

بررسی الگوریتم های مختلف زمین آماری جهت پهنه بندی بارش سالیانه استان ایلام

دریافت مقاله: ۹۱/۱۱/۲ پذیرش نهایی: ۹۳/۷/۸

صفحات: ۱۵۴-۱۳۹

حسن فتحی زاد: دانشجوی دکتری بیابان زدایی، دانشکده منابع طبیعی و کویر شناسی، دانشگاه یزد

Email: Hasan.fathizad@gmail.com

حاجی کریمی: دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام^۱

Email: Ilam_haji@yahoo.com

مهدی تازه: استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه اردکان، یزد

Email: Mehdiatazeh@gmail.com

چکیده

با توجه به اندازه گیری نقطه ای بارش و عدم پوشش تمام سطح حوزه ها، پیش بینی این نوع داده ها ضروری است. تکنیک های مختلفی جهت برآورد داده های بارندگی در نقاط فاقد داده وجود دارد. به طور کلی روش های زمین آماری در مقایسه با روش های آمار کلاسیک برای برآورد بارش دقیق تر هستند. در این راستا، میانگین بارش سالانه ی ۹۷ ایستگاه باران سنجی در استان ایلام در یک دوره آماری ۲۳ ساله (سال های ۱۳۸۹-۱۳۶۶) مورد بررسی قرار گرفت. پس از جمع آوری آمار و اطلاعات مربوطه، نقشه هم باران تهیه و آنالیز واریوگرام انجام شد. در این تحقیق سه نوع روش کریجینگ شامل کریجینگ معمولی، ساده و عام مورد استفاده قرار گرفت. برای ارزیابی انواع مدل ها از مربع میانگین ریشه خطا با خطای استاندارد استفاده شد. نتایج بدست آمده نشان داد که روش کریجینگ عام با پایین ترین میزان میانگین خطای برآورد (۰/۰۰۳) و مربع میانگین ریشه خطا (۷۴/۹۷) بهترین روش برای درون یابی در این پژوهش می باشد. همچنین در مقایسه مربع میانگین ریشه خطا با خطای استاندارد برای تعیین میزان برآورد مورد انتظار، هر چهار مدل دارای برآوردی بیشتر از حد انتظار بودند. در پایان مشاهده گردید که تغییر نمایی ارتفاع و بارش منطقه نشان می دهد که تا شعاع ۱۱۷/۴ کیلومتری، بین ایستگاه ها از نظر ارتفاع رابطه ی معناداری وجود دارد و پس از این فاصله، رابطه ی آنها به صورت تصادفی است.

کلید واژگان: کریجینگ، بارش سالیانه، زمین آمار، سیستم اطلاعات جغرافیایی، استان ایلام.

^۱. نویسنده مسئول: ایلام- دانشگاه ایلام- دانشکده کشاورزی- گروه منابع طبیعی

مقدمه

داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی در یک محدوده جغرافیایی به صورت نقطه‌ای برداشت می‌شوند که بایستی این داده‌ها به سطح تعمیم داده شود (Bazgeer et al, 2008: 139-147). تغییرات قابل ملاحظه‌ای بارندگی در زمان و مکان از یک سو و قلت ایستگاه‌های باران‌سنجی معمولی در ثبت عمق بارندگی روزانه از سوی دیگر ضرورت تبیین مدل‌های تخمین بارندگی را در زمان و مکان امری اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. دستیابی به توزیع مکانی بارش بر اساس داده‌های نقطه‌ای بارش که از ایستگاه‌های باران‌سنجی به دست می‌آیند، بر اساس دو روش درون‌یابی و برون‌یابی میسر می‌گردد. روش تخمین و برآورد میزان متغیر پیوسته را در مناطق نمونه‌گیری نشده در داخل ناحیه‌ای که مشاهدات نقطه‌ای پراکنده شده‌اند را درونیابی می‌گویند (قهرودی تالی، ۱۳۸۴: ۱۷۳). اگر چه امروزه روش‌های درونیابی متعددی از جمله روش‌های پلیگون تیسن، روش‌های میانابی IDW، Spiline، Kriging و . . . جهت تهیه نقشه‌های همبارش از روی داده‌های نقطه‌ای ایستگاه‌ها ارائه شده است (Goovaerts, 2000: 113-129)، ولی انتخاب روش مناسب جهت تهیه نقشه‌های همباران از مسائل اساسی در تهیه این نوع نقشه‌ها است (Kieffer & Bois, 2002: 39-752). محققان زیادی بسیاری به مقایسه و ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی پرداخته‌اند که نشان دهنده اهمیت موضوع در کاهش خطای ناشی از انتخاب روش می‌باشد. Igúzquiza در سال ۱۹۸۸، به منظور تخمین بارش حوزه‌ی آبخیز رود گودال هورس در اسپانیای شمالی، از روش‌های کلاسیک (سنتی)، تیسن و کریجینگ معمولی و کوکریجینگ و کریجینگ همراه با روند، استفاده شد. نتایج نشان دادند که کریجینگ همراه با روند نتیجه‌ای مناسب‌تر دارد. Cheng و همکاران (2008)، برای تخمین وایروگرام نشان دادند که بارش ساعتی از تغییرات مکانی بالاتری نسبت به بارش‌های سالانه برخوردار است.

میر موسوی و همکاران (۱۳۸۹)، در پژوهشی، سه روش کریجینگ ساده، معمولی، جهانی و توابع پایه شعاعی را برای برآورد میانگین بارندگی سالانه‌ی استان اصفهان مورد استفاده قرار دادند که روش کریجینگ معمولی با مدل دایره‌ای، مناسب‌ترین روش برای درون‌یابی اطلاعات مقادیر میانگین بارندگی سالانه تعیین شد. پرهت و ثقفیان (۱۳۸۲)، با استفاده از روش‌های تیسن، همبستگی، اسپیلاین، کریجینگ و کوکریجینگ به کمک GIS به بررسی توزیع مکانی بارش حوزه‌های مرکزی جنوب غربی زاگرس پرداخته و اعلام نمودند که مدل‌های اسپیلاین و همبستگی مناسب‌تر هستند. رحیمی بندر آبادی و مهدیان (۱۳۸۴)، برای برآورد بارندگی روزانه و ماهانه در حوزه دریای خزر سه روش کریجینگ معمولی، میانگین متحرک وزنی و اسپیلاین را مورد استفاده قرار داده و به نتیجه رسیدند که روش اسپیلاین مناسب‌ترین روش

بررسی الگوریتم های مختلف زمین آماری جهت پهنه بندی بارش سالیانه استان ایلام ۱۴۱

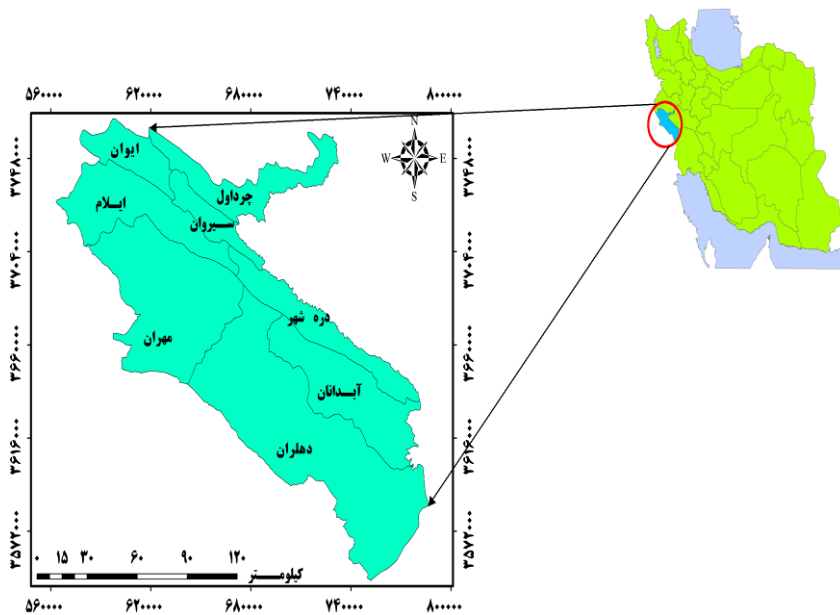
می باشد (رحیمی بندرآبادی و مهدیان، ۱۳۸۴، ۷۲-۶۳). در مطالعه دیگری که توسط شمس-الدینی (۱۳۷۹)، در استان های شمالی ایران انجام شد، تغییرات منطقه ای بارندگی با استفاده از روش کریجینگ محاسبه گردید.

هدف از این تحقیق ارزیابی و مقایسه سه روش کریجینگ شامل کریجینگ معمولی، ساده و عام جهت تهیه نقشه بارش سالیانه استان ایلام می باشد. جهت تهیه نقشه بارش سالیانه از نرم افزارهای SPSS، ArcGIS9.3 و GS⁺ استفاده شده است.

مواد و روش ها

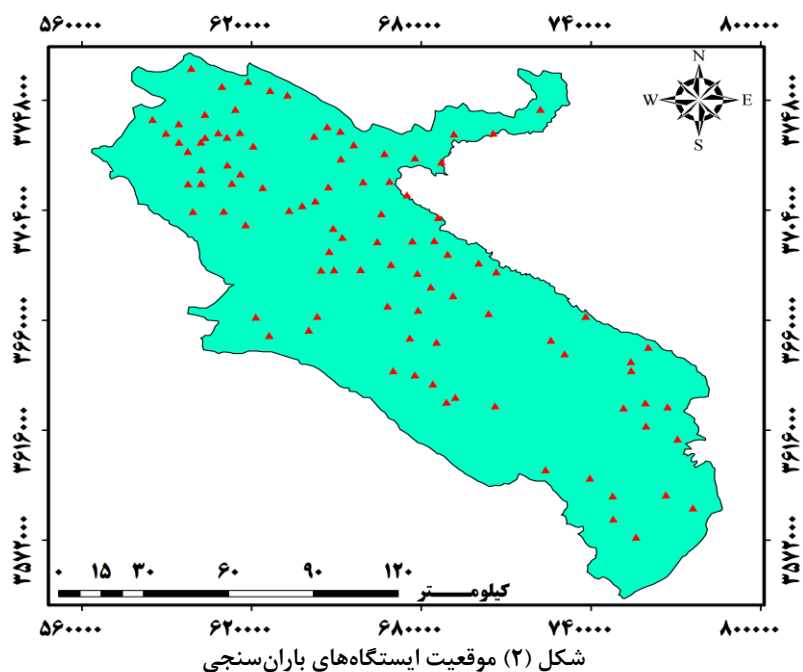
موقعیت منطقه

منطقه مورد مطالعه، استان ایلام با مساحت ۱۹۹۱۸۹۴ هکتار، در غرب و جنوب غربی کشور و در محدوده جغرافیایی ۴۵°۶۷' تا ۴۸°۰۴' طول شرقی و ۳۲°۰۴' تا ۳۴°۰۳' عرض شمالی واقع شده است. بارندگی استان، بین ۲۵۰ تا ۴۰۰ میلی متر در نوسان است. موقعیت استان ایلام در کشور، در شکل (۱) نشان داده شده است.



در محدوده مورد مطالعه ۹۷ ایستگاه باران سنجی سازمان هواشناسی استان ایلام موجود و در

شکل ۲ موقعیت پراکنش آنها نمایش داده شده است. داده‌های ناقص با استفاده از روش تفاضل‌ها و نسبت‌ها مورد بازسازی قرار گرفت. پس از بازسازی ایستگاه‌ها، برای اطمینان از کیفیت داده‌ها آزمون همگنی داده‌ها به روش ران تست و همچنین همگن بودن سری داده‌های ثبت‌شده، در محیط نرم‌افزار SPSS انجام شد.



آزمون آماری

اولین گام در استفاده از روش‌های زمین آماری کریجینگ مقایسه داده با توزیع نرمال است. که در صورت عدم توزیع نرمال داده‌ها، توزیع داده‌ها با استفاده از روش لوگ نرمال یا باکس-کاکس (BOX-COX) به توزیع نرمال تبدیل می‌شود که روش تبدیل با استفاده از لوگ نرمال در رابط زیر ارائه شده است (حسنی پاک، ۱۳۸۶: ۳۸۰).

$$f(x) = \frac{1}{x\beta\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln x - \alpha}{\beta}\right)^2} \quad x > 0$$

α و β به ترتیب میانگین و انحراف معیار داده‌های تبدیل یافته‌اند. در این تحقیق ارزیابی نرمال

بودن داده ها در محیط نرم افزار SPSS صورت گرفت. داده های بارندگی مورد استفاده در این تحقیق دارای توزیع نرمال بودند، لذا تبدیلی روی آنها انجام نشد.

واریوگرام

برای تعیین میزان همبستگی مکانی یک متغیر در فواصل نمونه برداری شده و استخراج پارامترهای لازم در مراحل درونیابی از واریوگرام استفاده می شود (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۷-۵۵). واریوگرافی اولین قدم برای مدل سازی ساختار مکانی به منظور استفاده در کریجینگ است. واریوگرام از طریق رابطه ی زیر محاسبه می شود (Webster & Oliver, 2000: 271).

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [z(x_i) - z(x_{i+h})]^2$$

که در آن:

$\gamma(h)$: مقدار نیم تغییرنا برای جفت نقاطی که به فاصله h از هم قرار دارند.

n : تعداد زوج نقاطی است که به فاصله h از یکدیگر قرار دارند.

$z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه x .

$z(x_{i+h})$: مقدار مشاهده شده متغیری که به فاصله h از x قرار دارد.

در بسیاری از موارد، وقتی h به سمت صفر میل می کند، مقدار نیم تغییرنا صفر نمی شود. این مقدار که در واقع عرض از مبدأ منحنی نیم تغییرنا است، اثر قطعه ای نام دارد. دامنه تأثیر، فاصله مکانی یا زمانی بین نمونه ها است که خارج از آن متغیر ناحیه ای در نقاط مجاور هم، تأثیر چندانی بر هم ندارند. این مقدار نسبتاً ثابت که تغییرات آن تصادفی است، آستانه نام دارد و مقدار آن برابر مجموع اثر قطعه ای C_0 و بخش ساختاردار نیم تغییرنا C است. روش های متفاوتی برای برآورد متغیرهایی که تغییرات زمانی و مکانی دارند، وجود دارد. تفاوت این روش ها فاکتور وزنی است که به نقاط مشاهده شده اطراف نقطه مورد برآورد داده می شود.

برای محاسبه ی ضرایب کریجینگ که یک تخمین گر زمین آماری است، به محاسبه ی مقدار واریوگرام نیازمندیم که بدین منظور از انواع مدل های خطی، نمایی، گوسین و کروی استفاده می شود و در زیر به شرح آنها پرداخته شده است (حسنی پاک، ۱۳۸۶؛ ذبیحی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۱۲-۱۰۱).

• **مدل خطی:** معادله مدل خطی از رابطه زیر بدست می آید.

$$\text{for } 0 < h \leq a \gamma_{(h)} = c_0 + c \left\{ 1 - \frac{2}{N} \times \arccos\left(\frac{h}{a}\right) + \frac{ah}{\Pi a} \sqrt{1 - \frac{h^2}{a^2}} \right\}$$

$$\text{for } h > a \gamma_{(h)} = c_0 + c$$

• مدل نمایی:

این مدل نیز مانند مدل کروی از مبدأ مختصات شروع شده و در نزدیکی مبدأ رفتار خطی دارد و شیب آهنگ صعود آن آرامتر از مدل کروی است و در عمل هیچ‌گاه به حد آستانه‌ای یا سقف معینی نمی‌رسد. معادله واریوگرام مدل نمایی بصورت زیر است:

$$\delta(h) = c_0 + c_1 \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right)^2 \right]$$

• مدل گوسین:

این مدل از مبدأ گذشته ولی در نزدیکی مبدأ بجای رفتار خطی، برخلاف مدل‌های کروی و نمایی، رفتار سهمی‌گون دارد. معادله این مدل بصورت زیر است:

$$\gamma_{(h)} = c_0 + c(1 - e^{-\frac{n}{a}})$$

• مدل کروی:

این مدل از مبدأ مختصات شروع شده و در نزدیکی مبدأ رفتار خطی دارد. با افزایش h منحنی سرعت بسمت مقادیر بیشتر $\gamma(h)$ صعود می‌کند، آنگاه بتدریج از شیب آن کم می‌شود و در فاصله معینی به سقف خود می‌رسد و در همین مقدار باقی می‌ماند. معادله کلی واریوگرام مدل کروی بصورت زیر است.

$$\text{for } 0 < h \leq a \quad \gamma_{(h)} = c_0 + c \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right)$$

$$\text{for } h > a \quad \gamma_{(h)} = c_0 + c$$

روش زمین آماری کریجینگ

یکی از روش‌های پیشرفته زمین آمار است که بر اساس تحلیل نیم تغییرنما^۱ استوار می‌باشد. نیم تغییرنما یکی از روش‌های محاسبه تغییرات مکانی است که هدف اصلی از برقرار کردن تابع آن، شناسایی ساختار تغییرپذیری متغیر نسبت به فاصله مکانی می‌باشد. کلید اساسی در کریجینگ نیم تغییرنما است که در واقع بررسی همبستگی مکانی بین دو نقطه است. اما فرض بر آن است که مقادیر یک متغیر در فواصل نزدیک بیشترین شباهت را داشته و با افزایش فاصله از میزان همبستگی مقادیر آن متغیر کاسته می‌شود (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷:

¹ Semi-Variogram

(۴۵۷). از مهمترین ویژگی های کریجینگ آن است که به ازاء هر تخمینی خطای مرتبط با آن را نیز محاسبه می کند. در روش کلاسیک (مانند رگرسیون و معکوس وزنی فاصله) معمولاً این چنین نیست (حسنی پاک، ۱۳۸۶: ۳۸۰). معادله کلی کریجینگ برای برآورد مقادیر یک متغیر به صورت زیر بیان می شود.

$$Z^* = \sum_{i=1}^n w_i Z(x_i)$$

Z_{vi}^* : میزان داده برآورد شده.

که در این فرمول w_i مجموعه ای از وزن هاست، که به نحوی انتخاب می شوند تا Z_{vi}^* برآورد ناریب با حداقل خطا Z_{vi} باشد و به صورت زیر محاسبه می شود (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۷: ۴۵۷).

$$\lambda_i = \frac{D^{-a}}{\sum_{i=1}^n D^{-a}}$$

a = مقدار ثابت بین یک تا ۶

Z_{vi} = مقدار مشاهده شده متغیر Z در نقطه vi

Z_{vi}^* = مقدار برآورد شده متغیر Z در نقطه xi

n = تعداد نقاط

D = فاصله هر یک از نقاط

در این تحقیق از سه روش کریجینگ بر اساس ساختار مکانی شامل کریجینگ معمولی^۱، ساده^۲ و عام^۳ استفاده شده است.

کریجینگ معمولی:

با فرض غلبه ی مؤلفه ی همبستگی مکانی و به کارگیری مستقیم نیمه پراش نگار، ارزش مقداری (Z) در یک نقطه مثل Z_0 به شکل $Z_0 = \sum w_x Z_x$ است.

وزن ها از حل مجموعه ای از معادلات همزمان و با حداقل کردن واریانس $\text{var}\{\sum w_i Z(x_i) - Z\}$ به دست می آید. برای مثال به منظور برآورد ارزش نقطه Z_0 بر اساس نقاط معلوم (۱)، (۲، ۳) می بایست معادلات زیر را حل نمود (Cressie, 1993).

$$w_1 y(h_{11}) + w_2 y(h_{12}) + w_3 y(h_{13}) + \lambda = y(h_{10})$$

^۱. Ordinary Kriging

^۲. Simple Kriging

^۳. Universal Kriging

$$w_1 y(h_{21}) + w_2 y(h_{22}) + w_3 y(h_{23}) + \lambda = y(h_{20})$$

$$w_1 y(h_{31}) + w_2 y(h_{32}) + w_3 y(h_{33}) + \lambda = y(h_{30})$$

$$w_1 + w_2 + w_3 + 0 = 1$$

در اینجا $\sum_{i=1}^n w_i = 1$ و $y(h)$ نیمه پراش نگار بین نقطه های معلوم i و z و $y(h_i, 0)$ نیمه پراش نگار بین i آمین نقطه معلوم و نقطه ای که باید برآورد نمود، می باشد. شایان یادآوری است که این مقادیر از مدل برازش یافته بر پراش نگاری تجربی قابل دستیابی است. ضریب لاگرانژ است که برای به حداقل رساندن خطای برآورد محتمل اضافه می شود (برای آشنایی با نحوه محاسبه ضریب لاگرانژ به مدنی (۱۳۷۳) صفحه ۴۹۸ - ۴۹۲ مراجعه کنید) (عساکره، ۱۳۸۷: ۵۲-۴۲). شکل کلی معادلات فوق به صورت زیر است:

$$\sum_{i=1}^n w_i y(h_{ij}) + \lambda = y(h_i, 0), j = 1, \dots, n$$

$$\begin{vmatrix} r(h_{11}) & r(h_{12}) & r(h_{13}) & 1 \\ r(h_{21}) & r(h_{22}) & r(h_{23}) & 1 \\ r(h_{31}) & r(h_{32}) & r(h_{33}) & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 \end{vmatrix}$$

معادلات مربوط به مثال بالا را می توان به شکل ماتریس زیر بازنویسی نمود:

$$\begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \\ w_3 \\ \lambda \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r(h_{10}) \\ r(h_{20}) \\ r(h_{30}) \\ 1 \end{bmatrix}$$

بنابراین برای برآورد ارزش نقطه صفر (z_0) معادله ی زیر حاصل می شود (عساکره، ۱۳۸۷: ۵۲-۴۲).

$$Z_0 = W_1 Z_1 + W_2 Z_2 + W_3 Z_3$$

کریجینگ ساده

در این روش علاوه بر فرض مستقل بودن میانگین مختصات و عدم روند فرض دیگر این است که مقدار میانگین جامعه مشخص است.

کریجینگ عام

فرمول کلی کریجینگ عام به صورت زیر است:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon'(x)$$

در این رابطه، $Z(x)$: تغییرات فضایی متغیر x ، $m(x)$: مؤلفه‌ی همبستگی فضایی $\varepsilon'(x)$: متغیر ناحیه‌ای می‌باشد.

$m(x)$ در این معادله تابع مختصات جغرافیایی نقاط است. برای محاسبه $m(x)$ رابطه زیر قابل استفاده است:

$$m(x) = \sum_{n=1}^N a_n \cdot p_n(x)$$

در این معادله، a_n : روند محلی p_n : معادله روند X : بردار دو بعدی عام نشان داده شده است.

معیارهای ارزیابی و انتخاب بهترین مدل

در این تحقیق بعد از انتخاب مدل واریوگرام و درونیابی انجام شده توسط روش‌های مورد بررسی، صحت این درونیابی‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. روش‌های عمده‌ای که در بررسی صحت درونیابی استفاده می‌شود شامل صحت‌یابی (validation) و صحت‌یابی سرتاسری است (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۵۵-۶۷). که در روش اول یک منطقه تعلیمی (Training) و یک منطقه آزمایش انتخاب می‌شود. در ابتدا برای منطقه تعلیمی رابطه‌ی درونیابی به دست می‌آید، سپس برای منطقه آزمایش به کار می‌رود و میزان دقت برآورد محاسبه می‌گردد (Johnston, 2000). معیارهای ارزیابی استفاده شده در این مطالعه بر اساس پارامترهایی از قبیل ME ، $RMSE$ ، ASE و MSE تعریف می‌شوند. مهمترین معیار برای ارزیابی تخمین، مقدار مجذور میانگین مربع خطا ($RMSE$) می‌باشد، (ME) میانگین خطاها یا میانگین اختلاف بین مقدار تخمین زده شده $Z^*(x_i)$ و مقدار مشاهده شده $Z(x_i)$ در نقطه i ام می‌باشد و می‌تواند بوسیله‌ی معادله زیر محاسبه شود.

$$ME = E[Z_i^* - Z_i]$$

$RMSE$: مجذور میانگین مربع خطا است و بصورت معادله زیر محاسبه شود.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (Z_i^* - Z_i)^2}{n}}$$

که n تعداد مشاهدات می باشد.

ASE: میانگین خطای استاندارد است که می تواند برای کریجینگ ساده و معمولی براساس معادله زیر محاسبه شود.

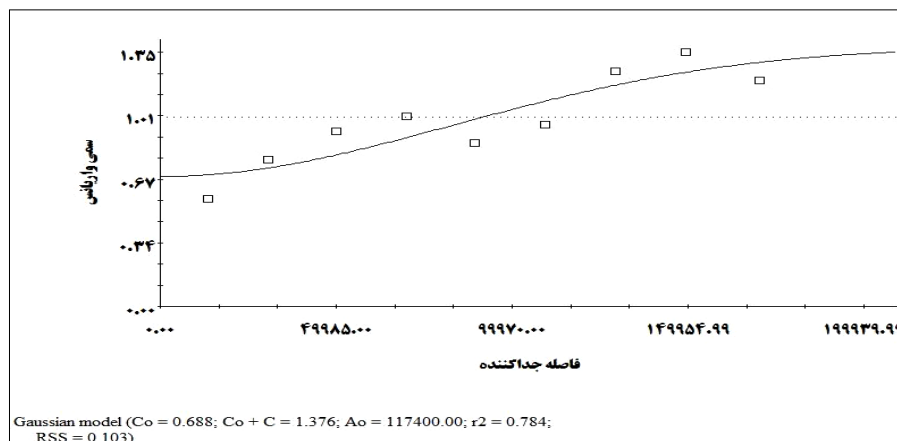
$$\sigma_{ok}(x_0) = \sqrt{C_0 + (1 - \pi)C_0 - \lambda C - \mu}$$

MSE: میانگین استاندارد شده خطا است که بصورت معادله زیر تعیین می شود.

$$MSE = \frac{\left(\sum_{i=1}^{n-1} \frac{Z_i^* - Z_i}{\text{Standard error}} \right)}{n-1}$$

یافته های تحقیق

در این تحقیق برای نشان دادن همبستگی مکانی بین داده بارش از ترسیم واریوگرام استفاده شد که نتایج در جدول (۱) مشاهده می گردد. در ادامه واریوگرامی برای برازش بر داده ها استفاده شد که همبستگی مکانی بین داده ها را به صورت مطلوب تری از سایر واریوگرام ها نشان دهد. برای این امر از نسبت میان اثر قطعه ای و سقف واریوگرام استفاده گردید ($C_0 + C$) (حبشی و همکاران، ۱۳۸۵، ۲۰-۱۱). اگر نسبت اثر قطعه ای بر سقف واریوگرام کمتر از ۰/۲۵ باشد بین داده ها همبستگی مکانی قوی وجود دارد. اگر این نسبت بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ باشد میزان همبستگی مکانی متوسط بوده و اگر بیش از ۰/۷۵ درصد باشد همبستگی مکانی بین داده ها کم بوده یا همبستگی وجود ندارد، به همین دلیل از این نسبت برای انتخاب بهترین واریوگرام استفاده گردید (خداکرمی و همکاران، ۱۳۹۰: ۷۹-۸۹). با توجه به پارامترهای به دست آمده برای واریوگرام های برازش شده واریوگرام گوسین با میزان ۰/۵ بهترین همبستگی بین داده ها را مدل کرده و برای درونیابی استفاده گردید. بعد از واریوگرام گوسین، واریوگرام های خطی، کروی و نمایی به ترتیب با میزان ۰/۵۲، ۰/۶۵ و ۰/۷۷ قرار دارند. در شکل (۳) واریوگرام گوسین به کار رفته شده برای برازش داده ها آمده است.



شکل (۳) واریوگرام گوسین برازش داده شده به داده ها

جدول (۱) پارامترهای تأثیر قطعه‌ای و سقف واریوگرام به دست آمده برای واریوگرام های برازش شده

نوع مدل	Co اثر قطعه (mm ²)	Co+C اثر آستانه (mm ²)	Co/Co+C	Ao عامل فاصله (km)	RSS مجموع ترکیبات (mm ²)
خطی	۰/۶۲	۱/۳۱	۰/۵۲	۱۷۰/۱۲۲	۰/۰۹۴
نمایی	۰/۵۹	۲/۵۸	۰/۷۷	۳۸۸/۵۰۰	۰/۰۸۹
گوسین	۰/۶۸	۱/۳۷	۰/۵	۱۱۷/۴۰۰	۰/۱۰
کروی	۰/۶۱	۱/۷۵	۰/۶۵	۳۹۴/۸۰۰	۰/۰۹۲

به طور کلی اگر برآورد داده‌ها بدون انحراف باشد میانگین خطای برآورد به صفر نزدیک‌تر می‌شود و هر چه فاصله بیشتر شود میزان انحراف در درونیایی نیز بیشتر می‌شود. البته این وابسته به مقیاس داده‌های اندازه‌گیری شده است (Irvem et al., 2007: 30-37). همچنین این امر در مورد میانگین استاندارد خطای برآورد شده نیز صدق می‌کند. از طرف دیگر نیز پایین‌ترین مربع میانگین ریشه خطا بهترین برآورد را خواهد داشت.

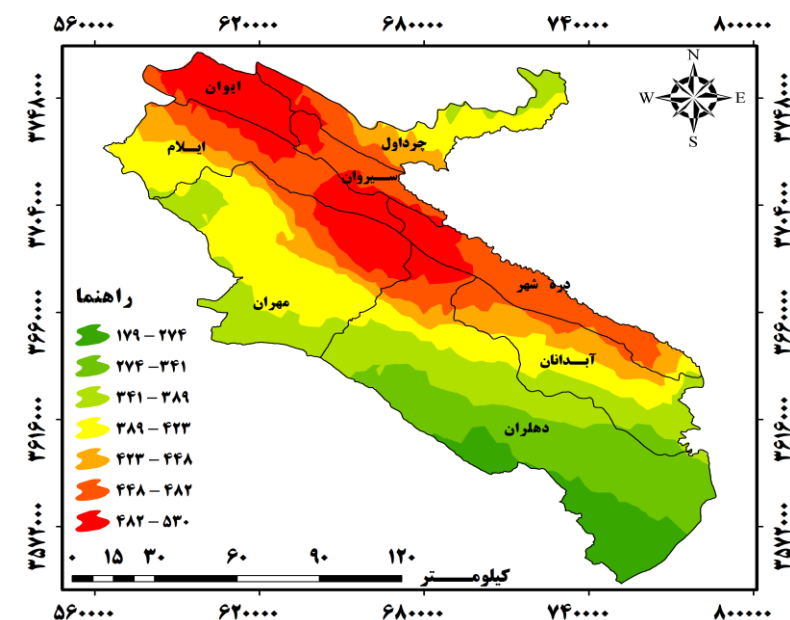
برای تشخیص برآورد بیش از انتظار و کمتر از انتظار در این پژوهش میزان مربع میانگین ریشه خطا با میانگین خطا مقایسه گردید. این رابطه بدین صورت است که اگر مربع میانگین ریشه خطا بیشتر از میانگین خطای استاندارد باشد، برآورد کمتر از حد انتظار و اگر مربع میانگین ریشه خطا کوچکتر از میانگین خطای استاندارد باشد برآورد بیش از حد انتظار است (Johnston, 2000: 1129-1140؛ شعبانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۷-۵۵). با مقایسه مربع میانگین ریشه خطا با میانگین خطا در داده‌های به دست آمده از صحت‌یابی سرتاسری در کریجینگ

معمولی ($103/595 < 81/65$)، کریجینگ ساده ($88/78 < 81/31$) و در کریجینگ عام ($93/95 < 74/97$) برآورد بیش از حد انتظار است.

همانطور که در نتایج ارزیابی دقت روش‌های مورد بررسی آمده است (جدول ۲)، روش کریجینگ عام با پایین‌ترین میزان میانگین استاندارد خطای برآورد ($0/03$) و مربع میانگین ریشه خطاء ($74/97$) بهترین روش برای درونیابی در این پژوهش ارزیابی شد. در نهایت با استفاده از روش آماری کریجینگ عام و واریوگرام گوسین به کار رفته در این تحقیق نقشه توزیع بارش به روش کریجینگ عام تهیه گردید (شکل ۴). با توجه به تعداد بالای ایستگاه‌های موجود در منطقه و نحوه توزیع مناسب آنها، شاهد نقشه‌ی پهنه‌بندی کاملی از منطقه هستیم.

جدول (۲) نتایج حاصل از صحت‌سنجی سرتاسری برای سه واریوگرام کریجینگ

نوع مدل	میانگین خطاء برآورد (ME)	مربع میانگین ریشه خطاء برآورد (RMS)	معدل خطاء استاندارد، خطای برآورد (ASE)	میانگین استاندارد شده خطاء برآورد (MSE)	مربع میانگین ریشه خطاء برآورد استاندارد (RMSE)
کریجینگ معمولی	۱/۲۰	۸۱/۶۵	۱۰۳/۵	۰/۰۰۹	۰/۸۰
کریجینگ ساده	۹/۵۹	۷۸/۹۵	۹۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۸۷
کریجینگ عام	۰/۶۳	۷۴/۹۷	۹۳/۹۵	۰/۰۰۳	۰/۷۹



شکل (۴) توزیع بارش سالیانه با استفاده از روش کریجینگ عام (برحسب میلی متر)

نتیجه‌گیری

استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی می‌تواند به عنوان یکی از ابزارهای مطالعات اقلیمی، کمک زیادی به افزایش دقت و سرعت عمل در تهیه نقشه‌های اقلیمی داشته باشد. این ابزارها امکان اعمال معادلات پیچیده ریاضی را بر روی نقشه‌ها فراهم می‌آورد. از طرف دیگر با استفاده از روش‌های میان‌یابی موجود در زمین آمار، می‌توان تحلیل‌های آماری و پیش‌بینی را در مکان‌های مختلف بر اساس موقعیت مکانی و جغرافیایی پدیده‌ها تحلیل نمود. مدل کریجینگ از دقیق‌ترین مدل‌هایی است که در تهیه نقشه‌های هم‌ارزش به کار می‌رود. به دلیل اینکه این مدل فاقد خطای سیستماتیک است و در تخمین‌ها دارای حداقل واریانس می‌باشد، جایگاه ویژه‌ای در درون‌یابی به دست آورده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که بارندگی سالانه به روش کریجینگ عام، بهترین دقت را دارد و تغییرات بارندگی سالانه بیشتر از این مدل تبعیت می‌کند. با بکارگیری نسبت اثر قطعه‌ای بر سقف واریوگرام مشخص شد واریوگرام گوسین با میزان $0/5$ دارای همبستگی مکانی متوسطی بین داده‌ها می‌باشد. همچنین روش کریجینگ عام با پایین‌ترین میزان میانگین استاندارد خطای برآورد ($0/003$) و مربع میانگین ریشه خطاء ($74/97$) بهترین مدل برای درونیابی داده‌ها در این پژوهش ارزیابی شد. با استفاده از داده‌های کل منطقه، تغییر نمایی ارتفاع و بارش منطقه نشان می‌دهد که تا شعاع $117/4$ کیلومتری، بین ایستگاه‌ها از نظر ارتفاع رابطه‌ی معناداری وجود دارد و پس از این فاصله، رابطه‌ی آنها به صورت تصادفی است. بررسی شکل توزیع بارندگی به روش گوسین حکایت از این دارد که به ترتیب بخش دهلران در قسمت جنوب به مقدار 274 میلی‌متر، بخش‌های آبدانان و دره شهر در شمال به مقدار 423 میلی‌متر و بخش‌های ایلام و ایوان در جنوب غربی استان به مقدار 530 میلی‌متر بارش را در طی دوره 23 ساله دریافت کرده‌اند. با توجه به نتایج بدست آمده از این تحقیق می‌توان گفت به منظور جمع‌آوری اطلاعات صحیح و دقیق برای استفاده در تجزیه و تحلیل‌های آماری، شایسته است نسبت به توسعه‌ی شبکه‌ی باران‌سنجی با استفاده از روش‌های زمین آماری در مناطق مختلف اقدام شود.

منابع و مآخذ

۱. پرهت، جهانگیر، ثقفیان، بهرام (۱۳۸۲). ارزیابی مدل‌های درونیابی و برون‌یابی در تعیین توزیع مکانی بارش روزانه و سالانه در حوضه‌های کوهستانی، ششمین کنفرانس بین‌المللی مهندسی عمران. ۱۵ تا ۱۷ اردیبهشت ماه، ص ۹۶-۸۹.
۲. حبشی، هاشم. حسنی، سید محسن. محمدی، جهانگرد. رحمانی، ر (۱۳۸۵). کاربرد زمین آمار در مطالعات خاک‌های مناطق جنگلی، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ۱۴(۱): ۲۰-۱۱.
۳. حسنی‌پاک، علی‌اصغر (۱۳۸۶). زمین آمار. دانشگاه تهران. ۳۸۰ ص.
۴. خداکرمی، لقمان، سفیانیان، علیرضا، محمدی، توفیق الهه، میرغفاری، نوراله (۱۳۹۰). بررسی غلظت عناصر سنگین مس روی و آرسنیک خاک با استفاده از RS و GIS (مطالعه موردی: حوزه آبخیز کبودر آهنگ، رزن و خونجین-تلخاب در استان همدان)، مجله کاربرد سنجش از دور و GIS در علوم منابع طبیعی، ۲(۱): ۸۹-۷۹.
۵. ذبیحی، علی‌رضا، سلیمانی، کریم، شعبانی، مرتضی، آبروش، صادق (۱۳۹۰). بررسی توزیع مکانی بارش سالانه با استفاده از روش‌های زمین آماری (مطالعه ی موردی: استان قم)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۸: ۱۱۲-۱۰۱.
۶. رحیمی بندر آبادی، سیما، مهدیان، محمد حسین (۱۳۸۴). بررسی روش‌های توزیع مکانی بارندگی روزانه و ماهانه در حوضه دریای خزر، مجله پژوهش و سازندگی، ۶۹: ۷۲-۶۳.
۷. شعبانی، افشین، متین‌فر، حمیدرضا، آرخی، صالح، رحیمی هراآبادی، سعید (۱۳۹۰). مدلینگ فاکتور فرسایندگی باران با استفاده از روش زمین آمار (مطالعه موردی: حوضه آبخیز سد ایلام)، مجله کاربرد سنجش از دور و GIS در علوم منابع طبیعی، ۲(۲): ۶۷-۵۵.
۸. شمس‌الدینی، علی (۱۳۷۹). تغییرات منطقه‌ای بارندگی با استفاده از روش کریجینگ در استان‌های شمالی، سمینار کارشناسی ارشد آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.
۹. عساکره، حسین (۱۳۷۸). کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲: ۵۲-۴۳.

۱۰. علوی پناه، سید کاظم، متین فر، حمید رضا. رفیعی امام، عمار (۱۳۸۷). کاربرد فناوری اطلاعات در علوم زمین، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول، ۴۵۷ ص.
۱۱. قهرودی تالی، م (۱۳۸۴). سیستم اطلاعات جغرافیایی در محیط سه بعدی، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد تربیت معلم، شماره ۴۹، ص ۱۷۳.
۱۲. مدنی، حسن (۱۳۷۳). مبانی زمین آمار، انتشارات دانشگاه امیرکبیر.
۱۳. میر موسوی، سید حسین. مزیدی، احمد. خسروی، یونس (۱۳۸۹). تعیین بهترین روش زمین آمار جهت تخمین توزیع بارندگی با استفاده از GIS (مطالعه موردی: استان اصفهان)، مجله علمی - پژوهشی فضایی جغرافیایی، ۱۰ (۳۰): ۱۲۰-۱۰۵.

Bazgeer, S., P.Sharma, R.K. KMahey, S.S. Hundal, and A. Sood, (2008). *Assessment of land use changes using remote sensing and GIS and their implications on climatic variability for Balachaur watershed in Punjab*, India. DESERT: 139-147.

Cheng, K., Sh. Lin, and J.J. Liou, (2008). *Rain-gauge network evaluation and augmentation using geostatistics*. Hydrol. Proc. 22: 2554-2564.

Cressie, N.O.A., (1993). *Statistics for spatial data*. Second revised edition. New York: JohnWiley and Sons.

Goovaerts, P. (2000). *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*, J. Hydrol, 228, 113- 129.

Igúzquiza, E.P, (1998). *Comparison of geostatistical methods for estimating the area average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography*. Inter. J. Climat. 8 (9): 1031– 1047.

Irvem, A., F. Topaloglu, and V. Uygur, (2007). *Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey*. Journal of Hydrology. 336, 30- 37.

Johnston, K. J., (2000). *Using ArcGIS geostatistics analyst*. New York: ESRI. KOULI, equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). Environ Geol. 50, 1129- 1140.

Kieffer Weisse, A. and P. Bois, (2002). *A comparison of methods for mapping statistical characteristics of heavy rainfall in the French Alps: The use of daily information*, Hydrological Sciences- Journal- des Sciences Hydrologiques, 47(5), 739- 752.

Mirmousavi, S.H., A. Mazidi, and Y. Khosravi, (2010). *The Determination of Optimum Geostatistics Method for Estimating Precipitation Distribution Using GIS (Case Study of Esfahan Province)*, Geographic Space, No.10, 105-120.

Webster, R. and M.A. Oliver, (2000). *Geostatistics forenvironmental scientists*, Wiley press, 271 pp.