

Research Paper

Investigating the Relationship between Hydrological and Meteorological Droughts Using SPI, RDI and SDI Indices with an Emphasis on Comparing Two Different Methods of Calculating ET_0 (Case Study: Sufi Chai Basin of Maragheh)

Seyede Vahideh Khalili¹, Ghorban Mahtabi^{2*}, Jaefar Nikbakht³, Majid Mohammadi⁴

¹ M.Sc. in Hydraulic Structures, Department of Water engineering, Faculty of Agriculture, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Water engineering, Faculty of Agriculture, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Department of Water engineering, Faculty of Agriculture, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴ Master of Water Resources Engineering, Faculty of Agriculture, Tabriz University, Tabriz, Iran



[10.22125/IWE.2023.354331.1661](https://doi.org/10.22125/IWE.2023.354331.1661)

Received:

August 1, 2022

Accepted:

April 17, 2023

Available online:

December 30, 2023

Keywords:

Drought, Standardized Precipitation Index (SPI), Reconnaissance Drought Index (RDI), Stream Flow Drought Index (SDI), Potential Evaporation and Transpiration

Abstract

In this study, relationship of meteorological and hydrological droughts in Sufi Chai basin of Maragheh (East Azarbaijan province) was evaluated using SPI, RDI and SDI. The weather data of Maragheh synoptic station and the data of Tazehkand hydrometric station (upstream of Alavian dam) were used. The statistical period of 34 years was determined (1983-2017) and 3-, 6-, 12-, 24- and 48-month time series were created. In RDI, ET_0 was calculated using FAO-Penman-Monteith and Hargreaves-Samani methods. The correlation of hydrological and meteorological indices was performed for 3-to-48-month series without delay and with delay of one to five month. The results in without delay condition showed the highest correlation between the indices is belonged to the series with similar period. The correlation between the similar RDI_{FPM} and SDI series were less than the ones corresponding to SPI and SDI, or RDI_{HS} and SDI. It is concluded considering the other weather parameters, in addition to rainfall, for calculating the indices, results in reduction of the correlation between the meteorological and hydrological indices. In RDI_{HS} and SDI with delay condition, for 3, 6 and 12 series, the greatest effect of meteorological drought on discharge was observed with 3-month delay.

⁴ M.Sc. in Water Resource Engineering, Department of Water engineering, Faculty of Agriculture, University of Tabriz, Tabriz, Iran

1. Introduction

Drought is one of the most common natural hazards that have an adverse effect on agriculture and water resources. Several drought indices have been developed to control the drought conditions. The drought indices have different characteristics and appropriate for specific environments. The physical

* **Corresponding Author:** Ghorban Mahtabi

Address: Department of Water Engineering,
Faculty of Agriculture, University of Zanjan, Zanjan,
Iran

Email: ghmahtabi@znu.ac.ir
Tel: +989143226117

relationship between the water cycle processes leads to the coordination of occurrence time and severity of hydrological and meteorological drought. Drought indices such as PDSI (Palmer, 1965), standardized evapotranspiration index (Vicente-Serrano et al., 2005), standardized precipitation index (McKee et al., 1993) are used extensively for monitoring the meteorological droughts over the world. The SDI is based on the standardized river flow and surface flow and its computational principles are similar to SPI (Nalbantis and Tsakiris, 2009). The Reconnaissance Drought Index (RDI) was proposed together with the well-known Standardized Precipitation Index (SPI) and the method of deciles. The RDI exhibits significant advantages over the other indices by including apart from precipitation, an additional meteorological parameter, the potential evapotranspiration (Tsakiris et al., 2007).

2. Methodology

In this study, the meteorological and hydrological droughts in Sufi Chai River basin were evaluated using the standard precipitation index (SPI), reconnaissance drought index (RDI) and Stream flow drought index (SDI). The daily weather data related to the synoptic meteorological station of Maragheh and daily data of hydrometric station of Tazehkand (upstream of Alavian dam) were used. After initial data analysis, the length of the common applicable statistical period equal to 34 years were determined (1986-2017) and the 3-, 6-, 12-, 24- and 48- month time series were created. In the RDI index, the evapotranspiration values of the grass reference plant (ET_0) were calculated using two empirical methods of FAO-Penman-Monteith and Hargreaves-Samani. Finally, the correlation of hydrological and meteorological indices for 3- to 48- month time series without delay and with delay of one to five months was performed.

3. Results

The comparison of the percentage frequency of drought and wet periods of two indices, RDI_{FPM} and RDI_{HS} , showed that there is no significant difference in the frequency percentage results of the two methods (maximum difference of 5%). The analysis of the changes in the time series of meteorological indicators showed that with the increase in the period of the time series, the decreasing trend of these indicators became more intense, so it can be concluded that in recent years drought conditions have prevailed in the region. The analysis of the frequency of hydrological drought showed that the highest frequency and percentage of the occurrence of drought for all time steps was observed in normal conditions. Also, the analysis of the changes in the time series of this index showed that the sensitivity of the river flow (SDI values) to the changes in rainfall and weather conditions is higher in shorter time series than in long-term time series. Comparing the curves of SPI with RDI_{HS} and SPI with RDI_{FPM} in each time series (especially in 12-48 month series) showed that the changes of wet and drought periods in terms of duration, intensity and time of beginning and end of drought in the two SPI indices and RDI_{HS} are more consistent (almost similar). The values of the correlation coefficient between the similar RDI_{FPM} and SDI series were less than the ones corresponding to SPI and SDI, or RDI_{HS} and SDI (except for the 24- month series). It is concluded that considering the other weather parameters, in addition to rainfall, for calculating the drought index (RDI_{FPM} versus SPI), results in reduction of the correlation coefficients between the meteorological and hydrological drought index values. According to the results of the correlation between SPI and SDI values with delay condition, the highest correlation coefficient was observed in the 3- and 6-month series with 2-month delay, in the 12-month series with 3- month delay and in the 24- and 48-month time series with non-delayed state. Among the RDI_{HS} and SDI values with delay condition, in the 3-, 6- and 12- time series, the greatest effect of meteorological drought on Sufi Chai River flow was observed with the 3-month delay and this effect was simultaneous in the 24- and 48-month time series.

4. Discussion and Conclusion

The correlation results of between hydrological and meteorology drought in different time series without delay condition showed that the highest correlation coefficient between the values of indices is related to the series with similar period. The main reason for the coincidence of two drought events can be resulted from the direct feeding of the river from the rainfall. Among the RDI_{FPM} and SDI values with delay condition, as time passes since the occurrence of meteorological drought, the effectiveness of the flow of Sufi Chai River increased due to these conditions, so that in the 3-month series of RDI_{FPM} , the highest correlation coefficient was observed with the 4-months delay (0.562).

5. The most important references

- 1) McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceeding of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, California, USA.
- 2) Nalbantis, I. & Tsakiris, G. (2009). Assessment of hydrological drought revisited. *Journal of Water Resources Management*, 23(5), 881-897.
- 3) Palmer, W. C. (1965). Meteorological drought. US Weather Bureau, *Office of Climatology*, Research Paper No. 45, Washington DC, USA.
- 4) Tsakiris, G., Pangalou, D. & Vangelis, H. 2007. Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Journal of Water Resource Management*, 21, 821-833.
- 5) Vicente-Serrano, S. M. & López-Moreno, J. I. (2005). Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. *Journal of Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(5), 523-533.
- 6) Wilhite, D. A. (1993). The enigma of drought in drought assessment, management and planning: Theory and case studies, ed. D.A. Wilhite. pp: 3 -15. *Kluwer Academic Publishers*, Bosten.

Conflict of Interest

Authors declared no conflict of interest.



مطالعه ارتباط زمانی خشکسالی هیدرولوژیکی و هواشناسی با استفاده از شاخص‌های SPI، RDI و SDI با تاکید بر مقایسه دو روش مختلف محاسبه ET_0 (مطالعه موردی: حوضه آبریز صوفی چای مراغه)

سیده وحیده خلیلی^۱، قربان مهتابی^{۲*}، جعفر نیکبخت^۳، مجید محمدی^۴

تاریخ ارسال: ۱۴۰۱/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۱/۲۸

مقاله پژوهشی

چکیده

در این پژوهش ارتباط خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی حوضه آبریز صوفی چای مراغه (استان آذربایجان شرقی) با شاخص‌های هواشناسی بارش استاندارد (SPI)، خشکسالی احيائي (RDI) و شاخص هیدرولوژیکی جریان رودخانه‌ای (SDI) بررسی گردید. داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک مراغه و دبی‌های ایستگاه هیدرومتری تازه‌کند (بالادست سد علویان) استفاده گردید. دوره آماری ۳۴ سال (۱۳۹۶-۱۳۶۲) تعیین و سری‌های زمانی ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه ایجاد شد. در شاخص RDI، تبخیر-تعرق گیاه مرجع (ET_0) با روش‌های فائو-پنمن-مانتیث (ET_{0FPM}) و هارگریوز-سامانی (ET_{0HS}) برآورد گردید. همبستگی شاخص‌های هواشناسی با هیدرولوژیکی در سری‌های ۳ تا ۴۸ ماهه بدون تأخیر و با تأخیر یک تا ۵ ماهه محاسبه شد. نتایج همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی با هواشناسی در سری‌های بدون تأخیر نشان داد بیش‌ترین همبستگی بین شاخص‌های سری‌های هم دوره می‌باشد. ضریب همبستگی سری‌های هم دوره RDI_{FPM} و SDI کم‌تر از همبستگی متناظر SPI و SDI و یا RDI_{HS} و SDI بود. می‌توان گفت که لحاظ کردن سایر پارامترهای هواشناسی علاوه بر بارندگی در محاسبه شاخص خشکسالی (RDI_{FPM} نسبت به SPI)، موجب کاهش همبستگی بین شاخص خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی می‌شود. در RDI_{HS} و SDI با تأخیر زمانی، برای سری‌های ۳، ۶ و ۱۲ ماه، بیش‌ترین تأثیر خشکسالی هواشناسی بر دبی رودخانه با ۳ ماه تأخیر مشاهده شد.

واژه‌های کلیدی: خشکسالی، شاخص استاندارد بارش (SPI)، شاخص خشکسالی احيائي (RDI)، شاخص جریان رودخانه‌ای (SDI)، تبخیر و تعرق پتانسیل

^۱ کارشناسی ارشد سازه های آبی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، svahidekhalili@gmail.com

^۲ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، ghmahtabi@znu.ac.ir (نویسنده مسئول)

^۳ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، nikbakht.jaefar@znu.ac.ir

^۴ کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، majidmohammadi.a94@gmail.com



مقدمه

زندگی بشر در طول تاریخ و در سرتاسر جهان همواره در معرض انواع مخاطرات و بلایای طبیعی قرار داشته است. بخشی از این حوادث طبیعی که از فراوانی و گستردگی نسبتاً بیشتری برخوردارند، حوادث ناشی از فرآیندهای آب و هوایی می‌باشند که به طریقی کاملاً محسوس در سراسر دنیا تأثیر گذارند (Mishra and Singh, 2011). از جمله این حوادث می‌توان به طوفان‌های سهمگین، بارش‌های سیل آسا، خشکسالی، رعد و برق و سایر پدیده‌های طبیعی اشاره کرد (پدرام‌راد و یزدانی، ۱۳۹۳). در این میان، پدیده خشکسالی از اهمیت و گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است که شدیداً تحت تأثیر نوسانات اقلیمی است و مجموعه‌ای از مشکلات پیچیده را در بخش‌های مختلف ایجاد می‌کند (Vergni and Todisco, 2011). تمایز این پدیده با سایر مخاطرات طبیعی در این است که برخلاف سایر مخاطرات طبیعی، این پدیده به تدریج و در یک دوره زمانی نسبتاً طولانی عمل کرده و اثرات آن ممکن است پس از چند سال و با تأخیر، نسبت به سایر حوادث طبیعی ظاهر گردد (Wilhite, 1993). از سویی خشکسالی بر خلاف سایر بلایای طبیعی کمتر منجر به خسارات آنی می‌گردد و در نتیجه کمک‌رسانی در هنگام وقوع این پدیده در مقایسه با سایر پدیده‌ها مثل سیل پیچیده‌تر و مشکل‌تر می‌باشد (Jenkins, 2011).

به طور کلی کاهش بارش و افزایش دما نسبت به میانگین بلند مدت اصطلاحاً خشکسالی نامیده می‌شود. البته تعریفی که در تحلیل خشکسالی ارائه می‌شود باید متناسب با شرایط اقلیم، نوع منابع و مقدار ذخایر آب، مصارف آب، نیازها و زمینه تحقیق محقق شود. یکی از جامع‌ترین و کامل‌ترین تعاریف توسط Palmer (۱۹۶۵) ارائه شده است. به نظر وی خشکسالی عبارت از کمبود مستمر و غیرطبیعی رطوبت می‌باشد. به عبارت دیگر دوره‌ای که در آن مقدار رطوبت و یا هر پارامتر هواشناسی دیگری نسبت به شرایط میانگین منطقه از ناهنجاری منفی برخوردار گردد، به عنوان خشکسالی تلقی می‌شود. خشکسالی در صورت تداوم، خسارات بسیار گسترده‌ای را در زمینه‌های کشاورزی، هیدرولوژیک و اجتماعی-اقتصادی

به جای خواهد گذاشت و گاه اثرات غیرمستقیم و مضر آن تا حدی است که می‌تواند به بحران‌های جهانی تبدیل شوند. در یک دسته‌بندی کلی خشکسالی به چهار نوع هواشناختی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و اقتصادی - اجتماعی تقسیم شده است (Smith, 1998). خشکسالی هواشناسی اولین نوع از خشکسالی است که رخ می‌دهد و در صورت تداوم موجب رخداد خشکسالی‌های دیگر می‌شود. خشکسالی هیدرولوژیک دومین نوع خشکسالی است و در امتداد خشکسالی هواشناسی پدیدار می‌شود که با استفاده از داده‌ها و اطلاعات هواشناسی می‌توان تا حدود زیادی وقوع آن را پیش‌بینی کرد و نسبت به بهبود شرایط و مدیریت واقعه پیش‌رو برنامه جامع و کاملی داشت. خشکسالی موجب کاهش سریع جریان‌های سطحی، افت منابع آب زیرزمینی، فرسایش آبی و بادی خاک، تغییر کیفیت منابع آب و خاک، افزایش بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی و نشست زمین می‌شود. بنابراین برای مدیریت خشکسالی و حفظ منابع آب با توجه به دوره‌های خشکسالی پیش‌بینی شده، برای غلبه بر چالش‌های پیش‌رو، بایستی این پدیده در دراز مدت مورد بررسی قرار گیرد. منظور از پایش وضعیت خشکسالی در یک منطقه، بررسی آن از طریق سری زمانی آمار ثبت شده در دوره‌های گذشته در منطقه است (Mishra and Singh, 2011). یکی از روش‌های ارزیابی و پایش خشکسالی، استفاده از شاخص‌های استاندارد است تا بتوان از طریق آن میزان شدت و دوام خشکسالی را در یک منطقه تعیین نمود (Richard and Heim, 2002). ضرورت این مسئله زمانی اهمیت پیدا می‌کند که در مناطقی مثل ایران، فراوانی بالای خشکسالی ایجاب می‌نماید تا در دوره‌های خشک، راه‌کارهای مدیریتی، بهبود یابد (مساعدی و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین لازم است روابط بین خشکسالی‌های هیدرولوژیک و هواشناسی نیز تعیین گردد تا بتوان پاسخ کمبود بارش و یا افزایش درجه حرارت را در جریان رودخانه تشخیص داد (Van Loon, 2015). طی سال‌های گذشته شاخص‌های متعددی جهت پایش خشکسالی در بخش‌های هواشناسی، کشاورزی، هیدرولوژیکی و اجتماعی - اقتصادی ابداع شده است (Mendicino et al., 2008). از جمله این شاخص‌ها می‌-



بر مقادیر نسبت بارش به ET_0 و استاندارد کردن آن بدست می‌آید. در واقع در این شاخص از دو پارامتر بارندگی و تبخیر-تعرق پتانسیل برای تعیین خشکسالی استفاده می‌کند. پیش‌بینی می‌شود که این شاخص از دقت و اطمینان بیشتری نسبت به شاخص‌هایی که فقط از متغیر بارندگی برای تعیین خشکسالی استفاده می‌کنند، برخوردار باشد (خسروی و همکاران، ۱۳۹۱). با توجه به گسترگی مطالعات خشکسالی با کمک شاخص‌های معرفی شده، به مهمترین مطالعات انجام گرفته در این زمینه پرداخته می‌شود.

Vicente-Serrano و López-Moreno (۲۰۰۵) در بررسی خشکسالی اسپانیا به مقایسه شاخص بارش استاندارد شده با متغیرهای هیدرولوژیکی پرداختند. نتایج نشان داد که جریان‌های سطحی با مقیاس زمانی کوتاه مدت SPI (۱ الی ۳ ماهه) و منابع آب زیرزمینی با دوره‌های طولانی‌تر آن (۷ تا ۱۰ ماهه) بیشترین همبستگی را دارند. Tsakiris و Nalbantis (۲۰۰۹) به بررسی خشکسالی هیدرولوژیکی و ارتباط آن با خشکسالی هواشناسی در منطقه‌ای از یونان پرداختند. این محققین با ایجاد همبستگی بین دو شاخص SPI و SDI به این نتیجه رسیدند که خشکسالی هیدرولوژیکی با SPI_{12} در حالت بدون تأخیر زمانی، همبستگی خوبی را داشتند. Edossa و همکاران (۲۰۱۰) در حوضه رودخانه آواش اتیوپی برای آنالیز مکانی و زمانی خشکسالی هواشناسی از شاخص بارش استاندارد و برای آنالیز خشکسالی هیدرولوژیکی از جریان رودخانه استفاده کردند. نتایج نشان داد که خشکسالی هیدرولوژیکی به طور متوسط با تأخیر ۷ ماهه نسبت به خشکسالی هواشناسی رخ داده است. Azareh و همکاران (۲۰۱۴) به محاسبه دو شاخص SPI و SDI به منظور بررسی ارتباط بین اثر خشکسالی بر آب‌های سطحی حوضه سد کرج پرداختند. بدین منظور از روش همبستگی پیرسون استفاده شد. نتایج نشان داد که خشکسالی هیدرولوژیکی و هواشناسی در سطح ۹۹ درصد با هم در ارتباط هستند که بیشترین ارتباط مشاهده شده در مقیاس زمانی ۳ ماهه بود.

توان به شاخص‌های هواشناسی شامل بارش استاندارد شده (SPI^1)، بارش-تبخیر تعرق استاندارد ($SPEI^2$)، خشکسالی احیایی (RDI^3)، خشکسالی مؤثر (EDI^4)، معیار بارندگی سالانه ($SIAP^5$)، ناهنجاری بارندگی (RAI^6)، پالمر شدت خشکسالی پالمر ($PDSI^8$) و شاخص‌های هیدرولوژیکی شامل رواناب سطحی (SRI^9)، خشکسالی هیدرولوژیکی (SDI^{10})، جریان استاندارد (SSI^{11}) و شاخص ژئوهیدرولوژیکی منابع آب زیرزمینی (GRI^{12}) اشاره کرد. در بیشتر شاخص‌ها تنها پارامتر بارش برای ارزیابی خشکسالی استفاده می‌شود، در حالی که خشکسالی علاوه بر پارامتر بارش، به پارامترهای دیگری نظیر دما، تبخیر-تعرق، رطوبت خاک و غیره بستگی دارد. به طور کلی هیچ شاخصی از نظر کمی و کیفی بالاتر از بقیه شاخص‌ها نیست، اما بعضی از شاخص‌ها ممکن است برای بعضی از کاربران و برای برخی مناطق مفیدتر و مناسب‌تر باشند (میراکبری و همکاران، ۱۳۹۷). شاخص بارش استاندارد شده (SPI)، توسط McKee و همکاران (۱۹۹۳) از دانشگاه ایالت کلرادو تدوین شد. با استفاده از این شاخص می‌توان تغییرات زمانی و مکانی بارندگی، دوره‌های خشک و تر و نیز ویژگی‌های خشکسالی و ترسالی را برای ایستگاه‌های مورد مطالعه تعیین نمود. شاخص هیدرولوژیکی (SDI)، توسط Nalbantis ارائه شد و در ادامه Tsakiris و Nalbantis (۲۰۰۹) این شاخص را برای مشخص کردن خشکسالی هیدرولوژیکی توسعه دادند. این شاخص براساس دبی استاندارد شده رودخانه‌ها و جریان‌های سطحی بدست می‌آید. شاخص شناسایی خشکسالی (RDI)، برای اولین بار توسط Tsakiris و همکاران (۲۰۰۷) در یونان ارائه شد. ایشان بیان داشتند که در مناطقی با دمای زیاد و تبخیر-تعرق بالا، بارندگی به تنهایی نمی‌تواند نشان دهنده وقوع خشکسالی باشد. آنها با بهره‌گیری مفاهیم شاخص SPI ، از مقادیر نسبت بارش به ET_0 ، شاخص جدید RDI را برای تعیین شدت، مدت و گستره مکانی خشکسالی در منطقه مدیترانه ارائه کردند. شاخص RDI ، از برازش تابع توزیع لوگ نرمال

⁷ Palmer Drought Index

⁸ Palmer Drought Severity Index

⁹ Standardized Runoff Index

¹⁰ Stream Flow Drought Index

¹¹ Standardized Stream flow Index

¹² Groundwater Resource Index

¹ Standardized Precipitation Index

² Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

³ Reconnaissance Drought Index

⁴ Effective Drought Index

⁵ Standard Index Annual Precipitation

⁶ Rainfall Abnormality Index



(۲۰۲۳) عملکرد شش شاخص معروف خشکسالی شامل SPI، CZI^۲، MCZI^۳، DI^۴، RAI و ZSI^۵ را در چهار ناحیه آب و هوایی مختلف کشور هند ارزیابی کردند. نتایج آنها نشان داد که دو روش SPI و CZI نتایج مشابهی در ارائه وقوع خشکسالی داشتند، در حالی که دو روش ZSI و RAI نسب به بقیه روش‌ها شدت خشکسالی را شدیدتر نشان داد.

حیدری و همکاران (۱۳۸۸) با بررسی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در دو شهرستان ارومیه و خوی نتیجه گرفتند که در شهرستان ارومیه خشکسالی هیدرولوژیکی با تأخیر زمانی یک ماهه و در خوی با تأخیر زمانی دو ماهه نسبت به خشکسالی هواشناسی بروز کرده است. محمودی و زینی‌وند (۱۳۹۳) با محاسبه دو شاخص SPI و SDI در مقیاس‌های زمانی مختلف و همبستگی بین آنها با روش پیرسون، به تحلیل خشکسالی هواشناختی و هیدرولوژیکی حوضه کشکان واقع در استان لرستان پرداختند. نتایج آنها حاکی از همبستگی بالا در سطح معنی‌داری ۹۹ و ۹۵ درصد در دو بازه زمانی ۹ ماهه و ۱۲ ماهه در همان ماه یا با تأخیر یک تا دو ماه بوده است. اقتدارنژاد و همکاران (۱۳۹۵) به تعیین سه شاخص SPI و SDI در پایش خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در دشت بزم و بررسی ارتباط آنها با یکدیگر، تحلیل مشخصه‌های خشکسالی در مقیاس‌های زمانی مختلف و احتمال وقوع آن‌ها پرداختند. بررسی نتایج حاصل با استفاده از آزمون t جفت شده نشان‌دهنده تفاوت معنی‌دار در نتایج شدت، مدت و فراوانی در شاخص SPI با RDI بود و بیشترین شباهت ویژگی‌های یاد شده در SDI با RDI به دست آمد. نتایج آزمون همبستگی متقاطع نشان‌دهنده ضرایب بالای همبستگی به صورت همزمان در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه بود. میراکبری و همکاران (۱۳۹۷) تاثیر خشکسالی هواشناسی بر منابع آب سطحی و زیرزمینی توسط شاخص‌های SDI، SPI، SPEI و GRI پرداختند. بر این اساس شاخص SPEI بدلیل لحاظ کردن پارامتر دما در کنار بارندگی از همبستگی بالاتری نسبت به شاخص SPI

و همکاران (۲۰۱۸) طی پژوهشی با استفاده از داده‌های ۵۸ ایستگاه مختلف برای دوره آماری ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۴ در کشور پاکستان، عملکرد پانزده شاخص مختلف خشکسالی را مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج نشان داد که شاخص‌های SPI، RDI و SPEI عملکرد خوبی در پایش خشکسالی در مقایسه با سایر شاخص‌های مورد بررسی داشت. Katipoğlu و همکاران (۲۰۲۰) در پژوهشی مزایا و معایب ۵ شاخص SPI، ZSI، RAI، RDI و SPEI در پایش خشکسالی را در ترکیه مورد بررسی قرار دادند. براساس نتایج، الگوهای خشکسالی پایش شده با دو شاخص SPI و ZSI شبیه هم و دو شاخص RDI و SPEI شبیه یکدیگر بودند. همچنین شاخص RDI و SPEI به دلیل استفاده از مقادیر مصرف آب و تبخیر-تعرق پتانسیل در پایش خشکسالی، به عنوان دو شاخص برتر انتخاب شد. Salimi و همکاران (۲۰۲۱) با تعیین ویژگی‌های خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در سه منطقه اقلیمی متفاوت شامل حوضه‌های ليقوان، ناورود و سقز با استفاده از شاخص‌های هواشناسی SPI و SPEI و شاخص هیدرولوژیکی SSI بیان داشتند که تغییرات اقلیمی تأثیر عمده‌ای بر ویژگی‌های خشکسالی دارد و طبق نتایج، خشکسالی‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی در حوضه‌های ناورود و ليقوان با دوره‌های ۴۸ ماهه و در حوضه سقز با دوره‌های ۱۲ و ۲۴ ماهه همبستگی معنی‌داری با یکدیگر داشته و در هر سه حوضه، همبستگی بین خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در سطح ۹۹ درصد معنی‌دار است. Xiang و همکاران (۲۰۲۲) با استفاده از دو شاخص SRI و SPEI سه ماهه، خشکسالی هیدرولوژیکی و هواشناسی را در حوضه رودخانه تاریم^۱ واقع در منطقه آسیای میانه ارزیابی کردند. براساس نتایج، شاخص خشکسالی هیدرولوژی در طول دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۶۱ به طور معنی‌داری افزایش نشان داد. همچنین همبستگی مثبت معنی‌داری بین خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در همه زیرحوضه‌های رودخانه تاریم به غیر از زیرحوضه یارکند وجود داشت. Natarajan و همکاران

⁴ Deciles Index

⁵ Z-Score Index

¹ Tarim

² China Z Index

³ Modified China Z Index



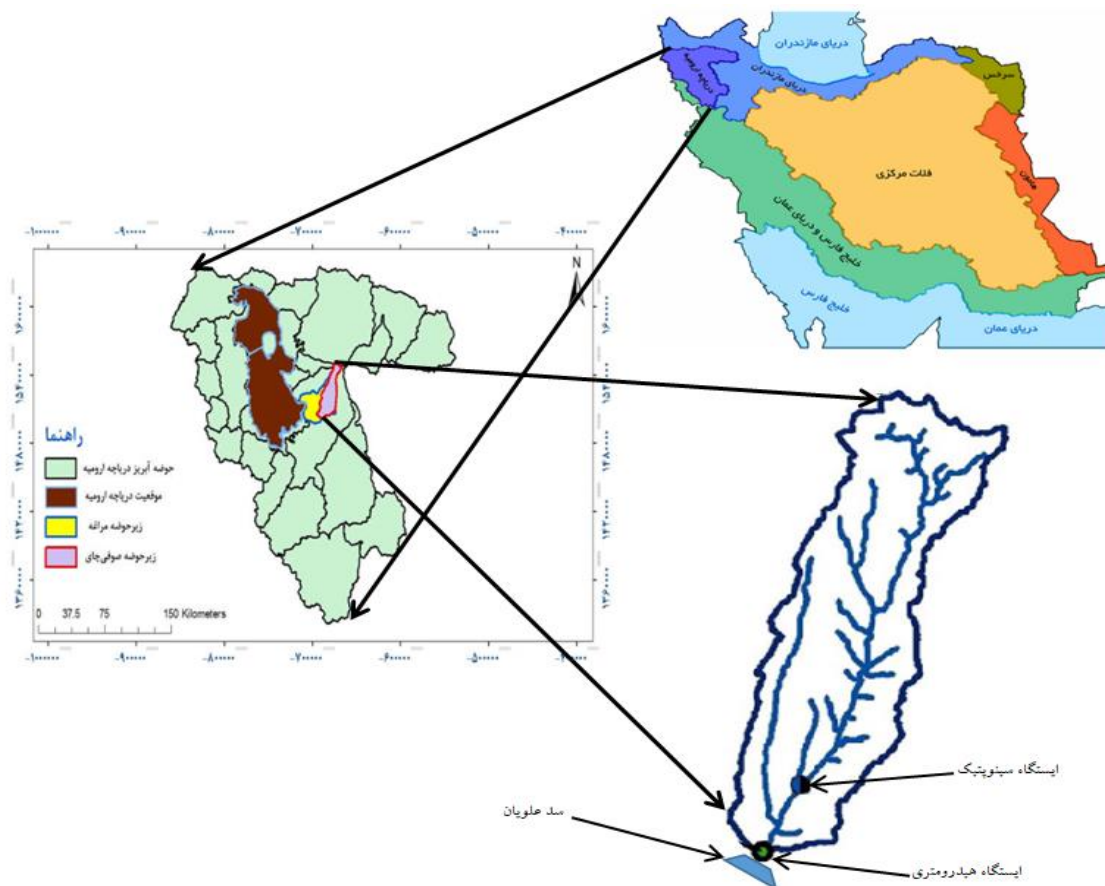
معاییی دارند. در این پژوهش مقادیر ET_0 با کمک دو روش تجربی فائو-پنمن-مانتیتث (به عنوان کامل ترین روش) و هارگریوز-سامانی (یکی از روش های تشعشی) محاسبه گردید و تأثیر روش محاسبه مقادیر ET_0 بر مقادیر شاخص RDI و نیز شرایط خشکسالی مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه وضعیت خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی با شاخص های SPI، RDI و SDI در منطقه مراغه و رودخانه صوفی چای و تعیین ارتباط زمانی آن ها در گام های زمانی مختلف بررسی می گردد.

مواد و روش ها

حوضه آبریز رودخانه صوفی چای به مساحت ۳۱۰ کیلومترمربع در جنوب استان آذربایجان شرقی و شمال شهر مراغه قرار دارد. این حوضه به عنوان یکی از زیرحوضه های اصلی دریاچه ارومیه در دامنه های جنوبی سهند و شمال شهرستان مراغه و بین عرض های شمالی $37^{\circ} 14' 43''$ تا $37^{\circ} 12' 12'' 44'$ و طول های شرقی $45^{\circ} 56' 29''$ تا $46^{\circ} 00' 46''$ واقع شده است. رودخانه صوفی چای از دامنه های جنوب غربی کوه سهند به ویژه از دره بامدیز سرچشمه می گیرد و پس از عبور از غرب شهر مراغه و جنوب شهر بناب، به دریاچه ارومیه می ریزد و با طول ۲۰ کیلومتر در داخل حوضه آبریز دریاچه ارومیه قرار دارد. این رودخانه با امتداد شمالی - جنوبی، همه مزارع و زمین های مراغه را آبیاری می کند و از جنوب آن وارد منطقه بناب می شود. مهمترین ایستگاه های هیدرومتری و سینوپتیک حوضه صوفی چای به ترتیب ایستگاه های هیدرومتری تازه کند سد علویان و سینوپتیک شهر مراغه می باشد. سد علویان نیز بر روی این رودخانه در نزدیکی روستای علویان به فاصله ۳/۵ کیلومتری از شهر مراغه احداث شده است. در شکل (۱) موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز صوفی چای نسبت به حوضه آبریز دریاچه ارومیه و کل کشور نشان داده شده است.

با SDI برخوردار است که در مقیاس زمانی ۹ و ۱۲ ماهه در همان ماه و یک ماه بعد دارای بیشترین همبستگی می باشد. خیری و همکاران (۱۴۰۰) با ارزیابی تغییرات خشکسالی در ایران با استفاده از شاخص های SPEI و شاخص خودتنظیم پالمیر (SC-PDSI) در یک دوره ۲۹ ساله دریافتند که در هر دو شاخص بیشترین درصد سال ها، در طبقه نرمال با تمرکز هسته های بیشینه نرمال در نیمه شرقی کشور و کمترین درصد سال ها در طبقه خشکسالی بسیار شدید با تمرکز هسته های بیشینه در نیمه غربی، مرکز و جنوب کشور بوده است.

با توجه به اینکه خشکسالی هواشناسی می تواند اثرات ملموسی بر جریانات رودخانه ای یک حوضه داشته باشد، بنابراین پایش خشکسالی از دیدگاه هواشناسی و هیدرولوژیکی اهمیت فراوانی دارد. از طرفی مدیریت بهینه منابع آب های سطحی نیز ایجاب می کند که شناخت کافی از ارتباط زمانی خشکسالی هواشناسی با خشکسالی هیدرولوژیکی وجود داشته باشد یا به عبارتی دیگر تأثیر خشکسالی هواشناسی به لحاظ زمانی بر روی جریانات رودخانه ای شناسایی شود. اطلاع از فاصله زمانی بین وقوع خشکسالی هواشناسی به عنوان عامل اصلی دیگر خشکسالی هیدرولوژیکی، به مدیران و برنامه ریزان کمک خواهد کرد تا اقدامات مدیریتی الزم جهت مقابله با خشکسالی ناشی از کمبود منابع آبی سطحی به عمل آورند. با توجه به اینکه در شاخص RDI علاوه بر پارامتر بارش مولفه تبخیر و تعرق نیز دخیل هست و در مناطقی مانند ایران، خشکسالی علاوه بر کمبود بارش همراه با تبخیر و تعرق بالا هست، بنابراین به نظر می رسد استفاده از این شاخص می تواند شرایط خشکسالی در ایران را بهتر تحلیل نماید (خسروی و همکاران، ۱۳۹۱). از طرفی یکی از مهمترین نکات در تبخیر و تعرق مرجع نحوه محاسبه آن می باشد به طوری که روابط متعددی برای این منظور ارائه شده است و هر کدام مزایا و



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز صوفی جای نسبت به حوضه آبریز دریاچه ارومیه و کل کشور

که در این رابطه P_{month} مجموع بارش ماهانه (میلی متر)، P_i : مجموع بارش روزانه (میلی متر) و n : تعداد روزهای ماه می باشد. جهت تعیین شرایط خشکسالی با شاخص RDI لازم بود مقادیر تبخیر-تعرق گیاه مرجع چمن (ET_0) محاسبه شود. در این پژوهش مقادیر ET_0 با کمک دو روش تجربی فائو-پنمن-مانتیت (رابطه ۲) و هارگریوز-سامانی (رابطه ۳) محاسبه گردید. روش فائو-پنمن-مانتیت به عنوان روش استاندارد از طرف سازمان فائو جهت محاسبه مقادیر ET_0 و هم چنین به عنوان روش مبنا جهت ارزیابی مقادیر ET_0 محاسبه شده با سایر روش های تجربی، توصیه و ارائه شده است. بر همین اساس نیز در این پژوهش مقادیر ET_0 با کمک این دو روش محاسبه گردید تا تأثیر روش محاسبه مقادیر ET_0 بر مقادیر شاخص RDI و نیز شرایط خشکسالی مورد بررسی قرار گیرد. در نهایت برای محاسبه سری های زمانی دبی

به منظور انجام پژوهش حاضر، ابتدا داده های روزانه هواشناسی شامل بارش، حداقل دما، حداکثر دما، ساعات آفتابی، دمای نقطه شبنم و سرعت باد مربوط به ایستگاه هواشناسی سینیوتیک مراغه از اداره کل هواشناسی استان آذربایجان شرقی و آمار دبی های روزانه ایستگاه هیدرومتری تازه کند سد علویان از شرکت آب منطقه ای استان آذربایجان شرقی اخذ شد. پس از بررسی داده های اخذ شده، طول دوره آماری مشترک قابل استفاده ۳۴ سال آبی (۱۳۶۲-۱۳۹۶) تعیین شد. برای نیل به اهداف تحقیق، ابتدا سری های زمانی ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه تشکیل یافت. به منظور تشکیل سری های بارش، با استفاده از رابطه ۱، مقادیر روزانه بارندگی ثبت شده در ایستگاه هواشناسی مراغه به مقادیر ماهانه تبدیل گردید.

$$P_{month} = \sum_{i=1}^n P_i \quad (1)$$



داده‌های بلندمدت بارش برازش داده شود. به تجربه ثابت شده است که توزیع احتمال بارش در اکثر مواقع از توزیع احتمال گاما پیروی می‌کند (وکیلی فرد و همکاران، ۱۳۹۶). تابع چگالی احتمال توزیع گاما به صورت رابطه ۵ است.

$$f(x; \alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad x > 0 \quad (5)$$

که در این رابطه α پارامتر شکل، β پارامتر مقیاس توزیع، x مقدار متغیر و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما (رابطه ۶) می‌باشد.

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} Y^{\alpha-1} \cdot e^{-Y} \cdot dY \quad (6)$$

که پارامترهای α و β از طریق روابط ۷ و ۸ و ۹ به دست می‌آیند.

$$\alpha = \frac{1}{\frac{4A}{3}} \left[1 + \frac{4A}{3} \right] \quad (7)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (8)$$

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (9)$$

که در روابط بالا، \bar{x} : متوسط بارش و n تعداد داده‌ها می‌باشد. در مرحله بعد، به منظور تعیین مقادیر SPI، مقادیر احتمال تجمعی به دست آمده از توزیع گاما برای تک تک داده‌های بارش هر یک از سری‌های آماری به توزیع نرمال استاندارد تجمعی (با میانگین صفر و انحراف از معیار یک) انتقال داده شد (شکل ۲). مقادیر حاصل از توزیع نرمال، مقادیر SPI می‌باشد (Edwards and McKee, 1997) بعد از بدست آوردن مقادیر شاخص SPI در دوره‌های مورد نظر، طبقه‌بندی دوره‌ها از نظر خشکسالی و ترسالی با استفاده از جدول (۱) انجام گردید.

شاخص خشکسالی احيائي (RDI)

در این روش ابتدا با استفاده از رابطه ۱۰، نسبت بارندگی (P) به تبخیر-تعرق پتانسیل (PET) برای سری‌های همسان با SPI، محاسبه شد. همانند روش SPI پس از محاسبه مقادیر RDI_{ij} ، توزیع آماری مناسب به داده‌های بلندمدت هر سری برازش داده شد. Tsakiris و همکاران (۲۰۰۷) توزیع احتمالاتی تجمعی لوگ-نرمال را برای داده‌ها RDI توصیه کرده‌اند. پس از تعیین مقادیر احتمال وقوع تجمعی هر یک از داده‌های سری‌های محاسبه شده، مقادیر به توزیع نرمال انتقال داده شد. مقادیر حاصل به عنوان مقادیر RDI استاندارد بوده و جهت طبقه‌بندی آب و هوا

رودخانه صوفی‌چای ابتدا متوسط دبی ماهانه بر اساس دبی‌های روزانه محاسبه شده سپس با کمک رابطه ۴ سری‌های زمانی به دست آمد. پس از تشکیل سری‌های زمانی، جهت تعیین خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی از شاخص‌های بارش استاندارد شده (SPI)، شاخص جریان رودخانه (SDI)، شاخص خشکسالی احيائي (RDI) استفاده شد.

$$ET_0 = \left[\frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T+273} \right) U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \right] \quad (2)$$

$$ET_0 = 0.0023 (T_{mean} + 17.8) \times (T_{max} - T_{min})^{0.5} \times R_a \quad (3)$$

$$Q_{series} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{month}}{n} \quad (4)$$

که در رابطه ۲: ET_0 تبخیر-تعرق گیاه مرجع (چمن) (mm/day)؛ R_n تشعشع خالص در سطح گیاه (MJ/m²/d)؛ G جریان گرمایی خاک (MJ/m²/d)؛ T متوسط درجه حرارت هوا در ارتفاع ۲ متری (°C)؛ u_2 سرعت باد اندازه‌گیری شده در ارتفاع ۲ متری (m/sec)؛ $e_a - e_d$ کمبود فشار بخار اندازه‌گیری شده در ارتفاع ۲ متری (kpa)؛ Δ شیب منحنی فشار بخار (kpa/°C)؛ γ ثابت سایکرومتری (kpa/°C)؛ ۹۰۰ ضریبی برای گیاه مرجع (kJ-1kg°Kd-1)؛ ۰/۳۴ ضریب باد برای گیاه مرجع (sec/m) و در رابطه ۳ R_a تشعشع خورشیدی رسیده به بالای جو برای دوره‌های ۲۴ ساعته (MJ/m²/d)؛ T_{mean} متوسط درجه حرارت هوا (°C)؛ T_{max} حداکثر درجه حرارت هوا (°C)؛ T_{min} حداقل درجه حرارت هوا (°C) و در رابطه ۴ Q_{series} دبی سری زمانی (مترمکعب در ثانیه)، Q_{month} متوسط دبی ماهانه (مترمکعب در ثانیه) و n تعداد ماه‌های سری زمانی می‌باشد.

شاخص بارش استاندارد (SPI)

این شاخص به منظور تشخیص کمبود میزان بارندگی در مقیاس‌های زمانی مختلف توسط McKee و همکاران (۱۹۹۳) توسعه داده شده است. تنها عامل مؤثر در محاسبه این شاخص عنصر بارندگی است. هدف این شاخص اختصاص ارزش عددی به بارندگی می‌باشد تا بتوان نواحی با آب و هوای متفاوت را با یکدیگر مقایسه کرد. به طور مفهومی SPI میزان انحراف استاندارد بالاتر یا پایین‌تر از میانگین را نشان می‌دهد (کریمی و شاهدی، ۱۳۹۷). در محاسبه این شاخص ابتدا باید توزیع آماری مناسب به



با SPI می‌باشد. بنابراین پس از محاسبه مقادیر شاخص SDI برای هر یک از سری‌های زمانی مورد نظر، طبقه‌بندی خشکسالی و ترسالی هیدرولوژیکی با کمک جدول ۱ انجام گردید. پس از محاسبه مقادیر شاخص‌های SPI، SDI و RDI استاندارد شده، وجود یا عدم وجود ارتباط زمانی وقوع رخداد خشکسالی هواشناسی با خشکسالی هیدرولوژیکی در سری‌های زمانی مورد مطالعه، با استفاده از ماتریس همبستگی پیرسون در محیط نرم‌افزار SPSS بررسی گردید. بدین منظور بین سری‌های متناظر SPI-SDI و RDI-SDI و مقدار ضریب همبستگی پیرسون محاسبه و سطح معنی‌داری آن تعیین شد. هم‌چنین جهت تعیین تعداد ماه‌های تأخیر زمانی بین خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی، با ایجاد تأخیر زمانی بین سری‌های کلیه شاخص‌ها و تعیین ضریب همبستگی پیرسون و سطح معنی‌داری آن‌ها استفاده شد.

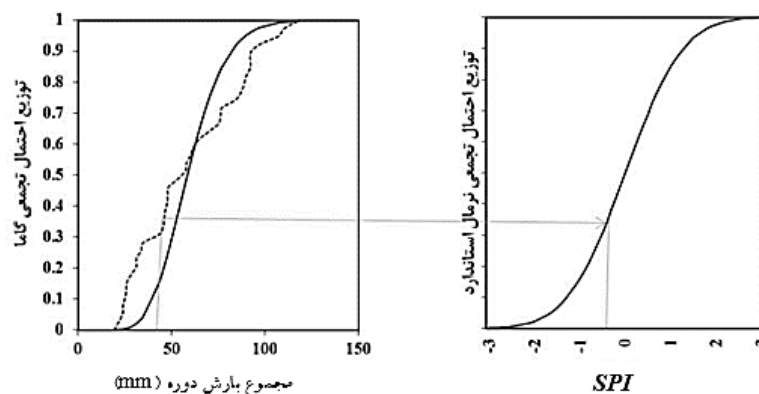
استفاده شد. طبقه‌بندی دوره‌های آماری از نظر خشکسالی و ترسالی با استفاده از جدول (۱) انجام گرفت.

$$RDI_{ij} = \frac{\sum_{j=1}^{12} p_{ij}}{\sum_{j=1}^{12} PET_{ij}} \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (10)$$

که در این رابطه بارندگی P_{ij} و PET_{ij} به ترتیب مقادیر باران و تبخیر-تعرق پتانسیل ماه زام از سال N ام و N برابر تعداد سال‌های آماری و RDI_{ij} مقدار RDI مربوط به هر سری زمانی برای سال معین می‌باشد. برای برازش توزیع و محاسبه شاخص‌ها از نرم‌افزار Easy Fit و Microsoft Excel استفاده شد.

شاخص جریان‌ات رودخانه‌ای (SDI)

شاخص جریان‌ات رودخانه‌ای یا SDI اولین بار توسط Tsakiris و Nalbantis (۲۰۰۹) معرفی شد. در محاسبه این شاخص از داده‌های دبی رودخانه استفاده می‌شود. اصول محاسباتی شاخص خشکسالی جریان رودخانه کاملاً مشابه



شکل (۲): روش انتقال مقادیر هم احتمال بارش از توزیع گاما به توزیع نرمال

جدول (۱): طبقه‌بندی شرایط رطوبتی هوا (خشک‌سالی و ترسالی) بر اساس SPI (McKee et al., 1993)

مقادیر SPI	طبقه خشکسالی
> ۲	ترسالی خیلی شدید
۱/۵ تا ۱/۹۹	ترسالی شدید
۱-۱/۴۹	ترسالی
۰-۰/۹۹	نرمال
-۱ تا -۱/۴۹	خشکسالی
-۱/۵ تا -۱/۹۹	خشک‌سالی شدید
< -۲	خشک‌سالی خیلی شدید



نتایج و بحث

بررسی کلی شرایط آب و هوایی و هیدرولوژیکی حوضه نشان داد که روند تغییرات دمای متوسط سالانه ایستگاه سینوپتیک مراغه با شیب حدود ۸ درصد افزایشی است که در نتیجه آن روند کلی تبخیر-تعرق سالانه نیز افزایشی بدست آمد. در مقابل، بارش ایستگاه در طول ۳۴ سال مورد بررسی روند کاهشی نشان داد به طوری که بعد از سال آبی ۱۳۷۴-۱۳۷۵، متوسط مجموع بارش سالانه در حدود ۱۳۱ میلی‌متر کاهش نشان می‌دهد. به عبارت دیگر محاسبات نشان داد متوسط مجموع بارش در سال‌های آبی قبل از ۱۳۷۴-۱۳۷۵، ۳۸۴ میلی‌متر بود که این مقدار برای دوره بعد از سال فوق تا سال آبی ۱۳۹۵-۱۳۹۶، ۲۵۳ میلی‌متر به دست آمد (۱۳۱ میلی‌متر اختلاف). با توجه به تاثیرپذیری تغییرات دبی صوفی‌چای از تغییرات آب و هوایی (افزایش دما و تبخیر و تعرق، کاهش بارش)، روند تغییرات دبی کاهش بود، به طوری که متوسط دبی سالانه در سال‌های قبل از ۱۳۷۴-۱۳۷۵ بیش‌تر بود (متوسط ۴/۱۵ مترمکعب در ثانیه) و در سال‌های بعد از ۱۳۷۴-۱۳۷۵ تا ۱۳۹۴-۱۳۹۵، ۲/۷۸ مترمکعب در ثانیه به دست آمد.

تحلیل درصد فراوانی خشکسالی هواشناسی

در جدول (۲) درصد فراوانی خشکسالی، نرمال و ترسالی محاسبه شده با شاخص‌های RDI_{FPM} ، RDI_{HS} و SPI ایستگاه مراغه برای سری‌های زمانی مختلف ارائه شده است. لازم به ذکر است که اندیس شاخص‌های RDI_{FPM} و RDI_{HS} بیانگر روش محاسبه ET_0 است و به ترتیب نشان‌دهنده روش فائو-پنمن-مانتیت (FPM) و روش هارگریوز-سامانی (HS) می‌باشد. تحلیل فراوانی خشکسالی هواشناسی نشان داد که بیشترین درصد فراوانی طبقات سه شاخص خشکسالی هواشناسی در سری‌های زمانی مورد بررسی، مربوط به شرایط نرمال بود. در شاخص SPI با افزایش دوره سری از ۳ ماه به ۴۸ ماه، درصد فراوانی دوره‌های خشکسالی (متوسط، شدید و بسیار شدید)، از ۲۴ درصد (سری ۳ ماه) به ۱۴ درصد (سری ۴۸ ماه) کاهش یافت، اما تغییرات شرایط ترسالی اندک بود. برخلاف شاخص SPI ، در دو شاخص RDI_{FPM} و RDI_{HS} با افزایش دوره سری از ۳ ماه به ۴۸ ماه، درصد فراوانی دوره‌های ترسالی روند افزایشی محسوس داشت (به ترتیب ۱۳ و ۱۰

درصد برای شاخص‌های RDI_{FPM} و RDI_{HS})، اما روند کاهش درصد فراوانی دوره‌های خشکسالی نسبت به ترسالی کم‌تر بود. در مجموع می‌توان گفت، در شاخص‌های خشکسالی هواشناسی مورد بررسی با افزایش دوره سری از ۳ ماه به ۴۸ ماه، درصد فراوانی خشکسالی کاهش یافته و درصد ترسالی و نرمال افزایش یافت. اختلاف درصد فراوانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی بین شاخص SPI و RDI_{FPM} و RDI_{HS} در سری‌های ۶، ۱۲ و ۲۴ ماه نسبت به سری‌های ۳ و ۴۸ ماه اندک می‌باشد (جدول ۲). همچنین مقایسه درصد فراوانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی دو شاخص RDI_{FPM} و RDI_{HS} نشان می‌دهد که تفاوت فاحشی در نتایج درصد فراوانی دو روش وجود ندارد (حداکثر اختلاف ۵ درصد).

تحلیل روند تغییرات سری‌های زمانی شاخص‌های

RDI_{HS} و RDI_{FPM} ، SPI

شکل‌های (۳) تا (۷) روند تغییرات مقادیر شاخص‌های SPI ، RDI_{FPM} و RDI_{HS} در سری‌های زمانی مختلف را نشان می‌دهد. تحلیل روند تغییرات سری‌های زمانی شاخص‌های هواشناسی نشان داد که با افزایش مقیاس زمانی از ۳ به ۴۸ ماهه، میزان نوسانات خشکسالی و ترسالی کمتر شده و دوره‌های خشکسالی و ترسالی عمدتاً به صورت متوالی رخ داده است، به طوری که در سری زمانی ۴۸ ماه، قبل از سال آبی ۱۳۷۴-۱۳۷۵ در کلیه شاخص‌های مورد محاسبه، مقدار شاخص‌ها مثبت می‌باشد و در برخی از دوره‌ها این مقادیر بیش‌تر از ۱ (شرایط ترسالی) می‌باشد. بعد از سال فوق، مقادیر عمدتاً منفی بوده که در برخی از دوره‌های محاسبه، این مقادیر وقوع خشکسالی را نشان می‌دهد. همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، در اکثر سال‌های آبی قبل از ۱۳۷۴-۱۳۷۵، بارش‌های رخ داده در منطقه بیش‌تر از ۳۰۰ میلی‌متر بود و بعد از سال فوق بجز ۵ سال آبی، در بقیه سال‌ها بارش‌ها کمتر از ۳۰۰ میلی‌متر می‌باشد. کاهش میزان بارندگی از سال ذکر شده موجب شد که شیب روند تغییرات مقادیر شاخص‌های هواشناسی منفی گردد. همچنین با افزایش دوره سری زمانی، روند کاهشی این شاخص‌ها شدت بیشتری یافت، بنابراین چنین نتیجه می‌شود که در سال‌های اخیر شرایط خشکسالی بیش‌تر بر منطقه حاکم گردیده است. از طرفی بررسی منحنی‌های

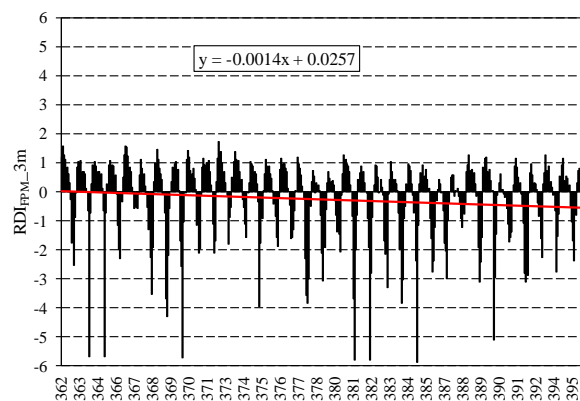
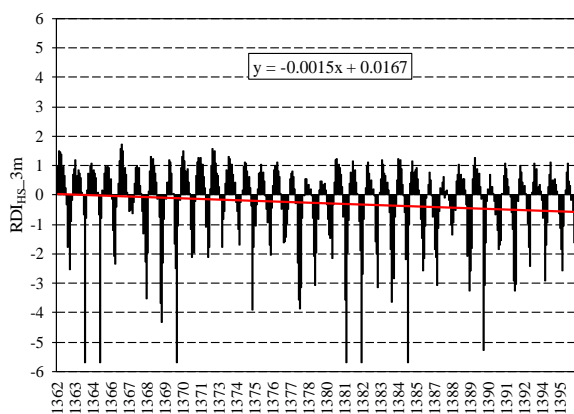


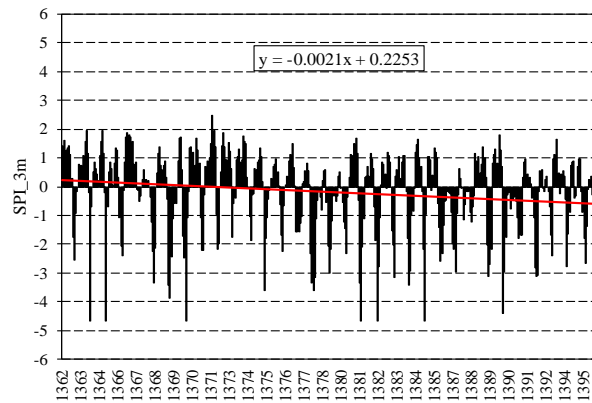
RDI_{FPM} در هر سری زمانی (خصوصاً در سری های ۱۲ تا ۴۸ ماهه) نشان می‌دهد که تغییرات دوره‌های ترسالی و خشکسالی به لحاظ تداوم، شدت و زمان شروع و پایان خشکسالی در دو شاخص SPI و RDI_{HS} مطابقت بیشتری با هم دارند (تقریباً مشابه می‌باشد).

شکل‌های (۳) تا (۷) نشان می‌دهد وقوع خشکسالی با تداوم‌های کمتر (خصوصاً سه ماهه)، پدیده‌های معمول و بازگشت کننده منطقه است، بدین معنی که شدیدترین خشکسالی‌ها، تداومی کمتر از شش ماه داشته‌اند. مقایسه دو به دوی نمودارهای شاخص SPI با RDI_{HS} و SPI با

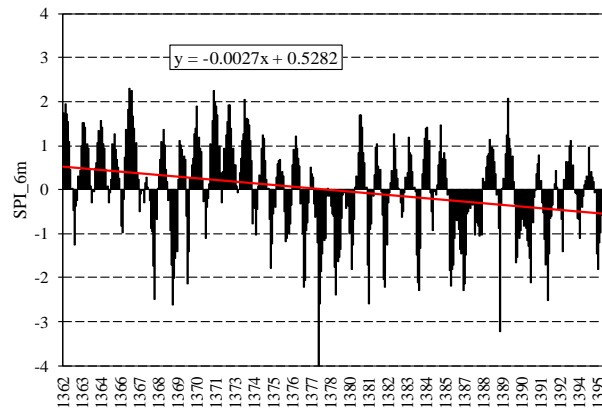
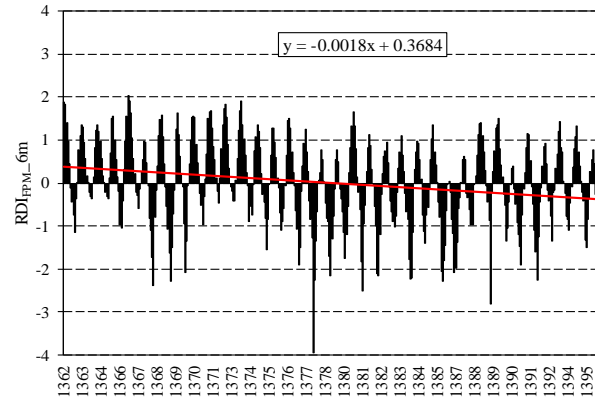
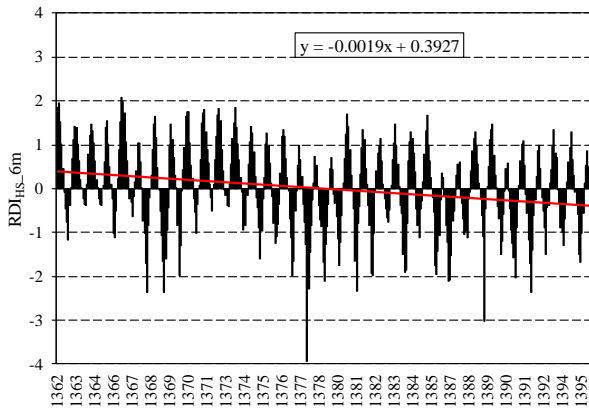
جدول (۲): درصد فراوانی خشکسالی، ترسالی و نرمال با SPI، RDI_{FPM} و RDI_{HS} در ایستگاه مراغه در سری‌های زمانی مختلف

شاخص خشکسالی	سری زمانی	خشکسالی	نرمال	ترسالی
SPI	۳ ماه	۲۴	۵۶	۱۹
	۶ ماه	۱۹	۶۴	۱۷
	۱۲ ماه	۲۰	۶۱	۱۹
	۲۴ ماه	۱۶	۶۵	۱۹
RDI _{FPM}	۳ ماه	۲۳	۶۶	۱۱
	۶ ماه	۱۶	۶۷	۱۷
	۱۲ ماه	۱۶	۶۸	۱۶
	۲۴ ماه	۱۵	۶۵	۲۱
RDI _{HS}	۳ ماه	۲۴	۶۳	۱۳
	۶ ماه	۱۶	۶۵	۱۸
	۱۲ ماه	۱۸	۶۳	۱۹
	۲۴ ماه	۱۶	۶۳	۲۱
	۴۸ ماه	۱۷	۵۹	۲۳

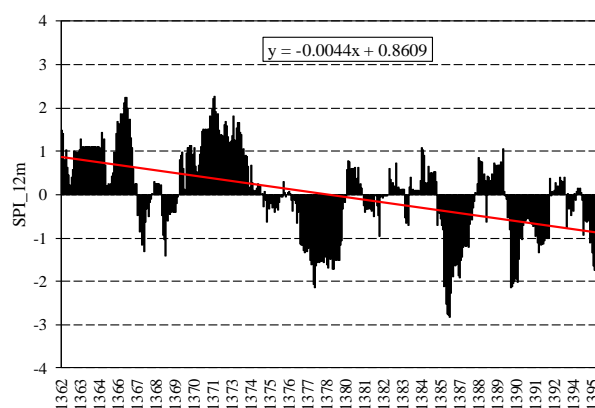
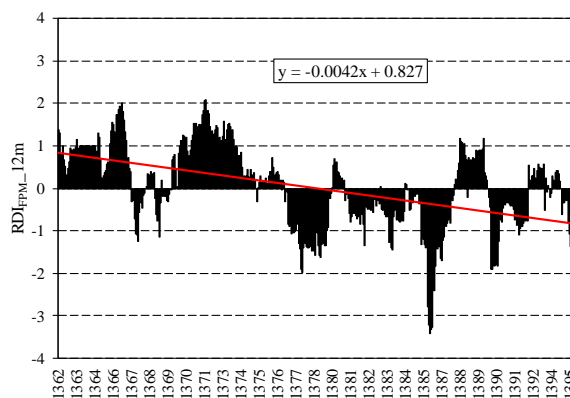
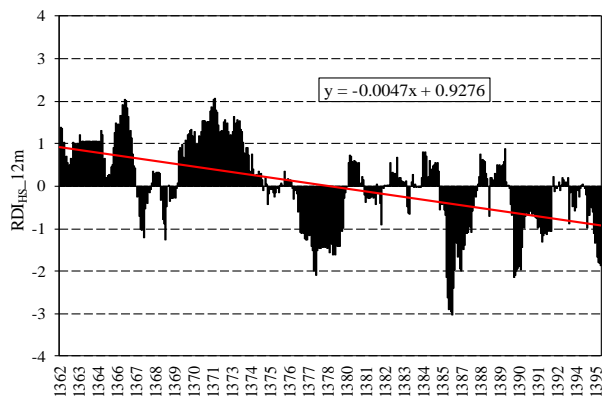




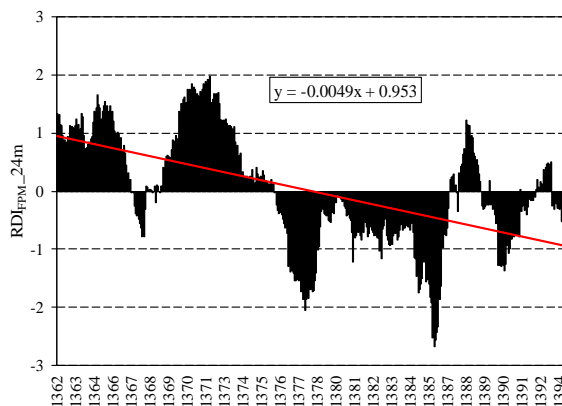
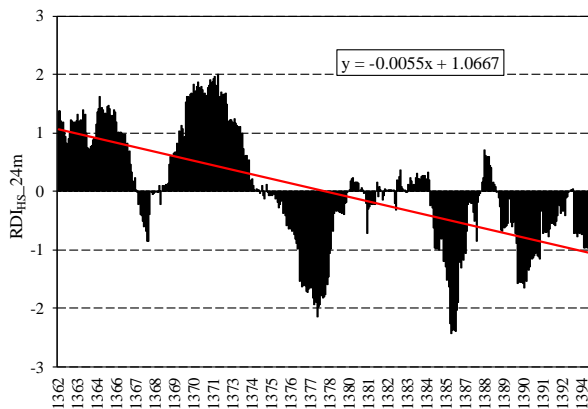
شکل (۳): تغییرات دوره های ترسالی و خشکسالی هواشناسی در سری های زمانی ۳

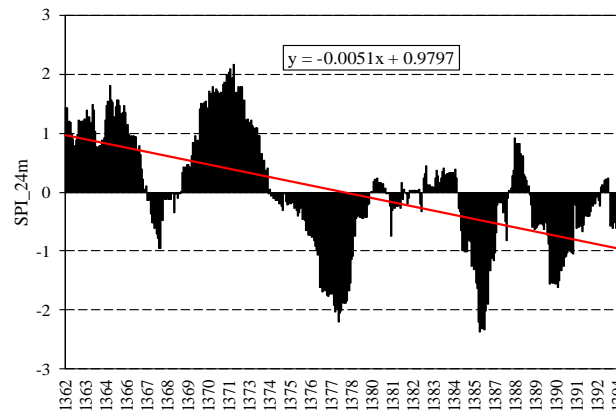


شکل (۴): تغییرات دوره های ترسالی و خشکسالی هواشناسی در سری های زمانی ۶

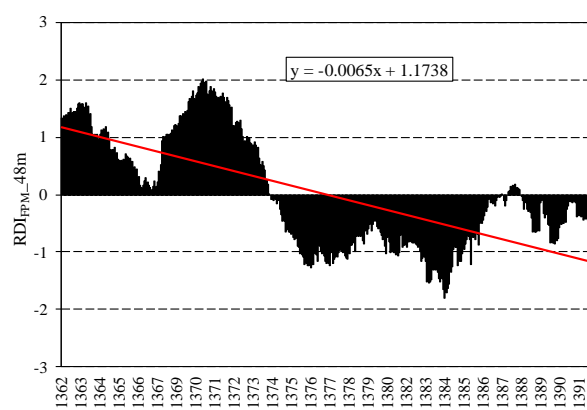
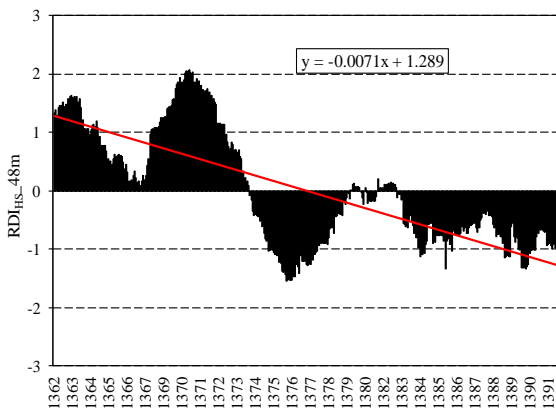


شکل (۵): تغییرات دوره های ترسالی و خشکسالی هواشناسی در سری های زمانی ۱۲





شکل (۶): تغییرات دوره های ترسالی و خشکسالی هواشناسی در سری های زمانی ۲۴



شکل (۷): تغییرات دوره های ترسالی و خشکسالی هواشناسی در سری های زمانی ۴۸

شرایط نرمال مشاهده شد. درصد فراوانی ترسالی در کلیه سری ها تقریباً یکسان می باشد، و کاهش درصد خشکسالی در سری های ۳ و ۴۸ ماه با افزایش درصد شرایط نرمال همراه بود به طوری که در این سری ها، درصد شرایط نرمال حدوداً ۱۴ درصد بیش تر از سایر سری ها بود. از لحاظ درصد وقوع خشکسالی و ترسالی، بیشترین درصد وقوع شرایط

تحلیل فراوانی خشکسالی هیدرولوژیکی

درصد فراوانی خشکسالی هیدرولوژیکی رودخانه صوفی چای محاسبه شده با SDI در ایستگاه تازه کند-مراغه در جدول (۳) نشان داده شده است. تحلیل فراوانی خشکسالی هیدرولوژیکی نشان داد که بیشترین درصد فراوانی وقوع خشکسالی برای تمامی گام های زمانی، در



بارندگی و شرایط آب و هوایی (مقادیر SDI) در سری‌های زمانی کوتاه‌تر نسبت به سری‌های زمانی بلندمدت بیشتر است. با توجه به شکل (۸) و نیز در نظر گرفتن مقادیر جدول (۳)، مشاهده می‌شود در سری‌های زمانی ۳ و ۴۸ ماه، تعداد دوره‌های خشکسالی و هم‌چنین مقدار آنها نسبت به سری‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماه کم‌تر می‌باشد. شیب بهترین خط عبوری از بین داده‌ها نیز گویای این مسئله می‌باشد. زیاد بودن شیب بهترین خط عبوری از بین مقادیر در سری زمانی ۴۸ ماه به دلیل بیشتر بودن توالی دوره ترسالی با مقدار بیش‌تر نسبت به دوره‌های خشکسالی است.

خشکسالی با مقدار ۲۲ درصد در SDI_6 و بیش‌ترین درصد وقوع شرایط ترسالی در SDI_24 با مقدار ۲۳ درصد حاصل شد.

تحلیل روند تغییرات سری‌های زمانی شاخص SDI
روند تغییرات دوره‌های ترسالی و خشکسالی هیدرولوژیکی در سری‌های زمانی ۳ تا ۴۸ ماه در شکل (۸) نشان داده شده است. همانند نتایج شکل‌های (۳) تا (۷)، مشاهده می‌شود که حساسیت دبی رودخانه به تغییرات

جدول (۳): درصد فراوانی خشکسالی هیدرولوژیکی رودخانه صوفی‌چای محاسبه شده با SDI در ایستگاه تازه‌کند-مراغه

سری زمانی	خشکسالی	نرمال	ترسالی
۳ ماه	۳	۷۹	۱۸
۶ ماه	۲۲	۶۱	۱۸
۱۲ ماه	۱۵	۶۶	۱۸
۲۴ ماه	۱۲	۶۶	۲۳
۴۸ ماه	۱	۷۸	۲۱

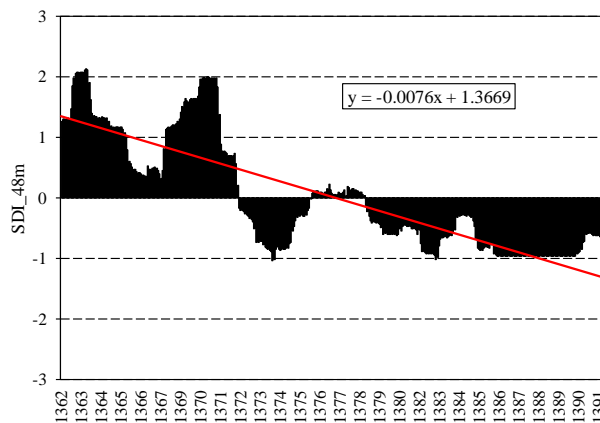
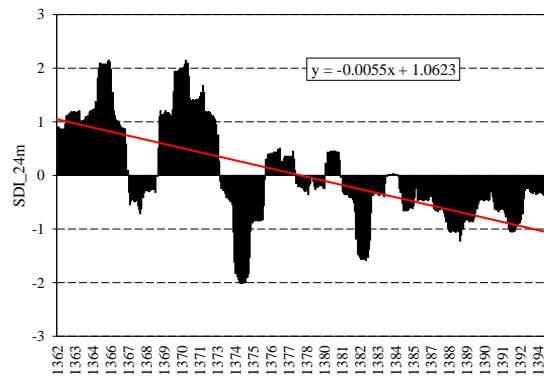
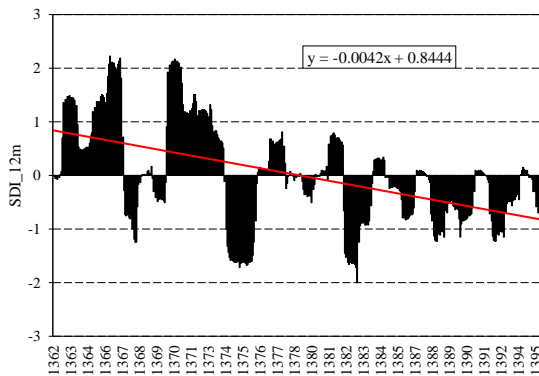
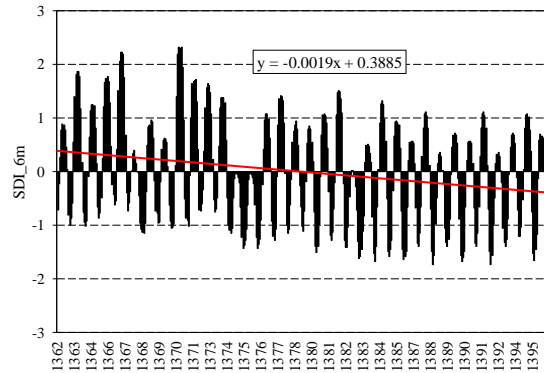
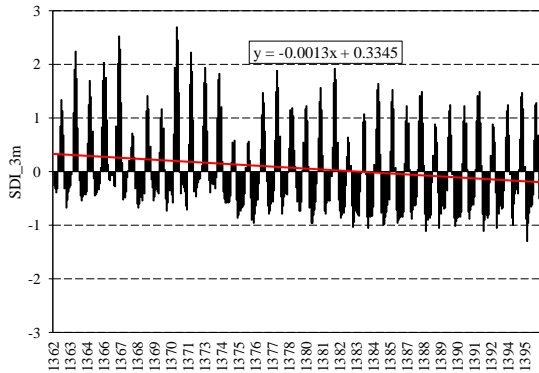
تغییرات آورد رودخانه در مقیاس ۳ ماهه از میانگین بارش ۶ ماهه تأثیر مستقیم نمی‌پذیرد. دلیل این مسئله را می‌توان به نوع بارش‌ها در طول ۶ ماه و نیز منابع تغذیه رودخانه در طول ۳ ماه (ذخایر برفی) مربوط دانست. بارندگی در ماه‌های سرد سال به‌صورت برف اتفاق می‌افتد و تغذیه رودخانه با تأخیر زمانی در ذوب برف، به تدریج انجام می‌شود و به عبارتی در اثر ذوب برف در مناطق و آبخیزهای بالادست، این تأخیر زمانی باعث عدم تأثیرگذاری مستقیم بارش می‌گردد. نتایج همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی با هواشناسی در سری‌های زمانی مختلف با حالت بدون تأخیر نشان داد که بیش‌ترین ضریب همبستگی بین مقادیر شاخص‌های SPI و SDI به سری‌های هم دوره می‌باشد. علت عمده هم‌زمانی دو واقعه خشکسالی می‌تواند ناشی از تغذیه مستقیم رودخانه از بارش باشد. مقایسه بیش‌ترین مقدار ضریب همبستگی بین مقادیر سری‌های مختلف SPI با مقادیر SDI، نشان داد که با افزایش دوره‌های سری زمانی SPI، ضریب همبستگی این دو شاخص نیز افزایش یافت

همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی با هواشناسی
نتایج ماتریس همبستگی با روش پیرسون شاخص SDI با شاخص‌های SPI، RDI_{FPM} و RDI_{IHS} در سری‌های زمانی مختلف در جداول (۴) تا (۶) ارائه شده است. با توجه به جدول (۴)، همبستگی بین SPI_3 با SDI در سری‌های زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماهه، در سطح ۹۹ درصد و در سری ۲۴ ماهه در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار حاصل شد اما همبستگی بین مقادیر SPI_3 و SDI_48 در هیچ سطح آماری معنی‌دار نشد. بیش‌ترین مقدار ضریب همبستگی بین SPI_3 با SDI، با مقدار ۰/۵۶۰ در SPI_3 و SDI_6 به دست آمد. در حالت کلی از نتایج بررسی فوق‌چنین می‌توان دریافت که در منطقه مراغه و در حوضه آبریز صوفی‌چای، تغییرات میانگین ۳ ماهه بارندگی موجب تأثیر مستقیم در آورد رودخانه صوفی‌چای در سری‌های زمانی متفاوت می‌گردد. در مقیاس ۶ ماهه همبستگی بین سری‌های زمانی SPI_6 و SDI_3 با وجود معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد، مقدار آن منفی بود (۰/۱۶۴-). یعنی در منطقه مراغه،



میانگین‌گیری و کاهش تأثیرپذیری مقادیر بارش و آورد رودخانه از نوسانات آب و هوایی، می‌تواند دلیل این امر باشد.

که بیش‌ترین مقدار ضریب همبستگی در جدول ۵ (۰/۷۵۷) مربوط به سری زمانی ۴۸ ماه می‌باشد. افزایش دوره



شکل (۸): روند تغییرات دوره‌های ترسالی و خشکسالی هیدرولوژیکی در سری‌های زمانی ۳ تا ۴۸ ماه

زمانی، علاوه بر SDI_6 فقط در SDI_3 همبستگی معنی‌دار (ولی در سطح ۹۵ درصد) با RDI_{FPM_3} مشاهده شد و در سایر سری‌های زمانی (۱۲، ۲۴، ۴۸) همبستگی معنی‌دار بین مقادیر RDI_{FPM} و SDI در هیچ سطح آماری

نتایجی که در جدول (۴) مشاهده شد تقریباً در جدول (۵) نیز وجود دارد با این تفاوت که بیش‌ترین ضریب همبستگی بین مقادیر RDI_{FPM_3} و سری‌های SDI مربوط به SDI_6 (۰/۵۶۰) بود. هم چنین در این سری

(نوحه‌گر و همکاران ۱۳۹۳) جریان‌های سطحی با مقیاس زمانی کوتاه مدت SPI یعنی ۱ ماهه تا ۳ ماهه بیشترین همبستگی را دارند. علت عمده همزمانی دو واقعه خشکسالی می‌تواند ناشی از تغذیه مستقیم رودخانه از بارش باشد. در مناطقی که بین مقادیر بارش و دبی چند ماه تأخیر وجود دارد، رودخانه‌های دارای رژیم برفی، سازند کارستی و یا از چشمه تغذیه می‌شوند (میراکبری و همکاران، ۱۳۹۷).

در ادامه برای این که مشخص شود چه مدت طول می‌کشد تا اثر خشکسالی هواشناسی در یک منطقه باعث رخداد خشکسالی هیدرولوژیکی شود، تأخیر زمانی میان این دو شاخص مورد بررسی قرار گرفت. نتایج ماتریس همبستگی پیرسون بین مقادیر شاخص SDI با مقادیر شاخص‌های SPI، RDI_{FPM} و RDI_{HS} برای سری‌های زمانی مختلف با تأخیر زمانی ۱ تا پنج ماه در جداول (۷) تا (۹) ارائه شده است. در تمام سری‌های زمانی و کلیه حالات مورد بررسی (بدون تأخیر زمانی و با تأخیر زمانی تا ۵ ماه)، ضریب همبستگی مثبت بوده و هم چنین همبستگی بین مقادیر SPI و SDI از نظر آماری معنی‌دار شد. با افزایش مقیاس سری زمانی از ۳ ماه به ۴۸ ماه، مقدار ضریب همبستگی نیز افزایش یافت. هم چنین در سری‌های زمانی ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماه دامنه تغییرات مقدار ضریب همبستگی در تمام حالات مورد بررسی نسبت به دو سری زمانی ۳ و ۶ ماه اندک بود. طبق نتایج همبستگی بین مقادیر SPI و SDI در حالت تأخیر دار، بیشترین مقدار ضریب همبستگی در دو سری زمانی ۳ و ۶ ماه در حالت ۲ ماه تأخیر، در سری زمانی ۱۲ ماه با ۳ ماه تأخیر و در سری‌های زمانی ۲۴ و ۴۸ ماه بیش‌ترین ضریب همبستگی در حالت بدون تأخیر زمانی مشاهده شد. پس می‌توان چنین نتیجه گرفت که در منطقه مراغه، تأثیر تغییرات بارندگی و آب و هوایی (خشکسالی یا ترسالی) بلافاصله در آورد رودخانه رخ می‌نماید. کوشکی و همکاران (۱۳۹۶) نیز با بررسی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در روخانه کرخه نشان دادند که خشکسالی هیدرولوژیکی با تأخیر زمانی خیلی کوتاه پس از خشکسالی هواشناسی رخ می‌دهد. مفیدی و همکاران (۱۳۹۱) در حوضه رود اترک و Azareh و همکاران (۲۰۱۴) در حوضه

وجود نداشت. همانند روند مشاهده بین مقادیر SPI₆ و SDI₃، ضریب همبستگی بین مقادیر RDI_{FPM}₆ و SDI₃ منفی می‌باشد این حالت در SDI₆ نیز مشاهده می‌شود ولی با این تفاوت که هم مقدار ضریب همبستگی بسیار اندک می‌باشد (۰/۰۱۵-) و هم همبستگی معنی‌دار نمی‌باشد. نکته دیگری که از جداول دریافت می‌شود این است که مقادیر ضریب همبستگی بین سری‌های هم دوره RDI_{FPM} و SDI کم‌تر از مقدار ضریب همبستگی متناظر SPI و SDI و یا RDI_{HS} و SDI بود (بجز سری ۲۴ ماه). چنین نتیجه می‌شود که در نظر گرفتن سایر پارامترهای هواشناسی علاوه بر مقدار بارندگی در محاسبه شاخص خشکسالی (RDI_{FPM} نسبت به SPI) موجب کاهش مقدار ضریب همبستگی بین مقادیر شاخص خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی شد. مطابق جدول (۶)، همبستگی بین دو شاخص SDI و RDI_{HS}₃ معنی‌دار نشد و در سری SDI₆ (با بیش‌ترین ضریب همبستگی) همبستگی معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد بود ولی در بقیه سری‌های SDI سطح معنی‌داری همبستگی ۹۵ درصد بود. در سری زمانی ۶ ماه، شرایط مشاهده شده برای شاخص RDI_{FPM}₆ (جدول ۵) در این شاخص نیز مشاهده شد. بقیه حالت مشاهده شده در جدول ۵ در این جدول نیز مشاهده می‌شود.

نتایج این بخش از تحقیق با نتایج اقتدارنژاد و همکاران (۱۳۹۵) در منطقه بم مبنی بر بیش‌ترین همبستگی همزمان بین دبی و بارش در مقیاس زمانی ۴۸ ماهه، همخوانی خوبی دارد. محمودی و زینی‌وند (۱۳۹۳)، وکیلی‌فرد و همکاران (۱۳۹۶) و Tsakiris و Nalbantis (۲۰۰۹) نشان دادند که با افزایش مقیاس زمانی، مقدار همبستگی دو شاخص SDI و SPI افزایش می‌یابد. همچنین Tigkas و همکاران (۲۰۱۲) با بررسی خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از دو شاخص SDI و RDI به نتایج مشابهی رسیدند. از طرفی نتایج این تحقیق با نتایج مفیدی پور و همکاران (۱۳۹۱) در حوضه آبخیز اترک و Azareh و همکاران (۲۰۱۴) در حوضه سد کرج مبنی بر بیش‌ترین همبستگی همزمان بین دبی و بارش در مقیاس زمانی ۳ ماهه هم‌خوانی ندارد. مطابق نتایج سرانو و مورنر



سد کرج نیز گزارش کردند که وقوع خشکسالی هیدرولوژیکی در همان ماه یا با یک ماه تأخیر رخ می‌دهد.

جدول (۴): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص SDI و SPI در مقیاس‌های زمانی مختلف

SDI_48	SDI_24	SDI_12	SDI_6	SDI_3	
۰/۱۰۰	۰/۱۱۷*	۰/۱۴۱**	۰/۱۵۶.**	۰/۳۲۲**	SPI_3
۰/۲۰۴**	۰/۲۵۶**	۰/۲۹۷**	۰/۲۵۹**	-۰/۱۶۴**	SPI_6
۰/۳۸۳**	۰/۴۶۵**	۰/۴۶۶**	۰/۲۰۸**	۰/۱۳۹**	SPI_12
۰/۵۳۴**	۰/۵۸۸**	۰/۵۰۰**	۰/۲۳۴**	۰/۱۵۶**	SPI_24
۰/۷۵۷**	۰/۶۷۱**	۰/۵۵۶**	۰/۲۵۹**	۰/۱۸۵**	SPI_48

جدول (۵): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص SDI و RDI_{FPM} در مقیاس‌های زمانی مختلف

SDI_48	SDI_24	SDI_12	SDI_6	SDI_3	
۰/۰۷۱	۰/۰۷۲	۰/۰۸۱	۰/۴۷۳**	۰/۱۱۴*	RDI _{FPM} _3
۰/۱۶۴**	۰/۱۸۰**	۰/۱۹۶**	-۰/۰۱۵	-۰/۴۵۳**	RDI _{FPM} _6
۰/۴۱۷**	۰/۴۴۹**	۰/۴۴۸**	۰/۲۱۲**	۰/۱۴۴**	RDI _{FPM} _12
۰/۵۶۶**	۰/۵۹۹**	۰/۵۱۰**	۰/۲۴۴**	۰/۱۶۵**	RDI _{FPM} _24
۰/۷۲۶**	۰/۶۲۹**	۰/۵۲۹**	۰/۲۵۳**	۰/۱۸۳**	RDI _{FPM} _48

جدول (۶): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص SDI و RDI_{HS} در مقیاس‌های زمانی مختلف

SDI_48	SDI_24	SDI_12	SDI_6	SDI_3	
۰/۱۰۸*	۰/۱۱۳*	۰/۱۲۸*	۰/۵۰۹**	۰/۰۹۶	RDI _{HS} _3
۰/۱۵۷**	۰/۱۸۲**	۰/۲۰۱**	۰/۰۱۸	-۰/۴۴۲**	RDI _{HS} _6
۰/۴۱۸**	۰/۴۸۰**	۰/۴۷۷**	۰/۲۲۳**	۰/۱۵۱**	RDI _{HS} _12
۰/۵۶۶**	۰/۵۹۹**	۰/۵۱۰**	۰/۲۴۴**	۰/۱۶۵**	RDI _{HS} _24
۰/۷۷۶**	۰/۶۷۶**	۰/۵۵۹**	۰/۲۶۶**	۰/۱۹۳**	RDI _{HS} _48

نمی‌پذیرد و این تأثیر بعد از یک ماه نمایان می‌شود. طبق نتایج همبستگی بین مقادیر SDI و RDI_{HS} در حالت تأخیر دار، در سری زمانی ۳ ماه همبستگی معنی‌دار بین مقادیر این شاخص و SDI در شرایط بدون تأخیر زمانی مشاهده نشد (جدول ۹). این حالت در سری زمانی ۶ ماه نیز وجود داشت (همانند شاخص RDI_{FPM}). همچنین در سه سری زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماه، بیش‌ترین تأثیر خشکسالی هواشناسی بر دبی رودخانه صوفی‌چای با ۳ ماه تأخیر مشاهده و در دو سری زمانی ۲۴ و ۴۸ ماه این تأثیر هم زمان بود.

طبق نتایج همبستگی بین مقادیر SDI و RDI_{FPM} در حالت تأخیردار، با گذشت زمان از وقوع خشکسالی هواشناسی، تأثیرپذیری آورد صوفی‌چای از این شرایط بیش‌تر گردید. به طوری که در سری سه ماهه RDI_{FPM}، بیش‌ترین ضریب همبستگی در تأخیر زمانی ۴ ماه (۰/۵۶۲) مشاهده گردید. همچنین افزایش ضریب همبستگی با گذشت زمان در سری‌های زمانی ۶ و ۱۲ (با ۳ ماه تأخیر) و ۲۴ ماه (با یک ماه تأخیر) نیز مشاهده شد با این تفاوت که در سری زمانی ۶ ماه، در حالت بدون تأخیر زمانی، تغییرات آورد رودخانه صوفی‌چای تأثیری از تغییرات آب و هوایی



جدول (۷): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص SPI و SDI با اعمال تأخیرهای زمانی ۱ تا ۵ ماه

SDI						دوره زمانی	SPI
۵ ماه تأخیر	۴ ماه تأخیر	۳ ماه تأخیر	۲ ماه تأخیر	۱ ماه تأخیر	بدون تأخیر		
۰/۲۸۶**	۰/۳۹۲**	۰/۴۶۹**	۰/۵۴۳**	۰/۵۲۸**	۰/۳۲۲**	۳ ماهه	
۰/۲۷۲**	۰/۵۲۳**	۰/۶۶۵**	۰/۶۷۴**	۰/۵۳۰**	۰/۲۵۹**	۶ ماهه	
۰/۴۷۴**	۰/۴۸۳**	۰/۴۸۵**	۰/۴۸۳**	۰/۴۷۷**	۰/۴۶۶**	۱۲ ماهه	
۰/۵۵۵**	۰/۵۶۸**	۰/۵۷۸**	۰/۵۸۴**	۰/۵۸۸**	۰/۵۸۸**	۲۴ ماهه	
۰/۷۰۰**	۰/۷۱۲**	۰/۷۲۵**	۰/۷۳۶**	۰/۷۴۸**	۰/۷۵۷**	۴۸ ماهه	

جدول (۸): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص RDI_{FPM} و SDI با اعمال تأخیرهای زمانی ۱ تا ۵ ماه

SDI						دوره زمانی	RDI _{FPM}
۵ ماه تأخیر	۴ ماه تأخیر	۳ ماه تأخیر	۲ ماه تأخیر	۱ ماه تأخیر	بدون تأخیر		
۰/۴۶۳**	۰/۵۶۲**	۰/۵۵۸**	۰/۵۰۳**	۰/۳۷۲**	۰/۱۱۴*	۳ ماهه	
۰/۵۱۸**	۰/۷۴۳**	۰/۷۹۶**	۰/۶۶۷**	۰/۳۷۳**	-۰/۰۱۵	۶ ماهه	
۰/۴۴۹**	۰/۴۶۰**	۰/۴۶۴**	۰/۴۶۳**	۰/۴۵۸**	۰/۴۴۸**	۱۲ ماهه	
۰/۵۲۸**	۰/۵۳۹**	۰/۵۴۷**	۰/۵۵۲**	۰/۵۵۴**	۰/۵۵۳**	۲۴ ماهه	
۰/۶۷۷**	۰/۶۸۸**	۰/۶۹۸**	۰/۷۰۸**	۰/۷۱۸**	۰/۷۲۶**	۴۸ ماهه	

جدول (۹): ماتریس همبستگی پیرسون بین دو شاخص RDI_{HS} و SDI با اعمال تأخیرهای زمانی ۱ تا ۵ ماه

SDI						دوره زمانی	RDI _{HS}
۵ ماه تأخیر	۴ ماه تأخیر	۳ ماه تأخیر	۲ ماه تأخیر	۱ ماه تأخیر	بدون تأخیر		
۰/۴۶۵**	۰/۶۱۲**	۰/۶۳۱**	۰/۵۵۸**	۰/۳۸۷**	۰/۰۹۶	۳ ماهه	
۰/۵۰۰**	۰/۷۳۸**	۰/۸۰۷**	۰/۶۹۴**	۰/۴۰۸**	۰/۰۱۸	۶ ماهه	
۰/۴۷۵**	۰/۴۸۶**	۰/۴۹۰**	۰/۴۹۰**	۰/۴۸۷**	۰/۴۷۷**	۱۲ ماهه	
۰/۵۶۷**	۰/۵۷۹**	۰/۵۸۸**	۰/۵۹۵**	۰/۵۹۸**	۰/۵۹۹**	۲۴ ماهه	
۰/۷۲۱**	۰/۷۳۳**	۰/۷۴۵**	۰/۷۵۶**	۰/۷۶۷**	۰/۷۷۶**	۴۸ ماهه	

دست آمد اما با وجود یکسان بودن روش محاسبه این شاخص، اما متفاوت بودن روش محاسبه تبخیر-تعرق مرجع چمن، موجب شد که در سری‌های زمانی ۳ و ۲۴ ماه، هم‌خوانی کامل بین تأخیر زمانی SDI و RDI حاصل نشود. همچنین در هیچ سری زمانی، مقدار بیش‌ترین ضریب همبستگی بین SDI و RDI_{FPM} و RDI_{HS} با یکدیگر برابر نبود که به دلیل متفاوت بودن روش محاسبه تبخیر-تعرق مرجع بود. این مسئله در مقایسه ضریب همبستگی حداکثر شاخص SPI با SDI و RDI_{FPM} و RDI_{HS} نیز مشاهده شد که به دلیل روش متفاوت برآورد خشکسالی با شاخص SPI با RDI این حالت قابل انتظار بود.

برای بررسی بهتر، جداول (۷) تا (۹) به صورت جدول (۱۰) خلاصه شد. تأثیر روش محاسبه شاخص خشکسالی هواشناسی و هم‌چنین روش محاسبه تبخیر-تعرق مرجع در این جدول به خوبی نمایان می‌باشد. مشاهده می‌گردد بجز سری زمانی ۴۸ ماه که بیش‌ترین ضریب همبستگی در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد در حالت بدون تأخیر به دست آمد، در بقیه سری‌های زمانی این هماهنگی مشاهده نشد. همان‌طور که احتمال می‌رفت بیش‌ترین هم‌خوانی در یکسان بودن تأخیر زمانی بین مقادیر بیش‌ترین ضریب همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی و هواشناسی در شاخص RDI (در سری‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۴۸ ماه) به



جدول (۱۰): ضریب همبستگی حداکثر و تأخیر زمانی بین شاخص‌های خشکسالی هواشناسی و خشکسالی هیدرولوژیکی

RDI _{HS} -SDI		RDI _{FPM} -SDI		SPI-SDI		سری زمانی
تأخیر زمانی (ماه)	بیشترین ضریب همبستگی	تأخیر زمانی (ماه)	بیشترین ضریب همبستگی	تأخیر زمانی (ماه)	بیشترین ضریب همبستگی	
۳	۰/۶۳۱**	۴	۰/۵۶۲**	۲	۰/۵۴۳**	۳ ماهه
۳	۰/۸۰۷**	۳	۰/۷۹۶**	۲	۰/۶۷۴**	۶ ماهه
۳	۰/۴۹۰**	۳	۰/۴۶۴**	۳	۰/۴۸۵**	۱۲ ماهه
صفر	۰/۵۹۹**	۲	۰/۵۵۴**	صفر	۰/۵۸۸**	۲۴ ماهه
صفر	۰/۷۷۶**	صفر	۰/۷۲۶**	صفر	۰/۷۵۷**	۴۸ ماهه

نتیجه گیری

- تحلیل فراوانی خشکسالی هیدرولوژیکی نشان داد که بیشترین فراوانی و درصد فراوانی وقوع خشکسالی برای تمامی گام‌های زمانی، در شرایط نرمال مشاهده شد.
- نتایج همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی با هواشناسی در سری‌های زمانی مختلف با حالت بدون تأخیر نشان داد که بیشترین ضریب همبستگی بین مقادیر شاخص‌های مربوط به سری‌های هم دوره می‌باشد. علت عمده هم‌زمانی دو واقعه خشکسالی می‌تواند ناشی از تغذیه مستقیم رودخانه از بارش باشد.

- طبق نتایج همبستگی بین مقادیر RDI_{FPM} و SDI در حالت با تأخیر زمانی، با گذشت زمان از وقوع خشکسالی هواشناسی، تأثیرپذیری آورد صوفی‌چای از این شرایط بیش‌تر گردید. به طوری که در سری سه ماهه RDI_{FPM}، بیشترین ضریب همبستگی در تأخیر زمانی ۴ ماه (۰/۵۶۲) مشاهده گردید. طبق نتایج همبستگی بین مقادیر RDI_{HS} و SDI در حالت با تأخیر زمانی، در ۳ سری زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماه، بیشترین تأثیر خشکسالی هواشناسی بر سری رودخانه صوفی‌چای با ۳ ماه تأخیر مشاهده و در دو سری زمانی ۲۴ و ۴۸ ماه این تأثیر هم زمان بود.

- بیشترین هم‌خوانی در یکسان بودن تأخیر زمانی بین مقادیر بیشترین ضریب همبستگی خشکسالی هیدرولوژیکی و هواشناسی در شاخص RDI (در سری‌های زمانی ۶، ۱۲ و ۴۸ ماه) به دست آمد.

در این تحقیق خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی حوضه آبریز رودخانه صوفی‌چای مراغه با استفاده از شاخص‌های RDI، SPI، و SDI بررسی گردید. شاخص هواشناسی RDI با دو روش مختلف فائو-پنمن-مانتیت و هارگریوز-سامانی محاسبه گردید و ارزیابی تطبیقی شاخص‌های هواشناسی با هیدرولوژیکی در سری‌های زمانی ۳ تا ۴۸ ماهه با حالت‌های بدون تأخیر و با تأخیر یک تا ۵ ماهه انجام گرفت.

- مقایسه درصد فراوانی دوره‌های خشکسالی و ترسالی دو شاخص RDI_{FPM} و RDI_{HS} نشان داد که تفاوت فاحشی در نتایج درصد فراوانی دو روش وجود ندارد (حداکثر اختلاف ۵ درصد). تحلیل روند تغییرات سری‌های زمانی شاخص‌های هواشناسی نشان داد که با افزایش دوره سری زمانی، روند کاهشی این شاخص‌ها شدت بیشتری یافت، بنابراین چنین نتیجه می‌شود که در سال‌های اخیر شرایط خشکسالی بیش‌تر بر منطقه حاکم گردیده است.

- مقایسه دو به دوی نمودارهای شاخص SPI با RDI_{HS} و SPI با RDI_{FPM} در هر سری زمانی (خصوصاً در سری‌های ۱۲ تا ۴۸ ماهه) نشان داد که تغییرات دوره‌های ترسالی و خشکسالی به لحاظ تداوم، شدت و زمان شروع و پایان خشکسالی در دو شاخص SPI و RDI_{HS} مطابقت بیشتری با هم دارند (تقریباً مشابه می‌باشد).

منابع

اقتدارنژاد، م.، بذرافشان، ا. و صادقی لاری، ع. (۱۳۹۵). ارزیابی تطبیقی شاخص‌های SPI، RDI و SDI در تحلیل مشخصه‌های خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی (مطالعه موردی: دشت بم). نشریه دانش آب و خاک، ۲۶ (۲): ۶۹-۸۱.



پدرامراد، ز. و یزدانی، م. ر. (۱۳۹۳). تحلیل توزیع فراوانی خشکسالی هیدرولوژیک با استفاده از شاخص جریان سطحی (SDI) (مطالعه موردی: حوضه آبریز تهران-کرج). دومین همایش سراسری کشاورزی و منابع طبیعی پایدار، مرکز راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار، تهران، ایران

حیدری، م.، فرخی، ا.، تنیان، س. و حصاری، ب. (۱۳۸۸). تحلیل خشکسالی‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از نرم‌افزار DIP (مطالعه موردی: ارومیه و خوی). پنجمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، مدیریت پایدار بلایای طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، کرج، تهران، ایران.

خسروی، م.، موقری، ع. ر. و منصوری دانشور، م. ر. (۱۳۹۱). ارزیابی شاخص‌های SPI، RAI، PNI و SIP برای پهنه‌بندی شدت خشکسالی ایران با مقایسه دو روش درون یابی IDW و مدل ارتفاعی رقومی DEM. جغرافیا و پایداری محیط، (۵): ۵۳-۷۰.

خیری، ر.، ف. مجرد، ج. معصوم پور و ب. فرهادی (۱۴۰۰). ارزیابی تغییرات خشکسالی در ایران با استفاده از شاخص‌های SPEI و SC-PDSI، برنامه ریزی و آمایش فضا، ۲۵(۱): ۱۷۵-۲۰۶

کریمی، م.، شاهدی، ک. (۱۳۹۷). بررسی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از شاخص‌های خشکسالی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز قره‌سو). سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی، ۹ (۲): ۱-۱۶.

کوشکی، ر.، رحیمی، م.، امیری، م.، محمدی، م. و دستورانی، ج. (۱۳۹۶). بررسی رابطه زمانی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در حوزه آبریز کرخه. فصلنامه اکو هیدرولوژی، ۴ (۳): ۶۹۸-۶۸۶.

محمودی، ز. و زینی وند، ح. (۱۳۹۳). بررسی ارتباط خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز کشکان استان لرستان). نشریه منابع آب و توسعه، ۲ (۳): ۱۵۰-۱۶۱.

مفیدی پور، ع.، یزدی شیخ، و.، اونق، م. و سعدالدین، ا. (۱۳۹۱). بررسی رابطه خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی در حوضه آبخیز اترک. پژوهشنامه مدیریت حوضه آبخیز، ۳ (۵): ۱۶-۲۶.

مساعدی، ا.، محمدی مقدم، س.، و کواکبی، غ. (۱۳۹۵). تعیین خصوصیات خشکسالی بر اساس شاخص شناسایی خشکسالی (RDI) و بررسی تغییرات آن در مناطق و دوره‌های مختلف زمانی. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۳ (۶): ۵۲-۲۷.

میراکبری، م.، مرتضایی، م.، محسنی، ن. (۱۳۹۷). بررسی تاثیر خشکسالی هواشناسی بر منابع آب سطحی و زیرزمینی توسط شاخص‌های SPI، SPEI، SDI و GRI. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۱۲ (۴۲): ۸۰-۷۰.

نوحه‌گر، ا.، احمدی آخوومه، م.، سلیمانی مطلق، م.، طایبی سمیرمی، م. و طایبی سمیرمی، س. (۱۳۹۳). بررسی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از شاخص SPI و SDI در محدوده مطالعاتی مرودشت خرامه. اولین همایش ملی آب، انسان، زمین، اصفهان، ایران.

وکیلی فرد، ع.، اسدی، ا.، ابراهیمی، ک.، فاخری فرد، ا. و دربندی، ص. (۱۳۹۶). بررسی ارتباط زمانی رخداد خشکسالی هواشناختی و خشکسالی آب‌های سطحی (مطالعه موردی: حوضه بیلوردی-دوزدوزان). نشریه دانش آب و خاک، ۲۶ (۲): ۶۹-۸۱.

Adnan, S., Ullah, K., Shuanglin, L., Gao, Sh., Hayat Khan, A., & Mahmood, R. (2018). Comparison of various drought indices to monitor drought status in Pakistan. *Climate Dynamics*, 51, 1885–1899.

Azareh, A., Rahdari, M. R., Rafiei-Sardo, E. & Azariya-Moghadam, F. (2014). Investigating the relationship between hydrological and meteorological droughts in Karaj dam Basin. *European Journal of Experimental Biology*, 4(3), 102-107.

Edossa, D. C., Babel, M. S. & Guota, A. D. (2010). Drought analysis in the Awash River basin, Ethiopia. *Journal of Water Resources Management*, 24(7), 1441–1460.

Edwards, D. C., & McKee, T. B. (1997). Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Time Scales. *Climatology Report*, 97, 2: *Colorado State University*, Fort Collins, Colorado.



- Jenkins, K. L. (2011). Modeling the Economic and Social Consequences of Drought under Future Projection of Climate Change. *Ph.D Thesis*, Department of Land Economy, University of Cambridge.
- Katipoğlu, O. M., Acar, R., & Şengül, S. (2020). Comparison of meteorological indices for drought monitoring and evaluating: a case study from Euphrates basin, Turkey. *Journal of Water and Climate Change*, 11(S1), 29–43.
- McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proceeding of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, California.
- Mendicino, G., Senatore, A. & Versace, P. (2008). A groundwater resource index (GRI) for drought monitoring and forecasting in a Mediterranean climate. *Journal of Hydrology*, 357(3-4), 282-302.
- Mishra, A. K. & Singh, V. P. (2011). Drought modeling: A review. *Journal of Hydrology*, (403), 157-175.
- Nalbantis, I. & Tsakiris, G. (2009). Assessment of hydrological drought revisited. *Journal of Water Resources Management*, 23(5), 881-897.
- Natarajan, N., Vasudevan, M., Ahash Raja, S. Mohanpradaap, K., Sneha, G., & Joshna Shanu, S. (2023). An assessment methodology for drought severity and vulnerability using precipitation-based indices for the arid, semi-arid and humid districts of Tamil Nadu, India. *Water Supply* 23(1), 54–79.
- Palmer, W. C. 1965. Meteorological drought. US Weather Bureau, *Office of Climatology*, Research Paper No. 45, Washington DC.
- Richard, R., & Heim, J. (2002). A review of Twentieth-Century drought indices used in the United States. *American Meteorological Society*. 1149-1166.
- Salimi H., Asadi E. & Darbandi S. (2021). Meteorological and hydrological drought monitoring using several drought indices. *Applied Water Science*, 11(2), 1-10.
- Smith, K. 1998. Environmental Hazards, *Rutledge*, New York. 79 p.
- Tigkas, D., Vangelis, H. & Tsakiris, G. (2012). Drought and climatic change impact on streamflow in small watersheds. *Journal of Science of the Total Environment*, 440, 33-41.
- Tsakiris, G., Pangalou, D. & Vangelis, H. (2007). Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Journal of Water Resource Management*, 21, 821–833.
- Xiang, Y., Wang, Y., Chen, Y., Qifei Zhang, Q., & Li, H. (2022). Comprehensive evaluation of hydrological drought characteristics and their relationship to meteorological droughts in the upper Tarim River Basin, central Asia. *Frontiers of Earth Science*, 16, 890–905.
- Vergni, L., & Todisco, F. (2011). Spatio-Temporal Variability of Precipitation, Temperature and Agricultural Drought Indices in Central Italy. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151(3), 301-313.
- Vicente-Serrano, S. M. & López-Moreno, J. I. (2005). Hydrological response to different time scales of climatological drought: an evaluation of the Standardized Precipitation Index in a mountainous Mediterranean basin. *Journal of Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(5), 523-533.
- Van Loon, A. (2015). Hydrology drought explained. *WIREs Water*, 2t 359- 392.
- Wilhite, D. A. (1993). The enigma of drought in drought assessment, management and planning: Theory and case studies, ed. D.A. Wilhite. pp: 3 -15. *Kluwer Academic Publishers*, Bosten.