جغرافیا و توسعه شماره ۴۸ پاییز ۱۳۹۶
وصول مقاله : ۱۳۹۴/۰۵/۱۲
تأیید نهایی : ۱۳۹۵/۰۲/۱۴
صفحات : ۱۸۸-۱۷۱

تحلیل توزیع زمانی بارش در ایران طیّ چهار دهه‌ی گذشته

فاطمه تیموری[۱]، دکتر ام‌البنین بذرافشان[۲]*

چکیده

بارش یکی از تغییرپذیرترین پدیده‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی است. تخمین متوسط مقدار عددی بارش و بررسی نحوه‌ی تغییرات زمانی بارش به منظور مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب در مناطق مختلف امری ضروری است، بطوری‌که بیشینه‌نمایی و یا کمینه‌نمایی آن با اهداف مختلف در مدیریت منابع آب در یک کشور تبعات فرهنگی، اجتماعی و سیاسی زیادی دربر خواهد داشت. در بسیاری از منابع همواره مقدار عددی بارش طیّ چند دهه‌ی گذشته در ایران ۲۴۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر معرفی گردیده است. لذا بر این مبنا جهت کاوش در صحت و دقت عدد فوق، هدف از این پژوهش، محاسبه‌ی میانگین بارش و بررسی تغییرات واریانس آن طیّ دهه‌های مختلف در سطح کشور ایران است. در این پژوهش تغییرات بارش طیّ چهار دهه در ۳۳ ایستگاه سینوپتیک کشور با توزیع مکانی مناسب مورد بررسی قرار گرفت. برای تحلیل زمانی داده‌های بارندگی، ابتدا ماهیّت اولیه آن‌ها از نظر همگنی، کفایت و تصادفی بودن آمار بررسی گردید و میانگین بارندگی از طریق روش‌های پلی‌گون‌بندی تیسن و خطوط هم‌باران به روش‌های مختلف درون‌یابی کریجینگ، عکس فاصله و همسایگی طبیعی محاسبه گردید و با استفاده از آماره لیون، ناهمگونی واریانس‌ها در دهه‌های مختلف مورد مقایسه قرار گرفت. براساس نتایج به دست آمده، میانگین بارندگی در ایران طیّ چهار دهه‌ی گذشته در روش پلی‌گون‌بندی تیسن ۴۲۱ میلی‌متر، روش کریجینگ ۲۳۲ میلی‌متر، روش عکس فاصله ۷۱۵ میلی‌متر و روش همسایگی طبیعی ۷۱۵/۵ میلی‌متر برآورد گردید. نتایج حاصل از بررسی ناهمگونی واریانس بارش طیّ چهار دهه نشان داد، واریانس‌ها همگون بوده و میانگین بارندگی در چهار دهه تفاوت معناداری باهم ندارند. براین اساس، پیشنهاد می‌گردد، روش منتخب در برآورد بارش در سطح با توجه به هدف و دقت و صحت مورد نظر انتخاب گردد.

کلیدواژه‌ها: بارش، توزیع زمانی، پلی‌گون‌بندی تیسن، خطوط هم‌باران، ناهم‌واریانسی.

۱-دانش‌آموخته کارشناسی ارشد،علوم ومهندسی آبخیزداری،دانشکده کشاورزی و منابع‌طبیعی،دانشگاه هرمزگان،بندرعباس ایران f.teimouri@hormozgan.ac.ir
۲- استادیار، علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع‌طبیعی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران* o.bazrafshan@hormozgan.ac.ir

مقدمه

کشور ایران با میانگین بارش ۲۵۲ میلی‌متر به دلیل وسعت زیاد، شرایط متنوع توپوگرافیکی و قرارگرفتن در محدوده‌ی وسیع عرض‌جغرافیایی، دارای تنوع اقلیمی بالایی است، بطوری‌که از نظر زمانی‌و مکانی بارش دارای تغییرات شدید درون‌سالی[1] و برون‌سالی[2] بوده است *(Domroes et al,1998: 151)*.

این تفاوت‌ها از یک‌سو به طبیعت رفتار مکانی بارش بازمی‌گردد که اساساً متغیّری سرکش بوده و تغییرات مکانی شدیدی را از خود نشان می‌دهد *(رضیئی و عزیزی، ۱۳۸۶: ۹۳)* و از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش‌های جوی و زمان بارش متفاوت باشد *(کمالی، ۱۳۷۵: ۴۳)* به ویژه در سال‌هایی کم‌بارش این تفاوت‌ها شدیدتر و در سال‌های پربارش کاهش می‌یابد *(مسعودیان و عطایی، ۱۳۸۴: ۳)*.

ایستگاه‌های سینوپتیک وابسته به سازمان هواشناسی ایران در ابتدای زمان تأسیس (۵ دهه گذشته) بسته به موقعیت فرودگاه‌ها و پایگاه‌های هوایی ارتش جمهوری اسلامی و طیّ دو دهه‌ی اخیر به پیروی از پراکنش نقاط شهری در سطح کشور توزیع شده‌اند و بدیهی است که در این شبکه ایستگاهی مساحت‌های بزرگ بین شهری فاقد ایستگاه می‌باشد، لذا بررسی توزیع جغرافیایی شبکه ایستگاه‌ها، نشان‌دهنده‌ی پراکنش نامناسب آن‌ها در سطح کشور می‌باشد *(عساکره، ۱۳۸۷: ۲۶)* که سبب برآورد ناصحیح مقدار عددی بسیاری از عناصر اقلیمی بخصوص، باران می‌گردد *(مهرشاهی و خسروی، ۱۳۸۹: ۲۳۴)*.

تخمین متوسط مقدار عددی بارش و بررسی نحوه‌ی تغییرات زمانی بارش به منظور مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب در مناطق مختلف امری ضروری است، بطوری‌که بیشینه‌نمایی[3] ویا کمینه‌نمایی[4] آن با اهداف مختلف در مدیریت منابع آب در یک کشور تبعات فرهنگی، اجتماعی و سیاسی زیادی دربر خواهد داشت *(Daly et al, 1994: 141)*. روش‌های مختلفی برای برآورد مقدار بارش وجود دارد که از جمله آن‌ها می‌توان به روش‌های میانگین عددی بارش، میانگین هندسی، میانگین وزنی تیسن، روش خطوط هم‌باران و زمین‌آمار اشاره نمود *(لشنی‌زند، ۱۳۸۱: ۸۲)*. روش‌های زمین آمار به دلیل در نظر گرفتن همبستگی و ساختار مکانی داده‌ها، از اهمیّت زیادی برخوردار هستند. بارش در سطح هر منطقه‌ای به صورت نقطه‌ای اندازه‌گیری می‌شود *(حسنی‌پاک، ۱۳۸۶: ۲۳۸)*. یکی از معضلات مهم مطالعات مدیریت منابع آب، برآورد منطقه‌ای بارندگی براساس مشاهدات‌نقطه‌ای می‌باشد، بدین منظور جهت تعمیم داده‌های نقطه‌ای به کل منطقه، عملیات درون‌یابی و برون‌یابی بر روی نقاط اندازه‌گیری شده انجام می‌گیرد *(میرموسوی و میریان، ۱۳۹۰: ۱۵۵)*. درون‌یابی[5] یکی از مهم‌ترین روش‌هایی است که اقلیم‌شناسان در مطالعات پهنه‌بندی از آن بهره‌مند می‌شوند. به فرایند برآورد ارزش‌های کمی، برای نقاط بدون داده، به کمک نقاط مجاور و معلوم، درون‌یابی می‌گویند *(Goovaerts, 2000: 115)*. این فرآیند به دلیل محدودیت داده‌های نقطه‌ای و ضرورت تدوین نقشه از کل یک پهنه، به منظور تهیه‌ی نقشه‌های هم‌ارزش[6] انجام می‌گیرد *(ثقفیان و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۰)*.

در زمینه‌ی بررسی تغییرات زمانی و مکانی پدیده‌های هیدرواقلیمی بخصوص باران مطالعات بسیاری در دنیا و ایران صورت پذیرفته است، که در ادامه به برخی اشاره می‌گردد.

1-Inter- annually
2-Intra- annually
3-Overestimate
4-Underestimate
5-Interpolation
6-Isoplates

بال و لوک[1] *(۱۹۹۸: ۱۲۳)* برای برآورد شدت بارندگی، در حومه‌ی غربی شهر سیدنی، روش‌های تیسن، عکس فاصله، توابع اسپلاین و چند جمله‌ای را با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی بررسی کردند و روش اسپلاین را دقیق‌ترین روش معرفی کردند. در تحقیقی دیگر محققانی چون کولتی[2] *(۱۹۸۸: ۱۰۵۹)*؛ داگوستینو[3] و همکاران *(۱۹۹۸: ۲۸۷)*؛ گالیچاند[4] و همکاران *(۱۹۹۲: ۵۰۵)* و ایگوزکویزا[5] *(۱۹۹۸: ۱۰۳۳)* در برآورد عناصر اقلیمی اذعان نمودند، روش کریجینگ دقت بالاتری نسبت به‌سایر روش‌های میان‌یابی از جمله کوکریجینگ، همسایگی طبیعی، مجذور عکس فاصله و رگرسیون در برورد بارش دارد، این در حالی است که روش برای سایر عناصر اقلیمی این روش صدق نمی‌نماید.

گوارتز *(۲۰۰۰: ۱۲۹)* با استفاده از روش‌های مرسوم میان‌یابی به برآورد میانگین بارش سالانه در پرتغال می‌پردازد، نتایج دال بر مناسب بودن روش کریجینگ نسبت به سایر روش‌ها است. هیلاری[6] و همکاران (۲۰۰۳) به ارزیابی تأثیر تراکم شبکه‌ی ایستگاه‌های آب و هواشناسی بر تخمین بارش سالانه در شمال ایالات متحده آمریکا پرداختند. نتایج نشان دادند که افزایش تعداد ایستگاه‌ها بر کیفیت تخمین توزیع مکانی بارش در منطقه مؤثر است. چنگ[7] و همکاران *(۲۰۰۸: ۲۵۵۶)* برای تخمین میانگین منطقه‌ای بارش، به ارزیابی شبکه‌ی باران‌سنجی با کاربرد روش‌های زمین‌آماری پرداختند. نتایج نشان‌داد که بارش ساعتی از تغییرات مکانی بالاتری نسبت به بارش‌های سالانه برخوردار است. کوماری[8] و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از هفت روش معمول در خانواده‌ی کریجینگ، به میان‌یابی بارش در کوه‌های هیمالیا می‌پردازد. نتایج نشان داد، توزیع مناسب فضایی ایستگاه‌های مورد مطالعه و تفکیک بالای مکانی نقشه رقومی در تخمین مقدار بارش بسیار مؤثر است و همچنین روش کریجینگ در برآورد بارش سالانه قوی‌تر از فصلی عمل می‌نماید.

غیور و مسعودیان *(۱۳۷۵: ۳۸)* گزارش دادند، تغییرات مکانی و زمانی بارندگی در ایران از الگوی ناهمواری‌ها پیروی می‌کنند. عساکره *(۱۳۸۷: ۴۱)* به برآورد مقدار عددی یک واقعه بارش (۱۳۷۶/۱۲/۲۶) در ایران می‌پردازد. نتایج نشان داد، عدم پراکنش مناسب ایستگاه‌ها در بخش‌های مرکزی ایران سبب افزایش خطای برآورد می‌گردد، همچنین در این روز میانگین باران در ایران، ۷/۳ میلی‌متر برآورد گردید. ذوالفقاری و ساری‌صراف *(۱۳۸۷: ۱۳۷)* نیز نشان دادند، ناهمواری‌ها و جهت‌گیری آن‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در انتقال توده‌های هوا و چگونگی توزیع مکانی بارندگی در شمال‌غرب ایران دارند.

قهرودی‌تالی *(۱۳۸۱: ۹۷)*، ثقفیان و رحیمی بندرآبادی *(۱۳۸۴: ۷۵)*، محمدی و همکاران *(۱۳۸۷: ۴)* و مظفری و همکاران *(۱۳۹۱: ۷۵)* به ارزیابی قابلیت چند روش درون‌یابی در برآورد باران در نقاط مختلف ایران پرداختند.نتایج حاکی از قابلیت بالای روش کریجینگ نسبت به سایر روش‌ها است. سیدنژاد گل ختمی و همکاران *(۱۳۹۲: ۳۰)* به برآورد مقدار بارش تاریخ (۱۳۸۸/۱/۲۲) در دشت مشهد با استفاده از نسخ مختلف روش معکوس عکس فاصله می‌پردازد. نتایج نشان داد، روش IDW دارای خطای بالایی در برآورد بارش است. حسامی *(۱۳۹۵: ۱۷)* به برآورد مقدار بارش در دشت‌مریوان با استفاده از پلی‌گون‌بندی تیسن می‌پردازد. نتایج نشان‌دهنده‌ی دامنه‌ی زیاد تغییرات بارش در منطقه با روش فوق است.

1-Ball & Luck
2-Kolti
3-Dagostino
4-Gallichand
5-Iguzquiza
6-Hilaire
7-Cheng
8-Kumari

بررسی منابع نشان می‌دهد، طیّ سالیان متمادی در منابع مختلف مقدار میانگین بارش در ایران ۲۴۰-۲۵۰ میلی‌متر بیان شده است، با توجه به اینکه ایران کشوری خشک و نیمه‌خشک است و از مهم‌ترین ویژگی آن عدم پراکنش زمانی و مکانی بارش است، تغییرات زمانی بارش پیامدهای بسیاری در مدیریت خشکسالی، کشاورزی و صنعت دارد، از طرفی طیّ یک دهه گذشته در ایران شاهد خشکسالی‌های فراگیر و روند نزولی بارش بوده‌ایم، که بیشتر سازمان‌ها، دستگاه‌های اجرایی و متولیان بخش آب، کشاورزی و منابع طبیعی اذعان می‌دارند، مقدار بارش در ایران نسبت به گذشته کاهش یافته است، لذا بر این مبنا تحقیق فوق بر آن است، تا با استفاده از تکنیک‌های متعدد میان‌یابی به پاسخ سؤالات زیر نائل آید، اولاً اینکه مقدار بارشی که به‌عنوان عدد میانگین بارش در ایران ذکر شده، چقدر صحت دارد و آیا می‌تواند گویای تغییرات مکانی و زمانی تغییرات در کل پهنه کشور با اقالیم مختلف باشد و ثانیاً اینکه، آیا واریانس بارش در کشور به لحاظ زمانی طیّ دهه‌های مختلف تغییر نموده است، یا به عبارتی آیا ناهم‌واریانسی[1] زمانی بارش طیّ چهاردهه گذشته در ایران وجود دارد. براین اساس، تحقیقی که در ایران با این اهداف به تغییرات زمانی بارش طیّ چهار دهه‌ی گذشته بپردازد، دیده نشده است.

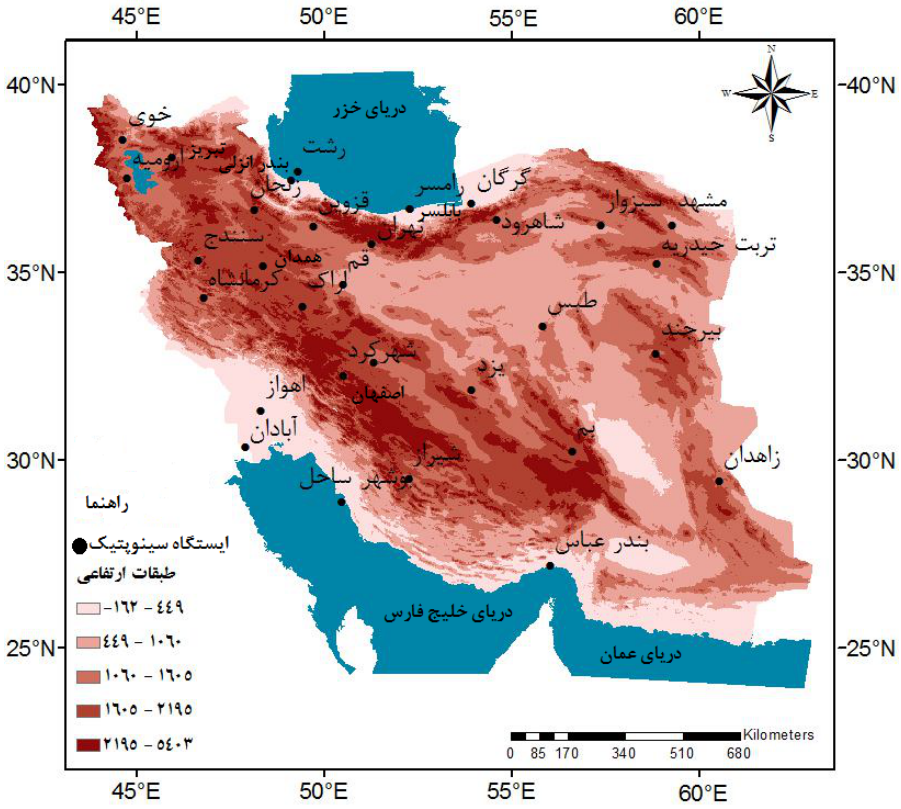
مواد و روش

منطقه‌ی مورد مطالعه

کشور ایران با وسعت ۱،۶۴۰،۱۹۵ کیلومتر مربع در نیمه‌ی جنوبی منطقه معتدل شمالی بین ´۰۳، °۲۵ و ´۴۷، °۳۹ عرض شمالی از خط استوا و ´۱۴، °۴۴ و ´۲۰، °۶۳ طول شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار دارد. سرزمین ایران بطورکلی کوهستانی و نیمه‌خشک بوده و میانگین ارتفاع آن بیش از ۱۲۰۰ متر از سطح دریاست. بیش از نیمی از مساحت کشور را کوه‌ها و ارتفاعات، یک چهارم آن را دشت‌ها و کمتر از یک چهارم دیگر آن را نیز زمین‌های زراعی تشکیل می‌دهد *(عساکره، ۱۳۸۸: ۳۴)*. از بین ایستگاه‌های سینوپتیک در کشور، ایستگاه‌هایی که دارای طولانی‌ترین دوره آماری بوده و توزیع مناسبی در کشور دارند (۱۹۵۱-۲۰۱۴)، انتخاب گردید.

شکل ۱ موقعیت ۳۳ ایستگاه سینوپتیک مورد مطالعه در سراسر کشور را نشان می‌دهد. قبل از آنالیز داده‌ها در مرحله‌ی آماده‌سازی، کفایت داده‌ها با استفاده از آزمون هارست *(Hurst,1951: 775)* و همگنی‌داده‌ها با استفاده از آزمون ران مبتنی بر مقادیر میانگین *(Helsel & Hirsch, 1992: 122; Hirsch, 1982: 25 1083)* صورت پذیرفت. شکل ۲ تغییرات بارش در ایران طیّ چهار دهه گذشته را نشان می‌دهد. بر اساس آن، حداقل بارش طیّ دهه‌ی اول مربوط به یزد در بخش ایران مرکزی با میزان ۴۲ میلی‌متر و حداکثر مربوط به بندرانزلی در شمال ایران (۲۱۰۹ میلی‌متر) است که طیّ دهه‌های بعدی نیز مقادیر حداکثر و حداقل در مناطق مرکزی و شمالی کشور در نوسان است.

1-Heteroscedasticity



شکل ۱: نقشه‌ی توزیع ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده طیّ دوره‌ی آماری مورد مطالعه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

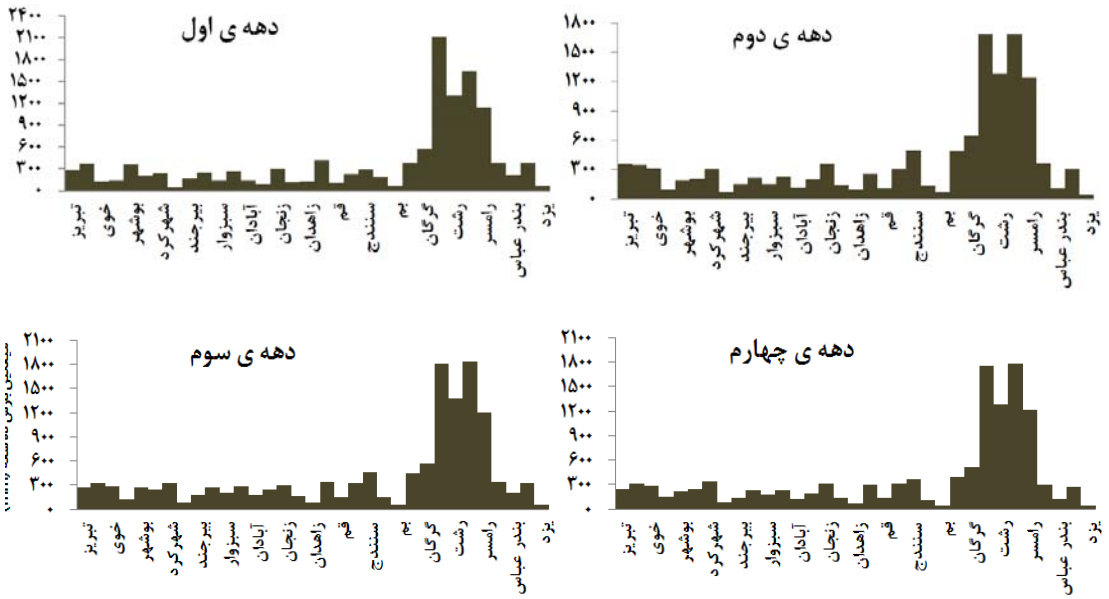
جدول ۲: نتایج حاصل از آزمون ران تست و هارست و شاپیرو- ویلک در بررسی اولیه آمار بارش

نام ایستگاه	ران- تست	هارست	شاپیرو- ویلک	نام ایستگاه	ران-تست	هارست	شاپیرو-ویلک
تبریز	-۱/۹*	۰/۷۹*	۰/۶۲*	شاهرود	۱/۰۱*	۰/۸۱*	۰/۹۵*
ارومیه	-۲/۴*	۰/۶۶*	۰/۱۵*	زاهدان	-۲/۲*	۰/۷۲*	۰/۱۷*
خوی	-۱/۰۴*	۰/۸۰*	۰/۸۱*	شیراز	-۰/۱۸*	۰/۶۵*	۰/۸۵*
اصفهان	۰/۴*	۰/۷۲*	۰/۲۳*	قم	-۰/۷۱	۰/۶۹*	۰/۷۶*
بوشهر- ساحل	-۰/۲*	۰/۶۳*	۰/۳۳*	قزوین	۰/۰۳*	۰/۶۱*	۰/۴۸*
تهران	-۰/۲*	۰/۶۶*	۰/۲۳*	سنندج	-۴/۳*	۰/۸۱*	۰/۲۸*
شهرکرد	۱/۳*	۰/۶۴*	۰/۵۴*	کرمان	-۰/۸*	۰/۶۵*	۰/۹۲*
همدان- نوژه	۰/۲*	۰/۶۰*	۰/۲۸*	بم	۰/۹۸*	۰/۶۳*	۰/۸۹*
یزد	۱/۳*	۰/۶۵*	۰/۶۵*	کرمانشاه	-۰/۹۴*	۰/۷۷*	۰/۸۳*
طبس	۰/۹*	۰/۶۴*	۰/۹۶*	گرگان	-۲/۴*	۰/۷۹*	۰/۵۰*

ادامه جدول ۲

نام ایستگاه	ران- تست	هارست	شاپیرو- ویلک	نام ایستگاه	ران-تست	هارست	شاپیرو-ویلک
بیرجند	-۱/۰۱*	۰/۶۹*	۰/۵۲*	بندرانزلی	-۱/۰۹*	۰/۶۶*	۰/۵۴*
مشهد	۰/۵*	۰/۷۳*	۰/۳*	رشت	-۰/۲*	۰/۶۳*	۰/۷۸*
سبزوار	-۱/۱*	۰/۷۳*	۰/۶*	بابلسر	-۲/۰۱*	۰/۷۸*	۰/۷۲*
تربت‌حیدریه	-۰/۹*	۰/۷۴*	۰/۱۸*	رامسر	۱/۳*	۰/۴۹*	۰/۳۵*
آبادان	-۱/۷*	۰/۷۴*	۰/۹۹*	اراک	-۰/۹۷*	۰/۷۱*	۰/۳۴*
اهواز	-۰/۰۲*	۰/۸۳*	۰/۳۱*	بندرعباس	-۱/۶*	۰/۷۴*	۰/۸۲*
زنجان	۰/۱*	۰/۵۹*	۰/۰۶*	معنی‌داری در سطح ۹۵٪			

مأخذ: مطالعات میدانی نگارنگان، ۱۳۹۵



شکل ۲: تغییرات بارش (برحسب میلی‌متر) در ایستگاه‌های مورد بررسی طیّ چهار دهه‌ی گذشته

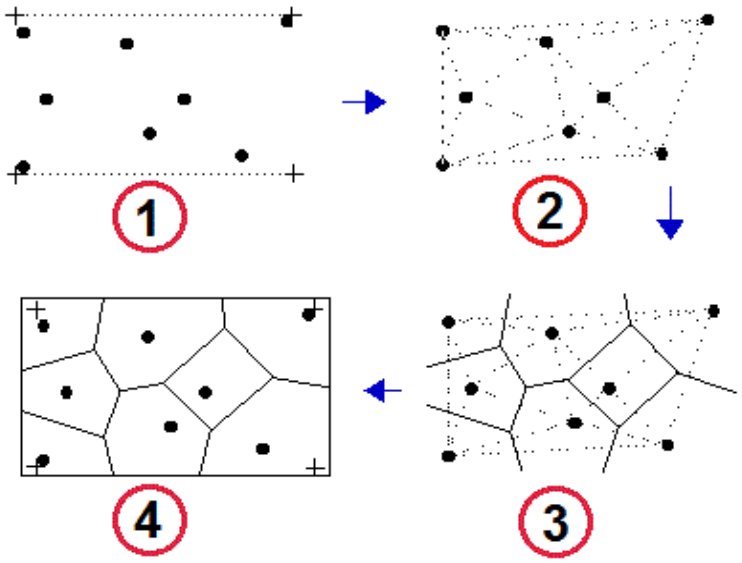
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

تعیین میانگین بارندگی در یک منطقه

در اغلب مطالعات هیدرواقلیمی آگاهی از میانگین بارندگی یک منطقه نسبتاً وسیع که میزان بارندگی مناطق مختلف آن به وسیله‌ی چند ایستگاه باران‌سنجی اندازه‌گیری شده است، ضروری می‌باشد *(Kumari et al, 2016: 2)*. بطور کلی با تعیین میانگین بارندگی بخشی از یک منطقه‌ی وسیع، امکان تعمیم آن برای سایر بخش‌های حوزه‌ی آبخیز حاصل می‌گردد. برآورد میانگین بارندگی در سطح با استفاده از روش‌های متعددی مانند محاسبه میانگین حسابی، روش پلی‌گون‌بندی تیسن و روش میان‌یابی تعیین می‌شود *(Kastelec & Košmelj, 2002: 153)*.

روش تیسن

این تکنیک از روش‌هایی است که در آن ارزش موقعیت‌های نمونه‌برداری نشده، با ارزش نزدیک‌ترین نقطه نمونه‌برداری شده برابر است. در این روش، مرزهای پلی‌گون از نقاط همسایه فاصله‌ی یکسان دارد و هر نقطه در داخل پلی‌گون به نقطه‌ی مرکزی آن پلی‌گون نسبت به هر نقطه‌ی دیگر نزدیک‌تر است *(Theissen,1911: 1085)*. پلی‌گون‌های تیسن با توجه به برداشت‌های نقطه‌ای به این ترتیب ایجاد می‌شود که نقاط نمونه‌برداری وسیله خطوط مثلثی به نزدیک‌ترین همسایه‌شان متصل می‌شوند (شکل ۳: مرحله ۱) سپس عمود منصف کشیده شده برای هر ضلع با دو عمود منصف دیگری که آن را قطع می‌کند (شکل۳: مرحله ۲)، گره پلی‌گون تیسن را می‌سازد (شکل۳: مرحله ۳)، در خاتمه، خطوط اولیه بین نقاط برداشته می‌شود و تقسیم یک ناحیه به پلی‌گون‌های تیسن به وسیله‌ی قرارگیری نقاط نمونه بطور کامل تعیین می‌گردد (شکل۳: مرحله‌ی ۴). شکل ۲ مراحل انجام پلی‌گون‌بندی تیسن را نشان می‌دهد *(Rhyns Burger, 1973: 135)*.



شکل ۳: مراحل پلی‌گون بندی به روش تیسن
اقتباس از: *Rhyns Burger , 1973: 174*

روش منحنی‌های هم‌باران

منظور از منحنی‌های همباران، مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن در زمان تداوم باران یکسان باشد. در این روش ابتدا باید ایستگاه‌های باران‌سنجی را روی یک نقشه مناسب نمایش داده، سپس خطوط همبارش را با توجه به مقدار بارندگی ایستگاه‌ها رسم کرد. آن‌گاه با استفاده از معادله‌ی زیر می‌توان میانگین بارندگی را محاسبه نمود *(Goovaters, 1997: 115)*.

$$P_{aver} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i A_i}{\sum A_i} \qquad (۱)$$

که در آن P_{Aver} میانگین بارندگی P_i بارندگی مربوط به منحنی هم‌باران، A_i مساحت محصور بین دو خط هم‌باران می‌باشد. از محاسن این روش در نظر گرفتن آثار مربوط به مراکز بارندگی با احتمال بیشتر و اثرهای پستی و بلندی منطقه است. به این ترتیب می‌توان همه‌ی‌یافته‌های مربوط به‌وضع بارندگی و وضعیت‌منطقه را در میانگین‌گیری بارندگی دخالت دارد (Goovaters, 2000: 121).

روش کریجینگ

کریجینگ یک روش تخمین است که بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار می‌باشد و بهترین تخمین‌گر خطی نااریب به شمار می‌رود (Cressie, 1993: 420).

از مهمترین ویژگی‌های کریجینگ آن است که به ازای هر تخمینی خطای مرتبط با آن را نیز محاسبه می‌کند. معادله‌ی کلی کریجینگ برای برآورد مقادیر یک متغیّر به‌صورت زیر، بیان می‌شود (Gu, 2003: 6).

$$z^* = \sum_{i=1}^{n} w_i z(x_i) \quad (۲)$$

که در آن: Z^*: میزان داده برآورد شده؛ در این رابطه λ_i مجموعه‌ای از وزن‌هاست، که به نحوی انتخاب می‌شوند تا Zx_i^* برآورد نااریب با حداقل خطا Z^* باشد (Gu, 2003: 6).

روش عکس فاصله (IDW)

فرض اساسی این روش بر آن است که با افزایش فاصله میزان تأثیر پارامترها در برآورد واحد سطح کاهش می‌یابد. در این روش به نقاط نزدیک به محل تخمین، وزن‌دهی بیشتر و به نقاط دورتر، وزن کمتر اختصاص می‌یابد. بیان آماری چنین رویکرد وزن‌دهی، عبارت است از (Lu et al, 2008: 28):

$$Z_o = \frac{\sum_{i=1}^{N} z_i d_i^{-n}}{\sum_{i=1}^{N} d_i^{-n}} \quad (۳)$$

که در آن: d_i: عبارت از فاصله بین نقطه تخمین تا هر کدام از نمونه‌های واقع در همسایگی آن؛ Z_O: مقدار تخمین متغیّر Z در نقطه i؛ Z_i: مقدار نمونه در نقطه i؛ d_i: فاصله‌ی نمونه تا نقطه‌ی مورد تخمین؛ n: ضریبی که وزن را بر اساس فاصله تعیین می‌کند (Lu et al, 2008: 28).

درون‌یابی همسایگی طبیعی[1]

همسایگی طبیعی از روش‌های وزنی در درون‌یابی است. روش وزن‌دهی نقاط اندازه‌گیری شده یا معلوم به این ترتیب است که نزدیکترین‌مجموعه نقاط معلوم نسبت به نقطه مجهول وزن‌دهی می‌شود و بر اساس حاصل‌ضرب وزن در مقدار نقطه معلوم، درون‌یابی انجام می‌شود. این درون‌یابی به درون‌یابی سیبسون یا مساحت ربایی[2] نیز معروف است. ویژگی اساسی این درون‌یابی محلی‌بودن آن و استفاده از نمونه‌های‌اطراف نقاط مجهول است. در این درون‌یابی مقدار برآورد شده برای نقطه مجهول در بازه‌ی نقاط نمونه‌گیری است و هیچ‌گاه نقاطی مانند قله یا چاله در درون‌یابی ایجاد نمی‌شود (Boissonnat & Cazals, 2001: 163).

معیار ارزیابی و انتخاب بهترین مدل

معیارهای ارزیابی استفاده شده در این مطالعه بر اساس RMSE (رابطه ۴) تعریف می‌شوند.

(۴)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left[Z(x_i) - Z^*(x_i)\right]^2}{n}}$$

که در آن: $Z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیّر x در نقطه i؛ $Z^*(x_i)$: مقدار برآوردشده متغیّر x در نقطه i؛ n: تعداد داده‌ها. RMSE: مربع میانگین ریشه خطاء برآورد (De Beurs, 1998: 110).

1-Natural Neighbor Interpolation
2-Sibson or “area-stealing"

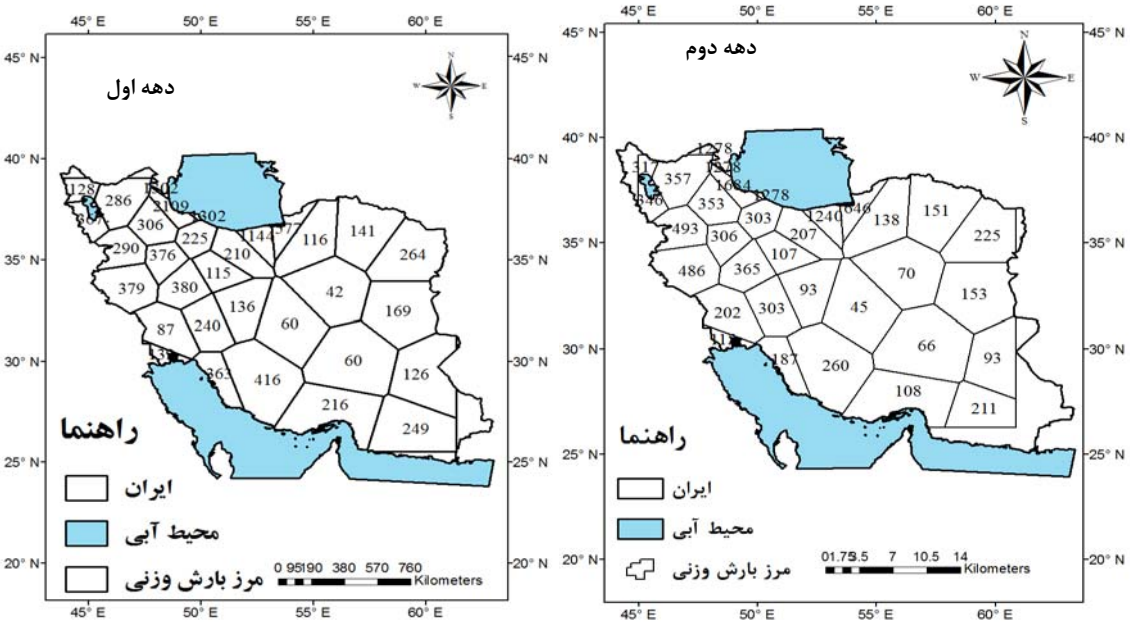
تحلیل ناهم‌واریانسی آمار بارش طیّ چهار دهه

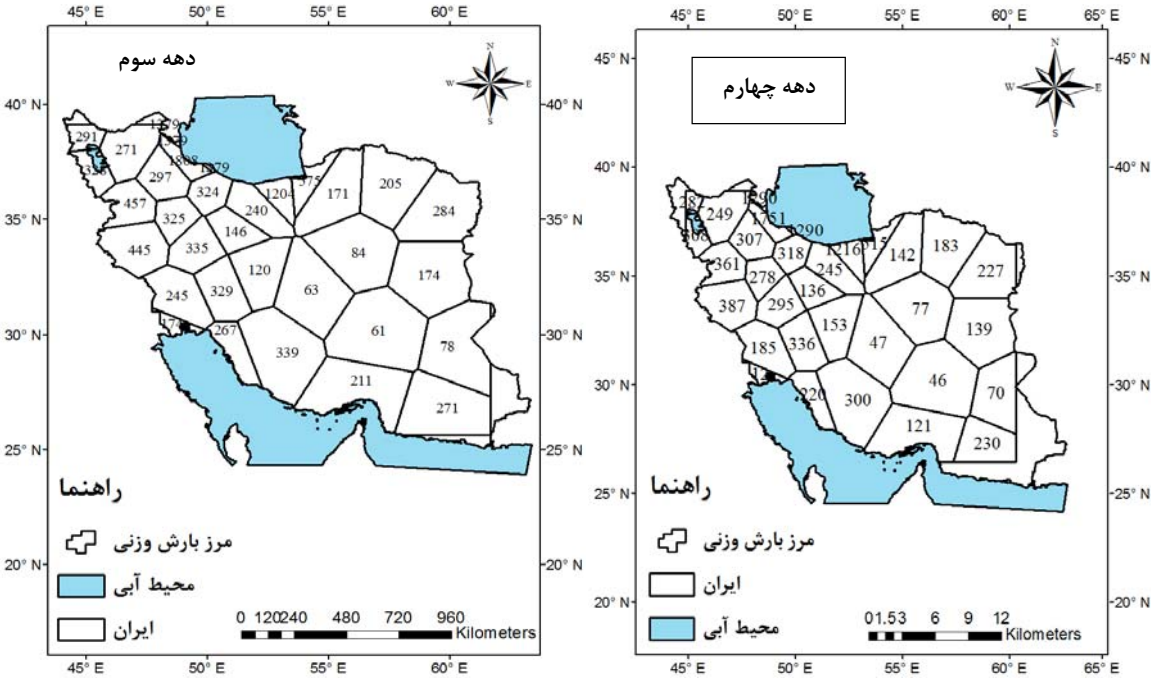
تحلیل آماره‌های توصیفی متغیّرهای بارش با استفاده از بسته نرم‌افزاری SPSS، انجام شد. نرمال بودن داده‌ها در نرم‌افزار مذکور، با استفاده از آزمون شاپیروویلک، درسطح اطمینان پنج‌درصد مورد بررسی قرار گرفت. همچنین از آزمون همگنی واریانس لِیون به منظور بررسی همگنی واریانس گروه‌های مختلف استفاده گردید *(بهمنش، ۱۳۹۲: ۲۹)*. در نهایت اختلاف مقادیر میانگین‌بارندگی در دهه‌های مختلف،با استفاده از تجزیه واریانس یک طرفه در سطح اعتماد ۹۵٪ بررسی گردید.

نتایج و بحث

نتایج پلی‌گون‌بندی تیسن

شکل ۴، نتایج پلی‌گون‌بندی تیسن طیّ دهه‌های مختلف را نشان می‌دهد. بر این اساس، میانگین بارندگی در دهه‌ی اول ۴۰۰mm (۱۹۶۱-۱۹۵۱)، دهه‌ی دوم (۱۹۷۱-۱۹۶۲) ۴۱۵mm، دهه‌ی سوم (۲۰۰۱-۱۹۷۲) ۴۶۵mm و دهه‌ی چهارم (۲۰۱۴-۲۰۰۲) ۴۰۴mm محاسبه گردید، بطوری‌که نتایج به دست آمده با استفاده از روش پلی‌گون‌بندی تیسن نشان می‌دهد که ایران در دهه‌ی سوم بیشترین میزان بارندگی و دهه‌ی اول کمترین میزان بارندگی را داشته است، همچنین شایان ذکر است که در مناطق مرکزی ایران، تعداد پلی‌گون‌های تخمین زده توسط روش فوق کمتر و مساحت بیشتر را در برمی‌گیرد. طبق نتایج به دست آمده، میانگین بارش در ایران با استفاده از این روش طیّ چهار دهه‌ی گذشته ۴۲۱ میلی‌متر و خطای محاسبه، ۱/۸ محاسبه گردید.





شکل ۴: میانگین بارندگی (برحسب میلی‌متر) با استفاده از روش پلی‌گون‌بندی تیسن در چهار دهه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

نتایج خطوط هم‌باران به روش کریجینگ

شکل ۵، خطوط هم‌باران به روش کریجینگ را به‌عنوان نمونه طیّ دهه‌های مختلف نشان می‌دهد. میانگین بارندگی در دهه‌های مختلف با استفاده از روش خطوط هم‌باران به روش کریجینگ در دهه‌ی اول (۱۹۶۱-۱۹۵۱)؛ ۲۳۷/۲۷۷ میلی‌متر، دهه‌ی دوم (۱۹۷۱-۱۹۶۲)؛ ۲۲۴/۵۴۶ میلی‌متر، دهه‌ی سوم (۲۰۰۱-۱۹۷۲)؛ ۲۴۸ /۴۵۸ میلی‌متر و در دهه‌ی چهارم (۲۰۱۴-۲۰۰۲) ۲۱۸/۲۶۲ میلی‌متر برآورد گردید. بر اساس نتایج فوق، دهه‌ی سوم بیشترین میزان بارندگی و دهه‌ی‌چهارم کمترین میزان بارندگی را دارا می‌باشد. روش فوق نیز از نظر دقت، در منطقه مرکزی ایران و بیابان‌های‌داخلی دارای تباین پایین‌تری است. طبق نتایج به دست آمده، میانگین بارش در ایران با استفاده از این روش طیّ چهار دهه‌ی مورد مطالعه ۲۳۲/۱۳۵ میلیمتر و خطای برآورد ۰/۸۷ محاسبه گردید.

نتایج خطوط هم‌باران به روش IDW

نتایج حاصل از روش IDW نشان می‌دهد، میانگین بارندگی در دهه‌ی اول ۷۱۱/۵۳۵ میلی متر، دهه‌ی دوم ۶۵۴/۹۸۷ میلی‌متر، دهه‌ی سوم ۶۹۸/۴۳۸ میلی متر و دهه‌ی چهارم ۶۷۶/۲۴۷ میلی متر محاسبه گردید. نتایج به دست آمده با استفاده از این روش نشان می‌دهد، برخلاف روش کریجینگ، دهه‌ی اول بیشترین میزان بارندگی و دهه‌ی دوم کمترین میزان بارندگی را دارا می‌باشد. طبق نتایج به دست آمده، میانگین بارش در ایران

با استفاده از این روش ۶۸۵/۳۰۱ میلی‌متر و خطای برآورد ۰/۸۱ محاسبه گردید.

نتایج خطوط هم‌باران به‌روش همسایگی طبیعی

نتایج مقادیر بارندگی در روش فوق، با اختلاف ناچیزی، شباهت بسیار به تخمین روش IDW دارد، بطوی‌که میانگین بارندگی در دهه‌ی اول ۶۹۷/۰۸۷ میلی‌متر، دهه‌ی دوم ۷۰۷/۹۵ میلی‌متر، دهه‌ی سوم ۷۴۸/۵۴۵میلی‌متر و دهه‌ی چهارم۷۰۷/۰۹۴ میلی‌متر برآورد گردید. براساس نتایج به‌دست آمده، میانگین بارش در ایران طیّ ۴۰ سال گذشته، با استفاده از این روش ۷۱۵/۱۷۰ میلی‌متر و خطای برآورد ۰/۸ محاسبه گردید.

مقایسه‌ی برآورد روش‌های میان‌یابی

نتایج مقایسه روش‌های میان‌یابی نشان می‌دهد، به ترتیب بر اساس روش‌های پلی‌گون‌بندی تیسن، کریجینگ، IDW و همسایگی طبیعی بارش میانگین طیّ چهار دهه گذشته ۴۲۱، ۲۳۱، ۷۱۵/۵ و ۷۱۵ محاسبه گردید. بر این اساس، کمترین عدد متوسط بارش در ایران بر اساس روش کریجینگ ۲۳۱ میلی‌متر و بیشترین مقدار توسط روش IDW، ۷۱۵/۵ میلی‌متر برآورد گردید. اختلاف برآورد روش‌های فوق قابل توجه است.

نتایج شائو[1] و همکاران (۲۰۰۶) زارعیان و همکاران (۱۳۹۱) نشان می‌دهد، روش بهینه و مناسب جهت برآورد و تخمین داده‌ها بسته به متغیّر می‌تواند متفاوت باشد از طرفی متغیّرهای زیادی در انتخاب بهترین و بهینه‌ترین روش تخمین مؤثر است. ناهمگن بودن پهنه ایران از نظر اقلیمی، تغییرات ارتفاعی، پراکنش ایستگاه‌ها و ناکافی بودن تعداد نمونه‌ها در تخمین روش‌ها بسیار تاثیر گذار است و بر این مبنا مقادیر اختلاف بین روش‌ها بسیار فاحش است *(زارعیان و همکاران، ۱۳۹۱: ۴۷ ،Shao et al, 2006: 210)*.

نتایج میان‌یابی روش کریجینگ، IDW و همسایگی طبیعی نشان داد، بالاترین خطای برآورد مربوط به روش کریجینگ است، این در حالی‌است که بسیاری محققان از جمله کولتی *(۱۹۸۸: ۱۰۵۹)* در اسرائیل؛ ایگوزکویزا *(۱۹۹۸: ۱۰۳۳)* در جنوب اسپانیا؛ محمدی و همکاران *(۱۳۸۷: ۴)* در استان همدان و ذوالفقاری و ساری صراف *(۱۳۸۷: ۶)* در غرب ایران، در میان‌یابی بارش‌سالانه در مقیاس منطقه‌ای،روش فوق را بهترین روش معرفی نمودند.

به عقیده‌ی مظفری و همکاران (۱۳۹۱) یکی از اصول میان‌یابی به روش کریجینگ، وجود اطلاعات نقطه‌ای پایه، تعداد کافی و مناسب و همچنین پراکنش صحیح ایستگاه‌های سنجش و اندازه‌گیری است که این امر با توجه به‌نحوه‌ی پراکنش نامناسب و ناکافی ایستگاه‌های سینوپتیک در کشور، سبب افزایش خطا و کاهش دقت میان‌یابی می‌گردد *(مظفری و همکاران، ۱۳۹۱: ۷۵)*.

نتایج روش‌های میان‌یابی در این تحقیق نشان داد، دقت برآورد بارش در بخش‌های مرکزی ایران نسبت به مناطق پرباران شمالی و غرب کشور، پایین‌تر است.

عساکره (۱۳۸۷) معتقد است، بسیاری از نواحی کشور به‌خصوص نواحی داخلی و ایران مرکزی که کانون‌های آبگیر کشور به‌شمار می‌آیند، از نظر اقلیمی دارای حداقل تباین بوده و دارای ارتفاع

1 -Shao

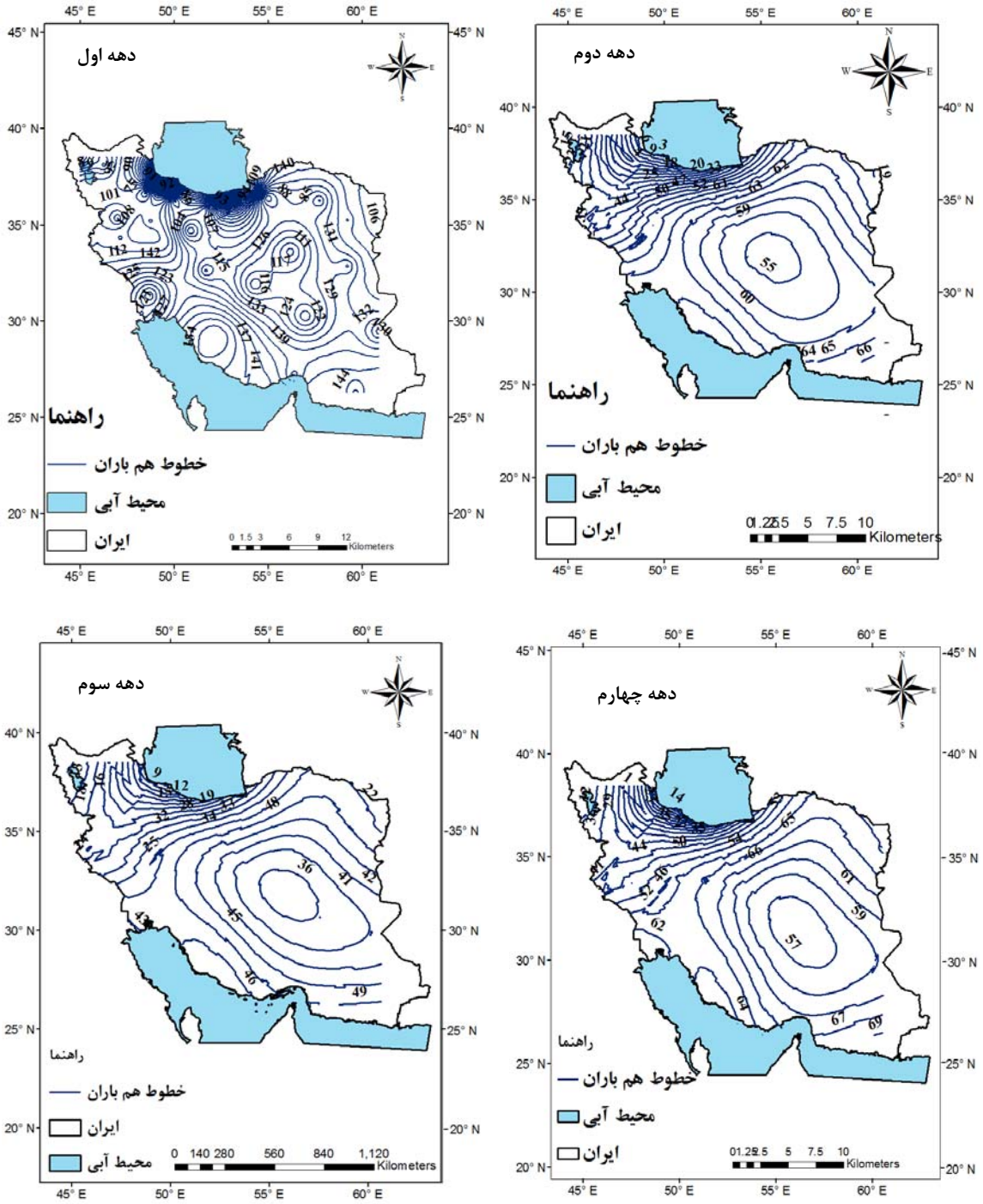
بیش از ۲۶۰۰ متر هستند، فاقد ایستگاه ثبت مقدار بارش بوده، که خود این مسأله سبب کاهش دقت برآورد در این‌مناطق می‌گردد. در مقابل نتایج در بخش‌های غربی و شمالی کشور به سبب توزیع نسبتاً مناسب ایستگاه‌ها قابل اعتمادتر هستند *(عساکره، ۱۳۸۷: ۴۱)*.

بر اساس نتایج به دست آمده، بالاترین میانگین بارش بر اساس اکثر روش‌ها (به غیر از IDW) در دهه‌ی سوم بالاترین مقدار را به خود اختصاص می‌دهد، این در حالی است که حداقل بارش در روش‌های مختلف دهه‌های‌متفاوتی را نشان می‌دهد. این نتایج نیز می‌تواند ناشی از تفاوت در برآورد روش‌ها، ماهیّت کارکردی هر یک از آنها و از همه مهم‌تر تغییرات نامنظم مقدار بارش در هر دهه باشد. این نتایج توسط محققانی چون کوماری و همکاران *(۲۰۱۶: ۹۷)* نیز تأیید گردیده است.

جدول ۳: میانگین بارندگی (برحسب میلی‌متر) و خطای محاسبه شده در چهار دهه با روش‌های مختلف

	میانگین حسابی (mm)	میانگین بارش (mm) در روش‌تیسن	RMSE در روش تیسن	میانگین بارش (mm) در روش‌کریجینگ	RMSE در روش کریجینگ	میانگین بارش (mm) در روش عکس فاصله	RMSE در روش عکس فاصله	میانگین بارش (mm) در روش‌همسایگی طبیعی	RMSE در روش همسایگی طبیعی
دهه‌ی اول	۳۹۰	۴۰۰	۱/۷۴	۲۳۷	۰/۷۳	۷۱۱	۰/۶۹	۶۹۷	۰/۸۱
دهه‌ی دوم	۳۸۶	۴۱۵	۱/۹۵	۲۲۴	۰/۹۴	۶۵۴	۰/۷۸	۷۰۸	۰/۷۹
دهه‌ی سوم	۴۰۹	۴۶۵	۱/۸	۲۴۸	۰/۹۱	۶۹۸	۰/۸۳	۷۴۸	۰/۷۹
دهه‌ی‌چهارم	۳۷۷	۴۰۴	۱/۷۵	۲۱۸	۰/۹۲	۶۷۶	۰/۹۵	۷۰۷	۰/۸۰
میانگین	۳۹۰/۵	۴۲۱	۱/۸	۲۳۲	۰/۸۷	۷۱۵/۵	۰/۸۱	۷۱۵	۰/۸

مأخذ: مطالعات میدانی نگارنگان، ۱۳۹۵



شکل۵: میانگین بارندگی با روش خطوط هم‌باران (برحسب میلی‌متر) در چهار دهه با استفاده از روش میان‌یابی کریجینگ

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

تحلیل ناهم واریانسی (تحلیل واریانس) زمانی بارش در دهه‌های مختلف

جدول ۴ نتایج حاصل از تحلیل ناهم‌واریانسی بارش طیّ دهه‌های مختلف در ایستگاه‌های منتخب سینوپتیک در ایران را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج، هرگاه مقدار پی ولیو کمتر از ۰/۰۵ باشد، در سطح اعتماد ۹۵٪ واریانس‌ها بین دهه‌های مختلف متفاوتند. در این پژوهش مقادیر به دست آمده توسط آزمون لون بیشتر از ۰/۰۵ بوده بنابراین واریانس‌ها همگن بوده و میانگین بارندگی‌ها در دهه‌های مختلف تفاوت معناداری ندارند.

جدول۴: نتایج حاصل از ناهم‌واریانسی بارش در چهاردهه از طریق آزمون لیون

		دهه‌ی اول	دهه‌ی دوم	دهه‌ی سوم	دهه‌ی چهارم
دهه‌ی اول	Leven Test	_	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
	P-value	_	۰/۸۳۸	۰/۹۳۷	۰/۸۷۷
دهه‌ی دوم	Leven Test	۰/۰۰	_	۰/۸۹۷	۰/۰۰
	P-value	۰/۸۳۸	_	۰/۰۰	۰/۹۳۹
دهه‌ی سوم	Leven Test	۰/۰۰	۰/۸۹۷	_	۰/۰۰
	P-value	۰/۹۳۷	۰/۰۰	_	۰/۸۹۳
دهه‌ی چهارم	Leven Test	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	_
	P-value	۰/۸۹۸	۰/۹۳۹	۰/۹۵۹	_

مأخذ: مطالعات میدانی نگارنگان، ۱۳۹۵

نتیجه

پژوهش فوق با هدف بررسی میزان میانگین بارش و تغییرات آن در ایران طیّ چهار دهه گذشته با کمک ۳۳ ایستگاه سینوپتیک صورت پذیرفت. با این هدف، میانگین مقادیر بارش طیّ چهار دهه با استفاده از تکنیک‌های مختلف میان‌یابی محاسبه و آزمون ناهمسانی واریانس‌ها طیّ دوره‌های مورد مطالعه مورد آزمون قرار گرفت.

- بر اساس نتایج به دست آمده، کمترین و بیشترین مقدار عددی متوسط بارش در ایران بر اساس روش کریجینگ و IDW به ترتیب ۲۳۱ و ۷۱۵/۵ میلی‌متر برآورد گردید. اختلاف برآورد روش‌های فوق قابل توجه است. بر این اساس، روش بهینه جهت برآورد و تخمین داده‌ها بسته به نوع متغیّر مورد استفاده می‌تواند متفاوت باشد و از طرفی ناهمگن بودن پهنه نیز در تخمین روش‌ها بسیار تأثیرگذار است.
- بر اساس نتایج به دست آمده، دقت برآورد بارش با استفاده از روش‌های میان‌یابی در بخش‌های مرکزی نسبت به مناطق پرباران شمالی و غرب ایران، پایین‌تر است، که عدم توزیع مناسب ایستگاهی در مناطق مرکزی سبب کاهش دقت برآورد گردیده است.
- نتایج آزمون ناهمگونی واریانس‌بارش یا ناهم‌واریانسی در دهه‌های مختلف طیّ دوره‌ی آماری مورد مطالعه

نشان داد، میزان بارش در دوره‌های مختلف فاقد تفاوت معنی‌داری است، و تغییرات آنها در دهه‌های مختلف مشابهت بالایی دارد.

- با توجه به نتایج به دست آمده میانگین بارندگی با استفاده از روش‌های مختلف در طیّ دهه‌های مورد مطالعه، مقادیر متفاوتی را ارائه می‌دهد، لذا استفاده از روش‌های مختلف در برآورد بارش در یک کشور بستگی به هدف و صحت روش دارد. بدیهی است تکمیل شبکه‌ی‌باران‌سنجی و افزایش دقت پیش‌بینی مقادیر میانگین بارش سالانه، سبب افزایش دقت نقشه‌های پیش‌بینی و تحلیل آن و بهبود گزینه‌های مدیریتی می‌شود. همچنین به‌نظر می‌رسد، ارائه‌ی عدد متوسط بارش در بعد مرز سیاسی برآورد نادرستی است. از آنجاکه کشور ایران دارای اقلیم‌های متعدد و تغییرات بسیار زیاد مکانی و زمانی بارش است، لذا مدیریت آب در مقیاس حوزه‌ی آبخیز معنا می‌یابد، لذا پیشنهاد می‌گردد مقدار بارش متوسط در ایران به ازای هر حوزه‌ی آبخیز محاسبه و ارائه گردد و در بحث مدیریت‌منابع آب و تحلیل بارش، مدیریت به‌صورت مرز حوزه‌ی آبخیز صورت پذیرد.

منابع

- بهمنش، جواد؛ مهدی حسامی افشار (۱۳۹۲). تخمین ضرایب چولگی توزینی جهت برآورد سیلاب طرح (مطالعه موردی: استان آذربایجان غربی)، مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). شماره ۳. صفحات ۵۸۹-۵۷۸.
- ثقفیان، بهرام؛ هما رزمخواه؛ باقر قرمزچشمه (۱۳۹۰). بررسی تغییرات منطقه‌ای بارش‌سالانه با کاربرد روش‌های زمین‌آمار (مطالعه‌ی موردی:استان فارس)، مجله مهندسی منابع آب. شماره ۴. صفحات ۳۸-۲۹.
- ثقفیان،بهرام؛ سیما رحیمی بندرآبادی (۱۳۸۴). مقایسه‌ی روش‌های درون‌یابی برای برآورد توزیع مکانی مقدار بارندگی سالانه، مجله تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۱. صفحات ۸۴-۷۴.
- حسامی، علی (۱۳۹۵). مطالعه‌ی تغییرات بارندگی و حجم آب‌های زیرزمینی در دشت مریوان با استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، مجله محیط زیست و مهندسی آب. جلد ۲. شماره ۱. صفحات ۲۴-۱۳.
- حسنی‌پاک،علی‌اصغر(۱۳۸۶).زمین‌آمار(ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ دوم. تهران.
- ذوالفقاری، حسن؛ بهروز ساری‌صراف (۱۳۷۸). بررسی بارش‌های شمال غرب ایران با تأکید بر تحلیل خوشه‌ای، مجله آب‌و توسعه. شماره دوم وسوم. صفحات ۱۴۲-۱۳۴.
- رضیئی، طیب؛ قاسم عزیزی (۱۳۸۶). منطقه‌بندی رژیم بارشی غرب ایران با استفاده از روش‌های‌تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی، مجله تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۲. (پیاپی ۸). صفحات ۶۲.
- زارعیان، فاطمه؛ جلال محمودی؛ محمدرضا جوادی (۱۳۹۱). مقایسه‌ی سه روش درون‌یابی برای پیش‌بینی مکانی شوری خاک در دره ویسه، اکوسیستم‌های طبیعی ایران. شماره ۲. صفحات ۴۹-۳۹.
- سیدنژاد گل‌ختمی، نفیسه؛ حسین ثنایی‌نژاد؛ بیژن قهرمان؛ حجت رضایی‌پژند (۱۳۹۲). درون‌یابی بارش روزانه حوضه‌ی آبریز دشت مشهد، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. شماره ۱۵و ۱۶. صفحات ۳۰-۱۷.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷). کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش (مطالعه‌ی موردی: میان‌یابی بارش (۱۳۷۶/۱۲/۲۶)، مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۱۲. صفحات ۴۲-۲۵.
- غیور، حسنعلی؛ ابوالفضل مسعودیان (۱۳۷۵). بررسی نظام تغییرات مجموع بارش سالانه در ایران زمین، مجله نیوار. شماره‌ی ۲۹. صفحات ۴۵-۳۴.

- قهرودی تالی، منیژه (۱۳۸۱). ارزیابی درون‌یابی به روش کریجینگ، مجله پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۴۳. صفحات ۱۰۸-۹۵.
- کمالی، غلامعلی (۱۳۷۵). تغییرات شدید بارندگی در نقاط مختلف کشور در ده سال اخیر، اولین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم ایران. تهران. صفحه ۴۳.
- محمدی، گلمر؛ صفر معروفی؛ کوروش محمدی (۱۳۸۷). تعیین بهترین روش زمین آمار برای تخمین توزیع بارندگی در استان همدان با استفاده از GIS، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب.
- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ هوشمند عطایی (۱۳۸۴). شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. شماره۱. صفحات ۱۲-۱.
- مظفری، غلامعلی؛ حسن میرموسوی؛ یونس خسروی (۱۳۹۱). ارزیابی روش های زمین آمار و رگرسیون خطی در تعیین توزیع مکانی بارش مورد: استان بوشهر، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۷. صفحات ۷۶-۶۳.
- مهرشاهی، داریوش؛ یونس خسروی (۱۳۸۹). ارزیابی روش‌های میان‌یابی کریجینگ و رگرسیون خطی بر پایه‌ی مدل ارتفاعی رقومی جهت تعیین توزیع مکانی بارش سالانه (مطالعه‌ی موردی: استان اصفهان)، نشریه مدرس علوم‌انسانی- برنامه‌ریزی و آمایش سرزمین. شماره ۴. صفحات ۲۴۹-۲۳۳.
- میرموسوی،حسن؛ مینا میریان (۱۳۹۰). کاربرد روش‌های زمین آمار در مطالعات توزیع مکانی بارش (مطالعه‌ی موردی: استان کرمان)، جغرافیا و برنامه‌ریزی (دانشگاه تبریز). شماره ۳۸. صفحات ۱۷۸-۱۵۳.
- Ball, J. E., & Luk, K. C (1998). Modeling spatial variability of rainfall over a catchment.Journal of HydrologicEngineering, 3(2), 122-130.
- Boissonnat, J. D., & Cazals, F (2001). Natural neighbor coordinates of points on a surface. Computational Geometry, 19 (2), 155-173.
- Cheng, K., Sh. Lin, and J. J. Liou (2008). Rain-gauge network evaluation & augmentation using geostatistics. Hydrol.Proc. 22: 2554-2564.
- Cressie, N.O.A (1993). Statistics for spatial data. Second revised edition.NewYork:John Wiley and Sons.
- D'Agostino, V., Greene, E. A., Passarella, G., & Vurro, M. (1998). Spatial and temporal study of nitrate concentration in groundwater by means of coregionalization. Environmental geology, 36(3-4), 285-295.
- Daly, C., Neilson, R. P., & Phillips, D. L. (1994). A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. Journal of applied meteorology, 33 (2), 140-158.
- De Beurs, K (1998). Evaluation of spatial interpolation techniques for climate variables: Case study of Jalisco, Mexico. MSc thesis, Department of Statistics and Department of Soil Science and Geology, Wageningen Agricultural University, the Netherlands.
- Domroes, M., Kaviani, M., & Schaefer, D. (1998). An analysis of regional and intra-annual precipitation variability over Iran using multivariate statistical methods. Theoretical and Applied Climatology, 61(3-4), 151-159.
- Domroes, M., Kaviani, M., & Schaefer, D. (1998). An analysis of regional and intra-annual precipitation variability over Iran using multivariate statistical methods. Theoretical and Applied Climatology, 61(3-4), 151-159.
- Gallichand, J., Buckland, G. D., Marcotte, D., & Hendry, M. J (1992). Spatial interpolation of soil salinity and sodicity for a saline soil in southern Alberta. Canadian Journal of Soil Science, 72(4), 503-516.
- Goovaerts, P (1997). Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press on Demand.

- Kumari, M., Basistha, A., Bakimchandra, O., & Singh, C. K (2016). Comparison of Spatial Interpolation Methods for Mapping Rainfall in Indian Himalayas of Uttarakhand Region. Geostatistical and Geospatial Approaches for the Characterization of Natural Resources in the Environment 159-168.
- Kumari, M., Singh, C. K., Bakimchandra, O., & Basistha, A (2016). DEM-based delineation for improving geostatistical interpolation of rainfall in mountainous region of Central Himalayas, India. Theoretical and Applied Climatology,1-8.
- Lu, G. Y., & Wong, D. W. (2008). An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. Computers & Geosciences, 34 (9), 1044-1055.
- Rhyns Burger, D (1973). Analytic delineation of Thiessen polygons. Geographical Analysis, 5(2), 133-144.
- St-Hilaire, A., Ouarda, T. B., Lachance, M., Bobée, B., Gaudet, J., & Gignac, C (2003). Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study.Hydrological processes, 17(18), 3561-3580.
- Thiessen, A. H. (1911). Precipitation averages for large areas. Monthly weather review, 39(7), 1082-1089.
- Goovaerts, P (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of hydrology, 228(1), 113-129.
- GU, L (2003). Moving kriging interpolation and element-free Galerkin method. International journal for numerical methods in engineering, 56(1), 1-11.
- Helsel, D. R., & Hirsch, R. M. (1992). Statistical methods in water resources (Vol. 49). Elsevier.
- Hirsch, R. M (1982). A comparison of four streamflow record extension techniques. Water Resources Research, 18(4), 1081-1088.
- Hurst, H. E (1951). Long-term storage capacity of reservoirs. Trans. American Society Civil Engineering., 116, 770-808.
- Iguzquiza,E.P (1998).Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall means using data on precipitation and topography. Inter. J. Climate. 8(9): 1031-1047.
- Kastelec, D. and K. Kosmelj (2002). Spatial interpolation of mean yearly precipitation using universal kriging. Developments in statistics, 17,149-162.
- Kotil, A (1988). Fluctuation in rainfall distribution. Journal of climatology, Volume 16, PP:1057-1076.