

ارزیابی اثر استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در تخمین بارش ماهانه و سالانه در استان گلستان

معصومه دلبری^{۱*}، پیمان افراسیاب^۱ و سمانه جهانی^۲

چکیده:

بسیاری از مدل‌های هیدرولوژیکی نیاز به داده‌های بارندگی با تراکم زیاد دارند. هدف از این تحقیق میان‌یابی بارندگی ماهانه و سالانه در استان گلستان با داشتن تعداد محدودی داده‌های نقطه‌ای می‌باشد. در این مطالعه روش‌هایی که در آن‌ها از ارتباط بین بارندگی و متغیرهای کمکی مانند مدل رقومی ارتفاع (DEM) در تخمین استفاده می‌گردد با روش‌هایی که بدون در نظر گرفتن متغیر کمکی به تخمین متغیر می‌پردازند مورد مقایسه قرار گرفتند. روش‌های مورد استفاده شامل روش‌های یک متغیره مانند معکوس مربع فاصله و کریجینگ معمولی و روش‌های زمین‌آماری چند متغیره مانند کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر می‌باشند. ارزیابی عملکرد روش‌ها با استفاده از فناوری اعتبارسنجی متقابل و نیز با مقایسه بصری نقشه‌های بارندگی تولید شده توسط روش‌های بکار گرفته شده، صورت گرفت. براساس نتایج حاصل از ارزیابی متقابل، روش کوکریجینگ برای ماه‌های اردیبهشت تا مهر (به جز خردادماه)، روش کریجینگ با روند خارجی برای خردادماه و روش کریجینگ معمولی برای سایر ماه‌ها و بارندگی سالانه مناسب‌ترین روش میان‌یابی تشخیص داده شد. بدترین روش میان‌یابی روش معکوس مربع فاصله بود که در آن هم متغیر کمکی و هم همبستگی مکانی بین داده‌ها در فرآیند تخمین مورد توجه قرار نمی‌گیرد. اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنما و همبستگی بین داده‌های بارندگی و ارتفاع ایستگاه‌ها در عملکرد روش‌ها موثر بودند. هنگامی که ضریب همبستگی بین ارتفاع و بارش کمتر از ۰/۵ بود، روش کریجینگ معمولی نسبت به سایر روش‌ها از دقت بالاتری در تخمین برخوردار بود.

واژه‌های کلیدی: بارندگی، روش‌های زمین‌آماری چند متغیره، کریجینگ، مدل رقومی ارتفاع

مقدمه

نقشه‌های بارندگی از ورودی‌های اولیه بسیاری از مدل‌های هیدرولوژیکی از جمله آن‌هایی که فرآیندهایی مثل سیلاب و فرسایش (Haberlandt, 2007) را شبیه‌سازی می‌کنند به شمار می‌رود. داده‌های بارندگی همچنین برای ارزیابی و مدیریت منابع آب لازم و ضروری است (Shoji and Kitaura, 2006). برای برآورد مناسب بارندگی لازم است که در درجه اول تراکم مناسبی از ایستگاه‌های باران سنجی موجود باشد و در درجه بعدی روش مناسبی از تخمین بکار برده شود. روش‌های سنتی که سابقاً برای برآورد بارندگی با استفاده از تعداد محدودی داده استفاده می‌شده‌اند شامل روش‌های میانگین حسابی، پلی‌گون بندی تیسسن (Thiessen, 1911)، تحلیل روند سطحی (Gittins, 1968) و روش مثلث بندی (Cohen and

Randall, 1998) می‌باشند. بارندگی یک متغیر ناحیه‌ای است که تغییرات مکانی قابل توجهی از خود نشان می‌دهد (Goovaerts, 2000). بنابراین به نظر می‌رسد که برای برآورد آن بایستی از روش‌های میان‌یابی زمین‌آماری که همبستگی مکانی بین مشاهدات را در فرآیند تخمین بکار می‌برند استفاده کرد. یکی از معمول‌ترین این روش‌ها که برای تخمین بارندگی توسط بسیاری از محققین استفاده شده است روش کریجینگ معمولی^۳ است (Tabios and Salas, 1985; Takara and Oka, 1992; Lynch and Schulze, 1995; Tsintikidis et al., 2002؛ مهدیان و همکاران، ۱۳۸۲). رحیمی و مهدیان (۱۳۸۴) به ارزیابی روش‌های زمین‌آماری در تخمین بارندگی روزانه و ماهانه پرداختند. در مطالعه آن‌ها روش^۴ TPSS با توان ۲، بهترین روش میان‌یابی برای بارندگی روزانه و ماهانه تشخیص داده شد. مهدی‌زاده و همکاران (۱۳۸۵) از روش‌های زمین‌آماری برای برآورد بارندگی و دما در حوضه آبریز دریاچه ارومیه استفاده کردند.

۱- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه زابل

* - نویسنده مسئول: (Email: mas_delbari@yahoo.com)

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشگاه زابل

3- Ordinary kriging

4- Thin plate smoothing spline

کوکریجینگ، کریجینگ رگرسیون و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر مورد مقایسه قرار گرفتند. نتایج ارزیابی متقابل حاکی از آن بود که روش‌های چند متغیره و به خصوص کریجینگ رگرسیون^۶ و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر کمترین میزان خطا را در بین سایر روش‌ها داشتند. دانشمندان دیگری نیز از DEM (Hevesi et al., 1992a,b; Kurtzman et al., 2009) و سایر متغیرهای کمکی با تراکم بالا نظیر مشاهدات هواشناسی رادار (Haberlandt, 2007; Creutin et al., 1988) برای برآورد بارندگی استفاده کرده‌اند. (Prudhomme and Reed (1999) توپوگرافی در روش کریجینگ باقیمانده اصلاح شده^۷ برای تخمین حداکثر بارش در مناطق کوهستانی کشور اسکاتلند استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که استفاده از این گونه اطلاعات کمکی باعث بهبود نتایج تخمین نسبت به روش کریجینگ معمولی به خصوص زمانی که تعداد ایستگاه‌ها اندک باشد، می‌گردد. در مجموع اگرچه مقایسه روش‌های چند متغیره کریجینگ با متغیر کمکی دارای تراکم بالا برای تخمین بارندگی در مناطق مختلفی از جهان صورت گرفته است، در ایران مطالعه چندانی در این خصوص انجام نشده است. از طرفی نتایج حاصل از این گونه مطالعات به طور معمول قابل بسط به مناطق دیگر نمی‌باشد. بنابراین این تحقیق با هدف مقایسه روش‌های میان‌بایی تک متغیره ساده‌تر (وزن‌دهی معکوس فاصله و کریجینگ معمولی) با روش‌های چند متغیره پیچیده‌تر (کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر) برای تخمین بارندگی ماهانه و سالانه در مناطق جلگه‌ای استان گلستان انجام گردید. در روش‌های چند متغیره کریجینگ از مدل رقومی ارتفاع (DEM) به عنوان متغیر کمکی استفاده شده است.

مواد و روش‌ها

معرفی منطقه و داده‌های مورد مطالعه

این مطالعه در استان گلستان با موقعیت جغرافیایی 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 انجام گرفته است. استان گلستان با مساحت ۲۰۴۶۰/۷ کیلومتر مربع به سه بخش جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی تقسیم شده و دارای تنوع آب و هوایی خشک و نیمه خشک، معتدل و کوهستانی می‌باشد. متوسط بارندگی سالانه استان ۴۵۰ میلی‌متر است که این میزان بارندگی در نواحی شمالی آن به کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر می‌رسد. متوسط تبخیر سالانه در نواحی جنوبی و ارتفاعات ۸۰۰ میلی‌متر و در نواحی شمالی تا ۲۰۰۰ میلی‌متر

براساس نتایج آن‌ها روش TPSS با توان ۲ و بدون متغیر کمکی ارتفاع و روش TPSS با توان ۲ با متغیر کمکی ارتفاع بهترین روش میان‌بایی به ترتیب برای بارندگی و دما انتخاب گردید.

از مزیت‌های روش کریجینگ نسبت به روش‌های ساده‌تر مثل روش وزن‌دهی معکوس فاصله^۱ این است که در آن اطلاعات کمکی با تراکم زیاد (که همبستگی خوبی با متغیر اصلی دارند) می‌توانند برای تخمین بهتر متغیر اولیه بکار روند. مطالعات مختلف نشان داده است که بارندگی با ارتفاع رابطه مستقیم دارد (Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005; Moral, 2010). لذا یکی از منابع ارزشمند و در عین حال قابل دسترس اطلاعات برای تخمین بارندگی، داده‌های توپوگرافی استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) می‌باشد. انواع پیچیده‌تر کریجینگ مانند کوکریجینگ^۲، کریجینگ با روند خارجی^۳ و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر^۴ این قابلیت را دارند که از این گونه اطلاعات کمکی در فرآیند تخمین استفاده نمایند (Goovaerts, 1997; Deutsch and Journel, 1998). (Goovaerts (2000) در مطالعه خود از روش‌های پلی‌گون‌بندی تیسن، معکوس مربع فاصله، کریجینگ معمولی، رگرسیون خطی، کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر برای برآورد بارندگی ماهانه و سالانه در منطقه‌ای در کشور پرتغال استفاده نموده است. متغیر کمکی مورد استفاده مدل رقومی ارتفاع (DEM) بوده است. نتایج حاصل از ارزیابی متقابل نشان داد که در درجه اول روش‌های زمین‌آماري که از همبستگی مکانی بین داده‌ها در فرآیند تخمین بهره می‌برند نسبت به روش‌های ساده‌تر مثل پلی‌گون‌بندی تیسن و معکوس مربع فاصله از دقت بالاتری برخوردار بودند. در درجه دوم در بین روش‌های زمین‌آماري آن‌هایی که قابلیت استفاده از متغیر کمکی ارتفاع را داشتند در بیشتر ماه‌ها دارای دقت بالاتری نسبت به سایر روش‌ها بودند. (Lloyd (2005) نیز به ارزیابی اثر استفاده از متغیر کمکی ارتفاع (DEM) در تخمین بارندگی در کشور انگلستان پرداخت. روش‌های مورد استفاده شامل روش معکوس مربع فاصله، کریجینگ معمولی، رگرسیون متحرک^۵، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر بودند. نتایج نشان داد در صورت بالا بودن همبستگی بین ارتفاع و بارندگی، استفاده از متغیر کمکی ارتفاع می‌تواند نتایج تخمین را به مقدار قابل ملاحظه‌ای بهبود بخشد. (Moral (2010) به تخمین بارندگی ماهانه و سالانه با کمک DEM پرداخت. در تحقیق وی، روش‌های کریجینگ معمولی و ساده،

- 1- Inverse distance weighting
- 2- Cokriging
- 3- Kriging with an external drift
- 4- Simple kriging with varying local means
- 5- Moving regression

- 6- Regression kriging
- 7- Modified residual kriging

پراکنش مکانی مقادیر بارندگی می باشد (Goovaerts, 2000).

روش‌های میان‌یابی مورد استفاده

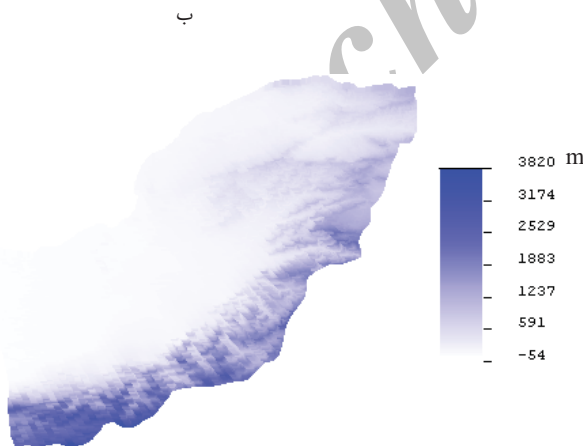
در این تحقیق از روش‌های میان‌یابی یک متغیره شامل وزن‌دهی عکس قاصله و کریجینگ معمولی و روش‌های چند متغیره شامل کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین-های موضعی متغیر برای تخمین بارش استفاده گردید. این روش‌ها به تفصیل در منابع مختلف از جمله (Deutsch و Goovaerts (1997) and Journel (1998) بیان شده‌اند. در این بخش تنها مختصری از ویژگی‌های اصلی این روش‌ها ارائه می‌گردد.

در ادامه فرض می‌شود $z(u) = z(x, y)$ معرف متغیر مورد مطالعه (در اینجا بارندگی) باشد که همبستگی خوبی با متغیر خارجی $e(u)$ (در اینجا ارتفاع) نشان می‌دهد.

کریجینگ معمولی

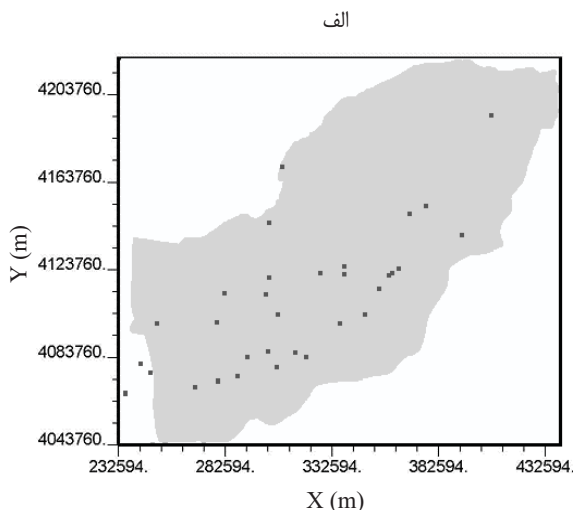
در روش کریجینگ معمولی (OK) مقدار متغیر (بارندگی) در هر نقطه بدون آمار با استفاده از یک متوسط‌گیری وزنی خطی مقادیر اندازه‌گیری شده در همسایگی آن نقطه تخمین زده می‌شود (Isaaks and Srivastava, 1989):

$$\hat{z}_{OK}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{OK} \cdot z(u_i), \quad \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{OK} = 1 \quad (1)$$



می‌رسد. در استان گلستان علاوه بر تغییرات مکانی بارندگی، توزیع بارش در طول سال یکسان نبوده و تغییرات زمانی آن در نقاط مختلف استان زیاد می‌باشد. بیشترین بارندگی در فصول سرد سال و کمترین آن در تابستان صورت می‌گیرد. از طرفی ۶۰ درصد بارندگی استان در فصول غیر زراعی (مهر تا فروردین) به وقوع می‌پیوندد.

داده‌های مورد استفاده در این تحقیق متعلق به ۳۲ ایستگاه باران‌سنجی واقع در بخش جلگه‌ای استان می‌باشد (شکل ۱ الف)). این آمار از شرکت آب منطقه‌ای و اداره کل هواشناسی استان جمع‌آوری گردیده است. ایستگاه‌های باران‌سنجی انتخاب شده دارای آمار بارندگی تقریباً کامل در یک دوره پایه ۳۵ ساله (۵۳ - ۱۳۵۲ تا ۸۷ - ۱۳۸۶) می‌باشند. این مطالعه روی آمار بارندگی ماهانه و سالانه صورت پذیرفته است. خلاصه آماری داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه در جدول ۱ ارائه شده است. ضریب همبستگی محاسبه شده بین بارندگی و ارتفاع ایستگاه‌ها نیز در این جدول آورده شده است. همان‌طوری که مشاهده می‌گردد بارندگی‌های ماهانه و سالانه دارای همبستگی متوسطی با ارتفاع (ضریب همبستگی ۰/۳۳ تا ۰/۷۳) می‌باشند. بنابراین به نظر می‌رسد که استفاده از متغیر کمکی ارتفاع بتواند دقت برآورد بارندگی را در این منطقه افزایش دهد. در این تحقیق از مدل رقومی ارتفاع (DEM) با فواصل شبکه ۹۰ m × ۹۰ m (تهیه شده از سازمان نقشه برداری کشور) به عنوان متغیر کمکی استفاده شده است (شکل ۱ ب)). در جدول ۲ ضرایب همبستگی بین مقادیر بارش ماهانه ارائه شده است. همان‌طوری که مشاهده می‌گردد مقادیر بارش در ماه‌های مختلف دارای همبستگی متوسط تا بالایی هستند که این همبستگی نشان دهنده تأثیر ارتفاع ایستگاه‌ها روی



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های باران سنجی (الف) و نقشه مدل رقومی ارتفاع استان گلستان (ب)

جدول ۱- خلاصه آماری داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه

دوره	میانگین (میلی‌متر)	انحراف معیار (میلی‌متر)	چولگی	حداقل (میلی‌متر)	حداکثر (میلی‌متر)	ضریب همبستگی بین بارندگی و ارتفاع
فروردین	۶۰/۵۲	۲۵/۶۸	۰/۵۵	۳۴	۱۱۶/۹۸	-۰/۵۴
اردیبهشت	۵۲/۵۷	۲۱/۵	۰/۰۸	۱۶/۶۵	۸۷/۳۳	-۰/۶۲
خرداد	۲۲/۷۳	۱۱/۶۷	-۰/۰۴	۳/۶۱	۴۴/۲۱	۰/۷۴
تیر	۲۴/۴	۱۲/۰۸	۰/۳۳	۶/۳	۴۸/۶۵	-۰/۶۸
مرداد	۲۷/۶۸	۱۴/۰۷	۰/۲۳	۴/۲۶	۵۳/۲	-۰/۶۵
شهریور	۳۵/۱۹	۱۷/۲۲	۰/۲۲	۹/۸	۶۷/۴۹	-۰/۵۸
مهر	۴۱/۸۱	۱۵/۵۳	-۰/۳۷	۱۱/۹۵	۶۵/۴۶	-۰/۴۵
آبان	۵۳/۵۱	۱۸/۲۸	-۰/۴۳	۱۸/۳۶	۷۸/۲۶	-۰/۴۵
آذر	۶۱/۸۹	۱۸/۴۸	-۰/۱۱	۲۵/۴۱	۹۹/۲۰	-۰/۳۹
دی	۵۲/۱۹	۱۷/۵۶	۰/۷۱	۲۱/۹۳	۹۲/۶۶	-۰/۴۵
بهمن	۶۰/۴۷	۲۲/۵	۰/۵۷	۲۴/۵	۱۱۱/۹۶	-۰/۴۸
اسفند	۶۷/۲۹	۲۷/۴۷	۰/۵۹	۲۶/۶۳	۱۳۱/۸۴	-۰/۵۳
سالانه	۵۶۰/۲۴	۲۰۵/۶	۰/۱۲	۲۱۱/۱۲	۹۴۳/۰۱	-۰/۵۸

جدول ۲- ماتریس ضرایب همبستگی بین مقادیر بارندگی ماهانه

ماه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
فروردین	۱											
اردیبهشت	۰/۹۱	۱										
خرداد	۰/۷۹	۰/۹۳	۱									
تیر	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۹۳	۱								
مرداد	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۸۷	۱							
شهریور	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۵	۱						
مهر	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۱					
آبان	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۱				
آذر	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۱			
دی	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۱		
بهمن	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۱	
اسفند	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۱

معلوم، μ ضریب لاگرانژ برای کمینه کردن واریانس کریجینگ و γ مقدار نیم‌تغییرنا بین موقعیت مورد تخمین u و u_i نقطه نمونه برداری شده می‌باشد. کریجینگ معمولی را بهترین تخمین‌گر خطی نا اریب (BLUE) نیز می‌نامند (Journal and Huijbergts, 1978).

وزن‌دهی معکوس فاصله

در روش وزن‌دهی معکوس فاصله (IDW) نیز مانند روش کریجینگ، مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه برداری نشده باشد، از روی نقاط مجاورش با استفاده از رابطه (۱) تخمین زده می‌شود. با

که در آن: $\hat{Z}(u)$ مقدار تخمین زده شده متغیر در موقعیت u ، λ_i^{OK} وزن نسبت داده شده به متغیر در نقطه u_i و $Z(u_i)$ و $n(u)$ تعداد نقاط همسایگی است. وزن‌های λ_i^{OK} بنحوی محاسبه می‌گردند که حداقل واریانس کریجینگ فراهم شود در ضمن این که تخمین حاصله نااریب گردد ($E[\hat{Z}_{OK}(u) - Z(u)] = 0$). وزن‌های λ_i^{OK} با حل دستگاه $(n+1)$ معادله خطی زیر بدست می‌آیند:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{OK} \gamma(u_i, u_j) + \mu = \gamma(u_i, u), & i = 1, \dots, n(u) \\ \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{OK} = 1 \end{cases} \quad (2)$$

که در آن: $\gamma(u_i, u_j)$ مقدار نیم‌تغییرنا بین تمام جفت مقادیر

1- Best linear unbiased estimator

$$\sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{SK}(u) C_R(u_i - u_j) = C_R(u_i - u) \quad (7)$$

$$i = 1, \dots, n(u)$$

که در آن: $C_R(h)$ تابع کوواریانس باقیمانده‌ها از میانگین موضعی $R(u) = Z(u) - m(u)$ می‌باشد.

کریجینگ با روند خارجی

مشابه SKlm، در روش کریجینگ با روند خارجی (KED) از اطلاعات کمکی برای محاسبه میانگین موضعی متغیر اولیه استفاده شده سپس کریجینگ ساده روی داده‌های باقیمانده حاصله انجام می‌گیرد:

$$\hat{z}_{KED}(u) - \hat{m}_{KED}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{SK}(u) [z(u_i) - \hat{m}_{KED}(u_i)] \quad (8)$$

که در آن: $\hat{m}_{KED}(u) = \hat{a}_0(u) + \hat{a}_1(u)e(u)$. تفاوت اصلی این روش با SKlm در این است که در دومی ضرایب \hat{a}_0 و \hat{a}_1 تنها یک بار و مستقل از سیستم کریجینگ بدست می‌آیند در حالی که در روش KED ضرایب رگرسیون $\hat{a}_0(u)$ و $\hat{a}_1(u)$ بصورت صریح و از طریق حل دستگاه معادلات کریجینگ در داخل هر شعاع همسایگی محاسبه می‌گردند. به عبارت دیگر رابطه بین متغیر کمکی و متغیر اصلی (در اینجا ارتفاع و بارندگی) به صورت موضعی ارزیابی می‌گردد (Goovaerts, 1997). تخمین گر KED به‌طور معمول به‌صورت رابطه زیر بیان می‌گردد Waerkengel (2003):

$$\hat{z}_{KED}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{KED}(u) z(u_i) \quad (9)$$

که در آن $\lambda_i^{KED}(u)$ از حل دستگاه $(n+2)$ معادلات خطی زیر محاسبه می‌گردد:

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{KED}(u) \gamma(u) \gamma(u_i - u_j) + \mu_0^{KED}(u) + \mu_1^{KED}(u) y(u_i) = \gamma(u_i - u) & i = 1, \dots, n(u) \\ \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{KED}(u) = 1 \\ \sum_{j=1}^{n(u)} \lambda_j^{KED}(u) e(u_j) = e(u) \end{cases} \quad (10)$$

که در آن μ_1^{KED} و μ_0^{KED} دو پارامتر لاگرانژین می‌باشند.

کوکریجینگ

کوکریجینگ (COK) نوعی کریجینگ چند متغیره است که در

این تفاوت که در این روش وزن‌ها تنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه مورد تخمین، تعیین می‌شوند. بدین ترتیب به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کمتری اختصاص داده می‌شود. مقدار وزن (λ_i) در روش IDW از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Lloyd, 2005):

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\pi}}{\sum_{i=1}^{n(u)} D_i^{-\pi}} \quad (3)$$

در اینجا D_i فاصله i امین نقطه مشاهده‌ای تا نقطه مورد تخمین، π توان وزنی فاصله و $n(u)$ تعداد نقاط همسایگی است. در این مطالعه از توان ۲ فاصله (روش معکوس مربع فاصله) که در مطالعات بارندگی متداول‌تر است (Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005) استفاده می‌گردد.

کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر

بر خلاف کریجینگ معمولی، در کریجینگ ساده فرض می‌گردد میانگین داده‌ها معلوم و ایستا باشد. روش کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر (SKlm) نوعی کریجینگ ساده است که در آن میانگین معلوم ولی غیر ایستا می‌باشد. به عبارت دیگر این روش میانگین‌های متفاوتی را (بر اساس متغیر کمکی) در همسایگی‌های مختلف در فرآیند تخمین در نظر می‌گیرد (Goovaerts, 1997):

$$\hat{z}_{SKlm}(u) - \hat{m}_{SK}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{SK}(u) [z(u_i) - \hat{m}_{SK}(u_i)] \quad (4)$$

میانگین‌های موضعی $\hat{m}_{SK}(u)$ می‌توانند بر اساس یک رابطه رگرسیونی خطی بین متغیر اصلی و متغیر کمکی محاسبه گردند:

$$\hat{m}_{SK}(u) = f(e(u)) = \hat{a}_0 + \hat{a}_1 e(u) \quad (5)$$

که در آن دو ضریب رگرسیون \hat{a}_0 و \hat{a}_1 از طریق برآزش بهترین خط رگرسیونی عبوری از بین مجموعه داده‌های بارندگی و ارتفاع ایستگاه‌های داده شده (در اینجا ۳۲ ایستگاه) محاسبه می‌گردند. در این صورت مقدار تخمین زده شده متغیر در یک نقطه نمونه گیری نشده (نقطه u) می‌تواند بصورت مجموع یک تخمین رگرسیونی و تخمین کریجینگ ساده مقدار باقیمانده در نقطه u بیان گردد:

$$\hat{z}_{SKlm}(u) = f(e(u)) + \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{SK}(u) r(u_i) \quad (6)$$

که در آن $r(u_i)$ مقدار باقیمانده در نقطه u_i بوده و $\lambda_i^{SK}(u)$ اوزان اختصاص یافته به مقادیر باقیمانده می‌باشد که با حل دستگاه معادلات کریجینگ ساده محاسبه می‌گردد (Goovaerts, 1997):

تحلیل نیم‌تغییرنما

در این مطالعه به‌علت تراکم کم ایستگاه‌های باران‌سنجی از نیم-تغییرنمای همسان‌گرد در فرآیند تخمین بارندگی استفاده شده است. بدین ترتیب نیم‌تغییرنمای تجربی همسان‌گرد داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه محاسبه گردید. سپس بهترین مدل نظری به داده‌های نیم‌تغییرنما با استفاده از معیار حداقل مجموع مربعات باقیمانده (GS+) (Robertson, 2000) برازش داده شد. به عنوان نمونه نیم‌تغییرنمای تجربی و بهترین مدل برازش داده شده برای بارندگی خرداد ماه و بارندگی سالانه در شکل ۲ نشان داده شده است. مشخصات مدل‌های برازش داده شده برای کلیه دوره‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. این مشخصات برای برآورد بارندگی ماهانه و سالانه توسط روش کریجینگ معمولی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

همانطوری که مشاهده می‌گردد داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه همگی از همبستگی مکانی بالایی در سطح منطقه برخوردارند. مقادیر بالای تناسب ساختار مکانی در جدول ۳ که نشان‌دهنده درصد بالای بخش ساختاردار واریانس به بخش بدون ساختار آن است دلالت بر این موضوع دارد. از طرفی ساختار نیم‌تغییرنما برای تمامی دوره‌ها از مدل کروی تبعیت می‌کند. در تحقیقی که توسط Lloyd (2005) نیز بر روی بارندگی ماهانه صورت پذیرفت در اکثر ماه‌ها مدل کروی به‌عنوان بهترین مدل نیم‌تغییرنما معرفی گردید. بهترین مدل نیم‌تغییرنمای سالانه و ساعتی در تحقیق Shoji and Kitaura (2007) نیز مدل کروی بوده است. ماه‌های فروردین و اسفند دارای حداکثر آستانه نیم‌تغییرنما می‌باشند که نشانگر بالا بودن واریانس داده‌های بارندگی (و همچنین مقدار حداکثر بارندگی) برای این ماه‌ها می‌باشد (جدول ۲). شعاع تأثیر نیم‌تغییرنماها از ۴۶/۷ کیلومتر برای تیرماه تا ۹۸/۴ کیلومتر برای مهرماه متغیر است. شعاع تأثیر نیم-تغییرنمای بارندگی ماهانه و سالانه در مطالعه Goovaerts (2000) حدود ۳۰ کیلومتر بدست آمد. Shoji and Kitaura (2006) شعاع تأثیر نیم‌تغییرنمای بارندگی سالانه را حدود ۱۳۰ و ۱۶۰ کیلومتر گزارش کرده‌اند.

در مرحله بعد نیم‌تغییرنمای تجربی ارتفاع ایستگاه‌ها و نیم-تغییرنمای متقابل تجربی ارتفاع و داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه نیز محاسبه شده و بهترین مدل نظری بر آن‌ها برازش داده شد. مشخصات مدل‌های مذکور که در جدول ۴ ارائه گردیده است در تخمین بارندگی به‌وسیله روش کوکریجینگ مورد استفاده قرار می‌گیرد. شکل ۳ نیم‌تغییرنمای تجربی ارتفاع و نیم‌تغییرنمای عرضی تجربی ارتفاع و بارندگی خرداد ماه و بارندگی سالانه را همراه با بهترین مدل برازش داده شده نشان می‌دهد. همانطوری که مشاهده می‌گردد اگرچه داده‌های ارتفاع دارای همبستگی مکانی خوبی هستند ولی اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای ارتفاع نسبت به نیم‌تغییرنماهای

آن از اطلاعات کمکی برای تخمین بهتر متغیر اصلی استفاده می‌گردد. مزیت استفاده از این روش بیشتر مربوط به زمانی است که متغیر اصلی به تعداد کمتری نسبت به متغیر کمکی در دسترس باشد. تخمین گر کوکریجینگ زمانی که یک متغیر کمکی (در اینجا ارتفاع) علاوه بر متغیر اصلی (بارندگی) موجود باشد مطابق رابطه زیر بیان می‌گردد (Isaaks and Srivastava, 1989):

$$\hat{z}_{COK}(u) = \sum_{i=1}^{n(u)} \lambda_i^{COK} \cdot z(u_i) + \sum_{j=1}^{m(u)} w_j^{COK} \cdot e(u_j) \quad (11)$$

که در آن: λ_i و w_j به ترتیب وزن‌های نسبت داده شده به مقادیر مشاهده‌ای متغیرهای اصلی و کمکی در نقاط u_i و u_j می‌باشد. در این تحقیق آنالیز نیم‌تغییرنما با استفاده از نرم‌افزار (Robertson, 2000) GS+ انجام گرفت. برای میان‌یابی از GS+ و (Deutsch and Journel, 1998) GSLIB استفاده گردید.

ارزیابی روش‌های میان‌یابی

روش‌های میان‌یابی بکار برده شده با استفاده از روش اعتبارسنجی متقابل^۱ (Isaaks and Srivastava, 1989) مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفتند. معیارهای ارزیابی استفاده شده شامل جذر میانگین مربعات خطا (RMSE^۲) و میانگین انحراف خطا (MBE^۳) بودند:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z(u_i) - \hat{z}(u_i))^2} \quad (12)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{z}(u_i) - z(u_i)) \quad (13)$$

که در آن: $z(u_i)$ و $\hat{z}(u_i)$ به ترتیب مقادیر واقعی و تخمین زده شده بارندگی در نقطه u_i و n تعداد کل مشاهدات می‌باشد. RMSE معرف دقت و MBE معرف انحراف روش می‌باشد. بهترین روش، روشی است که دارای کمترین مقدار RMSE بوده و MBE آن نزدیک به صفر باشد.

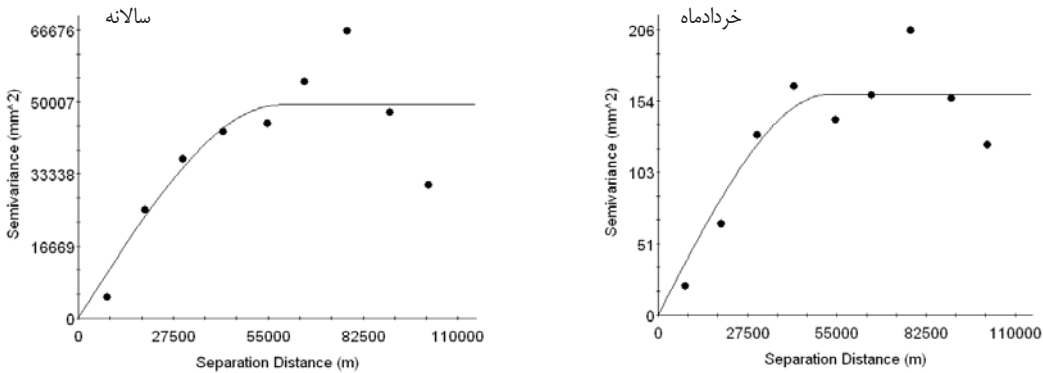
نتایج و بحث

تحلیل داده‌های بارندگی در این مطالعه شامل دو مرحله اصلی می‌باشد. مرحله اول شامل تحلیل نیم‌تغییرنما و مرحله دوم فرآیند تخمین می‌باشد.

- 1- Cross validation
- 2- Root mean square error
- 3- Mean bias error

متناظر آن برای داده‌های واقعی (جدول ۳) دیده می‌شود.

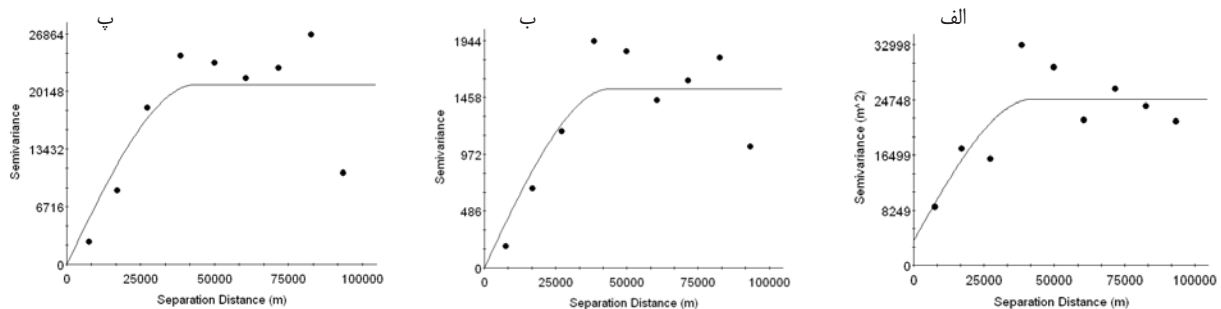
بارندگی بزرگتر است. از طرفی دامنه همبستگی داده‌ها نیز کمتر است که تأثیر آن در مقادیر کمتر دامنه تأثیر نیم‌تغییرنماهای متقابل بین ارتفاع و بارندگی برای دوره‌های مختلف (جدول ۴) نسبت به مقادیر



شکل ۲- نیم‌تغییرنمای تجربی (نقاط) و مدل کروی برازش داده شده (خط ممتد) بارندگی خردادماه و سالانه

جدول ۳- مشخصات مدل (کروی) نیم‌تغییرنماهای بارندگی ماهانه و سالانه

دوره	اثر قطعه‌ای (میلی متر مربع)	آستانه (میلی متر مربع)	شعاع تأثیر (کیلومتر)	تناسب ساختار مکانی (%)	ضریب تبیین
فروردین	۴	۷۸۵	۶۴/۸	۹۹/۵	۰/۷۵۹
اردیبهشت	۱	۵۲۶/۱	۵۵/۳	۹۹/۸	۰/۸۴
خرداد	۰/۱	۱۵۹/۱	۵۲/۵	۹۹/۹	۰/۸۲۷
تیر	۰/۱	۱۶۵/۹	۴۶/۷	۹۹/۹	۰/۶۵۲
مرداد	۰/۱	۲۳۲/۲	۶۷/۸	۱۰۰	۰/۷۷۲
شهریور	۱	۳۲۴/۳	۴۸/۴	۹۹/۷	۰/۷۸۷
مهر	۰/۱	۳۱۲/۷	۹۸/۴	۱۰۰	۰/۹۶۳
آبان	۱	۴۱۴/۸	۸۲/۹	۹۹/۸	۰/۹۸۱
آذر	۸	۳۹۸/۸	۶۵/۱	۹۸	۰/۸۱۰
دی	۱۸	۳۷۳/۳	۶۹	۹۵/۲	۰/۷۵۷
بهمن	۱	۶۱۹/۷	۶۸/۲	۹۹/۸	۰/۸۸۸
اسفند	۱	۸۸۲	۵۹/۸	۹۹/۹	۰/۸۱۴
سالانه	۱۰۰	۴۹۳۹۰	۵۸/۷	۹۹/۸	۰/۷۲۲



شکل ۳- نیم‌تغییرنمای (متقابل) تجربی (نقاط) و بهترین مدل برازش داده شده (خط ممتد) ارتفاع ایستگاهها (الف)، بارندگی خردادماه-ارتفاع (ب) و بارندگی سالانه-ارتفاع (پ)

جدول ۴- مشخصات مدل (کروی) نیم‌تغییرنمای ارتفاع و مدل (کروی) نیم‌تغییرنمای عرضی بارندگی ماهانه (سالانه)-ارتفاع

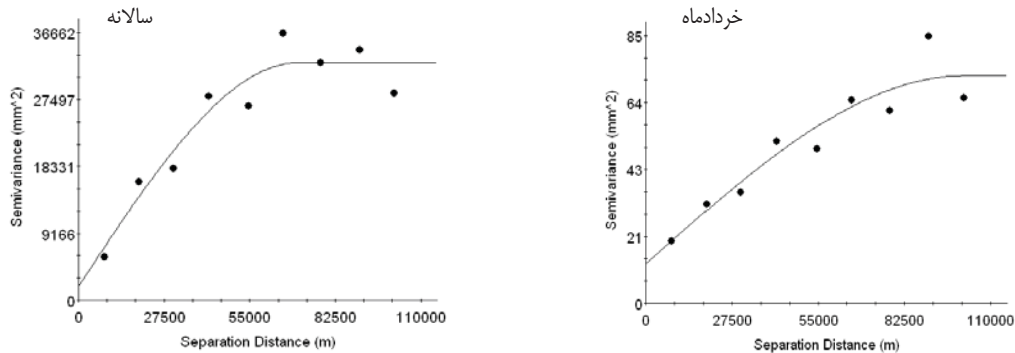
متغیر	اثر قطعه‌ای	آستانه	شعاع تأثیر (کیلومتر)	تناسب ساختار مکانی (%)	ضریب تبیین
ارتفاع	۳۷۰۰	۲۴۸۷۰	۴۲/۴	۸۵/۱	۰/۶۱۸
فروردین-ارتفاع	۱	۲۲۸۱	۴۳/۸	۱۰۰	۰/۶۰۶
اردیبهشت-ارتفاع	۱	۲۳۴۹	۴۴/۸	۱۰۰	۰/۶۶۰
خرداد-ارتفاع	۱	۱۵۳۳	۴۴/۴	۹۹/۹	۰/۷۲۵
تیر-ارتفاع	۱	۱۴۳۴	۴۱/۳	۹۹/۹	۰/۶
مرداد-ارتفاع	۱	۱۵۵۳	۴۵/۸	۹۹/۹	۰/۷۴۵
شهریور-ارتفاع	۱	۱۷۹۰	۴۱/۳	۹۹/۹	۰/۶۸۱
مهر-ارتفاع	۱	۱۴۰۱	۴۷/۵	۹۹/۹	۰/۶۶
آبان-ارتفاع	۱	۱۶۳۰	۴۴/۲	۹۹/۹	۰/۶۰۵
آذر-ارتفاع	۱	۱۳۶۲	۴۳/۸	۹۹/۹	۰/۵۹۱
دی-ارتفاع	۱	۱۳۴۲	۴۱	۹۹/۹	۰/۵۹۸
بهمن-ارتفاع	۱	۱۸۸۸	۴۵/۴	۹۹/۹	۰/۶۵۸
اسفند-ارتفاع	۱	۲۳۹۶	۴۳/۲	۱۰۰	۰/۵۹۹
سالانه-ارتفاع	۱۰	۲۰۹۵۰	۴۳/۸	۱۰۰	۰/۶۶۹

تمام دوره‌ها هر دو از مدل کروی تبعیت می‌کنند). با این حال اثر قطعه‌ای و شعاع تأثیر مدل‌های مذکور دارای تفاوت‌هایی هستند. به عنوان مثال مقایسه نیم‌تغییرنمای مربوط به داده‌های واقعی خردادماه (شکل ۲ الف)) و نیم‌تغییرنمای باقیمانده خردادماه (شکل ۴ الف)) نشان می‌دهد هر چند هر دو نیم‌تغییرنما دارای یک ساختار (مدل کروی) هستند ولی اثر قطعه‌ای و شعاع تأثیر نیم‌تغییرنماها با یکدیگر متفاوتند. بطور کلی با مقایسه دو جدول ۳ و ۵ مشاهده می‌گردد که نیم‌تغییرنماهای باقیمانده‌ها دارای تناسب ساختار مکانی کمتر (اثر قطعه‌ای نسبی بزرگتر) نسبت به داده‌های واقعی می‌باشند. از طرفی شعاع تأثیر نیم‌تغییرنماهای باقیمانده‌ها بزرگتر است.

نیم‌تغییرنمای تجربی باقیمانده‌ها از مدل رگرسیون خطی (بین ارتفاع و بارندگی) نیز محاسبه گردید. سپس بهترین مدل نیم‌تغییرنما بر آن‌ها برازش داده شد که مشخصات این مدل‌ها در جدول ۵ آمده است. از این مشخصات برای برآورد بارندگی‌های ماهانه و سالانه توسط روش‌های SKIm و KED استفاده می‌گردد. نیم‌تغییرنمای تجربی و بهترین مدل نظری باقیمانده‌ها برای بارندگی خرداد ماه و سالانه در شکل ۴ نشان داده شده است. به علت کنترل و تأثیری که ارتفاع روی پراکنش مکانی مقادیر بارندگی دارد، نیم‌تغییرنمای باقیمانده‌ها در هر ماه دارای شکل مشابهی با نیم‌تغییرنمای داده‌های اصلی متناظر با آن ماه می‌باشد (در

جدول ۵- مشخصات مدل (کروی) نیم‌تغییرنمای باقیمانده از مدل رگرسیون خطی برای بارندگی ماهانه و سالانه

دوره	اثر قطعه‌ای (میلی متر مربع)	آستانه (میلی متر مربع)	شعاع تأثیر (کیلومتر)	تناسب ساختار مکانی (%)	ضریب تبیین
فروردین	۴۶	۵۷۹/۶	۷۵/۴	۹۲/۱	۰/۷۳۹
اردیبهشت	۴۹/۱	۳۱۱/۳	۷۱/۲	۸۴/۲	۰/۷۶۹
خرداد	۱۲/۶	۷۲/۵۶	۱۰۱/۴	۸۲/۶	۰/۸۸۸
تیر	۱۵	۸۷/۸	۷۴/۷	۸۲/۹	۰/۷۷۱
مرداد	۳/۶	۱۳۸	۸۲/۹	۹۷/۴	۰/۷۲۳
شهریور	۳۷/۵	۲۰۳/۳	۶۹/۱	۸۱/۶	۰/۸۳۱
مهر	۱	۳۲۳/۹	۱۶۵/۱	۹۹/۷	۰/۹۴۴
آبان	۷	۳۵۸/۲	۱۲۰/۳	۹۸	۰/۹۰۳
آذر	۲۰	۳۲۵/۵	۷۰/۳	۹۳/۹	۰/۷۲۴
دی	۱۹	۳۰۰/۹	۷۴/۶	۹۳/۷	۰/۷۹۶
بهمن	۲۵	۴۷۸/۶	۷۵/۹	۹۴/۸	۰/۸۲۸
اسفند	۵۷	۶۶۱/۸	۷۱/۲	۹۱/۴	۰/۸
سالانه	۱۹۵۰	۳۲۵۷۰	۷۰/۹	۹۴	۰/۹۱۴



شکل ۴- نیم تغییرنمای تجربی (نقاط) و بهترین مدل برازش داده شده (خط ممتد) باقیمانده از مدل رگرسیون خطی مربوط به بارندگی خردادماه و سالانه

تخمین بارندگی

میان‌یابی بارندگی ماهانه و سالانه توسط روش‌های وزن‌دهی معکوس مربع فاصله، کریجینگ معمولی، کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر صورت گرفت. به عنوان نمونه نقشه‌های مربوط به بارندگی خردادماه و بارندگی سالانه در شکل ۵ نشان داده شده است. برای بررسی ویژگی‌های روش‌های میان‌یابی استفاده شده، نقشه‌های تولید شده توسط هر روش از نظر ظاهری مورد مقایسه قرار گرفت. همانطوری که ملاحظه می‌گردد نقشه‌های بارندگی (خردادماه و سالانه) که به عنوان نمونه در شکل ۵ ارائه شده است دارای ویژگی‌های متفاوتی می‌باشند. مقایسه نقشه‌های حاصله برای هر دوره (خردادماه و سالانه) نشان داد که به طور کلی روش‌های OK و COK تمایل به پیرایش بیشتری در نقشه‌های تولید شده دارند که این موضوع در واقعیت زیاد متصور نیست. نقشه‌های تولید شده توسط روش‌های SKIm و KED به طور مشابه تغییرات توپوگرافی را که در فرآیند تخمین استفاده کرده‌اند به وضوح نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد که به شکل واقعی توزیع مکانی بارندگی نزدیک‌ترند. از طرفی نقشه حاصله از IDW نقاط نمونه‌گیری شده را مشخص تر از سایر روش‌ها نشان می‌دهد. چرا که یکی از ویژگی‌های IDW این است که در اطراف محل داده‌های واقعی برجستگی‌هایی را تولید می‌کند (Lloyd, 2005). توزیع مکانی مقادیر تخمینی بارندگی در نقشه‌های تولید شده به طور مشابه حداقل بارندگی خردادماه و سالانه را در نواحی شمالی و حداکثر آن را در جنوب و جنوب شرقی (خردادماه) و جنوب شرقی (سالانه) نشان می‌دهند. با وجود این مقادیر ماکزیمم بارندگی پیش‌بینی شده توسط روش‌های مختلف، تفاوت‌هایی با هم دارند. مقادیر حداکثر بارش تخمینی توسط روش‌های SKIm و KED بسیار بزرگتر از مقادیر متناظر توسط سایر روش‌هاست. (Wackernagel, 2003) نیز در مطالعه خود نشان داد که در نقاطی که متغیر کمی مورد استفاده

(ارتفاع) بزرگتر از ارتفاع واقعی نقاط معلوم باشد، روش KED مقادیر حداکثر بارندگی را در نقشه‌های تولید شده بزرگتر از حداکثر بارندگی داده‌های واقعی بدست می‌آورد. استفاده از تعداد متفاوت نقاط همسایگی نیز در پیش‌بینی مقدار حداکثر بارندگی در نقشه‌های تولید شده تأثیرگذار است (Lloyd, 2002). بطور کلی تعداد نقاط همسایگی انتخاب شده در تخمین، در دقت میان‌یابی موثر هستند (Lloyd, 2005). در این مطالعه نقشه‌های تولید شده توسط روش IDW2 به طور عمده بر اساس ۱۰ نقطه همسایگی و نقشه‌های تولید شده توسط روش‌های کریجینگ حداکثر بر اساس ۲۰ نقطه همسایگی بوده است. این تعداد نقاط همسایگی بر اساس نتایج ارزیابی متقابل انتخاب گردید. در شکل ۶ بارندگی پهنه‌بندی شده توسط روش OK برای مرطوب-ترین ماه هر فصل (رجوع شود به جدول ۱) نشان داده شده است. هرچند نیم تغییرنمای ماه‌های مذکور به یکدیگر شبیه هستند (جدول ۳)، توزیع مکانی بارندگی در نقشه‌های حاصله دارای تفاوت‌هایی می‌باشند؛ در ماه‌های فروردین و اسفند بیشترین بارندگی در نواحی جنوب شرقی رخ داده است در صورتی که در ماه‌های شهریور و آذر علاوه بر این ناحیه، نواحی جنوب و جنوب غربی نیز مقادیر زیادی بارندگی دریافت کرده‌اند.

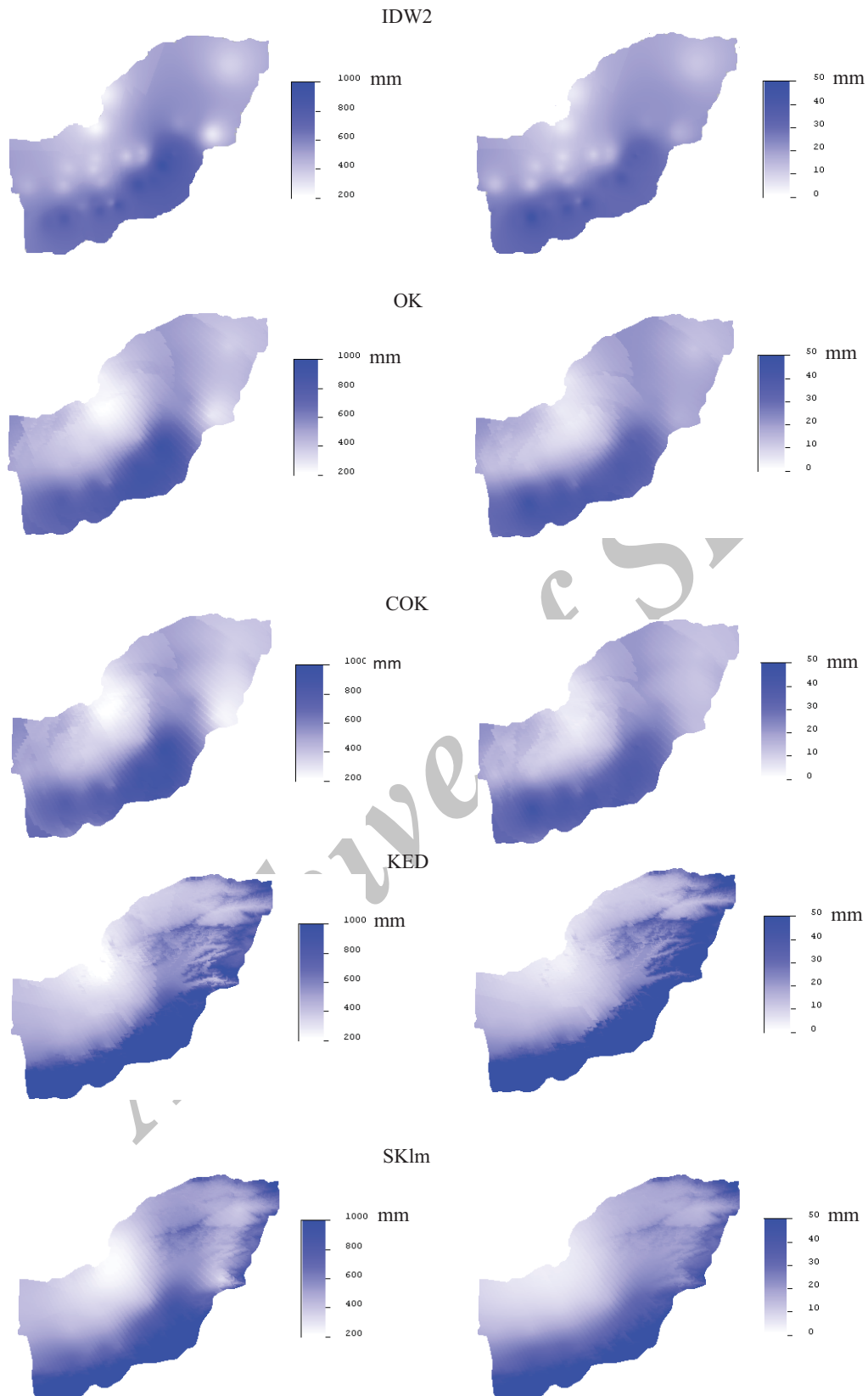
مقایسه نقشه‌های بارندگی اگرچه اطلاعات مفیدی را در مورد ویژگی‌های منحصر بفرد هر روش میان‌یابی فراهم می‌کند با وجود این برای تعیین بهترین روش برآورد بارندگی کافی نیست. بنابراین عملکرد پنج روش میان‌یابی استفاده شده توسط روش ارزیابی متقابل مورد بررسی قرار گرفت. نتایج ارزیابی متقابل تخمین بارندگی که در جدول ۶ ارائه شده است نشان داد که در درجه اول روش‌های زمین-آماری که تغییرات مکانی متغیر را در فرآیند تخمین در نظر می‌گیرند دارای دقت بیشتری نسبت به روش معکوس مربع فاصله که تخمین را تنها بر اساس فاصله بین نقطه فاقد آمار و نقاط مشاهده شده در همسایگی آن نقطه انجام می‌دهد، می‌باشند. این نتیجه با نتایج بدست

خیلی کمتر از اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای بارندگی باشد حتی اگر همبستگی بین داده‌های ارتفاع و بارش متوسط (ضریب همبستگی بین ۰/۴ تا ۰/۶) باشد، استفاده از متغیر کمکی ارتفاع در روش‌های چند متغیره مانند KED می‌تواند باعث افزایش دقت برآورد بارندگی نسبت به روش OK گردد. این تأثیر به ویژه زمانی که اثر قطعه‌ای نیم‌تغییرنمای عرضی بین بارندگی و ارتفاع نیز پایین باشد، بیشتر خواهد بود (Goovaerts, 2000). این در حالی است که در مطالعه حاضر اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای ارتفاع نسبت به نیم‌تغییرنمای بارندگی در غالب دوره‌ها بیشتر بوده است که می‌تواند عدم بهبود تخمین را در استفاده از روش‌های چند متغیره توجیه کند. برای بهتر شناخته شدن عوامل تأثیرگذار در عملکرد نسبی برخی روش‌های استفاده شده، نسبت مقادیر RMSE در مقابل پارامترهایی مانند ضریب همبستگی بین داده‌های بارندگی و ارتفاع و اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای بارندگی ترسیم گردید. براساس شکل ۷ (الف) مزیت استفاده از روش OK نسبت به IDW2 با کاهش همبستگی مکانی بین مشاهدات بارندگی (افزایش اثر قطعه‌ای نیم‌تغییرنما)، کاهش پیدا می‌کند. شکل ۷ (ب) نیز افزایش عملکرد نسبی COK نسبت به OK (افزایش نسبت RMSE روش OK به RMSE روش COK) را با افزایش میزان همبستگی بین داده‌های بارندگی و ارتفاع نشان می‌دهد. قابل ذکر است که در شکل اخیر کمترین مقادیر ضرایب همبستگی که در فصل بهار دیده شده، حذف شده‌اند.

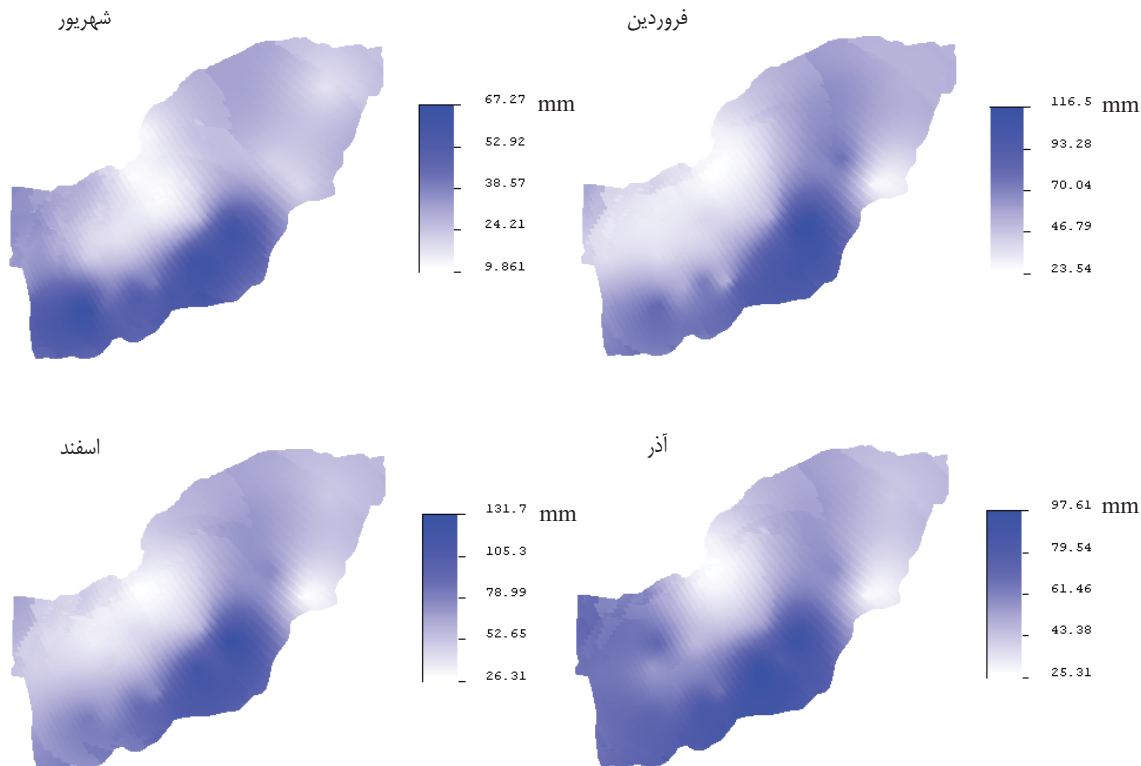
آمده از مطالعات (Goovaerts (2000), Moral و Lloyd (2005) و KED (2010) مطابقت دارد. از طرفی در بین روش‌های زمین‌آمارای روش COK برای ماه‌های اردیبهشت تا مهر (بجز خردادماه)، روش KED برای خردادماه و روش OK برای سایر ماه‌ها و برای بارندگی سالانه کمترین مقدار RMSE را دارا بودند. از طرفی کمترین مقدار انحراف (MBE) برای تمامی دوره‌ها متعلق به روش COK بوده است. عدم بهبود دقت تخمین بارندگی در ماه‌های آبان تا فروردین علی‌رغم استفاده از متغیر کمکی ارتفاع را می‌توان به دلایل زیر دانست. عامل اول می‌تواند پایین بودن ضریب همبستگی بین داده‌های ارتفاع و بارندگی در ماه‌های مذکور باشد (رجوع شود به جدول ۲). به طور کلی برای دوره‌هایی که ضریب همبستگی کمتر از ۰/۵ بوده‌است، استفاده از متغیر کمکی ارتفاع تأثیری در بهبود تخمین نداشته است. Asli and Marcoot (1995) نیز در مطالعه خود به این نتیجه رسیدند که استفاده از اطلاعات کمکی بیشتر زمانی قابل توجیه است که ضریب همبستگی بیشتر از ۰/۴ باشد. همچنین نتایج مطالعه (Goovaerts (2000) نشان داد که استفاده از داده‌های ارتفاع در روش‌های چند متغیره زمین‌آمارای از جمله SKlm و KED زمانی باعث کاهش خطای میان‌یابی نسبت به روش OK می‌شود که ضریب همبستگی بین داده‌های ارتفاع و بارندگی بالاتر از ۰/۷۵ باشد. عامل دوم می‌تواند مرتبط با شکل همبستگی مکانی داده‌های ارتفاع باشد (Goovaerts, 2000). در صورتی که مقدار اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای ارتفاع

جدول ۶- نتایج ارزیابی متقابل تخمین بارندگی توسط پنج روش میان‌یابی استفاده شده

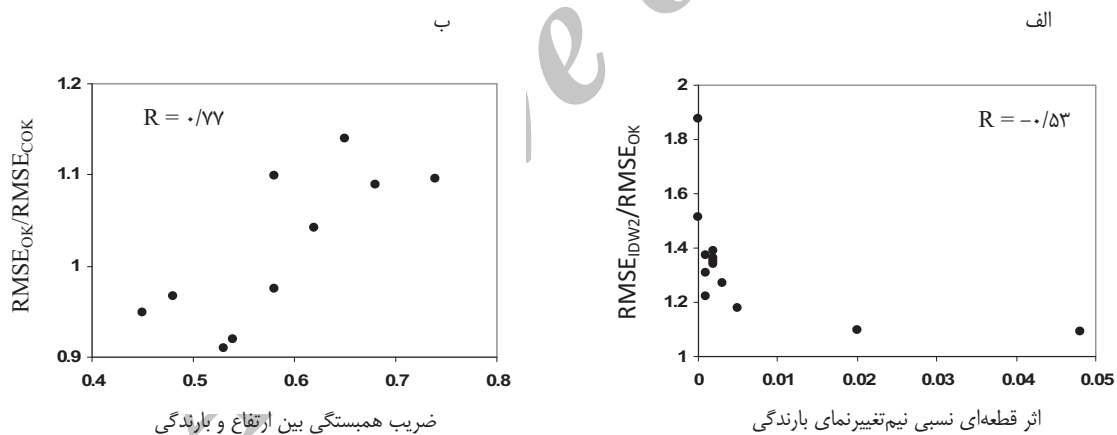
دوره	RMSE (میلی متر)					MBE (میلی متر)				
	SKlm	KED	COK	OK	IDW2	SKlm	KED	COK	OK	IDW2
فروردین	۱۴/۵۹	۱۵/۶۹	۱۵/۴۷	۱۴/۲۲	۱۶/۷۵	۲/۰۹	۱/۸۴	۱/۱۲	۱/۶۷	۳/۸۳
اردیبهشت	۱۱/۴۶	۱۱/۳۹	۱۰/۳۵	۱۰/۷۸	۱۴/۵۴	۲/۰۸	۱/۶۲	-۰/۷۵	۱/۶۱	۳/۳۳
خرداد	۵/۰۷	۴/۵۲	۴/۷۱	۴/۹۵	۶/۸۰	۰/۶۸	۰/۵۳	-۰/۴۰	-۰/۵۷	۱/۴۴
تیر	۵/۶۳	۵/۲۶	۴/۷۹	۵/۲۲	۶/۸۴	۰/۸۵	۰/۶۸	۰/۵۹	-۰/۶۹	۱/۶۸
مرداد	۵/۸۸	۵/۶۱	۴/۸۵	۵/۵۳	۸/۳۷	۱/۱۱	۰/۹۳	-۰/۵۷	-۰/۸۴	۲/۵۵
شهریور	۹/۱۱	۸/۷۷	۷/۷۹	۸/۵۶	۱۰/۸۷	۱/۱۶	۰/۷۰	-۰/۱۵	-۰/۵۶	۱/۵۴
مهر	۴/۵۲	۴/۵۷	۳/۹۳	۴/۰۶	۷/۶۲	۰/۶۸	۰/۳۹	۰/۳۵	-۰/۵۶	۱/۹۴
آبان	۸/۶۴	۸/۱۰	۷/۹۶	۷/۹۱	۱۰/۷۶	۱/۰۹	۰/۶۸	-۰/۳۶	-۰/۹۳	۲/۲۵
آذر	۱۳/۴۸	۱۳/۱۹	۱۲/۹	۱۲/۶۸	۱۳/۹۴	۱/۹۱	۱/۵۰	-۰/۵۵	۱/۴۱	۲/۸۴
دی	۱۱/۵۲	۱۱/۷۵	۱۱/۸۵	۱۱/۳۴	۱۲/۲۸	۱/۷۱	۱/۴۰	۰/۵۹	۱/۲۷	۲/۵۱
بهمن	۱۲/۱۱	۱۲/۳	۱۱/۷۵	۱۱/۳۷	۱۵/۲۷	۱/۹۶	۱/۶۶	-۰/۵۵	۱/۵۱	۳/۳۷
اسفند	۱۵/۱۵	۱۶/۳۴	۱۵/۶۴	۱۴/۲۴	۱۷/۳۷	۲/۱۵	۱/۸۳	-۰/۵۴	۱/۶۴	۳/۶۰
سالانه	۱۰۵/۴۵	۱۰۲/۳۶	۹۵/۰۵	۹۲/۶۹	۱۲۸/۷۵	۱۹/۴۶	۱۵/۴	۶/۲۱	۱۳/۹۸	۳۰/۸۸



شکل ۵- بارندگی خردادماه (سمت راست) و سالانه (سمت چپ) تهیه شده توسط روش‌های وزن‌دهی معکوس فاصله با توان ۲ (IDW2)، کریجینگ معمولی (OK)، کوکریجینگ (COK)، کریجینگ با روند خارجی (KED) و کریجینگ ساده با میانگین‌های موضعی متغیر (SKlm)



شکل ۶- بارندگی ماه‌های فروردین، شهرپور، آذر و اسفند تهیه شده توسط روش OK



شکل ۷- نمودار پراکنش نسبت RMSE روش‌های وزن‌دهی معکوس فاصله با توان ۲ (IDW2) و کریجینگ معمولی (OK) در مقابل اثر قطعه‌ای نسبی نیم‌تغییرنمای بارندگی (الف) و نسبت RMSE روش‌های کریجینگ معمولی (OK) و کوکریجینگ (COK) در مقابل ضریب همبستگی بین داده‌های بارندگی و ارتفاع (ب) (جدول ۱) - خلاصه آماری داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه

میانگین‌های موضعی متغیر) که از متغیر کمکی ارتفاع (DEM) در فرآیند تخمین استفاده می‌کنند، مورد مقایسه قرار گرفتند. نتایج ارزیابی متقابل نشان داد در صورت کم بودن تراکم ایستگاه‌های باران‌سنجی، روش‌های زمین‌آماری از دقت بالاتری نسبت به روش‌های غیر زمین‌آماری (معکوس مربع فاصله) در تخمین بارندگی

نتیجه‌گیری

این مطالعه با هدف میان‌یابی بارندگی ماهانه و سالانه در استان گلستان انجام گرفت. بدین منظور روش‌های یک متغیره (عکس مجذور فاصله و کریجینگ معمولی) با روش‌های چند متغیره (کوکریجینگ، کریجینگ با روند خارجی و کریجینگ ساده با

- Resources Evaluation. Oxford University Press, New York.
- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology* 228: 113–129.
- Haberlandt, U. (2007). Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology*, 332: 144–157.
- Hevesi, J.A., Flint, A.L., and Istok, J.D. (1992b). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part II: isohyetal maps. *Journal of Applied Meteorology* 31: 677–688.
- Hevesi, J.A., Istok, J.D., and Flint, A.L. (1992a). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis. *Journal of Applied Meteorology* 31: 661–676.
- Isaaks, E.H., and Srivastava, R.M. (1989). *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J. (1978). *Mining Geostatistics*, Academic Press, London, p. 600.
- Kurtzman, D., Navon, Sh. and Morin, E. (2009). Improving interpolation of daily precipitation for hydrologic modelling: spatial patterns of preferred interpolators. *Hydrol. Process.* 23: 3281–3291.
- Lloyd, C.D. (2002). Increasing the accuracy of predictions of monthly precipitation in Great Britain using kriging with an external drift, in: Foody, G.M., Atkinson, P.M. (Eds.), *Uncertainty in Remote Sensing and GIS*. Wiley, Chichester, pp. 243–267.
- Lloyd, C.D. (2005). Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 308: 128–150.
- Lynch, S.D., and Schulze, R.E. (1995). Techniques for estimating areal daily rainfall. In: *Proceedings of the Seventh Hydrological Science Symposium*, Rhodes University, Grahamstown, South Africa.
- Moral FJ. 2010. Comparison of different geostatistical approaches to map climate variables: application to precipitation. *International Journal of Climatology* 30: 620–631.
- Prudhomme, C., Reed, D.W. (1999). Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *International Journal of Climatology* 19: 1337–1356.
- Robertson, G.P. (2000). *GS+: Geostatistics for the Environment Sciences*. GS+ User's Guide Version 5: Plainwell, Gamma design software, 200 p.
- Shoji, T. and Kitaura, H. (2006). Statistical and geostatistical analysis of rainfall in central Japan. *Computers & Geosciences*, 32: 1007–1024.
- Tabios, G.Q., and Salas, J.D. (1985). A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resour. Bull.* 21 (3): 365–380.
- Takara, K., and Oka, A. (1992). Regionalization of probable rainfall using regression analysis and Creutin. این نتایج تأییدی بر نتایج دیگر منابع (مانند Goovaerts, 2000 and Obled, 1982) می‌باشد. از طرف دیگر استفاده از متغیر کمکی ارتفاع در ماه‌های اردیبهشت تا مهر (از طریق روش‌های کوکریجینگ و کریجینگ با روند خارجی) باعث بهبود تخمین بارندگی گردید. در شش ماه دیگر و برای بارندگی سالانه روش کریجینگ معمولی کمترین خطای برآورد را دارا بود. عدم بهبود تخمین بارندگی علی‌رغم استفاده از متغیر کمکی ارتفاع در غالب دوره‌ها می‌تواند به دلیل (۱) ضعیف‌تر بودن همبستگی بین داده‌های ارتفاع و بارش (ضریب همبستگی کمتر از ۰/۵) و (۲) نبود همبستگی مکانی قوی داده‌های ارتفاع باشد. بنابراین توصیه می‌گردد این روش‌ها در مناطق دیگر ایران با شرایط متفاوت مورد ارزیابی و مقایسه قرار گیرند.
- ### منابع
- رحیمی، س.، مهدیان، م. ح. ۱۳۸۴. بررسی روش‌های توزیع مکانی بارندگی روزانه و ماهانه در حوضه دریای خزر. پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی. ۶۳-۷۲.
- مهدیان، م. ح.، غیائی، ن.، موسوی نژاد، م. ۱۳۸۲. بررسی روش‌های مختلف میان‌یابی در تخمین داده‌های بارندگی ماهیانه در ناحیه مرکزی ایران. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۷(۱): ۳۳-۴۶.
- مهدیزاده، م.، مهدیان، م.، حجام، س. ۱۳۸۵. کارایی روش‌های زمین-آماري در پهنه‌بندی اقلیمی حوضه آبریز دریاچه ارومیه. فیزیک زمین و فضا، ۳۲(۱): ۱۰۳-۱۱۶.
- Asli, M., and Marcotte, D. (1995). Comparison of approaches to spatial estimation in a bivariate context. *Math. Geol.* 27 (5): 641–658.
- Cohen, A.J., and Randall, A.D. (1998). Mean annual runoff, precipitation, and evapotranspiration in the glaciated northeastern United States, 1951–1980. USGS Open- File Technical Report (Reston, USGS) available online at: http://water.usgs.gov/lookup/getspatial?ofr96395_pre (accessed 20.06.06).
- Creutin, J.D. and Obled, C. (1982). Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Resour. Res.*, 18: 413–431.
- Creutin, J.D., Delrieu, G., and Lebel, T. (1988). Rain measurement by raingauge-radar combination: a geostatistical approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 5: 102–115.
- Deutsch, C.V., and Journel, A.G. (1998). *GSLIB: Geostatistical Software and User's Guide*, second ed Oxford University Press, New York.
- Gittins, R. (1968). Trend-surface analysis of ecological data. *Journal of Ecology* 56, 845–869.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for Natural*

Precipitation uncertainty, raingauge network design within Folsom Lake watershed. ASCE Journal of Hydrologic Engineering 7(2): 175–184.
Wackernagel, H. (2003). Multivariate Geostatistics. An Introduction with Applications, third ed Springer, Berlin.

kriging. Journal of Structural Mechanics of Earthquake Engineering 456/II-21, 1–10 (in Japanese with English abstract).
Thiessen, A.H. (1911). Precipitation averages for large areas. Monthly Weather Rev. 39 (7): 1082–1084.
Tsintikidis, D., Georgakakos, K.P., Sperflage, J.A., Smith, D.E., and Carpenter, T.M. (2002).

تاریخ دریافت: ۹۰/۵/۵

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱/۳۰

Archive of SID

Assessing the effect of incorporating a digital elevation model (DEM) into the estimation of annual and monthly rainfall in Golestan province

Masoomeh Delbari^{1*}, Peyman Afrasiab¹ and Samane Jahani²

Abstract

Many hydrological models require high resolution rainfall data. The aim of this paper was to interpolate annual and monthly rainfall in Golestan province from sparse point data. To do this the methods, which make use of secondary variables (e.g. a digital elevation model, DEM) for rainfall estimation were compared with those, which do not make use of such information in estimation. The methods applied included univariate interpolation algorithms such as inverse square distance and ordinary kriging and multivariate geostatistical algorithms such as cokriging, kriging with an external drift and simple kriging with varying local means. The performance of each interpolator was assessed through examination of mapped estimates of rainfall and cross-validation. It was concluded that cokriging provides the most accurate estimates of rainfall for May to October except June which was best estimated using kriging with an external drift judging by the cross-validation estimation error summary statistics. For other periods ordinary kriging yielded more accurate rainfall predictions than other interpolators. The worst algorithm was inverse square distance that ignores both the elevation and rainfall records at neighboring stations. Relative nugget effect of semivariograms and correlation between rainfall and elevation affected the performance of different methods. For instance, ordinary kriging outperformed other technique when the correlation between rainfall and elevation was less than 0.5.

Keywords: Rainfall, **Multivariate geostatistics**, Kriging, DEM

1- Assistance Professors of Water Engineering, University of Zabol
(*: Corresponding Author Email: mas_delbari@yahoo.com)
2- MSc. Student of Water Engineering, University of Zabol