

جغرافیا و توسعه شماره ۳۱ تابستان ۱۳۹۲

وصول مقاله: ۱۳۹۰/۴/۲۵

تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۹/۱۴

صفحات: ۱۶۴-۱۴۹

تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴)

ظاهر صفرآباد^۱؛ دکتر حسنعلی فرجی سبکار^۲؛ دکتر قاسم عزیزی^۳؛ دکتر رحیم‌علی عباسپور^۴

چکیده

در تحقیق حاضر سعی شده است تا تغییرات مکانی بارش در ناحیه‌ی کوهستانی زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین آمار مدل‌سازی و تشریح گردد. در این راستا از متوسط بارش سالانه ۲۴۹ ایستگاه با دوره‌ی زمانی کامل ۱۰ سال (۱۹۹۵-۲۰۰۴) مربوط به سازمان هواشناسی (کلیما تولوژی، سینوپتیک و باران‌سنجی) و وزارت نیرو استفاده شده است. از ۲۱۹ ایستگاه برای مدل‌سازی و تشریح تغییرات مکانی بارش و از ۳۰ ایستگاه باقی‌مانده برای آزمون و ارزیابی روش‌ها بهره گرفته شده است. برای نرمال بودن داده‌ها از آزمون کولموگوروف - اسمیرنوف و برای بررسی وجود روند در داده‌ها از برنامه جانبی Trend Analysis در محیط نرم‌افزار Arc GIS 9.3 بهره گرفته شده است.

نتایج حاصل از ارزیابی روش‌های کریگینگ ساده، معمولی و عام، بدون متغیر کمکی و همچنین با متغیر کمکی ارتفاع، عرض جغرافیایی، شیب و فاصله از خط‌الرأس از طریق آماره‌های R^2 ، RMSE و MAE حاکی از دقت بیشتر روش کریگینگ معمولی با متغیر کمکی عرض جغرافیایی و فاصله از خط‌الرأس است. برای نشان دادن نحوه‌ی تغییرپذیری مکانی بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه، نیم‌رخ‌های بارش و ارتفاع عمود بر خط‌الرأس‌ها با فواصل ۵۰ کیلومتر ترسیم گردیدند. از طریق نیم‌رخ‌ها چنین استنباط شد که با وجود هماهنگی نسبی بین بارش و ناهمواری، بیشینه بارش بر حداکثر ارتفاع ناهمواری‌ها منطبق نیست و دامنه‌های بادگیر و پشت به باد در نیمه‌ی غربی و شرقی زاگرس میانی دارای ویژگی متفاوتی از لحاظ مقدار دریافت بارش می‌باشند. نتایج تحقیق نقش ناهمواری‌ها به عنوان مانع در مسیر توده‌های هوا را نشان می‌دهد، به گونه‌ای که توده‌های هوا در برخورد با توده‌های کوهستانی مقادیر زیادی از رطوبت خود را تخلیه می‌نمایند.

کلیدواژه‌ها: مدل‌سازی، زمین آمار، پراش‌نگار، ناهمسانگردی، روند، بارش، زاگرس میانی.

مقدمه

الگوهای پیچیده‌ی بارش (اثر اوروگرافیک و اثر سایه‌ی باران^۱) در نواحی کوهستانی، نبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری مناسب و تغییرپذیری وسیع ارتفاع، شیب، جهت شیب و متعاقب آن تأثیرپذیری الگوی بارش از ناهمواری‌ها، پیچیده‌تر شدن مدل‌سازی بارش در این نواحی را سبب می‌گردد (Prudhomme & Duncan, 1999: 1317; Zangl at all, 2008: 1866), در این راستا ایجاد ایستگاه‌های ثبت بارش در ارتفاعات بالا و با تراکم مناسب همچنین استفاده از روش‌های رقومی برای برآورد توزیع مکانی بارش در فواصل بین ایستگاه‌های ثبت بارش توسط برخی از پژوهشگران پیشنهاد شده است؛ با این حال حتی در مواردی که تراکم ایستگاه‌ها نیز زیاد است، فرآیند درون‌یابی برای به دست آوردن بارش فرو باریده بر یک پهنه ضروری است (Thompson at all, 1997: 997; Buytaert at all, 2006:414) بارش در نواحی کوهستانی به علت عوامل دینامیکی مؤثر در صعود، عموماً در دامنه‌های بادگیر اتفاق می‌افتد و بعد از تخلیه‌ی رطوبتی توده‌های هوا در دامنه‌ی رو به باد، توده‌های هوایی که به دامنه‌ی پشت به باد می‌رسند، خشک هستند (Beniston, 2006: 1589) با استناد به مطالب فوق چنین به نظر می‌رسد که ارائه‌ی مدلی واحد و تعمیم آن به تمام نواحی کوهستانی کاری غیرممکن باشد؛ لذا با توجه به مشخصات نواحی کوهستانی مورد نظر، می‌بایست مدلی متناسب با آن ارائه گردد. علیجانی (۲۰۰۸) تأثیر رشته کوه زاگرس بر بارش سالانه و ماهانه بر اساس ۴۳ ایستگاه هواشناسی در طول دوره‌ی آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ با تأکید بر توزیع مکانی بارش را مورد بررسی قرار داد و نشان داد که حداکثر بارش منطقه در فصل سرد و در

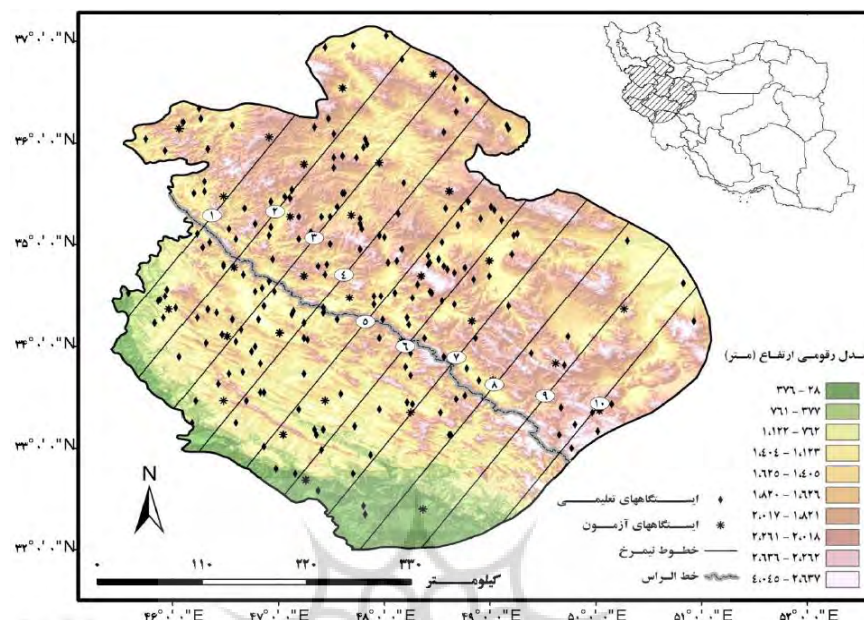
دامنه‌های غربی و کمی پایین‌تر از چکاد کوه‌ها واقع شده است، در حالی که مقدار حداکثر بارش فصل گرم به صورت پراکنده در سطح کوهستان واقع شده است. تأثیر رشته کوه زاگرس بر توزیع مکانی بارش در فصل سرد بیشتر از فصل گرم است. رشته کوه زاگرس به عنوان مانعی در برابر توده‌ی هوای وارد شده از غرب و جنوب غرب عمل می‌کند؛ بنابراین قسمت‌های واقع شده در شمال و شمال شرق رشته کوه زاگرس بارش کمتری را نسبت به سایر نقاط دریافت می‌کنند. تأثیر رشته کوه زاگرس در دامنه‌های غربی آشکارتر از سایر نقاط می‌باشد که دلیل آن فاصله‌ی کمتر نسبت به منبع رطوبتی خلیج فارس و قرار گرفتن در مسیر توده هوای وارد شده به منطقه می‌باشد. غیور و مسعودیان (۱۳۷۵: ۱۳۱) با تحلیل الگوی تغییرات مکانی رابطه‌ی بارش- ارتفاع در گستره‌ی ایران نشان دادند که بیشینه‌ی بارش در چکاد کوهستان به دست نمی‌آید بلکه به سبب محدودیت رطوبتی توده‌های هوایی که به دامنه‌ی بادگیر می‌رسند در محلی پیش از آن و بر روی دامنه‌ی بادگیر قرار می‌گیرد و کمربند کوهستانی را از نظر چگونگی تغییرات مکانی بارش به سه بخش پیش باد، پس چکاد و پشت باد تقسیم نمودند. استفاده از روش‌های زمین آمار برای مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در مناطق کوهستانی از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است (کاوسی و مشکانی، ۱۳۸۶؛ عساکره، ۱۳۸۷) (Phillips at all, 1992; Hay at all, 1993; Damijana & Katarina, 2002; Lloyd, 2005) برای ارزیابی و مقایسه‌ی مدل‌ها و روش‌های متفاوت درون‌یابی از آماره‌های متعددی مانند تکنیک اعتبارسنجی متوالی^۲، روش خطای اریب میانگین^۳ (MBE)، خطای قدر مطلق میانگین^۴ (MAE)، مجذور

منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش، ناحیه‌ی کوهستانی غرب ایران در بخش میانی رشته‌کوه زاگرس است که در بین عرض‌های 32° تا $37^{\circ}10'$ شمالی و طول‌های $45^{\circ}24'$ تا $51^{\circ}8'$ غربی واقع شده است. میانگین ارتفاعی منطقه (استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع با تفکیک مکانی ۸۰ متر) برابر با $2012/38$ متر، حداکثر ارتفاع ایستگاه از سطح دریا برابر با 2414 متر (ایستگاه سینوپتیک سجاس در استان زنجان) و بعد از آن ایستگاه واقع در لرستان با کد ۸۵۶-۲۱ مربوط به وزارت نیرو با ارتفاع 2408 متر (استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع) می‌باشد. توجه به این نکته ضروری است که تنها ۶ ایستگاه (حدود $2/5$ درصد کل ایستگاه‌ها) در ارتفاع بالاتر از 2200 متر قرار دارند، در حالی که این محدوده‌ی ۱۰ درصد کل مساحت منطقه‌ی مورد مطالعه را شامل می‌شود؛ بنابراین برای بخش مرتفع منطقه‌ی مورد مطالعه آگاهی اقلیمی در دسترس نیست. متوسط سطحی بارش سالانه (دوره‌ی آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ میلادی) محاسبه شده با روش پلیگون‌بندی تیسن) برابر با $407/7$ میلی‌متر و متوسط نقطه‌ای بارش سالانه دوره‌ی آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ میلادی) برابر با $399/2$ میلی‌متر است. در این تحقیق از ۲۴۹ ایستگاه ثبت بارش اعم از ایستگاه‌های سازمان هواشناسی (ایستگاه‌های سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی) و ایستگاه‌های ثبت بارش مربوط به وزارت نیرو با دوره‌ی کامل آماری ۱۰ ساله (۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ میلادی) برای مدل‌سازی و برآورد بهره گرفته شده است (شکل شماره‌ی ۱).

مربعات خطا^۱ (RMS) و مقدار استاندارد شده‌ی آن^۲ (SRMS) استفاده شده است (فرجی‌سبکبار و عزیزی، ۱۳۸۵؛ مهدوی و همکاران، ۱۳۸۳؛ عساکره، ۱۳۸۷) (Goovaerts, 2000; Attorre at all, 2007; Daly at all, 2008; Alijani at all, 2008) در تحقیقات فراوانی، تکنیک‌هایی از قبیل ناحیه‌بندی تیسن، درون‌یابی از طریق توابع چند جمله‌ای و روش‌های اسپلاین برای ترسیم نقشه‌های بارش استفاده شده‌اند، در صورتی که این روش‌ها در نواحی کوهستانی غیر قابل اطمینان هستند (Prudhomme & Duncan, 1999: 1338).

رضیئی و عزیزی (۱۳۸۷: ۹۵) اشاره می‌کنند که صرفاً استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی (کلیماتولوژی و سینوپتیک) به دلیل پراکنش نامناسب هر یک از این شبکه‌ها در سطح کشور، درون‌یابی بارش برای نقاط فاقد ایستگاه به ویژه در مناطق مرتفع را با خطای زیادی همراه می‌کنند؛ بدین سبب در این تحقیق با بهره‌گیری از داده‌های سازمان هواشناسی (کلیماتولوژی، سینوپتیک و باران‌سنجی) و وزارت نیرو، تغییرات مکانی بارش منطقه‌ی مورد مطالعه و میزان بارش در مناطق فاقد ایستگاه برآورد می‌گردد. همچنین تلاش شده است تا علاوه بر متغیر ارتفاع از متغیرهای طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، شیب و فاصله از خط‌الرأس نیز به عنوان متغیر کمکی استفاده و نتایج آن‌ها با هم مقایسه گردد. متغیر فاصله از خط‌الرأس به عنوان فاصله از محور مرتفع ناهمواری‌ها و مبین عامل صعود توده‌های هوا در نظر گرفته شده است. برای تشریح تغییرپذیری مکانی بارش، از نیم‌رخ‌های بارش-ارتفاع با فواصل ۵۰ کیلومتر، عمود بر خط‌الرأس، استفاده خواهد شد.



شکل ۱: پراکنش ایستگاه‌های تعلیمی و آزمون (شکل ستاره) به همراه نمایش ارتفاعات، خطوط نیمرخ و خط‌الرأس
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

روش‌های زمین آمار

زمین‌آمار مجموعه‌ای از تکنیک‌ها و تخمین‌گرهای مورد استفاده در تغییرپذیری مکانی و همبستگی پدیده‌های توزیع شده در مکانی پیوسته برای برآورد در مکان‌های نمونه‌برداری نشده را در بر می‌گیرد که به طور کلی شامل دو مرحله‌ی بررسی داده‌ها و تحلیل ساختاری اطلاعات، مطابق با تشریح تغییرپذیری مکانی متغیر، و برآورد مکانی نقاط نمونه‌برداری نشده، می‌باشند (Benavides at all, 2007: 176).

-پراش‌نگار

پراش‌نگار اساسی‌ترین ابزار در زمین‌آمار است که برای تشریح ارتباط مکانی یک متغیر به کار می‌رود (Biau at all, 1999: 1072) پراش‌نگار کمیتهی برداری است که درجه‌ی همبستگی مکانی و شباهت بین نقاط اندازه‌گیری شده را برحسب مربع تفاضل مقدار دو نقطه و با توجه به جهت و فاصله‌ی آن‌ها نشان

۲۱۹ ایستگاه برای مدل‌سازی و ۳۰ ایستگاه باقی‌مانده برای آزمون و مقایسه‌ی روش‌ها استفاده گردید. تمام داده‌های موجود بارش منطقه‌ی مورد مطالعه اعم از سازمان هواشناسی (سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران سنجی) و وزارت نیرو گردآوری شد که پس از تبدیل داده‌های وزارت نیرو به تاریخ میلادی (به دلیل عدم استفاده‌ی دو سازمان ذیربط از مبدای تاریخی مشابه)، ایستگاه‌هایی انتخاب شدند که دارای داده‌ی کامل بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ بودند (در این تحقیق برای رسیدن به پراکنش مناسب داده‌ها و عدم ورود خطاهای ناشی از برآورد ایستگاه‌های فاقد آمار در برخی سال‌ها، دوره‌ی کامل آماری ۱۰ سال بررسی شده است) سپس متوسط بارش در دوره‌ی آماری منتخب محاسبه گردید. علت انتخاب دوره‌ی آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ کامل بودن داده‌های غالب ایستگاه‌ها در این بازه‌ی زمانی نسبت به سایر بازه‌های زمانی است.

مقدار RSS به این خاطر که مقایسه‌ی پراش‌نگارهای مختلف را ممکن می‌سازد، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد.

برخی محققان (Mabit & Bernard, 2007:210) برای برازش مدل پراش‌نگار از ضریب همبستگی (R^2) و نسبت $CC+C0$ بهره می‌گیرند بدین صورت که ضریب همبستگی (R^2) باید بزرگتر از $0/8$ و نسبت $CC+C0$ اثر قطعه‌ای و $C+C0$ ، برابر با سقف پراش‌نگار (است) نزدیک به یک باشد؛ به این معنی که واریانس اثر قطعه‌ای تا حد ممکن به مبدای نمودار پراش‌نگار نزدیک باشد. در این تحقیق از نسبت $CC+C0$ استفاده شده است که از بین مدل‌های به کار گرفته شده، در همه‌ی روش‌ها مدل پراش‌نگار نمایی انتخاب گردید.

- بررسی همسانگردی و ناهمسانگردی در داده‌ها

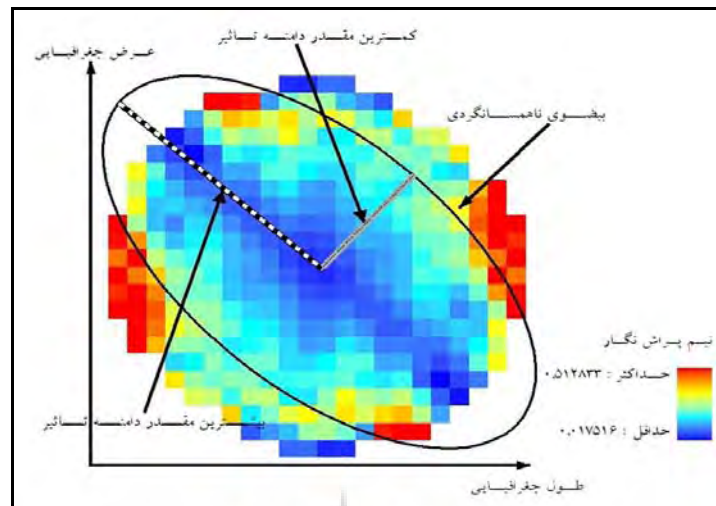
با برازش رویه به پراش‌نگارها می‌توان به وجود ناهمسانگردی پی برد؛ چنانکه رویه‌ی پراش‌نگار متقارن باشد، محیط همسانگرد و در صورتی که در یک جهت کشیدگی داشته باشند محیط ناهمسانگرد (از نظر هندسی) تلقی می‌شود (حسنی‌پاک، ۱۳۸۶: ۱۳۴). چنین ناهمسانگردی از طریق برازش رویه به پراش‌نگارها در منطقه‌ی مورد مطالعه مشاهده گردید (شکل شماره ۲) و در کلیه‌ی روش‌های زمین‌آمار اعمال گردید.

می‌دهد. پراش‌نگار ساختار همبستگی مکانی در داده‌ها را ارائه و نحوه‌ی اختصاص وزن به داده‌ها را در فرایند برآورد تعیین می‌نماید همچنین ابزاری برای نظارت بر کیفیت نتایج محسوب می‌شود (Carratala at all, 1998: 16) که مقدار نیم‌پراش‌نگار از طریق رابطه‌ی ۱-۱ برآورد می‌گردد:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{k=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_j)]^2 \quad 1-1$$

که $h\gamma$ نیم‌پراش‌نگار برآورد شده (تجربی یا مشاهده‌ای) برای کمیت برداری h می‌باشد؛ $N(h)$ تعداد جفت داده‌ها با $h=x_i-x_j$ و $z(x)$ داده مشاهده شده و یا تجربی در موقعیت x است. به طور کلی h یک کمیت برداری می‌باشد که مقدار و جهت‌گیری آن می‌بایست محاسبه گردد؛ ZX_i و ZX_j نیز مقادیر متغیر ناحیه‌ای X در نقاط i و $h+i$ می‌باشند. ممکن است - پراش‌نگار را برای جهت‌های مختلف محاسبه کنیم. در صورتی که مقدار آن در تمام جهت‌ها برابر باشد، پراش‌نگار همسانگرد^۱ است. در غیر این صورت ناهمسانگرد^۲ می‌باشد. با توجه به انواع مختلف پراش‌نگار، محقق باید بهینه‌ترین آن را انتخاب و برآورد و مدل‌سازی را از طریق آن به انجام برساند. برای برازش پراش‌نگار بهینه روش‌های متفاوتی توسط محققان و سازندگان برنامه‌های رایانه‌ای ارائه شده است.

در برخی از برنامه‌های رایانه‌ای مانند GS^+ فاصله‌ی بین گروهی از جفت نقاط محاسبه می‌گردد و مدل تحت عنوان مجموع مجذورات باقی‌مانده (RSS^2) برازش می‌گردد.



شکل ۲: رویه‌ی پراش نگار و بیشوی ناهمسانگردی
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

که در آن m میانگین متغیر، λ_i اوزان کریگینگ ساده و $Z(x_0)$ مقدار متغیر در نقاط نمونه برداری شده و $Z(x_i)$ مقدار متغیر برآورد شده می‌باشد.

کریگینگ عام^۲

در این روش فرض بر این است که علاوه بر مؤلفه‌ی همبستگی مکانی بین نقاط، انحراف یا روند نیز در مقادیر Z وجود دارد. در این صورت، کریگینگ با یک چند جمله‌ای مرتبه اول یا دوم ترکیب می‌شود.

برای مثال چند جمله‌ای مرتبه اول به صورت $M = b_1x_1 + b_2x_2$ و یک چند جمله‌ای مرتبه دوم به صورت $M = b_1x_1 + b_2y_1 + b_3x_1^2 + b_4x_1y_1 + b_5y_1^2$ به مدل اضافه می‌شود. در اینجا M روند، x_i و y_i مختصات نقاط نمونه i ، و b_i ها ضرایب روند می‌باشند (Stein & Corsten, 1991: 580) به نقل از عساکره (۱۳۸۷: ۳۱-۳۰).

این نوع ناهمسانگردی چنین تفسیر می‌شود که با وجود تغییرپذیری یکسان در جهات مختلف، بزرگی محدوده‌ای که در آن داده‌ها از خود ساختار مکانی بروز می‌دهند و با یکدیگر در ارتباطند، در جهات مختلف متفاوت است.

کریگینگ ساده^۱

در این روش با فرض آگاهی از میانگین متغیر تصادفی، برآورد به صورت بهینه انجام می‌گیرد (Webster & Oliver, 2007: 183).

البته به‌طور معمول مقدار میانگین مجهول است، اما به‌طور تقریبی قابل پیش‌بینی است. در این نوع کریگینگ مقدار متغیر در نقطه‌ی مورد تخمین به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Z(x_0) = m + \sum_{i=1}^n \lambda_i [Z(x_i) - m] \quad 2-1$$

- کریگینگ معمولی^۱

این روش یکی از رایج‌ترین روش‌های کریگینگ می‌باشد. در این روش، فرض بر این است که فرد از میانگین متغیر در کل سطح آگاهی ندارد (Webster & Oliver, 2007: 155). تابع کریگینگ معمولی نمونه‌ی ویژه‌ای از تابع کریگینگ عام است. مقادیر مورد انتظار برای مدل به صورت $E(Z(S_i, t)) = \mu(t)$ که $(i=0, \dots, M)$ فرض می‌شود، $\mu(t)$ روند زمانی یا سیگنال تغییرات اقلیمی، S بردار مکانی عناصر معین در فضای D بعدی و t زمان می‌باشد؛ بنابراین عاری از هرگونه روند مکانی می‌باشد (Dobesch at all, 2007: 48).

- کوکریگینگ^۲

کوکریگینگ تابع چند متغیره از کریگینگ است که اولین بار توسط ماترون^۳ (۱۹۷۰) برای برآورد یک متغیر از طریق چند متغیر ارائه گردید (Marcotte, 1991: 1265). این روش از یک یا چند متغیر ثانوی که دارای ارتباط با متغیر مورد نظر است، برای درون‌یابی بهره می‌گیرد. استفاده از متغیر کمکی سبب کاهش هزینه‌های ناشی از نمونه‌برداری در برآورد می‌گردد (Knotters at all, 1995: 225).

آماده‌سازی داده‌ها

روش‌های زمین‌آمار زمانی بهینه می‌باشند که داده‌ها به‌صورت نرمال توزیع شده باشند؛ بنابراین قبل از انجام این روش‌ها بهتر است هیستوگرام یا نگاره‌های مشابه برای بررسی نرمال بودن و همچنین موقعیت‌یابی مقادیر داده‌ها برای بررسی روندهای عمده، مورد توجه قرار گیرد. در این پژوهش برای بررسی نرمال بودن داده‌ها،

از آزمون کولموگروف-اسمیرنف^۴ (آزمون K-S) استفاده گردید (جدول ۱).

مقدار sig در داده‌های خام برابر ۰/۰۵۲ است، لذا فرض H_0 (داده‌ها دارای توزیع نرمال هستند) را حداکثر با اطمینان ۰/۹۴۸ در مقابل فرض H_1 (داده‌ها دارای توزیع نرمال نیستند) رد می‌کنیم.

بررسی نتایج حاصل از آزمون K-S با تبدیل داده‌های بارندگی به مقیاس لگاریتمی فرض H_0 را حداکثر با اطمینان ۰/۵۸ در مقابل فرض H_1 رد می‌کنیم. با توجه به اینکه اطمینان مطلوبی نیست بنابراین فرض نرمال بودن داده‌ها را با تبدیل لگاریتمی می‌پذیریم.

خلاصه‌ی آماری داده‌های ایستگاه‌های ثبت بارش، قبل و بعد از تبدیل لگاریتمی (به مقادیر چولگی و کشیدگی توجه گردد) نیز مطلب فوق را تأیید می‌نماید (جدول ۲).

بررسی روند در داده‌ها از طریق ابزار تحلیل روند در تحلیل‌گر زمین‌آمار^۵، نرم‌افزار ArcGIS 9.3 بررسی گردید و وجود روند در راستای غربی-شرقی (خط قرمز رنگ) و عدم وجود روند در راستای شمالی-جنوبی (خط تیره) را نمایان ساخت (شکل ۳).

1-Ordinary Kriging
2-Cokriging
3-Matheron

4-Kolmogorov-Smirnov Test
5-Geostatistical Analyst

جدول ۱: بررسی نرمال بودن داده‌های بارش از طریق آزمون کلموگروف-اسمیرنوف

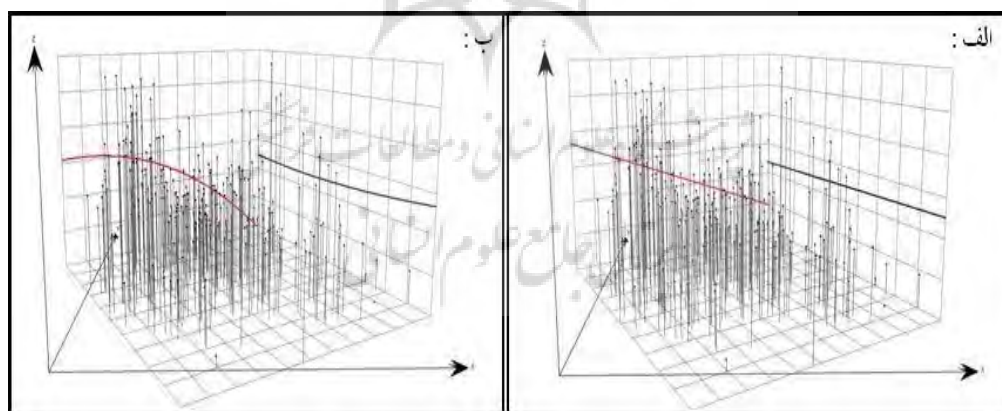
		بدون تبدیل	بعد از تبدیل لگاریتمی
تعداد		۲۱۹	۲۱۹
Normal Parameters	میانگین	۳۹۹/۱۶	۵/۹۵۸۶
	انحراف معیار	۱۲۰/۷۹	۰/۱۲۶۳۴
Most Extreme Differences	مقدار مطلق	۰/۰۹۱	۰/۰۶۰
	مثبت	۰/۰۹۱	۰/۰۶۰
	منفی	-۰/۰۶۶	-۰/۰۳۷
Kolmogorov-Smirnov Z		۱/۳۵	۰/۸۸۱
Asymp Sig (2-tailed)		۰/۰۵۲	۰/۴۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

جدول ۲: خلاصه‌ی آماری داده‌های ایستگاه‌های ثبت بارش قبل و بعد از تبدیل لگاریتمی

داده‌ها قبل از تبدیل لگاریتمی	داده‌ها بعد از تبدیل لگاریتمی	
۶/۸۵۸۱	۹۵۱/۶	مقدار حداکثر
۵/۲۱۳۲	۱۸۳/۶۸	مقدار حداقل
۰/۳۸۹۲	۱/۳۳۱۳	چولگی
۲/۹۸۸۵	۵/۴۱۸۸	کشیدگی
۵/۹۵۸۶	۳۹۹/۱۶	متوسط
۵/۹۵۲۹	۳۸۴/۸۸	میانه

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹



شکل ۳: بررسی روند در داده‌های بارش مورد استفاده، الف: مدل‌سازی روند با تابع چند جمله‌ای درجه ۱،

ب: مدل‌سازی روند با تابع چندجمله‌ای درجه ۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

مورد مطالعه، کاهش و در راستای شرق- غرب افزایش می‌یابد. برای حذف روند از ابزار روندزایی (Detrending) نرم‌افزار ArcGIS با مقادیر ۰/۴۸ Global و ۰/۵۲ Local استفاده شد، این مقادیر به

شکل شماره‌ی ۲ نشان می‌دهد که مقدار میانگین بارش سالانه با حرکت از سمت شمال به جنوب یا برعکس، تغییر منظم و معنی‌داری را نشان نمی‌دهد. از طرف دیگر با حرکت از سمت غرب به شرق منطقه‌ی

MAE و RMSE استفاده شده است (Moreno & Bravo, 2006: 2221)

$$3-1 \quad \frac{n(\sum_{i=1}^n P_i O_i) - (\sum_{i=1}^n P_i \sum_{i=1}^n O_i)}{[\sum_{i=1}^n P_i^2 - (\sum_{i=1}^n P_i)^2][n \sum_{i=1}^n O_i^2 - (\sum_{i=1}^n O_i)^2]}$$

$$4-1 \quad MAE = N^{-1} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i|$$

$$5-1 \quad RMSE = \left[N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right]^{.5}$$

که N تعداد ایستگاه‌های استفاده شده در برآورد و مدل‌سازی، O مقدار بارش اندازه‌گیری شده در هر یک از ایستگاه‌ها، P مقدار برآورد شده برای هر یک از ایستگاه‌ها است.

نحوه‌ی ارزیابی از طریق آماره‌های فوق بدین صورت می‌باشد که مقادیر نزدیک به صفر در آماره‌ی RMSE، مقادیر بیشتر R^2 و مقادیر کمتر MAE بیانگر دقیق‌تر بودن روش استفاده شده می‌باشد. از بین روش‌های استفاده شده، روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی عرض جغرافیایی (شکل شماره ۵) دارای کمترین مقدار RMSE (۵۳/۳۰۵۶) و بالاترین مقدار R^2 (۰/۷۴۱۴) می‌باشند که به عنوان دقیق‌ترین روش از بین روش‌های استفاده شده در منطقه‌ی مورد مطالعه تشخیص داده شد (شکل شماره ۴).

کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی فاصله از خط‌الرأس نیز با اختلاف اندک (RMSE برابر با ۵۴/۷۱۴۴ و مقدار R^2 برابر با ۰/۷۳۴۲) به عنوان دومین روش مناسب تشخیص داده شد. البته ارزیابی روش‌ها از طریق آماره‌ی MAE اندک تفاوتی با دو آماره‌ی ارزیابی RMSE و R^2 داشت بدین صورت که با توجه به این آماره، مناسب‌ترین روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی فاصله از خط‌الرأس (مقدار MAE برابر با ۳۸/۹۸۰۳) است و بعد از آن روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی عرض جغرافیایی (مقدار MAE برابر با ۳۹/۵۸۷۹) به عنوان روش مناسب تعیین شد.

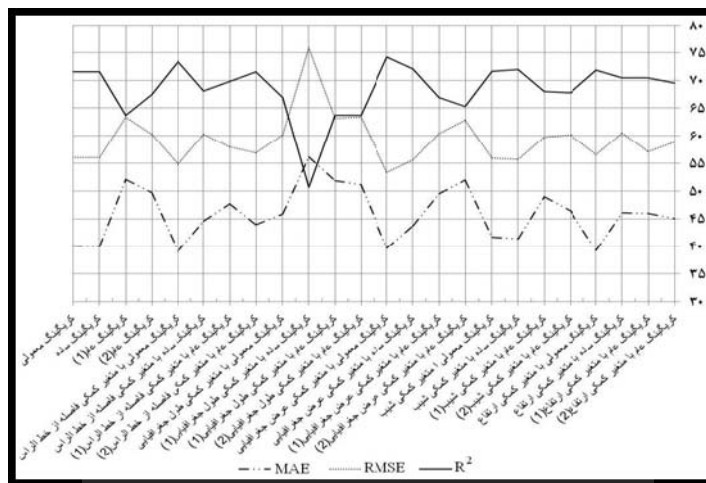
واسطه‌ی کمترین مقدار RMSE و با آزمون مقادیر مختلف انتخاب گردیدند. اندازه‌ی شبکه برای انجام روش زمین آمار مهم و ضروری می‌باشد (Masoodian, 2008: 78) که تحت تأثیر عوامل متعددی نظیر مقیاس، توانایی پردازش رایانه، دقت مکانی، تراکم نمونه‌ها، ساختار خود همبستگی مکانی و پیچیدگی عوارض زمین (Hengl, 2006: 1283) است. در پژوهش حاضر اندازه و تعداد گام‌ها با توجه به روش مورد استفاده (کریگینگ) مدنظر بوده است. اندازه‌ی گام‌ها تأثیر مهمی در شبه‌وار یوگرام تجربی دارد.

اگر اندازه‌ی گام‌ها بسیار بزرگ باشد، در این صورت خود همبستگی دامنه‌های کوتاه نادیده گرفته می‌شود. اگر نمونه‌برداری‌ها به صورت شبکه‌ای برداشت شده باشند، در این صورت فاصله‌ی بین شبکه‌ها (نمونه‌ها) معیار مناسبی برای اندازه‌ی گام‌ها می‌باشد. اما در صورتی که داده‌ها به صورت نامنظم و یا تصادفی برداشت شده باشند، تعیین اندازه گام به این سادگی نیست و می‌بایست مقدار آن حدوداً برابر با نصف بیشترین فاصله بین تمام نمونه‌ها در نظر گرفته شود (Johnston at all, 2003: 66; Brovelli & Liu, 2009: 18)

برای ایجاد لایه‌ی اطلاعاتی فاصله‌ی ایستگاه‌ها از یکدیگر، تابع تحلیل‌گر مکانی GIS استفاده و حداکثر فاصله بین ایستگاه‌ها برابر با ۰/۸۷۰۲۱ درجه محاسبه شد؛ بنابراین اندازه‌ی گام‌ها ۰/۴۳۵۱ درجه محاسبه گردید و با توجه به فاصله‌ی ۵/۷۴۰۲ درجه در راستای شمال- جنوب و فاصله‌ی ۵/۱۹۵ درجه در راستای غرب- شرق، اندازه‌ی گام‌ها برابر با ۰/۴۸۶۱۱ درجه و با تعداد ۱۲ گام در نظر گرفته شد تا مقدار خود همبستگی ایستگاه‌ها در کل منطقه‌ی مورد مطالعه لحاظ گردد.

ارزیابی روش‌های برآورد و مدل‌سازی

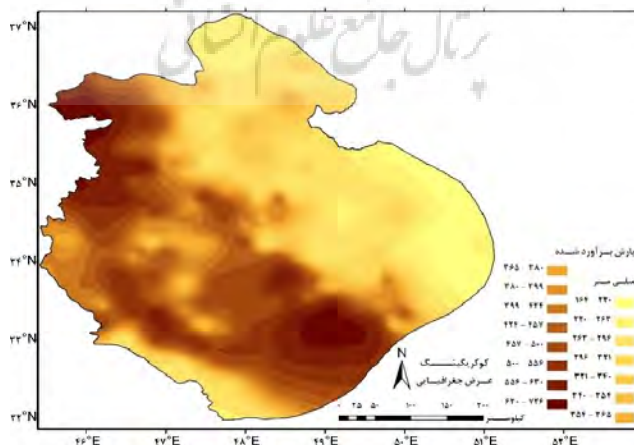
برای ارزیابی روش‌های برآورد از تکنیک‌های متعددی استفاده می‌شود در این تحقیق از سه آماره‌ی R^2 و



شکل ۴: نتایج حاصل از ارزیابی روش‌های زمین از طریق آماره‌های R^2 , RMSE و MAE
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

برخوردار هستند که به نظر می‌رسد با مقدار رطوبت توده‌های هوا در ارتباط باشد. وجود دو هسته‌ی بیشینه‌ی بارش در شمال غرب و جنوب شرق منطقه‌ی مورد مطالعه و مقدار بیشتر بارش در نیمه‌ی غربی نسبت به نیمه‌ی شرقی آن نمایان است. برای ارائه‌ی تحلیلی روشن‌تر از تغییرپذیری بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه، نیمرخ‌های بارش و ارتفاع، عمود بر خط‌الرأس‌ها، به فواصل ۵۰ کیلومتر ترسیم شدند (شکل‌های ۱ و ۶).

تحلیل مکانی بارش با استفاده از مدل زمین آمار با توجه و دقت بیشتر روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی عرض جغرافیایی (شکل شماره ۴) تحلیل مکانی بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه از طریق آن ارائه می‌گردد. با توجه به شکل شماره ۵، نیمه‌ی غربی زاگرس (دامنه‌ی بادگیر) مرطوب‌تر از نیمه‌ی شرقی (دامنه‌ی باد پناه) آن می‌باشد. قسمت‌های شرقی منطقه‌ی مورد مطالعه با وجود داشتن ارتفاع متوسط بالاتر (به شکل شماره ۱ رجوع گردد) از میانگین بارش کمتری

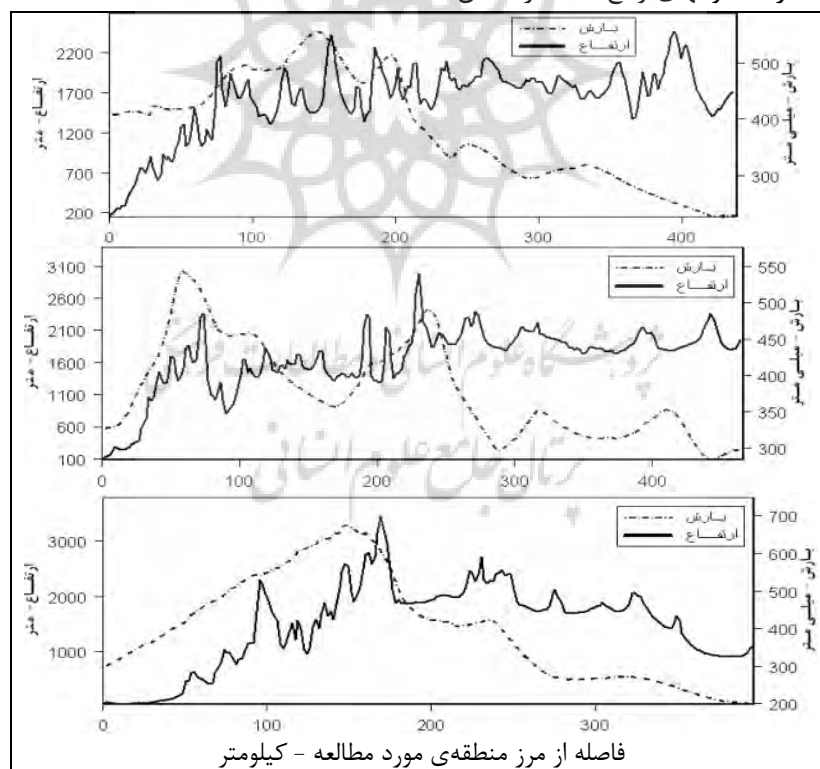


شکل ۵: برآورد مقادیر بارش از طریق روش کریگینگ معمولی و متغیر کمکی عرض جغرافیایی
 مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

ایلام به عنوان اولین مانع در برابر توده‌های هوا، سبب تخلیه‌ی رطوبتی توده‌های هوا می‌گردند که با عبور توده‌های هوا از چکاد این رشته‌کوه‌ها، کاهش بارش در دامنه‌ی بادپناه و سپس در سایر ارتفاعات بعدی را متفاوت از افزایش ارتفاع به دنبال دارد. نکته‌ی قابل توجه ایجاد شرایط همانند دامنه‌ی بادپناه در نیمه‌ی غربی زاگرس میانی، قبل از رسیدن به خط‌الرأس‌ها می‌باشد که اثر تخلیه‌ی رطوبت توسط ناهمواری‌ها در آن نمایان است. همانند سایر نیم رخ‌ها بیشینه‌ی بارش قبل از رسیدن به خط‌الرأس‌ها رخ می‌دهد، می‌توان چنین اظهار نمود که محتوای رطوبتی توده‌های هوا به اندازه‌ای نیست که بتواند در کل فرایند صعود سبب تداوم افزایش بارندگی گردد.

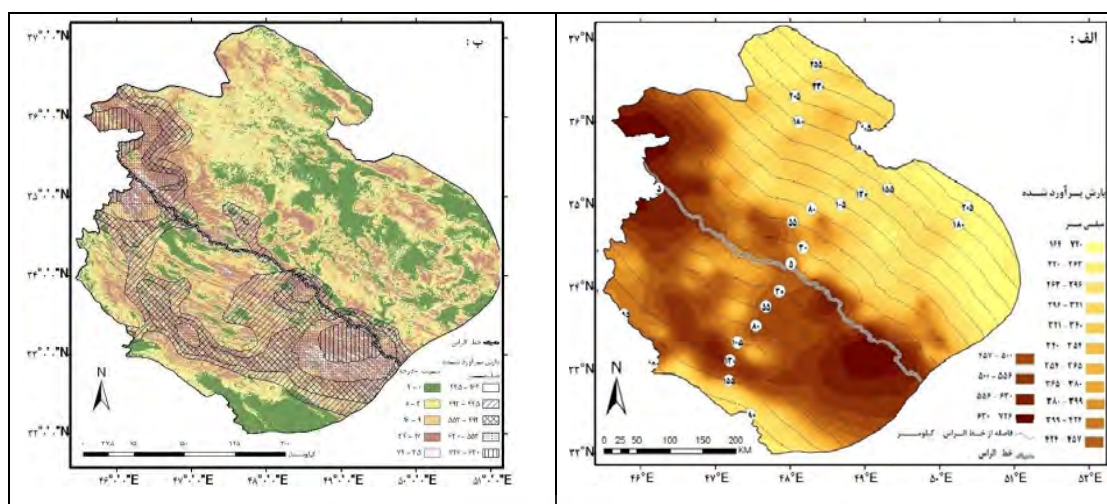
با توجه به نیم‌رخ‌های ترسیم شده، می‌توان چنین اظهار نمود که در مسیر توده‌های هوا، ناهمواری‌ها سبب تخلیه‌ی رطوبتی توده‌های هوا می‌گردند و با افزایش ارتفاع بر مقدار بارش افزوده خواهد شد. البته افزایش بارش تا خط‌الرأس‌ها ادامه نمی‌یابد و در فاصله‌ی میان بیشینه‌ی بارش تا خط‌الرأس با نزدیک شدن به خط‌الرأس از مقدار بارش کاسته می‌شود.

نیم‌رخ‌های شماره‌ی ۳، ۴، ۵ و ۶ (به دلیل شباهت نیم‌رخ‌ها تنها نیم‌رخ شماره‌ی ۴ آورده شده است) در شکل شماره‌ی ۶ متفاوت با سایر نیم‌رخ‌ها می‌باشند، بدین صورت که افزایش بارش در فاصله‌ای کمتر از سایر نیم‌رخ‌ها رخ داده است. با توجه به موقعیت توپوگرافی منطقه و نیم‌رخ‌های بارش مذکور می‌توان چنین بیان نمود که رشته‌کوه‌های واقع شده در استان



شکل ۶: نیم‌رخ‌های شماره ۲، ۴ و ۹ (به ترتیب از بالا به پایین)، بارش و در راستای جنوب غرب - شمال شرق، عمود بر خط‌الرأس‌ها، بر اساس روش کریگینگ معمولی با متغیر کمکی عرض جغرافیایی، شماره روی نیم‌رخ‌ها متناسب با شماره‌های خطوط نیم‌رخ در شکل شماره ۱ می‌باشند.

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹



شکل ۸: الف، بیشینه‌ی بارش و فاصله‌ی آن از خط الراس، منحنی‌های تیره رنگ نشان‌دهنده‌ی فاصله از خط الراس به کیلومتر می‌باشند. ب، شیب منطقه‌ی مورد مطالعه بر حسب درجه و نحوه‌ی پراکندگی بارش در آن (برای جلوگیری از ناخوانا شدن نقشه تنها مقادیر بیش از ۴۴۵ میلی‌متر آورده شده است).

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۸۹

نتیجه

از ارتفاع دلیل آن باشد. متغیر کمکی طول جغرافیایی نیز دقت روش‌های زمین آمار را کاهش داد، دلایل این امر را می‌توان در مسیر ورود توده‌های هوا جست؛ لذا در سایر تحقیقات آتی استفاده از متغیرهای عرض جغرافیایی، شیب و فاصله از خط‌الرأس برای تشریح تغییرپذیری مکانی بارش در نواحی کوهستانی به ویژه زاگرس میانی پیشنهاد می‌گردد. متغیر کمکی ارتفاع باعث بهبود نتایج روش کریگینگ عام (هر دو روش روند با چند جمله‌ای درجه ۱ و ۲) شد، اما دقت حاصل از نتایج روش‌های کریگینگ ساده و معمولی مقدار کاهشی را نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد عدم تبعیت تغییرات بارش از ارتفاع دلیل آن باشد. متغیر کمکی طول جغرافیایی نیز میزان دقت روش‌های زمین آمار را کاهش داد. با اتکا به نتایج حاصل از روش بهینه‌ی زمین آمار در این تحقیق (روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی عرض جغرافیایی) می‌توان نتیجه گرفت که ناهم‌واری‌ها بر توده‌های هوای وارد شده اثر مکانیکی دارند و ضمن صعود سبب تقویت آن‌ها نیز می‌گردند؛ بنابراین با افزایش ارتفاع مقدار

از بین روش‌های استفاده شده، روش کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی عرض جغرافیایی دارای کمترین مقدار RMSE (۵۳/۳۰۵۶) و بالاترین مقدار R^2 (۰/۷۴۱۴) می‌باشند که به عنوان دقیق‌ترین روش از بین روش‌های استفاده شده در منطقه‌ی مورد مطالعه تشخیص داده شد. کریگینگ معمولی با بهره‌گیری از متغیر کمکی فاصله از خط‌الرأس نیز با اختلاف اندک به عنوان دومین روش مناسب تشخیص داده شد.

بهره‌گیری از متغیرهای کمکی در روش‌های زمین آمار همیشه باعث بهبود نتایج نمی‌گردند. برای نمونه در این تحقیق، متغیرهای کمکی عرض جغرافیایی، فاصله از خط‌الرأس و شیب باعث بهبود نتایج حاصل از روش‌های زمین آمار گردیدند، متغیر کمکی ارتفاع نیز سبب بهبود نتایج روش کریگینگ عام (هر دو روش روند با چند جمله‌ای درجه ۱ و ۲) گردید اما دقت حاصل از نتایج روش‌های کریگینگ ساده و معمولی را کاهش داد، به نظر می‌رسد عدم تبعیت تغییرات بارش

منابع

- ۱- حسنی پاک، علی اصغر (۱۳۸۶). زمین آمار (ژئواستاتستیک)، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ دوم. تهران.
- ۲- رضیعی، طیب؛ قاسم عزیزی (۱۳۸۷). بررسی توزیع مکانی بارش فصلی و سالانه در غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۶۵.
- ۳- عساکره، حسین (۱۳۸۷). کاربرد روش کریجینگ در میانبایی بارش، مطالعه موردی: میان‌بایی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران زمین. جغرافیا و توسعه. شماره ۱۲.
- ۴- غیور، حسنعلی؛ سیدابوالفضل مسعودیان (۱۳۷۵). بررسی مکانی رابطه‌ی بارش با ارتفاع در ایران زمین، تحقیقات جغرافیایی. شماره ۴۱.
- ۵- فرجی‌سیکبار، حسنعلی؛ قاسم عزیزی (۱۳۸۵). ارزیابی میزان دقت روش‌های درونبایی فضایی، مطالعه موردی: الگوسازی بارش حوزه‌ی کارده مشهد، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۸.
- ۶- کاوسی، امیر؛ محمدرضا مشکانی (۱۳۸۶). پهنه‌بندی و تحلیل فضایی بارش اقلیمی ایران، محیط‌شناسی. سال ۳۳. شماره ۴۳.
- ۷- مهدوی، محمد؛ ابراهیم حسینی‌چگینی؛ محمدحسین مهدیان؛ سیما رحیمی بندرآبادی (۱۳۸۳). مقایسه روش‌های زمین آمار در برآورد توزیع مکانی بارش سالانه در مناطق خشک و نیمه‌خشک جنوب شرقی ایران، منابع طبیعی ایران. جلد ۵۷. شماره ۲.
- 8- Alijani, B (2008). Effect of the Zagros Mountains on the Spatial Distribution of Precipitation, Journal of Mountain Science, Vol 5, No 3.
- 9- Alijani, B., Brien, J.O. and Yarnal, B (2008). Spatial Analysis of Precipitation Intensity and Concentration in Iran, Theoretical and Applied Climatology, 94.
- 10- Attorre, F., Alfo, M., De Sanctis, M., Francesconi, F, and Bruno F (2007). Comparison of interpolation methods for mapping climatic and bioclimatic variables at regional scale, International Journal of Climatology, (www.interscience.wiley.com)DOI:10. 1002/joc. 1495.
- بارش نیز افزایش می‌یابد، اما نکته‌ی قابل توجه این است که بیشینه‌ی بارش بر خط‌الرأس‌ها منطبق نمی‌باشد در این راستا می‌توان چنین اظهار نمود که محتوای رطوبتی توده‌های هوای وارد شده به منطقه‌ی مورد مطالعه به اندازه‌ای نیست که بتواند در کل فرایند صعود همچنان سبب تداوم افزایش بارش گردد.
- نتایج تحقیق با نتایج کار علیجانی (۲۰۰۸) و علیجانی و همکاران (۲۰۰۸) که اثر مانع رشته کوه زاگرس در برابر توده هواهای وارد شده از غرب و جنوب‌غرب را سبب کاهش بارش در قسمت‌های شمال و شمال شرق رشته کوه زاگرس ذکر نموده‌اند و نتایج پژوهش غیور و مسعودیان (۱۳۷۵: ۱۳۱) که محدودیت رطوبتی توده‌های هوای رسیده به دامنه‌ی بادگیر را سبب پیدایش پدیده‌ی عدم انطباق بیشینه‌ی بارش بر چکاد بیان کرده‌اند، هماهنگ است و نتایج آنان در رابطه با جلوگیری از ورود توده‌های هوای مرطوب از منابع رطوبتی مجاور به بخش‌های داخلی ایران توسط رشته‌کوه زاگرس را تأیید می‌نماید.
- دامنه‌های بادگیر و بادپناه در نیمه‌ی غربی و شرقی زاگرس میانی دارای ویژگی متفاوتی از لحاظ تغییرات مکانی بارش هستند. در دامنه‌های بادگیر با کاهش فاصله نسبت به خط‌الرأس‌ها میزان بارندگی افزایش می‌یابد درحالی‌که در دامنه‌های بادپناه با افزایش فاصله از خط‌الرأس‌ها از مقدار بارش کاسته می‌شود، نکته‌ی قابل توجه در این رابطه، شیب کمتر افزایش بارش در دامنه‌ی بادگیر تا چکاد نسبت به دامنه‌ی بادپناه است. همچنین حداکثر بارش در دامنه‌ی رو به باد، و قبل از رسیدن به خط‌الرأس‌ها اتفاق می‌افتد.

- 22-Hengl, T (2006). Finding the right pixel size. *Computers & geosciences*, 32 (9).
- 23-Johnston, K, Ver Hoef, J .M, Krivoruchko, K, Lucas, N, and Magri, A (2003). *ArcGIS Geostatistical Analyst*, ESRI, USA.
- 24-Knotters, M, Brus, D, J, and Voshaar, O (1995). A Comparison of Kriging, Cokriging and Combined with Regression for Spatial Interpolation of Horizon Depth with Censored Observations, *Geoderma*, 67.
- 25-Lloyd, C, d (2005). Assessing the Effect of Integrating Elevation data into the Estimation of Monthly Precipitation in Great Britain, *Journal of Hydrology*, 308.
- 26-Mabit, L., Bernard, C (2007). Assessment of spatial distribution of fallout radionuclides through geostatistics concept, *Journal of Environmental Radioactivity*, 97.
- 27-Marcotte, Denis (1991). Cokriging with matlab, *Computers & Geosciences*, Vol 17, No9.
- 28-Masoodian, S .A (2008). On Precipitation Mapping in Iran, *Journal of Humanities The University of Isfahan*, Vol 30, No 2, 69-80.
- 29-Moreno, J. I. L., and Bravo, D. N (2006). Interpolating Local Snow Depth Data: An Evaluation of Methods, *Hydrological Processes*, 20.
- 30-Phillips, D .L, Dolph, J, and Markas, D (1992). A Comparison of Geostatistical Procedures for spatial-Analysis of Precipitation in Mountainous Terrain, *Agricultural and Forest Meteorology*, 58.
- 31-Prudhomme, C and Duncan, W. R (1999). Mapping Extreme Rainfall in a Mountainous Region using Geostatistical Techniques: a case study in Scotland, *International journal of climatology*, 19.
- 32-Thompson, C. S, Sinclair, M. R, and Gray, W. R (1997). Estimating Long-Term Annual Precipitation in a Mountainous Region from a Diagnostic Model, *International Journal of Climatology*, 17.
- 33-Webster, R. and Oliver, M. A (2007). *Geostatistics for Environmental Scientists*, Second Edition, John Wiley & Sons, Ltd
- Zangl, G, Aulehner, D, Wastl, C, and Pfeiffer, A (2008). Small-scale precipitation variability in the Alps: Climatology in comparison with semi-idealized numerical simulations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134.
- 11-Benavides, R., Montes, F., Rubio, A., Osoro, K (2007). Geostatistical Modelling of Air Temperature in a Mountainous Region of Northern Spain, *Agricultural and Forest Meteorology*, 146.
- 12-Beniston, M, 2006, *Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps*, *Pure and Applied Geophysics*, 165, 1587-1606
- 13-Biau, G., Zorita, E., Storch, H., V, and Wackernagel, H (1999). Estimation of Precipitation by Kriging in the EOF Space of the Sea Level Pressure Field, *Journal of Climate*, Volume 12.
- 14-Brovelli, M., A, and Liu, X (2009). GIS3 Exercise- Spatial Interpolation, GIS and Theory of Errors Group.
- 15-Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Bievre, B., Wyseure, G (2006). Spatial and Temporal Rainfall Variability in Mountainous Areas: A Case Study from the South Ecuadorian Andes, *Journal of Hydrology*, 329.
- 16-Carratala, A., Gomez, A, and bellot, J (1998). Mapping Rain Composition in the East of SPAIN by Applying Kriging, *Water, Air, and Soil Pollution* 104.
- 17-Daly, C., Halbleib, M., Smith, J.I., Gibson, W.P., Doggett, M.K., Taylor, G.H., Curtis, J, and Pasteris, P.P (2008). Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States, *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.1688.
- 18-Damijana Kastelec and Katarina Košmelj (2002). Spatial Interpolation of Mean Yearly Precipitation using Universal Kriging, *Metodološki zvezki*, 17.
- 19-Dobesch, H., Dumolard, P, and Dyras, I (2007). *Spatial Interpolation for Climate Data*, ISTE Ltd, Great Britain.
- 20-Goovaerts, P (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall, *Journal of Hydrology*, 228.
- 21-Hay, L. E., Battaglin, W.A, Branson, M. D., Leavesley, G. H (1993). Application of GIS in modeling winter orographic precipitation, Gunnison River Basin, Colorado, USA, *HydroGIS 93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources (Proceedings of the Vienna Conference, April 1993)*, IAHS publ, 211.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی