

## ارزیابی و برآورد بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته در استان گلستان

سمانه جهانی<sup>۱\*</sup> و معصومه دلبری<sup>۲</sup>

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۱۳ تاریخ پذیرش: ۸۸/۶/۱۸

### چکیده

تغییرات مکانی بارندگی اثراتی متنوع بر مدیریت منابع آب در سطح یک حوضه و یا در سطح ملی دارند. بررسی تغییرات مکانی فراسنج‌های گوناگون مانند بارندگی، در برآورد میزان خطای تراز آبی و فرآیندهای تصمیم‌گیری بسیار مهم می‌باشد. روش‌های میان‌یابی زمین‌آماری با در نظر گرفتن همبستگی مکانی بین مشاهدات، معمولاً برآوردهایی مناسب را ارائه می‌دهند. در این مطالعه، از داده‌های بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته‌ی ۲۷ ایستگاه بارانسنجی در ناحیه‌ی جلگه‌ای استان گلستان استفاده شد. روش‌های مورد استفاده کریجینگ معمولی، کوکریجینگ و میانگین متحرک وزنی می‌باشند. برای ارزیابی روش‌ها، از روش ارزیابی متقابل استفاده شد. نتایج بررسی آماری داده‌ها نشان داد که بارش زمستان کم‌ترین ضریب تغییرات را در بین بازه‌های زمانی دیگر دارد. نتایج بررسی زمین‌آماری همبستگی مکانی بالایی را برای داده‌های مورد مطالعه ثابت کرد. بهترین شبیه نیم‌تغییرنمای برازش داده شده برای تمامی دوره‌های زمانی، شبیه کروی بوده است. ارزیابی روش‌ها نشان داد که روش کوکریجینگ با استفاده از متغیر کمکی ارتفاع برای تمامی دوره‌ها، به غیر از زمستان، بهترین روش میان‌یابی می‌باشد. هم-چنین، با توجه به نقشه‌های هم‌تراز بارش، در کلیه دوره‌ها، کم‌ترین بارش در نواحی شمالی استان باریده است.

واژه‌های کلیدی: گلستان، تغییرات مکانی، بارش ۲۴ ساعته، زمین‌آمار، کریجینگ، وزن‌دهی عکس فاصله.

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی دانشگاه زابل.

۲- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه زابل.

\*-نویسنده‌ی مسوول مقاله: samane\_jahani622@yahoo.com

## پیشگفتار

تغییرات عناصر اقلیمی، از عامل‌های مؤثر بر تغییر منابع آبی سطحی و زیرزمینی است و بارش به عنوان عنصری بسیار تغییرپذیر و عاملی اساسی در موازنه‌ی آبی همیشه مورد توجه اقلیم شناسان و آب‌شناسان بوده است (عساکره، ۱۳۸۶). بنابراین، بررسی تغییرات مکانی بارندگی بمنظور ارزیابی منابع آب و پیش‌بینی حوادث طبیعی ناشی از بارندگی‌های سنگین از اهمیت زیادی برخوردار است.

در بسیاری از مطالعات، به دلیل نبود پوشش کامل ایستگاه‌های اندازه‌گیری نقطه‌ای باران، برآورد بارش منطقه‌ای و یا تخمین بارش در مناطق مابین ایستگاه‌ها امری ضروری است. برای این منظور، روش‌های گوناگونی در برآورد توزیع مکانی فراسنج‌های هواشناسی وجود دارد. روش‌های آمار کلاسیک از معمول‌ترین این روش‌ها بشمار می‌رود. در این روش‌ها، نمونه‌ها فاقد بعد مکانی هستند. از جمله‌ی این روش‌ها می‌توان به روش میانگین حسابی، روش تیسسن، روش عکس فاصله و روش هیپسومتریک اشاره نمود، ولی در روش‌های زمین آماری، افزون بر مقدار یک کمیت معین در یک نمونه، موقعیت مکانی نمونه نیز مورد توجه قرار می‌گیرد. بدین لحاظ می‌توان موقعیت مکانی نمونه‌ها را همراه با مقدار کمیت مورد نظر یک جا مورد تحلیل قرار دادند.

از معروف‌ترین و پرکاربردترین روش‌های زمین آماری روش کریجینگ می‌باشد که امروزه در زمینه‌های گسترده و گوناگونی از علوم نظیر معدن، زمین شناسی، نقشه‌برداری، محیط زیست، آبشناسی و منابع آب کاربرد دارد. تابیوس و سالاس (۱۹۸۵) روش کریجینگ را در برآورد توزیع بارش سالانه در شمال ایالات یکپارچه‌ی آمریکا برای ۲۹ ایستگاه باران‌سنجی مناسب تشخیص داد. روش‌های دیگری نیز هم‌چون کوکریجینگ، میانگین متحرک وزنی و TPSS برای میان‌یابی اندازه‌ی بارش استفاده شده‌اند (رحیمی بندرآبادی و مهدیان، ۱۳۸۲؛ مرادی و همکاران، ۱۳۸۶؛ بارگیو و شبی، ۲۰۰۹؛ لوید، ۲۰۰۵). مهدی زاده و همکاران (۱۳۸۵) برای پهنه‌بندی بارش سالانه از روش‌های زمین‌آماری کریجینگ، میانگین متحرک وزنی و روش آماری اسپلین استفاده کرده‌اند.

آن‌ها در بررسی‌های خود نشان دادند که روش‌های زمین آماری نسبت به روش‌های آمار کلاسیک، نتایجی بهتر ارائه می‌دهند. مهدوی و همکاران (۱۳۸۳) با استفاده از روش‌های آمار کلاسیک و زمین‌آماری از جمله کریجینگ، کوکریجینگ، میانگین متحرک وزن‌دار و TPSS به برآورد بارش سالانه‌ی جنوب شرق ایران پرداختند. آن‌ها برای استفاده از ارتفاع به عنوان متغیر کمکی، منطقه را به زیر حوضه‌هایی کوچک‌تر تقسیم کردند. نتایج آن‌ها نشان دادند که روش TPSS با متغیر کمکی ارتفاع، مناسب‌ترین روش تخمین بارندگی سالانه است. روش‌های کریجینگ و میانگین متحرک وزن‌دار با توان ۲ در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند. رحیمی بندرآبادی و مهدیان (۱۳۸۴) نیز برای میان‌یابی بارندگی ماهانه و روزانه در حوضه‌ی دریای خزر از روش‌های کریجینگ، میانگین متحرک وزنی و اسپلین و برای مقایسه‌ی روش‌ها از روش ارزیابی متقابل استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که بارندگی روزانه دارای همبستگی مکانی بوده است. بررسی بارندگی ماهانه نیز وجود همبستگی مکانی نسبتاً قوی را برای خرداد، تیر، مرداد، شهریور، مهر و آبان نشان داد و این در حالی است که ماه‌های دیگر از خود همبستگی مکانی نشان ندادند. مقایسه‌ی روش‌ها در این مطالعه نیز روش اسپلین با توان ۲ را مناسب‌تر نشان داد. برآورد بارش هم‌چنین، برای پیش‌بینی خطرات طبیعی ناشی از بارندگی، بسیار مهم است. شوچی و کیتارا (۲۰۰۶) به پهنه‌بندی بارندگی ساعتی، ماهانه و سالانه‌ی نواحی کوهستانی چابو و منطقه‌ی دشت کانتو در مرکز ژاپن پرداختند. عساکره (۱۳۸۶) افزون بر تهیه‌ی نقشه‌ی خطوط همباران در کشور، تغییرات بارندگی را نیز طی دوره‌ای ۶۳ ساله، با استفاده از روش کریجینگ برآورد کرد و اندازه‌ی بیش‌ترین بارندگی را به ازای هر سال از ۲۹/۶ میلیمتر در کوه‌رنگ تا ۱۵/۷ میلیمتر در سراب بدست آورد. هابرلند (۲۰۰۷) با کاربرد روش‌های کریجینگ با روند خارجی (KED) و کریجینگ شاخص با روند خارجی (IKED) داده‌های طوفان‌های دوره‌های ۱۰ تا ۱۳ آگوست ۲۰۰۲ که منجر به وقوع سیل شدید در حوضه‌ی رودخانه‌ی Elbe در آلمان شده است، برآورد کرد و از

است که این میزان در نواحی شمالی آن، به کم‌تر از ۲۰۰ میلی‌متر هم می‌رسد. میانگین تبخیر سالانه در نواحی جنوبی و ارتفاعات ۸۰۰ میلی‌متر و در نواحی شمالی تا ۲۰۰۰ میلی‌متر نیز می‌رسد.

در استان گلستان، افزون بر تغییرات مکانی بارندگی، توزیع بارش در طول سال یکسان نبوده و تغییرات زمانی آن در نقاط گوناگون استان زیاد است. بیش‌ترین بارندگی در فصل‌های سرد سال و کم‌ترین آن در تابستان صورت می‌گیرد. از سوی دیگر، ۶۰٪ بارندگی استان در فصل‌های غیر زراعی (مهر تا فروردین) به وقوع می‌پیوندد. با این حال، چگونگی تغییرات فصلی بارندگی در مناطق گوناگون استان متفاوت می‌باشد.

### بررسی آمار و انتخاب ایستگاه باران‌سنجی

برای انتخاب ایستگاه‌های باران‌سنجی، از آمار موجود در شرکت آب منطقه‌ای و اداره‌ی کل هواشناسی استان گلستان استفاده شد. بررسی آمار نشان داد که تنها ۲۷ ایستگاه در منطقه‌ی جلگه‌ای استان دارای آماری تقریباً کامل و دوره‌ی آماری طولانی‌تری نسبت به سایر ایستگاهها بودند. بنابراین، این ۲۷ ایستگاه برای تجزیه و تحلیل‌های بعدی انتخاب شدند. سپس با انتخاب یک دوره‌ی پایه‌ی ۳۵ ساله (۵۳-۱۳۵۲ تا ۸۷-۱۳۸۶) داده‌های بیش‌ترین بارش برای هر ماه از آمار موجود استخراج و بر مبنای ایستگاه غفار حاجی با استفاده از روش نسبت‌ها اقدام به تکمیل داده‌ها گردید. سپس بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته برای هر ایستگاه در این دوره تعیین شد.

### روش‌های میان‌یابی

در این مطالعه، برای بررسی تغییرات مکانی فراسنج‌های مورد بررسی از نیم‌تغییرنمای (عرضی) تجربی استفاده قرار گرفت. سپس با استفاده از روش‌های کریجینگ، کوکریجینگ و روش عکس فاصله (IDW) به میان‌یابی ویژگی‌های مورد نظر پرداخته شد.

روش ارزیابی متقابل برای مقایسه‌ی کارایی روش‌های میان‌یابی KED و IKED استفاده کرد.

گواریست (۲۰۰۰) روش‌های کریجینگ<sup>۱</sup> ساده، کریجینگ با روند خارجی و کوکریجینگ<sup>۲</sup> را برای بارندگی سالانه‌ی ۳۶ ایستگاه هواشناسی در پرتغال بررسی کرد. در مقایسه این سه روش با روش‌های عکس مجذور فاصله<sup>۳</sup>، وایازی خطی با ارتفاع، تیسن و کریجینگ معمولی با استفاده از روش ارزیابی متقابل، روش کریجینگ ساده مناسب‌ترین روش شناخته شد. بویتریت و همکاران (۲۰۰۶)، مقدار بارندگی را در ۱۴ ایستگاه باران‌سنجی در رشته کوه غربی کوه‌های آند اکوادور برآورد کردند. در این مطالعه، کریجینگ نتایجی بهتر را نسبت به تیسن ارائه کرد. لینچ (۲۰۰۱) از بین روش‌های میانگین متحرک وزنی، کریجینگ و اسپلین که برای تخمین بارندگی روزانه در آفریقای جنوبی استفاده کرد، روش میانگین متحرک وزنی را مناسب‌تر تشخیص داد. هارگروو (۲۰۰۱) از روش اسپلین با حالت‌های تنش و صاف برای برآورد بارندگی در سویس استفاده کرد. برآوردها با استفاده از متغیر کمکی ارتفاع و بدون آن انجام شد که هر دو نتایجی مشابه داشتند.

در این پژوهش ضمن بررسی همبستگی مکانی بیش‌ترین بارندگی سالانه و فصلی در منطقه‌ی جلگه‌ای استان گلستان، روش‌های کریجینگ، کوکریجینگ و میانگین متحرک وزنی مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت.

### مواد و روش‌ها

#### ناحیه‌ی مورد مطالعه

استان گلستان با وسعت ۲۰۴۶۰/۷ کیلومتر مربع، در ۳۶ درجه و ۲۴ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۵ دقیقه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۱۴ دقیقه طول شرقی واقع شده است. این استان به سه بخش جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی تقسیم شده و دارای تنوع آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک، معتدل، کوهستانی است. میانگین بارندگی سالانه‌ی استان ۴۵۰ میلی‌متر

<sup>1</sup> - kriging

<sup>2</sup> - coKriging

<sup>3</sup> - inverse distance weighted

### نیم‌تغییر نما

یکی از ابزارهای معمول زمین‌آماری برای بررسی تغییرات مکانی ویژگی‌های آب و خاک، نیم‌تغییرنما می‌باشد. نیم‌تغییرنما میزان عدم تشابه را بین مقادیر یک ویژگی هنگامی که فاصله‌ی بین نمونه‌ها افزایش می‌یابد، نشان می‌دهد. در عمل، نیم‌تغییرنمای تجربی<sup>۱</sup>، معادل نصف میانگین مربعات اختلاف بین مقادیر تجربی از هر جفت نقاط که به فاصله‌ی  $h$  از یکدیگر قرار گرفته‌اند، محاسبه می‌شود:

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

که در این جا  $\gamma^*(h)$  نیم‌تغییرنمای تجربی،  $N(h)$  تعداد کل جفت نقاط مشاهده‌ای با فاصله‌ی  $h$ ،  $Z(x_i)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z$  در موقعیت  $x_i$  و  $Z(x_i+h)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z$  در موقعیت  $x_i+h$  می‌باشد.

### نیم‌تغییرنمای عرضی<sup>۲</sup>

در صورتی که داده‌هایی متغیرهای دیگر در همان محل و یا به تعداد بیش‌تری نسبت به متغیر اولیه در دسترس است و این متغیرها (متغیرهای اولیه و ثانویه) با یکدیگر همبستگی خوبی داشته باشند، می‌توان دقت تخمین متغیر اولیه را با استفاده از روش کوکریجینگ که در آن از داده‌های مربوط به متغیر یا متغیرهای ثانویه استفاده می‌کند، بهبود بخشید. در این روش، افزون بر محاسبه‌ی نیم‌تغییرنمای متغیرهای اولیه و ثانویه، نیاز به محاسبه‌ی نیم‌تغییرنمای عرضی که همبستگی مکانی بین دو متغیر را بیان می‌کند نیز می‌باشد. نیم‌تغییرنمای عرضی تجربی به صورت زیر بیان می‌شود (ایساک و سریواستاوا، ۱۹۸۹):

$$\gamma_{v,w}^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^n (Z_v(x_i) - Z_v(x_i+h))(Z_w(x_i) - Z_w(x_i+h)) \quad (2)$$

که در آن،  $\gamma_{v,w}^*(h)$  نیم‌تغییرنمای عرضی تجربی،  $N(h)$  تعداد کل جفت نقاط مشاهده‌ای با فاصله‌ی  $h$ ،  $Z_v(x_i)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z_v$  در موقعیت  $x_i$  و  $Z_v(x_i+h)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z_v$  در موقعیت  $x_i+h$ ،  $Z_w(x_i)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z_w$  در موقعیت  $x_i$  و  $Z_w(x_i+h)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z_w$  در موقعیت  $x_i+h$  می‌باشد.

مقدار مشاهده‌ای متغیر  $Z_w$  در موقعیت  $x_i+h$  می‌باشند.

نیم‌تغییرنما بر اساس تعریف همیشه باید مثبت باشد، در حالی که نیم‌تغییرنمای عرضی زمانی که رابطه‌ی بین دو متغیر منفی است، می‌تواند منفی باشد.

### کریجینگ معمولی<sup>۳</sup>

کریجینگ معمولی (OK) متداول‌ترین نوع کریجینگ است که با استفاده از یک میانگین‌گیری متحرک وزنی مقادیر در موقعیت‌های مشخص، مقادیر نقاط نمونه‌برداری نشده را تخمین می‌زند، یعنی:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad (3)$$

که در آن،  $Z^*(x_0)$  مقدار تخمین زده شده  $Z$  در موقعیت نامشخص  $x_0$ ،  $\lambda_i$  وزن یا اهمیت نسبت داده شده به متغیر  $Z$  در نقطه‌ی  $x_i$  و  $N$  تعداد مشاهدات است. حاصل جمع وزن‌های اختصاص یافته به مقادیر معلوم می‌بایست برابر واحد گردد.

### کوکریجینگ

کوکریجینگ یک توزیع دو متغیره از کریجینگ برای موقعیتی است که یک یا بیش‌تر از یک متغیر فرعی همبستگی مکانی عرضی با متغیر اصلی دارند. در این حالت، استفاده از متغیرهای کمکی باعث تخمین بهتر متغیر اصلی می‌شود. با فرض این‌که یک متغیر کمکی  $Z_w$  دارای همبستگی عرضی متغیر اصلی  $Z_v$  وجود دارد، تخمین‌گر کوکریجینگ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Z_v^*(x_0) = \sum_{i=1}^N (\alpha_i \cdot Z_v(x_i) + \beta_i \cdot Z_w(x_i)) \quad (4)$$

که در آن  $Z_v^*(x_0)$  مقدار تخمین زده شده متغیر  $Z_v$  در موقعیت  $x_0$  است،  $\alpha_i$  وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده شده  $Z_v$  در موقعیت  $x_i$  و  $\beta_i$  وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده شده متغیر  $Z_w$  در موقعیت  $x_i$  و  $n$  تعداد مشاهدات در همسایگی نقطه تخمین می‌باشد.

<sup>1</sup> -experimental semivariogram

<sup>2</sup> -cross-semivariogram

<sup>3</sup> -ordinary kriging

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i))}{n} \quad (۷)$$

که در آن،  $Z^*(x_i)$  و  $Z(x_i)$  مقدار تخمین زده شده و واقعی متغیر  $Z$  در نقطه  $x_i$  و  $n$  تعداد مشاهدات می‌باشد.

### نتایج و بحث

#### تحلیل آماری و توزیع فراوانی

خلاصه‌ی آماری و بافت‌نگار فراوانی برای تمامی متغیرهای مورد مطالعه، اعم از بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته‌ی سالانه، بهاره، پاییزه، تابستانه و زمستانه و هم-چنین، ارتفاع ایستگاهها به ترتیب در جدول ۱ و شکل ۲، ارائه شده است. بر اساس داده‌های بدست آمده، تمامی متغیرها دارای چولگی مثبت‌اند، هر چند چولگی داده‌های سالیانه و پاییزه بسیار کم‌تر از چولگی داده‌های سایر دوره‌های زمانی و ارتفاع ایستگاههاست. هم‌چنین داده‌های بیش‌ترین بارش در تابستان بیش‌ترین و در زمستان کم‌ترین ضریب تغییرات را دارا می‌باشند. بررسی‌ها نشان دادند که ارتفاع ایستگاهها همبستگی خوبی با بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته دوره‌های زمانی انتخاب شده دارد. بنابراین، از ارتفاع به عنوان متغیر کمکی در روش کوکریجینگ استفاده گردید.

با توجه به جدول ۱، بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار ضریب تغییرات بیش‌ترین بارش به ترتیب در تابستان و زمستان روی داده است.

#### تحلیل زمین آماری

برای بررسی تغییرات مکانی فراسنج‌های مورد مطالعه، نیم تغییرنمای تجربی هر یک محاسبه و بهترین شبیه نظری بر آن برازش شد که نتایج بدست آمده در جدول ۲ ارائه شده اند. بر اساس جدول ۲، ساختار مکانی بیش‌ترین بارش برای تمامی دوره‌ها از شبیه کروی پیروی می‌کند و بهترین شبیه برازش داده شده به نیم تغییرنمای تجربی، برای متغیر کمکی (ارتفاع) شبیه نمایی می‌باشد.

تناسب مکانی بیشینه بارش ۲۴ ساعته برای کلیه‌ی دوره‌های زمانی، یکسان و برابر با ۰/۹۹۸ بدست آمد که

#### وزن دهی عکس فاصله (IDW)

در این روش، عکس فاصله نیز همچون روش کریجینگ، مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری نشده باشد، از روی نقاط مجاورش با استفاده از رابطه‌ی ۳ تخمین زده می‌شود. در این روش، وزن‌ها با توجه به فاصله‌ی هر نقطه‌ی معلوم نسبت به نقطه‌ی مجهول و بدون توجه به موقعیت و چگونگی پراکندگی نقاط حول نقطه‌ی تخمین، تعیین می‌شوند. بدین ترتیب که به نقاط نزدیک‌تر، وزنی بیش‌تر اختصاص داده می‌شود و نقاط با فاصله‌ی یکسان، وزن یکسانی را دریافت می‌کنند؛ در واقع، نقاط با فاصله‌ی کم‌تر، اثری بیش‌تر در تخمین می‌گذارند. مقدار وزن  $\lambda_i$  در روش IDW از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\alpha}} \quad (۵)$$

که در آن،  $D_i$  فاصله‌ی نقطه‌ی مشاهده شده‌ی  $i$ ام تا نقطه‌ی تخمین زده شده،  $\alpha$ : توان وزن‌دهی فاصله و  $n$  تعداد نقاط همسایگی است.

#### روش و معیار ارزیابی

در این مطالعه، از روش ارزیابی متقابل<sup>۱</sup> برای ارزیابی روش‌های میان‌یابی استفاده شده است. اساس این روش بدین گونه است که هر بار یک نقطه‌ی مشاهده‌ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور، مقداری برآورد می‌شود، سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه این عمل تکرار می‌شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد گردیده، دقت هر روش با توجه به معیارهای آماری گوناگون محاسبه می‌گردد. در این پژوهش از دو معیار جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)<sup>۲</sup> و میانگین انحراف خطا (MBE)<sup>۳</sup> برای مقایسه‌ی روش‌ها استفاده شده است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z^*(x_i) - Z(x_i))^2}{n}} \quad (۶)$$

<sup>۱</sup> -cross-validation

<sup>۲</sup> -root mean square error

<sup>۳</sup> -mean bias error

روی داده است که این به دلیل دوری از دریا، ارتفاعات البرز و نزدیکی به ترکمنستان می‌باشد.

### منابع

- ۱- رحیمی بندرآبادی، س. و م. ح. مهدیان. ۱۳۸۲. بررسی تغییرات مکانی بارندگی ماهانه در مناطق خشک و نیمه خشک جنوب شرق ایران. سومین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم. اصفهان.
- ۲- رحیمی بندر آبادی، س. و م. ح. مهدیان. ۱۳۸۴. بررسی روش های توزیع مکانی بارندگی روزانه و ماهانه در حوضه دریای خزر. پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی. ۶۹: ۷۲-۶۳.
- ۳- عساکره، ح. ۱۳۸۶. تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر. جغرافیا و توسعه. ۱۰: ۱۶۴-۱۴۵.
- ۴- مرادی، ع. ر. ع. آبکار، ص. محمدی، و م. شهسواری. ۱۳۸۶. مقایسه چند روش زمین آماری در برآورد مقدار متوسط بارندگی روزانه در درمناطق خشک و نیمه خشک. دومین همایش ملی کشاورزی بوم شناختی ایران، گرگان.
- ۵- مهدوی، م. ا. حسینی چگینی، و م. ح. مهدیان. ۱۳۸۳. مقایسه روش های زمین آمار در برآورد توزیع مکانی بارش سالانه در مناطق خشک و نیمه خشک جنوب شرقی ایران. فصلنامه منابع طبیعی ایران. ۵۷: ۱۸۸-۱۷۲.
- ۶- مهدی زاده، م. م. ح. مهدیان، و س. حجام. ۱۳۸۵. کارایی روش‌های زمین آماری در پهنه بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه. مجله فیزیک زمین و فضا. ۳۲: ۱۱۶-۱۰۳.
- 7- Bargaoui, Z. K, and A Chebbi. 2009. Comparison of two kriging interpolation methods applied to spatiotemporal rainfall. *Journal of Hydrology*. 365: 56-73.
- 8- Buytaert, W., R. Celleri, P. Willems, B. De Bièvre, and G. Wyseure. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*. 329(3-4): 413-421.
- 9- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical Approach for Incorporating Elevation into Spatial Interpolation of Rainfall. *Journal of Hydrology*. 228(1-2): 113-129.
- 10- Hargrove, W.W. 2001. Interpolation of rainfall in switzerland using a regularized with tension. *Geographic Information and Spatial Technologies Group Oak Ridge National Laboratory*. hnw@fire.esd.ornl.gov
- 11- Haberland, U. 2007. Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain

نشان می‌دهد داده‌ها از همبستگی مکانی بالایی برخوردار بودند که این مسأله با نتایج پژوهش رحیمی بندرآبادی و مهدیان (۱۳۸۴) در مورد بارش‌های حوضه دریای خزر مطابقت دارد. شعاع تاثیر بدست آمده برای تمامی دوره‌های زمانی تقریباً یکسان و حدود ۳۰۰۰۰ متر بوده است. در شکل ۳، نیم تغییرنمای عرضی تجربی بین بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته دوره‌های زمانی گوناگون و ارتفاع، همراه با بهترین شبیه برآزش داده شده، عرضه گردیده است.

### ارزیابی روش‌های مورد استفاده

نتایج ارزیابی روش‌های میان‌یابی استفاده شده (جدول ۳) نشان داد که به جز زمستان، در بازه‌های زمانی دیگر روش کوکریجینگ با دارا بودن کمینه RMSE، بهترین برآورد را برای بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته در منطقه حاصل کرده است. روش IDW در مجموع از دقت خوبی در برآورد بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته برخوردار نبوده است. مطالعه‌ی مهدی زاده و همکاران (۱۳۸۵) نیز نشان داد که روش‌های زمین‌آماري نسبت به روش‌های آمار کلاسیک، نتایج بهتری را اریه می‌دهند.

شکل ۲ پراکنش مکانی بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته را در منطقه‌ی مورد مطالعه که با استفاده از بهترین روش میان‌یابی تهیه شده است، نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این شکل نشان داده شده هر چه به سمت شمال پیش می‌رویم، اندازه‌ی بیش‌ترین بارش کاهش می‌یابد.

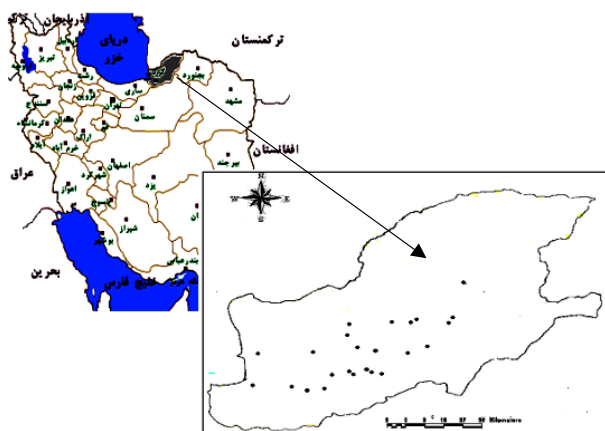
### نتیجه‌گیری

نتایج بدست آمده از این پژوهش نشان داد که داده‌های بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته، دارای همبستگی مکانی خوبی در منطقه بوده و شبیه‌کروی برای توصیف ساختار مکانی بیش‌ترین بارش در تمامی بازه‌های زمانی بهترین می‌باشد. همچنین، ارزیابی روش‌ها نشان داد که روش‌های زمین-آماري نسبت به روش‌های آمار کلاسیک نتایجی بهتر را اریه می‌دهند. بهترین روش میان‌یابی برای تمامی بازه‌های زمانی به استثنای زمستان، روش کوکریجینگ متغیر کمکی ارتفاع می‌باشد. بر اساس نقشه‌های هم‌تراز بارش در کلیه‌ی دوره‌ها، کم‌ترین بارش در نواحی شمالی استان

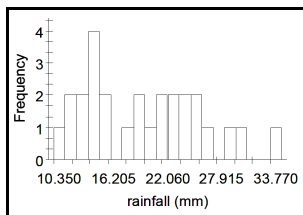
grid. Department of Agricultural Engineering. University of Natal. South Africa.  
 15- Shoji T, H. Kitaura. 2006. Statistical and geostatistical analysis of rainfall in central Japan. Computers & Geosciences. 32: 1007–1024.  
 16- Tabios, G.Q., and J.D. Salas 1985. A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Analysis Precipitation. Water Resources Bulletin. 21: 365-380.

gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. Journal of Hydrology. 332(1-2): 144- 157.  
 12- Isaaks, E. H., and R. M. Srivastava 1989. An introduction to applied geostatistics. Oxford University. New York: 561p.  
 13- Lloyd, D. C. 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. Journal of Hydrology. 308: 128–150.  
 14- Lynch. S.D. 2001. Converting point estimates of daily rainfall onto a rectangular

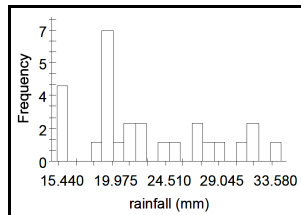
### پیوست‌ها



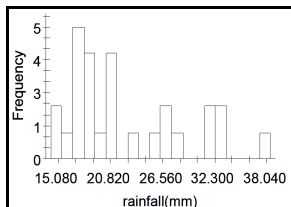
شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های باران‌سنجی استان گلستان.



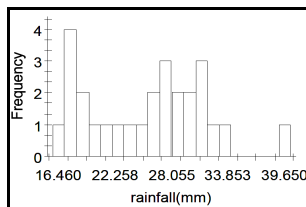
۲-۲- تابستان



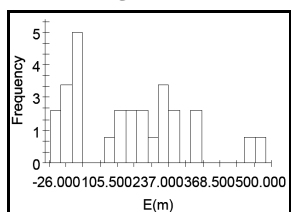
۲-۱- بهار



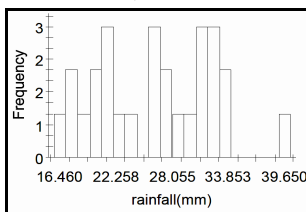
۲-۴- زمستان



۲-۳- پاییز

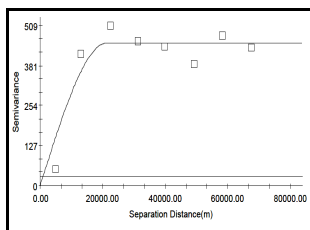


۲-۷- ارتفاع

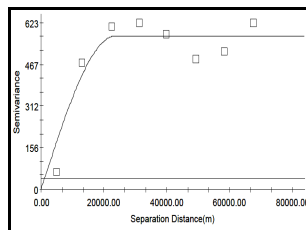


۲-۵- سالانه

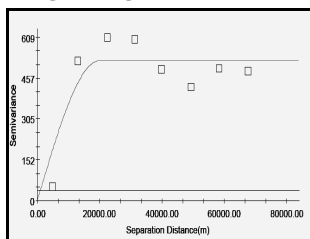
شکل ۲- منحنی‌های توزیع فراوانی بارندگی برای دوره‌های زمانی مورد مطالعه و ارتفاع



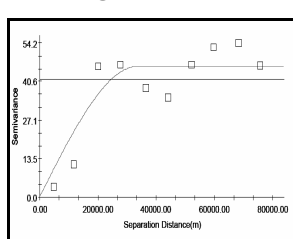
۳-۲- ارتفاع - تابستان



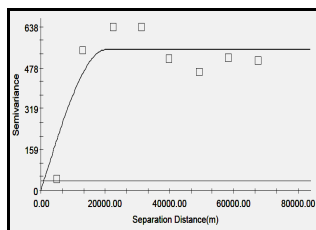
۳-۱- ارتفاع - بهار



۳-۴- ارتفاع - زمستان



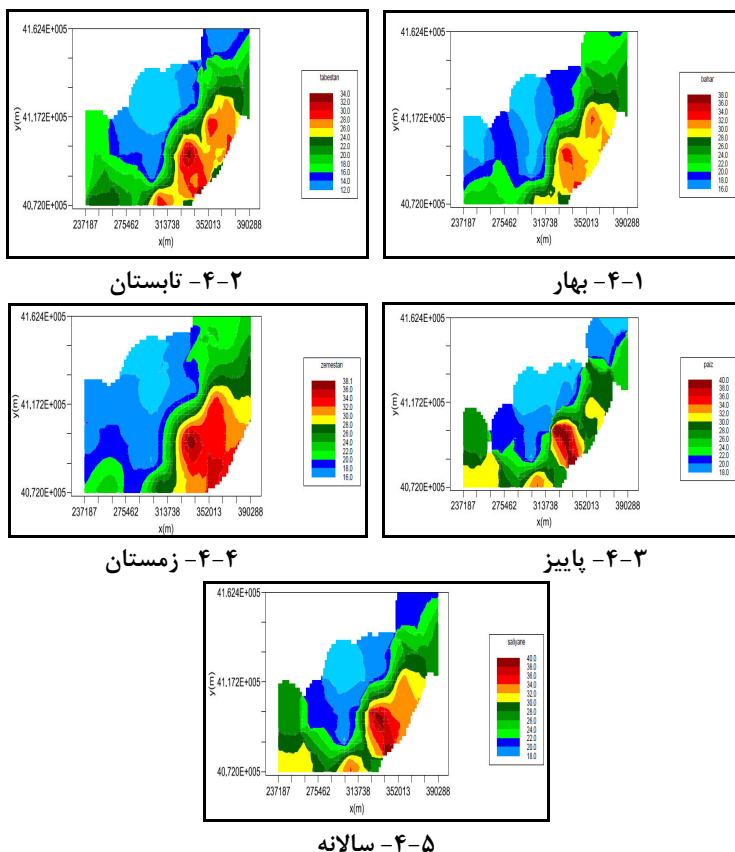
۳-۳- ارتفاع - پاییز



۳-۳- فصل سالانه - ارتفاع

شکل ۳- شبیه (خط ممتد) و نیم تغییرنمای عرضی تجربی (مربع توخالی) فراسنج‌های مورد مطالعه.





شکل ۴- نقشه‌ی هم‌تراز بیش‌ترین بارش ۲۴ ساعته (mm).

جدول ۱- تحلیل آماری داده‌های مورد مطالعه (تعداد ایستگاه‌ها = ۲۷).

فراسنج	میانگین	انحراف معیار	واریانس	کمینه	بیشینه	چولگی	کشدگی	ضریب تغییرات
بیشینه‌ی بارش سالیانه (mm)	۲۶/۴	۶/۰۸	۳۷/۰۲۶	۱۶/۴۶	۳۹/۶۵	۰/۱۱	-۰/۸۸	۱/۴
بیشینه‌ی بارش بهار (mm)	۲۲/۶۱	۵/۴۵	۲۹/۷۱	۱۵/۴۴	۳۳/۵۸	۰/۵۳	-۰/۹۰	۱/۳
بیشینه‌ی بارش تابستان (mm)	۱۹/۴۷	۶/۳	۳۹/۶۹	۱۰/۳۵	۳۳/۷۷	۰/۴۱	-۰/۶۸	۲/۰۳
بیشینه‌ی بارش پاییز (mm)	۲۵/۴۲	۶/۰۹۹	۳۷/۲۰	۱۶/۴۶	۳۹/۶۵	۰/۱۸	-۰/۷۱	۱/۴۳
بیشینه‌ی بارش زمستان (mm)	۲۲/۷۴	۶/۴۳	۴۱/۳۷	۱۵/۰۸	۳۸/۰۴	۰/۸۳	-۰/۵۱	۰/۵۴
ارتفاع (m)	۱۶۱/۶۳	۱۴۶/۶۶	۲۱۵۱۰/۱۰۷	-۲۶	۵۰۰	۰/۵۵	-۰/۴۳	۰/۹

جدول ۲- ویژگی‌های شبیه‌های برازش داده شده بر نیم تغییرنمای (عرضی) تجربی فراسنج‌های مورد بررسی.

فراسنج	شبه	انتر قطعه‌ای	C0+C آستانه‌ی	شعاع بارش موثر (متر)	C/C+C0 تناسب مکانی	ضریب همبستگی	مجموع مربعات باقی‌مانده
سالانه	کروی	۰/۱	۴۵/۲۷	۳۰۳۰۰	۰/۹۸۸	۰/۸۹۵	۲۷۳
ارتفاع	نمایی	۱۰	۲۴۰۳۰	۳۵۴۰۰	۱	۰/۷۳۳	۱/۱۳۴E+۰۸
سالانه- ارتفاع	کروی	۱	۵۴۸	۲۰۲۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۳۰	۵۶۹۶۶
بهار	کروی	۰/۱	۳۳/۱۳	۳۲۶۰۰	۰/۹۹۷	۰/۸۰۰	۲۰۰
ارتفاع	نمایی	۱۰	۲۴۰۳۰	۳۵۴۰۰	۱	۰/۷۳۳	۱/۱۳۴E+۰۸
بهار- ارتفاع	کروی	۱	۴۵۳/۶	۲۱۵۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۹۸	۲۱۲۲۹
تابستان	کروی	۰/۱	۴۶/۶۲	۲۹۳۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۷۳	۲۳۸
ارتفاع	نمایی	۱۰	۲۴۰۳۰	۳۵۴۰۰	۱	۰/۷۳۳	۱/۱۳۴E+۰۸
تابستان- ارتفاع	کروی	۱	۵۷۳/۶	۲۳۶۰۰	۰/۹۹۸	۰/۹۰۲	۳۱۱۳۷
پاییز	کروی	۰/۱	۴۲/۹۵	۲۹۰۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۶۵	۲۹۵
ارتفاع	نمایی	۱۰	۲۴۰۳۰	۳۵۴۰۰	۱	۰/۷۳۳	۱/۱۳۴E+۰۸
پاییز- ارتفاع	کروی	۱	۵۲۰/۶	۱۹۸۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۲۰	۵۲۴۷۱
زمستان	کروی	۰/۱	۴۵/۹۹	۳۲۰۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۲۵	۵۶۹
ارتفاع	نمایی	۱۰	۲۴۰۳۰	۳۵۴۰۰	۱	۰/۷۳۳	۱/۱۳۴E+۰۸
زمستان- ارتفاع	کروی	۱	۴۵۳	۲۲۹۰۰	۰/۹۹۸	۰/۸۶۵	۳۱۰۵۸

جدول ۳- مقایسه‌ی روش‌های گوناگون میان‌یابی برای برآورد بیشترین بارش ۲۴ ساعته

دوره‌ی زمانی	(mm)	کریجینگ			IDW
		کریجینگ	کوکریجینگ	توان ۱	توان ۲
سالانه	RMSE	۳/۷۵	۳/۱۲	۴/۸۴	۳/۸۷
	MBE	-۰/۳۳۱	-۰/۲۵۶	-۰/۳۴	-۰/۵۶
بهار	RMSE	۳/۳۵	۳/۱۰۸	۴/۲۳	۳/۸۲
	MBE	-۰/۱۷۲	-۰/۲۶۹	-۰/۱۲۹	-۰/۱۷۴
تابستان	RMSE	۴/۹۹	۴/۵	۵/۱۴	۴/۷۲
	MBE	-۰/۵۳	-۰/۲۳	-۰/۴۵	-۰/۸۴
پاییز	RMSE	۴/۵۱	۴/۰۵	۴/۹۲	۴/۳۶
	MBE	-۰/۳۶	-۰/۶۰۲	-۰/۳۷۳	-۰/۷۰۱
زمستان	RMSE	۳/۲۵	۴/۷۷	۴/۶۶	۳/۵۱
	MBE	-۰/۱۷۵	۹/۸۹	-۰/۰۵	-۰/۴۵