



تحلیل روند خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در مناطق نیمه خشک ایران (مطالعه موردی: حوزه آبخیز سد درودزن)

اسماعیل سهیلی^۱، حسین ملکی نژاد^{۲*}، محمدرضا اختصاصی^۳

۱. دانشجوی دکتری علوم مهندسی آبخیزداری، دانشگاه یزد
 ۲. دانشیار، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی دانشگاه یزد
 ۳. استاد، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی دانشگاه یزد
- * نویسنده مسئول: hmalekinezhad@yazd.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۲۰

چکیده

بررسی شرایط بیابانزایی ناشی از خشکسالی‌ها در مناطق خشک و نیمه‌خشک که با مشکلات جدی محدودیت منابع آب روبرو هستند، حائز اهمیت فراوان است. حوزه سد درودزن در شمال استان فارس یکی از مناطق استراتژیک در تولید محصولات کشاورزی در کشور است، که با معضل برداشت بی‌رویه از منابع آب، تخریب سرزمین و افزایش بیابانزایی روبرو می‌باشد. پژوهش حاضر با هدف بررسی روند تغییرات خشکسالی در این منطقه در طی چهار دهه اخیر انجام شد. از شاخص خشکسالی هواشناسی بارش استاندارد شده SPI و شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی جریان رودخانه SDI و همچنین آزمون ناپارامتری من-کندال اصلاح شده جهت بررسی و تحلیل روند خشکسالی استفاده شد. نتایج بدست آمده نشان داد که هر دو خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی روند افزایشی داشته‌اند؛ این روند افزایشی در ارتباط با SDI در همه سری‌ها و درمورد SPI در سری‌های بلند مدت ۹، ۱۲، ۱۸ ماهه در سطح ۵ درصد معنی‌دار است. مقایسه میانگین آماره Z من-کندال شاخص‌های مورد بررسی نشان داد که SDI بیش از ۳ برابر از SPI در طی دوره آماری فزونی داشته است که حاکی از شدت بیشتر خشکسالی هیدرولوژیکی نسبت به هواشناسی در سطح حوزه است. از سوی دیگر روند افزایشی شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی در ایستگاه‌های میانیند حوزه، که متأثر از فعالیت‌های انسانی و تغییر کاربری است، به مراتب بیشتر و نزدیک به ۴ برابر از ایستگاه‌های مناطق سرشاخه و یا خروجی حوزه می‌باشد. لذا پیشنهاد می‌گردد به منظور مدیریت و کاهش شدت بیابانزایی در بخش‌های میانی حوزه با مدیریت بهینه آب‌ها اثرات خشکسالی تعدیل و تنظیم گردد.

واژگان کلیدی: آزمون روند؛ شاخص بارش استاندارد شده SPI؛ شاخص خشکسالی جریان رودخانه SDI؛ حوزه درودزن؛ من-کندال

■ مقدمه

در شرایط تغییر اقلیم و گرمایش جهانی، بررسی تغییرات منابع آب دریافتی خصوصاً بر اثر خشکسالی‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. این موضوع در مناطق خشک و نیمه‌خشک استراتژیک و پرجمعیت کشور که با مشکلات جدی محدودیت منابع آب روبرو هستند، اهمیتی دوچندان می‌یابد. متوازن نبودن تغذیه و برداشت و خشکسالی‌های پی در پی فشار زیادی را بر مخازن وارد کرده و موجب پایین رفتن سطح ایستابی سفره‌های زیرزمینی و فرونشست دشت‌ها شده است. در سال‌های اخیر با توجه به بروز خشکسالی‌ها و افزایش تقاضا، سرانه آب قابل دسترس روند کاهشی را نشان می‌دهد، بطوری که طبق گزارش گروه منابع آب کمیته آبیاری و زهکشی ایران، مقدار آب تجدیدپذیر در سال ۱۳۷۰ حدود ۱۳۰ میلیارد متر مکعب در سال بوده که در سال اخیر به ۱۱۵ میلیارد متر مکعب و طی ۵ سال اخیر به ۱۰۴ میلیارد متر مکعب کاهش یافته است (۱۱).

خشکسالی یکی از وقایع محیطی و بخش جدایی‌ناپذیر نوسانات اقلیمی است. این پدیده به عنوان یک معضل محیطی مطرح بوده و از ویژگی‌های اصلی و تکرار شونده اقلیم‌های مختلف به شمار می‌رود (۲۳). خشکسالی را می‌توان به چند گروه عمده تقسیم نمود که خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیک دو گروه آن می‌باشد. در خشکسالی هواشناسی، کمبود میزان بارندگی نسبت به میانگین برای یک منطقه برآورد می‌شود، که کمبودهای بارندگی از یک مقدار مشخص، مانند درصدهای کاهش از میانگین دراز مدت، نیز قابل بررسی خواهد بود. در برنامه ریزی برای منابع آب، خشکسالی هواشناسی به عنوان اولین حلقه در زنجیره‌های خشکسالی در نظر گرفته می‌شود (۱۱). در خشکسالی هیدرولوژیک، وضعیت درازمدت جریان‌های رودخانه‌ای، آب‌های زیرزمینی و یا دیگر منابع آب بررسی می‌گردد (۱۰).

برای بیان کمی پدیده خشکسالی و همچنین ارزیابی آن در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی، از شاخص‌های خشکسالی متنوعی استفاده می‌شود. کاربرد هر یک از

شاخص‌ها براساس منطقه خاص و براساس پارامترهای مختلف مورد اندازه‌گیری متفاوت است (۱۹). یکی از معمول‌ترین و پرکاربردترین شاخص‌ها، شاخص استاندارد شده بارش^۱ SPI می‌باشد. این شاخص دارای مقیاس زمانی است و به عللی نظیر سادگی، انعطاف در دوره زمانی و امکان استفاده در مدیریت ریسک و برنامه‌ریزی و در دسترس بودن داده‌های ورودی، به یکی از پرکاربردترین شاخص‌ها در سطح جهان تبدیل شده است (۲۵). معمولاً شاخص استاندارد شده بارش در مقیاس‌های زمانی مختلفی، از یک تا ۲۴ ماهه، تولید می‌شود. سری‌های زمانی با مقیاس کمتر یا کوتاه مدت SPI برای اندازه‌گیری خشکسالی هواشناسی و کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرند و سری‌های زمانی با مقیاس بلند مدت را می‌توان مبنایی برای اندازه‌گیری خشکسالی‌های هیدرولوژیک و یا اقتصادی و اجتماعی قرار داد (۱۶). شاخص خشکسالی جریان رودخانه^۲ SDI ابتدا در سال ۲۰۰۸ توسط Nalbantis ارائه گردید (۲۱). این شاخص بر اساس متوسط جریان ماهانه می‌باشد، و اصول محاسباتی آن شبیه شاخص SPI است (۸).

به منظور بررسی روند در سری‌های هواشناسی و هیدرولوژیک از آزمون مختلفی استفاده می‌شود. از جمله این روش‌ها روش آماری من-کندال است. روش من کندال ابتدا توسط من (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال (۱۹۷۰) بسط و توسعه یافت (۸). فرض صفر آزمون من-کندال بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک یعنی رد فرض صفر، دال بر وجود روند در سری داده‌ها می‌باشد. چنانچه یک سری دارای ضرایب خودهمبستگی مثبت باشد، احتمال معنی داری روند در آن، به اشتباه افزایش می‌یابد (۱۲؛ ۱۳؛ ۲۸؛ ۲۹). حامد و راثو^۳ (۹) با اصلاح در واریانس داده‌ها اثر خود همبستگی را حذف و آزمون من کندال اصلاح شده^۴ را ارائه کردند.

مروری بر مطالعات انجام شده نشان می‌دهد، استفاده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری بصورت گسترده در بررسی روند داده‌های هواشناسی و هیدرولوژی همچنین

³ Hamed and Rao⁴ Mann-Kendall-Variance Correction¹ Standardized Precipitation Index² Streamflow Drought Index

روند شدت و فراوانی خشکسالی در دوره ۱۹۷۲ تا ۲۰۰۴ می‌باشد. Vicente-Serrano و همکاران (۳۰) روند تغییرات جریان رودخانه را در ۶۰ سال اخیر در حوزه Segra در شمال غرب اسپانیا که شبکه‌ای از سدها در آن احداث شده، به کمک آزمون روند من-کندال بررسی کردند. نتایج نشان می‌دهد که وقوع سیلاب‌های بزرگ در بالادست حوزه کاهش یافته، درحالی که جریان‌های حداقل در پایین دست حوزه افزایش داشته است. Spinoni و همکاران (۲۶) به بررسی روند تغییرات شدت و فراوانی خشکسالی‌های فصلی در قاره اروپا، به کمک دو شاخص SPI و SPEI^۲ (شاخص بارش- تبخیر و تعرق استاندارد شده) در پایه زمانی ۳ ماهه یعنی فصلی در دوره زمانی ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۵ و ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۵ پرداختند و نتیجه گرفتند که در طول سه دهه اخیر شدت و فراوانی شرایط خشک در مناطق مرکزی، مدیترانه‌ای و شرق اروپا به ترتیب در فصل‌های بهار، تابستان و پاییز افزایش چشمگیر داشته است.

حوزه سد درودزن یکی از مناطق استراتژیک استان فارس و کشور است که نقش بسیار مهمی در تولید محصولات کشاورزی و خودکفایی کشور دارد. این منطقه یکی از مهمترین بخش‌های کشاورزی استان فارس است که با چالش کمبود منابع آب و همچنین مصرف بیش از حد آن روبرو است. از طرفی دیگر، حوزه سد درودزن یکی از مهمترین حوزه‌های تامین کننده منابع آب دریاچه‌های طشک و بختگان است. خشک شدن این دریاچه‌ها می‌تواند موجب ایجاد کانون‌های فرسایش بادی گردد که بخش مهمی از استان فارس از جمله شهر شیراز را نیز تحت تاثیر خود قرار دهد. همچنین برداشت بی رویه از منابع آب و خاک این حوزه، باعث تخریب جدی سرزمین و افزایش بیابانزایی در منطقه شده است. وقوع تغییرات اقلیمی و افزایش خشکسالی‌ها، می‌تواند شرایط بحرانی موجود را به مراتب تشدید نماید. لذا، پژوهش حاضر با هدف بررسی روند تغییرات خشکسالی در این منطقه در طی چهار دهه اخیر انجام شد.

بررسی روند شاخص‌های خشکسالی مورد توجه بوده است (۱۳). ملکی‌نژاد و سلیمانی‌مطلق (۱۷) روند افزایشی شدت خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیک را با شاخص SPI و شاخص سطح استاندارد آب^۱ SWI در حوزه چغلوندی در شهرستان خرم‌آباد و به کمک آزمون من-کندال گزارش کردند. منتصری و همکاران (۲۲) تغییرات روند تغییرات زمانی و مکانی دوره‌های ترسالی و خشکسالی را در شمال غرب کشور براساس دو شاخص خشکسالی SPI و RAI و به کمک دو آزمون من-کندال معمول و اصلاح شده، بررسی نمودند. نتایج ایشان نشان دهنده وجود روند منفی در اکثر ایستگاه‌ها به خصوص در غرب حوزه دریاچه ارومیه است. زارع ایبانه و همکاران (۳۲) در مطالعه‌ای روند تغییرات بارش، دما و خشکسالی را در مقیاس فصلی و سالانه در منطقه همدان به کمک شاخص SPI و آزمون من کندال بررسی کردند. نتایج ایشان حاکی از افزایش خشکسالی‌های سالانه در ۶۷ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه است. کوثری و همکاران (۱۵) روند خشکسالی‌های هواشناسی و کشاورزی را در مناطق نیمه خشک، خشک و فراخشک جهان به کمک شاخص SPI و آزمون من-کندال بررسی نمودند. نتایج ایشان نشان می‌دهد روندهای منفی SPI که نشان دهنده افزایش خشکسالی است، در مناطق خاورمیانه، مرکز استرالیا و غرب آمریکا بیشتر مشهود است. نصری و مدرس (۲۴) روند خشکسالی‌های هیدرولوژیک در منطقه اصفهان و در حوزه سد زاینده رود به کمک شاخص جریان‌های کم و آزمون‌های روند من-کندال و همبستگی اسپیرمن مطالعه کردند. ایشان میانگین دبی روزانه را به عنوان شاخص هیدرولوژیک و جریان‌های کم ۱، ۷، ۱۵، ۳۰ و ۹۰ روزه را به عنوان شاخص‌های خشکسالی هیدرولوژیک در ۲۲ ایستگاه آب سنجی مورد استفاده قرار دادند.

Mallya و همکاران (۱۸) روند تغییرات خشکسالی را در مناطق مانسون هند براساس چهار شاخص خشکسالی در سه دوره زمانی ۳۵ ساله از ۱۹۰۱ به کمک آزمون من-کندال بررسی نمودند. نتایج ایشان نشان دهنده افزایش

^۱Standardized Water-Level Index^۲Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

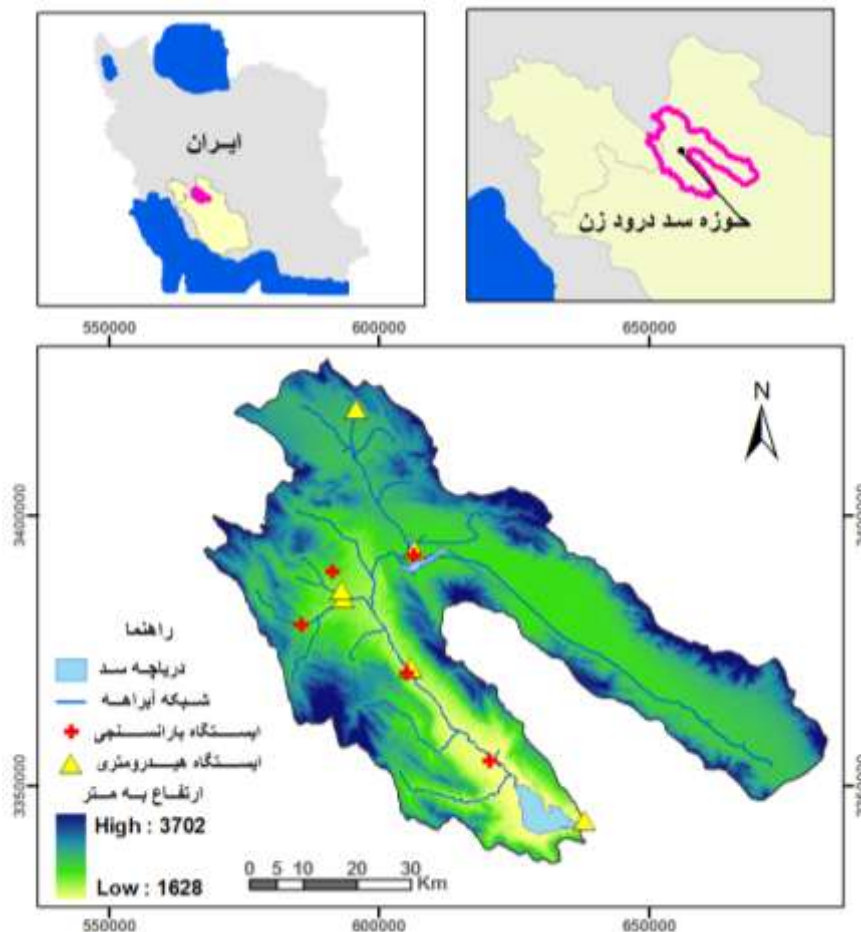
■ مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌های مورد استفاده

مطالعه حاضر در سطح حوزه آبریز سد درودزن در استان فارس انجام شده است (شکل ۱). سد درودزن از مهمترین سدهای این استان است. این سد خاکی در روی رودخانه کر احداث شده و در سال ۱۳۵۲ به بهره‌برداری رسیده است. این سد نیاز آبی ۱۱۲۰۰۰ هکتار از اراضی کشاورزی و نیز نیازهای شهری و صنعتی شیراز، مرودشت و زرقان را فراهم می‌کند. سطح حوزه آبریز سد درودزن حدود ۴۳۱۱ کیلومترمربع و دارای تغییرات ارتفاع از حداقل ۱۱۴۶ متر تا حداکثر ۳۷۴۹ متر و ارتفاع متوسط

آن حدود ۲۱۶۷ متر از سطح دریا می‌باشد. متوسط بارندگی حوزه ۵۸۷ میلیمتر در سال است. در محل سد درودزن میزان متوسط دمای سالانه ۱۶ درجه سانتیگراد، میزان متوسط تبخیر از تشتک ۲۵۴۶ میلیمتر در سال و تبخیر از سطح آزاد آب دریاچه سد درودزن ۱۷۵۰ میلیمتر در سال است.

برای تحلیل خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیک به ترتیب از داده‌های باران‌سنجی و هیدرومتری ایستگاه‌های با حداقل طول دوره آماری ۴۰ سال (۱۳۵۰ تا ۱۳۹۰) واقع در حوزه سد درودزن استفاده شد. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ و پراکنش مکانی آن‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱. موقعیت حوزه سد درودزن در ایران و استان فارس و پراکنش ایستگاه‌های باران سنجی و آب سنجی مورد استفاده

جدول ۱. مشخصات ایستگاه های باران سنجی و آب سنجی در حوزه سد درودزن

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	میانگین بارش به mm و آبدهی به m ³ /s'
چمریز	باران سنجی	۵۱/۱۰	۳۰/۴۵	۴۷۰/۱
عباس آباد	باران سنجی	۵۲/۲۵	۳۰/۳۲	۴۵۱/۱
چوبخه	باران سنجی	۵۱/۸۹	۳۰/۵۵	۸۴۰/۲
دهکده سفید	باران سنجی	۵۲/۱۱	۳۰/۶۶	۴۶۸/۶
جمال بیگ شیرین	باران سنجی	۵۱/۹۵	۳۰/۶۴	۵۱۶/۱
چمریز	آب سنجی	۵۱/۱۰	۳۰/۴۵	۲۵/۲۹
سد درودزن	آب سنجی	۵۲/۵۸	۳۰/۳۱	۱۶/۷۳
خسروشیرین	آب سنجی	۵۲/۰۲	۳۰/۹۰	۲/۳۴
جمال شور	آب سنجی	۵۲/۰۱	۳۰/۹۰	۱/۷۵
جمال شیرین	آب سنجی	۵۱/۹۵	۳۰/۶۴	۷/۴۵
دهکده سفید	آب سنجی	۵۲/۱۱	۳۰/۶۶	۴/۷۸

که در رابطه ۳، پارامتر A از رابطه ۴ محاسبه گردید.

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad (4)$$

n: تعداد مشاهده های بارندگی، x: میانگین بارندگی

تجمعی برای یک ماه مشخص در طی دوره آماری.

نتایج پارامترهای محاسبه شده در مرحله بعد برای

پیدا کردن، احتمال تجمعی بارندگی برای ماه و مقیاس

زمانی مشخص و برای هر یک از ایستگاهها استفاده گردید.

و احتمال تجمعی، با فرض $t=x/\beta$ به تابع گامای ناقص

تبدیل شد.

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx \quad (5)$$

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (6)$$

زمانی که تابع گاما برای $x=0$ تعریف نشده باشد و

توزیع بارندگی دارای مقادیر صفر باشد؛ در این حالت

احتمال تجمعی از رابطه ۷ محاسبه می گردد.

$$H(x) = q + (1-q)G(X) \quad (7)$$

شاخص استاندارد شده بارش به طور معمول در

مقیاس های زمانی ۱، ۳، ۶، ۱۲ و ۱۸ ماهه محاسبه

می شود. برای محاسبه این شاخص معمولاً از توزیع گاما و

پیرسون تیپ سه استفاده می گردد. توزیع آماری گاما

برازش خوبی با سری زمانی اقلیمی دارای چولگی مانند

بارش دارد. تابع توزیع گاما به صورت تابع چگالی احتمال

یا فراوانی به صورت رابطه (۱) تعریف شده است (۱۵).

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad x > 0 \quad (1)$$

در رابطه (۱) $\alpha > 0$ پارامتر شکل، $\beta > 0$ پارامتر

مقیاس، $x > 0$ مقدار بارندگی و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما است.

برای یک ایستگاه معین با برازش تابع چگالی احتمال

گاما بر توزیع فراوانی بارندگی شاخص بارش استاندارد

شده محاسبه گردید. پارامترهای α و β برای هر ایستگاه و

برای هر مقیاس زمانی و هر ماه از سال برآورد شدند. با

استفاده از روش حداکثر درست نمایی می توان مقادیر

بهینه α و β را براساس روابط ۲ و ۳ برآورد کرد (۱۵).

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad (2)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (3)$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{H(X)^2}\right)} \quad (10)$$

$$0 < H(X) < 0.5$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1-H(X))^2}\right)} \quad (11)$$

$$0.5 < H(X) < 1.0$$

ضرایب مربوط به روابط ۸ و ۹ به قرار زیر است (۲۰).

$$c_0 = 2.515517, c_1 = 0.802853, c_2 = 0.010328,$$

$$d_1 = 1.432788, d_2 = 0.189269, d_3 = 0.001308.$$

بدین ترتیب SPI مقدار Z استاندارد شده را نشان می‌دهد که نمایانگر مقدار انحرافات بالاتر و یا پایین‌تر از میانگین است. جدول ۲، نشان دهنده طبقات خشکسالی بر اساس شاخص SPI می‌باشد.

و در رابطه ۷ q احتمال بارندگی صفر است و H(x) مقادیر انتقال داده شده به نمره Z با استفاده از تقریب آبراموتیز و استوگان است (۱). این تقریب که با استفاده از روابط ۸ و ۹ محاسبه می‌شود، احتمالات تجمعی را به متغیر تصادفی نرمال استاندارد یا همان SPI تبدیل می‌نماید.

$$Z = SPI = -\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \quad (8)$$

$$0 < H(X) < 0.5$$

و

$$Z = SPI = \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \quad (9)$$

$$0.5 < H(x) < 1.0$$

در روابط ۸ و ۹ مقدار t از روابط ۱۰ و ۱۱ محاسبه می‌گردد.

جدول ۲. طبقه بندی شاخص SPI و تعریف کلاس‌های خشکسالی متناظر با آن (۱۵)

مقدار شاخص SPI	طبقه بندی خشکسالی
۲ و بیشتر از آن	به شدت مرطوب
۱/۵ تا ۲	خیلی مرطوب
۱/۵ تا ۱/۰۰	نسبتاً مرطوب
۱/۰۰ تا ۰	مرطوب ملایم
۰ تا -۱/۰۰	خشکسالی ملایم
-۱/۵ تا -۱/۰۰	نسبتاً خشک
-۱/۵۰ تا -۹۲	خیلی خشک
-۲/۰۰ و کمتر از آن	به شدت خشک

و در سری‌های زمانی ۱، ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ ماهه محاسبه گردید.

آزمون من کندال

در این روش ابتدا اختلاف بین هر یک از مشاهدات با تمام مشاهدات پس از آن محاسبه شده و پارامتر S مطابق رابطه ۱۲ به دست آمد:

محاسبه شاخص SDI

اصول محاسباتی شاخص SDI مشابه شاخص SPI است. در این رابطه مقادیر دبی ماهانه هر ایستگاه هیدرومتری بر توزیع آماری مناسب برازش داده شد سپس داده‌های استاندارد شده به عنوان شاخص SDI استخراج گردید (۸). این شاخص در هر یک از ایستگاه‌ها

که α سطح معنی‌داری است که برای آزمون در نظر گرفته می‌شود و Z_α آماره توزیع نرمال استاندارد در سطح معنی‌داری α می‌باشد که با توجه به دو دامنه بودن آزمون، $\alpha/2$ استفاده می‌شود. مقدار مثبت Z روند افزایشی و مقدار منفی آن روند کاهشی را در سری زمانی نشان می‌دهد. اگر قدر مطلق Z بزرگتر از $1/960$ یا $2/576$ شد به ترتیب در سطح 5 و 1 درصد فرض صفر یعنی عدم وجود روند، رد و فرض یک که بیانگر وجود روند است، پذیرفته می‌شود (۸).

آزمون من-کندال اصلاح شده

در این روش، اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار از داده‌ها حذف می‌شود و برای سری‌هایی مورد استفاده قرار می‌گیرد که ضرایب خود همبستگی آنها در یک یا چند مورد معنی‌دار باشند (۶؛ ۱۳؛ ۲۸). ابتدا ضریب خود همبستگی مرتبه K ام از رابطه ۱۸ محاسبه شد.

$$rk = \frac{1}{n-k} \frac{\sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x}_t)(x_{t+k} - \bar{x}_t)}{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x}_t)^2} \quad (18)$$

در رابطه ۱۹ rk ضریب خودهمبستگی مرتبه k ام و \bar{x} میانگین سری زمانی است. معنی‌داری ضریب خود همبستگی مرتبه K ام در سطح 95 درصد از رابطه ۱۹ بررسی گردید. در صورتی که مقدار ضریب همبستگی داده‌های سری زمانی در شرط زیر صدق نکند، ضریب خود همبستگی معنی‌دار بوده و باید اثر آن حذف گردد.

$$\frac{1 - 1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \leq rk \leq \frac{1 + 1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \quad (19)$$

سپس واریانس اصلاح شده $V(S)^*$ آماره Z من کندال از روابط ۲۰ و ۲۱ محاسبه گردید.

$$V(S)^* = V(S) \frac{n}{n^*} \quad (20)$$

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (12)$$

که n تعداد مشاهدات سری، و x_j و x_k به ترتیب داده‌های زام و k ام سری می‌باشند. تابع علامت sgn نیز به صورت رابطه ۱۳ محاسبه شد:

$$\begin{aligned} \text{sgn}(x_j - x_k) &= +1 & (x_j - x_k) > 0 \\ \text{sgn}(x_j - x_k) &= 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ \text{sgn}(x_j - x_k) &= -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{aligned} \quad (13)$$

در مرحله بعد محاسبه واریانس S توسط یکی از روابط ۱۴ یا ۱۵ محاسبه شد:

$$\begin{aligned} n > 10 \\ \text{Var}(S) &= \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t(t-1)(2t+5)}{18} \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} n \leq 10 \\ \text{Var}(S) &= \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \end{aligned} \quad (15)$$

که m معرف تعداد دنباله‌هایی است که در آنها حداقل یک داده تکراری وجود دارد. t نیز بیانگر فراوانی داده‌های با ارزش یکسان در یک دنباله (تعداد گره‌ها) می‌باشد. در نهایت نیز آماره Z به کمک رابطه ۱۶ استخراج گردید:

$$z = \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \quad S > 0$$

$$z = 0 \quad S = 0 \quad (16)$$

$$z = \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \quad S < 0$$

با فرض دو دامنه آزمون روند، فرضیه صفر در صورتی پذیرفته می‌شود که شرط زیر برقرار باشد:

$$|Z| < Z_{\alpha/2} \quad (17)$$

۱/۹۶ و همچنین کوچکتر از ۱/۹۶- به ترتیب نشان دهنده روند صعودی و نزولی معنی دار سری زمانی بارش و دبی (در سطح اطمینان ۵ درصد) در ایستگاه‌های مورد بررسی است. مقادیر کوچکتر از ۱/۹۶ و بزرگتر از ۱/۹۶- سری‌های بدون روند معنی دار می‌باشند. مقادیر معنی دار با علامت ستاره (*) در جدول مشخص شده‌اند. با توجه به نتایج ارائه شده در این جدول مقادیر بدون روند معنی دار فراوانی به مراتب بیشتری دارند. حدود ۸۰ درصد از روندها در این جدول بدون معنا هستند و روند صعودی معنی دار در این جدول مشاهده نمی‌شود. بیشتر روندها نزولی بوده، که در مقیاس ۱ و ۳ ماهه معنی دار نیستند، اما در مقیاس‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۱۸ ماهه ایستگاه چمریز و در مقیاس ۱۲ و ۱۸ ماهه، ایستگاه جمال شیرین روند نزولی معنی دار نشان می‌دهد.

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{k=1}^{n-1} (n-k)(n-k-1) \quad (21)$$

در رابطه ۲۰ و ۲۱، V(S) از رابطه ۱۴ محاسبه می‌شود و $\frac{n}{n^*}$ ضریب اصلاحی واریانس سری‌های خود همبسته است. در نهایت آماره Z آزمون من کندال با جایگزینی واریانس اصلاح شده به جای واریانس در رابطه ۱۶ به دست آمد.

نتایج

نتایج حاصل از آزمون روند من-کندال اصلاح شده بر سری‌های زمانی SDI و SPI در ادامه ارائه (جدول ۳) گردیده که نشان دهنده مقادیر Z آزمون من-کندال اصلاح شده در سری‌های زمانی SPI و SDI ۱، ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ ماهه است. در این جدول، مقادیر Z بزرگتر از

جدول ۳. نتایج آزمون من کندال اصلاح شده در سری های زمانی SPI و SDI

شاخص	نام ایستگاه	۱ ماهه	۳ ماهه	۶ ماهه	۹ ماهه	۱۲ ماهه	۱۸ ماهه
SPI	چمریز	-۱/۶۵	-۱/۶۳	-۱/۹۷ *	-۳/۵۹ *	-۵/۱۸ *	-۴/۶۱ *
	عباس آباد	-۰/۵۱	-۰/۳۴	-۰/۲۳	-۰/۴۵	-۰/۷۱	-۰/۲۳
	چوبخله	-۰/۲۲	-۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۶۱	۰/۶۱
	دهکده سفید	-۰/۶۹	-۰/۶۴	-۰/۵۵	-۰/۸۸	-۰/۸۶	-۰/۲۵
	جمال بیگ شیرین	-۰/۹۰	-۰/۷۹	-۰/۸۴	-۱/۶۳	-۲/۶۹ *	-۲/۶۷ *
	میانگین	-۰/۷۹	-۰/۶۹	-۰/۶۸	-۱/۲۶	-۱/۷۷	-۱/۴۳
SDI	چمریز	-۵/۰۲ *	-۴/۹۲ *	-۵/۱۲ *	-۵/۳۵ *	-۵/۴۵ *	-۵/۷۳ *
	سد درودزن	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۳۰	۰/۳۹	۰/۴۱	-۰/۰۴
	خسروشیرین	-۰/۷۳	-۰/۸۵	-۱/۰۴	-۱/۳۴	-۱/۳۷	-۱/۷۱
	جمال شور	-۳/۴۷ *	-۳/۱۸ *	-۳/۰۳ *	-۳/۱۶ *	-۲/۸۸ *	-۲/۷۷ *
	جمال شیرین	-۴/۴۴ *	-۴/۵۸ *	-۵/۱۸ *	-۶/۴۱ *	-۷/۴۲ *	-۷/۶۱ *
	دهکده سفید	-۳/۲۵ *	-۳/۳۲ *	-۳/۴۱ *	-۳/۰۷ *	-۲/۴۲ *	-۱/۷۸
	میانگین	-۲/۷۳	-۲/۷۳	-۲/۹	-۳/۱۶	-۳/۱۹	-۳/۲۷

مانند چمریز، جمال شور، جمال شیرین و دهکده سفید در تمامی مقیاس‌های زمانی مورد بررسی دارای روند نزولی معنی دار هستند. در این میان، تنها در مقیاس زمانی ۱۸ ماهه SDI، ایستگاه دهکده سفید روند نزولی بدون معنا در سطح ۹۵ درصد نشان می‌دهد. با این حال در سطح ۹۰ درصد، این روند نیز معنی دار است. پس

در ارتباط با شاخص خشکسالی هیدرولوژیک SDI، وجود روندهای معنی دار نزولی و همچنین بدون روند معنی دار (جدول ۳) قابل مشاهده است. برخلاف روندهای شاخص SPI، مقادیر دارای روند معنی دار نزولی از فراوانی به مراتب بیشتری برخوردار است. حدود ۶۴ درصد از روندها به صورت معنی دار نزولی می‌باشند. ایستگاه‌هایی

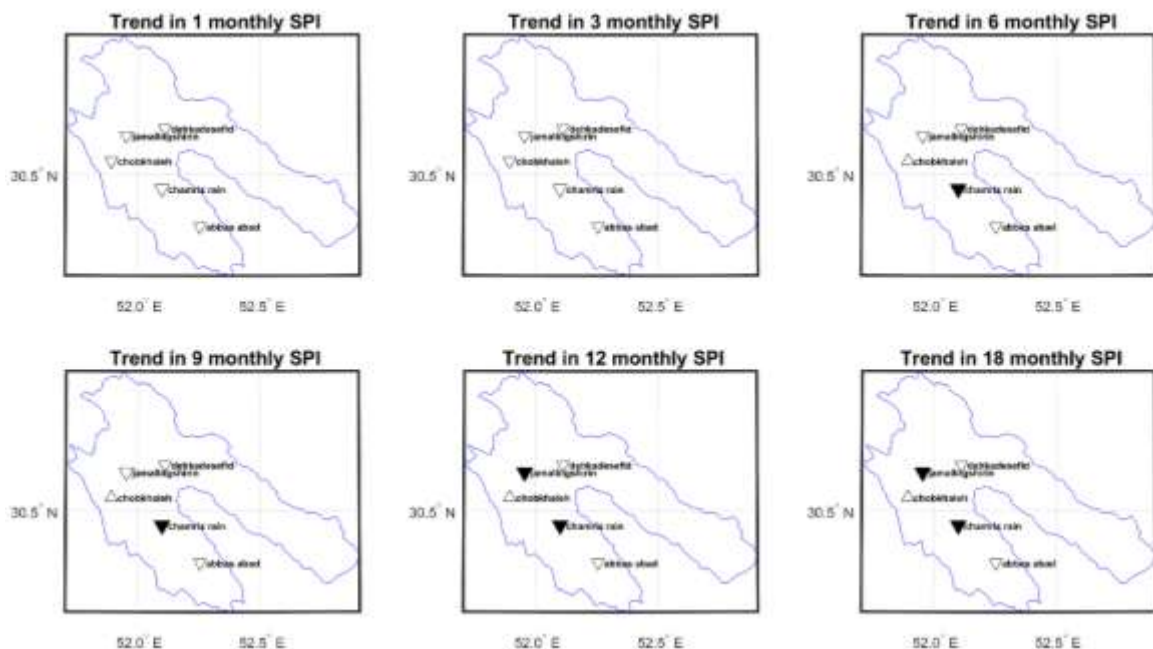
مشخص شده‌اند. در رابطه با شاخص SPI، در غالب ایستگاه‌ها روندهای نزولی در هر مقیاس زمانی مشاهده می‌شود، البته اکثراً بدون روند معنی‌دار هستند. فقط ایستگاه‌های چمریز و جمال شیرین دارای روند نزولی معنی‌دار هستند. این ایستگاه‌ها در غرب و نقاط مرکزی حوزه قرار گرفته‌اند.

توزیع مکانی روندهای شاخص SDI (شکل ۳) حاکی از آن است که ایستگاه خسروشیرین در مناطق شمالی و بالادست حوزه و ایستگاه درودزن در خروجی حوزه، تنها ایستگاه‌های بدون روند معنی‌دار هستند. روندهای نزولی معنی‌دار در سطح اطمینان ۵ درصد SDI، در بخش‌های مرکزی، غربی و نقاطی که آبراهه‌های اصلی حوزه به یکدیگر می‌پیوندند، مشاهده می‌شود. با توجه به این شکل و اعداد Z من-کندال (جدول ۳)، مشخص می‌شود، روند افزایشی شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی در ایستگاه‌های میانبند حوزه، که تمرکز فعالیت‌های کشاورزی در این مناطق بیشتر است، نزدیک به ۴ برابر از ایستگاه‌های مناطق سرشاخه و یا خروجی حوزه بیشتر می‌باشد.

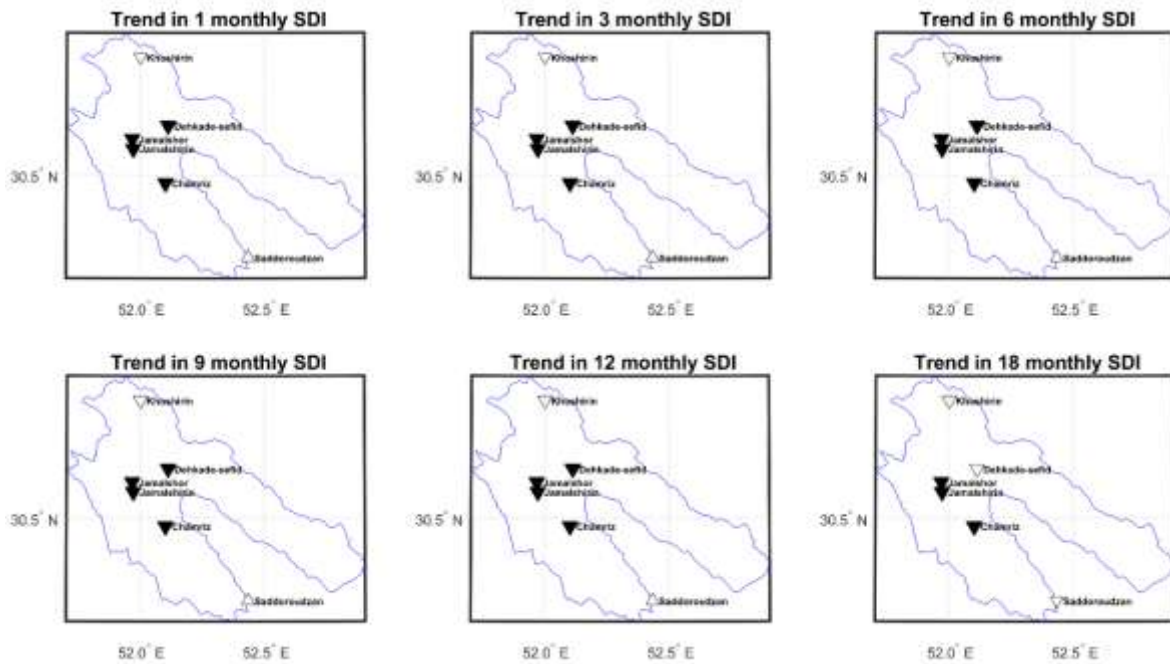
می‌توان گفت که این ایستگاه‌ها، در کل دارای روند نزولی معنی‌دار هستند.

تفاوت عمده نوع روند در ایستگاه خسروشیرین و همچنین سد درودزن مشاهده می‌شود. در رابطه با ایستگاه خسروشیرین، روند نزولی غیرمعنی‌دار در تمامی سری‌های زمانی مشاهده شده است، در صورتی که ایستگاه سد درودزن، عمدتاً دارای روند صعودی بدون معناست. مقایسه میانگین شاخص‌های مورد بررسی (جدول ۳)، نشان می‌دهد که شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی SDI بیش از ۳ برابر از شاخص خشکسالی هواشناسی SPI در طی دوره آماری فزونی دارد؛ این مطلب نشان می‌دهد خشکسالی هیدرولوژیکی در حوزه بسیار شدیدتر از خشکسالی هواشناسی است.

توزیع مکانی وضعیت روندهای شاخص SPI (شکل ۲) و SDI (شکل ۳) در مقیاس‌های زمانی مورد بررسی، با مثلث‌های توپر و خالی نشان داده شده است. به عبارتی بهتر، روندهای صعودی و نزولی معنی‌دار، به ترتیب با مثلث‌های توپر رو به بالا و رو به پایین نمایش داده شده‌اند. همچنین روندهای بدون معنا، با مثلث‌های خالی



شکل ۲. نقشه پراکنش مکانی معنی‌داری روند SPI در سری‌های زمانی مختلف مورد بررسی در حوزه سد درودزن



شکل ۳. نقشه پراکنش مکانی معنی داری روند دبی در ایستگاه‌های هیدرومتری واقع در حوزه سد درودزن در سری زمانی ماهانه پیوسته و در بازه زمانی ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۰

■ بحث و نتیجه‌گیری

در تحقیق حاضر، روند سری‌های زمانی کوتاه مدت، میان مدت و بلند مدت خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیک به ترتیب بر اساس شاخص SPI و SDI در حوزه سد درودزن مورد بررسی گرفت. نتایج به وضوح نشان دهنده روند نزولی شاخص SDI و SPI است. هر چند، که فراوانی سری‌های دارای روند معنی‌دار نزولی در سطح اطمینان ۵ درصد در رابطه با شاخص SDI به مراتب بیشتر است. باید توجه داشت که روند کاهش SPI و یا SDI به معنای روند افزایشی وقوع خشکسالی‌هاست. در طول یک سری زمانی SPI و یا SDI، کاهش نسبی این مقادیر به معنای کاهش نسبی شرایط مرطوب و یا افزایش نسبی شرایط خشکی است. بر خلاف آن، روند افزایشی در این سری‌ها، به معنای افزایش نسبی شرایط مرطوب و یا کاهش نسبی شرایط خشکی است. لذا آنچه به خصوص در رابطه با محدودیت منابع آب در مناطق با اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک مطلوب می‌باشد، روند افزایشی سری‌های زمانی خشکسالی است.

نتایج مطالعه حاضر نشان داد که شاخص SPI در سری‌های زمانی بلند مدت، روند نزولی معنی‌دار بیشتری نسبت به سری‌های کوتاه مدت نمایش می‌دهد. برای

درک و تحلیل بهتر روندهای اتفاق افتاده، در اینجا لازم است تا علت وقوع خشکسالی‌های با مقیاس زمانی طولانی مدت مورد بررسی قرار گیرد. خشکسالی عبارت است از ماه، فصل یا دوره‌ای که بارش نسبت به یک مبنای مشخص (مثلاً میانگین طولانی مدت) کمتر شده باشد، و براساس درصد این کاهش در بارش، شدت خشکسالی محاسبه می‌گردد. بنابراین باید در یک فصل یا بیشتر کمبود بارش اتفاق افتد تا خشکسالی ایجاد شود (۳۱). وقتی یک خشکسالی دوره طولانی مدت برای مثال ۱۲ ماهه رخ می‌دهد به معنی آن است که جمع بارش در ۱۲ ماه متوالی در ماه مورد نظر و در آن سال نسبت به همین دوره و در سال‌های دیگر یعنی میانگین طولانی مدت، کاهش داشته است. در واقع تکرار دو یا چند خشکسالی فصلی متوالی که در یک فصل بارش اتفاق می‌افتند، باعث عدم جبران کسری بارش و افزایش شدت خشکسالی شده، که این موضوع به نوبه خود می‌تواند باعث ایجاد یک خشکسالی بزرگتر و طولانی‌تر شوند. هرچند ممکن است در بین فصول کمبود بارش، برخی فصول بارش در حد نرمال دریافت شده باشد. از آنجا که سری‌های زمانی خشکسالی معمولاً طبقه‌بندی می‌گردد، ممکن است شرایط فصول بارش مذکور در کلاس نرمال قرار گیرند، اما

بایستی در نظر داشت که افزایش خشکسالی‌های هواشناسی و به خصوص هیدرولوژیک حوزه می‌تواند بر منابع آب موجود در دریاچه‌های طشک و بختگان نیز تاثیرگذار باشد. افزایش بیش از حد برداشت از منابع آب حوزه، سطح دریاچه‌ها دستخوش تغییر قرار می‌دهد. چنانچه نتایج باقری و همکاران (۳) در بررسی تغییرات پهنه آبی دریاچه بختگان از ۱۳۵۵ تا ۱۳۹۳ نمایانگر آن است که کاهش بارندگی و مهمتر از آن افزایش سطوح زیر کشت آبی در بالادست دریاچه بختگان و در نتیجه افزایش مصرف آب برای آبیاری، باعث خشک شدن کامل دریاچه بختگان شده‌اند. در این بین عامل دوم سبب تبدیل شدن کمبود آب ناشی از خشکسالی به بحران آب در منطقه شده است. نتایج ایشان نشان می‌دهد در سرشاخه‌های این حوزه سطح زیر کشت اراضی آبی ۴/۶ برابر طی دوره ۱۳۳۵ تا ۱۳۸۵ گردیده است. که این عامل باعث افزایش مصرف آب سطحی ۱/۸ برابر و آب زیر زمینی ۱۰/۱ برابر گردیده است. خشک شدن این دریاچه‌ها، باعث ایجاد کانون‌های فرسایش بادی در سطح دریاچه شده و می‌تواند بخش قابل توجهی از مناطق اطراف را نیز تحت تاثیر قرار دهد. همچنین باید در نظر داشت که مطابق با مطالعه Tchakerian (۲۷)، بیابانزایی ناشی از چند عامل از جمله تغییرات و نوسانات اقلیمی به همراه تخریب سرزمین توسط انسان است. متأسفانه طی سال‌های اخیر هم تغییرات اقلیمی و افزایش خشکسالی‌ها توأم با تخریب سرزمین و تغییرات کاربری در حوزه مذکور و مناطق پایین دست مشاهده شده است و لذا، منطقه به سمت بیابانی شدن سوق یافته است.

در مطالعه حاضر، نکته قابل توجه و با اهمیت دیگر، فراوانی بیشتر روندهای معنی‌دار نزولی و یا افزایش خشکسالی‌های هیدرولوژیک نسبت به خشکسالی‌های هواشناسی در سطح حوزه است. همان‌گونه که نتایج نشان داد، درصد قابل توجهی (بیش از ۶۰ درصد) از روندهای سری‌های زمانی SDI در حوزه دارای روند نزولی معنی‌دار می‌باشند. همچنین با بررسی میانگین‌های این دو شاخص خشکسالی (جدول ۲)، مشخص گردید که

وضعیت آن بیشتر متمایل به شرایط خشک باشد و نه شرایط تر. در چنین حالتی، تکرار دو یا چند فصل بارش در سری‌های زمانی کوتاه مدت خشکسالی چندان قابل تشخیص نیست، اما در سری‌های زمانی میان مدت یا بلندمدت خشکسالی نظیر سری‌های زمانی ۹، ۱۲ ماهه و یا بیشتر قابل تشخیص می‌باشند (۱۶).

حال اگر به مرور زمان شدت این خشکسالی‌ها افزایش یابد، یا بزرگی و مدت آن‌ها بیشتر شود، می‌تواند یک روند معنی‌دار کاهش SPI و پیرو آن افزایش خشکسالی طولانی مدت را به نمایش بگذارند. از آنجایی که خشکسالی‌های با مقیاس زمانی بالا می‌تواند ناشی از کمبود بارش در خشکسالی‌های کوتاه مدت باشد، معمولاً از تداوم بیشتری نیز برخوردار است. این موضوع می‌تواند در بزرگی خشکسالی نیز تاثیرگذار باشد. در صورتی که یک سری زمانی طولانی مدت SPI مانند سری ۱۲ ماهه در کلاس متوسط تا شدید و یا بسیار شدید دارای روند منفی باشد بدان معنا است که یا خشکسالی‌های بزرگتری با فراوانی بیشتری اتفاق افتاده‌اند و یا مدت زمان خشکسالی‌ها بیشتر شده و یا هر دو پارامتر بزرگی خشکسالی و مدت آن افزایش یافته است (۷؛ ۱۴).

افزایش وقوع، بزرگی یا تداوم خشکسالی‌های بلند مدت از چند جنبه دارای اهمیت است. اول آنکه تداوم این خشکسالی‌ها می‌تواند به تغییر ماهیت اقلیم یک منطقه منجر گردد. در واقع با افزایش خشکسالی‌ها، مقدار بارش متوسط یک منطقه در طول یک دوره کاهش می‌یابد. بر اساس تقسیم‌بندی اقلیم به روش UNEP ۱۹۹۷ و با فرض ثابت بودن مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل، با کاهش مقدار بارش‌ها در اثر تداوم و بزرگی خشکسالی‌ها، نسبت بارش به تبخیر و تعرق پتانسیل کمتر و لذا، خشکی منطقه افزایش می‌یابد (۱۶). داده‌های تاریخی مربوط به بارش، رواناب‌های سطحی و شاخص‌های خشکسالی نیز نشان دهنده افزایش خشکی در بسیاری از مناطق جهان و طی نیم قرن اخیر بوده است (۴؛ ۵). لذا به این نکته بایستی توجه داشت که افزایش خشکسالی‌ها می‌تواند اقلیم یک منطقه را از حالت نیمه خشک به خشک سوق دهد.

افزایش تقاضا برای برداشت و مصرف آب می‌شود، باشد (۲۴؛ ۳۰). همچنین در پژوهشی تاثیر احداث سازه‌های مکانیکی بر ذخیره رواناب که در منطقه کردستان انجام پذیرفت، نتایج نشان داد در زیر حوزه‌هایی که تراکم عملیات سازه‌ای نسبت به مساحت حوزه زیاد است، عملیات مکانیکی انجام شده باعث تغییر رفتار حوزه در جهت افزایش ذخیره رواناب گردیده است (۲). البته، در صورت اقدامات صحیح آبخیزداری و افزایش نفوذ آب، جریان پایه رودخانه بایستی افزایش یابد و این افزایش جریان پایه، باعث کاهش خشکسالی هیدرولوژیک گردد. در حالی که اقدامات ناصحیح می‌تواند باعث افزایش تبخیر آب گردد. به هر حال تمامی موارد فوق الذکر، موضوعات بسیار مهمی هستند که در تحقیقات آتی حتما بایستی به آن‌ها پرداخته شود.

شاخص خشکسالی هیدرولوژیک بیش از ۳ برابر نسبت به شاخص خشکسالی هواشناسی از نظر عددی بزرگتر می‌باشد. با توجه به استاندارد بودن مقدار عددی هر دو شاخص می‌توان نتیجه گرفت که شدت خشکسالی هیدرولوژیک در حوزه مورد مطالعه به مراتب بیشتر از خشکسالی هواشناسی می‌باشد. نتایج نشان داد، مقدار عددی این شاخص در ایستگاه‌های مذکور به مراتب بیشتر و نزدیک به ۴ برابر از ایستگاه‌های مناطق سرشاخه و یا خروجی حوزه می‌باشد. که این موضوع نیز موید فزونی شدت خشکسالی در این مناطق نسبت به سایر نقاط حوزه است. این تفاوت می‌تواند برآمده از چند دلیل عمده نظیر افزایش دما و تبخیر و تعرق از سطح حوزه، برداشت آب از رودخانه، افزایش سطوح زیر کشت باشد که بررسی آن‌ها نیاز به تحقیقات گسترده‌تر در آینده دارد. نتایج تحقیقات مشابهی در ایران و سایر نقاط دنیا نظیر اسپانیا و آمریکا نیز موید این مطلب است که کاهش جریان رودخانه‌ها و افزایش خشکسالی‌های هیدرولوژیک در نقاط انتهایی حوزه می‌تواند ناشی از فعالیت‌های انسانی که موجب

■ References

1. Abramowitz, M., & Stegun, A. (1965). Handbook of mathematical formulas, graphs, and mathematical tables. New York: Dover Publications Inc.
2. Amini, A., & Roghani, M. (2014). The Effect of Mecanical Sturacturs on Runoff Storage in Gavedareh wathershed, Kordestan Provienc. *Jornal of Geographical Space*, 4(47), 145-162. (In Farsi)
3. Bagheri, M. H., Bagheri, A., & Sohooli, G. A. (2016). Analysis of Changes in the Bakhtegan Lake Water Body under the Influence of Natural and Human Factors. *Iran-Water Resources Research*, 12(3), 1-11. (In Farsi)
4. Dai, A. (2011). Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12), 1-26.
5. Dai, A. (2011). Drought under global warming: A review. *Wiley Interdisciplinary Reviews; Climate Change*, 2(1), 45–65.
6. Darand, M. (2014). Analysis of variations in extreme temperature and precipitation in Oromieh indices as the signs of climate change. *Jornal of Water and Soil Conservation*, 21(2), 1-29 (In Farsi)
7. Dashtpajardi, M., Kousari, M., Vagharfard, H., Ghonchepour, D., Hosseini, M., & Ahani, H. (2014). An investigation of drought magnitude trend during 1975–2005 in arid and semi-arid regions of Iran. *Environmental Earth Sciences*, 1-14. doi:10.1007/s12665-014-3477-1
8. Eghtedar Nezhad, M., Bazrafshan, O., & Sadeghi Lari, A. (2017). Adaptive Evaluation of SPI, RDI and SDI Indices in Analyzing the Meteorological and Hydrological Drought Characteristics (Case Study: Bam Plain). *Jornal of Water and Soil Scince*, 26(4.2), 69-81. (In Farsi)
9. Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 182-196.

10. Karimi, V., Habib nezhad roshan, M., & Abkar, A. (2011). Investigation of meteorological drought Indexes in Mazandaran synoptic Stations. *Journal of water and Irrigation enginerring*, 2(5), 15-25. (In Farsi)
11. Khalili, D. (2016). Challenges Facing Water Resources Management under Drought Conditions in Iran. *Strategic Research Journal of Agricultural Sciences and Natural Resources*, 1(2), 149 -164 (InFarsi).
12. Khalili, K., Nazeri Tahrudi, M., & Ahmadi, F. (2015). Application of PCI Index in the Annual and Seasonal Rainfall Pattern Investigation and Trend Analysis of Iran Duration the Recent Half Century. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 9(1), 195-208. (In Farsi)
13. Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J., Gachon, P., Sushama, L., & St-Hilaire, A. (2009). 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, 117-130.
14. Kousari, M., Dastorani, M. T., Niazi, Y., Soheyli, E., Hayatzadeh, M., & Chezgi, J. (2014). Trend Detection of Drought in Arid and Semi-Arid Regions of Iran Based on Implementation of Reconnaissance Drought Index (RDI) and Application of Non-Parametrical Statistical Method. *Water Resource Management*, 28, 1857–1872.
15. Kousari, M. R., Ekhtesasi, M. R., & Maleikenzhad, H. (2017). Investigation of meteorological and agricultural drought trends in hyper-arid, arid and semi-arid regions of the world. *Jornal of Desert Ecosystems Engineering*, 6(14), 91-105. (In Farsi)
16. Kousari, M. R., Ekhtesasi, M. R., & Malekinezhad, H. (2017). Investigation of long term drought trend in semi-arid, arid and hyper-arid regions of the world. *Desert Management*, 8(Autumn & Winter,), 36-53. (In Farsi)
17. Malekinezhad, H. Solimani Motlagh., M. (2012). Assessing the severity of climatic and hydrologic droughts in Chaghalvandi basin. *Iranian Water Research Journal*, 5(9), 61- 72. (In Farsi)
18. Mallya, G., Mishra, V., Niyogi, D., Tripathi, S., & Govindaraju, R. S. (2016). Trends and variability of droughts over the Indian monsoon region. *Weather and Climate Extremes*, 12, 43-68.
19. Mirabbasi, R., Anagnostou, E. N., Fakheri-Fard, A., Dinpashoh, Y., & Eslamian, S. (2013). Analysis of meteorological drought in northwest Iran using the Joint Deficit Index. *Journal of Hydrology*, 492, 35-48.
20. Mishra, A. K., & Desai, V. R. (2005). Drought forecasting using stochastic models. *Stoch Environ Res Risk Assessment*, 19, 326–339.
21. Mofidi Poor, N., Shekh, V. B., Ounagh, M., & Sadadin, A. (2012). The Analysis of Relationship between Meteorological and Hydrological Droughts in Atrak Watershed. *Journal of watershed management research*, 3(5), 16-26, (In Farsi)
22. Montaseri, M., Amirataee, B., & Khalili, K. (2016). Identification of Trend in Spatial and Temporal Dry and Wet Periods in Northwest of Iran Based on SPI and RAI Indices. *Journal of Water and Soil*, 30(2, May-Jun), 655-671(In Farsi)
23. Mosaedi, A., & Ghabaei Sough, M. (2011). Modification of Standardized Precipitation Index (SPI) Based on Relevant Probability Distribution Function. *Journal of Water and Soil*, 25(5), 1206-1216. (In Farsi)
24. Nasri, M., & Modares, R. (2017). Investigation of Low Flow Indexies Trends in Esfahan Province. *Jornal of Iranian Natural Resources*, 70(1), 247-256. (In Farsi)
25. Shokoohi, A., & Morovati, R. (2014). An investigation on the Urmia Lake Basin drought using RDI and SPI indices. *Watershed Engineering and Management*, 6(3), 232-246 (In Farsi)
26. Spinoni, J., Naumann, G., & Vogt, J. V. (2017). Pan-European seasonal trends and recent changes of drought frequency and severity. *Global and Planetary Change*, 148, 113-130.
27. Tchakerian, V. P. (2015). Hydrology, Floods and Droughts | Deserts and Desertification A2 - North, Gerald R. Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition) (pp. 185-192). Oxford: Academic Press.

28. Torabi Poodeh, H., & Emamgholizadeh, S. (2015). Trend analysis of streamflow changing of north watershed of Dez River with TFPW-MK procedure. *Journal of Water and Soil Conservation*, 22(3), 39-55. (In Farsi)
29. Vafakhah, M., Bakhshi Tiragani, M., & Khazaei, M. (2013). Analysis of Rainfall and Discharge Trend in Kashafrood watershed. *Geography and Development*, 10(29), 21 - 27. (In Farsi)
30. Vicente-Serrano, S., Zabalza-Martinez, J., Borrás, G., Lypez-Moreno, J., Pla, E., Pascual, D., Azorin-Molina, C. (2017). Extreme hydrological events and the influence of reservoirs in a highly regulated river basin of northeastern Spain. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 12, 13-32.
31. WMO. (2012). Standardized Precipitation Index User Guide. Retrieved from CH-1211 Geneva 2, Switzerland.
32. Zare Abyaneh, H., Bayat Varkshi, M., & Yazdani, V. (2011). Trend analysis of annual and seasonal temperature, precipitation and drought in Hamedan province. *Journal of Water and Irrigation Engineering*, 1(3), 47-58. (In Farsi)

Analysis of the trend of meteorological and hydrological droughts in semi-arid regions of Iran (Case study: Doroodzan Dam basin)

E. Soheili¹, H. Malekinezhad*², M. R. Ekhtesasi³

1. PhD student, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran
 2. Associate Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran
 3. Professor, Faculty of Natural Resources and Desert Studies, Yazd University, Yazd, Iran
- * Corresponding Author: hmalekinezhad@yazd.ac.ir

Received date: 14/07/2016

Accepted date: 10/06/2017

Abstract

The study of desertification due to drought in arid and semi-arid areas which have been seriously affected by the challenge of insufficient water resources is very important. The Doroodzan dam basin, located at north of Fars province, is one of the main strategic regions in Iran which plays an important role in agricultural productions and have been faced with overexploitation of water resources, land degradation and desertification. So, the current study was conducted to investigate the trend of drought changes in this area during the last four decades. The Standardized Precipitation Index (SPI) and the Streamflow Drought Index (SDI) as meteorological and hydrological drought indices, and also the modified Mann-Kendall test were applied to investigate the drought trend. The results indicated the increasing trend of droughts for both indices. The SDI showed increasing trend for all-time series, while SPI showed this increasing trend for long term droughts (i.e. 9, 12 and 18 months) in significant level of 5%. Also, the comparison of averages of Mann-Kendall Z indicated that SDI was more than three times higher than the SPI which illustrates more hydrological drought intensity than the meteorological one. Also, the increasing trend of the SDI in the middle zones of the basin, which have been affected by intensive human activities and land use changes, is far more, almost 4 times, from the those areas in the upland or outlet of the basin. Therefore, the optimized water allocation in middle areas of basin is recommended to manage and reduce desertification severity.

Keywords: Doroodzan dam basin; Mann-Kendall; Standardized Precipitation Index; Streamflow Drought Index; Trend test