



بررسی روند تغییرات زمانی - مکانی دما و بارش در حوضه آبریز طشک-بختگان

سمیه ایمانی امیرآباد^{۱،۲*}، اشکان فرخ‌نیا^۳، سعید مرید^۴، رضا روزبهانی^۵

^۱ کارشناس پژوهشی، پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، تهران، ایران.
^۲ دانشجوی دکتری، گروه مهندسی محیط‌زیست-منابع آب، دانشکده محیط‌زیست، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
^۳ مدیر گروه، پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، تهران، ایران.
^۴ استاد، گروه مهندسی منابع آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
^۵ مدیر پژوهشکده، پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب، موسسه تحقیقات آب، وزارت نیرو، تهران، ایران.

تاریخچه داوری:

دریافت: ۱۳۹۸-۰۲-۱۰
بازنگری: ۱۳۹۸-۰۶-۱۰
پذیرش: ۱۳۹۸-۰۶-۲۳
ارائه آنلاین: ۱۳۹۸-۰۸-۰۱

کلمات کلیدی:

روند زمانی و مکانی
بارش
دما
حوضه آبریز طشک-بختگان
درونمایی

خلاصه: یکی از چالش‌های جدی در عصر حاضر تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب در دسترس است. در این راستا بررسی تغییرات زمانی و مکانی بارندگی و دما، به‌عنوان پارامترهای تأثیرگذار بر وضعیت منابع آب، می‌تواند در ارزیابی شرایط هیدروکلیماتولوژی حوضه و اتخاذ سیاست‌های مدیریتی مناسب باشد. در این تحقیق ابتدا روند زمانی بارش و دما سالانه حوضه آبریز طشک-بختگان در یک دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۱) با استفاده از روش‌های آماری غیرپارامتریک من-کندال، اسپیرمن، شیب سن و پتی بررسی شد. سپس برای درک تفاوت مکانی این پارامترها در سطح حوضه از تکنیک‌های درونمایی عکس فاصله (IDW)، چندجمله‌ای محلی (LPI)، چندجمله‌ای جهانی (GPI) و روش تابع و روش تابع شعاعی (RBF) مختلف استفاده شد. نتایج نشان داد بارندگی طی دوره ۱۹۸۱-۲۰۱۰ به میزان ۱۴/۳ درصد کاهش و دما به میزان ۳/۵ درصد افزایش داشته است که روند تغییرات برای بارش و دما به ترتیب در سال ۲۰۰۴ و ۱۹۸۵ اتفاق افتاده است. اما روند کاهش بارندگی در منطقه برخلاف افزایش دما معنی‌دار نیست. با این وجود، استفاده از روش کریجینگ برای بررسی تغییرات مکانی بارندگی و روش تابع شعاعی برای بررسی تغییرات مکانی دما در حوضه مورد مطالعه بدلیل کمترین خطای گزارش شده پیشنهاد می‌گردد. مقایسه تکنیک‌های درونمایی نیز نشان داد روش کریجینگ معمولی و توابع پایه شعاعی با حداقل خطا، بهترین روش برای تجزیه و تحلیل مکانی بارش و دما هستند.

۱- مقدمه

گرمایش جهانی و تغییر اقلیم باعث تغییرات قابل توجهی در متغیرهای محیطی و منابع آب در دسترس شده است که این تغییرات می‌تواند تهدید جدی برای زندگی مردم، کشاورزی، محیط‌زیست، اقتصاد و صنعت باشد. در این بین تغییرات الگوهای بارش و دما به‌طور مستقیم بر مدیریت منابع آب، کشاورزی، هیدرولوژی و اکوسیستم تأثیر خواهند گذاشت [۱]. بدین منظور بررسی الگوهای مکانی و زمانی بارش و دما و تغییرات آن‌ها، جهت درک سیستم، مدیریت مناسب منابع آب حوضه و پیش‌بینی خطرات ناشی از آن امری

ضروری بنظر می‌رسد [۲ و ۳].

با بررسی داده‌های تاریخی اقلیمی، استخراج الگوی تغییرات احتمالی اقلیم در آینده و بررسی اثرات آن بر منابع آب، می‌توان برنامه‌های سازگاری با تغییرات اقلیم را جهت کاهش خسارات احتمالی آن تدوین نمود [۴]. این موضوع در مناطق خشک و نیمه‌خشک همانند ایران که آب در دسترس وابستگی شدیدی به تغییرات بارش و دمای هوا دارد، ضروری بنظر می‌رسد [۵]. برای مدیریت بهتر منابع آب و اقتصاد در این مناطق، تحلیل روندها و تغییرات ناگهانی اقلیمی از اهمیت بسیاری برخوردار است. چرا که با تحلیل روند در سری‌های زمانی پارامترهای اقلیمی (بعنوان مثال بارش و دما) می‌توان تغییرات

* نویسنده عهده‌دار مکاتبات: s.imani@ut.ac.ir



اقلیمی را ردیابی و درک کرد [۶].

از نظر کلی، روند به معنی مؤلفه بسامد کوتاه یک سری زمانی و به بیان ساده‌تر، تغییرات میانگین آماری آن در طول زمان است [۷]. جهت تشخیص روند در سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی و هیدرولوژیکی از روش‌های آماری مختلفی استفاده می‌شود که متداول‌ترین آن‌ها در مرجع [۸] آمده است. این آزمون‌ها به دو دسته پارامتریک و غیرپارامتریک قابل تفکیک هستند. آزمون‌های پارامتری نسبت به آزمون‌های غیرپارامتری توان بیشتری در تشخیص روند دارا هستند و هنگام استفاده از آن‌ها بایستی داده‌ها تصادفی (مستقل) و دارای توزیع نرمال باشند. از طرف دیگر آزمون‌های غیرپارامتری در صورت تصادفی بودن داده‌ها قابل استفاده بوده و به نرمال بودن داده‌ها نیز حساس نیستند [۹]. آزمون‌های من-کندال^۱ و اسپیرمن^۲ نمونه‌هایی از آزمون‌های غیر پارامتریک هستند که در مطالعات مختلف به کرات مورد استفاده قرار گرفته‌اند [۱۰-۱۳]. با توجه به اینکه در این روش‌ها کمی‌سازی تغییرات مشخص نمی‌شود؛ در مطالعات مختلف از روش غیرپارامتری شیب سن^۳ استفاده می‌شود [۱۴-۱۶]. همچنین جهت تعیین زمان وقوع تغییرات در سری زمانی متغیرهای هیدروکلیماتولوژی، می‌توان به آزمون‌های غیرپارامتری تغییر نقطه میانه اشاره کرد که یکی از مهم‌ترین آن‌ها آزمون پتی^۴ می‌باشد [۱۷] و [۱۸]. این روش در شناسایی سال وقوع معنی‌دار تغییرات اقلیمی و استفاده از اطلاعات موجود از بعد این نقطه تاکنون جهت استفاده در مطالعات آماری و برنامه‌ریزی بلند مدت منابع آب بسیار مفید است. شایان ذکر است برای تأیید روند در یک سری زمانی، حداقل دو روش باید وجود روند در سری زمانی را تأیید کنند [۱۹]. در این راستا در دهه‌های گذشته متغیرهای هیدرولوژیکی و اقلیمی متفاوتی بسته به هدف مطالعات جهت بررسی روند زمانی مورد استفاده قرار گرفته است که شامل متغیرهای اقلیمی دما و بارش [۲۰ و ۲۱]، آب در دسترس جریان رودخانه‌ها [۲۲-۲۳] و یا تخلیه آب‌های زیرزمینی [۲۴] است.

از سوی دیگر، متغیرهای بارش و دما در ایران عمدتاً در همه نقاط قابل اندازه‌گیری نبوده و داده‌های مشاهداتی مربوطه، به شکل نقطه‌ای و عمدتاً در فواصل نامنظم در دسترس است. لذا جهت ارزیابی دقیق

1 Mann-Kendall (M-K)
2 Spearman (SR)
3 Sen's Slope (SS)
4 Pettit Test (PT)

تغییرات در پارامترهای اقلیمی، استفاده از روش‌های درونیابی مناسب جهت مکانی کردن اطلاعات آن‌ها ضروری است. بدین منظور هدف اصلی این پژوهش شناسایی روند مکانی و زمانی بارش و دما، بعنوان مهمترین و مورد بحث‌ترین پارامترهای تحت تاثیر تغییرات اقلیمی است. شایان ذکر است، در اکثر مطالعات عمدتاً یک یا دو پارامتر در شناسایی روند زمانی یا مکانی استفاده شده است که در این مطالعه سعی شده است با استفاده از ۴ شاخص آماری، روند زمانی و درصد تغییرات این پارامترها در ایستگاه‌ها و بصورت مکانی در سطح حوضه آبریز طشک-بختگان بررسی شود. دلیل انتخاب این حوضه نیز، نقش قابل توجه تغییرات اقلیمی در وضعیت منابع آبی و خشک شدن دریاچه بختگان است.

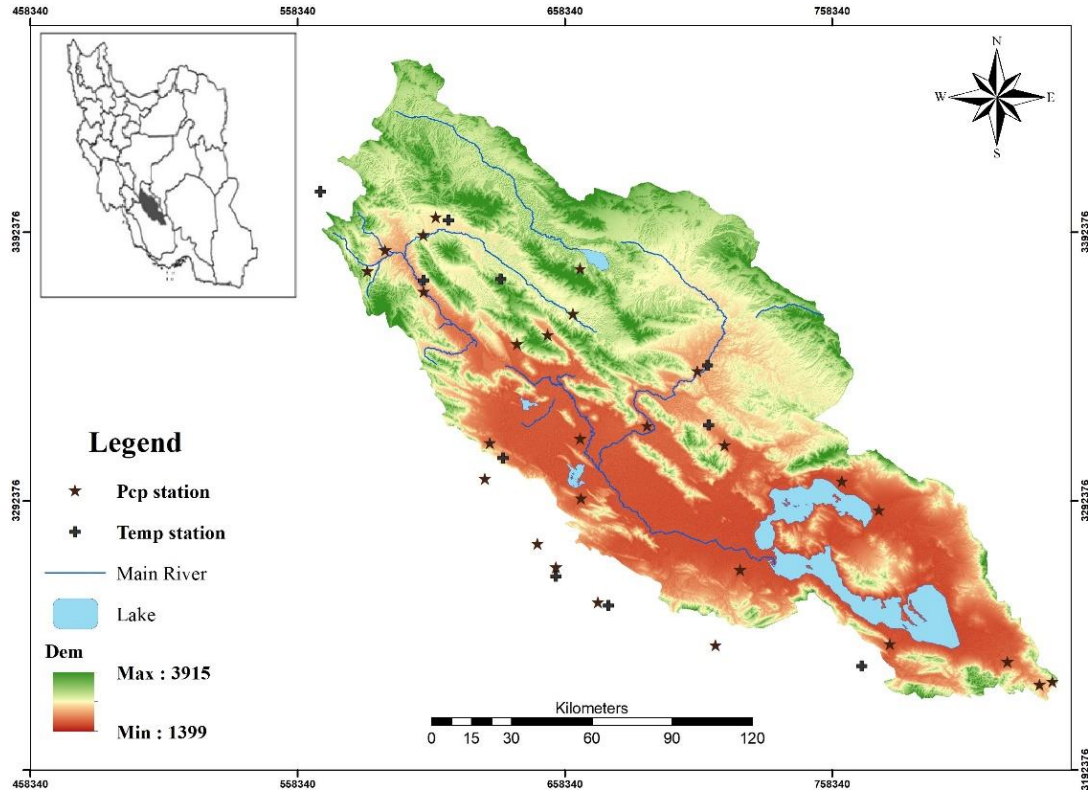
۲- مبانی و روش‌ها

۲-۱- محدوده مطالعاتی و داده‌های مورد استفاده

حوضه آبریز دریاچه‌های طشک و بختگان با وسعت ۲۷۲۱۵/۶ کیلومترمربع، بخش‌هایی از مناطق شمال، مرکز و جنوب شرقی استان فارس به همراه مناطق جزئی از استان کهگیلویه و بویراحمد را شامل می‌شود. حوضه این دریاچه‌ها در مختصات جغرافیایی ۵۱ درجه و ۴۲ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۳۳ دقیقه طول شرقی و ۲۹ درجه و ۲ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی واقع شده است. رقوم ارتفاعی حوضه بین ۱۳۹۹ تا ۳۹۱۵ متر از سطح دریا می‌باشد که بلندترین نقطه آن در غرب حوضه و کمترین ارتفاع در حاشیه دریاچه طشک-بختگان می‌باشد (شکل ۱).

حوضه آبریز طشک-بختگان شامل دریاچه‌های کافت، طشک و بختگان و رودخانه‌های دائمی کر و سیوند می‌باشد. سد درودزن به‌عنوان یکی از قدیمی‌ترین سدهای منطقه و سدهای ملامصدرا و سیوند در دهه‌های اخیر به‌منظور کنترل سیلاب‌ها، تأمین آب برای نیازهای شرب، کشاورزی، صنعت و تولید برق در این حوضه به بهره‌برداری رسیده‌اند.

رژیم جریان رودخانه کر برفی- بارانی بوده و بخش عمده آب آن به مصرف آبیاری می‌رسد. بطوریکه بخش پایاب آن در فصل تابستان فاقد جریان آب می‌باشد. رودخانه سیوند نیز پس از جریان از دشت‌های قادرآباد و سعادت‌آباد در محلی به نام پل‌خان به رودخانه کر می‌پیوندد. در گذشته رودخانه در این محل دارای آب دائم بوده



شکل ۱: حوضه آبریز دریاچه‌های طشک-بختگان و موقعیت ایستگاه‌های منتخب
 Fig. 1. Tashk-Bakhtegan basin with selected stations

۲-۲- آزمون‌های آماری

- آزمون من-کندال (MK)

یکی از متداول‌ترین آزمون‌های آماری تشخیص روند در سری‌های زمانی است که کاربرد آن توسط سازمان جهانی هواشناسی توصیه شده است [۲۵]. در این آزمون فرض صفر (H_0) و فرض مقابل (H_1) به ترتیب معادل عدم وجود روند و وجود روند در سری زمانی داده‌های مشاهده‌ای است. روابط مربوطه جهت تعیین مقادیر آماره من-کندال به صورت زیر است:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (1)$$

در این رابطه n تعداد داده‌های موجود در سری X_i و X_j به ترتیب داده‌های j ام و k ام در سری هستند. تابع علامت برابر رابطه زیر می‌باشد:

$$\text{sgn}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1 & f(X_j - X_i) > 0 \\ 0 & f(X_j - X_i) = 0 \\ -1 & f(X_j - X_i) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

است که آبدهی آن در تابستان در اثر آبیاری به اراضی مجاور رودخانه به شدت کاهش می‌یابد. اما با بروز خشکسالی‌های چند سال اخیر و احداث سد ملاصدرا در ۱۴ کیلومتری سعادت‌شهر جریان رودخانه در این محل به صورت فصلی تغییر یافته است. رژیم جریان آب رودخانه در بخش بالادست دریاچه کافت برفی بارانی ولی در بخش پایینی حوضه دارای رژیم بارانی است.

در این تحقیق پس از بررسی همگنی و صحت‌سنجی داده‌ها، ۳۰ ایستگاه باران‌سنجی و ۱۰ ایستگاه دماسنجی با دوره آماری ۳۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۱) که علاوه بر کفایت طول دوره آماری، از توزیع مکانی مناسبی نیز در سطح حوضه برخوردار بودند، انتخاب گردید. در شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های مذکور نشان داده شده است. در این مرحله جهت اطمینان از صحت و دقت اطلاعات جمع‌آوری شده، ابتدا بررسی‌های عینی، آزمون‌های آماری و مقایسه ارقام ایستگاه‌های مجاور با یکدیگر صورت پذیرفت و اعداد و ارقام مشکوک و غیر قابل‌قبول حذف گردید. شایان ذکر است داده‌ها در این بازه کامل نبوده و تکمیل و سپس تصحیح داده‌ها صورت پذیرفته است.

وبتنی می‌باشد که برای تشخیص تغییرات آماری در سری‌های زمانی، در شرایط مشخص نبودن زمان وقوع تغییر قابل استفاده است. در این آزمون فرض صفر به معنای عدم تغییر متغیر مکان مربوط به توزیع آماری (متوسط، میانه و ...) در سری زمانی مورد بررسی در طول زمان می‌باشد که برای قبول و رد آن بایستی آماره آزمون پتی تعیین و مورد بررسی قرار گیرد. برای محاسبه آماره این آزمون، ابتدا سری زمانی پارامتر Ut با استفاده از رابطه زیر تعیین می‌گردد:

$$U_T = \sum_{i=1}^l \sum_{j=i+1}^T \text{sgn}(x_i - x_j) \dots \text{for } X : x_1, x_2, x_3, \dots, x_T \quad (7)$$

که در آن تابع sgn طبق رابطه (۲) محاسبه می‌شود. آماره این آزمون نیز برابر است با:

$$K_T = \max \left| \frac{U_T}{T \cdot t - t^2} \right| \quad (8)$$

- آزمون (SS)

در این روش تغییرات در مقادیر سری زمانی بر اساس محاسبه شیب تغییرات بین کلیه جفت داده‌های مشاهداتی (به ازای n داده تعداد کل شیب‌ها برابر با $(n \times (n-1)/2)$ می‌باشد محاسبه شده و میانه آن‌ها به‌عنوان مقدار متوسط شیب سری زمانی مورد بررسی در نظر گرفته می‌شود. مقدار مثبت شیب میانه حاکی از صعودی بودن روند و مقدار منفی آن دال بر نزولی بودن آن است.

۳-۲- روش‌های درونیایی

روش‌های درونیایی به دو شیوه قطعی و زمین‌آمار انجام می‌شوند. در روش‌های قطعی، درونیایی با استفاده از توابع ریاضی انجام می‌شود. برخی از این روش‌ها شامل درونیایی عکس فاصله (IDW^1)، چندجمله‌ای محلی (LPI^1)، چندجمله‌ای جهانی (GPI^1) و روش تابع و روش تابع شعاعی (RBF^1) می‌باشند.

در روش زمین‌آمار درونیایی بر مبنای موقعیت مکانی پایه‌گذاری شده و به توابع ریاضی و آمار متکی است. بدین لحاظ می‌توان موقعیت مکانی و مقدار کمیت نمونه‌ها را مورد تحلیل قرارداد. در این روش از مدل واریوگرام (تغییرنما) برای توصیف پیوستگی فضایی داده‌های ورودی و تخمین مقدار مکان‌های اندازه‌گیری نشده استفاده می‌شود [۲۶]. به بیانی دیگر برای مدل نمودن همبستگی مکانی متغیرهای مورد بررسی از واریوگرام استفاده می‌شود. روش‌های مختلف زمین‌آمار

سپس آماره آزمون با استفاده از رابطه (۳) محاسبه می‌گردد:

$$Z_M = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} & f & S > 0 \\ 0 & f & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} & f & S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

که در این رابطه $VAR(S)$ مطابق رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$VAR(S) = \frac{1}{18} \left[\frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{n} \right] \quad (4)$$

که در آن q معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد و t نیز بیانگر تعداد داده‌ها بارزش یکسان است. آماره آزمون M-K تقریباً از توزیع نرمال استاندارد تبعیت می‌کند.

- آزمون اسپیرمن (SR)

یکی دیگر از آزمون‌های غیرپارامتریک متداول برای تعیین وجود روند می‌باشد که بر اساس همبستگی رتبه-پایه بین دو دسته‌بندی از سری زمانی تعریف می‌شود. برای سری زمانی X_i که در آن اندیس ترتیب وقوع و R_i اندیس مرتبه باشد، ضریب همبستگی اسپیرمن برابر خواهد بود با:

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{N^3 - N} \quad (5)$$

که در آن $d_i = I_i - R_i$ می‌باشد. آماره این آزمون طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$T_s = r_s \sqrt{\frac{N-2}{(1-r_s)^2}} \quad (6)$$

که در آن مقدار T_s از توزیع تی-استیودنت با درجه آزادی $2-v=N$ تبعیت می‌کند. بنابراین در سطح معنی‌داری α ، در صورتی که برقرار باشد، روند در سری زمانی مورد بررسی معنی‌دار خواهد بود.

- آزمون پتی (PT)

این آزمون یک آزمون غیرپارامتریک مستخرج از آزمون من-

که به فاصله بین نقاط درونیابی شده و نمونه برداری شده وابسته است. تعریف ریاضی این روش در رابطه (۱۱) آمده است.

$$Z(x) = \sum_{i=1}^m a_i f_i(x) + \sum_{j=1}^n b_j \Psi(d_j) \quad (11)$$

در این معادله تابع پایه شعاعی، d_j فاصله بین نقاط نمونه برداری شده و پیش‌بینی شده نقطه x ، $F(x)$ روند تابع و عضو اساسی برای چندجمله‌ای‌های با درجه کمتر از m است. روش تابع شعاعی بر حسب نوع تابع، دارای ۵ نوع اسپیلاین کاملاً منظم (CRS^1)، اسپیلاین کششی (SWT^2)، اسپیلاین چندجمله‌ای درجه دوم (MQ^3)، اسپیلاین چندجمله‌ای معکوس (IMQ^4)، اسپیلاین صفحه‌ای نازک (TPS^5) است که هر یک از این روش‌ها دارای معادلات متفاوت بوده و استفاده از آن‌ها جواب‌های متفاوتی به دست می‌دهد.

- چندجمله‌ای محلی (LPI)

در این روش، برای درونیابی از یک فرمول (غالباً چندجمله‌ای) استفاده می‌شود. این روش نسبت به کریجینگ خودکارتر عمل می‌کند و انعطاف‌پذیری کمتری در ایجاد نقشه‌ها دارد. استفاده از این روش در مناطق کوچک که تغییرات یا نقاط نمونه در آن کم است مورد استفاده قرار می‌گیرد [۲۸].

- روش کریجینگ

تخمین‌گر کریجینگ با تکیه بر منطق میانگین متحرک وزن دار به‌عنوان یکی از بهترین تخمین‌گر خطی ناریب است. در این روش با به‌کارگیری نیم متغیرنما، پیوستگی مکانی آن‌ها را تفسیر و سپس نحوه تعیین وزن داده‌های نمونه برای تعیین نقاط فاقد آمار مشخص می‌گردد. وزن با استفاده از جهت و فاصله نقاط نسبت به یکدیگر محاسبه می‌شود. فرمول‌های این روش با استفاده از روابط زیر تعریف می‌شود:

$$Z_v^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(v_i) \quad (12)$$

که در آن مقدار تخمینی، وزن یا مقدار اهمیت کمیت وابسته به

بسته به نوع متغیر، دقت متفاوتی را ارائه می‌کنند [۲۶].

در این مقاله، از روش‌های مختلف درونیابی قطعی و زمین‌آمار برای تهیه نقشه‌های روند بارش و دما استفاده شده است که در ادامه توضیح داده خواهد شد.

- روش عکس فاصله (IDW)

روش وزن‌دهی عکس فاصله (IDW) یک روش درونیابی فضایی غیراحتمالی است. معیار وزن‌دهی در این روش، بدین صورت که نمونه‌های نزدیک به نقطه مجهول نسبت به نمونه‌های دورتر وزن بیشتری می‌گیرند.

ارتباط فضایی مقادیر جفت نمونه‌ها یک رابطه کاهشی ساده برحسب فاصله نیست. بدین منظور یک توان برای عکس فاصله در نظر گرفته شده است، مقادیر متداول نسبت داده شده به توان، برابر با ۱، ۲، ۳ و ۴ و در مواردی ۵ است. در این روش مقدار متغیر مکانی مورد بررسی بر اساس مشاهدات و مطابق روابط زیر تعیین می‌گردد:

$$Z^* = \sum_{i=1}^n W_i \times Z_i \quad (9)$$

$$W_i = \frac{\left(\frac{1}{d_i}\right)^a}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i}\right)^a} \quad (10)$$

در این رابطه، مقدار هر نقطه مجهول (Z^*) بر اساس ترکیب خطی از نقاط معلوم (Z_i) واقع در همسایگی آن و وزن دادن به نقاط شرکت‌کننده در درونیابی (W_i) برحسب فاصله (d_i) و توان عکس فاصله (a) محاسبه می‌شود. پارامتر a تعیین‌کننده اهمیت نقاط نزدیکتر است و هر چقدر مقدار آن بیشتر باشد بر اهمیت نقاط نزدیک افزوده می‌شود. این روش در مواقعی که داده‌ها از یک ساختار مکانی مناسب برخوردار نباشند، نسبت به روش‌های زمین‌آماري مانند کریجینگ یا اسپیلاین صفحه‌ای نازک نتایج بهتری به همراه دارد [۲۷].

- روش تابع شعاعی (RBF)

در این روش از یک تابع عمومی وابسته به فاصله استفاده می‌شود

- 1 Completely regularized spline
- 2 Spline with Tension
- 3 Multi-quadratic function
- 4 Multi-quadratic function
- 5 Thin Plate Spline

۳- نتایج و بحث

در این بخش نتایج حاصل از بررسی روند بارش و دما سالانه در حوضه آبریز طشک-بختگان ارائه خواهد شد. این نتایج در دو بخش تحلیل ایستگاهی و مکانی می‌باشد که در آن ابتدا روند در سری‌های زمانی دما و بارش ایستگاه‌های منتخب بررسی شده و سپس تغییرات آن‌ها به صورت مکانی در سطح حوضه بررسی می‌گردد.

۳-۱- بررسی ایستگاهی روند دما و بارش

- بارش

بر اساس نتایج حاصل از آزمون‌های روند بر بارش سالانه ایستگاه‌های منتخب ملاحظه می‌گردد در روش MK و SR، روند قالب در ۲۷ ایستگاه منتخب کاهش یافته است که این کاهش در تمامی ایستگاه به جز خرامه معنی‌دار (سطح ۵ درصد) نیست. نتایج حاصل از روش SS درصد تغییرات بارش در دوره آماری نسبت به متوسط بارندگی) نیز نشان داد بیشترین تغییرات افزایشی و کاهش به ترتیب برابر ۲۲/۸ و ۵۵/۶- درصد بوده که مقدار متوسط آن در کل ایستگاه‌های منتخب، نشان‌دهنده کاهش ۱۴/۳ درصدی بارش سالانه است. نتایج حاصل از روش PT نیز بیانگر تغییرات عمده بارش اکثر ایستگاه‌ها از سال ۲۰۰۴ میلادی می‌باشد. نتایج این روش‌ها در شکل ۲ آمده است.

- دما

همانطور که در شکل ۳ ملاحظه می‌گردد، نتایج آزمون MK و SR برای دما متوسط سالانه بیانگر افزایش معنی‌دار روند این متغیر در اکثر ایستگاه‌های دماسنجی حوضه آبریز طشک-بختگان می‌باشد. شیب تغییرات و درصد نسبی آن‌ها با استفاده از روش SS بیانگر تغییرات افزایشی ۱۲/۵ و کاهش ۱۱/۳ می‌باشد که مقدار متوسط آن در کل ایستگاه‌های منتخب نشانگر افزایش ۳/۵ درصدی دمای متوسط سالانه است. نتایج آزمون پتی PT نیز حاکی از تغییرات عمده اکثر ایستگاه‌ها از سال ۱۹۸۵ میلادی می‌باشد.

۳-۲- بررسی مکانی روند دما و بارش

با توجه به نتایج مشابه آزمون‌های روند MK و اسپیرمن SR و توصیه برای استفاده از آماره آزمون MK در اکثر مطالعات [۲۹] و

نمونه (نقطه) i ام و مقدار نمونه (نقطه) i ام است. مقدار پارامتر رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$K \cdot \lambda_b = b \quad (13)$$

در این رابطه K ماتریس کوواریانس بین داده‌ها و b بردار کوواریانس بین نقاط مشاهده و برآورد شده، می‌باشد.

۲-۴- ارزیابی عملکرد روش‌های درونیابی

برای ارزیابی روش‌های درونیابی و سنجش صحت داده‌های برآورد شده، معیارهای مختلفی وجود دارد. که در این مطالعه از روش ارزیابی متقابل^۱ و فرم متداول آن یعنی روش یکی-بیرون^۲ استفاده شده است. همانطور که از اسم این روش پیداست در هر مرحله یکی از داده‌ها برای اعتبارسنجی از روند محاسبات حذف شده و بقیه داده‌ها برای تخمین و درونیابی استفاده می‌شوند. معیارهای برآورد خطا^۳ RMSE، ME^۴ و MAE^۵ و حداکثر خطا برای مقایسه روش‌های درونیابی استفاده شد. روابط حاکم بر این روش‌ها به شرح ذیل می‌باشد:

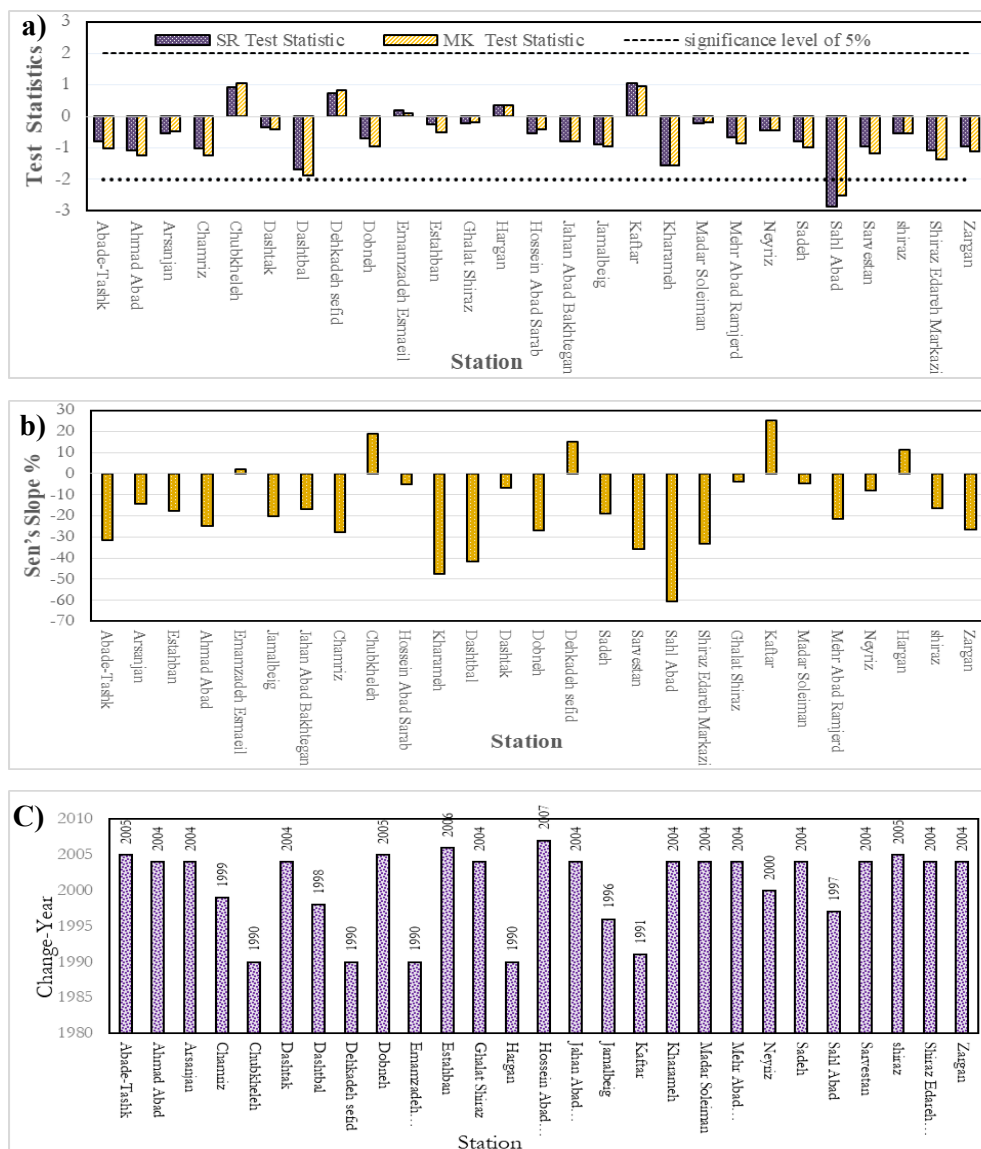
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \hat{X}_i)^2}{N}} \quad (14)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum |X_i - \hat{X}_i| \quad (15)$$

در این روابط RMSE ریشه میانگین مجذور خطا، ME میانگین خطا، \hat{X} قادیار بارش برآورد شده در هر کدام از روش‌های درونیابی در نقطه i و X_i نیز مقدار مشاهداتی در نقطه i و N نیز تعداد داده‌های مشاهداتی می‌باشد. برای مقایسه تعیین همبستگی بین داده‌های مشاهداتی و درونیابی شده از ضریب همبستگی R استفاده شد.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(\hat{X}_i - \bar{\hat{X}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\hat{X}_i - \bar{\hat{X}})^2}} \quad (16)$$

- 1 Cross-validation
- 2 Leave one
- 3 Root Mean Square Error
- 4 Mean Error



شکل ۲: نتایج آزمون‌های روند برای بارش سالانه در ایستگاه‌های منتخب محدوده مطالعاتی به روش الف: MK و SR ب: درصد تغییرات نسبت به متوسط SS و ج: پتی (PT)
 Fig. 2. Trend test results for annual precipitation at selected by method a) MK and SR Tests b) percentage change over of SS statistics and c) Pettit Test (PT)

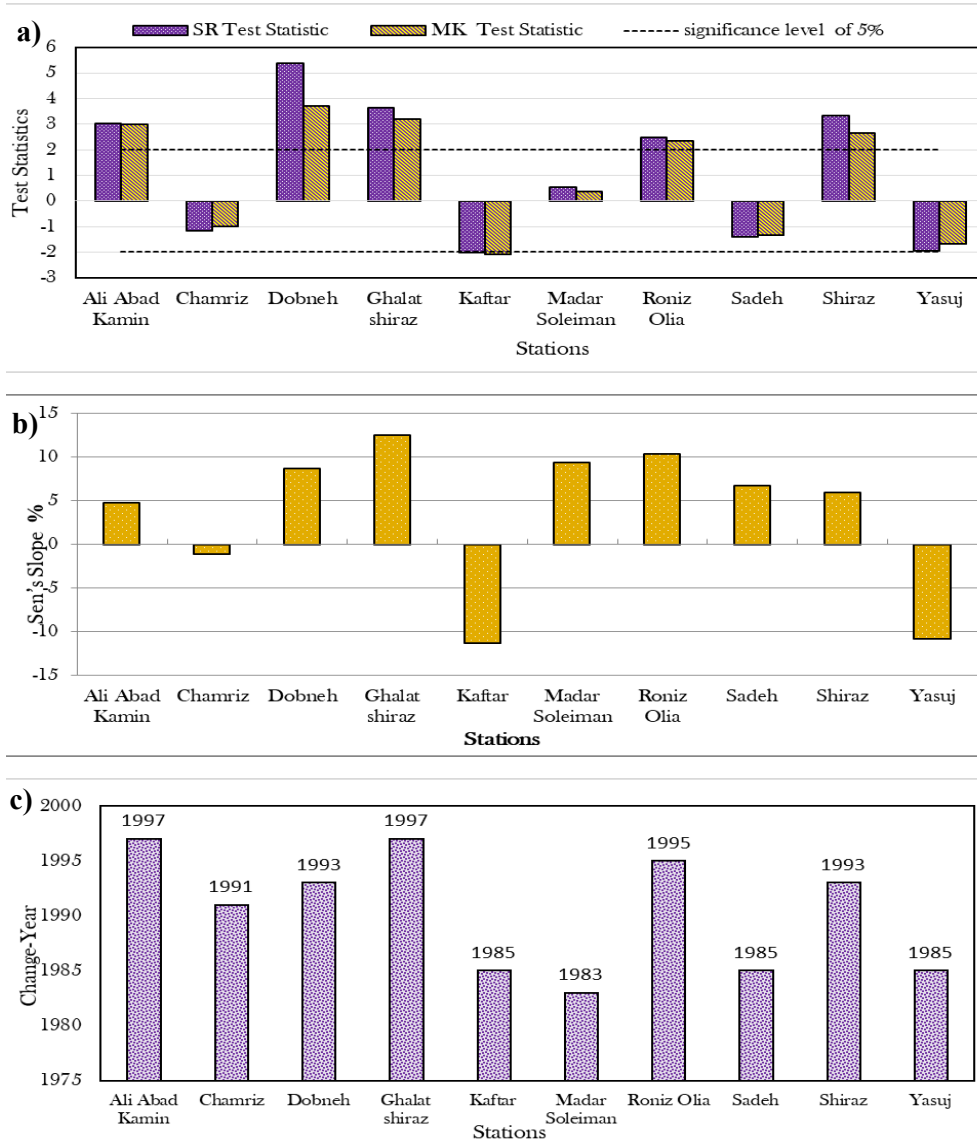
انتخاب بهترین روش درونیابی و سنجش صحت داده‌های برآورده از روش ارزیابی متقابل و فرم متداول آن یعنی روش یکی-بیرون استفاده شد که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

بر اساس نتایج این جدول، روش کریجینگ نسبت به سایر روش‌های درونیابی، دارای خطای کمتری می‌باشد. این روش بر اساس هر چهار معیار مورد بررسی در این تحقیق، بیانگر کمترین خطا بوده است. نقشه‌های درونیابی شده حاصل از روش‌های درونیابی منتخب در شکل ۴ نمایش داده است. همانطور که مشاهده می‌گردد، در اکثر محدوده‌های مطالعاتی حوضه شاهد روند کاهش بارش هستیم.

۳۰، در این بخش توزیع مکانی بر اساس آماره MK صورت پذیرفت. روش‌های درونیابی IDW، RBF، LPI و OK نیز جهت استخراج نقشه‌های مکانی روند سالانه دما و بارش مورد استفاده قرار گرفت. در این روش‌ها پس از بهینه شدن پارامترهای مربوطه به روش Cross Validation و محاسبه میزان خطا، نقشه‌های مربوطه تولید گردید.

- بارش

جهت مکانی کردن روند بارش سالانه حوضه آبریز طشک-بختگان، روش‌های مختلف درونیابی مورد بررسی قرار گرفت. جهت



شکل ۳: نتایج آزمون‌های روند برای دما سالانه در ایستگاه‌های منتخب محدوده مطالعاتی به روش (a) MK و SR و (b) درصد تغییرات نسبت به متوسط SS و (c) پتی PT

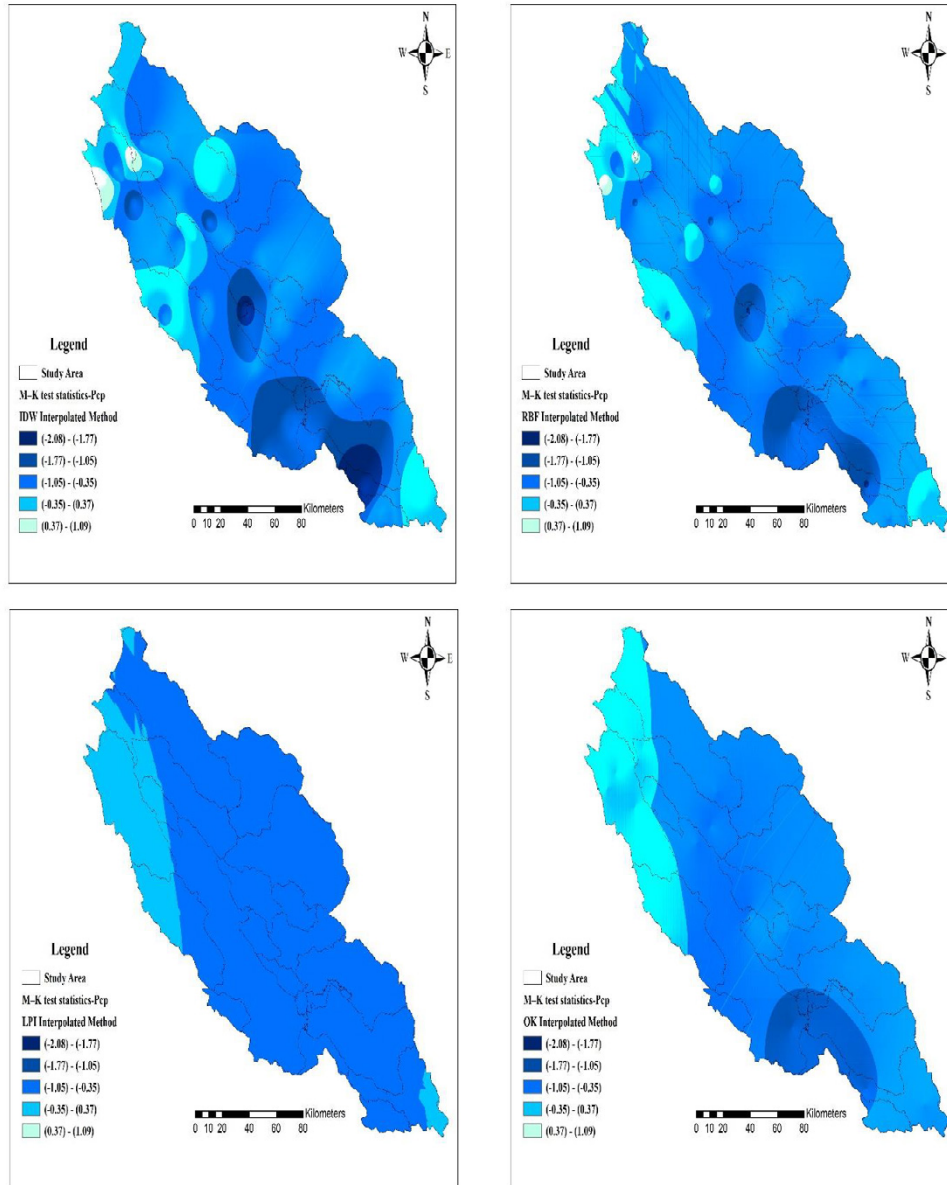
Fig. 3. Trend test results for annual temprature at selected by method a) MK and SR Tests b) percentage change over of SS statistics and c) Pettit Test (PT)

جدول ۱: ارزیابی روش‌های درونیابی بارش درازمدت سالانه
Table 1. Evaluation of annual long-term precipitation interpolation methods

خطا						روش درونیابی
MAE	ME	ME(+)	ME(-)	RMSE	R	
۰/۴۹	-۰/۰۴	۰/۹۳	-۰/۸۹	۱/۰۳	-۰/۸۱	IDW
۰/۴۲	-۰/۰۱	۰/۸۲	-۰/۷۹	۰/۹۷	-۰/۷۸	RBF
۰/۳۸	۰/۰۳۵	۰/۷۲	-۰/۶۹	۰/۸۴	۰/۷۶	LPI
۰/۲۱	۰/۰۰۲	۰/۴۲	-۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۸۹	OK

غربی حوضه از بیشترین مقدار برخوردار است. محدوده‌های جنوبی با حداکثر کاهش بارش سالانه عمدتاً بارندگی کمتری نسبت به نواحی

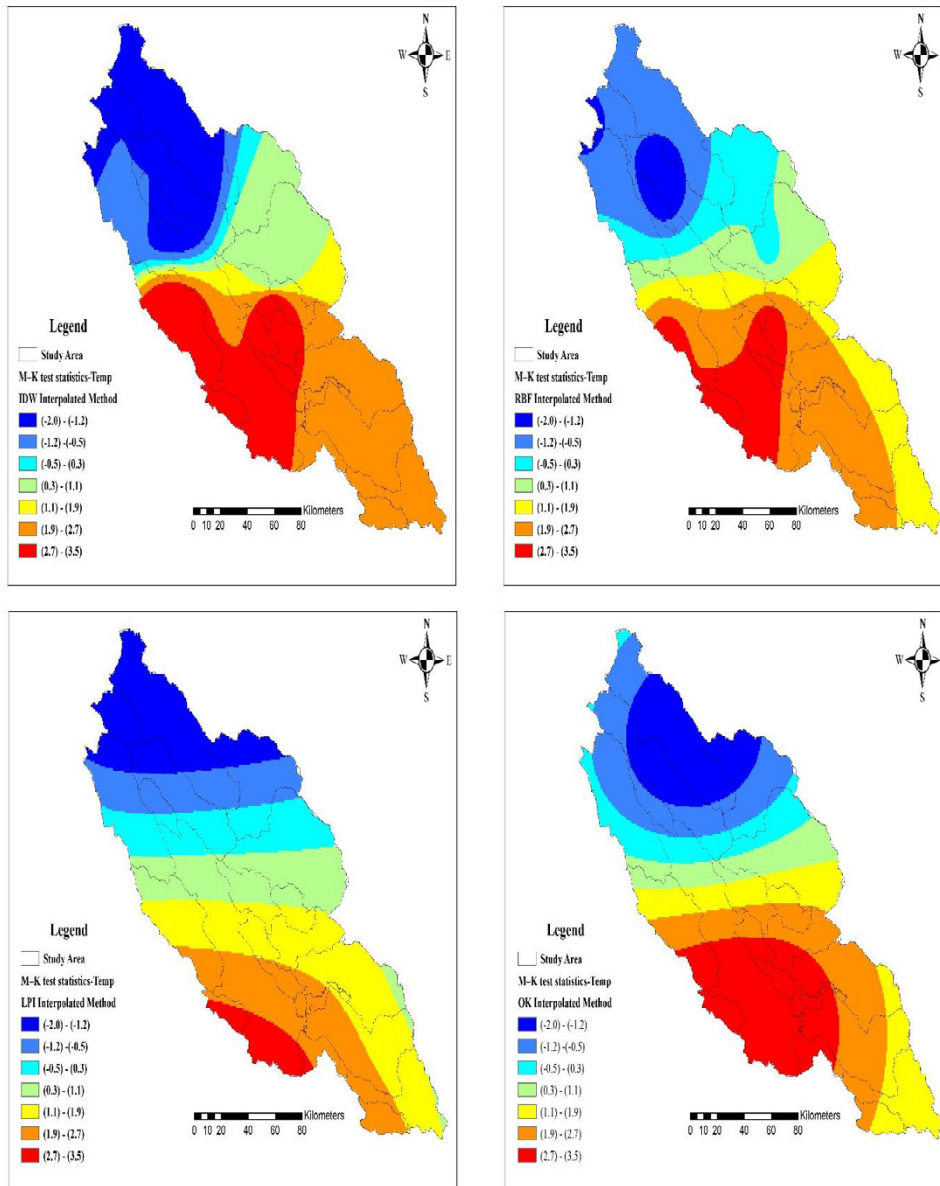
این تغییرات کاهشی در بخش‌های شمال غربی در محدوده مطالعاتی دزگرد-کامفیروز و خسروشیرین کمتر بوده و در محدوده‌های جنوب



شکل ۴: نقشه‌های مکانی بارش سالانه حوضه آبریز طشک بختگان به روش‌های (a) IDW (b) RBF (c) LPI (d) OK
 Fig. 4. Spatial distribution of precipitation by method a) IDW b) RBF c) LPI d) OK

جدول ۲. ارزیابی روش‌های درون‌یابی دما درازمدت سالانه
 Table 2. Evaluation of annual long-term temperature interpolation methods

خطا						روش درون‌یابی
MAE	ME	ME(+)	ME(-)	RMSE	R	
۰/۴۷	-۰/۰۱۳	۰/۹۲	-۱/۴۱	۱/۴۰	۰/۸۶	IDW
۰/۵۰	-۰/۰۰۴	۰/۹۹	-۱/۵۱	۱/۴۷	۰/۸۴	RBF
۰/۶۰	۰/۰۱۲	۱/۱۹	-۱/۱۶۵	۱/۴۵	۰/۷۹	LPI
۰/۴۵	۰/۰۱۳	۰/۸۸	-۱/۲۹	۱/۲۷	۰/۹۵	OK



شکل ۵: نقشه‌های مکانی دما سالانه حوضه آبریز طشک بختگان به روش‌های (a) IDW (b) RBF (c) LPI (d) OK
 Fig. 5. Spatial distribution of temperature by method a) IDW b) RBF c) LPI d) OK

بر اساس نتایج این جدول، چنانچه معیار خطای RMSE را مبنای انتخاب بهترین روش درونیابی در نظر گرفته شود، روش کریجینگ معمولی (OK) به‌عنوان بهترین روش انتخاب خواهد شد. در حالیکه با در نظر گرفتن خطای متوسط به‌عنوان مبنای تصمیم‌گیری، روش تابع شعاعی (RBF) انتخاب می‌گردد. بنابراین در این بخش جهت تحلیل مکانی تغییرات دما منطقه از این دو روش استفاده خواهد شد. نقشه‌های درونیابی شده حاصل از هر چهار روش درونیابی مورد استفاده در تحلیل نیز در شکل ۴ نمایش داده شده است. همانطور که در نقشه‌های مربوطه مشاهده می‌گردد، در نیمه جنوبی حوضه

شمالی داشته و ارتفاع آن نیز کم و بیشترین زمین‌های کشاورزی در آن جای دارند. همچنین بر اساس این نقشه دریاچه‌های طشک و بختگان نیز با بیشترین میزان کاهش برخوردار هستند.

- دما

در این بخش نتایج حاصل از بررسی روش‌های مناسب جهت مکانی کردن دمای متوسط سالانه در حوضه آبریز طشک بختگان ارائه شده است. در جدول ۲ مقایسه چهار روش درونیابی منتخب به همراه مقادیر خطای تولید شده هریک آمده است.

در قسمت‌های جنوبی حوضه (محل قرارگیری دریاچه‌های طشک و بختگان) با افزایش معنی‌دار دما مواجه است. در مقابل در بخش‌های کوهستانی کاهش دما صورت گرفته که این تغییرات افزایشی عمدتاً معنی‌دار نیستند.

مراجع

- [1] P.A. Bostan and Z. Akyürek, Exploring the mean annual precipitation and temperature values over Turkey by using environmental variables. ISPRS Joint Workshop Visualization and Exploration of Geospatial Data. University of Applied Sciences, Stuttgart, 2007.
- [2] M. Cannarozzo, L.V. Noto, F. Viola, Spatial distribution of rainfall trends in Sicily (1921–2000), *Physics and Chemistry of the Earth journal*, 31(2006) 1201–1211.
- [3] N. Diodato, G. Tartari, G. Belocchi, Geospatial rainfall modeling at eastern Nepalese highland from ground environmental data, *Water Resource Management journal*, 24(2010) 2703–2720.
- [4] Q. Liu, Z. Yang, B. Cui, Spatial and temporal variability of annual precipitation during 1961–2006 in Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 361.3(2008) 330–338.
- [5] Y. Chen, K. Takeuchi, C. Xu, Y. Chen, Z. Xu, Regional climate change and its effects on river runoff in the Tarim Basin, China, *Hydrological Processes journal*, 20.10(2006) 2207–2216.
- [6] M. Minaei and M. Irannezhad, Spatio-temporal trend analysis of precipitation, temperature, and river discharge in the northeast of Iran in recent decades, *Theoretical and applied climatology*, 131, no. 1-2 (2018): 167–179.
- [7] R.E. Chandler and E.M. Scott, *Statistical methods for trend detection and analysis in the environmental sciences*. John Wiley and Sons. West Sussex, UK, 2012.
- [8] WMO, *Climatic Change*, WMO Technical Note No. 79 (2012) 79 pp.
- [9] Y.C. Chen, M.Y. Cheng, H.T. Wu, Non-parametric and adaptive modelling of dynamic periodicity and trend with heteroscedastic and dependent errors, *Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Statistical Methodology)*, 76.3(2014) 651–682.

کاهش دما مشاهده گردید که عمده این تغییرات معنی‌دار می‌باشند. مطابق نقشه‌های مکانی بارش، عمدتاً در قسمت‌های جنوبی حوضه با ارتفاع کم افزایش معنی‌دار دما مشاهده گردید. در مقابل در بخش‌های کوهستانی کاهش دما اتفاق افتاده که این تغییرات عمدتاً معنی‌دار نیستند.

۴- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی روند تغییرات بارش و دما ایستگاهی و مکانی در سطح حوضه آبریز طشک-بختگان نشان داد که کاهش بارش در اکثر ایستگاه‌ها صورت پذیرفته، اما تغییرات آن معنی‌دار نمی‌باشد. متوسط کاهش بارش سالانه در این حوضه برابر ۱۴/۳ درصد است که عمده این تغییرات از سال ۲۰۰۴ بوده است. اما از طرفی، روند تغییرات سالانه دما به‌ویژه از سال ۱۹۸۵ نشان می‌دهد که افزایش دما در اکثر ایستگاه‌های حوضه معنی‌دار بوده و مقدار متوسط این تغییرات در ایستگاه‌های منتخب افزایش ۳/۵ درصدی را نمایش می‌دهد.

همچنین در تحلیل‌های مکانی بارش سالانه در سطح حوضه، روش کریجینگ نسبت به روش‌های IDW, RBF, LPI عملکرد بهتری داشت. بطوریکه بر اساس نتایج تولیدی هر کدام از معیارهای انتخاب RMSE و ME به ترتیب خطای ۰/۶۱ و ۰/۰۲ توسط این روش تولید شد. در تحلیل مکانی دما متوسط سالانه در صورتیکه معیار خطای RMSE مبنای انتخاب بهترین روش درونیابی قرار داده شود، روش کریجینگ معمولی (OK) و با در نظر گرفتن خطای متوسط به‌عنوان مبنای تصمیم‌گیری، روش تابع شعاعی (RBF) پیشنهاد می‌گردد. مقدار RMSE و ME در این روش‌ها به ترتیب برابر ۱/۲۷ و ۰/۰۴- به‌دست آمد.

در تحلیل‌های مکانی بارش سالانه نیز مشاهده شد تغییرات کاهش دما در بخش‌های شمال غربی کمتر بوده و در محدوده‌های جنوب غربی حوضه از بیشترین مقدار برخوردار است. برای دمای سالانه نیز نیمه جنوبی دارای بیشترین کاهش معنی‌دار دما می‌باشد. محدوده‌های شمالی حوضه دارای ارتفاعات بسیاری بوده و میزان بارندگی آن نسبت به سایر مناطق حوضه بیشتر است. همچنین در این نقاط با توجه به رقوم ارتفاعی بالا عمدتاً دما نسبت به مناطق جنوبی پایین‌تر است. همانند نقشه‌های مکانی بارش، دما نیز عمدتاً

- in Turkey, *Journal of Hydrology*, 289(2004) 1-4: 128-144.
- [20] P.G. Oguntunde, B.J. Abiodun, G. Lischeid, Rainfall trends in Nigeria, 1901–2000, *Journal of Hydrology*, 411.3-4 (2018) 207-218.
- [21] Q. Zhang, C.Y. Xu, Z. Zhang, Y.D. Chen, C.L. Liu, H. Lin, Spatial and temporal variability of precipitation maxima during 1960–2005 in the Yangtze River basin and possible association with large-scale circulation, *Journal of Hydrology*, 353. 3-4(2008) 215-227.
- [22] S. Malakar, S. Goswami, A. Chakrabarti, An Online Trend Detection Strategy for Twitter Using Mann-Kendall Non-Parametric Test. In *Industry Interactive Innovations in Science, Engineering and Technology*. Springer, Singapore, (2018) 185-193.
- [23] M. Piniewski, P. Marcinkowski, Z.W. Kundzewicz, Trend detection in river flow indices in Poland, *Acta Geophysica journal*, (2018) 1-14.
- [24] W. Aeschbach-Hertig, T. Gleeson, Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion, *Nature Geoscience journal*, 5.12(2012) 853-861.
- [25] M.G. Kendall, Rank correlation methods, Charles Griffin, London, 1948.
- [26] W. Ashiq, M. C. Zhao, J. Ni, m. akhtar, GIS-based high-resolution spatial interpolation of precipitation in mountain plain areas of Upper Pakistan for regional climate Change impact studies, *Theoretical and Applied Climatology journal*, 99(2010) 239-253.
- [27] M. Hamidianpour, M. Saligheh, GH.A. Ghalhari, Application of Various Interpolation Methods for Drought Spatial Monitoring and Analysis Case: Khorasan Razavi Province, *Geography and Development Iranian Journal*, 2.30(2012) 57-70. (In Farsi).
- [28] M.H. Mahdian, N.GH. Ghiasi, S.M. Mousavinezhad, Investigation of Different Interpolation Methods in Estimating Monthly Rainfall Data in Central Region of Iran, *Journal of Water and Soil Science*, 1.7(2003) 33-46. (In Farsi)
- [29] A. Eymen, Ü. Köylü, Seasonal trend analysis and ARIMA modeling of relative humidity and wind speed time series around Yamula Dam, *Meteorology and Atmospheric*
- [10] W. Lou, L. Wu, Y. Mao, K. Sun, Precipitation and temperature trends and dryness/wetness pattern during 1971–2015 in Zhejiang Province, southeastern China, *Theoretical and Applied Climatology journal*, (2017) 1-11.
- [11] T. Razieli, P.D. Arasteh, B. Saghafian, Annual rainfall trend in arid and semi-arid regions of Iran. ICID 21st European regional conference. Frankfurt (Odder), Germany; Slubice, Poland, (2005) 15-19.
- [12] P. Sonali, and D.N. Kumar, Review of trend detection methods and their application to detect temperature changes in India. *Journal of Hydrology*, 476 (2013) 212-227.
- [13] M.N. Khaliq, T.B. Ouarda, P. Gachon, L. Sushama, A. St-Hilaire, Identification of hydrological trends in the presence of serial and cross correlations: A review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers, *Journal of Hydrology*, 368.1(2009) 117-130.
- [14] L. Xiong and S. Guo, Trend test and change-point detection for the annual discharge series of the Yangtze River at the Yichang hydrological station, *Hydrological Sciences Journal*, 49.1(2004) 99-112.
- [15] W. Wang, Q. Shao, S. Peng, Z. Zhang, W. Xing, G. An, B. Yong, Spatial and temporal characteristics of changes in precipitation during 1957–2007 in the Haihe River basin, China, *Stochastic environmental research and risk assessment journal*, 25.7(2011) 881-895.
- [16] Z.X. Xu, K. Takeuchi, H. Ishidaira, Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation, *Journal of hydrology*, 279.1(2003)144-150.
- [17] D. Love, S. Uhlenbrook, S. Twomlow, P.V.D. Zaag, Changing hydroclimate and discharge patterns in the northern Limpopo Basin, Zimbabwe, *Water SA*, 36(2010), 335-350.
- [18] T. Mavromatis, and D. Stathis, Response of the water balance in Greece to temperature and precipitation trends, *Theoretical and Applied Climatology journal*, 104(2011) 1-2:13-24.
- [19] E. Kahya and S. Kalaycı, Trend analysis of stream flow

annual precipitation trends in Turkey, Water resources
management journal, 26.3(2012) 609-621.

Physics journal, (2018) 1-12.
[30] H. Yavuz, S. Erdoğan, Spatial analysis of monthly and

چگونه به این مقاله ارجاع دهیم

S. Imani, A. Farokhnia, S. Morid, R. Roozbahani, Spatio-temporal Analysis of Temperature and Precipitation Trends in Tashk-Bakhtegan Watershed. Amirkabir J. Civil Eng., 52(11) (2021) 2931-2944.

DOI: [10.22060/ceej.2019.16244.6168](https://doi.org/10.22060/ceej.2019.16244.6168)



