مجله آمایش جغرافیایی فضا،
فصلنامه علمی- پژوهشی دانشگاه گلستان
سال پنجم/ شماره مسلسل شانزدهم/ تابستان ۱۳۹۴

کاربرد روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی در برآورد مکانی بارش. مطالعهٔ موردی: استان کرمانشاه

***فیروز مجرد[۱]، هوشنگ کاکایی[۲]**
[۱] دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه،
[۲] دانش‌آموختهٔ کارشناسی‌ارشد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه
تاریخ دریافت: ۹۳/۹/۱۹ ؛ تاریخ پذیرش: ۹۴/۲/۳۰

چکیده

به‌دلیل کمبود ایستگاههای هواشناسی در ایران و اهمیت بالای عنصر بارش در تمام برنامه‌ریزی‌ها، برآورد بارش در مناطق فاقد ایستگاه اهمیت فراوانی دارد. در این تحقیق به منظور برآورد میانگین بارش‌های فصلی و سالانه در استان کرمانشاه، از آمار روزانهٔ بارش ۴۶ ایستگاه باران‌سنجی و سینوپتیک استان در یک دورهٔ ۲۰ ساله استفاده شده است. به این منظور از روش‌های تک‌متغیره (قطعی و زمین‌آمار) و چندمتغیره (زمین‌آمار و رگرسیون‌خطی) استفاده شده است. روال معمول در برآورد مکانی بارش ایران در مطالعات قبلی، استفاده از یک متغیر- معمولاً ارتفاع- و به‌کارگیری تنظیمات پیش‌فرض در روش‌های میان‌یابی بوده است. در حالی‌که در این تحقیق، اولاً در روش‌های چندمتغیره، علاوه بر عامل ارتفاع از سطح دریا، از متغیرهای دیگری نظیر میزان شیب و طول و عرض جغرافیایی به‌عنوان متغیرهای کمکی (مستقل) استفاده شده است؛ ثانیاً به جای به‌کاربردن مقادیر پیش‌فرض مدل‌ها، بسته به روش میان‌یابی مورد استفاده، تنظیمات متعددی بر روی ۸ پارامتر در روش‌های قطعی و حداکثر ۳۱ پارامتر در روش‌های زمین‌آمار، انجام گرفت و اثر هر کدام در مقدار بارشِ برآوردشده، بررسی گردید و خطای برآورد در هر مورد ارزیابی شد. از جمله در روش‌های زمین‌آمار، نیم‌تغییرنما و کوواریوگرامِ متقابلِ بهینه باتوجه به ساختار فضایی متغیر موردمطالعه انتخاب، و ویژگی‌های هرکدام با توجه به داشتن کمترین خطا تنظیم گردید. نتایج حاصل از تکنیک ارزیابی متقابل نشان داد که روش‌های قطعی در تمام موارد، خطای بیشتری نسبت به روش‌های زمین‌آمار داشته است. برای برآورد میانگین بارش فصل بهار، روش رگرسیون چندمتغیرهٔ خطی، بارش فصول تابستان و پاییز روش کریجینگ معمولی، و بارش فصل زمستان و نیز بارش سالانه، روش کوکریجینگ معمولی به عنوان مدل‌های بهینه شناخته شدند. بر این اساس، میانگین بارش سالانه در سطح استان ۴۷۹ میلی‌متر (۳۴۶ تا ۸۴۸ میلی‌متر)، با حداکثر بارش فصلی زمستانهٔ ۲۱۲ میلی‌متر (معادل ۴۴/۳ درصد بارش سالانه) برآورد گردید.

واژه‌های کلیدی: زمین‌آمار، رگرسیون، میان‌یابی، بارش، استان کرمانشاه

مقدمه

با توجه به رشد روزافزون جمعیت و لزوم استفادهٔ بهینه از ظرفیت‌های منابع آب موجود در هر مکان، لازم است که داده‌های بارندگی برای مطالعات کشاورزی، مدل‌سازی فرایندهای هیدرولوژی و توسعهٔ منابع آب در دسترس باشد. در مناطقی که ایستگاههای هواشناسی به تعداد کافی وجود ندارد، داده‌های اندازه‌گیری‌شده توسط ایستگاهها را نمی‌توان به یک سطح وسیع تعمیم داد. در نتیجه تعیین مناسب‌ترین روش میان‌یابی در سطح یک منطقه و تبیین چگونگی توزیع فضایی و مکانی آن برای برآورد توزیع مکانی بارش ضروری است (مهرشاهی و خسروی، ۱۳۸۹: ۲۳۴).

*نویسنده مسئول: f_mojarrad@yahoo.com

تاکنون در زمینهٔ برآورد مکانی بارش با روش‌های میان‌یابی، پژوهش‌هایی انجام گرفته است. در منطقهٔ کوهستانیِ جنوب نوادا و جنوب‌شرقی کالیفرنیا (Hevesi et al., 1992: 661)، منطقهٔ آراگون اسپانیا (Martines-cob, 1995: 139)، چین (Chen et al., 2010: 1221) و ترکیه (Yavuz and Erdoğan, 2012: 609) روش کوکریجینگ معمولی[1] به دلیل همبستگی معنی‌دار بارندگی با ارتفاع، مناسب‌ترین روش برای برآورد میانگین بارندگی‌های روزانه، ماهانه و سالانه تشخیص داده شده است. روش میان‌یابی وزنی عکس فاصله[2] برای برآورد مکانی بارندگی ماهانه در گالیسیای اسپانیا مناسب دانسته شد و بیان گردید که در زمینهٔ برآورد، متغیر ارتفاع بهتر از متغیر فاصله از ساحل عمل می‌نماید (Mir´as-Avalos et al., 2007: 51). در حوضهٔ بالادست رودخانهٔ پینگ کشور میانمار با استفاده از روش اسپلاین[3] و متغیرهای کمکی طول و عرض جغرافیایی، توپوگرافی و ارتفاع، مقادیر بارش روزانه با خطای کمتری نسبت به پلی‌گون‌بندی تیسن[4] برآورد شد (Taesombat and Sriwongsitanon, 2009: 268). روش‌های چندمتغیره (کریجینگ رگرسیونی[5]، کوکریجینگ معمولی و کوکریجینگ ساده[6] با میانگین‌های محلی مختلف) با استفاده از متغیر کمکی ارتفاع برای برآورد بارش در جنوب‌غرب اسپانیا مناسب‌تر از روش‌های تک‌متغیره (کریجینگ ساده[7]، کریجینگ جهانی[8] و کرجینگ معمولی[9]) قلمداد شد (Moral, 2010: 620). مقادیر بارش روزانه در بلژیک با استفاده از روش‌های مختلف میان‌یابی برآورد و این نتیجه حاصل شد که روش‌های کریجینگ معمولی و وزنی عکس فاصله کمترین میزان خطا را در همهٔ موارد دارند (Ly et al., 2010: 7383).

در ترکیه با استفاده از روش‌های زمین‌آمار[10] و روش‌های آماری، با به‌کار بردن هفت متغیر ارتفاع، جهت شیب، درجهٔ زبری زمین، فاصله از ساحل، کاربری زمین، مناطق زیستی و تراکم رودخانه‌ها، کریجینگ جهانی دقیق‌ترین روش برای برآورد مکانی بارش سالانه معرفی گردید و در مقابل، رگرسیون خطی چندگانه بدترین نتایج را به دست داد (Bostan et al., 2012: 115). در صربستان با استفاده از کریجینگ رگرسیونی، میانگین بارش ماهانه با ضریب تعیین ۰/۸۴ برآورد شد که نشان‌دهندهٔ برتری این روش در برآورد مکانی بارش سالانه بود (Bajat et al., 2013: 1). در قبرس روش رگرسیون چندگانهٔ بهبود یافته با روش کریجینگ، روشی مناسب برای برآورد بارش تشخیص داده و بیان شد که این روش ۶۱/۳ درصد از تغییرپذیری مکانی بارش سالانه، ۵۷/۵ درصد از تغییرپذیری بارش فصل مرطوب و ۹۹/۶ درصد از تغییرپذیری بارش فصل خشک را توجیه می‌کند (Maris et al., 2013: 1286). همچنین روش کوکریجینگ برای توزیع بارش جنوب‌غرب عربستان نسبت به روش‌های کریجینگ و وزنی عکس فاصله مناسب‌تر تشخیص داده شد (Abo-Monasar and Al-Zahrani, 2014: 420).

در ایران با استفاده از دو روش کریجینگ ساده و معمولی و نیز رگرسیون خطی تک‌متغیره بر پایهٔ مدل رقومی ارتفاعی زمین، بارش‌های سالانهٔ استان اصفهان برآورد و بیان شد که روش رگرسیون خطی کسینوسی در مقایسه با دیگر روش‌ها از نظر دقت و انحراف، نتایج بهتری را ارائه می‌دهد (مهرشاهی و خسروی، ۱۳۸۹: ۲۳۳). مقادیر بارش منطقهٔ زاگرس میانی با استفاده از معادلات رگرسیونی چندمتغیره با دخالت دادن متغیرهای ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خطالرأس، برآورد و بیان گردید که متغیر فاصله از خط الرأس در برآورد بارش بهتر عمل می‌کند (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹: ۳۵). در همین منطقه (منطقهٔ

1- Ordinary Cokriging
2- Inverse Distance Weighted (IDW)
3- Spline
4- Thiessen polygons
5- Regression Kriging
6- Simple Cokriging
7- Simple Kriging (SK)
8- Universal Kriging (UK)
9- Ordinary Kriging (OK)

10- Geostatistics

زاگرس میانی) تغییرات بارش با استفاده از روش‌های کریگینگ ساده، معمولی و عام با بهره‌گیری از متغیرهای ارتفاع، عرض جغرافیایی، شیب و فاصله از خط‌الرأس بررسی و بیان شد با وجود هماهنگی نسبی بین بارش و ناهمواری، بیشینهٔ بارش بر حداکثر ارتفاع ناهمواری‌ها منطبق نیست و دامنه‌های بادگیر و پشت به باد در نیمهٔ غربی و شرقی زاگرس میانی ویژگی‌های متفاوتی از لحاظ مقدار دریافت بارش دارند. کریجینگ معمولی با متغیرهای کمکی عرض جغرافیایی و فاصله از خط‌الرأس بهترین روش برای برآورد تشخیص داده شد (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۴۹). در استان قم مشخص شد که تغییرات بارندگی سالانه، بیشتر از مدل گوسی تبعیت می‌کند و نیز روش کریجینگ معمولی مناسب‌ترین روش برای تخمین بارندگی سالانه است (ذبیحی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۰۲). همچنین مناسب‌ترین روش برای میان‌یابی بارش سالانهٔ استان بوشهر، روش رگرسیون با تابع چندجمله‌ای درجهٔ چهارم معرفی شد (مظفری و همکاران، ۱۳۹۱: ۶۳).

در مجموع، در اغلب مقالات داخلی، برای میان‌یابی بارش تنها از متغیر ارتفاع به عنوان متغیر کمکی استفاده شده است که این یک نقیصه می‌باشد؛ چرا که میزان بارش در هر ناحیه، تابع عوامل زیادی است و اگر چه ارتفاع عاملی مهم در بارش محسوب می‌شود، ولی عامل کافی نمی‌تواند باشد. همچنین در اغلب مطالعات از مقادیر پیش‌فرض مدل‌ها استفاده شده است. با توجه به پیچیدگی توپوگرافی، کمبود ایستگاههای هواشناسی و توزیع نامناسب آن‌ها در سطح استان کرمانشاه، برآورد بارش و تهیهٔ نقشه‌های بارش فصلی و سالانه در این استان اهمیت زیادی دارد. هدف از این تحقیق آن ست تا با به‌کارگیری و آزمایش انواع روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی و استفاده از متغیرهای کمکی مختلف، مناسب‌ترین روش برای برآورد بارش‌های فصلی و سالانه در سطح استان به دست آید و مقادیر و نقشه‌های برآورد بارش سالانه و فصلی مربوطه ارائه شود.

مفاهیم، دیدگاه‌ها و مبانی نظری

از جمله روش‌هایی که در سالیان اخیر، به خصوص با توجه به توسعهٔ سیستم اطلاعات جغرافیایی، در برآورد مکانی عناصر آب‌وهوایی به‌کار گرفته شده است، روش‌های میان‌یابی است. روش‌های میان‌یابی به روش‌های قطعی یا جبری[1] و روش‌های زمین‌آمار تقسیم می‌شوند. «در روش‌های قطعی فرض بر این است که تخمین پدیدهٔ مورد نظر به صورت قطعی انجام می‌شود و زمانی سودمند خواهد بود که مقدار خطای اندازه‌گیری به اندازهٔ کافی کوچک باشد» (قهرودی تالی و بابایی فینی، ۱۳۹۱: ۸۰-۸۱). روش‌های قطعی خود به دو گروه روش‌های توابع پایه‌ای شعاعی[2] و وزنی عکس فاصله تقسیم می‌شود. گروه دوم روش‌ها، یعنی روش‌های زمین‌آماری، «نقاط مجهول را بر اساس خودهمبستگی بین نقاط اندازه‌گیری‌شده و ساختار فضایی آن‌ها پیش‌بینی می‌کند» (همان: ۸۱). این روش‌ها به دو گروه تک‌متغیره (کریجینگ) و چندمتغیره (کوکریجینگ) تقسیم می‌شود. کریجینگ تخمین‌گری است که دارای کمترین خطا بوده، خطی و ناریب است (رندو، ۱۳۷۱: ۱۴۴). این روش به عنوان یک روش مناسب زمین‌آماری قابلیت خود را در برآورد انواع داده‌ها از جمله بارش به دست آورده است (Dingman et al, 1988: 331). کریجینگ بر حسب مشخصاتِ ساختار فضایی، انواع مختلفی دارد که عبارتند از: کریجینگ خطی[3]، شامل کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده و کریجینگ عام، و کریجینگ غیرخطی[4]، شامل کریجینگ شاخص[5]، کریجینگ احتمالی[6] و کریجینگ انفصالی[7] (حسنی پاک، ۱۳۹۲: ۲۰۳-۲۰۰). در بین روش‌های کریجینگ، از کریجینگ معمولی نسبت به دیگر روش‌های کریجینگ بیشتر استفاده می‌شود (عیوضی و مساعدی، ۱۳۹۱: ۵۵).

1- Deterministic Methods
2- Radial Basis Function (RBF)
3- Linear Kriging (LK)
4- Nonlinear Kriging (NLK)
5- Indicator Kriging (IK)
6- Probability Kriging (PK)
7- Disjunctive Kriging (DK)

اولین قدم در زمین‌آمار چندمتغیره، ایجاد یک مدل مناسب برای مشخص کردن میزان همبستگی و وابستگی متقابل بین دو یا چند متغیر (متغیر اولیه با متغیرهای ثانویه) است که می‌توان آن‌را با کوواریانس و تغییرنمای[1] متقابل محاسبه و ترسیم کرد (Subyani and Al-Dakheel, 2009: 20). معمولاً به جای تغییرنما، از نیم‌تغییرنما[2] استفاده می‌شود (قهرودی - تالی و بابایی فینی، ۱۳۹۱: ۹۲). تمام تغییرنماها دارای ویژگی‌هایی از قبیل اثر قطعه‌ای[3]، دامنهٔ تأثیر[4]، سقف[5] و سقف جزئی[6] می‌باشند (حسنی پاک، ۱۳۹۲: ۹۹-۹۵). اگر پیوستگی فضایی متغیر مورد مطالعه در همهٔ جهات یکسان باشد، همسان‌گردی وجود خواهد داشت؛ اما چنانچه خودهمبستگی فضایی در بعضی جهت‌ها نسبت به جهت‌های دیگر گسترده‌تر باشد، با ناهمسان‌گردی روبرو هستیم (Kastelec and Košmelj, 2002: 155). کوکریجینگ به انواع خطی و غیرخطی، و هر کدام به شش نوع معمولی، ساده، عام، انفصالی، احتمالی و شاخص تقسیم می‌شود. تنظیم ویژگی‌های فوق در روش‌های میان‌یابی اهمیت زیادی دارد.

روش تحقیق

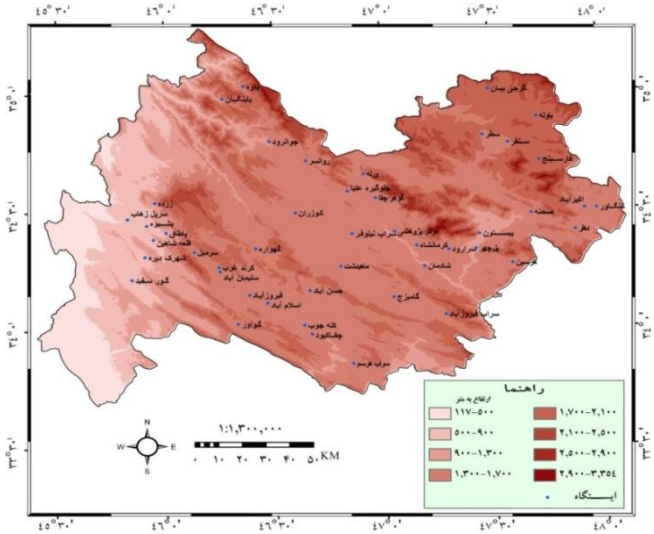
داده‌ها: برای انجام این پژوهش، از داده‌های روزانهٔ بارشِ ۴۶ ایستگاه سینوپتیک و باران‌سنجی سازمان هواشناسی و باران‌سنجی وزارت نیرو طی دورهٔ مشترک آماری ۲۰ ساله (۱۳۷۲ الی ۱۳۹۱) استفاده و سپس بر مبنای این آمار روزانه، میانگین‌های بارش ماهانه و فصلی شمسی ایستگاهها محاسبه شده است. موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به برداشت‌های میدانی به کمک دستگاه GPS معلوم گردید که موقعیت ایستگاههای باران‌سنجی و سینوپتیک سازمان هواشناسی- که در وب‌سایت این سازمان موجود است- با موقعیت واقعی آن‌ها متفاوت است. از این‌رو مختصات به دست آمده از GPS پس از مقایسه و صحت سنجی با نرم‌افزار Google Earth به عنوان مختصات واقعی ایستگاهها مورد استفاده قرار گرفت.

برای بازسازی آماری داده‌ها، از روش رگرسیون خطی به شرط وجود همبستگی به میزان حداقل ۰/۹ بین آمار بارش دو ایستگاه مبنا و مورد آزمون، معنی‌دار بودن همبستگی در سطح ۰/۰۱، و نیز نزدیک بودن دو ایستگاه نسبت به هم به علامت تشابه آب-وهوایی استفاده شد. همچنین از روش ران‌تست[7] برای آزمون همگنی داده‌ها استفاده و از همگن‌بودن آن‌ها اطمینان حاصل شد.

روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی مورد استفاده: در این تحقیق، بر مبنای مطالبی که در مقدمه گفته شد، از ردهٔ روش‌های قطعی و زیرردهٔ توابع پایه‌ای شعاعی، از پنج روش نواری با ضخامت نازک[8]، نواری کاملاً منظم[9]، چندربعی معکوس[10]، چندربعی[11]، نواری با کشش[12]، و همچنین روش وزنی عکس فاصله که تعیین وزن در آن بسیار مهم است استفاده شد و سپس ویژگی‌های هر کدام از روش‌های یادشده (توان، تعداد حداقل و حداکثر همسایگی، نوع قطاع، زاویه، و حداقل و حداکثر محدوده) بر اساس داشتن کمترین خطا در برآورد بارش استان مد نظر قرار گرفت.

1- Variogram
2- Semi-Variogram
3- Nugget effect
4- Range effect
5- Sill
6- Partial sill

7- Ran Test
8- Thin-Plate Spline (TPS)
9- Completely Regularized Spline (CRS)
10- Inverse Multiquadric (IMQ)
11- Multiquadric (MQ)
12- Spline with Tension (SWT)



شکل ۱- موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه بر روی مدل رقومی ارتفاعی استان کرمانشاه
(ترسیم از نگارندگان)

همچنین از ردهٔ روش‌های زمین‌آمار، از روش‌های کریجینگ معمولی و کوکریجینگ معمولی، استفاده و مراحل زیر برای برآورد بارش استان کرمانشاه با استفاده از دو روش پیش‌گفته طی شد:

الف) بررسی نرمال بودن داده‌های بارش در ایستگاههای استان با آزمون کلموگروف-اسمیرنوف؛ با توجه به این که شرط برآورد با روش‌های زمین‌آمار، نرمال‌بودن داده‌های متغیر مورد برآورد (در اینجا بارش) است. در صورتی‌که متغیر مورد نظر از توزیع نرمال برخوردار نباشد، باید داده‌ها را با تبدیل‌های مناسب به توزیع نرمال نزدیک کرد (حسنی پاک، ۱۳۹۲: ۱۸۲).

ب) نرمال‌سازی داده‌های بارش؛ برای این‌کار ابتدا به کمک نرم‌افزار Minitab16 توان بهینه برای نرمال-کردن هر یک از متغیرهای وابسته انتخاب شد و سپس این توان در محیط ArcGIS برای نرمال-کردن داده‌ها با استفاده از تبدیل Box-Cox به‌کار گرفته شد.

ج) حذف روند؛ شرط دیگر برآورد با روش‌های زمین-آمار، عدم وجود روند در داده‌های متغیر مورد برآورد (در اینجا بارش) است. در صورت وجود روند، باید با استفاده از روش‌های مناسب آن‌را حذف کرد (حسنی پاک، ۱۳۹۲: ۲۰۶). در این تحقیق برای بررسی وجود روند در داده‌های بارش، از برنامهٔ جانبی Trend Analysis در محیط نرم-افزار ArcGIS، و برای برداشتن روند، از ابزار روندزدایی به کمک تابع Constant در محیط ArcGIS استفاده شد. انتخاب این تابع به واسطهٔ داشتن کمترین خطا در مقایسه با دیگر توابع بوده است.

د) تعیین متغیرهای کمکی مورد استفاده برای میان-یابی بارش به روش کوکریجینگ؛ نظر به این که هر چه میزان همبستگی متغیر کمکی با متغیر اولیه بیشتر باشد روش‌های چندمتغیره نتایج دقیق‌تری خواهد داشت (Goovaerts, 2000: 128)، در این تحقیق، متغیرهایی که با میزان بارش فصلی و سالانه، همبستگی معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ به میزان حداقل ۰/۵ داشتند به عنوان متغیر کمکی مورد استفاده قرار گرفتند. این همبستگی‌ها بین متغیر کمکی یا مستقل (درصد شیب، ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی در سیستم مختصات UTM) با متغیر وابسته (میانگین بارش فصلی و سالانه) محاسبه شد. توضیح این که در روش کریجینگ متغیر ورودی فقط بارش است.

هـ) تولید لایه‌های مبنا به تعداد متغیرهای کمکی؛ برای به‌کارگیری هر کدام از متغیرهای کمکی در

روش‌های چندمتغیره لازم است که این متغیرها به داده‌های نقطه‌ای شبکه‌بندی‌شده تبدیل شوند. برای تولید لایه‌های مبنا، ابتدا با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی استان کرمانشاه به ابعاد شبکهٔ ۹۲ × ۹۲ متر، مدل رقومی ارتفاعی دیگری از استان به ابعاد شبکهٔ ۵۰۰ ×۵۰۰ متر تهیه شد. سپس برای تولید لایه‌های مبنای درصد شیب و ارتفاع، داده-های نقطه‌ای شبکه‌بندی شدهٔ ۵۰۰ ×۵۰۰ متر به کمک نرم‌افزار ArcGIS تولید گردید. برای تولید لایه‌های مبنای طول و عرض جغرافیایی نیز ابتدا با استفاده از نرم‌افزار UTM Conversion طول‌ها و عرض‌های جغرافیایی به سیستم مختصات UTM تبدیل شد. در نهایت، به کمک روش میان‌یابی قطعیِ توابع نواری کاملاً منظم، لایه‌های میان‌یابی شدهٔ طول و عرض جغرافیایی در سیستم مختصات UTM تولید و سپس این دو لایه، تبدیل به داده-های نقطه‌ای شبکه‌بندی شدهٔ ۵۰۰ × ۵۰۰ متری گردید.

و) ورود لایه‌های مبنا (چهار لایه شامل: درصد شیب، ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی به شرح بالا) به مدل برآورد بارش.

ز) ترسیم نیم‌تغییرنما و برازش مدل مناسب به نیم-تغییرنما در محیط GIS؛ در این تحقیق، چون در روش کوکریجینگ از متغیرهای کمکی (ارتفاع، شیب و طول و عرض جغرافیایی ایستگاهها) استفاده شد، ابتدا مدل کوواریانس متقابل بین متغیرها تهیه و تفسیر گردید و سپس نوع نیم-تغییرنما و کوواریوگرامِ متقابل، به واسطهٔ داشتن کمترین میزان خطا در برآورد میانگین بارش و بیشتربودن مقدار بخش دارای ساختار نیم‌تغییرنما نسبت به بخش بدون ساختار نیم‌تغییرنما انتخاب شد.

ح) ترسیم نقشهٔ رستری[1] بارش بر اساس مدل انتخاب‌شده با نرم‌افزار ArcGIS.

علاوه بر روش‌های میان‌یابی- که مراحل آن در بالا توضیح داده شد- در این تحقیق از معادلات رگرسیونی چندمتغیره نیز برای برآورد مکانی بارش استفاده شد. شرط ورود هر کدام از متغیرهای کمکی یا مستقل به مدل‌های رگرسیونی، داشتن حداقل همبستگی ۰/۵ با هر یک از متغیرهای وابسته (میانگین بارش فصلی و سالانهٔ ایستگاهها) و معنی‌دار بودن همبستگی در سطح ۰/۰۱ بوده است. برای ارزیابی نهایی معادلهٔ چندمتغیرهٔ رگرسیونی از آماره F استفاده شد و در صورتی‌که مدل معنی‌دار بود، با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی، نتایج برآورد بارش از طریق معادلهٔ چندمتغیره در کل مساحت استان اِعمال گردید.

اعتبارسنجی برآورد بارش توسط روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی

اعتبار تمام انواع روش‌های میان‌یابی بر اساس روش ارزیابی متقابل بررسی می‌شود. روش ارزیابی متقابل به این صورت عمل می‌کند که ابتدا یک نقطهٔ مشاهده‌ای (j) از کل نقاط مشاهده‌ای موجود در مجموعهٔ داده‌ها به طور موقت برداشته شده و سپس با استفاده از داده‌های نقاط باقی‌مانده (n-1)، مقدار نقطهٔ برداشته‌شده برآورد می‌شود. آنگاه مقدار برداشته‌شده به جای اول خود برگردانده و با مقدار مشاهده‌شده مقایسه می‌شود و این عمل برای کل نقاط به صورت جداگانه انجام می‌گیرد (Taesombat and Sriwongsitanon, 2009: 271). آماره‌های ریشهٔ دوم میانگین مربع خطا (RMSE) و ضریب تعیین (r^2) از جمله آماره‌هایی هستند که در اغلب مطالعات (مهرشاهی و خسروی، ۱۳۸۹؛ عیوضی و مساعدی، ۱۳۹۱؛ Coulibaly and Becker, 2007) برای اعتبارسنجیِ برآوردها و مقایسهٔ مقادیر مشاهداتی و برآوردشده به‌کار گرفته شده‌اند.

محدوده و قلمرو پژوهش

محدودهٔ پژوهش در این تحقیق، استان کرمانشاه است که در غرب کشور قرار دارد. این استان با مساحت تقریبی ۲۴۸۰۰ کیلومترمربع، بین عرض‌های

1- Raster

جغرافیایی '۳۶ °۳۳ تا '۱۵ °۳۵ شمالی و طول‌های جغرافیایی '۲۴ °۴۵ تا '۳۰ °۴۸ شرقی گسترده شده و از شمال به استان کردستان، از جنوب به استان‌های لرستان و ایلام، از شرق به استان همدان و از غرب به کشور عراق محدود می‌شود (شکل ۱). ناهمواری‌های استان جزء ناهمواری‌های زاگرس محسوب می‌شود. آب‌وهوای این استان در نواحی مرزی با کشور عراق، گرم و نیمه‌خشک و در دیگر نواحی، معتدل تا نسبتاً سرد است. دورهٔ بارندگی در این استان به طور معمول از مهرماه تا اردیبهشت‌ماه به طول می‌انجامد.

بحث اصلی

نتایج آزمون‌های آماری و تولید لایه‌های مبنا: نتایج بررسی نرمال‌بودن داده‌ها با آزمون کلموگروف-اسمیرنوف نشان داد که در تمام موارد، توزیع داده‌ها در سطح ۰/۰۵ با توزیع نرمال اختلاف معنی‌دار دارد. اما با اِعمال توان مناسب در هر مورد، داده‌ها نرمال گردید (جدول ۱). همچنین مشخص شد که در داده‌های میانگین بارش فصلی و سالانه، روند وجود دارد که این روند با استفاده از روشی که در بخش مواد و روش‌ها توضیح داده شد، حذف گردید. در مرحلهٔ بعد، با توجه به شرایطی که برای میان‌یابی بارش به کمک روش‌های چندمتغیره، شامل روش‌های کوکریجینگ و معادلات چندمتغیرهٔ رگرسیونی ذکر شده بود (حداقل مقدار ضریب همبستگی ۰/۵ و معنی‌دار در سطح ۰/۰۱)، متغیرهای کمکیِ مورد استفاده برای برآورد بارش تعیین شدند. نتایج آزمون همبستگی پیرسونی مربوطه در جدول ۲ نشان داده شده است. متغیرهای مستقلِ حائز شرایطِ ورود به مدل‌ها به رنگ خاکستری نشان داده شده‌اند.

جدول ۱- نتایج آزمون بررسی نرمال‌بودن داده‌های بارش ایستگاه‌ها قبل و بعد از تبدیل، با استفاده از آزمون کلموگروف- اسمیرنوف

متغیرها / مشخصات	بارش سالانه	بارش فصلی			
		بهار	تابستان	پاییز	زمستان
سطح معناداری قبل از تبدیل	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۰۰۱	۰/۰۱۸
سطح معناداری بعد از تبدیل	۰/۱۸	۰/۲	۰/۲	۰/۰۷	۰/۰۸
پارامتر (توان) مورد استفاده برای تبدیل	-۱/۹	-۱/۰۵	۰/۱	-۱/۰۷	۰/۱

جدول ۲- ضرایب همبستگی بین متغیرهای بارش و کمکی ایستگاهها و وضعیت معنی‌داری آن‌ها

متغیر وابسته / متغیر مستقل	میانگین بارش				
	سالانه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
ارتفاع (متر)	۰/۲۷۳	۰/۵۴۳**	۰/۵۸۰**	۰/۲۵۲	۰/۰۱۷
میزان شیب (درصد)	۰/۶۶۹**	۰/۵۳۶**	۰/۱۱۲	۰/۵۱۴**	۰/۶۶۴**
Y در سیستم مختصات UTM (متر)	۰/۳۷۷**	۰/۵۳۸**	۰/۵۱۸**	۰/۳۵۶*	۰/۲۲۱
X در سیستم مختصات UTM (متر)	-۰/۲۶۱	۰/۱۳۰	۰/۳۸۰**	-۰/۰۳۴	-۰/۵۰۷**

** معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ * معنی‌دار در سطح ۰/۰۵

همچنین با توجه به روالی که در بخش مواد و روش‌ها گفته شد، چهار لایهٔ مبنا (ارتفاع، درصد شیب، طول و عرض جغرافیایی در سیستم UTM) برای برآورد بارش با روش‌های چندمتغیره (کوکریجینگ و رگرسیون خطی) تولید شد. در نهایت با رعایت تمام شرایط، مقادیر بارش در سطح استان با انواع روش‌های جبری، زمین‌آماری و آماری، برآورد و ارقام و نقشه‌های مربوطه ارائه گردید.

نتایج برآورد بارش با روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی: بررسی‌ها نشان داد که تفاوت در ساختار

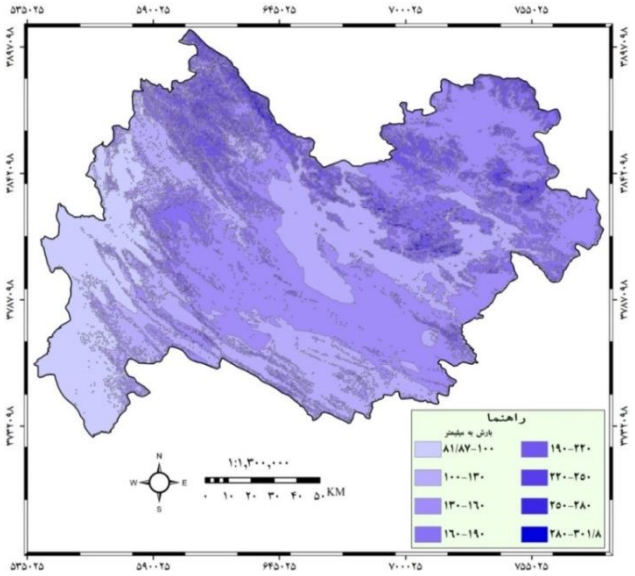
فضایی بارش در زمان‌های مختلف، سبب می‌شود تا مشخصات هر کدام ازمدل‌ها برای میان‌یابی بارش‌های فصلی و سالانه، متفاوت باشد. مثلاً شعاع جستجو در میان‌یابی میانگین بارش سالانه، با مقدار شعاع جستجو در فصول مختلف با یک روش مشابه، متفاوت است که این می‌تواند ناشی از عواملی چون پیچیدگی توپوگرافی و تأثیر آن بر روی میزان بارش در طول سال و فصول مختلف باشد. همچنین زاویهٔ جستجو در یک روش مشابه برای برآورد میانگین بارش فصلی و سالانه، متفاوت است که این نیز احتمالاً ناشی از تأثیر عواملی مانند جهت وزش بادهای غالب در منطقه است. البته انتخاب زاویهٔ جستجو به نوع مدل میان‌یابی مورد نظر نیز بستگی دارد. در این تحقیق انتخاب زاویهٔ جستجو با توجه به نتایج ارزیابی متقاطع و ساختار فضایی موجود بین متغیرها صورت گرفته و جهتی انتخاب شده است که دارای کمترین میزان خطا در برآورد بارش باشد. همین مسأله برای ارزیابی و انتخاب مقادیر دیگر پارامترها در مدل‌ها نیز رعایت شده است. بررسی‌ها نشان داد که پیوستگی فضایی در همهٔ جهات یکسان نبوده و در بعضی از جهات نسبت به جهات دیگر گسترده‌تر بوده است که این نشان‌دهندهٔ وجود ناهمسانگردی در منطقه است. به دلیل وجود محیط ناهمسانگرد، رسم و تهیهٔ بیضی ناهمسانگردی برای تمام روش‌های قطعی و زمین‌آمار انجام شد. در روش کوکریجینگ علاوه بر محاسبهٔ سقف جزئی در نیم‌تغییرنما برای متغیرهای اصلی و کمکی، سقف جزئی در کوواریوگرام بین متغیرهای اصلی و کمکی نیز محاسبه شد.

نتایج آنالیز واریانس مدل‌های رگرسیونی چندمتغیرهٔ منتخب برای برآورد میانگین بارش فصلی و سالانه نیز نشان داد که سطح معنی‌داری آن‌ها بر اساس آمارهٔ F کمتر از سطح ۰/۰۵ است و این بدان معناست که مدل‌های رگرسیونی تولیدشده، معنی‌دار هستند و می‌توان با استفاده از آن‌ها نسبت به برآورد میانگین بارش فصلی و سالانهٔ استان اقدام نمود.

انتخاب مدل بهینه برای برآورد بارش فصل بهار: مقایسهٔ نتایج برآورد بارش فصل بهار با روش‌های مختلف نشان داد که روش رگرسیون خطی چندمتغیره با به‌کارگیری متغیرهای ارتفاع، درصد شیب و عرض جغرافیایی در سیستم مختصات UTM (جدول۲) کمترین میزان خطا (۱۷/۴ میلی‌متر) و بیشترین مقدار ضریب تعیین (۰/۶۱) را نسبت به روش‌های دیگرِ برآورد بارش داشت. مدل ارائه‌شده به صورت زیر است:

$$y = -969.915 + 0.00027x_1 + 1.976x_2 + 0.040x_3$$

که در آن y میانگین بارش فصل بهار برحسب میلی‌متر، x_1 مقدار عرض جغرافیایی در سیستم مختصات UTM برحسب متر، x_2 میزان شیب به درصد و x_3 ارتفاع به متر هستند. بر پایهٔ این مدل رگرسیونی، مقادیر برآورد شدهٔ بارش فصل بهار در محیط ArcGIS به کمک ابزار Raster Calculator با استفاده از سه لایهٔ مبنای عرض جغرافیایی، درصد شیب و مدل رقومی ارتفاعی، در کل پیکسل‌های منطقه اِعمال گردید و بدین‌ترتیب نقشهٔ نهاییِ بارش فصل بهار تولید شد (شکل۲). جدول ۳ برخی از آماره‌های بارش فصل بهار را که بر پایهٔ لایهٔ رستری محاسبه شده است، با بارش‌های مشاهده‌شده در ۴۶ ایستگاه مقایسه می‌نماید. میانگین بارش فصل بهار در منطقه بر اساس لایهٔ رستری تولیدشده ۱۳۸/۲ میلی‌متر است.



شکل ۲- نقشهٔ بارش فصل بهار استان کرمانشاه، تولیدشده به روش رگرسیون خطی چندمتغیره

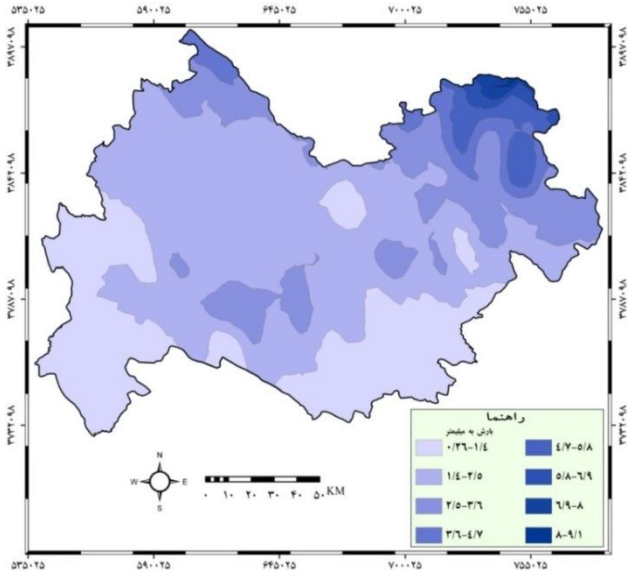
جدول ۳- آماره‌های ایستگاهی و رستری بارش فصل بهار در استان کرمانشاه (ارقام بر حسب میلی‌متر)

آماره / پارامتر	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
بارش فصل بهار بر اساس آمار ۴۶ ایستگاه	۱۲۴/۱	۲۸/۲	۸۳/۲	۲۰۰/۲
بارش فصل بهار بر اساس لایهٔ رستری	۱۳۸/۲	۳۴/۱	۸۱/۸۷	۳۰۱/۸

انتخاب مدل بهینه برای برآورد بارش فصل تابستان: نتایج حاصل از روش‌های مورد مطالعه برای برآورد بارش فصل تابستان نشان داد که بهترین روش برای برآورد میانگین بارش این فصل، روش کریجینگ معمولی (OK) با میزان خطای ۰/۷۳ میلی‌متر و ضریب تعیین ۰/۶۹ است. بهترین مدل نیم‌تغییرنما برای برازش با نیم‌تغییرنمای تجربی داده‌های میانگین بارش فصل تابستان، مدل Hole Effect است. این مدل بر اساس روش ارزیابی متقاطع (میزان خطای کمتر) و بزرگ‌تربودن بخش ساختاردار نیم‌تغییرنما به بخش بدون ساختار نیم‌تغییرنما انتخاب شده است (۰/۰۲۲< ۰/۱۷) (جدول ۴).

جدول ۴- مشخصات مدل نیم‌تغییرنمای منتخب برای برآورد بارش فصل تابستان استان کرمانشاه

پارامتر	نوع نیم‌تغییرنما	اثر قطعه‌ای (میلی‌متر)	زاویهٔ نیم‌تغییرنما (درجه)	سقف جزئی (میلی‌متر)	حداکثر محدوده (متر)	حداقل محدوده (متر)
مشخصات	Hole Effect	۰/۰۲۲	۱۶۷	۰/۱۷	۳۳۰۰۰	۲۰۰۰۰



شکل ۳- نقشهٔ بارش فصل تابستان استان کرمانشاه، تولیدشده به روش کریجینگ معمولی

جدول ۵- آماره‌های ایستگاهی و رستری بارش فصل تابستان استان کرمانشاه (ارقام بر حسب میلی‌متر)

آماره / پارامتر	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
بارش فصل تابستان بر اساس آمار ۴۶ ایستگاه	۲/۳	۱/۳۴	۰/۵	۶/۴
بارش فصل تابستان بر اساس لایهٔ رستری	۲/۱	۱/۱۸	۰/۲۶	۹/۱

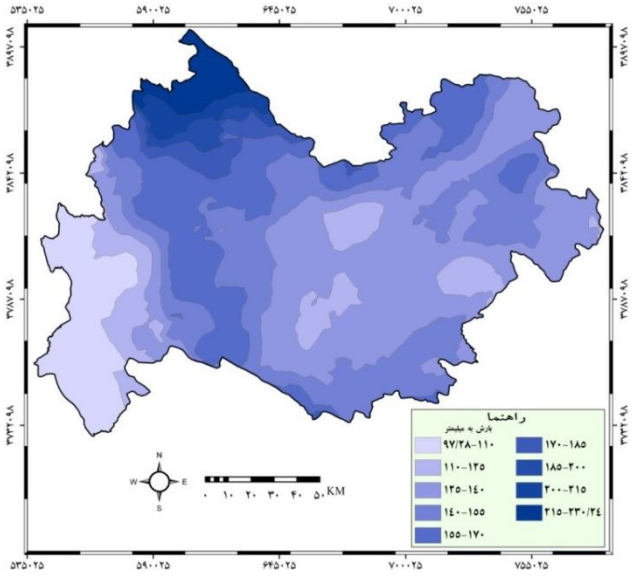
نتایج نیم‌تغییرنمای تجربی داده‌های میانگین بارش فصل تابستان، یک ساختار فضایی مشخصی را نشان می‌دهد. البته این پیوستگی فضایی در همهٔ جهات یکسان نبوده و در بعضی از جهات نسبت به جهات دیگر گسترده‌تر بوده است که این نشان‌دهندهٔ وجود ناهمسانگردی است. نیم‌تغییرنمای منتخب نشان می‌دهد که ساختار فضایی بارش در زاویهٔ ۱۶۷ درجه، قوی‌تر از دیگر جهات است. دامنهٔ تأثیر در این جهت که قطر بزرگ بیضی ناهمسانگردی محسوب می‌شود، ۳۳ کیلومتر است و برای جهت عمود بر آن، که قطر کوچک بیضی ناهمسانگردی محسوب می‌شود (زاویهٔ ۲۵۷ درجه)، ۲۰ کیلومتر است. برای به دست آوردن زاویهٔ مناسب نیم‌تغییرنما، با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS در فواصل یک‌درجه‌ای بیضی ناهمسانگردی رسم شد تا جهتی که میزان خطای کمتری در برآورد بارش دارد، انتخاب شود. در نهایت، نقشهٔ میانگین بارش فصل تابستان با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد (شکل ۳). جدول ۵ برخی از آماره‌های بارش فصل تابستان را که بر پایهٔ لایهٔ رستری محاسبه شده است، با بارش‌های مشاهده‌شده در ۴۶ ایستگاه مقایسه می‌نماید. میانگین بارش فصل تابستان بر اساس لایهٔ رستری تولیدشده ۲/۱ میلی‌متر است.

انتخاب مدل بهینه برای برآورد بارش فصل پاییز: مقایسهٔ نتایج برآورد بارش فصل پاییز با روش‌های مختلف نشان داد که بهترین روش برآورد میانگین بارش در این فصل، روش کریجینگ معمولی (OK) با میزان خطای ۱۴/۸ میلی‌متر و ضریب تعیین ۰/۶۴ است. بهترین مدل نیم‌تغییرنما برای برازش با نیم تغییرنمای تجربی داده‌های میانگین بارش این فصل، مدل Hole Effect است. این مدل بر اساس کمترین میزان خطا و بزرگ‌تر بودن بخش ساختاردار نیم تغییرنما به بخش غیرساختار آن ($۹/۹^{-۸} > ۲/۹^{-۷}$) انتخاب شده است (جدول ۶).

جدول ۶- مشخصات مدل نیم‌تغییرنمای منتخب برای برآورد بارش فصل پاییز استان کرمانشاه

پارامتر	نوع نیم‌تغییرنما	اثر قطعه‌ای (میلی‌متر)	زاویهٔ نیم‌تغییرنما (درجه)	سقف جزئی (میلی‌متر)	حداکثر محدوده (متر)	حداقل محدوده (متر)
مشخصات	Hole Effect	$۹/۹^{-۸}$	۶۰	$۲/۹^{-۷}$	۳۵۰۰۰	۲۵۰۰۰۰

نیم‌تغییرنمای منتخب نشان داد که ساختار فضایی بارش در ۶۰ درجه، قوی‌تر از دیگر جهات است (وجود ناهمسانگردی). دامنهٔ تأثیر در این جهت، که قطر بزرگ بیضی ناهمسانگردی محسوب می‌شود، ۳۵ کیلومتر، و برای جهت عمود بر آن، که قطر کوچک بیضی ناهمسانگردی محسوب می‌شود، ۲۵ کیلومتر است. شکل ۴ نقشهٔ بارش فصل پاییز را نشان می‌دهد. جدول ۷ نیز برخی از آماره‌های بارش فصل پاییز را که بر پایهٔ لایهٔ رستری محاسبه شده است، با بارش‌های مشاهده‌شده در ۴۶ ایستگاه مقایسه می‌نماید. میانگین بارش فصل پاییز بر اساس لایهٔ رستری تولیدشده ۱۴۲/۷ میلی‌متر است.



شکل ۴- نقشهٔ بارش فصل پاییز استان کرمانشاه، تولیدشده به روش کریجینگ معمولی

جدول ۷- آماره‌های ایستگاهی و رستری بارش فصل پاییز در استان کرمانشاه (ارقام بر حسب میلی‌متر)

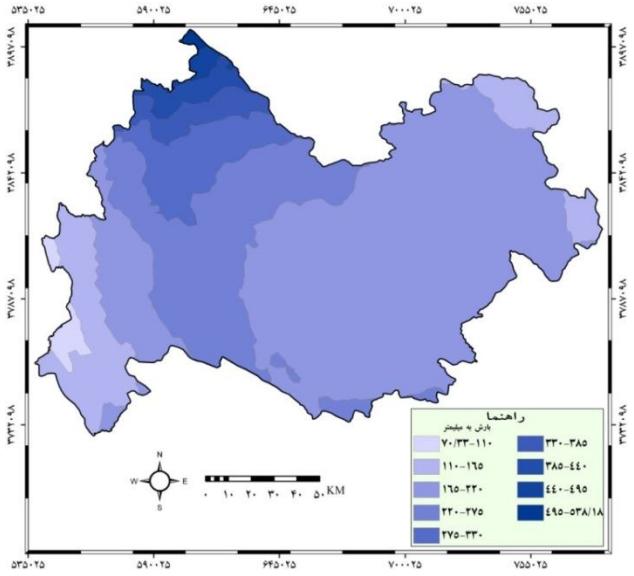
آماره / پارامتر	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
بارش فصل پاییز بر اساس آمار ۴۶ ایستگاه	۱۴۱/۵	۲۴/۴	۱۰۴/۵	۲۱۴/۳
بارش فصل پاییز بر اساس لایهٔ رستری	۱۴۲/۷	۲۶/۱۱	۹۷/۲۸	۲۳۰/۲۴

انتخاب مدل بهینه برای برآورد بارش فصل زمستان: بهترین روش برای برآورد بارش میانگین این فصل، روش کوکریجینگ معمولی (OCK) با میزان خطای ۲۶/۱ میلی‌متر و ضریب تعیین ۰/۷۴ بود. جدول ۸ مشخصات مدل نیم‌تغییرنما و کوواریوگرام و مقدار پارامترهای آن‌ها را برای فصل زمستان نشان می‌دهد. در این فصل نیز پیوستگی فضایی در همهٔ جهات یکسان نبوده و در بعضی از جهات گسترده‌تر است که این نشان‌دهندهٔ وجود ناهمسانگردی است. با توجه به وجود ناهمسانگردی در ساختار فضاییِ میانگین بارش فصل زمستان، بیضی ناهمسانگردی برای این فصل تهیه و تنظیم شد. بهترین مدل نیم-تغییرنما برای برازش با نیم‌تغییرنمای داده‌های

میانگین بارش این فصل، مدل Stable تشخیص داده شد. این مدل بر اساس روش ارزیابی متقاطع و بزرگ‌تر بودن بخش ساختاردار نیم‌تغییرنما نسبت به بخش غیرساختار نیم‌تغییرنما انتخاب شده است (۰/۰۱۸ >۰/۰۴).

جدول ۸- مشخصات مدل نیم‌تغییرنما و کوواریوگرام منتخب برای برآورد بارش فصل زمستان استان کرمانشاه

پارامتر	نوع نیم‌تغییرنما	اثر قطعه‌ای			زاویهٔ نیم‌تغییرنما (درجه)	سقف جزئی نیم‌تغییرنما			سقف جزئی کوواریوگرام		حداکثر محدوده (کیلومتر)	حداقل محدوده (کیلومتر)
		بارش (میلیمتر)	شیب (درصد)	x در سیستم مختصات UTM		بارش (میلیمتر)	شیب (درصد)	x در سیستم مختصات UTM	بارش و شیب	بارش و x در سیستم مختصات UTM		
مشخصات	Stable	۰/۰۱۸	۴۰	۵۵۰۰۰۰	۱۳	۰/۰۴	۴۲	۱/۲ ^۸	۰/۲۵	-۴۰۰	۳۵	۱۵



شکل ۵- نقشهٔ بارش فصل زمستان استان کرمانشاه، تولیدشده به روش کوکریجینگ معمولی

جدول ۹- آماره‌های ایستگاهی و رستری بارش فصل زمستان در استان کرمانشاه (ارقام بر حسب میلی‌متر)

آماره / پارامتر	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
بارش فصل زمستان بر اساس آمار ۴۶ ایستگاه	۲۱۰/۳	۵۱	۱۴۴	۳۷۶/۹
بارش فصل زمستان بر اساس لایهٔ رستری	۲۱۲/۳	۶۰/۵۸	۷۰/۳۳	۵۳۸/۱۸

با توجه به کوواریوگرام منتخب، همبستگی در فواصل اولیه بیشتر بوده و هر چه میزان فاصله افزایش پیدا می‌کند، اثر میزان شیب و X در سیستم مختصات UTM بر مقدار بارش فصل زمستان کمتر می‌شود. در فاصلهٔ حدود ۳۵ کیلومتری (زاویهٔ ۱۳ درجهٔ قطر بزرگ بیضی ناهمسانگردی) مقدار شباهت بین این دو متغیر با متغیر میانگین بارش فصل زمستان صفر شده و از این فاصله به بعد، تغییرات در میزان این دو متغیر، بر روی مقدار بارش فصل زمستان بی‌تأثیر بوده است. در صورتی‌که در جهت عمود بر این زاویه، یعنی زاویهٔ ۱۰۳ درجه (قطر کوچک بیضی ناهمسانگردی) از فاصله ۱۵ کیلومتری به بعد، تغییرات در میزان شیب و X در سیستم مختصات UTM در مقدار بارش فصل زمستان بی‌تأثیر بوده است. با توجه به تنظیمات

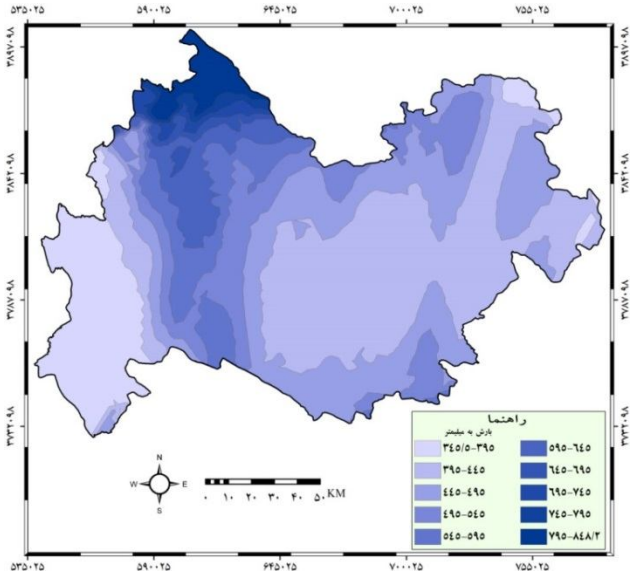
صورت گرفته، نقشهٔ بارش فصل زمستان با استفاده از روش کوکریجینگ معمولی تولید شد (شکل ۵). جدول ۹ برخی از آماره‌های بارش‌های مشاهداتی و برآوردشدهٔ این فصل را نشان می‌دهد. میانگین بارش فصل زمستان بر اساس لایهٔ رستریِ تولیدشده ۲۱۲/۳ میلی‌متر می‌باشد.

انتخاب مدل بهینه برای برآورد میانگین بارش سالانه: بهترین روش برای برآورد بارش میانگین سالانه، روش کوکریجینگ معمولی (OCK) تشخیص داده شد. جدول ۱۰ مشخصات مدل نیم‌تغییرنما و کوواریوگرام و مقدار پارامترهای تنظیم شدهٔ مربوطه را نشان می‌دهد. در ساختار و پیوستگی فضایی میانگین بارش سالانه ناهمسانگردی دیده می‌شود. بهترین مدل نیم‌تغییرنما برای برازش با نیم‌تغییرنمای داده‌های میانگین بارش سالانه، مدل Hole Effect تشخیص داده شد. این مدل نیز بر اساس بزرگ‌تر بودن بخش ساختاردار نیم‌تغییرنما نسبت به بخش بدون ساختار آن انتخاب شده است ($۵/۵^{-۱۳} > ۷/۵^{-۱۳}$). سایر مشخصات نیم‌تغییرنما و کوواریوگرام در جدول ۱۰ مشاهده می‌شود.

جدول ۱۰- مشخصات مدل نیم‌تغییرنما و کوواریوگرام منتخب برای برآورد بارش سالانهٔ استان کرمانشاه

پارامتر	نوع نیم‌تغییرنما	اثر قطعه‌ای		زاویهٔ نیم‌تغییرنما (درجه)	سقف جزئی نیم‌تغییرنما		سقف جزئی کوواریوگرام	حداکثر محدوده (کیلومتر)	حداقل محدوده (کیلومتر)
		بارش (میلی‌متر)	شیب (درصد)		بارش (میلی‌متر)	شیب (درصد)	بارش و شیب		
مشخصات	Hole Effect	$۵/۵^{-۱۳}$	۴۴	۱	$۷/۵^{-۱۳}$	۴۴	$۱۲^{-۷}$	۸۰	۲۵

شکل ۶ نقشهٔ میانگین بارش سالانهٔ استان کرمانشاه را نشان می‌دهد. این نقشه با استفاده از روش کوکریجینگ معمولی در محیط ArcGIS تهیه شده است. جدول ۱۱ نیز برخی از آماره‌های مشاهداتی (۴۶ ایستگاه) و برآوردشدهٔ رستری بارش سالانه را با هم مقایسه می‌نماید. میانگین بارش سالانه بر اساس لایهٔ رستری تولیدشده ۴۷۸/۷ میلی‌متر می‌باشد.

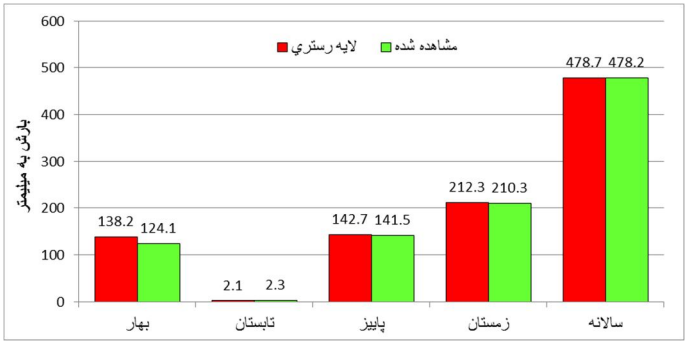


شکل ۶ - نقشهٔ بارش سالانهٔ استان کرمانشاه، تولیدشده به روش کوکریجینگ معمولی

جدول ۱۱- آماره‌های ایستگاهی و رستری بارش سالانه در استان کرمانشاه (ارقام بر حسب میلی‌متر)

آماره / پارامتر	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
بارش سالانه بر اساس آمار ۴۶ ایستگاه	۴۷۸/۲	۹۶/۵	۳۷۲/۴	۷۸۸/۷
بارش سالانه بر اساس لایهٔ رستری	۴۷۸/۷	۹۹/۸	۳۴۵/۵	۸۴۸/۲

به منظور مقایسهٔ مقادیر بارش مشاهداتی و برآوردشده در طی فصول و نیز سال، نمودار شکل ۷ رسم گردید. همان گونه که مشاهده می‌شود تشابه خوبی بین مقادیر برآوردشده و مشاهداتی وجود دارد. تنها در فصل بهار، مقدار بارش برآوردشده در حدود ۱۴ میلی‌متر بیشتر از مقدار مشاهداتی است.



شکل ۷ - مقایسهٔ مقادیر بارش مشاهداتی و برآوردشده در فصول و سال با روش‌های میان‌یابی و رگرسیونی

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای برآورد مکانی میانگین بارش-های سالانه و فصلی در استان کرمانشاه، از انواع روش-های میان‌یابی و رگرسیونی استفاده شد. بر اساس نتایج تحقیق، روش کوکریجینگ در مواردی که متغیر کمکی همبستگی بالایی با متغیر اصلی داشت، نتایج قابل قبول‌تری نسبت به سایر روش‌ها ارائه نمود. این امر تأیید نتایج مطالعات قبلی (Hevesi et al, 1992: 666; Martines-cob, 1995: 157-158) است. همچنین روش‌های جبری و آماری نیز بر حسب مورد برای برآورد مناسب تشخیص داده شدند. با توجه به این که در هر مکان و زمان خاص، عوامل مختلفی بر روی بارش تأثیر دارد، زاویهٔ جستجو در روش‌های میان‌یابی، متفاوت خواهد بود. مثلاً جهت ورود سیستم‌های باران‌زا به منطقه در فصول مختلف، متفاوت است و این امر در زاویهٔ جستجو برای میان-یابی تأثیر می‌گذارد. البته ممکن است مدل‌های میان-یابی مختلف در یک زمان خاص زاویهٔ جستجوی متفاوتی برای میان‌یابی داشته باشند که این به دلیل رفتار متفاوت مدل‌ها با یکدیگر است. در اغلب پژوهش‌هایی که قبلاً در ایران به منظور تولید نقشه-های بارشی صورت گرفته است، پارامترهایی مانند زاویهٔ جستجو و ناهمسانگردی لحاظ نشده و عمدتاً از مقادیر پیش‌فرض مدل‌ها بدون آزمون سایر مقادیر استفاده شده است. در حالی‌که در این تحقیق، بسته به روش میان‌یابی مورد استفاده، تنظیمات متعددی بر روی ۸ پارامتر در روش‌های قطعی و حداکثر ۳۱ پارامتر در روش‌های زمین‌آمار، انجام و اثر هر کدام در مقدار بارشِ برآوردشده، بررسی و خطای برآورد در هر مورد، ارزیابی گردید. همچنین در اغلب مطالعات داخلی تنها از متغیر ارتفاع به عنوان متغیر کمکی برای میان‌یابی بارش استفاده شده است. حال آن که پژوهش حاضر از متغیرهای کمکی بیشتری برای برآورد بارش استفاده کرده است.

به‌طورکلی، بر اساس نتایج مطالعات قبلی و این پژوهش، می‌توان گفت که روش و مدل مشخصی برای برآورد بارش در مناطق مختلف وجود ندارد و این مسأله بستگی به درجهٔ تأثیر عوامل مؤثر در بارش هر

منطقه دارد که بایستی به طور جداگانه اثر آن‌ها بر روی بارش هر منطقه از طریق تنظیم پارامترهای مدل، مورد آزمون قرار گیرد و مناسب‌ترین مدل برای برآورد مکانی بارش انتخاب شود. در این تحقیق بهترین روش برای برآورد بارش فصل بهار در استان کرمانشاه، روش رگرسیون چند متغیره، فصول تابستان و پاییز روش کریجینگ معمولی، و فصل زمستان و نیز بارش سالانه روش کوکریجینگ معمولی معرفی گردید. با توجه به نمودار شکل ۷ و شاخص‌های ارزیابی خطا، برآوردها مناسب و قابل قبول بوده‌اند.

بر اساس توضیحات بند "د" قسمت روش تحقیق، معیارهای ورود متغیرهای کمکی یا مستقل از جمله ارتفاع برای برآورد بارش فصلی و سالانه در استان به‌کمک روش‌های چند متغیره، وجود همبستگی به میزان حداقل ۰/۵ و معنی‌دار بودن همبستگی در سطح ۰/۰۱ بین متغیرهای کمکی با میانگین بارش فصلی و سالانه بوده است. بر این اساس و با توجه به ارقام جدول ۲، فقط در فصول بهار و تابستان متغیر ارتفاع، همبستگی معنی‌داری با میانگین بارش داشته و در تهیهٔ نقشهٔ بارش این فصول به‌کار گرفته شده است. شاید علت اصلی افزایش بارش به إزای ارتفاع در فصل بهار حتی در ارتفاعات شرقی استان که از مسیرهای رطوبتی دورتر است، رطوبت زیاد هوا در این فصل در ادامهٔ فصل مرطوب زمستان باشد که خود را در قالب جریانات غربی تا قسمت‌های مرتفع شرقی منطقه نیز می‌کشاند. در فصول پاییز و زمستان و نیز در مقیاس سالانه (شکل‌های ۴، ۵ و ۶)، با وجود هماهنگی نسبی پهنه‌های بارشی با ارتفاع، رابطهٔ معنی‌داری بین بارش با ارتفاع استخراج نگردید. در نقشه‌های بارش این سه دورهٔ زمانی، ابتدا بارش از سمت غرب به طرف ارتفاعات غربی منطقه، به خصوص قسمت‌های شمالی آن افزایش پیدا می‌کند. اما دوباره به طرف مناطق پست مرکز و سپس ارتفاعات شرقی و شمال‌شرقی منطقه کاهش می‌یابد. شاید علت این امر آن ست که محتوای رطوبتی توده-های هوای وارد شده به منطقهٔ مورد مطالعه به‌اندازه‌ای نیست که بتواند پس از طی مسافت طولانی در کل فرایند صعود همچنان سبب تداوم افزایش بارش گردد و افزایش معنی‌دار بارندگی با ارتفاع را موجب شود (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۶۲؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹: ۴۹).

پیشنهادها

در روش کوکریجینگ، باید از متغیرهایی استفاده شود که همبستگی قوی با بارش داشته باشند. در صورتی‌که بیش از یک متغیر کمکی به‌کار گرفته‌شود، باید از متغیرهایی استفاده شود که رفتار مشابهی با متغیر وابسته داشته باشند؛ در این‌صورت این روش توانایی بسیار بالایی برای میان‌یابی و برآورد بارش خواهد داشت. علاوه بر آن، در میان‌یابی بارش در مناطقی که توپوگرافی متنوعی دارند، وجود ناهمسانگردی باید در نظر گرفته شود. همچنین در مطالعات آینده ضرورت دارد تمام پارامترهای مدل‌های میان‌یابی با توجه به شرایط بارش و سایر خصوصیات جغرافیایی منطقه، انتخاب و ویژگی‌های هر کدام به خوبی تنظیم شود تا برآوردهای دقیق‌تری از بارش منطقهٔ مورد نظر به دست آید. در صورت کافی بودن تعداد ایستگاهها، انجام مطالعه به تفکیک رو به باد یا پشت به باد بودن منطقه نیز می‌تواند بسیار مفید باشد.

منابع

۱- حسنی‌پاک، علی‌اصغر. ۱۳۹۲. زمین‌آمار (ژئواستاتیستیک)، چاپ چهارم، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

۲- ذبیحی، علیرضا، کریم سلیمانی، مرتضی شعبانی و صادق آبروش. ۱۳۹۰. بررسی توزیع مکانی بارش سالانه با استفاده از روش‌های زمین‌آماری (مطالعهٔ موردی: استان قم)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۴۳، شمارهٔ ۷۸، صص ۱۰۲-۱۱۲.

۳- رندو، جی. ام. ۱۳۷۱. اصول زمین‌آماری، ترجمهٔ علی‌اصغر خدایاری، چاپ اول، تهران، انتشارات جهاد دانشگاهی دانشکدهٔ فنی دانشگاه تهران.
۴- عزیزی، قاسم، حسنعلی فرجی سبکبار رحیم‌علی عباسپور و طاهر صفرراد.(۱۳۸۹. مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شمارهٔ ۷۲ ، صص ۳۵-۵۱.
۵- عیوضی، معصومه و ابوالفضل مساعدی. ۱۳۹۱. بررسی الگوی گسترش مکانی بارش در سطح استان گلستان با استفاده از مدل‌های قطعی و زمین‌آماری، نشریهٔ آب‌وخاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۶، شمارهٔ ۱، صص ۶۴-۵۳.
۶- قهرودی تالی، منیژه و ام‌السلمه بابایی فینی. ۱۳۹۱. درآمدی بر سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، چاپ سوم، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
۷- صفرراد، طاهر، حسنعلی فرجی سبکبار، قاسم عزیزی و رحیم‌علی عباسپور. ۱۳۹۲. تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴)، جغرافیا و توسعه، شماره ۳۱، صص ۱۴۹-۱۶۴.
۸- مظفری، غلام‌علی، سیدحسین میرموسوی و یونس خسروی. ۱۳۹۱. ارزیابی روش‌های زمین‌آمار و رگرسیون خطی در تعیین توزیع مکانی بارش (مورد: استان بوشهر)، جغرافیا و توسعه، دورهٔ ۱۰، شمارهٔ ۲۷، صص ۶۳-۷۶.
۹- مهرشاهی، داریوش و یونس خسروی. ۱۳۸۹. ارزیابی روش‌های میان‌یابی کریجینگ و رگرسیون خطی بر پایهٔ مدل ارتفاعی رقومی جهت تعیین توزیع مکانی بارش سالانه (مطالعهٔ موردی: استان اصفهان)، مدرس علوم انسانی (برنامه‌ریزی و آمایش فضا)، دورهٔ ۱۴، شمارهٔ ۴، صص ۲۳۳-۲۵۰.
10- Abo-Monasar, A., and Al-Zahrani, M.A. 2014, Estimation of Rainfall Distribution for the Southwestern Region of Saudi Arabia, Hydrological Sciences Journal, 59(2): 420-431.
11- Bajat, B., M. Pejović, J. Luković, P. Manojlović, V. Ducić & S. Mustafić, 2013. Mapping Average Annual Precipitation in Serbia (1961-1990) by Using Regression Kriging, Theoretical and Applied Climatology, 112(1-2): 1-13.
12- Bostan, P.A., Heuvelink, G.B.M. and Akyurek, S.Z. 2012. Comparison of Regression and Kriging Techniques for Mapping the Average Annual Precipitation of Turkey, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, vol.19, Pp. 115-126.
13- Chen, D., OU, T., Gong, L., Xu, C.Y., Li, W., Ho, C.H., and Qian, W. 2010. Spatial Interpolation of Daily Precipitation in China: 1951-2005, Advances In Atmospheric Sciences, 27(6): 1221-1232.
14- Coulibaly, M. and Becker, S. 2007. Spatial Interpolation of Annual Precipitation in South Africa-Comparison and Evaluation of Methods, Water International, 32 (3): 494-502.
15- Dingman, S.L., Seely-Reynolds, D.M. and Reynolds, R.C. 1988. Application of Kriging to Estimating Mean Anual Precipitation in a Region of Orographic Influence, Journal of American Water Resources Association, 24 (2): 329-339.
16- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical Approaches for Incorporating Elevation into the Spatial Interpolation of Rainfall, Journal of Hydrology, 228 (1-2): 113-129.
17- Hevesi, J.A., Istok, J.D. and Flint, A.L. 1992. Precipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostatistics, Part I: Structural Analysis, Journal of Applied Meteorology, 31: 661-676.
18- Kastelec, D. and Košmelj, K. 2002. Spatial Interpolation of Mean Yearly Precipitation Using Universal Kriging, Developments in Statistics, 17: 149-162.
19- Ly, S., Charles, C. and A. Degr´E. 2010. Spatial Interpolation of Daily Rainfall at Catchment Scale: A Case Study of the Ourthe and Ambleve Catchments, Belgium, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 7: 7383-7416.
20- Martines-cob, A. 1995. Estimation of Mean Annual Precipitation as Affected by Elevation Using Multivariate Geostatistics, Water Resources Management, 9(2): 139-159.
21- Maris, F.P., Kitikidou, K., Angelidis, P. and Potouridis, S. 2013. Kriging Interpolation Method for Estimation of Continuous Spatial Distribution of Precipitation in Cyprus, British Journal of Applied Science and Technology, 3 (4): 1286-1300.
22- Mir´as-Avalos J.M., Paz-Gonz´alez, A., Vidal-V´azquez, E., & Sande-Fouz, P. 2007. Mapping Monthly Rainfall Data in Galicia (NW Spain) Using Inverse Distances and Geostatistical Methods, Advances in Geosciences, 10: 51-57.

23- Moral, F.J. 2010. Comparison of Different Geostatistical Approaches to Map Climate Variables: Application to Precipitation, International Journal of Climatology, 30 (4): 620-631.
24- Subyani, A.M. and Al-Dakheel, A.M. 2009. Multivariate Geostatistical Methods of Mean Annual and Seasonal Rainfall in Southwest Saudi Arabia, Arabian Journal of Geosciences, 2(1): 19-27.
25- Taesombat, W. and Sriwongsitanon, N. 2009. Areal Rainfall Estimation Using Spatial Interpolation Techniques, Science Asia, 35: 268-275.
26- Yavuz, H. and Erdoğan, S. 2012. Spatial Analysis of Monthly and Annual Precipitation Trends in Turkey, Water Resources Management, 26 (3): 609-621.