کاربرد سنجش از دور و GIS در علوم محیطی، شماره ۳، سال اول، تابستان ۱۴۰۱، صص ۶۸-۴۹
Application of remote sensing and GIS in environmental sciences, Vol 1, No. 3, Summer 2022, pp. 49-68

کاربرد روش‌هاي درونيابي نوين جهت تعيين بهترين روش برآورد توزيع مكاني بارش در استان چهارمحال و بختياري

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۳۰

ندا موسوی کجاباد*[1]، امیر صدیقی سامان[2]، مهدی مرادی[3]

۱- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی گرایش مدیریت محیط دانشگاه تبریز
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تبریز
۳- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی گرایش مدیریت محیط، دانشگاه تبریز

چکیده

یکی از مسائل مهم در مدیریت منابع آب، برآورد توزیع بارندگی در مناطقی است که مقادیر بارندگی اندازه‌گیری نشده است. به دلیل عدم پوشش کامل ایستگاه‌های اندازه‌گیری باران، تخمین بارش در مناطق میان ایستگاه‌ها ضروری است. تخمین داده‌های نامعلوم در نقاط مختلف با استفاده از روش‌های درونیابی بر روی داده‌های اندازه‌گیری شده در محدوده مورد مطالعه انجام می‌گیرد. به همین منظور روش‌های متفاوتی برای تحلیل داده‌های مکانی به کار گرفته می‌شود. در این تحقیق، از انواع روش‌های متداول درونیابی و زمین آماری جهت برآورد پارامتر میانگین بارندگی سالانه استان چهار محال و بختیاری مورد استفاده قرار گرفته است. آمار مورد استفاده، آمار ۴۴ ایستگاه باران سنجی برای دوره زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۸ می‌باشد. با توجه به تغییرات شدید توپوگرافی منطقه مورد مطالعه، تأثیر ارتفاعات در توزیع بارش به عنوان مانع در برابر انتشار ابرها مورد هم مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور درونیابی با انواع مدل‌ها محاسبه و نقشه پیش‌بینی ترسیم شد. سپس با استفاده از روش ارزیابی متقابل، ریشه مجذور خطاها و خطای نقشه‌ها برآورد شد و یک نقشه به عنوان نقشه مناسب انتخاب گردید. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که برای درونیابی میانگین بارندگی سالانه روش‌هایی که ارتفاعات را به عنوان موانع در نظر گرفتند، دقت‌های بالاتری را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند، که از این میان مدل‌های چندجمله‌ای درجه چهار و پنج مناسب‌ترین اطلاعات را برای درونیابی مقادیر میانگین بارندگی سالانه از خود نشان دادند. همچنین مقایسه روش‌های دیگر برای برآورد خطای بارندگی سالانه نشان می‌دهد، روش کوکریجینگ انفصالی با مدل کروی تغییرات بارندگی در منطقه را بهتر نشان داده و با توپوگرافی منطقه هماهنگی بیشتری دارد.

کلمات کلیدی: درونیابی، زمین آمار، بارندگی، چهارمحال و بختیاری.

* نویسنده مسئول
E-mail:neda.musavi69@yahoo.com

۱- مقدمه

برنامه‌ریزی، توسعه، مدیریت و بهره‌برداری بهینه از سیستم‌های منابع آب به اطلاعات متنوعی در زمینه‌های هواشناسی، هیدرولوژیکی، اقتصادی و اجتماعی نیازمند می‌باشد. در این بین، بارش از مهم‌ترین فرایندهای چرخه هیدرولوژیکی بوده که از بیشترین تغییرات مکانی و زمانی برخوردار بوده و کمیت آن در مکان و زمان همواره مورد توجه محققان مختلف بوده و هست. تغییرات قابل ملاحظه بارندگی در زمان و مکان از جهتی و کمبود ایستگاه‌های باران‌سنجی در ثبت مقادیر بارندگی از سوی دیگر ضرورت دستیابی به روش مناسب تخمین بارندگی را موردی اجتناب‌پذیر می‌نماید. دستیابی به توزیع مکانی بارش بر اساس داده‌های نقطه‌ای بارش که از ایستگاه های باران سنجی به دست می‌آیند، بر اساس یکی از 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، درونیابی می‌گویند (قهروردی تالی، ۱۳۸۴: ۱۷۳).

از آنجا که تعیین مناسب‌ترین روش درونیابی در سطح یک منطقه و تبیین چگونگی توزیع فضایی و مکانی آن، برای برآورد توزیع مکانی بارش ضروری است، تحلیل و تفسیر انواع روش‌های درونیابی و رگرسیون به یکی از موضوعات مهم دهه اخیر تبدیل شده است (شیخ حسن، ۲۰۰۶: ۸)[1]. عدم توجه به استفاده از روش‌های مناسب در تعیین تغیرات مکانی بارندگی می‌تواند از عوامل مهم ایجاد خطا در نتایج مطالعات منابع آب تلقی شود. روش‌های مختلفی برای برآورد توزیع مکانی با در دست داشتن داده های نقطه ای وجود دارد. روش‌های کلاسیک در هیدرولوژی از معمول‌ترین این روش‌ها محسوب می‌گردد. از آن جمله می‌توان به روش میانگین حسابی، روش تیسین، روش گرادیان و روش استفاده از خطوط هم باران اشاره نمود. اگر چه محاسبات این روش‌ها سریع و آسان هستند، ولی معایب و اشکالات آن‌ها اغلب منجر به ارائه نتایج غیر قابل قبول می‌گردند. از جمله معایب آن‌ها می‌توان به در نظر نگرفتن موقعیت، آرایش و همبستگی بین داده‌ها اشاره کرد، بنابراین از دقت کافی برخوردار نیستند و بیشتر برای مناطق با تغییرات بسیار اندک استفاده می‌شوند (تابیوس و سالاس، ۱۹۸۵: ۳۸۰-۳۶۵)[2]. روش‌های کلاسیک برای مناطق با تغییرات شدید بارش قابل اطمینان نیستند. ولی روش‌های نوین که به دلیل در نظر گرفتن همبستگی و ساختار مکانی داده‌ها اهمیت زیادی دارند. از جمله این روش‌ها می‌توان روش‌های زمین آمار[3] را نام برد، در روش‌های زمین آمار علاوه بر مقدار یک کمیت معین در یک نمونه، موقعیت فضایی نیز مورد توجه قرار می‌گیرد (هوسی و همکاران، ۱۹۹۲: ۶۶۹)[4]. بدین لحاظ موقعیت فضایی نمونه‌ها را همراه با مقدار کمیت مورد نظر همزمان مورد تحلیل قرار می‌دهد. ارتباط فضایی (فاصله‌ای و

1- Sheikhhasan
2- Tabios and Salas
3- Geostatistic
4- Hevesi & et al.

جهتی) بین مقدار یک کمیت در جامعه نمونه‌های برداشت شده ممکن است در قالب‌های ریاضی قابل بیان باشد. به این قالب‌های ریاضی ساختار فضایی گفته می‌شود. پس ابتدا به بررسی وجود یا عدم وجود ساختار فضایی بین داده‌ها پرداخته می‌شود و سپس در صورت وجود ساختار فضایی تحلیل داده‌ها انجام می‌گیرد. تاکنون پژوهش‌های بسیاری در زمینهٔ درونیابی داده‌های اقلیمی در جهان و ایران صورت گرفته است. آبتو و همکاران[1] (۱۹۹۳: ۱۸۸-۱۷۹)، در زمینه برآورد بارندگی ماهانه روش کریجینگ را برای جنوب فلوریدا توصیه نمودند. گووارتز[2] (۲۰۰۰: ۱۲۹-۱۱۳)، از بین روش‌های عکس مجذور فاصله، رگرسیون خطی با ارتفاع، تیسن و کریجینگ برای درونیابی بارندگی و دمای سالانهٔ منطقه ای به وسعت پنج هزار کیلومتر مربع از کشور پرتقال، روش کریجینگ ساده را در مقایسه با دیگر روش‌های یاد شده مناسب‌تر دانسته است. ناووم و تسانیس[3] (۲۰۰۲: ۱۰۲-۷۹)، انواع روش‌های درونیابی را در تخمین بارندگی سالانه کشور سوییس مورد ارزیابی قرار دادند و روش کریجینگ جامع با مدل نمایی را به عنوان دقیق‌ترین مدل معرفی نمودند. وسیلیادس و لوکاس[4] (۲۰۰۴: ۱۵۳۰-۱۵۲۳) در بررسی بارندگی حوضه رودخانه پینوس در یونان، روش کریجینگ معمولی با مدل گوسی و دایره ای را مدلی مناسب جهت تخمین بارش معرفی کردند. هارگروو[5] (۲۰۰۱: ۱۲۸-۱۲۲) از روش اسپلاین[6] با حالت‌های مختلف برای برآورد بارندگی در سوئیس استفاده کرد، برآوردها با استفاده از متغیر کمکی ارتفاع و بدون آن انجام شد که هر دو نتایج مشابهی را ارائه کردند. در تحقیقات در داخل کشور هم مهدیان و همکاران (۱۳۸۲: ۴۴-۳۳) در تخمین داده‌های بارندگی ماهیانه در ناحیه مرکزی ایران با روش‌های مختلف میانیابی، روش اسپیلاین با صفحه نازک توان ۲ به همراه متغیر کمکی ارتفاع را بهترین روش برآورد بارندگی معرفی نمودند. امیدوار و خسروی (۱۳۸۸: ۶۸-۵۶) با ارزیابی روش کریجینگ جهت پایش بارندگی استاندارد در استان یزد به این نتیجه رسیدند که بهترین مدل جهت برآورد این پارامتر مدل نمایی می‌باشد. بررسی مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که روش‌های درونیابی بسته به نوع متغیر و همچنین منطقه مورد مطالعه، تراکم نقاط اندازه‌گیری و نحوه آرایش آن‌ها دقت متفاوتی را ارائه می‌کنند، بنابراین نمی‌توان نتایج یک مکانی را به مکان‌های دیگر تعمیم داد. در این پژوهش، انتخاب‌های مختلف از روش‌های درونیابی برای برآورد توزیع مکانی بارندگی سالانه در استان چهارمحال و بختیاری ارزیابی گردیده و مناسب‌ترین روش برای درونیابی بارش در این استان با توجه به میزان خطا و تفسیر نتایج معرفی می‌گردد.

1- Abtew & et al.
2- Goovaerts
3- Naoum and Tsanis
4- Vasiliades and Loukas
5- Hargrove
6- Spline

۱-۱-ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه

استان چهارمحال و بختیاری با مساحت ۱۶۵۳۳ کیلومتر ناحیه‌ای است مرتفع که گستره فلات مرکزی ایران و در امتداد سلسله کوه‌های زاگرس واقع شده است از نظر موقعیت جغرافیائی در حد فاصل ۹-۳۱ درجه تا ۴۸-۳۲ درجه عرض شمالی و ۳۰-۴۹ تا ۲۶-۵۱ درجه طول شرقی قرار گرفته است. این استان از طرف شمال به استان اصفهان و از جنوب به کهگیلویه و بویراحمد و از مغرب به استان خوزستان و از شمال غربی به استان لرستان محدود است.

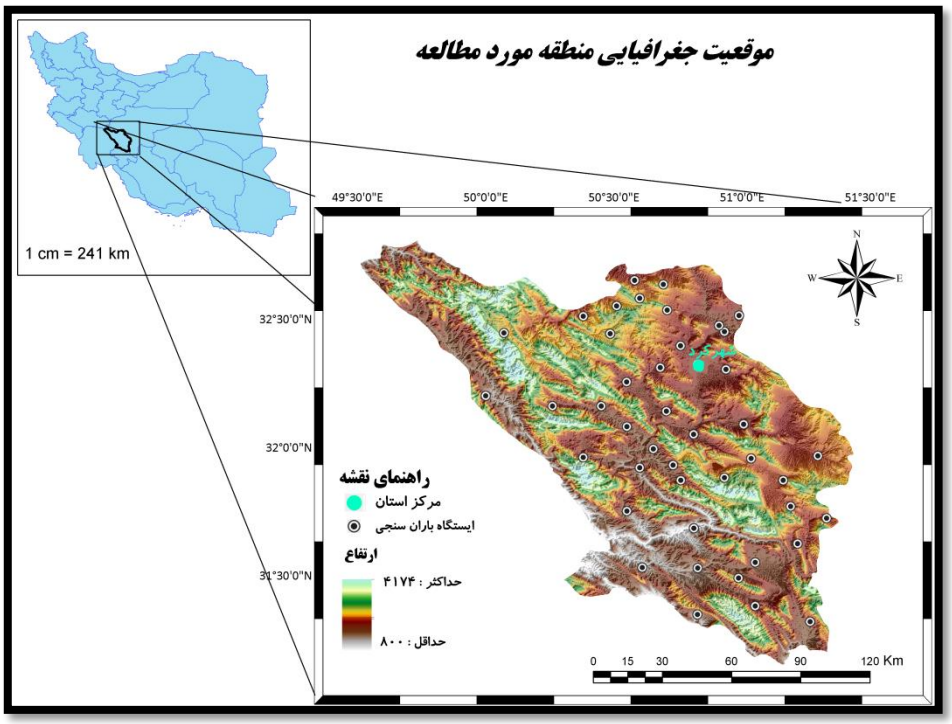
استان چهارمحال و بختیاری منطقه ای است که قریب ۸۰ درصد آن را کوه‌ها و تپه‌ها در بردارند. این کوه‌ها دارای ۱۶ قله با ارتفاع بیش از ۳۵۰۰ متر می‌باشد و مرتفع‌ترین قله زرد کوه با ارتفاع ۴۵۴۸ متر در قسمت شمال غرب و پست‌ترین منطقه استان با رقوم ارتفاعی ۸۰۰ متر در منطقه خروجی رودخانه کارون در محل الحاق رودخانه خرسان به کارون می‌باشد. مورفولوژی حاکم بر استان شامل تناوب منظمی از ارتفاعات شمال غربی ـ جنوب شرقی است که به وسیله دشت‌هایی با همان روند از یکدیگر فاصله دارند.

متوسط شیب عمومی استان ۴۲ درصد بوده و بیش از ۵۸ درصد از مساحت منطقه دارای شیب ۳۰ درصد و بیشتر است. بارندگی‌های منطقه غالباً تحت تأثیر جریان‌های جوی مدیترانه‌ای و کم فشار سودان قرار دارد که از غرب و جنوب غرب وارد استان شده و ماهیت کوهستانی مرتفع رشته کوه زاگرس در مسیر حرکت این جریان‌ها باعث تشدید خاصیت سیکلونی آن‌ها شده و باران‌های شدید و سنگین را در منطقه باعث می‌شود. نقش اساسی این ارتفاعات تخلیه رطوبت جریان‌های مرطوب است و به لحاظ اینکه عمود بر جریان‌ها مرطوب غربی قرار دارد موجب تخلیه بار آن‌ها می‌شود.

پربارش‌ترین بخش استان ارتفاعات غرب با متوسط بارندگی سالانه ۱۶۰۰ میلی‌متر می‌باشد سایر مناطق پربارش استان ارتفاعات سبزکوه با متوسط ۱۴۰۰ میلیمتر و ارتفاعات جنوب غرب استان با بارش ۹۰۰ میلی‌متر می‌باشد. کم بارش ترین ناحیه استان نواحی شمال شرقی است متوسط بارندگی سالانه در این منطقه ۲۵۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر است. متوسط بارش سالانه استان در حدود ۵۶۰ میلیمتر می‌باشد.

استان چهارمحال و بختیاری از گستردگی زیادی برخوردار نیست لذا فاکتور عرض جغرافیایی در تنوع اقلیمی استان تأثیر گسترده‌ای ندارد اما در مقیاس کوچک بر عوامل جوی چون ساعات آفتابی و تابش خورشیدی در محور شمالی – جنوبی استان اثرگذار است (قطره سامانی، ۱۳۸۸: ۳).

در این تحقیق، از آمار ۴۴ ایستگاه باران سنجی برای بازه زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۸ استفاده گردید که در شکل (۱) موقعیت و پراکنش ایستگاه های مذکور نشان داده شده است.



شکل (۱): موقعیت و پراکنش ایستگاه های باران سنجی در استان چهارمحال و بختیاری

Figure (1): Location and distribution of rain gauge stations in Chaharmahal and Bakhtiari province

۲-مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا با استفاده از روش‌های ارزیابی و تحلیل داده‌ها، داده‌های ایستگاه های باران‌سنجی مورد بررسی قرار گرفته و سپس انواع روش‌های درونیابی مورد استفاده، به طور مختصر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۱-ابزارهای تحلیل داده‌های مکانی مورد کاوش

سامانه اطلاعات جغرافیایی ابزاری قدرتمند برای تسهیل تحقیقات وابسته به مکان همچون درونیابی مکانی داده‌های اقلیمی می‌باشد (تسانیس و گاد، ۲۰۰۱: ۲۷۵)[1]. یکی از توانایی‌های آن تحلیل‌های اکتشافی داده های مکانی[2] می‌باشد که قبل از درونیابی درک عمیق‌تری از پدیده های مورد کاوش ارایه می‌کند، بطوری که می‌توان بر روی پی آمدها و نتایج مربوط به داده‌ها تصمیم بهتری گرفت. در این راستا کاوش در توزیع داده‌ها، جستجوی

1- Tsanis & Gad

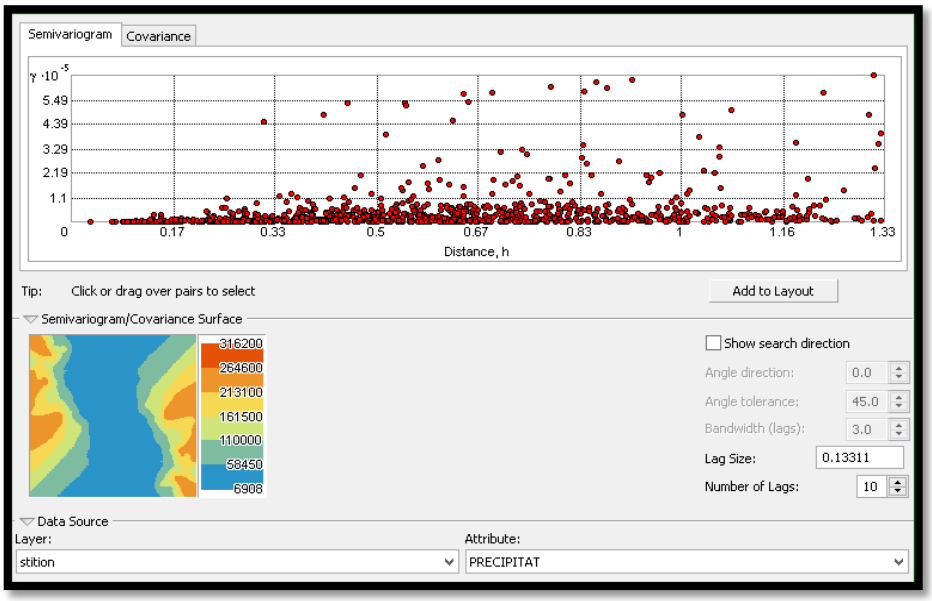
2- Exploratory Spatial Data Analysis (ESDA)

داده‌های پرت محلی و عام، جستجوی روندهای عام، آزمون خود همبستگی مکانی و بررسی کوواریانس مابین مجموعه داده‌های مورد مطالعه، در این پژوهش اجرا گردید.

۲-۲-ابزارهای کشف ساختار فضایی

ابرسمی واریوگرام/کوواریانس[1]

ابر سمی واریوگرام/کواریانس، سمی واریوگرام تجربی و کواریانس را برای هر جفت موقعیتی که در درون مجموعه داده قرار گرفته است را نشان می‌دهد و آن‌ها را به عنوان تابعی از فاصله بین دو موقعیت رسم می‌کند. ابر سمی واریوگرام/کواریانس می‌تواند برای آزمودن خصوصیات محلی خود همبستگی مکانی در داخل مجموعه داده‌ها و جستجوی داده‌های پرت مورد استفاده قرار گیرد.



شکل (۲): واریوگرام بارندگی بین نقاط سطح استان

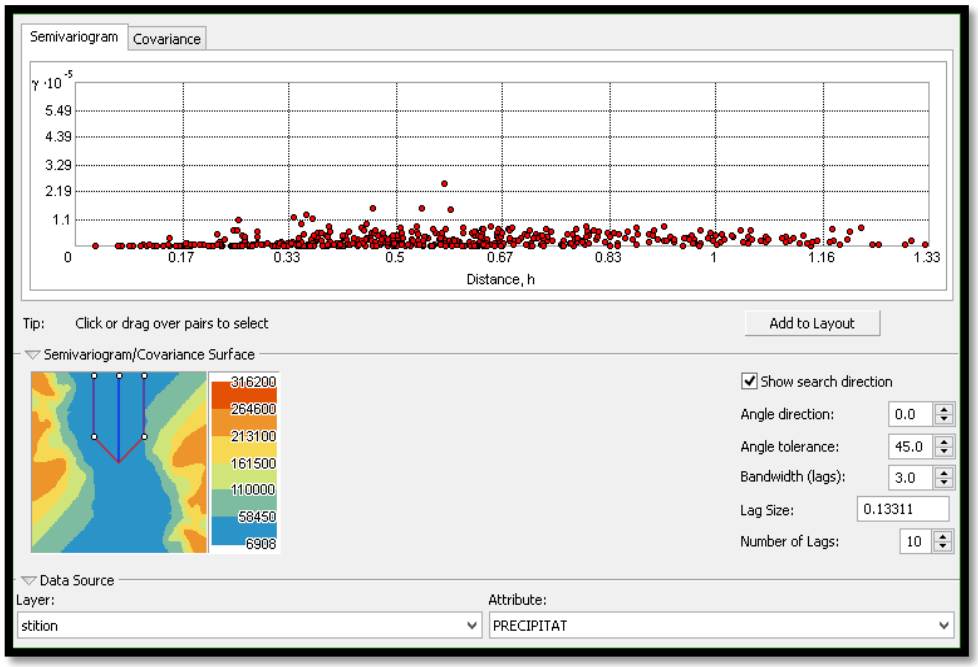
Figure (2): Variogram of rainfall between the points of the province

ناهمسانگردی

ناهمسانگردی به تغییرات دامنه تأثیر و یا سقف واریوگرام در جهات مختلف اطلاق می‌گردد و به همین دلیل واریوگرام ابزار بسیار سودمندی برای تشخیص ناهمگنی‌هایی است که موجب بروز ناهمسانگردی می‌شود. بدین معنی که اگر چه کل تغییرپذیری (بی ساختار و ساختار دار) در جهات مختلف یکسان است ولی بزرگی محدوده

1- Semivariogram\Covariance Cloud

ای که در آن داده‌ها از خود ساختار فضایی بروز می‌دهند، در جهات مختلف متفاوت می‌باشد. چون بزرگی این محدوده به وسیله شعاع تأثیر معرفی می‌شود بنابراین می‌توان گفت که برای چنین حالتی شعاع تأثیر در جهات مختلف فرق می‌کند. برای شناخت دقیق این نوع ناهمسانگردی در یک محیط ابتدا واریوگرام های متعددی در جهات گوناگون رسم و سپس با دامنه تأثیر آن‌ها یک نمودار تشکیل می‌شود و در انتها بیضوی برازش شده به دیاگرام ناهمسانگردی، دامنه تأثیر را به عنوان تابعی از جهت نشان خواهد داد. با بررسی‌های صورت گرفته بر روی داده های بارش در استان چهارمحال و بختیاری، در جهت شرق به غرب روندی وجود دارد که این روند منطبق است بر روند افزایش در ارتفاعات که بیانگر وابستگی بین بارندگی و ارتفاع است. از طرفی مشاهده شد که در جهت عمود بر مسیر ذکر شده، وابستگی نقاط بیشتر از هر جهت دیگری است در نتیجه دامنه تأثیر نقاط در این جهت بیشتر از جهات دیگر است (ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۰۰).



شکل (۳): تأثیر ناهمسانگردی در واریوگرام بارندگی بین نقاط سطح استان

Figur (3): The influence of anisotropy in the rainfall variogram between the points of the province

روش‌های مختلف درونیابی

درونیابی فضایی روشی برای تخمین مقادیر یک متغیر در مناطقی که نمونه‌برداری نشده، با استفاده از مقادیر نقاط نمونه‌برداری شده می‌باشد. اگرچه در میان محققان توافقی در انتخاب بهترین روش درونیابی برای تمام

اطلاعات وجود ندارد، اما همگی بر این باورند که وضعیت مکانی و زمانی، موقعیت جغرافیایی، طبیعت داده‌ها و همچنین دقت مورد نیاز پروژه در انتخاب روش درونیابی نقش اساسی را ایفا می‌کند. به صورت کلی روش‌های درونیابی به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند: جبری[1] و زمین آمار.

بر اساس یک طبقه‌بندی دیگر روش‌های درونیابی به دو گروه دقیق[2] و غیردقیق[3] تقسیم می‌شوند. در روش‌های دقیق مقادیر نمونه‌گیری شده بعد از درونیابی تغییر نمی‌کنند، درحالی‌که در روش‌های غیردقیق برای یک نقطه نمونه‌گیری شده بعد از درونیابی مقدار متفاوتی از مقدار اولیه را برآورد می‌کند.

الف) روش‌های جبری

روش‌های جبری خود به دو گروه محلی[4] و جهانی[5] تقسیم می‌شوند. روش محلی برای درونیابی فقط از تعدادی از نقاط همسایه استفاده می‌کند. در واقع روش‌های محلی ناحیه مورد مطالعه را به ناحیه‌های کوچک‌تری تقسیم می‌کند. در حالی که روش جهانی از تمامی نقاط برای درونیابی استفاده می‌کند. تکنیک‌های درون یابی جبری ، سطح را از نقاط اندازه‌گیری شده، مبتنی بر هر یک مدل، اندازه همسانی یا مشابهت (مانند وزن‌دهی عکس فاصله[6]) یا درجه هموارسازی (مثل توابع پایه شعاعی [7]) به وجود می‌آورند.

روش IDW

در درون یابی به روش IDW، بطور صریح و روشن این فرض که ، اشیایی که در نزدیکی یکدیگر قرار دارند، نسبت به اشیایی که از هم فاصله دارند، به هم شبیه تر هستند، در نظر گرفته می‌شود. برای پیش بینی مقادیر در هر موقعیتی که اندازه‌گیری در آنجا صورت نگرفته است، IDW، از مقادیر معلوم پیرامون موقعیتی که می‌خواهیم پیش بینی انجام دهیم، استفاده می‌کند. و آن مقادیر اندازه‌گیری شده‌ای که نزدیک‌ترین موقعیت را به محل پیش‌بینی دارند تأثیر بیشتری بر مقادیر پیش بینی، نسبت به موقعیت‌های دورتر دارند. در این روش وزن یا تأثیر نقاط اندازه‌گیری شده با افزایش توان به صورت توان نمایی کاهش می‌یابد.

فرمول عمومی این درون یابی بدین صورت است:

رابطه (۱)
$$\hat{z}(s_0) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot z(s_i)$$

1- Deterministic
2- Exact
3- Inexact
4- Local
5- Global
6- Inverse Distance Weighting (IDW)
7- Radial Basis Functions (RBF)

که در آن $\hat{z}(s_0)$: مقدار پیش بینی شده برای موقعیت (s_0)است. N: تعداد نقاط نمونه‌برداری شده که برای پیش‌بینی موقعیتی از آن‌ها استفاده می‌شود. λ_i: وزن اختصاص داده شده برای هر نقطه اندازه‌گیری شده که برای پیش بینی موقعیتی از آن استفاده می‌شود و $z(s_i)$: مقادیر اندازه‌گیری شده در موقعیت i ام است. سطح محاسبه شده با استفاده از IDW به پارامترهای توانی و استراتژی جستجوی همسایگی بستگی دارد (قهرودی تالی و بابایی فینی، ۱۳۸۹: ۱۰۱).

روش درونیابی چند جمله ای عام[1]

درونیابی چند جمله ای عام سطح همواری را برازش می‌کند که با یک تابع ریاضی (چند جمله‌ای) برای نقاط نمونه‌برداری شده ورودی تعریف می‌شود. در این روش از یک صفحه‌ای برای درونیابی استفاده می‌شود که متناسب با انحنا سطح درجات آن (اول، دوم، سوم و ...) تغییر می‌کند. صفحه مورد نظر ما برای درونیابی از میان نقاط اندازه گیری شده واقعی می‌گذرد، بنابراین درونیابی به روش چند جمله ای عام، یک پیش بینی کننده غیردقیق است. این روش، تنها روشی است که از جستجوی همسایگی استفاده نمی‌کند (قهرودی تالی و بابایی فینی، ۱۳۸۹: ۱۵۷)

روش درونیابی چندجمله‌ای محلی[2]

درونیابی به روش چند جمله‌ای عام، یک چند جمله‌ای را برای تمام سطح برازش می‌کند. ولی در درونیابی به روش چند جمله‌ای محلی، چندین جمله‌ای معین در درون هر همسایگی هم‌پوشانی شده برازش می‌شوند. چند جمله‌ای‌های محلی، سطوحی را تولید می‌کند که تغییرات محلی بیشتری در این سطوح لحاظ می‌شود و صفحه‌های چندگانه این چند جمله‌ای توانایی ارائه نمودن سطوح با دقت بیشتری را دارا می‌باشند. زمانی که در مجموعه داده، تغییرات برد کوتاه ارائه شود، نقشه درونیابی چند جمله ای محلی می‌تواند تغییرات کوتاه برد را نیز در نظر بگیرد. این درونیابی نیز یک پیش‌بینی‌کننده‌ی غیردقیق است.

توابع پایه شعاعی (RBF)

روش‌های توابع پایه ای شعاعی، یک سری تکنیک‌های درونیابی دقیق‌اند، به عبارت دیگر، سطح باید از میان هر مقدار نمونه یا اندازه‌گیری شده، عبور کند. این توابع از جمله روش‌های درونیابی می‌باشند که در سطح تخمین از مقادیر مشاهده‌ای عبور می‌کنند. از دیگر خصوصیات این روش‌ها این است که مقادیر بیش از بیشینه مقادیر

1- Global Polynomial
2- Local Polynomial

و یا کمتر از کمینه مقادیر اندازه‌گیری شده در سطح برآورد وجود دارد. در این تحقیق از چند روش پایه شعاعی استفاده گردید.

ب) روش‌های زمین آمار

تکنیک‌های جبری از پیکربندی موجود بین نقاط نمونه‌برداری شده، برای ایجاد سطح (مثل IDW) یا برازش تابع ریاضی برای نقاط اندازه‌گیری شده (مانند روش‌های چندجمله‌ای عام، محلی و توابع پایه شعاعی)، بهره می‌برد. اما تکنیک‌های زمین آماری با ترکیب خصوصیات آماری داده‌های اندازه‌گیری شده، سطوح را ایجاد می‌نمایند، بدین دلیل که این روش‌ها مبتنی بر آمار می‌باشند، نه تنها سطوح را تولید می‌کنند، بلکه خطا و یا میزان عدم اطمینان به سطوح را ارائه می‌دهند، همچنین این تکنیک‌ها نشان‌دهنده چگونگی صحت پیش‌بینی می‌باشند. روش‌های زمین آماری بر مفهوم خود همبستگی استناد می‌کنند. همبستگی اغلب اوقات تمایل به وجود رابطه و نسبت بین دو نوع از متغیرها، اشاره دارد. خود همبستگی به صورت تابعی از فاصله نمایش داده می‌شود. در اینجا همبستگی داده‌ها با کاهش و افزایش فاصله صعود و نزول پیدا می‌کند که در اصطلاح این را روند[1] می‌گویند. فرمول اساسی زمین آمار به صورت : $Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s)$ می‌باشد که در آن $Z(s)$ متغیر مورد نظر است که این متغیر به روند جبری $\mu(s)$ و خطاهای تصادفی هم $\varepsilon(s)$ را شکل می‌دهد، روش‌های متعددی به زمین آمار وابسته‌اند، اما همگی بخشی از کریجینگ محسوب می‌گردند.

روش درونیابی کریجینگ[2]

کریجینگ یک روش تخمین زمین آماری است، که بر منطق میانگین متحرک وزن دار استوار است. می‌توان گفت این روش، بهترین تخمین گر خطی نااریب است و در قالب رابطهٔ زیر بیان می‌شود:

$$Z^* = \sum_{i=1}^{n} w_i z\,(x_i) \qquad \text{رابطه (۲)}$$

در رابطه (۲)، Z^* مقدار متغیر مکانی برآورد شده، $Z(xi)$ مقدار متغیر مکانی مشاهده شده در نقطهٔ Xi و Wi وزن آماری که به نمونهٔ Xi نسبت داده می‌شود و بیانگر اهمیت نقطهٔ i ام در برآورد است (حسنی پاک، ۱۳۸۰: ۲۶۱). شرط استفاده از این تخمین‌گر، آن است که متغیر توزیع نرمال داشته باشد. همان طور که گفتیم، کریجینگ بهترین تخمین‌گر نااریب است، بنابراین باید عاری از خطای سیستماتیک باشد، همچنین واریانس تخمین نیز باید حداقل باشد. بنابراین، برای شرط عاری از خطا بودن، باید میانگین خطای تخمین صفر باشد. یعنی:

1- Treand
2- Kriging

رابطه (۳) $$E[Z(x_i) - Z^*(x_i)] = 0$$

در رابطه (۳)، $Z(xi)$ مقدار مشاهده شدهٔ متغیر در نقطه i با مختصات معلوم، $Z(x)^*$ مقدار تخمینی در همان نقطه i و E امید ریاضی می‌باشد. کریجینگ بر حسب مشخصات ساختار مکانی، انواع مختلفی دارد و مهم‌ترین انواع آن، کریجینگ ساده[۱]، معمولی[۲]، جامع (فراگیر)[۳]، احتمالی[۴]، نشانگر[۵] و انفصالی[۶] است (هوسی و همکاران، ۱۹۹۲: ۶۷۱-۶۶۹)[۷]. از شرط‌های اساسی در استفاده از روش کریجینگ، نرمال بودن داده‌ها است، بنابراین، برای محاسبه نقشه بارش به روش یاد شده، داده‌های بارش با استفاده از تبدیل‌های لگاریتمی(واقع در ابزارهای کشف ساختار فضایی) دوباره نرمال گردید.

سمی واریوگرام

واریانس مقدار عناصر بین نقاطی به فاصلهٔ h از یکدیگر می‌تواند همبستگی متقابل مقدار دو نقطه به فاصلهٔ h را بیان کند. در صورت وجود ساختار فضایی، طبیعی است که وابستگی مقادیر نقاط نزدیک به هم بیشتر از وابستگی مقادیر نقاط دور از هم می‌باشد. این واریانس وابسته به فاصله را پراش نگار می‌نامند (مدنی، ۱۳۷۷: ۲۳۲-۲۲۹). از مشخصات سمی واریوگرام می‌توان سقف آستانه[۸] واریوگرام و اثر قطعه‌ای[۹] را نام برد. مهم‌ترین گام در درونیابی، دستیابی به مدلی مناسب از سمی واریوگرام است تا به وسیله آن بتوان بهترین درونیابی را انجام داد (عساکره، ۱۳۸۷: ۳۲). مدل‌های مورد استفاده در این تحقیق برای برازش عبارت‌اند از: مدل کروی[۱۰]، مدل نمایی[۱۱]، مدل گوسی[۱۲]، مدل دایره‌ای، کروی چهار وجهی کروی پنج وجهی که با شیوه‌های مختلف کریجینگ صورت گرفته است.

کوکریجینگ

در این روش یک یا چند متغیر ثانوی که با متغیر مورد نظر در ارتباط است، برای درونیابی به کار می‌رود. این روش ضمن اینکه برای پهنه‌های فاقد ایستگاه مناسب است، بر این فرض استوار است که همبستگی بین متغیرها می‌تواند دقت برآورد را افزایش دهد. برای مثال می‌توان با درونیابی بارش بر اساس عامل ارتفاع دقت بهتری برای درونیابی حاصل نمود (استین و کورستن، ۱۹۹۱: ۵۸۲)[۱۳]. این روش به دلیل وجود همخطی[۱۴] بین متغیرهای کمکی عاری از ایراد نیست. لذا تنها زمانی که بتوان همخطی را کشف و حذف نمود از این روش

1- Simple (SK)
2- Ordinary (OK)
3- Universal (UK)
4- Probability
5- Indicator
6- Disjunctive
7- Hevesi
8- Sill
9- Nugget
10- Circular
11- Exponential
12- Gaussian
13- Stein and Corsten
14- Colinearity

استفاده می‌شود (عساکره، ۱۳۸۷: ۳۱). این روش نیازمند برآورد بسیار بیشتری است که شامل برآورد خود همبستگی برای هر یک از متغیرها می‌باشد.

ج) درونیابی با وجود موانع

معمولاً الگو بارش به شدت وابسته به شرایط توپوگرافی، فاصله از منابع آبی بزرگ و تغییرات آب و هواشناسی شناخته شده است. البته الگو بارش معمولاً در مناطق کوهستانی ناشناخته می‌باشد، که یکی از دلایل آن تغییرات شدید توپوگرافی در این مناطق می‌باشد که منجر به پیچیدگی الگو بارش می‌گردد (جوریکواسکا، ۲۰۱۱: ۲۴)[1]. بنابراین اگر در منطقه مورد مطالعه تغییرات توپوگرافی شدید و ارتفاعات قابل ملاحظه وجود داشت، لازم است که تأثیر آن‌ها در درونیابی به عنوان یک مانع لحاظ گردد. حضور موانع در درونیابی از تأثیر نقاط با مقادیر خاص در یک سمت بر روی برآورد و تخمین مقادیر نقاط نمونه‌برداری نشده در سمت دیگر جلوگیری می‌کند. کوهستان‌ها هم موانع طبیعی در برابر انتشار ابرها محسوب می‌شوند که به ندرت در روش‌های زمین آمار در نظر گرفته شده‌اند، زیرا یکی از فرضیات زمین آمار سنتی این است که پیش‌بینی‌ها بر اساس یک تابع تصادفی در فرایند مکانی نامحدود انجام می‌گیرند. این فرض پیش بینی مقادیر نقاط نمونه‌برداری نشده در صورت وجود موانع را مشکل می‌سازد (کریورچکو و گریبو، ۲۰۰۲: ۴-۲)[2].

در انواع روش‌های درونیابی فرضیات مسئله‌ساز مشترکی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: پراکنش بارش بدون حضور ارتفاعات (به عنوان موانع در مقابل جابجایی ابرها) منظور می‌شود، تأثیر معکوس فاصله از مکان ایستگاه ثابت و در هر مکانی (خواه قله و یا خواه دره) یکنواخت است، تأثیر ایستگاه‌های مختلف اطراف روی برآورد یک نقطه از وزن یکسان بدست می‌آید که در صورت تجمع ایستگاه‌ها در یک جهت از نقطه باعث کاهش دقت درونیابی می‌گردد (هویستون و کران، ۲۰۰۵: ۴۸)[3].

هموارسازی کرنلی[4] همراه با موانع یکی از روش‌های مورد استفاده در این تحقیق است. این روش نوعی درونیابی چند جمله‌ای محلی درجه اول است که با استفاده از یک پنجره متحرک تخمین‌گر از کوتاه‌ترین فاصله بین نقاط در حضور موانع برای برازش مدل مورد نظر استفاده می‌کند. ارتفاعات بیش از ۳۳۰۰ متری زرد کوه بختیاری در غرب استان به عنوان مانع در نظر گرفته شد.

1- Jurikovska
2- Kruvoruchko and Gribov
3- Hewitson & Crane
4- Kernel Smothing

روش و معیار ارزیابی

روش‌های گوناگون درونیابی بر اساس روش ارزیابی متقابل بررسی و ارزیابی می‌شود. ارزیابی متقابل یکی از روش‌های پرکاربرد برای مقایسه برآوردهای بارش حاصل از روش‌های درونیابی مختلف محسوب می‌گردد (ایساکس و سریواستاوا، ۱۹۸۹: ۱۶۳-۱۵۹)[1]. در این روش، یک نقطه به صورت موقت حذف می‌گردد و با اعمال درونیابی مورد نظر، برای آن نقطه مقداری برآورد می‌شود، سپس مقدار حذف شده به جای خود برگردانده می‌شود و این برآورد برای بقیه نقاط به صورت جداگانه صورت می‌گیرد، در پایان، یک جدول با دو ستون به دست می‌آید که نشان‌دهندهٔ مقادیر واقعی و برآورد شده است. با داشتن این دو مقدار می‌توان دقت و انحراف مدل را برآورد کرد. هر چه دو مقدار یادشده به صفر نزدیک‌تر باشد ، دقت مدل بیشتر خواهد بود.

برای ارزیابی میزان دقت، خطا و انتخاب بهترین روش درونیابی در این تحقیق از پارامتر آماری میانگین خطای مربعات[2] استفاده شده، که معادله این پارامتر آماری به صورت زیر تعریف می‌شود:

رابطه (۴)

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(z^{*}(x_i) - z(x_i)\right)^2}$$

مقدار این پارامتر آماری هرچه کمتر باشد نشان‌دهنده بهتر بودن مدل می‌باشد. همچنین می‌توان از پارامتر آماری زیر استفاده نمود:

رابطه (۵)

$$RMSS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{\left(z^{*}(x_i) - z(x_i)\right)^2}{S^2}} = \frac{RMS}{S}$$

در این معادله‌ها، Z*(xi): مقدار برآورد شدهٔ متغیر مورد نظر، Z(xi): مقدار اندازه‌گیری شده متغیر مورد نظر، N: تعداد داده‌ها، S: واریانس خطا می‌باشد.

نوع دیگر ارزیابی روش‌های درونیابی، ارزیابی کیفی است. بررسی چشمی نقشه‌های پیش بینی بارش حاصل از انواع روش‌های درونیابی منجر به آشکارسازی الگوهای مغایر با پراکنش بارش (عوارض چشم گاوی) می‌گردد. و

1- Isaaks & Srivastava
2- Mean Square Root

از آنجا که نگهداری ویژگی‌های هندسی در برخی اوقات مهم‌تر از دقت درونیابی است، پس ارزیابی کیفی هم باید در نظر گرفته شود (پیزی و همکاران، ۲۰۱۱: ۹-۷)[1].

۴- بحث و نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر چندین روش درونیابی با مدل‌های متفاوت، از لحاظ میزان دقت، برای درونیابی داده‌های مربوط به میانگین بارندگی سالانه با یکدیگر مقایسه شدند. هدف دیگر این تحقیق، مقایسه میزان دقت درونیابی در حضور موانع بود، که در مطالعات کمتر مورد توجه قرار می‌گیرند. نتایج بدست آمده با توجه به معیارهای خطاسنجی در جداول ۱ تا ۳ ارایه شده‌اند.

جدول (۱): نتایج ارزیابی روش‌های جبری جهت برآورد میانگین سالانه بارندگی، محاسبه شده از طریق ارزیابی متقابل

Table (1): Evaluation results of algebraic methods to estimate annual average rainfall, calculated through mutual evaluation

روش	توان/مدل	فاکتور	تعداد	خطا روش ارز اب متقابل		معادله خط رگرسیون
		به نه ساز	همسایه‌ها	Mean	RMS	
IDW	۱۳/۳۵۱	-	۱۵	-۹/۳۷	۹۸/۵	=۰/۷۶۹+۱۰۴/۴
LP	۱	۱/۱۵۷	۴۴	۱/۶۱۴	۱۲۴	=۰/۸۸۳+۶۱/۳۹
	۲	۸/۱۳۹	۴۴	-۲/۰۱	۳۵۱/۱	=۰/۷۱۳+۱۵۱/۵
GP	۱	-	-	۰/۰۲۵	۱۱/۸۵	=۰/۰۰۶+۱۵/۸۵
RBF	اسپلان کاملا منظم	۱۳/۷۹۴	۱۵	-۳/۸۳	۱۰۸/۶	=۰/۸۴۹+۷۷/۰۴
	اسپلان با کشش	۵/۵۷۶	۱۵	-۳/۸۸	۱۱۰/۶	=۰/۸۷۵+۷۹/۲۸
	مولی کوادریک	۰/۱۷۱	۱۵	-۲/۷۲	۱۱۲	=۰/۹۰۴+۵۵/۱۵
	مولی کوادریک معکوس	۰/۳۳۸	۱۵	-۰/۲۲۷	۱۱۹/۷	=۰/۸۶۴+۶۷/۰۹
	اسپیلاین صفحه نازک	۳۲/۱۲	۱۵	-۱/۱۲۲	۱۱۹/۷	=۰/۸۶۴+۶۷/۰۹

جدول (۲): ارزیابی روش‌های کریجینگ جهت برآورد میانگین سالانه بارندگی، محاسبه شده از طریق ارزیابی متقابل

Table (2): Evaluation of kriging methods to estimate annual average rainfall, calculated through mutual evaluation

روش	مدل-تابع	خطای روش ارزیابی متقابل				معادله خط رگرسیون	توضیحات
		MEAN	RMS	Average Standard Error	RMSS		
OK	کروی	۱/۷۱	۹۹/۶	۹۰/۸	۰/۸۳۵۸	Y=۰/۷۷۵X+۱۱۹/۵۶	ناهمسانگردی
	دایره‌ای	-۲/۲۰۴	۱۱۱/۲	۱۱۰/۱	۰/۷۴۰۹	Y=۰/۸۰۳x+۱۱۰/۲۸	ناهمسانگردی
	دایره‌ای	-۲/۴۱۵	۹۸/۴	۱۰۰/۲	۰/۷۱۸۵	Y=۰/۸۷۲x+۷۸/۹۲	ناهمسانگردی
	نمایی	-۲/۲۰۵	۱۱۳	۱۴۱/۴	۰/۶۰۳۱	Y=۰/۸۵۵x+۸۸/۰۲	ناهمسانگردی
	Rational Qaudratic	-۵/۶۹۸	۱۱۲/۲	۱۰۹/۷	۰/۸۱۴۲	Y=۰/۹۱۱x+۵۱/۱۶	ناهمسانگردی

1- Pizzi and et al.

	TetraSpherical	-۲/۲۳	۹۹/۳	۱۲۳	۰/۶۹۳۴	Y=۰/۸۷۸x+۷۲/۲۳	ناهمسانگردی
	PentaSherical	-۲/۲۴	۹۹/۸	۱۲۵/۵	۰/۶۷۶۳	Y=۰/۸۷۸x+۷۲/۷۸	ناهمسانگردی
	K-Bessel	-۱/۴۵	۸۹/۸۷	۷۰/۷۵	۱/۱۵۶	Y=۰/۸۸۳x+۷۱/۵۳	ناهمسانگردی
SK	کروی	-۱۰/۶۳	۱۱۴/۲	۱۱۳	۰/۷۵۸۳	Y=۰/۷۰۶x+۱۵۶/۶۷	ناهمسانگردی
	دایره‌ای	-۹/۰۹	۱۱۵/۱	۱۱۵/۳	۰/۷۶۸۱	Y=۰/۷۳۱x+۱۴۸/۹	ناهمسانگردی
	گوسی	-۱۶/۲۷	۱۰۹	۶۵/۸۵	۱/۹۶	Y=۰/۶۰۸x+۱۹۰/۷۵	ناهمسانگردی
	TETRAsPHHERICAL	۰/۸۶۴	۱۱۵/۲	۱۱۸/۷	۰/۷۲۲۳	y=۰/۷۳X+۱۴۶/۶۵	ناهمسانگردی
	PentaSpherical	-۹/۷۱	۱۱۹/۳	۱۲۶/۴	۰/۷۰۵	Y=۰/۷۶۹+۱۲۶/۶۱	ناهمسانگردی
UK	کروی	-۸/۷۹۹	۱۰۲/۳	۵۷/۰۷	۱/۷۸۹	Y=۰/۸۳۲x+۹۴/۹	ناهمسانگردی
	دایره‌ای	-۸/۹۶	۱۰۰/۸	۵۹/۵۴	۱/۷	Y=۰/۸۶۲x+۷۹/۴۵	ناهمسانگردی
	Tetraspherical	-۹/۲۱	۱۰۲	۵۴/۶۸	۱/۶۶۸	Y=۰/۸۶۳x+۷۹/۴۱	ناهمسانگردی
	Pentaspherical	۹/۳۴	۱۰۱/۹	۵۶/۸۴	۱/۶۵۸	Y=۰/۸۶۲x+۷۹/۴۱	ناهمسانگردی
DK	دایره‌ای	-۱۰/۰۴	۱۱۸/۲	۱۲۵/۸	۰/۷۵۲۶	Y=۰/۷۰۴x+۱۵۴/۲۵	NormalScoreتبدیل
	دایره‌ای	-۱۰/۰۴	۱۱۶/۶	۱۱۵/۲	۰/۷۷۱۳	Y=۰/۷۱۳x+۱۵۲/۷۱	ناهمسانگردی
	کروی	-۱۰/۱۹	۱۱۵/۸	۱۰۳/۶	۰/۸۵۱	Y=۰/۷۳۴x+۱۴۱/۱۳	ناهمسانگردی
CoK	گوسی	-۱/۸۴	۹۴/۷	۷۹/۳۹	۰/۸۱۴	Y=۰/۵۸۷x+۸۲/۳۷	متغیر کمکی: ارتفاع
معمولی	کروی	-۱/۶۷۸	۹۸/۳	۱۰۴/۶	۰/۸۰۶	Y=۰/۹۰۲x+/۵/۰۵	متعیر کمکی: ارتفاع
	کروی	-۱/۷۲۵	۹۷/۶	۹۹/۷	۰/۷۹۵	Y=۰/۸۷۱x+۴۰/۶	متغیر کمکی: طول جغرافیایی
جامع Cok	دایره‌ای	-۸/۰۹	۱۰۳/۴	۸۶/۴۸	۱/۷۱۴	Y=۰/۸۷۸x+۷۲/۷۷	متغیر کمکی: ارتفاع
انفصالیCoK	دایره‌ای	-۶/۲۴	۸۸/۶	۹۱/۲	۰/۹۲۰۱	Y=۰/۷۹۵x+۹۵/۸	متغیر کمکی: ارتفاع

در روش‌های کریجینگ، بهترین نتایج زمانی رخ داده است که پارامتر جهت نیز مورد تحلیل قرارگرفته است و این بیانگر آن است که بارندگی هم تابع فاصله و هم تابع جهت است و بهترین جهت، جهتی عمود بر روند افزایش توپوگرافی یا روند افزایش بارش خواهد بود. روش‌های کریجینگ به تنهایی و بدون تأثیر جهت دارای دقت کمتری هستند. در روش کوکریجینگ بارش و ارتفاع دارای همبستگی ۰/۷۷ هستند و بیانگر آن است که بارش و توپوگرافی وابستگی شدیدی به هم دارند. نتایج حاصل از روش کوکریجینگ نشان دهنده این است که ایجاد واریوگرام متقابل به سختی صورت می‌گیرد ولی با وجود آن، نتایج حاصله رضایت بخش است.

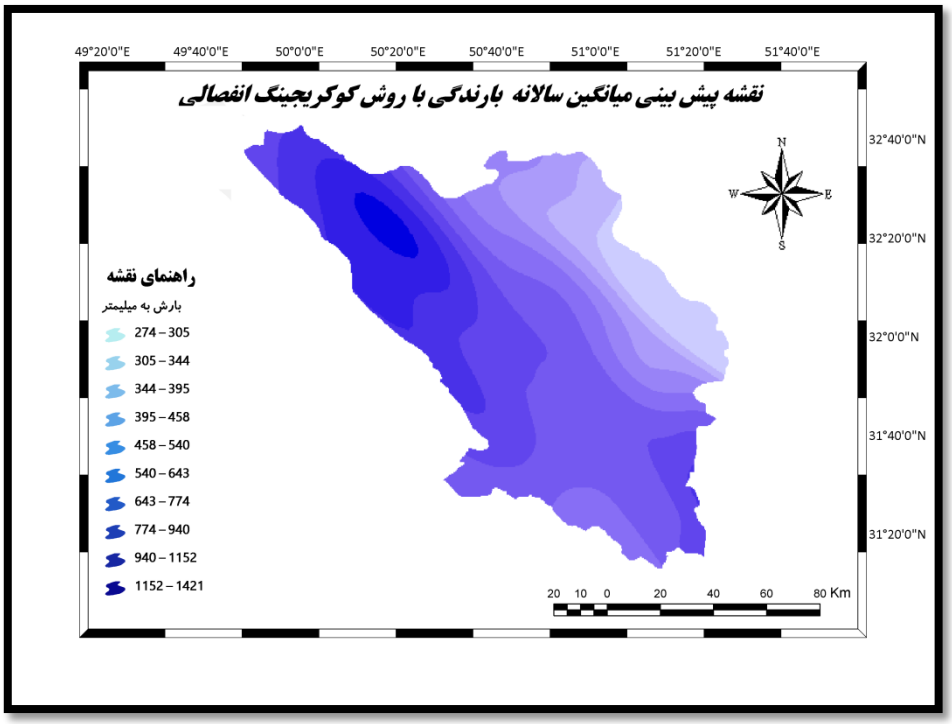
جدول (۳): ارزیابی درونیابی با حضور مانع جهت برآورد میانگین سالانه بارندگی، محاسبه شده از طریق ارزیابی متقابل

Table (3): Evaluation of interpolation with the presence of obstacles to estimate the annual average rainfall, calculated through mutual evaluation

روش	مدل	فاکتو	خطای روش ارزیابی متقابل		معادله خط رگرسیون
		هموارسازی	Mean	RMS	
	نمایی	۰/۲	-۱/۶۹	۷۴/۱	Y=۰/۸۱۶X+۵۱/۲۶

	گوسی	۰/۳	-۲/۶۵	۷۸/۹	Y=۰/۸۴۵X+۸۶/۳۲
KS	چندجمله‌ای ۴	۰/۲	۰/۵۵	۷۰/۷	Y=۰/۶۶۸X+۱۸۹/۳
	چندجمله‌ای ۵	۰/۲	-۰/۷۱	۶۸/۵	Y=۰/۷۹۱X+۱۰۹/۶
	Epanechnikov	۰/۲	-۲/۳۱	۷۵/۶	Y=۰/۷۸۵X+۱۱۰/۳
	ثابت	۰/۳	-۳/۱۲	۸۰/۲	Y=۰/۸۵۶X+۸۲/۱۲

نقشه های پیش‌بینی بارش مناسب‌ترین روش‌های به کار گرفته شده، در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده می‌شوند.

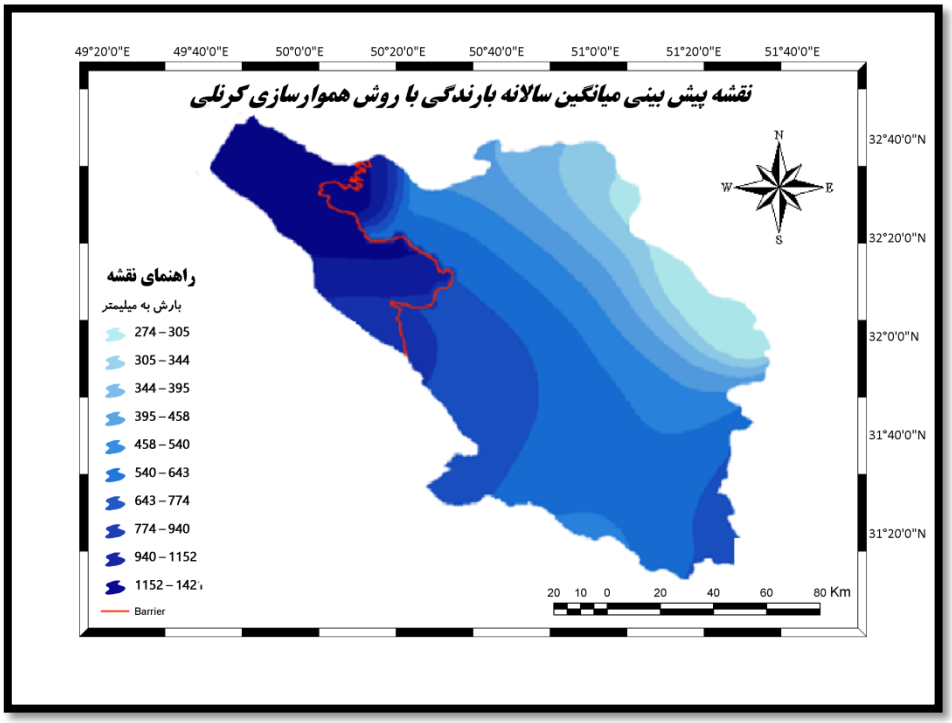


شکل (۳) نقشه پیش‌بینی مقادیر میانگین سالانه بارندگی با روش کوکریجینگ انفصالی با مدل دایره‌ای

Fig. (3):

نتایج بدست آمده بیانگر آن است که در میان روش‌های بکار برده شده، روش‌هایی که برای درونیابی میانگین بارندگی سالانه، ارتفاعات را به عنوان موانع در نظر گرفتند، دقت‌های بالاتری را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند، که از این میان مدل‌های چندجمله‌ای درجه چهار و پنج مناسب‌ترین اطلاعات را برای درونیابی مقادیر میانگین بارندگی سالانه از خود نشان دادند. همچنین مقایسه روش‌های دیگر برای برآورد خطای بارندگی سالانه نشان می‌دهد، روش کوکریجینگ انفصالی با مدل کروی تغییرات بارندگی در منطقه را بهتر نشان

می‌دهد و با توپوگرافی منطقه هماهنگی بیشتری دارد. در میان توابع پایه شعاعی بکار برده شده، مدل اسپلاین کاملاً منظم نسبت به سایر مدل‌ها دقت بیشتری ارایه نمود.



شکل (۴): نقشه پیش بینی میانگین سالانه بارندگی با روش هموارسازی کرنلی با مدل چندجمله‌ای درجه ۴
Fig. (4):

با توجه به نتایج بدست آمده از این تحقیق و مقایسه با سایر مطالعات انجام گرفته در این زمینه، موارد ذیل قابل استنتاج می‌باشد:

- در منطقه مورد نظر خطای برخی روش‌ها در مجموع مشابه بوده و لذا تنها با استفاده از معیارهای ارزیابی متداول نمی‌توان به سادگی مناسب‌ترین روش را معرفی نمود.
- روش مناسب برای درونیابی متغیرهای اقلیمی، در منطقه های مختلف، با یکدیگر متفاوت می‌باشد.
- صحت و دقت درونیابی در مناطق شرقی استان نسبت به قسمت غربی بهتر بود، که ممکن است علت آن کمبود ایستگاه های باران سنجی در مناطق کوهستانی غرب استان باشد.
- لزوم نصب تجهیزات سنجش بارندگی در حوزه های کوهستانی با توجه به نتایج این تحقیق، بیش از پیش آشکار گردد.

- استفاده از سایر پارامترهای هواشناسی به عنوان پارامتر کمکی در کوکریجینگ موثر است.
- برای درونیابی به تعداد کافی و مناسب، و همچنین پراکنش درست و اصولی ایستگاه‌های سنجش و اندازه‌گیری، نیاز بود. بنابراین، در زمان ساخت ایستگاه های جدید، مناطقی که از توزیع مناسب و یا تعداد کافی ایستگاه‌ها برخوردار نیستند، باید در اولویت قرار گیرند.

۵- منابع

1-Hopeful, Kamal. and Khosravi, Yunus. Evaluation of kriging method in determining an optimal model for monitoring the standard rainfall index in GIS environment (case study: Etan Yazd), the second national conference on the effects of drought and its management solutions, Isfahan, Agricultural and Natural Resources Research Center.

2-Baro, P.A., (1385). Geographical Information System, translated by: Taherkia, H., Tehran, Samit Publications.

3-Gis, Tehran, the geographical organization of Mosleh Torabi Azad forces, Massoud. Sieh Rani, Amir. Eftekhari, Rahim, (2009). Arc software geostatistical analyst training

4-Hosni Pak, Ali Asghar, 1386, Geography, second edition, Tehran, Tehran University Press.

5-Samani Drop, Saeed, study of the trend of precipitation changes (amount, time and type) in Chaharmahal and Bakhtiari province, General Meteorological Department of

6-Chaharmahal and Bakhtiari province, year (1388). Kahrodi Tali, Manijeh, 1384, Geographical Information System in 3D Environment, Jihad University Publications, Tarbiat Moalem Unit, No. 49, p. 173.

Madani, Hassan, (1377). Basics of Geography, Tehran, Amirkabir University of Technology.

7-Mahdian, Mohammad Hossein and Ghiathi, Najaf Qoli and Mousavinejad, Seyyed Mahmoud. 1385, investigation of different interpolation methods in estimating monthly rainfall data in the central region of Iran, Agricultural Sciences and Techniques and Natural Resources, number one, year seven, pp. 33-44.

8-Abtew, W.J. Obeysekera, and Shih. G, (1993). Spatial Analysis for Monthly Rainfall in South Florida, Water Resources Bulletin, 29(2): 179-188.

9-Collins, Jr. F. C. and P.V. Bolstad (1996). A Comparison of Spatial Interpolation Techniques in Temperature Estimation, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling.

10-Cressie, N. (1993). Statistics for spatial data, Wiley, New York.

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

12-Goovaerts, P. (1997). Geostatistics for Natural Resources Evalution, Oxford University Press, NewYork, NY. 496 pp.

13-Hargrove, W. (2001). Interpolation of Rainfall in Switzerland Using a Regularized Spline with Tension. Geographic Information and Spatial Technologies Group, Book Ridge National laboratory, 1:122-128.

14-Hevesi, J.A. and Istok, J.D. and Flint, A.L. (1992). Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. PartI: Structural analysis, J. *Appl. Meteorol*, 31, 661–676.

15-Hewitson, B.G., and Crane, R.G. (2010). Gridded Area-Averaged Daily Precipitation via Conditional Interpolation, *Journal of Climate*, 2005, 18: 41-57.

16-Isaaks, E.H. and R.M. Srivastava, (1989). Applied Geostatistics, Oxford University Press, New York.

17-Jurikovska, A. (2011). Comparison Spatial Interpolation Methods in Rainfall Estimation, GIS Ostrava, 23- 26.1, Ostrava.

18-Krivoruchko, K. and Krause, E. (2011). Concepts and Application of Kriging, ESRI International User Confernce, San Diego.

19-Kruvoruchko, K. and Gribov, A. (2002). Geostatistical Interpolation and with Simulation with non-Euclidean Distances, geoENV IV,Barcelona.. Available at http:// www.esri.com/ software/ arcgis/ arcgisxtensions/ geostatistical/ research_papers.html.

20-Naoum, S. and Tsanis, I.K. (2002). Ranking Spatial Interpolation Techniques Using a GIS-Based DSS, Hydrologic Engineering, 9(2), 79-102 pp.

21-Pizzi, E. and Gleason, M. and Rodd, J. and Vedula, S. (2011). Point Interpolation, GIS 5203 ESRI Workshop, Fall 2011.

22-SHeikhasan, H. (2006). a Comparison of Interpolation Techniques for Spatial Data Priediction, Master's Thesis, University Van Amsterdam. Neathelands.

23-Stein, A. and Corsten, L.C.A. (1991). Universal kriging and cokriging as regression procedures, Biometrics 47: 575 -587.

24-Tabios, G.Q. and Salas, J.D. (1985). A Comparative Analysis of Techniques for Spatial AnalysisPrecipitation, Water Resources Bulletin, (21)3, pp. 365-380.

25-Tsanis, I.K. and Gad, M.A. (2001). A GIS Precipitation Method for Analysis of Storm Kinematics. Environmental Modelling and Software 16:273-281.

26-Vasiliades, L. and Loukas, A. 2004, Precipitation Spatial Interpolation Methods Assessment in Pinois River Basin, Greece, 1523-1530 pp.