

مقایسه روش‌های مختلف زمین آمار برای برآورد بارندگی در حوزه آبخیز حاجی قوشان

❖ یوسف نبی پور؛ دانشجوی کارشناسی ارشد آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، ایران.

❖ مهدی وفاخواه*؛ دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، ایران.

چکیده

به دلیل کمبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارندگی و وسیع بودن حوزه‌های آبخیز، روش‌های تحلیل مکانی بارش از اهمیت زیادی برخوردارند. روش‌های متفاوتی برای برآورد متوسط بارندگی مانند روش‌های ریاضی و تیسن وجود دارد، ولی به‌وسیله این روش‌ها موقعیت و آرایش داده‌ها و همبستگی بین آن‌ها در نظر گرفته نمی‌شود که برای این منظور می‌توان از روش‌های زمین‌آمار استفاده نمود. در این مقاله ۲۲ ایستگاه هواشناسی در داخل حوضه و اطراف آن با طول دوره آماری مشترک ۳۰ ساله انتخاب و روش‌های زمین‌آمار شامل کریجینگ ساده، کریجینگ معمولی، کوکریجینگ ساده، کوکریجینگ معمولی، کوکریجینگ معمولی استاندارد شده و میانگین متحرک وزنی به‌صورت عکس فاصله با توان یک تا پنج به‌منظور برآورد مکانی بارندگی ماهانه، سالانه و حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته در حوزه آبخیز حاجی قوشان در شمال شرقی ایران مورد استفاده قرار گرفت. برای این منظور داده‌های بارش با روش‌های مختلف برازش داده شد و در نهایت با استفاده از روش اعتبارسنجی حذفی، با حذف تک‌تک ایستگاه‌ها مقادیر بارش آن‌ها تعیین و با مقادیر برآوردی مقایسه گردید. نتایج حاصل نشان داد که برای بارش سالیانه در منطقه مورد مطالعه، روش کریجینگ معمولی با میانگین مطلق خطای برآورد ۳۴/۲۶ و برای بارش ماه‌های مختلف و همچنین بارش حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته، روش معکوس فاصله وزنی با توان ۵ مناسب‌ترین روش و در رابطه با مدل واریوگرام، مدل گوسی برای تحلیل داده‌های ماهانه و سالانه و حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته مناسب تشخیص داده شد.

واژگان کلیدی: نقشه هم‌باران، حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته، کریجینگ، کوکریجینگ، معکوس فاصله وزنی، حاجی قوشان.

۱. مقدمه

از دیدگاه زمین‌آمار، هر نمونه تا فاصله معینی با نمونه‌های اطراف خود در ارتباط است و در واقع بر طبق فرضیه‌های زمین‌آمار، احتمال میزان تشابه بین مقادیر مربوط به نمونه‌های نزدیک‌تر بیشتر است. بنابراین انتظار می‌رود که روش‌های زمین‌آمار با در نظر گرفتن همبستگی و ساختار مکانی داده‌ها و قابلیت استفاده از روابط بین متغیرها دارای دقت برآورد بیشتری باشند.

پراکنش نامناسب ایستگاه‌های آب و هواشناسی در حوزه‌های آبخیز موجب عدم دسترسی به اطلاعات کافی به منظور برآورد مقادیر مکانی در سطح حوزه‌های آبخیز می‌گردد. بر اساس روش‌های تحلیل مکانی نحوه تعمیم عوامل اقلیمی و هیدرولوژیکی که در نقاط ایستگاه‌ها اندازه‌گیری می‌شوند، سطح حوزه آبخیز مورد توجه قرار می‌گیرد. چنین هدفی در زمانی که سطح حوزه آبخیز وسیع بوده و تعداد نقاط اندازه‌گیری اندک باشد، از اهمیت بیشتری برخوردار است [۷].

روش‌های زمین‌آمار عکس فاصله، کریجینگ، همبستگی خطی، همبستگی خطی لگاریتمی، متوسط همسایگی و کوکریجینگ، برای برآورد بارندگی متوسط سالانه در منطقه‌ای کوهستانی واقع در جنوب نوادا و جنوب شرقی کالیفرنیا استفاده گردید و به علت همبستگی بارندگی و ارتفاع، روش کوکریجینگ مناسب‌ترین روش تشخیص داده شد [۶]. ارزیابی و مقایسه روش‌های برآورد بارندگی ماهانه برای بیش از ۴۰۰۰ مایل مربع در جنوب فلوریدا با استفاده از روش‌های میان‌یابی انجام گردید و روش‌های چندجمله‌ای و کریجینگ بهترین مدل تشخیص داده شدند [۱]. در استرالیا چهار روش کریجینگ، عکس فاصله، تیسن و میانگین ایستگاه‌ها برای برآورد متوسط بارندگی در جزیره نورفولک استرالیا مقایسه گردیدند و روش عکس فاصله مناسب‌ترین و روش کریجینگ ضعیف‌ترین روش بودند [۳]. به منظور استخراج روابط عمق - سطح - مدت

بارندگی در استان گیلان روش‌های زمین‌آمار شامل کریجینگ، کوکریجینگ، عکس فاصله و اسپلاین به منظور برآورد پراکنش مکانی مقادیر رگبارهای شدید حداکثر ۲۴ و ۴۸ ساعته به کار برده شدند. در این تحقیق با توجه به نتایج اعتبارسنجی حذفی در بیشتر وقایع مشاهده‌ای، روش کریجینگ و در برخی موارد روش اسپلاین بر اساس معیار متوسط مطلق خطای برآورد به‌عنوان مناسب‌ترین روش انتخاب گردید [۹]. شش روش میان‌یابی مکانی شامل کریجینگ ساده، کریجینگ معمولی، میانگین متحرک وزنی به‌صورت خطی، عکس فاصله، روند سطحی به‌صورت خطی و روند سطحی به‌صورت پارابولیک برای برآورد مکانی بارندگی و دمای میانگین سالانه و ماهانه در حوزه آبخیز تالش در شمال غرب ایران مورد استفاده قرار گرفت. بر اساس نتایج حاصل از تحقیق روش کریجینگ ساده و میانگین متحرک وزنی به‌صورت عکس فاصله با توان یک به‌عنوان دقیق‌ترین روش تحلیل مکانی مقادیر بارندگی سالانه و ماهانه و همچنین روش میانگین متحرک وزنی به‌صورت عکس فاصله با توان‌های دو و سه برای برآورد مکانی دمای سالانه و ماهانه مناسب است [۴].

هدف نهایی بررسی تغییرات مکانی بارش، مدل‌سازی تغییرات داده‌های بارش از نظر بعد مکانی است، طوریکه شرایط برای اهداف آتی از جمله پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت و بلندمدت بارش، آگاهی از مناطق دارای بیشترین مقدار بارش و همچنین تعمیم بارش به مناطق بدون ثبت بارش، فراهم گردد. با توجه به استفاده‌های روزافزون از روش‌های مختلف درون‌یابی مکانی، هرگونه اشتباه در انتخاب روش مناسب توزیع مکانی و بی‌توجهی به دقت روش‌های درون‌یابی می‌تواند موجب بروز خطا در برآوردهای طراحی گردد.

لذا در این مقاله با هدف برآورد مکانی بارندگی در حوزه آبخیز حاجی قوشان در شمال شرقی ایران و پیشنهاد مناسب‌ترین روش برای تهیه نقشه هم‌باران اقدام

۲.۲. روش‌های زمین آمار

متغیری که در فضای سه‌بعدی توزیع شده باشد، متغیری ناحیه‌ای است. در واقع متغیر ناحیه‌ای، متغیری تصادفی است و تفاضل مقدار تصادفی در دونقطه متفاوت، به فاصله آن دونقطه بستگی دارد. مقدار متغیر ناحیه‌ای $Z(x)$ در هر نقطه را می‌توان به دو مؤلفه قطعی و تصادفی تجزیه کرد، بنابراین می‌توان نوشت:

$$Z(x) = m(x) + L(x) \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در این رابطه، $Z(x)$ متغیر ناحیه‌ای در نقطه‌ای به مختصات x ، $m(x)$ مؤلفه قطعی متغیر ناحیه‌ای و $L(x)$ مؤلفه تصادفی آن است.

نیم تغییر نما اساسی‌ترین ابزار در زمین‌آمار است که برای تشریح ارتباط مکانی یک متغیر به کار می‌رود. نیم تغییر نما، کمیتی برداری است که درجه همبستگی مکانی و شباهت بین نقاط اندازه‌گیری شده را برحسب مربع تفاضل مقدار دونقطه و با توجه به جهت و فاصله آن‌ها نشان می‌دهد:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (\text{رابطه ۲})$$

در این رابطه، $N(h)$ تعداد جفت نمونه‌های به کار رفته در محاسبه که در فاصله h از یکدیگر قرار دارند، $Z(x_i)$ مقدار مشاهده شده‌ی متغیر موردنظر، $Z(x_i + h)$ مقدار مشاهده‌ی آن متغیر که به فاصله h از $Z(x_i)$ قرار دارد و $\gamma(h)$ نیم تغییر نما است. در بسیاری از موارد، وقتی h به سمت صفر میل می‌کند، مقدار نیم تغییر نما صفر نمی‌شود. این مقدار که در واقع عرض از مبدأ منحنی نیم تغییر نما است، اثر قطعه‌ای نام دارد. دامنه تأثیر فاصله مکانی یا زمانی بین نمونه‌هاست که پس از متغیر ناحیه‌ای در نقاط مجاور هم تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند.

به ارزیابی روش‌های زمین‌آمار شامل کریجینگ ساده^۱، کریجینگ معمولی^۲، کوکریجینگ ساده^۳، کوکریجینگ معمولی^۴، کوکریجینگ معمولی استاندارد شده^۵ و میانگین متحرک وزنی^۶ به صورت عکس فاصله با توان یک تا ۵ گردید. یکی از شرایطی که سعی گردید در این تحقیق به عنوان یک شاخص تمایز نسبت به تحقیقات قبلی انجام شود، بارندگی‌های موردنظر در مقیاس‌های زمانی مختلف (سالانه و ماهانه) و بارندگی حداکثر ۲۴ ساعته بررسی گردیده و با استفاده از آن، روش‌های زمین‌آمار نسبت به این بارندگی‌ها انجام و توزیع مکانی مشخص گردید.

۲. روش‌شناسی تحقیق

۲.۱. معرفی منطقه مورد مطالعه

آبخیز حاجی‌قوشان با مساحتی در حدود ۲۲۰۰ کیلومترمربع در شرق استان گلستان قرار گرفته است و با تشکیل قسمت شمالی حوضه گرگان رود، محدوده "۳۳"، ۱۸'، ۵۵° الی ۳۸'، ۰۴°، ۵۶° طول شرقی و "۰۱"، ۲۴'، ۳۷° الی ۳۵'، ۴۷°، ۳۷° عرض شمالی را شامل می‌شود. شکل ۱ موقعیت حوزه آبخیز حاجی‌قوشان را در استان گلستان و ایران نشان می‌دهد. برای تعیین مقادیر بارندگی در ایستگاه‌های موجود، داده‌های بارندگی مورد بررسی قرار گرفته و پس از کنترل کیفیت و بررسی همگنی داده‌ها، دوره مشترک آماری ۳۰ ساله از سال آبی ۱۳۵۶-۵۷ تا سال ۱۳۸۶-۸۷ انتخاب گردید. بدین منظور از داده‌های بارش ایستگاه‌های داخل و اطراف حوضه برای انجام روش‌های زمین‌آمار و تهیه نقشه هم‌باران استفاده گردید. شکل ۲ پراکنش ایستگاه‌های موردنظر در داخل و خارج حوزه آبخیز حاجی‌قوشان را نشان می‌دهد.

¹ Simple Kriging

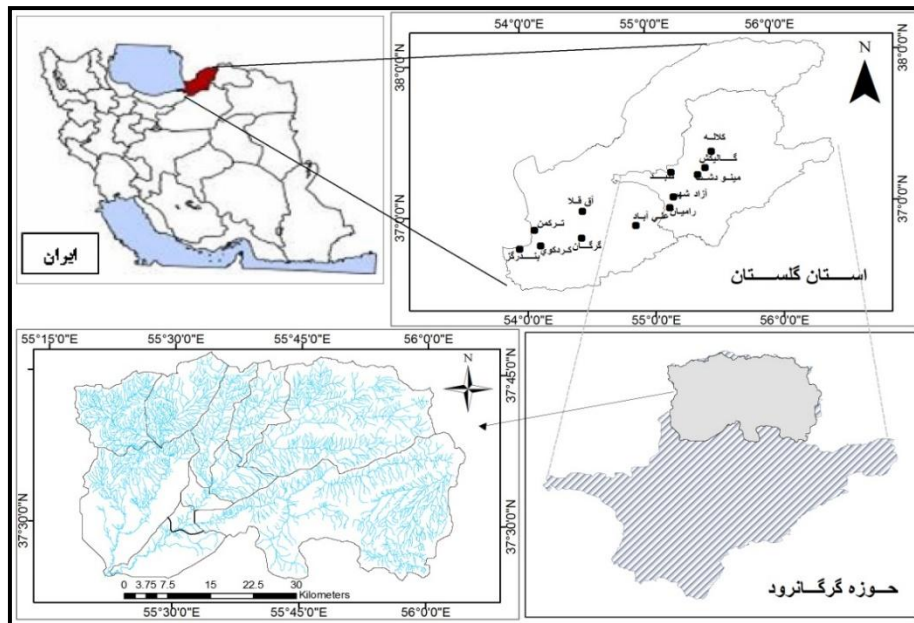
² Ordinary Kriging

³ Simple CoKriging

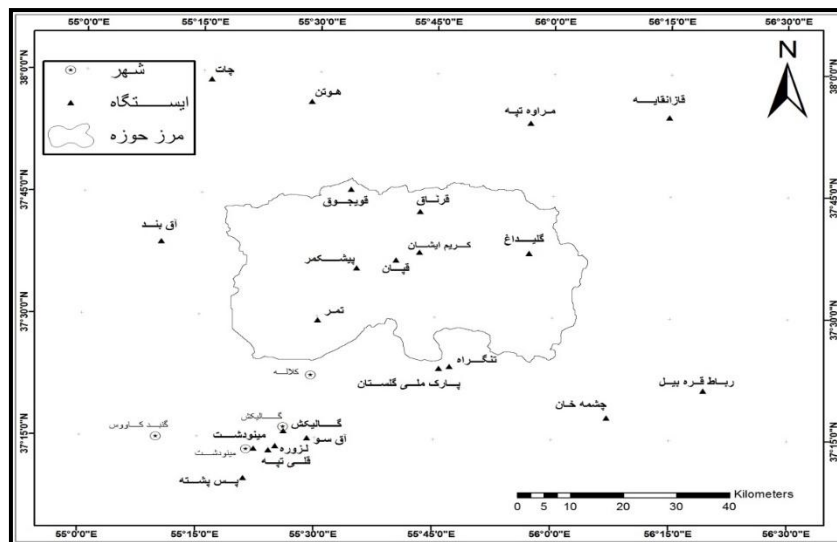
⁴ Ordinary CoKriging

⁵ Standardized Ordinary CoKriging

⁶ Weighted Moving Average



شکل ۱. موقعیت آبخیز حاجی قوشان



شکل ۲. موقعیت ایستگاه‌های بارندگی مورد استفاده در این تحقیق

برآورد متغیرهایی که تغییرات زمانی و مکانی دارند، وجود دارد. تفاوت عمده این روش‌ها، محاسبه فاکتور وزنی است که به نقاط مشاهده شده‌ی اطراف نقطه‌ی مورد برآورد داده می‌شود. امروزه با گسترش و توسعه رایانه امکان استفاده از

این مقدار نسبتاً ثابت که تغییرات آن تصادفی است، آستانه نام دارد و مقدار آن برابر مجموع اثر قطعه‌ای C_0 و بخش ساختار دار نیم تغییر نما C است و معادل با واریانس کلی متغیر مورد بررسی است. روش‌های متفاوتی برای

مقادیر متغیر در نقاط مجاور تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند و با افزایش بیشتر فاصله مقدار نیم تغییر نما تفاوت معنی داری نمی‌کند دامنه یا شعاع تأثیر^۲ گفته می‌شود. به مقدار نیم تغییر نما به ازاء $h=0$ ، اثر قطعه‌ای^۳ گفته می‌شود. معمولاً اثر قطعه‌ای ناشی از خطاهای نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و آنالیز داده‌هاست. در این روش ساختار همبستگی مکانی^۴ پدیده‌های هیدرولوژیکی به‌منظور تعیین رابطه‌ای برای تعیین وزن‌های بهینه خطای برآورد در نقاط ایستگاه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. به‌طور کلی تخمین زمین آماری، فرآیندی است که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقطه‌ای با مختصات معلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگر با مختصات معلوم به دست آورد. روش کریجینگ بر اساس میانگین متحرک وزن دار استوار بوده و می‌توان آن را بهترین تخمین گر خطی نااریب خواند [۵]. در روش کریجینگ ساده فرض بر این است که کلیه نقاط موجود در فضای میان یابی به طریقی در برآورد مقادیر جدید در نقاط مجهول تأثیرگذار است، درحالی‌که در روش کریجینگ معمولی می‌توان محدوده مشخصی از نقاط را در میان یابی برای هر نقطه مقصد در نظر گرفت. در این روش تعداد نقاط مساوی یا کمتر از کلیه نقاط ایستگاه‌های مورد بررسی است.

• روش کوکریجینگ

همان‌طور که در آمار کلاسیک روش‌های چند متغیره برای تخمین وجود دارد، در زمین آمار نیز می‌توان به روش کوکریجینگ بر اساس همبستگی بین متغیرهای مختلف تخمین زد. این خصوصیت می‌تواند باعث دقت بیشتر تخمین‌ها گردد. معادله کوکریجینگ به شرح زیر است:

$$Z_{(x_0)} = \sum_{i=1}^n \lambda_{1i} Z_{1(x_i)} + \sum_{j=1}^m \lambda_{2j} Z_{2(x_j)} \quad (\text{رابطه ۵})$$

مدل‌های پیچیده زمین آماری آسان شده است. لذا با استفاده از نرم‌افزار GS^+ در این تحقیق به‌منظور برآورد مقادیر مکانی بارندگی سالیانه، ماه‌های سال و همچنین حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته روش‌های کریجینگ ساده، کوکریجینگ معمولی، کوکریجینگ معمولی استاندارد شده و میانگین متحرک وزنی به‌صورت عکس فاصله با توان ۱ تا ۵، مورد استفاده قرار گرفته است.

• روش کریجینگ

روش کریجینگ برای برآورد نقطه ناشناخته به هر یک از نمونه‌های اندازه‌گیری شده، وزنی را نسبت می‌دهد. کریجینگ یک برآوردگر خطی به شکل زیر است:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_{(xi)} \quad (\text{رابطه ۳})$$

در این رابطه، Z^* مقدار متغیر مکانی برآورد شده، $Z_{(xi)}$ مقدار متغیر مکانی مشاهده‌شده در نقطه x_i و λ_i وزن آماری که به نمونه x_i نسبت داده می‌شود و بیانگر اهمیت نقطه i ام در برآورد است.

در کل کریجینگ روشی است که ساختار همبستگی مکانی پدیده‌ها را در برآورد مکانی مورد استفاده قرار می‌دهد. در این روش دقت تخمین بستگی به واریوگرام استخراجی از داده‌ها دارد که به‌صورت رابطه زیر نشان داده شده است:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (\text{رابطه ۴})$$

که در آن γ واریوگرام تجربی، $N(h)$ تعداد جفت نقاط به ازای هر فاصله h ، $Z(x)$ متغیر مشاهداتی و $Z(x+h)$ متغیر مشاهداتی به فاصله h می‌باشند. با افزایش h مقدار نیم تغییر نما تا فاصله معینی اضافه می‌شود و پس از آن به حد ثابتی می‌رسد که حد آستانه نامیده می‌شود. به فاصله بین نمونه‌ها که از آن به بعد

¹ Geostatistics for the Environmental Sciences

² Range of Influence

³ Nugget Effect

⁴ Spatial Correlation

۲.۳. روش‌ها و معیارهای ارزیابی

بررسی‌های موجود نشان می‌دهد که نوع متغیر، روش مناسب زمین‌آماری را مشخص می‌کند. به‌منظور انتخاب بهترین روش تحلیل مکانی و بررسی دقت روش‌های مذکور از روش اعتبارسنجی حذفی^۱ استفاده می‌شود. بدین ترتیب که یک نقطه حذف و با استفاده از سایر نقاط و اعمال روش میان‌یابی موردنظر، برای این نقطه تخمین صورت می‌گیرد. سپس این نقطه به محل خود برگردانده شده و نقطه بعدی حذف می‌گردد و به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت می‌گیرد. به‌طوری‌که در پایان می‌توان به مقایسه مقادیر محاسباتی و مشاهداتی پرداخت. روش‌های مختلفی برای مقایسه مقادیر اندازه‌گیری و برآورد شده وجود دارد که در اینجا معیار مجذور میانگین مربع خطا^۲ (رابطه ۷) و نیز میانگین مطلق خطای برآورد^۳ (رابطه ۸) در نظر گرفته شده است.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - X_p)^2} \quad (\text{رابطه ۷})$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |X_0 - X_p| \quad (\text{رابطه ۸})$$

که در آن، X_0 مقادیر مشاهداتی، X_p مقادیر محاسباتی و n تعداد نقاط می‌باشند. از نظر تئوری هرگاه این دو معیار برابر صفر شوند، نمایانگر این است که دقت روش صددرصد بوده و مقدار تخمین زده شده یک کمیت دقیقاً برابر مقدار واقعی آن است.

برای رسم نقشه‌های هم‌باران از نرم‌افزارهای ArcGIS Version 9.2 و GS⁺ Version 9.0 استفاده گردید و چون این نرم‌افزارها با سیستم متریک کار می‌کنند، لذا مختصات ایستگاه‌ها به سیستم متریک (UTM) تبدیل گردید. لذا جدولی متشکل از مختصات هر یک از ایستگاه‌ها به‌صورت UTM و مقدار بارندگی

که در آن، $Z_{2(x_j)}$ متغیر مکانی کمکی، $Z_1(x_j)$ متغیر مکانی اصلی، $Z(x_0)$ مقدار نامعلوم متغیر در نقطه x_0 ، m تعداد نقاط نمونه‌برداری متغیرهای اصلی و n تعداد نقاط نمونه‌برداری متغیرهای فرعی و همچنین λ_{1i} و λ_{2j} وزن‌های آماری داده‌شده به متغیرهای اصلی و کمکی می‌باشند. در این روش از متغیر کمکی ارتفاع برای درون‌یابی استفاده گردید.

• روش میانگین متحرک وزنی

از دیگر روش‌های میان‌یابی، روش میانگین متحرک وزنی است. در این روش برای برآورد یک داده، به داده‌های معلوم اطراف متناسب بافاصله آن‌ها تا نقطه مجهول وزن تعلق می‌گیرد. این اوزان توسط توان وزن دهی کنترل می‌شود. به‌طوری‌که توان‌های بزرگ‌تر اثر نقاط دورتر از نقطه مورد تخمین را کاهش می‌دهد و توان‌های کوچک‌تر وزن‌ها را به‌طور یکنواخت‌تری بین نقاط همسایه توزیع می‌کنند. روش میانگین متحرک بر اساس فاصله نقاط به دو صورت عکس فاصله و فاصله خطی قابل‌استفاده است. در هر دو روش مذکور به ایستگاه‌هایی که به نقطه موردنظر نزدیک‌تر باشد وزن بیشتر و ایستگاهی که دورتر باشد وزن کمتر تعلق می‌گیرد. درواقع نقاط بافاصله کمتر، اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند. روش میانگین متحرک به‌صورت عکس فاصله در رابطه (۶) نشان داده‌شده است:

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{d_i^a}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^a}} \quad (\text{رابطه ۶})$$

که در آن، d_i فاصله بین نقطه مشاهداتی و محاسباتی، a توان (عدد صحیح)، Z^* مقدار محاسباتی و n تعداد نقاط مشاهداتی می‌باشند.

¹ Cross Validation

² Root Mean Square Error

³ Mean Absolute Error

مقیاس‌های مختلف زمانی، بارش منطقه از مدل گوسی تبعیت می‌کند. نسبت $C/(C_0+C)$ بیان‌گر وجود ساختار مکانی قوی است که این امر دلیل بر همبستگی مکانی بارش می‌باشد. این همبستگی مکانی ایستگاه‌های هواشناسی در منطقه در مقیاس ماهانه $40/35$ تا $110/67$ کیلومتر، حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته $34/46$ کیلومتر و در مقیاس سالانه $87/12$ کیلومتر می‌باشد. اشکال ۳ تا ۱۶ نیز مناسب‌ترین نیم‌تغییر نمای تجربی داده‌ها را نشان می‌دهد.

در مرحله بعد روش اعتبارسنجی حذفی با حذف یک‌به‌یک هر ایستگاه انجام گرفته و بدین ترتیب مقادیر ایستگاه حذف شده برآورد گردیده و با استفاده از روش‌های مجذور میانگین مربع خطا و میانگین مطلق خطای برآورد، میزان خطای داده‌های برآوردی و مشاهده‌ای اندازه‌گیری گردید. لازم به ذکر است، با توجه به کاربرد فراوان روش میانگین مطلق خطای برآورد، روش‌های موردنظر بر اساس مقادیر این خطا رتبه‌بندی گردیده و روش دارای رتبه پایین به‌عنوان مناسب‌ترین روش تحلیل مکانی بارش در نظر گرفته شد. نتایج حاصل در جداول ۳ تا ۶ نشان داده شده است.

همان‌طور که در جداول ۳ تا ۶ نشان داده شده است، روش مناسب تخمین از طریق زمین‌آمار در منطقه مورد مطالعه برای بارش سالیانه، روش کریجینگ معمولی و برای بارش ماهانه و حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته، روش معکوس فاصله وزنی با توان ۵ با کمترین میانگین مطلق خطای برآورد می‌باشد.

ایستگاه در محدوده زمانی مورد بررسی تشکیل گردید. سپس با استفاده از این جدول در نرم‌افزار GS^+ مدل واریوگرام مناسب به ساختار فضایی بارندگی برازش داده شد. در مرحله بعد با استفاده از مدل واریوگرام و پارامترهای آن نسبت به عملیات میان‌یابی با استفاده از روش‌های کریجینگ، کوکریجینگ و معکوس وزنی فاصله اقدام گردید.

۳. نتایج

ابتدا مشخصات آماری داده‌های ایستگاه‌های موردنظر همچون میانگین، میان، چولگی، کشیدگی، حداقل و حداکثر در محدوده زمانی سال‌های آبی $57-1356$ تا سال $87-1386$ با استفاده از نرم‌افزار SPSS v. 23 بررسی گردید. به دلیل تعداد زیاد ایستگاه‌ها نتایج ایستگاه گلیداغ به‌عنوان مثال در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به نتایج این جدول، متغیر بارندگی تیر، مرداد و شهریور و حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته دارای چولگی زیادی هستند که دلیل این موضوع، تغییرات بارش در پایه زمانی فصل تابستان و حداکثر بارش روزانه است. در بقیه ماه‌ها و همچنین در مقیاس سالیانه، چولگی داده‌ها کم است.

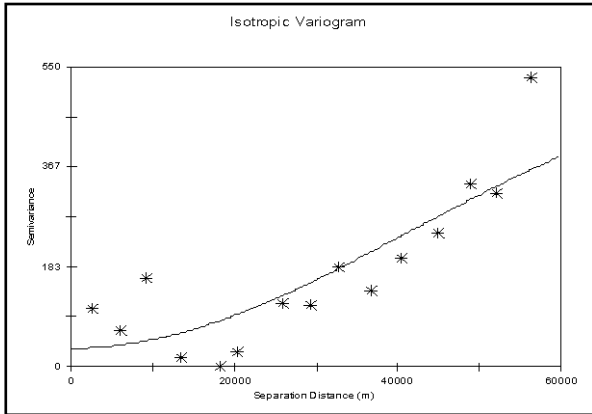
با استفاده از داده‌های بارندگی ایستگاه‌ها و در دوره‌های مورد بررسی سالانه، ماه‌های سال و همچنین حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته در نرم‌افزار GS^+ ، واریوگرام تجربی این داده‌ها تهیه گردید. جدول ۲ عوامل مربوط به مدل‌های برازش داده شده با ساختار فضایی را نشان می‌دهد. همان‌گونه که از جدول ۲ نمایان است، در

جدول ۱. خصوصیات آماری متغیرهای حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته، ماهانه و سالانه

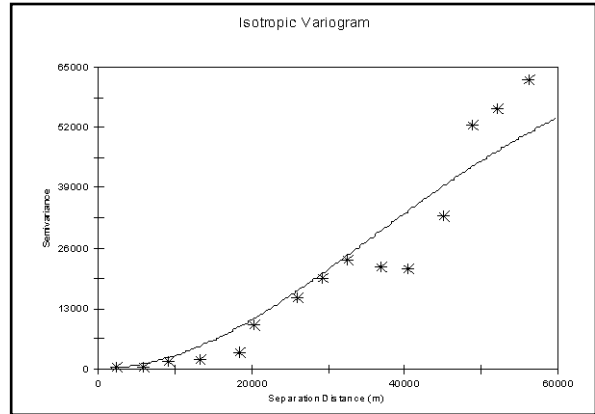
متغیر	میانگین (mm)	خطای استاندارد میانگین	میان	انحراف معیار	چولگی	خطای استاندارد چولگی	کشیگی	خطای استاندارد کشیگی	حداقل (mm)	حداکثر (mm)
مهر	۳۳/۴۶	۳/۸۷	۳۲/۳۶	۱۸/۱۸	۰/۴۱۹	۰/۴۹۱	-۰/۶۵۴	۰/۹۵۳	۸/۳۴	۶۸/۴۶
آبان	۴۲/۹۵	۳/۴	۴۴/۶۶	۱۵/۹۷	-۰/۲۰۳	۰/۴۹۱	-۱/۲۶	۰/۹۵۳	۱۵/۸۶	۶۴/۷۵
آذر	۴۸/۶۴	۳/۹۸	۴۷/۸۳	۱۸/۶۹	۰/۳۱۳	۰/۴۹۱	-۰/۹۹۱	۰/۹۵۳	۲۰/۴۸	۸۱/۳۳
دی	۴۸/۳۶	۳/۹	۴۶/۵۵	۱۸/۳۲	۰/۱۵۸	۰/۴۹۱	-۱/۱۲	۰/۹۵۳	۲۰/۰۲	۷۸/۱۱
بهمن	۵۷/۶۷	۴/۵۵	۵۸/۷۳	۲۱/۳۸	-۰/۰۲۳	۰/۴۹۱	-۱/۲۵۶	۰/۹۵۳	۲۲/۸۹	۹۰/۱۵
اسفند	۶۲/۵۴	۴/۹۱	۶۴/۸۱	۲۳/۰۶	-۰/۱۳۶	۰/۴۹۱	-۱/۱۴۲	۰/۹۵۳	۲۳/۶۸	۹۹/۷۳
فروردین	۶۰/۹۷	۴/۲۴	۷۰/۰۱	۱۹/۹۱	-۰/۵۳۲	۰/۴۹۱	-۱/۲۹۲	۰/۹۵۳	۲۵/۶	۸۴/۷۵
اردیبهشت	۵۰/۱۱	۴/۵۴	۵۵/۸۶	۲۱/۳۱	-۰/۰۴۵	۰/۴۹۱	-۱/۵۱	۰/۹۵۳	۲۰/۱۴	۸۲/۲۴
خرداد	۲۹/۸۱	۳/۵	۲۹/۷	۱۶/۴۲	۰/۳۴۵	۰/۴۹۱	-۱/۰۷۴	۰/۹۵۳	۷/۰۹	۶۱/۲۵
تیر	۲۰/۶۸	۳/۰۷	۱۶/۱۲	۱۴/۴۳۹	۰/۵۰۱	۰/۴۹۱	-۱/۰۴۴	۰/۹۵۳	۴/۶۴	۵۰/۸۱
مرداد	۳۶/۲۸	۵/۸۳	۳۲/۶۴	۲۷/۳۶۷	۱/۶۹۹	۰/۴۹۱	۴/۷۹۹	۰/۹۵۳	۴/۸۵	۱۲۷/۳۱
شهریور	۲۹/۳۸	۴/۱۸۵	۲۲/۸۱۵	۱۹/۶۳۱	۰/۴۸۵	۰/۴۹۱	-۱/۰۵۲	۰/۹۵۳	۴/۲۵	۶۶/۲۵
حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته	۱۰۹/۰۹	۱۹/۰۶۴	۸۳	۸۹/۴۱۸	۲/۸۲۷	۰/۴۹۱	۱۰/۰۹۸	۰/۹۵۳	۳۷	۴۵۰
سالانه	۵۴۵/۴۲	۵۳/۲۹	۵۲۱/۹۸	۲۴۹/۹۷	۰/۲۱۴	۰/۴۹۱	-۱/۱۷۴	۰/۹۵۳	۱۹۴/۹	۷۹۷/۵

جدول ۲. مشخصات مناسب ترین مدل نیم تغییر نمای تجربی داده‌ها

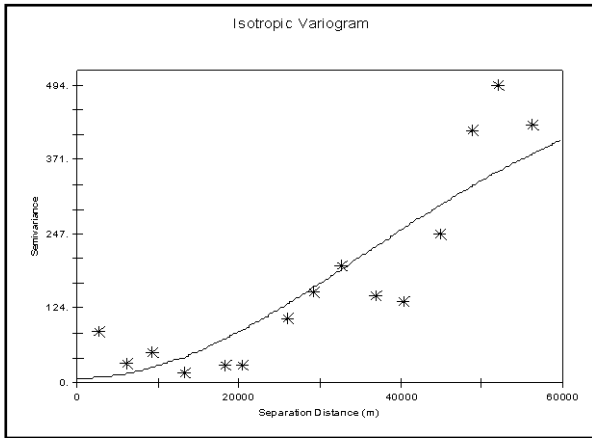
زمان	نوع مدل	اثر قطعه‌ای (Co)	سقف (Co + C)	دامنه تأثیر	R ²	C/ Co + C
مهر	گوسی	۳۴	۵۷۸/۹	۱۰۱۶۷۱/۳۸	۰/۷۴۸	۰/۹۴۱
آبان	گوسی	۱	۴۱۲/۹	۹۲۶۶۴/۷۱	۰/۹۲۴	۰/۹۹۸
آذر	گوسی	۷	۵۲۴	۸۶۲۵۶/۱۳	۰/۸۱۴	۰/۹۸۷
دی	گوسی	۲۸	۵۶۶/۹	۹۲۸۳۷/۹۲	۰/۸۳۶	۰/۹۵۱
بهمن	گوسی	۱	۷۱۲	۸۵۷۳۶/۵۱	۰/۸۵۱	۰/۹۹۹
اسفند	گوسی	۴۱	۷۹۲/۹	۹۰۵۸۶/۲۵	۰/۹۰۲	۰/۹۴۸
فروردین	گوسی	۱۸	۶۴۶/۹	۹۱۶۲۵/۴۸	۰/۸۴۳	۰/۹۷۲
اردیبهشت	گوسی	۱۰۱	۸۱۲/۹	۱۰۲۱۹۰/۹۹	۰/۷۴	۰/۸۷۶
خرداد	گوسی	۴۴	۴۹۸/۹	۱۱۰۶۷۸/۰۴	۰/۷۶۳	۰/۹۱۲
تیر	گوسی	۲۴/۵	۳۳۳/۶	۸۳۱۳۸/۴	۰/۷۹۸	۰/۹۲۷
مرداد	گوسی	۱۶۵	۸۸۹	۴۰۳۵۶/۷۸	۰/۳۰۲	۰/۸۱۴
شهریور	گوسی	۳۰	۵۱۶/۸	۷۳۴۳۸/۹۵	۰/۶۵۸	۰/۹۴۲
حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته	گوسی	۲۲۲۰	۱۰۴۰۰	۳۴۴۶۷	۰/۱۸۴	۰/۷۸۷
سالانه	گوسی	۱۰۰	۷۱۳۰۰	۸۷۱۲۲/۱۵	۰/۹۲	۰/۹۹۹



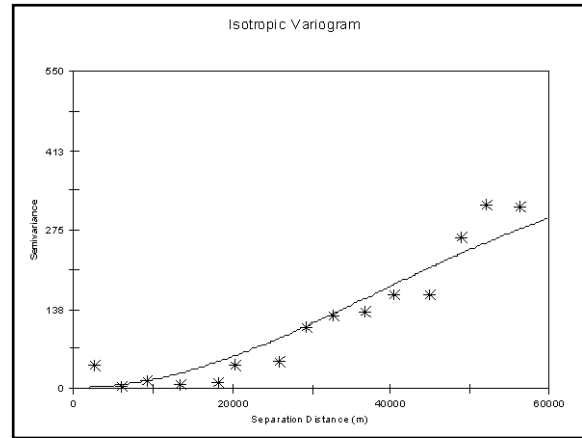
شکل ۴. واریوگرام بارش مهرماه



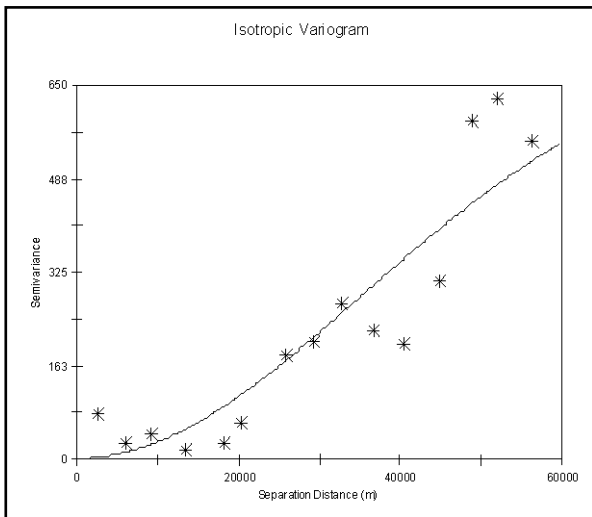
شکل ۳. واریوگرام تجربی بارش سالیانه



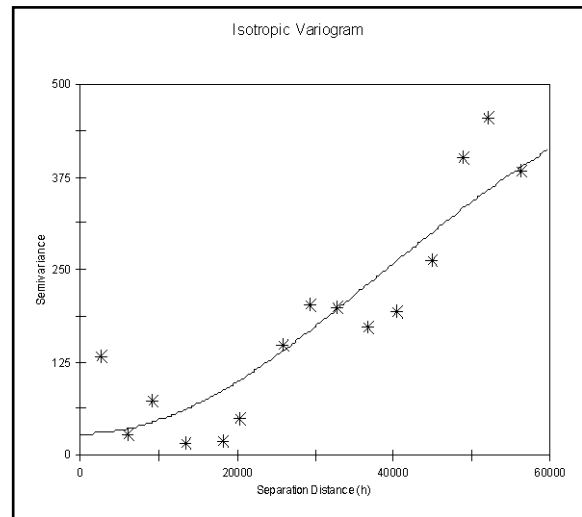
شکل ۶. واریوگرام بارش آذرماه



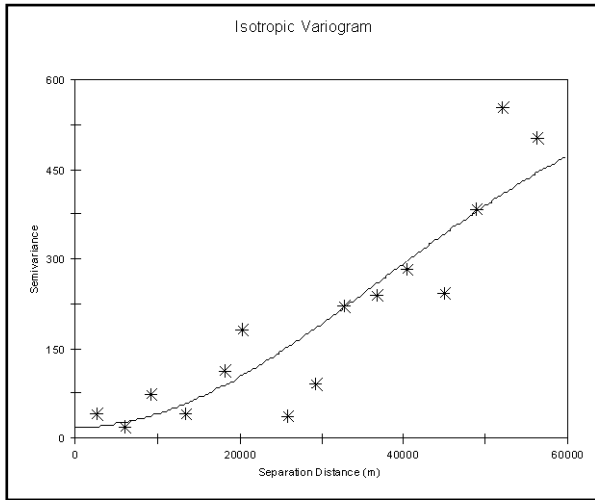
شکل ۵. واریوگرام بارش آبان ماه



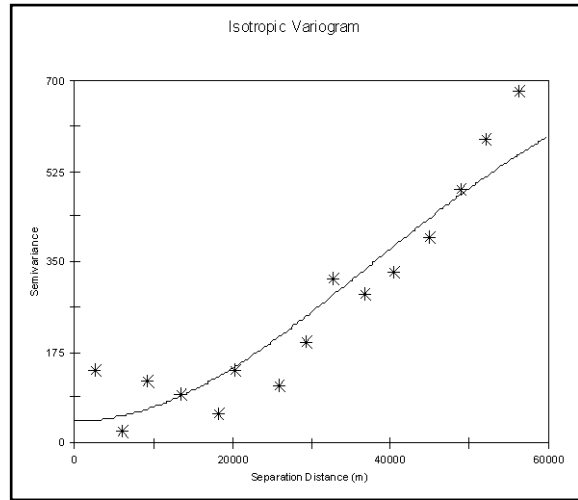
شکل ۸. واریوگرام بارش بهمن‌ماه



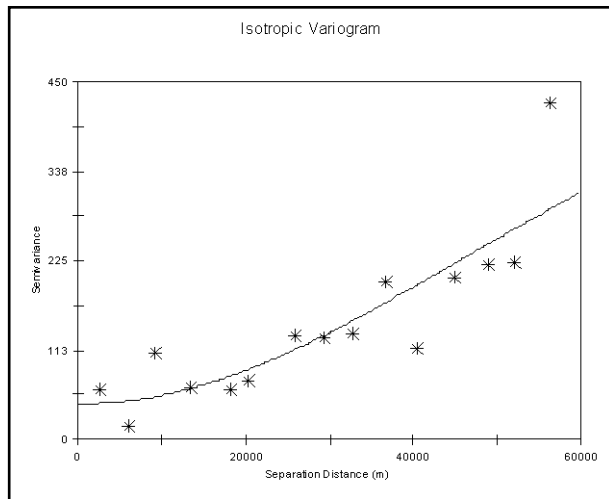
شکل ۷. واریوگرام بارش دی‌ماه



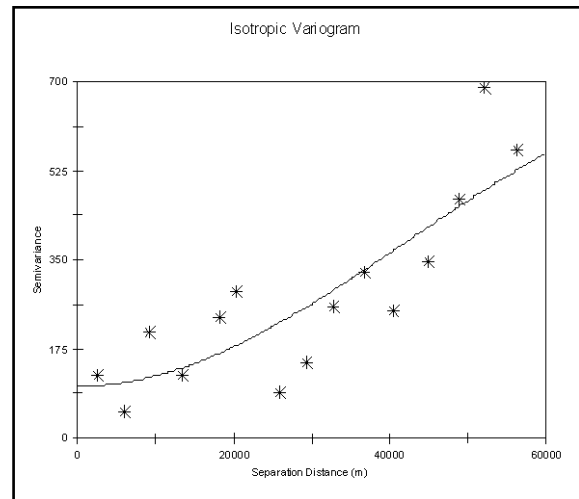
شکل ۱۰. واریوگرام بارش فروردین ماه



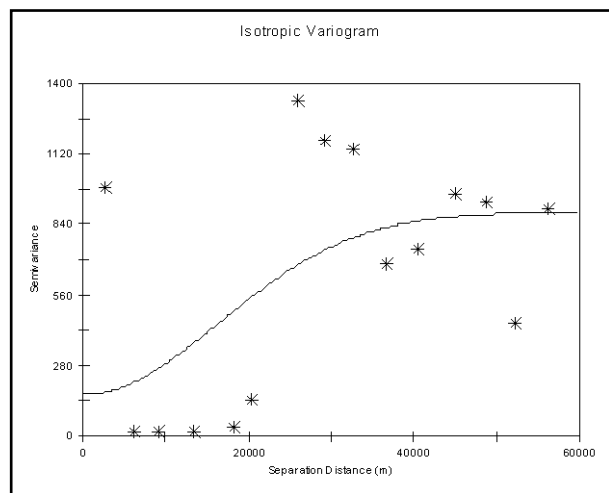
شکل ۹. واریوگرام بارش اسفندماه



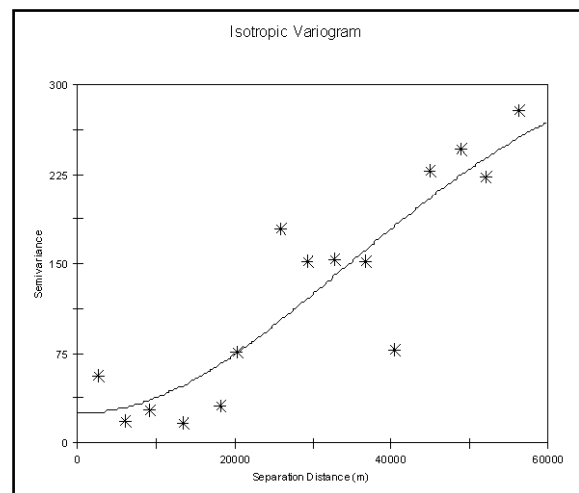
شکل ۱۲. واریوگرام بارش خردادماه



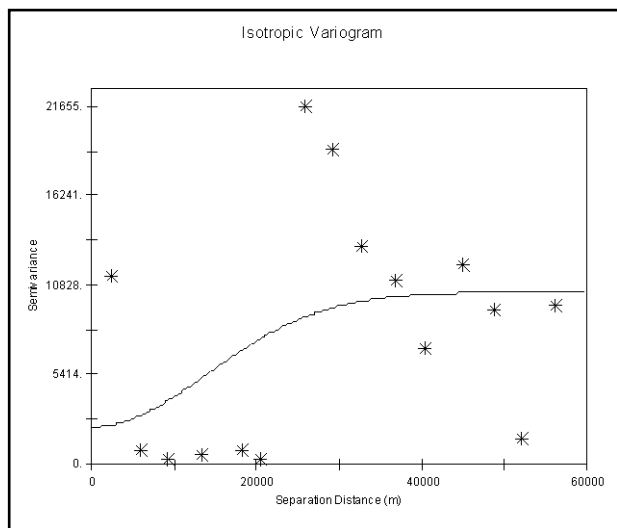
شکل ۱۱. واریوگرام بارش اردیبهشت ماه



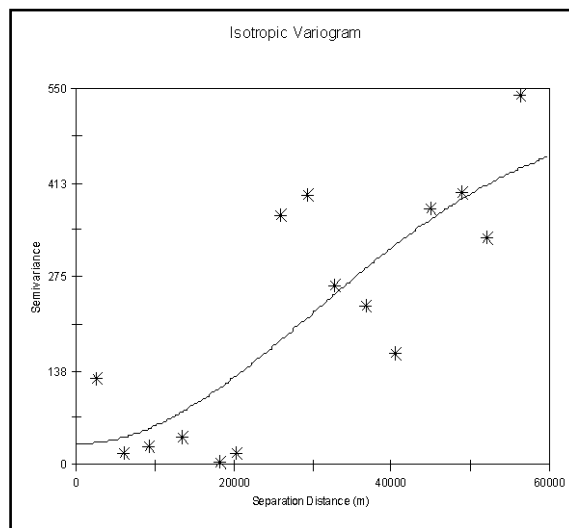
شکل ۱۴. واریوگرام بارش مردادماه



شکل ۱۳. واریوگرام بارش تیرماه



شکل ۱۶. واریوگرام تجربی بارش حداکثر ۲۴ ساعته



شکل ۱۵. واریوگرام بارش شهریورماه

۴. بحث و نتیجه‌گیری

داده‌های نقطه‌ای مانند داده‌های بارش ایستگاه‌های باران‌سنجی، داده‌هایی هستند که در بعد مکان نقطه‌ای اندازه‌گیری می‌شوند. به‌منظور تهیه نقشه‌های توزیع مکانی و مطالعه الگوهای مکانی، این داده‌های نقطه‌ای طی فرآیند درون‌یابی به سطح تعمیم داده می‌شوند. درون‌یابی مکانی، فرآیندی است که در آن با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده در نقاط معلوم، مقادیر مجهول برآورد می‌شود. از آنجایی که امکان برآورد پوشش کامل منطقه توسط ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش وجود ندارد، لذا برآورد بارش برای مناطق بین ایستگاه‌ها باید مورد توجه قرار گیرد. هرگونه اشتباه در انتخاب روش مناسب توزیع مکانی و بی‌توجهی به دقت روش‌های درون‌یابی می‌تواند موجب بروز خطا در برآوردهای طراحی گردد. این تحقیق با هدف ارزیابی کارایی روش‌های متفاوت زمین‌آمار در برآورد توزیع مکانی مقادیر بارندگی انجام گرفت که در بسیاری از مطالعات هواشناسی طرح‌های آبخیزداری، آبیاری، سدسازی و کنترل سیلاب قابلیت کاربرد دارد. بدین منظور روش‌های درون‌یابی کریجینگ ساده، کریجینگ معمولی، کوکریجینگ معمولی،

کوکریجینگ ساده، کوکریجینگ معمولی استاندارد شده و میانگین متحرک وزنی به‌صورت عکس فاصله با توان یک تا ۵ بر داده‌های بارش در مقیاس سالانه، ماهانه و همچنین حداکثر بارش ۲۴ ساعته بر داده‌های بارش ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی منطقه برازش داده شد و نتایج نشان داد که از میان این روش‌های ذکر شده در مقیاس سالانه، روش کریجینگ معمولی و در سایر مقیاس‌های زمانی، روش معکوس فاصله وزنی با توان ۵ با کمترین مقدار میانگین مطلق خطای برآورد، مناسب‌ترین روش‌ها انتخاب شدند. تبعیت روش‌ها از مدل واریوگرام گوسی نیز معرف درجه بالای پیوستگی در متغیر ناحیه‌ای می‌باشد و لذا می‌توان نتیجه گرفت که پیوستگی مکانی قابل‌ملاحظه‌ای در بارش‌های منطقه وجود دارد. با بررسی نتایج به دست آمده در این تحقیق و تحقیقات پیشین [۱، ۲، ۳، ۴، ۹] می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که مناسب‌ترین روش تحلیل مکانی بارندگی به عوامل مؤثر منطقه‌ای بستگی داشته و چنین تحقیقی در هر حوزه آبخیز با شرایط اقلیمی خاص، می‌بایست مورد بررسی قرار گیرد و نمی‌توان نتایج حاصل از منطقه‌ای دشتی با آب و هوایی تقریباً خشک را به مناطق کوهستانی تعمیم داد.

جدول ۳. نتایج نهایی ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی

رتبه بر اساس MAE	RMSE	MAE	روش درون‌یابی	متغیر
۱	۱۶۰/۶۷	۳۴/۲۶	کریجینگ معمولی	بارندگی سالیانه
۴	۲۳۸/۲۱	۵۰/۷۹	کریجینگ ساده	
۷	۲۸۷/۴۳	۶۱/۲۸	کوکریجینگ ساده	
۲	۱۹۰/۵۰	۴۰/۶۲	کوکریجینگ معمولی	
۶	۲۸۶/۶۴	۶۱/۱۱	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۹	۳۵۱/۳	۷۴/۹	IDW ₁	
۱۰	۳۶۸/۹	۷۸/۶۵	IDW ₂	
۸	۳۰۷/۸۴	۶۵/۶۳	IDW ₃	
۵	۲۵۴/۰۲	۵۴/۱۶	IDW ₄	
۳	۲۱۵/۶۵	۴۵/۹۸	IDW ₅	
۵	۱۵/۲۶	۳/۲۵۵	کریجینگ معمولی	بارندگی مهر
۷	۱۹/۵	۴/۱۵۹	کریجینگ ساده	
۸	۲۱/۳۲	۴/۵۴۷	کوکریجینگ ساده	
۹	۲۲/۴۳	۴/۷۸۴	کوکریجینگ معمولی	
۱۰	۲۳/۳۵	۴/۹۸	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۶	۱۶/۵	۳/۵۱۸	IDW ₁	
۴	۱۴/۵۸	۳/۱۱	IDW ₂	
۳	۱۴/۰۷	۳	IDW ₃	
۲	۱۴/۰۵	۲/۹۹۷	IDW ₄	
۱	۱۴/۰۱	۲/۸۹۱	IDW ₅	
۶	۲۳/۳۱	۴/۹۷	کریجینگ معمولی	بارندگی آبان
۷	۲۴/۲	۵/۱۶	کریجینگ ساده	
۹	۲۷/۲۶	۵/۸۱۳	کوکریجینگ ساده	
۸	۲۵/۵۶	۵/۴۵	کوکریجینگ معمولی	
۱۰	۲۸/۳	۶/۰۳۴	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۵	۲۳/۰۲	۴/۹۱	IDW ₁	
۴	۲۰/۹۸	۴/۴۷۵	IDW ₂	
۳	۱۸/۸۴	۴/۰۱۸	IDW ₃	
۲	۱۸/۲۵	۳/۸۹۲	IDW ₄	
۱	۱۷/۱۱	۳/۶۴۸	IDW ₅	
۶	۲۴/۳۷	۵/۱۹۶	کریجینگ معمولی	بارندگی آذر
۷	۲۵/۳	۵/۳۹۵	کریجینگ ساده	
۹	۲۸/۵	۶/۰۷	کوکریجینگ ساده	
۸	۲۶/۷۲	۵/۶۹۸	کوکریجینگ معمولی	
۱۰	۲۹/۵۹	۶/۳	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۵	۲۴/۰۸	۵/۱۳۳	IDW ₁	
۴	۲۱/۹۴	۴/۶۷۹	IDW ₂	
۳	۱۹/۷	۴/۲۰۱	IDW ₃	
۲	۱۹/۰۸	۴/۰۶۹	IDW ₄	
۱	۱۷/۸۹	۳/۸۱۴	IDW ₅	

جدول ۴. نتایج نهایی ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی

رتبه بر اساس MAE	RMSE	MAE	روش درون‌یابی	متغیر
۲	۱۹/۵۷	۴/۱۷۲	کریجینگ معمولی	بارندگی دی
۷	۲۶/۵	۵/۶۶	کریجینگ ساده	
۹	۳۰/۵۳	۶/۵۱	کوکرکیجینگ ساده	
۸	۲۸/۰۶	۵/۹۸۴	کوکرکیجینگ معمولی	
۱۰	۳۱/۵۹	۶/۷۳۵	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۶	۲۵/۲۸	۵/۳۹۱	IDW ₁	
۵	۲۳/۰۴	۴/۹۱۳	IDW ₂	
۴	۲۰/۶۹	۴/۴۱۱	IDW ₃	
۳	۲۰/۰۴	۴/۲۷۳	IDW ₄	
۱	۱۸/۷۸	۴/۰۰	IDW ₅	
۵	۲۳/۹۸	۵/۱۱۳	کریجینگ معمولی	بارندگی بهمن
۷	۲۵/۹	۵/۵۲۳	کریجینگ ساده	
۹	۲۹/۱۲	۶/۲۰	کوکرکیجینگ ساده	
۸	۲۷/۳۳	۵/۸۲۷	کوکرکیجینگ معمولی	
۱۰	۳۰/۲	۶/۴۴	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۶	۲۴/۵۷	۵/۲۳۹	IDW ₁	
۴	۲۲/۵۳	۴/۸	IDW ₂	
۳	۱۹/۷۸	۴/۲۱۸	IDW ₃	
۲	۱۹/۲	۴/۰۹	IDW ₄	
۱	۱۸/۲۲	۳/۸۸۵	IDW ₅	
۲	۲۰/۹۴	۴/۴۶۴	کریجینگ معمولی	بارندگی اسفند
۶	۲۸/۴۳	۶/۰۶۲	کریجینگ ساده	
۸	۳۲/۶۷	۶/۹۶۶	کوکرکیجینگ ساده	
۷	۳۰/۰۳	۶/۴۰	کوکرکیجینگ معمولی	
۱۰	۳۳/۸	۷/۲	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۹	۳۳	۷/۰۳	IDW ₁	
۵	۲۴/۶۵	۵/۲۵۷	IDW ₂	
۴	۲۲/۱۴	۴/۷۲	IDW ₃	
۳	۲۱/۴۴	۴/۵۷۲	IDW ₄	
۱	۲۰/۱	۴/۲۸۵	IDW ₅	
۵	۲۳/۲۵	۴/۹۵	کریجینگ معمولی	بارندگی فروردین
۸	۳۰/۳۹	۶/۴۸	کریجینگ ساده	
۱۰	۳۲/۵	۶/۹۲۹	کوکرکیجینگ ساده	
۴	۲۳/۲	۴/۹۴۶	کوکرکیجینگ معمولی	
۹	۳۲/۰۸	۶/۸۲۳	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۲۸/۵۶	۶/۰۹	IDW ₁	
۶	۲۴/۷۵	۵/۲۷۷	IDW ₂	
۳	۲۰/۹۲	۴/۴۶۱	IDW ₃	
۲	۱۵/۷۲	۳/۳۵۱	IDW ₄	
۱	۱۱/۹۳	۲/۵۴۵	IDW ₅	

جدول ۵. نتایج نهایی ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی

رتبه بر اساس MAE	RMSE	MAE	روش درون‌یابی	متغیر
۵	۲۰/۴۶	۴/۳۶۳	کریجینگ معمولی	بارندگی اردیبهشت
۸	۲۶/۷۴	۵/۷	کریجینگ ساده	
۱۰	۲۸/۶	۶/۰۹	کوکرکیجینگ ساده	
۴	۲۰/۴۱	۴/۳۵	کوکرکیجینگ معمولی	
۹	۲۸/۱۶	۶	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۲۵/۱۴	۵/۳۵۹	IDW ₁	
۶	۲۱/۷۸	۴/۶۴۴	IDW ₂	
۳	۱۸/۴۱	۳/۹۲۶	IDW ₃	
۲	۱۴/۱۴	۳/۰۱۶	IDW ₄	
۱	۱۰/۹۸	۲/۳۴۱	IDW ₅	
۵	۱۴/۰۸	۳	کریجینگ معمولی	بارندگی خرداد
۸	۱۸/۴۱	۳/۹۲۵	کریجینگ ساده	
۱۰	۱۹/۶۸	۴/۱۹۷	کوکرکیجینگ ساده	
۴	۱۴/۰۵	۲/۹۹۶	کوکرکیجینگ معمولی	
۹	۱۹/۳۸	۴/۱۳۳	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۱۷/۳	۳/۶۸۹	IDW ₁	
۶	۱۴/۵۷	۳/۱۰۷	IDW ₂	
۳	۱۲/۳۲	۲/۶۲۷	IDW ₃	
۲	۹/۹۲	۲/۱۱۶	IDW ₄	
۱	۸/۶۸	۱/۸۵۱	IDW ₅	
۵	۱۳/۲۸	۲/۸۳	کریجینگ معمولی	بارندگی تیر
۸	۱۷/۳۶	۳/۷۰	کریجینگ ساده	
۱۰	۱۸/۵۷	۳/۹۵	کوکرکیجینگ ساده	
۴	۱۳/۲۵	۲/۸۲۶	کوکرکیجینگ معمولی	
۹	۱۸/۲۸	۳/۸۹	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۱۶/۳۲	۳/۴۸	IDW ₁	
۶	۱۳/۷۵	۲/۹۳	IDW ₂	
۳	۱۱/۶۲	۲/۴۷	IDW ₃	
۲	۸/۲۷	۱/۷۶	IDW ₄	
۱	۳/۶۱	۰/۷۷۱	IDW ₅	
۵	۱۴/۸۲	۳/۱۶	کریجینگ معمولی	بارندگی مرداد
۹	۲۱/۰۵	۴/۴۹	کریجینگ ساده	
۸	۱۹/۷۴	۴/۲۱	کوکرکیجینگ ساده	
۶	۱۵/۵۲	۳/۳۱	کوکرکیجینگ معمولی	
۱۰	۲۱/۹	۴/۶۷	کوکرکیجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۱۶/۶۵	۳/۵۵	IDW ₁	
۴	۱۴/۲۵	۳/۰۴	IDW ₂	
۳	۱۳/۱۸	۲/۸۱	IDW ₃	
۲	۱۰/۵	۲/۲۴	IDW ₄	
۱	۶/۴۷	۱/۳۸	IDW ₅	

جدول ۶. نتایج نهایی ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی بارندگی

رتبه بر اساس MAE	RMSE	MAE	روش درون‌یابی	متغیر مورد بررسی
۵	۱۴/۲۵	۳/۰۴	کریجینگ معمولی	بارندگی شهریور
۸	۱۸/۱۹	۳/۸۸	کریجینگ ساده	
۱۰	۲۳/۰۲	۴/۹۱	کوکریجینگ ساده	
۶	۱۵	۳/۲	کوکریجینگ معمولی	
۹	۱۹/۲۷	۴/۱۱	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۷	۱۷/۶۳	۳/۷۶	IDW ₁	
۴	۱۴/۰۷	۳	IDW ₂	
۳	۱۲/۶	۲/۶۹	IDW ₃	
۲	۹/۱۴	۱/۹۵	IDW ₄	
۱	۵/۰۶	۱/۰۸	IDW ₅	
۵	۶۰/۹۸	۱۳	کریجینگ معمولی	حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته
۳	۵۶/۸۲	۱۲/۱۱	کریجینگ ساده	
۹	۹۱/۳۳	۱۹/۴۷۳	کوکریجینگ ساده	
۷	۶۱/۸۳	۱۳/۱۸۳	کوکریجینگ معمولی	
۱۰	۱۱۰/۲۸	۲۳/۵۱	کوکریجینگ معمولی استاندارد شده	
۸	۷۴/۴۱	۱۵/۸۶۶	IDW ₁	
۴	۶۰/۸۱	۱۲/۹۶	IDW ₂	
۶	۶۱/۱۶	۱۳/۰۴	IDW ₃	
۲	۴۵/۹۷	۹/۸	IDW ₄	
۱	۴۳/۸۵	۹/۳۵	IDW ₅	

بارش می‌تواند ارزیابی کفایت شبکه‌های باران‌سنجی در منطقه باشد. بدین منظور می‌توان مناطقی را به هر دلیلی فقدان ایستگاه باران‌سنجی وجود دارد را تشخیص داده و پوشش و توزیع مناسب ایستگاه‌ها را مشخص نمود. در منطقه مورد مطالعه، مناطق غربی به‌ویژه جنوب غرب و همچنین شرق حوزه جزو مناطقی می‌باشد که امکان احداث ایستگاه‌های باران‌سنجی جدید وجود دارد.

با توجه به تحقیق صورت گرفته و اهمیت استفاده از زمین‌آمار در تجزیه و تحلیل متغیرها پیشنهاد از سایر روش‌های زمین‌آمار مانند اسپلاین و همچنین تیسن در منطقه تحقیق استفاده شود و نتایج آن با نتایج تحقیق حاضر مقایسه گردد. همچنین می‌توان به‌عنوان یک تحقیق خاص به ارزیابی کفایت شبکه‌های باران‌سنجی و لزوم یا عدم لزوم ایستگاه‌های موجود و یا جدیدالتأسیس پرداخت.

بر طبق نتایج حاصل از تحقیق‌های پیشین، در ایالت فلوریدای آمریکا روش‌های چندجمله‌ای و کریجینگ [۱]، در استان گیلان در برخی حالات روش کریجینگ و در موارد دیگر روش اسپلاین [۹]، در ایالت کالیفرنای آمریکا روش کوکریجینگ [۶]، در جزیره نورفولک استرالیا روش اسپلاین [۲] و در حوزه آبخیز تالش روش کریجینگ [۴] را مناسب‌ترین روش دانسته‌اند، همان‌گونه که در این تحقیق نیز برای بارش سالیانه روش کریجینگ معمولی، مناسب‌ترین روش برای تهیه نقشه هم باران شناخته شد. از سوی دیگر در استرالیا [۳] و در کانادا [۸] روش معکوس وزنی فاصله را روش منتخب در تحقیق خود دانسته‌اند که در این تحقیق نیز روش معکوس وزنی فاصله با توان ۵ برای تهیه نقشه هم‌باران ماهانه و حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته روش مناسب معرفی گردید.

از سویی دیگر، یکی از قابلیت‌ها و استفاده‌های روش‌های زمین‌آمار در خصوص داده‌های مربوط به

References

- [1] Abtew, W., Obeysekera, J. and Shih, G. (1993). Spatial analysis for monthly rainfall in South Florida. *Water Resources Bulletin*, 29(2), 179-188.
- [2] Ball, J.E., and Luk, K.C. (1998). Modeling spatial variability of rainfall over a catchment. *Journal of Hydrologic Engineering*, 3(2), 122-130.
- [3] Driks, K.N., Hay, I.E. Stow, C.D. and Harris, D. (1998). High-resolution studies of rainfall on Norflok Island. Part II: Interpolation of Data. *Journal of Hydrology*, 208(3-4), 187-193.
- [4] Ghanbarpour, M.R., (2005). Assessment of geostatistic methods for rainfall and temperature in watershed scale (case study: Talesh watershed), Caspian Sea. *Iranian Journal of Agriculture and Natural Resource Science*, 3, 29-43.
- [5] Hasanipak, A.A., (1998). *Geostatistics*. 1st Edition, University of Tehran press, 314 p.
- [6] Hevesi, J.A., Istok, J.D. and Flint, A.L. (1992). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistic. Part I: Structural Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 661-676.
- [7] Hirsche, K., Boerner, S. Kalkomey, C. and Gastadi, C. (1998). Avoiding pitfalls in geostatistical reservoir characterization. *International Journal of Operation and Product Management*, 16(12), 45-73.
- [8] Nalder, J.A., and Wein, R.W. (1998). Spatial interpolation of climate normal: test of a new method. *Canadian Boreal. Agricultural and Forest Meteorology*, 94(4), 211-225.
- [9] Telvari, A.R., and Ghanbar Pour, M.R. (2003). *Preparation of depth-area-duration curves of rainfall in synoptic stations in Gilan province*. 8^{ed} Conference on Irrigation, University of Kerman, Iran.