داد، که رابطهٔ مثبت بین بارش و دو نمایهٔ 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[6] و همکاران (۲۰۰۷، ۱۳۰۶-۱۲۸۵)، تحلیل مکانی بارش‌های اروگرافیک را براساس داده‌های دومین بازکاوی مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی(ERA-40)، برای دوره آماری ۲۰۰۲-۱۹۵۸ مربوط به مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جوی (*ECMWF*)[7] انجام دادند[8]. 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*
[8] - *مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جو اولین بار داده های حاصل از مشاهدات جو سال ۱۹۷۹ با توان تفکیکی بالا و برای ۳۱ تراز بازکاوی نموده است (ERA-15). دومین بازکاوی مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جوی با دوره زمانی ۲۰۰۲-۱۹۵۷ با نام (ERA-40) و برای ۶۰ تراز با بیشینه بهره مندی از اطلاعات ماهواره ای، انجام شد.*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

وزش رطوبتی و تبخیر حاصل از نزول اوروگرافیک)، را به وسیلهٔ 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 اقلیم شناسان 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)، نقشه های بارش سالانهٔ استان اصفهان را با استفاده از تحلیل تغییرنما و بر پایهٔ 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 مؤلفه های 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 دوحالت مورد مقایسه قرار گرفت؛ درحالت اول، تعدادی نقطهٔ کمکی با توجه به توزیع پراش خطا، انتخاب و این نقاط فازی شد و در حالت دوم، تعداد نقاط کمکی افزایش داده شد. نتایج مطالعهٔ 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 ارائهٔ روش‌هایی نوین از زمین آمار(نظیر پیش‌بینی مکانی کریگیدن، هم‌کریگیدن و عکس فاصلهٔ موزون)، به پهنه‌بندی بارش کشور مبادرت ورزیدند. دراین تحلیل داده‌های میانگین بارش ایستگاه‌های هواشناسی از بدو تأسیس تا سال ۱۳۸۳ به‌کار 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 فاصلهٔ موزون است. رضیئی و عزیزی (۱۳۸۷، ۱۰۸-۹۳)، به منظور بررسی و تحلیل توزیع مکانی بارش در منطقه کوهستانی غرب ایران، از داده‌های ۱۷۰ ایستگاه، طی دورهٔ آماری ۱۹۹۹-۱۹۶۵ بهره گرفتند. ایشان ضمن محاسبهٔ نمایهٔ 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 منطقهٔ مورد مطالعهٔ 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 کنترل‌کنندهٔ 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. براین اساس میانگین بارش کشور طی روز مزبور،۷/۳ میلی متر برآورد شده است. علیجانی[1] 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 کمّی برای سرزمین ایران ارایه 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 معدود حاصل می‌شوند. برای مثال ۲۰

[1] - *Alijani*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

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. دراین راستا، دو تلاش عمده مورد توجه اقلیم شناسان می باشد؛ یکی پهنه بندی بارش و دیگری تحلیل تغییرات زمانی - مکانی است. در دنبالهٔ بحث برای هریک از این زمینه‌ها مثالی ارایه می‌گردد:

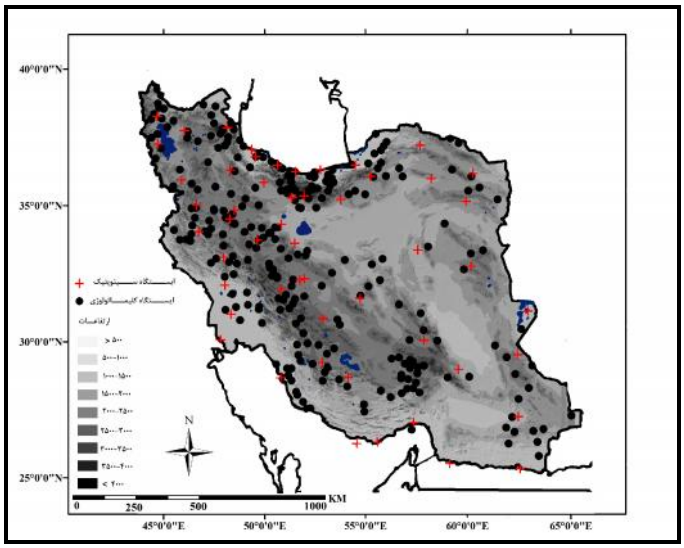
در زمینهٔ پهنه‌بندی بارش، به عنوان مثال مسعودیان (۱۳۸۸، ۹۱-۷۹)، با استفاده از مدل‌های چند متغیره، یک پهنه‌بندی بارشی برای ایران ارایه نمود. وی به کمک داده‌های بارش روزانهٔ ۳۳۳ ایستگاه همدید و اقلیم شناسی، ۳۶۶ نقشهٔ همبارش به روش کریجینگ روی یاخته های ۱۸×۱۸ کیلومتر محاسبه و یک ماتریس ۳۶۶×۵۲۱۴ به دست آورد. 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 ناحیهٔ بارشی متمایز وجود دارد. همچنین آرایش این نواحی آشکار ساخت که هرچند مقدار بارش تا اندازه‌ای به ناهمواری‌ها وابسته است، اما زمان دریافت بارش، بیشتر آرایش مداری دارد و به پسروی 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 ۵۱/۴ درصد از مساحت کشور در معرض تغییرات بلندمدت قرار گرفته است. این تغییرات عمدتاً در نواحی کوهستانی و نیز نیمهٔغربی کشور رخ داده است. عموماً نواحی که بارندگی بیشتر داشته، متحمل تغییر بیشتری بوده‌اند. میزان تغییرات به ازای هرسال، از ۲۹/۶ میلی‌متر در کوهرنگ تا ۱۵/۷- میلی‌متر در منطقه بین اردبیل و خلخال بوده است.

در تحقیق حاضر تلاش می‌شود، ضمن ارایهٔ توزیع مکانی بارش براساس روش کریجینگ، برخی آماره‌های توصیفی – مکانی، به‌ویژه آماره‌های تمرکز- پراکندگی 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 ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱، توسط دکتر سید ابوالفضل مسعودیان در دانشگاه اصفهان، تهیه شده است. شکل(۱) ضمن نمایش طیف ارتفاعی پهنهٔ مورد بررسی، توزیع مکانی برخی ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]



شکل۱) 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 ۱۴×۱۴ کیلومتر بهره گرفته شده است. به منظور همخوانی نقشهٔ بارش و ارتفاع، نقشهٔ رقومی ارتفاع (براساس ارتفاع ایستگاه‌ها) نیز با یاخته‌هایی به ابعاد ۱۴×۱۴ کیلومتر تهیه شد. بدین‌ترتیب مختصات مکانی (طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی) و توپوگرافی (ارتفاع، جهت و میزان شیب دامنه‌ها)، از نقشهٔ 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 وسیلهٔ وونگ و لی[1] (۲۰۰۵ ، ۱۸۵-۲۱۵)، برای اندازه‌های توزیع مکانی، روش‌هایی که وونگ و لی (۲۰۰۵ ، ۳۷۶-۳۶۷) و مدنی (۱۳۷۳، ۱۵۰-۱۳۷)، برای محاسبهٔ همبستگی مکانی و روشی رگرسیونی (هازلر[2]،۱۹۹۷)، برای مدل‌سازی مکانی به‌کار 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 می توان 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 به‌کار گرفت. از آنجایی که ویژگی‌های مکانی، حداقل دوبعدی هستند، معیار تمایل مرکزی به مختصاتی نیاز دارند تا موقعیت پدیده‌ها تعیین گردد.

یکی از نمایه‌های تمایل مرکزی در مفهوم مکان، مرکز میانگین[3] است. مرکز میانگین، میانگین مکانی[4] یا گرانیگاه، از طریق اندازه‌گیری ارزش مکانی یا مقدارِ 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. به‌طوری که ذیلاً خواهیم دید،

[1] - *Wong and Lee*
[2] - *Hasseler*
[3] - *Mean Center*
[4] - *Spatial Mean*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

برای محاسبهٔ مرکز میانگین، مکان هر نقطه و مقدار متناظر با آن به حساب می‌آید. 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 محاسبهٔ مرکز میانگین بارش، با انتخاب یک دستگاه مختصات برای محدودهٔ مورد بررسی، مختصات نقطهٔ i ام با y_i و x_i نشان داده می‌شود. برای مثال، هر ایستگاه یک مختصهٔ طولی و یک مختصهٔ عرضی خواهد داشت. در این صورت مختصات مرکز میانگین (y_c و x_c) برای ایستگاه‌ها، از میانگین‌گیری مختصات طولی و عرضی نقاط و از رابطه‌های ارایه شده در زیر به دست می‌آید:

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

در رابطهٔ (۱)، n تعداد نقاط در مکان است. گرانیگاه با مختصات y_c و x_c، ساده‌ترین اندازه برای مطالعهٔ تمرکز داده‌ها در یک توزیع مکانی خاص (مثلاً تمرکز ایستگاه‌های هواشناسی در یک ناحیه) است. مرکز میانگین را می‌توان به کمک داده‌های وزنی نیز به‌دست آورد. در این حالت، اهمیت همهٔ نقاط دریک 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 نزدیک‌تر خواهد بود که به مرکز سامانه(های) بارش‌زا نزدیک‌تر باشد. بدین دلیل این رویه برای مشخص کردن مرکز رخدادهای اقلیمی (مثلاً مرکز حرارتی، مرکز بارندگی، مرکز فشار و...)، مناسب خواهد بود. به طورکلی مرکز میانگین وزنی[1] درمواقعی که نقاط یا موقعیت‌ها ارزش‌های مختلفی نسبت به مرکز میانگین داشته باشند، توصیف بهتری از تمایل مرکزی را ارایه می‌کند. مختصات مرکز میانگین وزنی به صورت زیر قابل محاسبه است:

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

یکی دیگر از اندازه‌های توصیفی ساده برای توصیف مشخصات مکانی، «انحراف فاصله‌ای استاندارد» است. انحراف فاصله‌ای استاندارد(فاصلهٔ استاندارد)، یکی از معیارهای مؤثر سنجش پراکندگی(پراکنش) داده‌های مکانی نسبت به گرانیگاه و همتای مکانی برای انحراف معیار در آمار کلاسیک است. فاصلهٔ استاندارد، فاصلهٔ متوسط هر نقطه را از مرکز میانگین نشان می‌دهد. این اندازه برای ارزیابی الگوهای توزیع مکانی پدیده‌ها بسیار سودمند است. آمارهٔ مذکور با استفاده از رابطه زیر تعیین می شود:

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

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

اگر مرکز میانگین به صورت وزنی ارایه شود، می‌توان براساس اطلاعات توصیفی به فاصلهٔ استاندارد نیز وزنی (نظیر f_i) تخصیص داد. دراین صورت انحراف فاصله استاندارد وزنی، به شکل زیر محاسبه می‌شود:

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

[1] - *Weighted Mean Center*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

با استفاده از انحراف فاصله استاندارد و نیز با به‌کارگیری مرکز میانگین به ترتیب به عنوان شعاع و مرکز دایره می‌توان دایره ای ترسیم نمود. این دایره ابزار دیداری مفیدی برای نمایش پراکنش فضایی مجموعه‌ای از نقاط است. گاهی الگوی داده‌ها، دایره انحراف قابل توجهی دارند. برای مثال، گاهی در مسیر یک خط دیده می‌شوند. دراین صورت یک بیضوی، پراکنش نقاط را منطقی‌تر نشان می‌دهد. زیرا نقاط (ایستگاهی و بارشی) به طور برابر در تمام جهات حول مرکز پراکنده نیستند؛ امتدادِ حداکثر پراکنش با محور بزرگ و بیشینهٔ بعدی با محورِ کوچک‌ترِ بیضی ارایه می شود.

برای تعریف بیضوی انحراف استاندارد، سه مولفهٔ زاویه چرخش، انحراف درامتداد محور بزرگ و انحراف در امتداد محور کوچک مورد نیاز است. دو محور کوچک و بزرگ (y و x)، دریک سیستم متعامد (کارتزین) قابل تصوراست که حول یک زاویه ($\bar{\ }$) بین شمال و چرخش ساعت‌گرد محورy مشخص می‌شود. مراحل لازم جهت محاسبهٔ بیضوی انحراف استاندارد برای موقعیت‌های نقاط، به شرح زیر قابل محاسبه است:

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

-محاسبهٔ انحراف از میانگین (x_i' و y_i') برای هر یاخته ، p_i ، درپهنهٔ مورد بررسی. دراین‌جا :

رابطهٔ ۵)

$$y_i' \; Z \; y_i _ y_c$$
$$x_i' \; Z \; x_i _ x_c$$

این عملگرها نوعی تبدیل داده‌هاست. بنابراین مرکز با مختصات (۰ و ۰) و مقادیر تغییر و تبدیل‌ها، مثبت یا منفی خواهند بود و نشانهٔ استقرار نقاط در جهات مختلف مرکز میانگین است.

- محاسبه زاویه چرخش ($\bar{\ }$):

رابطهٔ ۶)

$$\tan^{-} = \frac{(\sum_{i=1}^{n} x_i'^2 - \sum_{i=1}^{n} y_i'^2 + \sqrt{(\sum_{i=1}^{n} x_i'^2 - y_i'^2)^2 + 4(\sum_{i=1}^{n} x_i'^2 y_i'^2)^2}}{2\sum_{i=1}^{n} x_i'^2 y_i'^2}$$

دراینجا tan می‌تواند مثبت یا منفی باشد. درصورتی‌که این مقدار مثبت باشد، محور بزرگ‌تر در جهت عقربه‌های ساعت و اگر منفی باشد، درخلاف عقربه‌های ساعت نسبت به شمال خواهد بود (با زاویه $\bar{\ }$).

عکس تانژانت مثبت(آرکوتانژانت)، زاویه را به دست می‌دهد. عکس تانژانت منفی(x)، گویای زاویه‌ای در جهت x- ۹۰ است. با محاسبه میزان θ می‌توان انحراف در امتداد محورهای x و y را به شرح زیر محاسبه کرد:

رابطهٔ ۷)

$$\pm_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i \cos^{-} _ y_i' \sin^{-})^2}{n}} \quad , \quad \pm_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i' \sin^{-} _ y_i' \cos^{-})^2}{n}}$$

۲- دومین مشخصهٔ مکانی بارش از طریق محاسبهٔ 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 می‌گیرند. دو آمارهٔ مورن[1] و تغییرنما[2] از رایج‌ترین روش‌های محاسبهٔ همبستگی مکانی است:

الف) آماره I مورن یکی از روش‌های رایج برای اندازه‌گیری خودهمبستگی مکانی به شمار می‌آید. این آماره به صورت زیر محاسبه می شود:

[1] -*Moran`s I*
[2] - *Variogram*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

رابطهٔ ۸)

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

دراین جا، n پهنه و w_{ij} اندازه‌ای از نزدیکی بین دو پهنه i و j است. شایان توضیح است که در مطالعهٔ حاضر هر یاخته، برابر پهنه است. این آماره همانند ضریب همبستگی کلاسیک بین ۱+ و ۱ـ بوده، تفسیر مشابهی دارد. مقادیر نزدیک به ۱+ گویای الگوی مکانی قوی است (مقادیر بزرگ، نزدیک یکدیگر و مقادیر کوچک نیز نزدیک هم هستند.). مقادیر نزدیک ۱- گواهی برخودهمبستگی 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:

رابطهٔ ۹)

$$I=\frac{n\sum_{i}^{n}\sum_{j}^{n}w_{ij}z_iz_j}{(n-1)\sum_{i}^{n}\sum_{j}^{n}w_{ij}}$$

وزن‌های $\{w_{ij}\}$ به روش‌های مختلفی قابل محاسبه‌اند. یکی از راه‌های تعیین وزن‌ها، تخصیص ۰ و ۱ به وزن‌های خام است. دراین حالت اگر یاختهٔ i و j هم مرز باشند، w_{ij} Z 1 و در غیر این صورت w_{ij} Z 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 می شود:

رابطهٔ ۱۰)

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

دراین حالت همه نواحی i به‌وسیلهٔ مجموعه‌ای از وزن‌هایی که i را با یاخته‌های دیگر مرتبط می‌کنند، مشخص شده و مجموع آنها ۱ 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 $w_{ij}=\exp[-d_{ij}]$ یا $w_{ij}=d_{ij}^{-}$ تعریف می‌شود. دراین‌جا فاصله بین i و j در امتداد خط متصل‌کننده مرکز دو یاخته، قابل اندازه‌گیری است.

ب) تغییرنما: طبیعی‌ترین راه برای مقایسهٔ مقداری از یک متغیر در دونقطه، مثلاً بارش(z) در دو نقطه یکی به مختصات x و دیگری $x+h$ که به فاصلهٔ h از x قرار دارد (یعنی دو نقطهٔ $z_{(x)}$ 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 می توان عبارت $\left|z_{(x)}-z_{(x+h)}\right|$ 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 فاصلهٔ h از هم قرار دارند، مورد نظر ما است. بنابراین، باید مقدار متوسط $\left|z_{(x)}-z_{(x+h)}\right|$ برای تمام موقعیت‌های ممکن x و x+h محاسبه شود. از آن‌جا که متوسط این کمیت صفر یا نزدیک به صفر است، در عمل مجذور اختلاف درنظرگرفته می‌شود. این مجذور در واقع تابع عدم تشابه از تعداد $N_{(h)}$ زوج نمونه که به فاصلهٔ h از یکدیگر واقع اند، می باشد. بر اساس این اطلاعات، تغییر نما عبارت خواهد بود از:

رابطهٔ ۱۱)

$$2¥(h)=\frac{1}{n_{(h)}}\sum_{i=1}^{n(h)}(z_{x_i}-z_{x_{i+h}})^2$$

شکل تغییر نما، یک نمودار خطی است که محور افقی آن فاصله (h) و محور عمودی آن میزان تغییر نما($¥_{(h)}$) است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

۳- سومین مشخصهٔ مکانی مورد بررسی دراین تحقیق، مدل‌سازی مکانی بارش با استفاده از تحلیل رگرسیونی است. درحالت کلی رگرسیون مکانی - چند متغیری با m متغیر مستقل به شکل زیر بیان می‌شود:

$$R = {}_0 + \sum_{i=1}^{m} {}_i x_i + e_i$$ رابطهٔ ۱۲)

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

یکی از مواردی که در بررسی‌های توزیع مکانی، کمتر مورد توجه قرار می‌گیرد، روابط بین متغیرهای مستقل است که در صورت احراز این ویژگی، ناپایایی وزن‌های(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 معنی‌داری با یکدیگر همبستگی داشته باشند، دراین صورت گفته می‌شود که در متغیرهای مستقل هم‌راستایی (هم‌خطی) چندگانه[1] 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 می‌سازد. هم‌راستایی قوی بین متغیر های مستقل باعث پراش‌های بزرگ برای ضرایب رگرسیون می‌گردد. می‌توان نشان داد که عناصر قطری ماتریس پراش داده‌ها عبارت است از (هومن ۱۳۸۰) :

$$c_{ij} = (1 - r_j^2)^{-1}$$ رابطهٔ ۱۳)

که درآن r_j^2 : ضریب تعیین چندگانه حاصل از رگرسیون x_i روی بقیه متغیرهای مستقل است. از آنجا که پراش $_i$ عبارت از $V(B_j) = c_{ij} \pm^2 = (1 - r_j^2) \pm^2$ ، است، در هم‌راستایی چندگانه قوی r^2 بزرگ، مقدار c_{ij} و در نتیجه پراش $_j$ را افزایش می‌دهد. بدین‌سان می‌توان گفت c_{ij}، فاکتوری است که توسط آن پراش $_j$ ، به علت وابستگی‌های تقریباً خطی میان متغیرهای مستقل افزایش می‌یابد و به عامل تورم پراش(VIF)[2] 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 ریج[3] استفاده خواهد شد. رگرسیون ریج، روشی است برای برآورد ضرایب رگرسیون در مورد داده‌هایی که دارای همخطی (غیر متعامد) هستند. اگرچه در روش‌های رگرسیون ریج ضرایب برآورد شده، نسبتاً اریب می‌باشد، ولی در مقایسه با برآوردهای کمترین مربعات، خطای کوچک‌تر و پایداری بیشتری داشته، تحت تأثیر تغییرات جزئی در داده‌ها واقع نمی‌شود. در واقع برآورد ریج یک تبدیل خطی از برآورد حداقل مربعات است. از آنجا که میانگین مربعات خطا در روش ریج کوچکتر است، مقادیر برآورد شده با این روش در مقایسه با روش معمولی به مقادیر حقیقی ضرایب رگرسیون نزدیک‌تر هستند(رضایی و سلطانی۱۳۷۷). بنابراین مسألهٔ اساسی ضرورت نااریب بودن برآوردهای $_j$ است. نااریبی زمانی اتفاق می‌افتد که پراش برآورد کمینه می‌شود (اما ضرورتاً کوچک نباشد). درصورتی که پراش بزرگ شود، فاصله اطمینان برای $_j$ عریض و برآورد نقطه ای $_j$ بسیار ناپایدار خواهد بود. بنابراین با درجاتی از تخفیف در شرایط برآورد ضرایب، با پذیرفتن مقدارکمی اریبی برای ضرایب می‌توان پراش آنها را طوری کوچک انتخاب نمود که میزان MSE از پراش برآوردگر نا اریب کمتر باشد. این امر باعث برآورد پایدارتر از

[1] - *Multicollinarity*
[2] - *Variation Inflation Factor*
[3] - *Ridge Regression*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

برآوردگر نا اریب خواهد بود(هومن ۱۳۸۰). ضرایب رگرسیون برآورد شده با روش کمترین مربعات ریج را می‌توان با حل معادلات نرمال تغییر یافتهٔ زیر به دست آورد (رضایی و سلطانی۱۳۷۷) :

رابطهٔ ۱۴)

$$(1+k)\ _1 + r_{12}\ _2 + \ldots + r_{1p}\ _p = r_{1R}$$

$$r_{12}\ _1 + (1+k)\ _2 + \ldots + r_{1p}\ _p = r_{2R}$$

$$r_{1p}\ _1 + r_{2p}\ _2 + \ldots + (1+k)\ _p = r_{pR}$$

که درآن r_{ij} ضریب همبستگی ساده بین متغیرهای مستقل i و j است. r_{iR} ضریب همبستگی بین متغیر مستقل و متغیر تابع R می‌باشد. با حل معادلات بالا، $_1$,$_2$,...,$_p$ برآورد می‌گردد[1]. درواقع حل رگرسیون ریج 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 همبستگی‌های جدید است، حل می‌کنیم. فراسنج k ، روش ریج را از روش معمول متمایز می‌سازد. وقتی $k=0$ باشد، مقادیر ضرایب، برآوردهای حاصل از روش معمولی خواهد بود. معمولاً $0 \le k \le 1$ است. با افزایش k، اریبی برآوردها افزایش می‌یابد و با افزایش بسیار زیاد آن ضرایب برآورد شده، همگی به صفر میل می‌کنند.

در یک مقدارمثبت از k برآوردهای ریج پایدار خواهد شد. از مهم‌ترین گام‌های برازش رگرسیون ریج ، 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

ویژگی‌های عمومی بارش سالانهٔ ایران

جدول (۱) برخی مشخصات بارش ایران زمین را نشان می‌دهد. میانگین بارش ایران زمین ۲۵۶ میلی متر، با ضریب تغییرات مکانی ۷۹ درصد، شاهدی آشکار از فقر و تنوع مکانی بارش دریافتی دراین گستره است. کشیدگی ارایه شده در این جدول نیز شاهدی دیگر از تفاوت‌های مکانی بارش است. برای مثال بارش‌های سالانه کمتر از۴۰ میلی متر (۳۸میلی متر) دردل کویرهای ایران و بارش‌های بیش از ۱۸۰۰ میلی متر (۱۸۷۳میلی متر) تنها درفاصلهٔ ۵۳۲/۴ کیلومتری رخ می‌دهد.

جدول ۱) شاخص‌های مکانی بارش سالانهٔ ایران زمین

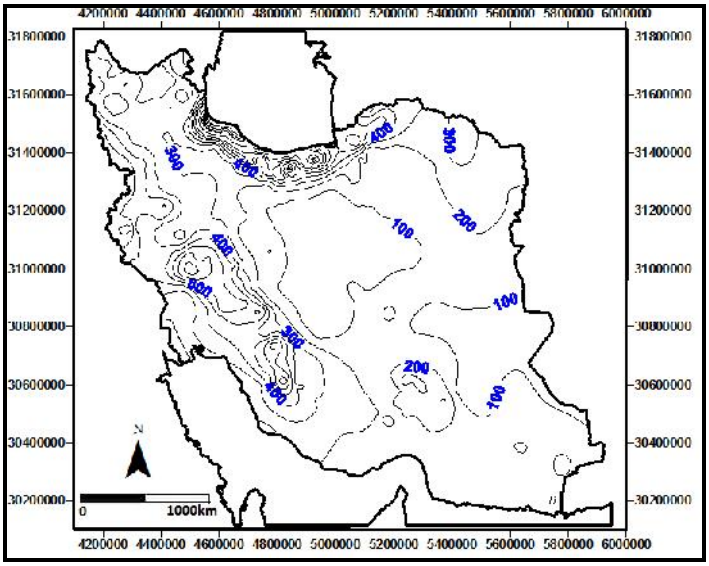
فراسنج	ارزش	فراسنج	ارزش
میانگین	۲۵۶/۶	چولگی	۲/۵۸
پراش	۴۰۷۲۹/۸	کشیدگی	۱۰/۸۹
انحراف معیار	۲۰۱	ضریب تغییرات	٪۷۹

تفاوت‌های مکانی بارش در ایران از یک‌سو به طبیعت رفتار مکانی بارش باز می‌گردد، که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می‌دهد و از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش‌های جوی و زمان بارش متفاوت باشد (مسعودیان وکاویانی ۱۳۸۸، ۸۱). از چولگی ارایه شده در جدول(۱) می‌توان استنباط نمود که توزیع مکانی بارش چوله به راست است؛ یعنی نواحی کم‌بارش بیشتر از نواحی

[1] - *می دانیم که حل معادلات نرمال بوسیله تکنیک جبر ماتریس امکان پذیر است.*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

پربارش است. شکل(۲)، توزیع مکانی بارش در گستره ایران را نشان می‌دهد. این نقشه براساس روش بهینهٔ کریجینگ 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 سالانهٔ ایران

اگر چارک سوم بارش‌های سالانهٔ ایران، مرز مناطق پربارش تلقی شود، تنها ۲۵/۱ درصد ازمساحت ایران و عمدتاً در نواحی غربی ایران و ناحیهٔ خزری از نواحی پربارش به‌شمار می‌آیند. حدود ۷۵٪ از گسترهٔ 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 رابطهٔ (۱) مرکز ثقل ایستگاهی محاسبه و در شکل (۳) (علامت مثلث با مختصات ′39 °33 شمالی و ′03 °52شرقی) ارایه شده است. مثلث ارایه شده در این شکل متوسط موقعیت مکانی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. توجه کنید که تمرکز ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق تمایل بیشتری به بخش‌های شمالی و غربی دارند.

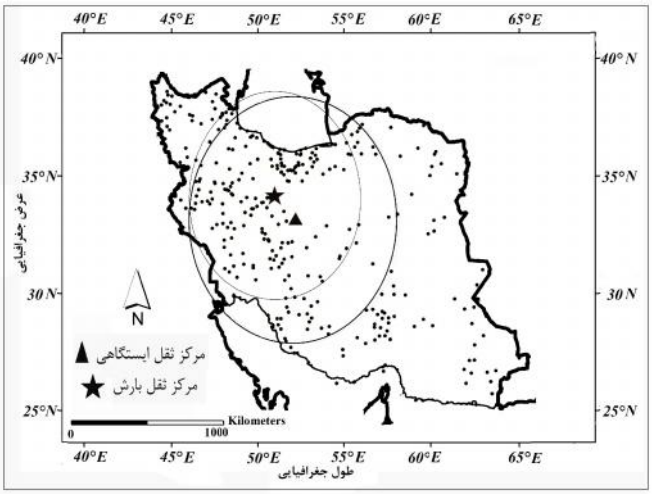
به منظور حصول نقطهٔ تمرکز بارش، میانگین هر ایستگاه با بارش دریافتی در سال براساس رابطهٔ ۲ وزن دهی شد. نتیجهٔ این محاسبه، حصول گرانیگاه بارش‌های سالانه است که در شکل(۳) در مختصات ′41 °34 شمالی و ′58 °50 شرقی(علامت ستاره) نشان داده شده است.

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 (دایرهٔ غیرموزون) بدون منظور کردن وزن بارش در محاسبهٔ مرکز میانگین (دایره با شعاع کوچک‌تر) و دیگری دایره‌ای (دایرهٔ موزون) با منظورکردن وزن بارش در محاسبهٔ مرکز میانگین (دایرهٔ وسیع‌تر) به دست آمد.

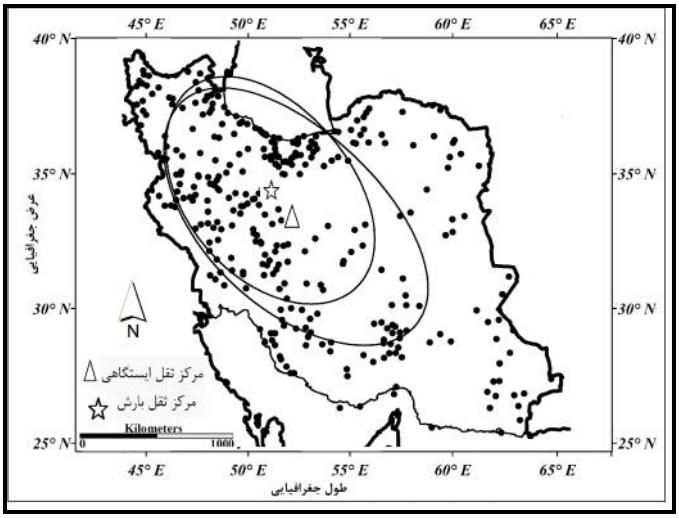
این دایره‌ها حوزهٔ جابه‌جایی مرکز ثقل را نشان می‌دهد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]



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

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



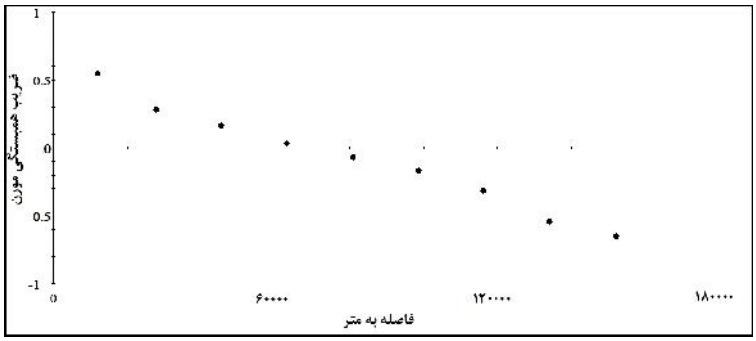
شکل ٤) موقعیت شاخص‌های مرکزی و بیضوی استاندارد بارش ایران زمین

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

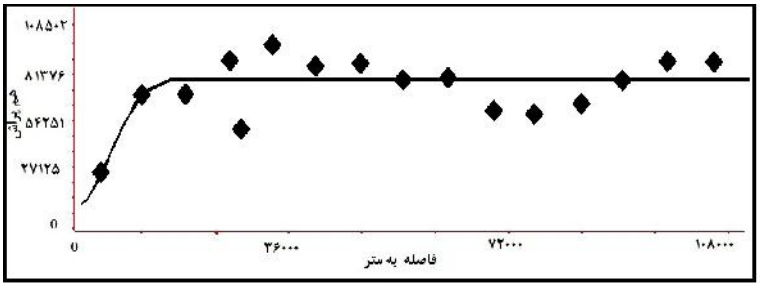
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

توصیف همبستگی مکانی بارش ایران

همبستگی مکانی از طریق ضریب همبستگی مکانی تک متغیره مورن I محاسبه و براساس آن، نمودار همبستگی نگار «مورن»[1] ترسیم گردید. همبستگی نگار مورن، برای بارش ایران زمین، در شکل (۵) ارایه شده است. این شکل همبستگی مکانی بارش هر یاخته را براساس فاصلهٔ افقی نشان می‌دهد. مقدارضریب همبستگی از حدود ۰/۵۸ آغاز شده و تا فاصلهٔ حدود ۶۰۰۰۰ متری (۶۰ کیلومتری) به صفر می‌رسد تا ثلث این فاصله (حدود ۱۲ کیلومتری) رابطهٔ نسبتاً قابل توجهی (حدود ۰/۲۵) بین نقاط وجود دارد. این بدان معنی است که بارش سالانهٔ 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 فاصلهٔ 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 ٦) تغییرنمای بارش سالانهٔ ایران

مدل‌سازی مکانی بارش سالانه

دراین تحقیق مدل‌سازی مکانی بارش بر پایه سه عامل طول- عرض جغرافیایی و مشخصات توپوگرافیک (شامل ارتفاع، شیب و جهت دامنه ها) 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) نشان‌دهندهٔ ماتریس همبستگی بین یاخته‌های نقشهٔ 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.

[1]- *Moran's I Correlogram*

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

جدول ۲) ماتریس همبستگی بارش سالانه با متغیرهای مکانی

عوامل مکانی	بارش(R)	عرض‌جغرافیایی (^{a})	طول‌جغرافیایی ($^{¨}$)	ارتفاع(h)	شیب(s)	جهت‌دامنه‌ها(a)
بارش(R)	۱	-۰/۵۷۱	۰/۳۵۵	-۰/۰۰۸	۰/۵۲۲	۰/۰۹۸
عرض‌جغرافیایی (^{a})		۱	۰/۴۷۸	-۰/۱۵۴	-۰/۳۱۵	-۰/۰۶۹
طول‌جغرافیایی ($^{¨}$)			۱	۰/۲۶۴	۰/۱۳۱	-۰/۰۱۶
ارتفاع(h)				۱	-۰/۰۰۵	-۰/۱۲۵
شیب(s)					۱	۰/۰۰۵
جهت‌دامنه‌ها(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 :

$$R = \underset{-44.863}{0.000003}{}^{a} + \underset{16.748}{0.00004}{}^{¨} + \underset{14.14}{0.003}h + \underset{47.98}{4.934}s + \underset{7.67}{0.014}a - 1107.819$$

$$R^2 = 0.48$$

مدل ارایه شده در بالا نشان دهندهٔ یک رابطهٔ خطی بین بارش و متغیرهای مستقل مکانی است که تنها توان تبیین ۴۸ درصد از پراش بارش را دارد. اعداد زیر هر ضریب، مقادیر آمارهٔ t برای معنی‌داری ضرایب است. توجه کنید که مقدار آمارهٔ t بزرگ‌تر از ۱/۹۶ هم ارز با ۰/۰۵ و کمتر برای آمارهٔ P است. بنابراین تمامی ضرایب در سطح کمتر از ۵ درصد خطا معنی‌دار هستند. این معادله نشان‌دهندهٔ 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 ۱۱۱کیلومتر (در امتداد نصف النهارات) به سمت شمال تنها ۰/۰۰۰۰۴ میلی‌متر بر بارش افزوده می‌شود. این مقدار هرچند اندک است، اما با توجه به آمارهٔ 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 نشان‌دهندهٔ 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 شمال غربی 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 نامتعامد و هم پوش می‌باشند.

جدول ۳) عامل تورم پراش برای هریک از متغیرهای توضیحی

$a = 1.026$	$S = 1.106$	$H = 1.140$	$^{¨} = 1.354$	$^{a} = 1.44$

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

با استفاده از روش رگرسیون ریج می‌توان ضرایب نامتعامد را به ضرایبی متعامد تبدیل کرد. ضرایب حاصل از این روش اگرچه اریب هستند، اما مقدار میانگین مربعات خطای کمتری نسبت به ضرایب رگرسیونی دارند و به مقادیر حقیقی ضرایب رگرسیونی نزدیک‌تر هستند. براساس k=۴ معادله ریج به صورت زیر خواهد بود:

$$R = 0.00007^{\cdot\cdot} + 0.0239h + 4.934s + 0.093a - 0.00013 - 1191.43$$

$$R^2 = 0.387$$

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، میزان ضرایب در این مدل کاسته و ضرایب به مقادیر واقعی خود نزدیک شده است، اما ترتیب اهمیت وزن‌ها همچنان حفظ شده است.

نتیجه‌گیری

ویژگی درهم تنیدگی عناصر، عوامل و اجزاء اقلیمی، سبب شده که اقلیم رفتارهای پیچیده‌ای داشته باشد. به‌طوری که نیروهای مؤثر برآن علاوه بر دگرگونی در امتداد زمان (تغییر، نوسان و افت‌وخیز) موجب دگرگونی در بُعد مکان خواهد شد. این امر ضرورت توجه به توصیف، تحلیل و مدل‌سازی مکانی اقلیم و عناصر آن به‌ویژه بارش را آشکار ساخته است. بدین‌منظور و با هدف ارایهٔ بخشی از جنبه‌های پیچیدگی‌ها، رفتار عمومی بارش ایران زمین در امتداد مکان معرفی گردید. در این راستا پراکندگی مکانی بارش مورد بحث قرار گرفت. توزیع مکانی مشخصات توصیفی، گواهی بر فقر توأم با تنوع مکانی بارش است. آرایش هم بارش‌ها علاوه بر ارتفاعات به میزان و جهت‌گیری شیب ناهمواری‌ها وابستگی شدید نشان می‌دهد. گرانیگاه بارش‌های سالانه هیچ‌گاه در حوضهٔ شرق کشور و نیز در حوضهٔ عمل سامانه‌های موسمی (جنوب شرق کشور) کشیده نمی‌شود.

تحلیل ضریب همبستگی مکانی نشان داد که بارش سالانهٔ نقاط تا شعاع حدود ۱۲ کیلومتری باهم رابطه دارند. شاید بتوان گفت که حداقل گسترهٔ تحت تأثیر سامانهٔ همدید مؤثر بر بارش ایران زمین، نواحی بارشی همگون را تا شعاع ۱۲ کیلومتر ایجاد می‌کنند. با این وصف از میان متغیرهای مکانی به ترتیب شیب، جهت‌گیری آن و ارتفاع بالاترین تأثیر را در میزان بارش دریافتی دارند. از میان طول و عرض جغرافیایی، عرض جغرافیایی نقش بیشتری در مجموع بارش سالانه ایفا می‌کند. از آن‌جا که یک درجهٔ قوسی از نصف النهار حدود ۱۰۰۰۰۰ متر است، آهنگ افزایش بارش با هر متر در امتداد طول جغرافیایی ۰/۰۰۰۰۰۰۰۰۰۳ میلی‌متر در متر (حدود ۰/۰۰۰۰۰۰۳ میلی متر در کیلومتر) است. به همین منوال می-توان دید که عرض جغرافیایی ۰/۰۰۰۰۰۰۰۰۰۴ میلی متر در متر افزایش بارندگی را موجب می‌شود. این مقادیر برخلاف تصورات ذهنی و برخی مطالعات پیشین، نقش ناچیز طول و عرض جغرافیایی را در پراکنش مکانی بارش نشان می‌دهد. بنابراین به نظر می‌رسد که ناهمواری و ارتفاع بیشترین نقش را در الگوی مکانی بارش ایفا می‌کنند. عدم وجود رابطهٔ کامل (ضریب تعیین تقریبی ۴۸٪) گویای ناپایستگی روابط خطی عوامل مکانی در تولید بارش است. براساس معادلهٔ فوق، دامنهٔ تغییرات شیب در ۷۵ درصد از وسعت زیر پوشش ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش، در ایران بین ۰ تا ۷درجه است. یعنی با تأثیرگذاری تنها عامل شیب در ۷۵ درصد از گستره، بارش ۷ برابر تغییر می‌نماید؛ در حالی که این تغییرات ارتفاعی در ۸۳ درصد از ایران، بین صفر تا ۲۰۰۰ متر است و در ۱۶ درصد دیگر، نوسانی بیش از ۲۰۰۰ متر را دارد. این دامنه تغییرات وسیع سبب می‌شود که عامل ارتفاعی به عنوان عاملی مؤثرتر مطرح گردد. در نهایت به دلیل هم‌خطی موجود بین ضرایب، یک مدل رگرسیون ریج بر مشاهدات برازش یافت. علیرغم تغییر مقدار این وزن‌ها، نقش نسبی آنها در معادله حفظ شده است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]

منابع ومآخذ

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) رضئیی ، طیب و عزیزی ، قاسم (۱۳۸۷)، " بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران با استفاده از روش‌های تحلیل مؤلفه های 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 مشکانی، 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 Putkonen. 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 , Brunsdon 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 Turky". 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.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-10]