

## واسنجی روابط بارش - جریان رودخانه برای ارزیابی و امکان پیش‌بینی خشکسالی آب‌شناختی در حوضه آبریز کویر لوت (ایران)

حمید نظری پور\*<sup>۱</sup>

### چکیده

خشکسالی آب شناختی با اثرات دوره‌های کمبود بارش (شامل باران، برف و غیره) بر منابع آب‌های سطحی و زیرسطحی (جریان رودخانه، تراز دریاچه و مخازن آب و آب زیرزمینی) در ارتباط می‌باشد. فراوانی و شدت خشکسالی آب‌شناختی اغلب در مقیاس حوضه رودخانه و آبخیز تعریف می‌گردد. شاخص‌ها و روش‌های گوناگونی برای توصیف خشکسالی آب شناختی معرفی شده‌اند. در این بررسی، یک روش‌شناسی برای توصیف شدت خشکسالی‌های آب‌شناختی استفاده شده است و شاخص خشکسالی جریان رودخانه نامیده می‌شود. ارزیابی امکان پیش‌بینی خشکسالی آب شناختی به دو شیوه انجام گرفته است. روش نخست برپایه فرض فراهم بودن داده‌های واقعی از جریان رودخانه و روش دیگر برپایه فرض فراهم نبودن داده‌های واقعی از جریان رودخانه و با امکان بهره‌گیری از متغیر هواشناختی (بارش) می‌باشد. در روش‌شناسی نخست از زنجیره مارکوف و در روش‌شناسی دیگر از توسعه یک تابع خطی از متغیر خشکسالی هواشناسی برای پیش‌بینی متغیر خشکسالی آب شناختی استفاده شده است. روش‌شناسی اخیر که بخش اساسی پژوهش را تشکیل می‌دهد بوسیله کالیبراسیون روابط بارش - جریان رودخانه در شاخص‌های خشکسالی هواشناسی (متغیر مستقل) و شاخص خشکسالی جریان رودخانه (متغیر وابسته) در یک معادله رگرسیون می‌باشد. این روش‌شناسی با استفاده از داده‌های قابل اعتماد رودخانه‌های دائمی نساء و فاشکوه (تلنگو) در حوضه آبریز کویر لوت (ایران) اعتبار سنجی گردیده است. نتایج بیانگر آنست که کالیبراسیون روابط بارش - جریان رودخانه به خوبی امکان پیش‌بینی خشکسالی آب شناختی را در موارد عدم موجودیت داده‌های جریان رودخانه فراهم می‌سازد. یک واقعیت مهم در این حوضه آبریز آنست که پیش‌بینی خشکسالی برای تمام دوره مرطوب (اکتبر تا مارس) بسیار موفق است و کمبود بارش می‌تواند به خوبی خشکسالی هیدرولوژیکی را مورد پیش‌بینی قرار دهد. علاوه بر آن، به دلیل کمبود انبارش و ماندگاری برف در حوضه آبریز مورد مطالعه که کسری بارش در دوره خشک را جبران و بر فعالیت‌های هیدرولوژیکی مؤثر است، پیش‌بینی حالت‌های خشکسالی برای سایر دوره‌ها نیز با روش‌شناسی زنجیره مارکوف موفق است.

**واژه‌های کلیدی:** خشکسالی آب‌شناختی، شاخص جریان رودخانه، پیش‌بینی خشکسالی، زنجیره مارکوف، حوضه آبریز کویر لوت، ایران.

<sup>۱</sup> گروه محیط زیست، پژوهشکده علوم محیطی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

## ۱. مقدمه

تعاریف متعددی از خشکسالی موجود است اما بسط یک تعریف واحد از خشکسالی مشکل است. خشکسالی یک پدیده طبیعی است که با کاهش چشمگیر موجودیت آب در طول دوره قابل توجهی از زمان در یک منطقه وسیع مشخص می‌گردد (نالبنتیس و تساکریس، ۲۰۰۹). با توجه به پیچیدگی چرخه هیدرولوژی جهانی، امکان شناسایی منشاء خشکسالی تقریباً غیرممکن است. به عنوان یک قرارداد، کاهش بارش به عنوان منشاء خشکسالی لحاظ گردیده است. خشکسالی یک پدیده منطقه‌ای و یک رویداد سه بُعدی با مشخص‌های سختی، دوام و گستره‌ی فضایی می‌باشد (روسی و همکاران، ۱۹۹۲). خشکسالی بیش از هر مخاطره دیگر، تأثیر بیشتری بر مردم می‌گذارد؛ اما با این وجود، در بین تمام مخاطره‌های طبیعی، کمتر قابل درک است (میشرا و دزی، ۲۰۰۵).

شناسایی رویدادهای خشکسالی و ارزیابی سختی آنها با ابزار مناسب، خیلی با اهمیت خواهد بود (تیگس، ۲۰۰۸). یکی از روش‌های خیلی رایج در ارزیابی خشکسالی، محاسبه شاخص‌های خشکسالی می‌باشد (بوناکورسو و همکاران، ۲۰۰۳؛ پائلو و پریثرا، ۲۰۰۶؛ تساکریس و همکاران، ۲۰۰۷). گسترش فضایی و زمانی و شدت (سختی) خشکسالی با استفاده از این شاخص‌ها مشخص می‌گردد (گوتمن، ۱۹۹۸؛ هایز، ۲۰۰۰). هر رویداد خشکسالی از طریق چهار ویژگی مشخص می‌گردد: (الف) شدت آن که از طریق شاخص خشکسالی بیان می‌گردد، (ب) زمان آغاز و دوام آن، (ج) گستره فضایی آن و (د) فراوانی رخداد آن (نالبنتیس، ۲۰۰۸). خشکسالی به چهار نوع طبقه‌بندی شده است (ویلپه‌ایت و گلانتز، ۱۹۸۵). خشکسالی هواشناسی، کشاورزی، هیدرولوژیکی و اجتماعی - اقتصادی (دراکوپ و پانلسون، ۱۹۸۰). خشکسالی هیدرولوژیکی به عنوان یک کاهش قابل توجه در مهبیایی (موجودیت) آب (در تمام اشکال ظهور آن در زمین) در چرخه هیدرولوژی می‌باشد. متغیرهای گوناگونی برای تشریح این اشکال استفاده می‌گردد، اما جریان رودخانه‌ای، به مراتب، مهمترین متغیر از دیدگاه مقدار (حجم) آب می‌باشد. از این رو، یک دوره خشکسالی آب‌شناختی با کمبود جریان رودخانه نسبت به شرایط عادی مرتبط است.

خشکسالی آب‌شناختی معمولاً خارج از فاز یا با تأخیر از رخداد خشکسالی‌های هواشناختی و کشاورزی می‌باشد. نتایج تحقیقات، هرچند برای درک پدیده خشکسالی مفید می‌باشند، اما اغلب برای استفاده عملیاتی در پیش خشکسالی و سیستم‌های پیش‌بینی، نامناسب هستند. بویژه، با توجه به ویژگی‌های خشکسالی هیدرولوژیکی، چند الزامات عملیاتی بایستی انجام گردد. ابتدا، ارزیابی سختی خشکسالی نیاز به یک شاخصی است که (الف) به راحتی قابل درک باشد، (ب) حامل معنای فیزیکی باشد، (ج) به طیف گسترده از شرایط خشکسالی حساس باشد، (د) مستقل از منطقه باشد، (ه) بیانگر خشکسالی با تأخیر کوتاه بعد از رخداد آن باشد، و (ی) بر اساس داده‌های باشد که به آسانی در دسترس است. دوم، شناسایی عملی از رویداد خشکسالی در طول زمان مشکل است و، تا حد زیادی، به روش‌شناسی مورد استفاده وابسته است. سوم، فرکانس رخداد خشکسالی یک پارامتر قابل توجه محسوب می‌گردد. آخرین، گسترش فضایی از یک رویداد خشکسالی، هرچند برای خشکسالی‌های هواشناسی مفید است، اما برای خشکسالی‌های هیدرولوژیکی جاذب نیست زیرا مدیران آب تنها در تعداد اندکی از نقاط در فضا به جریان رودخانه‌های علاقمند هستند (خروجی‌های حوضه، خروجی و ورودی‌های مخازن و غیره)؛ بدیهی است جریان رودخانه در این نقاط اندازه‌گیری یکپارچه از رواناب توزیع شده به صورت فضایی را فراهم می‌نمایند؛ علاوه بر این، حوضه رودخانه توسط دستورالعمل چارچوب آب به عنوان تنها مقیاس برای انجام اقدامات در محافظت و مدیریت منابع آب پیشنهاد شده است. با در نظر گرفتن شرایط فوق، روابط چهار بعدی از شدت - دوام - فراوانی - گستره می‌تواند به خوبی به یک رابطه بسیار ساده دو بعدی شدت در مقابل فراوانی کاهش یابد.

شاخص‌هایی برای تشریح خشکسالی آب‌شناختی از قبیل شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی پالمر، یا شاخص تأمین آب سطحی موجودند، که به طور کلی، نیازمند اطلاعات و محاسبات فشرده می‌باشند. در مقابل، برای خشکسالی‌های هواشناسی، شاخص‌های بسیار ساده و مؤثر مانند شاخص بارش استاندارد شده ارائه شده است و به طور گسترده مورد اعتبارسنجی قرار گرفته است. اخیراً در راستای سادگی، شاخص شناسایی خشکسالی ارائه شده

راور را در برمی‌گیرد. حوضه آبریز مزبور (کد ۴۶) از مجموعه ۹ حوضه آبریز درجه ۲ از حوضه آبریز فلات مرکزی ایران می‌باشد (معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی، ۱۳۹۱). مشخصات ایستگاه‌های آب‌سنجی نیز در جدول ۱ آورده شده است. ایستگاه آب‌سنجی آدوری برای سال‌های آبی ۹۷-۱۹۹۶ (۱۳۷۵-۷۶) و ۰۳-۲۰۰۲ (۸۲-۱۳۸۱) و ایستگاه یال‌خری برای سال‌های آبی ۸۰-۱۹۷۹ (۵۹-۱۳۵۸) و ۰۳-۲۰۰۲ فاقد آمار می‌باشند. (ب) داده‌های ماهانه بارش شش ایستگاه باران‌سنجی - تبخیرسنجی واقع در درون حوضه مورد مطالعه نیز دسته دوم از داده‌ها را شامل می‌گردد. موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل ۱ و مشخصه‌های آنها در جدول ۲ آورده شده است.

از آنجا که دوره مشترک آماری در مطالعات علمی و بویژه اقلیم‌شناسی از اهمیت شایانی برخوردار است؛ دوره مشترک آماری برای ارزیابی خشکسالی‌های آب‌شناختی بر پایه موجودیت اطلاعات، دوره آبی ۳۸ ساله ۷۶-۱۹۷۵ الی ۲۰۱۲-۱۳ (۱۳۹۱-۹۲-۱۳۵۴-۵۵) انتخاب گردیده است. نبود داده‌های آب‌شناختی (missing data) در ایستگاه‌های آب‌سنجی از روش تکنیک‌های رگرسیونی از داده‌های بارش نزدیک‌ترین ایستگاه باران‌سنجی - تبخیرسنجی برآورد گردیده است. نبود داده‌های بارشی در ایستگاه‌ها نیز از طرق شبکه بارش روزانه پایگاه آفرودیت برآورد گردیده است. اطلاعات تکمیلی درباره پایگاه داده آفرودیت توسط (نصرآبادی و همکاران، ۲۰۱۳) تشریح شده است.

## ۲.۲ روش‌شناسی پیشنهاد شده

### ۲.۲.۱ مقدمه

همانگونه که در بخش ۱ بیان گردید، خشکسالی با یک رابطه پیچیده از شدت خشکسالی، زمان آغاز و دوام، گستره ناحیه‌ای و فراوانی رخداد مشخص می‌گردد. این روابط چند بُعدی می‌تواند به یک رابطه ساده‌تر از شدت در برابر فراوانی کاهش یابد. در بخش ۴ تشریح می‌گردد که چگونه روش پیشنهاد شده از متغیرهای زمان آغاز و دوام می‌گذرد. همچنین در بخش ۱، گستره ناحیه‌ای از یک خشکسالی هیدرولوژیکی حذف شده است.

در مقدمه به انواع متغیرهای هیدرولوژیکی اشاره شده است که برای توصیف خشکسالی استفاده می‌گردند.

است که جدا از بارش تجمعی، تبخیر و تعرق تجمعی نیز در آن گنجانده شده است (تساکیریس و وانجلیس، ۲۰۰۵؛ تساکیریس و همکاران، ۲۰۰۶). بنابراین، یک شاخص ساده برای خشکسالی‌های هیدرولوژیکی به تازگی توسعه یافته است.

یکی دیگر از محدودیت‌های عملیاتی مهم در ارتباط با موجودیت اطلاعات هیدرولوژیکی می‌باشد. در اغلب موارد داده جریان رودخانه‌ها در زمان واقعی موجود نیست در نتیجه: (الف) تأخیر در پردازش یادداشت‌های اشل رودخانه، (ب) تغییرات در منحنی دبی - اشل که به خوبی کنترل نشده باشد. برای اصلاح این مشکل، استفاده از سایر داده‌ها مورد نیاز است که به راحتی در دسترس هستند (به عنوان مثال، ارتفاع بارش).

هدف از این مطالعه دو بخش است: (الف) پیشنهاد یک روش برای ارزیابی خشکسالی آب‌شناختی بر پایه کمبود آورد رودخانه و (ب) بررسی امکان پیش‌بینی خشکسالی آب‌شناختی بر پایه بارش ناحیه‌ای در نبود اطلاعات آورد رودخانه. برای دستیابی به این اهداف یک چارچوب آزمون اجرا شده است. محدوده مورد مطالعه حوضه رودخانه‌های نساء و فاشکوه (تلنگو) در حاشیه جنوب‌غربی حوضه آبریز کویر لوت (ایران) می‌باشد.

## ۲. داده‌ها و روش‌شناسی

### ۲.۱. داده‌ها

داده‌های این بررسی دو دسته می‌باشند. (الف) داده‌های جریان رودخانه‌ای در ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه رودخانه‌های نساء و فاشکوه (تلنگو) در حاشیه جنوب‌غربی حوضه آبریز کویر لوت (ایران). موقعیت حوضه آبریز و ایستگاه‌های آب‌سنجی در شکل ۱ آورده شده است. رودخانه‌های نساء و تلنگو (فاشکوه) از جمله رودخانه‌های با رژیم آبدی دائمی استان کرمان می‌باشند. سد نساء (دومین سد بزرگ استان کرمان) در روستای انجیرک واقع در ۸۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهر بم، بر روی رودخانه نساء قرار داشته و یک منبع مهم آب برای بخش‌های صنعت، کشاورزی و شرب محسوب می‌گردد. حوضه آبریز کویر لوت با مساحت ۲۰۶۳۵۴ کیلومتر مربع، کم‌آب‌ترین و خشک‌ترین حوضه آبریز ایران می‌باشد که قسمتی از آن در استان کرمان واقع شده است و شهرستان‌های بم، کرمان و

جدول ۱: مشخصه‌های ایستگاه‌های آب سنجی حوضه آبریز مورد مطالعه در حاشیه جنوب‌غربی حوضه آبریز کویر لوت

ایستگاه آب سنجی	موقعیت جغرافیایی	دوره‌آبی	رودخانه	سرچشمه	حوضه آبریز اصلی
یال‌خری	28.66, 58.49	۱۳۹۱/۹۲ - ۱۳۵۷/۵۸	نساء	ارتفاعات جبال بارز	دشت لوت
آدوری	28.98, 58.13	۱۳۹۱/۹۲ - ۱۳۵۴/۵۵	فاشکوه(تلنگو)	ارتفاعات جبال بارز	دشت لوت

جدول ۲: مشخصات ایستگاه‌های باران‌سنجی حوضه آبریز مورد مطالعه در حاشیه جنوب‌غربی حوضه آبریز کویر لوت

ایستگاه	موقعیت جغرافیایی	ارتفاع(متر)	سال تأسیس	دوره آبی مشترک
یال‌خری <sup>۱</sup>	28.67, 58.50	۱۲۳۰	۱۳۵۲	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳
انجیرک <sup>۱</sup>	28.65, 58.40	۱۴۳۵	۱۳۶۳	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳
کوه سید <sup>۲</sup>	28.85, 58.21	۱۶۹۰	۱۳۵۴	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳
گمین فاشکوه <sup>۲</sup>	28.92, 58.01	۲۳۰۸	۱۳۷۲	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳
دهبکری <sup>۲</sup>	29.06, 57.91	۲۰۶۰	۱۳۵۸	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳
دارزین <sup>۲</sup>	29.18, 58.12	۱۳۳۴	۱۳۷۰	۱۹۷۵/۷۶ - ۲۰۱۲/۱۳

<sup>۱</sup> ایستگاه تبخیرسنجی<sup>۲</sup> ایستگاه باران‌سنجی.

سطح آستانه به شیوه‌های مختلف تعریف شده است. برای فرایندهای ایستا یک ارزش ثابت استفاده می‌گردد درحالی‌که برای فرایندهای دوره‌ای یک مجموعه از ارزش‌های فصلی متفاوت مناسب‌تر است. در تمامی موارد، میانگین(یا میانه) طی یک دوره طولانی از زمان به عنوان انتخاب معمول می‌باشد. این شیوه، در این مطالعه نیز استفاده شده است. سایر گزینه‌ها شامل یک صدک احتمال ثابت(زلنهاسیک و سالوای، ۱۹۸۷؛ کورریا و همکاران، ۱۹۸۷) یا یک کسری از میانگین(کلوزن و پیرسون، ۱۹۹۵) می‌باشد.

در روش کلاسیک رفتار زمان، فواصل زمانی بدون هم پوشانی متوالی استفاده می‌گردد. در روش‌شناسی پیشنهاد شده، زمان به شیوه متفاوت تحت رفتارشناسی قرار گرفته است: (۱) اکتبر سرآغاز سال هیدرولوژیکی لحاظ شده است که در اقلیم ایران مرکزی معمول است؛ (۲) هر سه ماه (۳۱) دسامبر، ۳۱ مارچ، ۳۰ ژوئن، ۳۰ سپتامبر) یک ارزیابی خشکسالی با توجه به فاصله زمانی از آغاز سال هیدرولوژیکی تا آن زمان ایجاد می‌گردد؛ (۳) در زمان‌های مشابه، پیش‌بینی‌ها در مورد شرایط خشکسالی آتی صادر می‌گردد. رفتار فوق از زمان کاملاً مطابق با شرایط همراه سیستم‌های منابع آب دارای ظرفیت ذخیره‌سازی قابل توجه می‌باشد که به سبب آن ورودی‌ها(جریان‌ها) در زمان یکپارچه شده‌اند. در تأمین نیازمندی‌های عملیاتی بالا، دوره‌های زمانی دارای همپوشانی چهارگانه در درون هر سال هیدرولوژیکی مورد

در این مطالعه به طور انحصاری از جریان رودخانه که بیانگر منابع آب سطحی است استفاده گردیده است. استفاده از جریان رودخانه به عنوان متغیر کلیدی برای ارزیابی خشکسالی هیدرولوژیکی موضوع تازه‌ای نیست زیرا که بسیاری از نویسندگان در مطالعات خود از آن استفاده کرده‌اند(به عنوان مثال، بن-زوی ۱۹۸۷).

## ۲.۲.۲. رفتار زمان

خشکسالی یک پدیده طبیعی است که بتدریج در حال توسعه بوده و تنها پس از آنکه به خوبی برقرار گردد، شناخته می‌شود. به همین دلیل است که یک گام زمانی بزرگ برای متغیرهایی هیدرولوژیکی در بیشتر موارد کافی است. گام زمانی معمول که استفاده می‌گردد ماهانه می‌باشد که در این مطالعه نیز بکارگرفته شده است.

آغاز یک رویداد خشکسالی به عنوان زمانی تعریف می‌گردد که شاخص خشکسالی به زیر سطح آستانه خاص نرول می‌کند. به طور مشابه، پایان خشکسالی زمانی است که شاخص خشکسالی به بالای سطح آستانه صعود می‌کند. پیش‌بینی از آغاز و پایان رویداد خشکسالی به عنوان یک کار دشوار می‌ماند(کوردری و مک‌کال، ۲۰۰۰). هرچند تلاش‌های تحقیقاتی در پیوند با خشکسالی و انسو (ENSO) و نوسان اطلس شمالی (NAO) امیدوارکننده است(وگت و سوما، ۲۰۰۰).

در اینجا  $S_k$  و  $\bar{V}_k$  به ترتیب میانگین و انحراف معیار از حجم تجمعی جریان رودخانه‌ای دوره مرجع  $k$  می‌باشند که براساس دوره طولانی مدت برآورد می‌گردند. در این تعریف، سطح آستانه  $\bar{V}_k$  لحاظ شده است، هرچند سایر ارزش‌ها نیز می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد.

شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی از معادله ۲ با حجم استاندارد شده جریان رودخانه یکسان است. این کاملاً جدید نیست، حتی بن زوی (۱۹۸۷) از حجم‌های جریان رودخانه استاندارد شده استفاده کرده است. به بیان دقیق‌تر، وی یادآور شده است که "ما در اینجا یک کمبود زیاد را به عنوان رخداد حجم سالانه از جریان رودخانه که پایین‌تر از میانگین توسط حداقل یک انحراف استاندارد تعریف می‌کنیم". با این حال، وی تا به حال با مشکل غیر ایستایی رو به رو نشده بود زیرا وی بر روی داده‌های سالانه کار کرده است.

به طور کلی، برای حوضه‌های آبی کوچک، جریان رودخانه‌ای ممکن است از توزیع احتمال اریب پیروی کند که به خوبی می‌تواند با استفاده از خانواده توابع توزیع گاما تقریب زده شود. سپس، توزیع به نرمال تبدیل می‌گردد. در این بررسی، از پارامترهای توزیع لگاریتم طبیعی برای نرمال نمودن استفاده می‌گردد. بنابراین، کافی است لگاریتم طبیعی برای حجم جریان رودخانه‌ای در نظر گرفته شود. در این اساس، شاخص خشکسالی جریان رودخانه‌ای تعریف می‌گردد:

$$i=1,2,\dots,N \quad k=1,2,3,4 \quad SDI_{i,k} = \frac{y_{i,k} - \bar{y}_k}{S_{y,k}} \quad (3)$$

در اینجا؛

$$i=1,2,\dots,N \quad k=1,2,3,4 \quad y_{i,k} = \ln(V_{i,k}) \quad (4)$$

لگاریتم‌های طبیعی از جریان رودخانه با میانگین  $\bar{y}_k$  و انحراف معیار  $S_{y,k}$  که این آماره‌ها برای دوره طولانی از زمان برآورده شده‌اند.

بر این اساس، حالت‌های خشکسالی آب شناختی (جدول ۳) تعریف می‌گردند که با حالت‌های شاخص‌های خشکسالی هواشناختی مانند بارش استاندارد شده، شاخص شناسایی خشکسالی و شاخص خشکسالی مؤثر همانند می‌باشد (نلبنتیس و تساکیریس، ۲۰۰۹).

استفاده قرار می‌گیرند: اکتبر- دسامبر، اکتبر- مارچ، اکتبر- ژوئن، و اکتبر- سپتامبر (یک سال کامل هیدرولوژیکی). در این نوشتار، آنها به عنوان دوره مرجع معرفی و در تعریف شاخص‌های خشکسالی در ادامه مورد استفاده قرار خواهند گرفت.

انتخاب فواصل سه ماه در اجرای ارزیابی‌های خشکسالی بوسیله نیاز به تعادل اهداف متناقض زیر می‌باشد: (۱) رهگیری خشکسالی ممکن است که مستلزم فواصل زمانی کوچک باشد؛ (۲) توجه به محدودیت‌های عملیاتی از سازمان‌های نظارتی که مانع از ارزیابی‌های بسیار مکرر می‌گردند؛ (۳) به حداقل رساندن اثرات انجام بیش از حد بین فواصل زمانی متوالی که برای مقیاس‌های زمانی کوچک خیلی مهم هستند.

### ۲،۲،۳. شاخص خشکسالی جریان رودخانه

چنانچه سری زمانی (به عنوان مثال ماهانه) از حجم جریان رودخانه‌ای  $Q_{i,j}$  برای سال‌های آبی (هیدرولوژیکی) موجود باشد، شاخص شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی جریان رودخانه‌ای برای ماه  $Z$  از سال آبی  $i$  طبق معادلات زیر قابل محاسبه است (نلبنتیس، ۲۰۰۸).

$$j=1,2,\dots,12 \quad i=1,2,\dots,N \quad V_{i,k} = \sum_{j=1}^{3k} Q_{i,j} \quad (1)$$

$$k=1,2,3,4$$

در اینجا،  $V_{i,k}$  حجم تجمعی جریان رودخانه‌ای برای سال آبی  $i$  از  $k$  دوره‌ی مرجع  $k$  می‌باشد. شروع سال آبی مبنای دوره مرجع‌ها می‌باشد. برای اقلیم ایران سال آبی از اول پاییز آغاز می‌گردد (ژارچ و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین،  $k=1$  مهر تا آذر،  $k=2$  مهر تا اسفند،  $k=3$  مهر تا خرداد و  $k=4$  مهر تا شهریور می‌باشد. در اینجا فاصله دوره مرجع‌ها ۳ ماه می‌باشد. لازم به ذکر است که شروع سال آبی می‌تواند متفاوت از ماه مهر و فاصله دوره‌های مرجع‌ها نیز متفاوت از ۳ باشد. ولیکن بایستی دوره‌های مرجع‌ها همپوشانی داشته باشند. بر اساس حجم تجمعی جریان رودخانه‌ای  $V_{i,k}$ ، شاخص خشکسالی جریان رودخانه‌ای برای هر دوره مرجع  $k$  از هر سال آبی  $i$  به طریق زیر برآورد می‌گردد:

$$i=1,2,\dots,N \quad k=1,2,3,4 \quad SDI_{i,k} = \frac{V_{i,k} - \bar{V}_k}{S_k} \quad (2)$$

جدول ۳: تعریف حالت‌های خشکسالی آب شناختی با شاخص جریان رودخانه‌ای

حالت	تشریح	ملاک	احتمال (%)
۰	بدون خشکسالی	$SDI \geq 0$	۵۰
۱	خشکسالی خفیف	$-1.0 \leq SDI < 0$	۳۴/۱
۲	خشکسالی متوسط	$-1.5 \leq SDI < -1.0$	۹/۲
۳	خشکسالی شدید	$-2.0 \leq SDI < -1.5$	۴/۴
۴	خشکسالی فوق‌العاده شدید	$SDI < -2.0$	۲/۳

جدول ۴: تعریف حالت‌های خشکسالی هواشناختی با شاخص بارش استاندارد شده

تشریح حالت	ملاک
ترسالی فوق‌العاده شدید	$SPI \geq 2.0$
ترسالی شدید	$1.5 \leq SPI < 2.0$
ترسالی متوسط	$1.0 \leq SPI < 1.5$
نزدیک نرمال	$-1.0 \leq SPI < 1.0$
خشکسالی متوسط	$-1.5 \leq SPI < -1.0$
خشکسالی شدید	$-2.0 \leq SPI < -1.5$
خشکسالی فوق‌العاده شدید	$SPI < -2.0$

پاتلو و همکاران، ۲۰۰۳؛ بناکورسو و همکاران، ۲۰۰۳؛ دومونکس، ۲۰۰۳) استفاده شده است.

در این مطالعه، شاخص بارش استاندارد شده به شیوه کامل مشابه با شاخص خشکسالی جریان رودخانه‌ای (که در زیربخش ۲،۳ تشریح شده است) اصلاح شده است. فرض بر این است که یک سری زمانی ماهانه از بارش ناحیه‌ای  $P_{i,j}$  موجود است که در آن  $i$  بیانگر سال هیدرولوژیکی و  $j$  ماه در آن سال هیدرولوژیکی می باشد. بر اساس این سری‌ها، دنباله‌های زیر مشتق شده است.

$$i = 1, 2, \dots, R_{i,k} = \sum_{j=1}^{3k} P_{i,j} \quad 5$$

$$k = 1, 2, 3, 4 \quad j = 1, 2, \dots, 12$$

در اینجا،  $R_{i,k}$  عمق بارش تجمعی برای دوره مرجع  $k$  از سال هیدرولوژیکی  $i$  می باشد و دوره‌های مرجع نیز قبلاً در زیربخش ۲،۲ تشریح شده است. بنابراین، شاخص اصلاح شده بارش استاندارد شده به شرح زیر محاسبه می‌گردد.

$$i = 1, 2, \dots, k = 1, 2, 3, 4 \quad SPI_{i,k} = \frac{R_{i,k} - \bar{R}_k}{S_{R,k}} \quad (6)$$

مشکل رفتار جریان‌های موقتی یا متناوب در هنگام مواجهه با خشکسالی‌های هیدرولوژیکی دارای اهمیت است. سه مورد را می توان متمایز نمود: (۱) مسیل‌ها با جریان همیشگی، (۲) مسیل‌ها با جریان موقتی و بدون خشکی کامل در طول یک سال کامل هیدرولوژیکی، (۳) مسیل‌های بدون جریان در برخی از سال‌های هیدرولوژیکی. با توجه به تعریف ارائه شده از شاخص SDI، مورد ۲ بی‌ربط می‌گردد زیرا جریان رودخانه‌ای تجمعی همیشه دارای ارزش‌های مثبت خواهد شد. تنها مورد سال هیدرولوژیکی کاملاً خشک (مورد ۳) باقی می‌ماند که به دلخواه به عنوان خشکسالی شدید (حالت برابر با ۴) طبقه‌بندی می‌گردد.

#### ۲،۲،۴ شاخص بارش استاندارد شده

شاخص بارش استاندارد شده (SPI) به طور گسترده برای شناسایی و پایش خشکسالی‌های هواشناختی استفاده شده است. این شاخص توسط (مک‌کی و همکاران، ۱۹۹۳) ایجاد گردیده است، به‌طور گسترده در امریکا (هایز و همکاران، ۱۹۹۹)، آسیا (مین و همکاران، ۲۰۰۳)، افریقا (روالت و ریچارد، ۲۰۰۳؛ نتال و گان، ۲۰۰۳) و اروپا (پاتلو و پیرا، ۲۰۰۷؛ تساکیریس و وانجلیس، ۲۰۰۴؛

اگر  $Q_{i,j} (i = 1, 2, \dots, N; j = 1, 2, \dots, 12)$  سری زمانی مشاهده شده از حجم‌های جریان رودخانه به صورت ماهانه برای حوضه رودخانه مورد مطالعه باشد که در آن  $N$  تعداد سال‌های هیدرولوژیکی است. نخست، حجم‌های تجمعی جریان رودخانه  $V_{i,k} (i = 1, 2, \dots, N; k = 1, 2, 3, 4)$  از طریق معادله ۱ محاسبه می‌گردند. دوم، سری‌های  $SDI_{i,k}$  از شاخص  $SDI$  براساس معادلات ۲ یا ۳ محاسبه می‌گردند. سوم، با توجه به معیارهای جدول ۱ سری‌های از حالت‌های تهیه  $x_{i,k} (i = 1, 2, \dots, N; k = 1, 2, 3, 4)$  می‌گردند. برای هر  $k$ ، فرایندهای حالت مرتبط  $X_{i,k}$  دارای ارزش‌های مجزا  $m \in [0, 1, 2, 3, 4]$  می‌باشد. در گام چهارم، فراوانی بروز هر حالت  $m$  در هر دوره مرجع  $k$  که  $F_{m,k}$  می‌باشد به طریق زیر برآورد می‌گردد:

$$F_{m,k} = \frac{n_{m,k}}{N} \quad (9)$$

که  $F_{m,k}$  تعداد رخداد حالت  $m$  در دوره مرجع  $k$  در درون نمونه موجود از  $N$  سال آبی است. این برآوردی از احتمال نهایی  $P_{m,k}$  از بروز حالت  $m$  در دوره مرجع  $k$  می‌باشد.

$p_{m,k} = P(X_{i,k} = m) m \in [0, 1, 2, 3, 4] \forall i$  (۱۰) در اینجا،  $P(\cdot)$  بیانگر احتمال است. برای هر  $k$ ، احتمالات  $p_{m,k} (m = 0, 1, 2, 3, 4)$  از یک  $5 \times 1$  بردار ستونی  $P_k$  می‌باشد.

در گام پنجم، فراوانی انتقال حالت  $F_{m,m',k}$  از حالت  $m$  در دوره مرجع  $k$  به حالت  $m'$  در دوره مرجع  $k+1$  از طریق زیر بدست می‌آید.

$$F_{m,m',k} = \frac{n_{m,m',k}}{\sum_{m'} n_{m,m',k}} \quad (11)$$

در اینجا،  $n_{m,m',k}$  تعداد رخداد حالت  $m$  در دوره مرجع  $k$  و حالت  $m'$  در دوره مرجع  $k+1$  است. این برآوردی از احتمال انتقال  $P_{m,m',k}$  است که به شرح زیر تعریف می‌گردد.

در اینجا،  $R_k$  و  $S_{R,k}$  به ترتیب میانگین و انحراف معیار عمق بارش تجمعی برای دوره مرجع  $k$  ام می‌باشند که این آماره‌ها برای دوره زمانی طولانی برآورد می‌گردد. برای حذف چولگی از بارش تجمعی، شاخص اصلاح شده بارش استاندارد شده را می‌توان با معادل آن به شرح زیر تعریف کرد.

$$S_{PI_{i,k}} = \frac{w_{i,k} - \bar{w}_k}{S_{w,k}} \quad (7)$$

$$i = 1, 2, \dots, N$$

$$k = 1, 2, 3, 4$$

در اینجا؛

$$w_{i,k} = \ln(R_{i,k}) \quad (8)$$

که  $w_{i,k}$  برازش لگارتیم طبیعی از بارش تجمعی برای دوره مرجع  $k$  ام از سال هیدرولوژیکی  $i$  ام می‌باشد و  $S_{w,k}$  و  $\bar{w}_k$  به ترتیب میانگین و انحراف معیار آنها می‌باشند که این آماره‌ها برای دوره زمانی طولانی برآورد می‌گردد.

ارزش‌های مثبت از SPI بیانگر شرایط ترسالی می‌باشد، در حالیکه ارزش‌های منفی دلالت بر خشکسالی هواشناختی دارد. تعریف حالت‌ها در جدول ۴ آورده شده است (ویلپه‌ایت و همکاران، ۲۰۰۰).

## ۵.۲.۲. مراحل روش شناسی

در مقدمه مجموعه‌ای از اهداف این کار تشریح شده است: (۱) پیشنهاد یک شاخص برپایه کمبود جریان رودخانه برای ارزیابی خشکسالی آب شناختی با رویکرد عملیاتی، و (۲) بررسی امکان ارزیابی خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در نبود داده‌های جریان رودخانه. برای دستیابی به هدف نخست، شاخص SDI استفاده شده است. با آغاز از سری‌های جریان رودخانه ثبت شده، سری‌های SDI که یک سری از حالت‌های خشکسالی است حاصل می‌گردند. در اینجا، فرض اساسی بر این است که فرایندها دارای ساختار زنجیره مارکوف نایستا می‌باشند. زنجیره مارکوف به طور گسترده برای پیش بینی خشکسالی‌ها (عمدتاً هواشناختی) در چارچوب سیستم‌های هشدار دهنده استفاده شده است (لوهانی و لوگاناتن، ۱۹۹۷؛ لوهانی همکاران، ۱۹۹۸؛ اچولا و کرکیدس، ۲۰۰۳). اخیراً پائلو و پریئرا (۲۰۰۷) از زنجیره مارکوف برای پیش‌بینی خشکسالی از طریق شاخص SPI استفاده نموده‌اند.

یک چارچوب آزمون دقیق برای این منظور اجرا شده است که شامل مراحل زیر می‌گردد: (۱) ماتریس فراوانی انتقال حالت از طریق شاخص SDI محاسبه شده است که بر پایه داده جریان رودخانه از حوضه واقعی بدست آمده است؛ (۲) ماتریس مشابه از طریق SDI پیش‌بینی شده از معادلات رگرسیون SDI-SPI ایجاد شده است؛ (۳) ماتریس‌های دوگانه از فراوانی انتقال حالت برای دوره مشترک مورد استفاده برای برآورد خود مقایسه شده‌اند؛ (۴) مقایسه به دوره زمانی دیگر جهت اهداف راستی‌آزمایی برآورد توسعه داده شده است.

### ۳. یافته‌ها و بحث

در راستای دستیابی به اهداف پژوهش، نخست شاخص‌های خشکسالی آب‌شناختی بر پایه کمبود جریان رودخانه و خشکسالی هواشناختی بر پایه کمبود نزولات جوی به ترتیب از داده‌های دبی و بارش برآورد گردیده است. برای این منظور، ضرایب چولگی از حجم‌های تجمعی جریان رودخانه برای تمام دوره‌های مرجع بر پایه سری‌های داده اولیه (اصلی) محاسبه و در جدول ۵ نشان داده شده است. برای این منظور آزمون سنی‌دکور و کوکران (۱۹۶۷) اعمال شده است که حدودهای بحرانی بالا از ارزش مطلق ضریب چولگی برابر ۰/۹۸۶ و ۰/۶۶۲ به ترتیب در ۰/۰۲ و ۰/۱۰ سطح معنی‌داری می‌باشد. با در نظر گرفتن لگاریتم طبیعی (بر طبق روش‌شناسی پیشنهاد شده) برای تمام دوره‌های مرجع، چولگی از سری داده اکتبر - دسامبر برداشته شده است. در تمام سری‌های دیگر، چولگی منفی و معنی‌دار در ۰/۰۲ و ۰/۱۰ سطح معنی‌داری معرفی شده است. این سبب می‌گردد تا برای برآورد شاخص خشکسالی آب‌شناختی سری اکتبر - دسامبر در حوضه رودخانه نساء و فاشکوه از معادله ۳ استفاده گردد؛ در حالی که از معادله ۲ برای دوره‌های مرجع دیگر استفاده می‌گردد. ضرایب چولگی محاسبه شده در جدول ۵ آورده شده است.

جهت برآورد خشکسالی هواشناختی از شاخص اصلاح شده بارش استاندارد بر طبق معادلات ۵ تا ۸ استفاده شده است. بارش ناحیه‌ای رفتار مشابه با جریان رودخانه نشان داده است: در این مورد نیز تنها چولگی برای دوره اکتبر - دسامبر نزدیک به معنی‌داری در سطح معنی‌داری ۰/۱۰ می‌باشد (جدول ۵). در نتیجه، برای محاسبه SPI، سری‌های بارش ناحیه‌ای مشابه سری‌های جریان رودخانه‌ای پردازش

$$P_{m,m',k} = P(X_{i,k+1} = m' | X_{i,k} = m) \quad (12)$$

$$m \in [0, 1, 2, 3, 4]$$

$$m' \in [0, 1, 2, 3, 4] \forall_i$$

در اینجا،  $P(\cdot|\cdot)$  بیانگر احتمال شرطی است. برای هر  $k$ ، احتمالات انتقال از یک ماتریس  $5 \times 5$  است که به عنوان  $P_k$  مشخص می‌گردد.

اکنون فرض می‌گردد که فاصله زمانی جاری  $(i, k)$  است. قبل از مشخص نمودن حالت خشکسالی جاری، می‌توان احتمالات نهایی برای دوره مرجع بعدی  $k + 1$  را به صورت زیر پیش‌بینی کرد.

$$P_{k+1} = P_k P_k \quad (13)$$

در موقعیت‌های واقعی، خروجی این معادله (الف) یک مقدار واحد از حالت جاری و (ب) احتمالات برای حالت‌های آینده خشکسالی می‌باشد که از طریق یک ماتریس ذخیره شده از احتمال انتقال حالت بدست آمده است. این امکان می‌دهد تا فواصل جاری را طبقه‌بندی نماییم. بنابراین، بردار  $P_k$  از معادله ۱۳ اکنون یک عنصر برابر با یک و سایر عناصر دیگر صفر خواهد بود. معادله ۱۳ به شرح زیر است که تنها اطلاعات مورد نیاز برای پیش‌بینی خشکسالی ماتریس  $P_k$  است که فراوانی انتقال حالت از آن تقریب زده شده است. این خروجی اصلی از روش‌شناسی پیشنهاد شده است هنگامی که با سری‌های زمانی آفلاین کار می‌شود. در شرایط زمان واقعی، خروجی خواهد بود (الف) یک ارزش واحد از حالت جاری و (ب) احتمالات حالت‌های آتی از یک ماتریس ذخیره شده از احتمال انتقال حالت بدست می‌آید. هدف دوم از این مقاله، پیش‌بینی خشکسالی هیدرولوژیکی برپایه بارش است، از طریق جایگزینی دو مرحله نخست از روش‌شناسی فوق با: (الف) محاسبه SPI بر روی داده بارش ناحیه‌ای؛ (ب) رگرسیون بندی SDI با SPI همزمان برپایه یک دوره مشترک از داده‌ها برای هر دوره مرجع به طور جداگانه؛ (ج) پیش‌بینی SDI از طریق SPI از طریق معادلات رگرسیونی از آیتم b. پس از آن، مراحل روش‌شناسی مشابه هدف نخست می‌باشد.

برای آزمون کاربردپذیری گونه‌های فوق از روش‌شناسی پیشنهاد شده، ماتریس فراوانی انتقال حالت که از طریق بارش بدست آمده است با ماتریس بدست آمده از طریق جریان رودخانه مقایسه شده است.



جدول ۵. ضریب چولگی از جریان رودخانه، بارش ناحیه‌ای و لگاریتم‌های طبیعی آنها

رودخانه	متغیر	مبنای محاسبات	اکتبر- دسامبر	اکتبر- مارس	اکتبر-ژوئن	اکتبر- سپتامبر
رودخانه نساء	جریان رودخانه	داده اولیه	۱/۰۲۱	-۰/۴۵۳	-۰/۴۳۲	-۰/۴۵۶
		لگاریتم	-۰/۲۳۸	-۱/۳۴۵	-۱/۲۳۲	-۱/۲۴۸
		داده نهایی	-۰/۲۳۸	-۰/۴۵۳	-۰/۴۳۲	-۰/۴۵۶
	بارش ناحیه‌ای	داده اولیه	۱/۳۰۵	-۰/۳۷۲	-۰/۳۳۸	-۰/۲۸۸
		لگاریتم	-۰/۰۲۸	-۱/۲۹۴	-۱/۰۳۰	-۰/۸۶۵
		داده نهایی	-۰/۰۲۸	-۰/۳۷۲	-۰/۳۳۸	-۰/۲۸۸
رودخانه فاشکوه (تلنگو)	جریان رودخانه	داده اولیه	-۰/۸۵۳	-۰/۱۳۴	-۰/۱۱۷	-۰/۱۱۲
		لگاریتم	-۰/۴۳۲	-۱/۹۴۳	-۱/۱۲۹	-۱/۰۳۱
		داده نهایی	-۰/۴۳۲	-۰/۱۳۴	-۰/۱۱۷	-۰/۱۱۲
	بارش ناحیه‌ای	داده اولیه	-۰/۳۶۸	-۰/۲۹۳	-۰/۳۲۱	-۰/۲۲۴
		لگاریتم	-۱/۲۷۸	-۱/۳۲۶	-۱/۲۳۳	-۱/۱۱۹
		داده نهایی	-۰/۳۶۸	-۰/۲۹۳	-۰/۳۲۱	-۰/۲۲۴

\* ارزش‌های معنی‌دار آماری (در سطح احتمال ۰/۱۰) مشخص شده‌اند.

جدول ۶. فراوانی انتقال حالت برآورده شده برای: SDI (a) برپایه داده جریان رودخانه و SDI (b) پیش بینی شده از بارش ناحیه‌ای از طریق SPI در حوضه رودخانه نساء

(b) از بارش ناحیه‌ای			(a) از جریان رودخانه			حالت برای اکتبر- دسامبر
حالت برای اکتبر- مارس			حالت برای اکتبر- مارس			
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.375	0.625	0.000	0.297	0.703	0
0.000	0.500	0.500	0.294	0.467	0.239	1
0.400	0.600	0.000	0.400	0.600	0.000	2
حالت برای اکتبر- ژوئن			حالت برای اکتبر- ژوئن			حالت برای اکتبر- مارس
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.400	0.600	0.000	0.000	1.000	0
0.000	0.800	0.200	0.112	0.656	0.232	1
1.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	2
حالت برای اکتبر- سپتامبر			حالت برای اکتبر- سپتامبر			حالت برای اکتبر- ژوئن
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.200	0.800	0.000	0.000	1.000	0
0.120	0.680	0.200	0.000	0.740	0.260	1
1.000	0.000	0.000	0.880	0.120	0.000	2

جدول ۷. فراوانی انتقال حالت برآورده شده برای: SDI (a) برپایه داده جریان رودخانه و SDI (b) پیش بینی شده از بارش ناحیه‌ای از طریق SPI در حوضه رودخانه فاشکوه (تلنگو)

(b) از بارش ناحیه‌ای			(a) از جریان رودخانه			حالت برای اکتبر- دسامبر
حالت برای اکتبر- مارس			حالت برای اکتبر- مارس			
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.500	0.500	0.000	0.376	0.624	0
0.200	0.400	0.400	0.008	0.543	0.539	1
0.500	0.500	0.000	0.500	0.500	0.000	2

حالت برای اکتبر - ژوئن			حالت برای اکتبر - ژوئن			حالت برای اکتبر - مارس
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.200	0.800	0.000	0.000	1.000	0
0.200	0.700	0.100	0.000	0.790	0.210	1
1.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	2
حالت برای اکتبر - سپتامبر			حالت برای اکتبر - سپتامبر			حالت برای اکتبر - ژوئن
2	1	0	2	1	0	
0.000	0.300	0.700	0.000	0.172	0.828	0
0.000	0.500	0.500	0.100	0.700	0.200	1
1.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	2

جدول ۸. ضریب رگرسیون ( $\alpha$ ) و ضریب تعیین ( $R^2$ ) معادلات رگرسیون خطی از SDI و SPI (با عرض از مبدا صفر) در حوضه رودخانه نساء

با تأخیر			بدون تأخیر		
$R^2$	$\alpha$	دوره مرجع برای جریان رودخانه	$R^2$	$\alpha$	دوره مرجع برای جریان رودخانه
0.6016	0.6021	نوامبر - ژانویه	0.6924	0.7932	اکتبر - دسامبر
0.7201	0.7745	نوامبر - آوریل	0.6956	0.7874	اکتبر - مارس
0.7475	0.7887	نوامبر - ژولای	0.7545	0.7998	اکتبر - ژوئن
0.7929	0.8211	نوامبر - اکتبر	0.7533	0.7988	اکتبر - سپتامبر

جدول ۹. ضریب رگرسیون ( $\alpha$ ) و ضریب تعیین ( $R^2$ ) معادلات رگرسیون خطی از SDI و SPI (با عرض از مبدا صفر) در حوضه رودخانه فاشکوه (تلنگو)

با تأخیر			بدون تأخیر		
$R^2$	$\alpha$	دوره مرجع برای جریان رودخانه	$R^2$	$\alpha$	دوره مرجع برای جریان رودخانه
0.6923	0.7012	نوامبر - ژانویه	0.7911	0.8933	اکتبر - دسامبر
0.8111	0.8432	نوامبر - آوریل	0.7923	0.8544	اکتبر - مارس
0.8215	0.8689	نوامبر - ژولای	0.8387	0.8862	اکتبر - ژوئن
0.8453	0.8843	نوامبر - اکتبر	0.8437	0.8688	اکتبر - سپتامبر

یک دوره عمدتاً خشک شش ماهه پس از آن مشخص می‌گردد. از نظر رژیم آبدهی ماهانه رودخانه‌های نساء و فاشکوه (تلنگو) الگوی زنگدیس دارند و میزان آبدهی آنها از ابتدای سال هیدرولوژیکی رو به افزایش تدریجی می‌رود؛ در میانه سال هیدرولوژیکی به اوج و سپس رو به کاهش می‌گذارد. آورد رودخانه‌ها در سال‌آبی ۹۳-۱۹۹۲ (۷۲-۱۳۷۱) بیشینه بوده است. این مقدار در ایستگاه یالخری بر روی رودخانه نساء نزدیک به ۱۰۰ مترمکعب در ثانیه اندازه‌گیری شده است. لازم به ذکر است که سال آبی مزبور

شده‌اند. در این بررسی، سری بارش ناحیه‌ای از ایستگاه‌های پیرامون ایستگاه آب‌سنجی تهیه شده است. سیر زمانی SDI از یک سال به سال دیگر هیدرولوژیکی و هر دوره مرجع به طور جداگانه در شکل‌های ۳ تا ۸ نشان داده شده است که در آن سری‌های SDI دو به دو قرار گرفته‌اند. همانگونه که انتظار می‌رود، تنها اختلاف معنی‌دار هنگام گذر از دوره سه ماه نخست (اکتبر - دسامبر) به نیمه نخست سال هیدرولوژیکی (اکتبر - مارس) مشاهده می‌شود. این بخاطر رژیم هیدرولوژیکی معمول است که با یک دوره مرطوب و

رودخانه(متغیر وابسته) در یک معادله رگرسیون می‌باشد. برای این منظور ارزش‌های SDI با ارزش‌های همزمان SPI برای دوره ۶۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ رگرسیون شده‌اند. آزمون‌های مقدماتی با رگرسیون غیرخطی هیچ بهبودی بیش از رگرسیون خطی نشان ندادند و به همین دلیل رگرسیون خطی مدل نهایی برگزیده شد. ضریب رگرسیون ثابت(عرض از مبدأ) در سطح معنی داری ۰/۰۱ معنی دار مشخص شد. بنابراین، عبور خطوط رگرسیون تنها از طریق نقطه (0,0) لحاظ شده است. ضریب رگرسیون(شیب) و ضریب تعیین ( $R^2$ ) از معادلات رگرسیون خطی بسیار مهم هستند و در جدول‌های ۸ و ۹ برای هر دوره مرجع به طور مجزا آورده شده است.

برای تمامی دوره‌های مرجع ضریب تعیین بالا می‌باشد. ضریب رگرسیون از لحاظ آماری معنی دار و بین ۰/۷۲ تا ۰/۸۲ در حوضه رودخانه نساء و ۰/۸۰ تا ۰/۸۸ در حوضه رودخانه فاشکوه(تلنگو) متغیر است. مشاهدات بیانگر آنست که خشکسالی هواشناسی با شدت معین، یک خشکسالی هیدرولوژیکی با شدت پایین‌تر را تولید می‌نماید. این بوسیله تأخیر در فرایندهای بارش- رواناب و نیز انواع دیگر از خطاها(خطاهای مدل، خطاهای داده و اشتباهان نمونه‌گیری) توضیح داده شده است. اثر تأخیر بین بارش و جریان رودخانه نیز بررسی شده است. برای این کار، یک تأخیر یک ماهه لحاظ شده است بوسیله تعریف SDI در دوره‌های مرجع زیر؛ نوامبر- ژانویه ( $k=1$ )، نوامبر- آوریل ( $k=2$ )، نوامبر- ژولای ( $k=3$ ) و نوامبر- اکتبر ( $k=4$ ). تعریف SPI اصلاح نشده است. مجدداً  $R^2$  و شیب (البته نه عرض از مبدأ) در سطح معنی داری ۰/۰۱ معنی دار شدند. برای  $k=1$ ،  $R^2$  به وضوح پایین‌تر از نمونه بدون تأخیر می‌باشد. این وضعیت در نتیجه تأخیر کوتاه مدت پاسخ حوضه رودخانه به بارش می‌باشد(نلینتس، ۱۹۹۵). بنابراین، یک ماه تأخیر، تأخیر بسیار بزرگ برای حوضه رودخانه در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می‌گردد. زیرا در این مناطق، بارش عمدتاً از نوع باران(مایع) می‌باشد. برای سایر دوره‌ها،  $R^2$  متأثر از این وضعیت نبوده است. نتایج فوق منجر به حفظ داده‌های بدون تأخیر در پژوهش شده است.

معادلات رگرسیونی برای پیش‌بینی SDI استفاده شده‌اند و سپس ماتریس‌های فراوانی انتقال حالت برای تمام دوره‌هایی مرجع محاسبه شده است(جدول‌های ۶ و ۷

از سال‌های فوق‌العاده تر در منطقه مورد مطالعه بوده است(شکل ۲).

ارزیابی امکان پیش‌بینی خشکسالی آب شناختی به دو شیوه انجام گرفته است. روش نخست برپایه فرض فراهم بودن داده‌های واقعی از جریان رودخانه و روش دیگر برپایه فرض فراهم نبودن داده‌های واقعی از جریان رودخانه و با امکان بهره‌گیری از متغیر هواشناختی (بارش) می‌باشد.

در روش‌شناسی نخست از زنجیره مارکوف برای پیش‌بینی حالت‌های خشکسالی آب شناختی استفاده شده است. ورودی این مدل داده‌های حالت‌های خشکسالی آب شناختی می‌باشد که بر اساس داده‌های جریان رودخانه استخراج شده‌اند. بر طبق روش شناسی ارائه شده(زیربخش ۲، ۵، ۲، ۵). بر این اساس، فراوانی حالت‌های خشکسالی شمارش گردیده است. در این فرایند، بررسی‌های اولیه نشان داد که تعداد خیلی ناچیز از رخداد حالت ۳(خشکسالی شدید) و ۴(خشکسالی فوق‌العاده شدید) مشاهده شده است. برای جبران این مشکل، حالت‌های فوق در حالت خشکسالی متوسط(حالت ۲) متمرکز گردیدند. بنابراین حالت‌های خشکسالی در حوضه آبریز کویر لوت، سه حالت نرمال(0)، نزدیک نرمال(1) و خشکسالی متوسط، شدید و فوق‌العاده شدید(2) می‌باشد.

در گام بعدی فراوانی و احتمال انتقال حالت‌های خشکسالی از دوره مرجع موجود به یک دوره مرجع آتی بر اساس معادلات ۱۱ و ۱۲ برآورد و حالت خشکسالی دوره مرجع بعدی از طریق معادله ۱۳ پیش‌بینی می‌گردد.

در جدول ۶ و ۷ (قسمت چپ) ماتریس‌های فراوانی انتقال حالت برای تمام جفت دوره‌های مرجع هنگام گذر از یک دوره به دوره بزرگتر ارائه شده است(سه جفت دوره مرجع). این ماتریس‌ها ابزارهای اصلی برای پیش‌بینی حالت خشکسالی در زمان واقعی با فراهم بودن داده‌های جریان رودخانه می‌باشند(زیربخش ۲، ۵، ۲).

جهت پیش‌بینی خشکسالی آب شناختی با فرض فراهم نبودن داده‌های واقعی از جریان رودخانه در زمان واقعی، از داده‌های هواشناختی بهره گرفته شده است. برای این منظور یک تابع خطی از متغیر هواشناسی برای پیش‌بینی متغیر آب شناختی تولید شده است. این بخش که اساس پژوهش را تشکیل می‌دهد بوسیله کالیبراسیون روابط بارش- جریان رودخانه در شاخص‌های خشکسالی هواشناسی(متغیر مستقل) و شاخص خشکسالی جریان

بستر عملیاتی در رابطه به حوضه‌های رودخانه با آثار ظرفیت ذخیره‌سازی ارائه شده است. ویژگی‌های اصلی این روش شناسی عبارتند از: (۱) یک شاخص ساده که شاخص خشکسالی جریان رودخانه نامیده می‌شود برای توصیف شدت خشکسالی آب‌شناختی استفاده شده است؛ (۲) مشکل پیش‌بینی آغاز و دوام خشکسالی از طریق استفاده از حجم‌های تجمعی جریان رودخانه برای دوره‌های با همپوشانی در درون هر سال آبی مرتفع شده است؛ این دوره‌های زمانی به عنوان دوره‌های مرجع معرفی شده‌اند؛ (۳) پیش‌بینی گستره فضایی از خشکسالی نیز همچنین به صورت خودکار از طریق استفاده از جریان رودخانه در خروجی حوضه رودخانه مرتفع می‌گردد؛ (۴) پنج کلاس خشکسالی (حالت‌ها) در نظر گرفته شده است: صفر برای نبود خشکسالی، ۱ برای خشکسالی خفیف، ۲ برای خشکسالی متوسط، ۳ برای خشکسالی شدید و ۴ برای خشکسالی فوق‌العاده شدید (فرین)؛ (۵) هنگامی که داده‌های زمانی مناسب در دسترس هستند، خروجی اصلی روش‌شناسی ماتریسی از فراوانی انتقال حالت برای یک جفت دوره مرجع انتخاب شده می‌باشد که تحت فرضیه زنجیره مارکوف می‌باشد؛ (۶) در یک چارچوب عملیاتی زمان واقعی، خروجی روش‌شناسی یک ارزش واحد از حالت خشکسالی هست در حالی که احتمالات از باقی‌ماندن در حالت مشابه یا گذر به سایر حالت‌ها در دوره مرجع بعدی از جدول‌هایی استخراج می‌گردند که به صورت آفلاین بدست آمده‌اند.

از آنجاکه، به‌طور کلی، فراهم نمودن داده جریان رودخانه در زمان واقعی مشکل است، امکان استفاده از یک شاخص هواشناسی جهت پیش‌بینی خشکسالی آب‌شناختی مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور، یک تابع خطی از SPI برای پیش‌بینی SDI با یک سطح دقت تولید شده است که برای توصیف شدت خشکسالی مناسب است. این مورد شامل کالیبراسیون قبل از معادله رگرسیون ساده با SPI اصلاح شده به عنوان متغیر مستقل و SDI به عنوان متغیر وابسته می‌گردد.

یک چارچوب آزمون دقیق برای اعتبارسنجی روش‌شناسی به دو شیوه زیر اجرا شده است. ابتدا، ماتریس‌های فراوانی انتقال حالت که از جریان رودخانه و بارش بدست آمده بودند به طور مجزا مقایسه شده‌اند. دوم، مقایسه‌های حالت خشکسالی برای یک رکورد داده متفاوت ایجاد شده که در

قسمت (b) که در بخش‌های پیشین تشریح شده‌اند. این ماتریس‌ها با آنهایی که به طور مستقیم با استفاده از داده‌های جریان رودخانه بدست آمده‌اند، مقایسه شده‌اند. یک هماهنگی خوب برای تمام ترکیب‌ها از حالت‌های انتقال مشاهده می‌گردد در صورتیکه اختلافات بزرگ‌تر هنگام شروع حالت از صفر (بدون خشکسالی) مشاهده می‌گردد.

به منظور بررسی روش پیشنهادی، پیش‌بینی‌های SDI از طریق SPI برای دوره ۲۰۰۵-۰۶ تا ۲۰۱۲-۱۳ بدست آمده است. داده این دوره پیش از این در رگرسیون SDI و SPI استفاده نشده است. سری‌های پیش‌بینی شده SDI امکان محاسبه حالت‌های خشکسالی هیدرولوژیکی برای دوره مشابه را فراهم می‌سازد که حالت‌های پیش‌بینی شده نامیده می‌شوند. این‌ها در مرحله بعد با حالت‌های بدست آمده از طریق مستقیم برپایه جریان رودخانه (SDI) مقایسه شده‌اند. بدون اندازه‌گیری‌های آماری و با توجه به طول کوچک دوره اعتبار سنجی، می‌توان درباره صحت مدل قضاوت کرد. ارزش‌های عددی در جدول‌های ۱۰ و ۱۱ ارائه شده است. سطح بالایی از پیش‌بینی موفق برای دوره مرطوب اکتبر - مارس مشاهده شده است، درحالی‌که پیش‌بینی‌ها برای سایر دوره‌های مرجع کمتر موفق بوده است. بررسی‌های دقیق‌تر از جدول‌های ۱۰ و ۱۱ امکان بیان اظهارات زیر را ممکن می‌سازد: (الف) دوره اکتبر - دسامبر ممکن است خیلی ناچیز به پیش‌بینی دقیق از حالت خشکسالی بینجامد زیرا آن تحت تأثیر فعالیت‌های هیدرولوژیکی سال پیشین قرار دارد؛ (ب) برای تمام دوره مرطوب اکتبر - مارس پیش‌بینی‌های به وضوح موفق است به این معنی که کسری بارش به خوبی می‌تواند خشکسالی هیدرولوژیکی را پیش‌بینی کند؛ (ج) برای دو دوره بعدی، پیش‌بینی‌های موفق از دوره اکتبر - مارس رو بدتر شدن می‌رود. بجز دو مورد زیر: (۱) هنگامی که از حالت صفر آغاز می‌گردد و در همان حالت باقی می‌ماند و (۲) هنگامی که از حالت ۲ آغاز می‌گردد در همان حالت باقی می‌ماند؛ این بدان معنی است که، برای این دوره‌ها، بارش ممکن است برای پیش‌بینی بهینه از جریان رودخانه کافی نباشد و سایر متغیرها مانند تبخیر و تعرق ممکن است لازم باشد.

#### ۴. نتیجه‌گیری

این بررسی با هدف پیشنهاد یک روش‌شناسی برای ارزیابی و امکان پیش‌بینی خشکسالی آب‌شناختی در یک

بارش- جریان رودخانه باشد. روش پیشنهادی بر روی داده‌های حوضه رودخانه‌های نساء و فاشکوه (تلنگو) در حاشیه جنوب‌غربی حوضه آبریز کویر لوت (ایران) اعتبار

کالیبراسیون رابطه SDI-SPI استفاده شده است. این کالیبراسیون بخش اساسی روش شناسی پیشنهادی می‌باشد. این باعث ایجاد پیوند در فرایندهای هیدرولوژیکی حوضه می‌گردد که ممکن است شامل تأخیرهایی در روابط

جدول ۱۰. مقایسه حالت‌ها بر اساس داده جریان رودخانه (داده‌های مشاهداتی) با داده‌هایی که برپایه بارش از طریق رابطه SPI- SDI بدست آمده‌اند (داده‌های پیش بینی) در رودخانه فاشکوه (تلنگو)؛ پیش بینی موفق با علامت 'Y' نشان داده شده است.

سال آبی	اکتبر- دسامبر			اکتبر- ژوئن			اکتبر- مارس			اکتبر- سپتامبر		
	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.
۰۶-۲۰۰۵			۱			۱	Y	۱	۱			۰
۰۷-۲۰۰۶	Y	۱	۱	Y	۱	۱	Y	۱	۱	Y	۱	۱
۰۸-۲۰۰۷			۱	Y	۲	۲	Y	۱	۱			۲
۰۹-۲۰۰۸			۲		۱	۰		۱	۲	Y	۲	۲
۱۰-۲۰۰۹			۱		۲	۱	Y	۱	۱			۲
۱۱-۲۰۱۰			۲		۲	۱	Y	۰	۰	Y	۲	۲
۱۲-۲۰۱۱	Y	۰	۰	Y	۰	۰	Y	۰	۰			۰
۱۳-۲۰۱۲	Y	۰	۰	Y	۰	۰	Y	۰	۰	Y	۱	۱

جدول ۱۱. مقایسه حالت‌ها بر اساس داده جریان رودخانه (داده‌های مشاهداتی) با داده‌هایی که برپایه بارش از طریق رابطه SPI- SDI بدست آمده‌اند (داده‌های پیش بینی) در حوضه رودخانه نساء؛ پیش بینی موفق با علامت 'Y' نشان داده شده است.

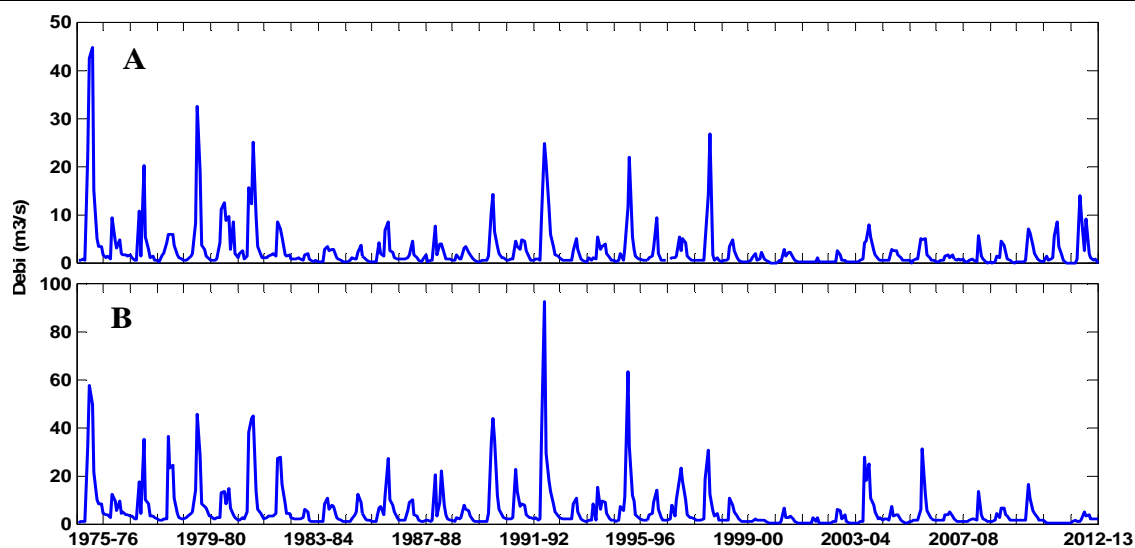
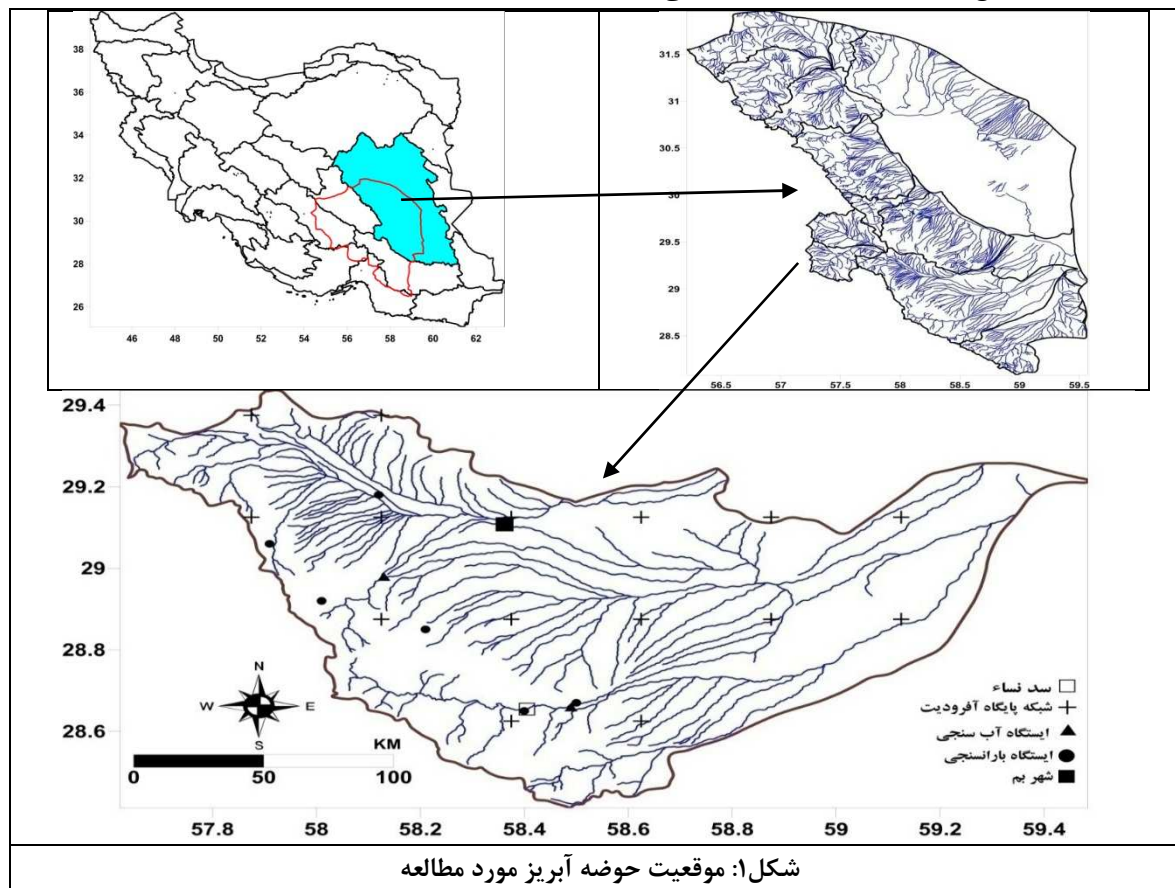
سال آبی	اکتبر- دسامبر			اکتبر- ژوئن			اکتبر- مارس			اکتبر- سپتامبر		
	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.	Success	Pred.	Obs.
۰۶-۲۰۰۵			۰			۱	Y	۱	۱			۰
۰۷-۲۰۰۶	Y	۰	۰			۰	Y	۰	۰			۰
۰۸-۲۰۰۷			۱	Y	۱	۱	Y	۱	۱	Y	۱	۱
۰۹-۲۰۰۸			۱		۱	۰		۱	۲			۰
۱۰-۲۰۰۹			۰		۱	۰	Y	۱	۱	Y	۰	۰
۱۱-۲۰۱۰			۰		۲	۱	Y	۰	۰	Y	۰	۰
۱۲-۲۰۱۱	Y	۲	۲	Y	۲	۲	Y	۲	۲	Y	۲	۲
۱۳-۲۰۱۲			۱	Y	۲	۲	Y	۲	۲			۲

در این حوضه آبریز آنست که پیش بینی خشکسالی برای تمام دوره مرطوب (اکتبر تا مارس) بسیار موفق است و کمبود بارش می‌تواند به خوبی خشکسالی هیدرولوژیکی را مورد پیش‌بینی قرار دهد. علاوه بر آن، به دلیل کمبود انبارش و ماندگاری برف در حوضه آبریز مورد مطالعه که کسری بارش در دوره خشک را جبران و بر فعالیت‌های

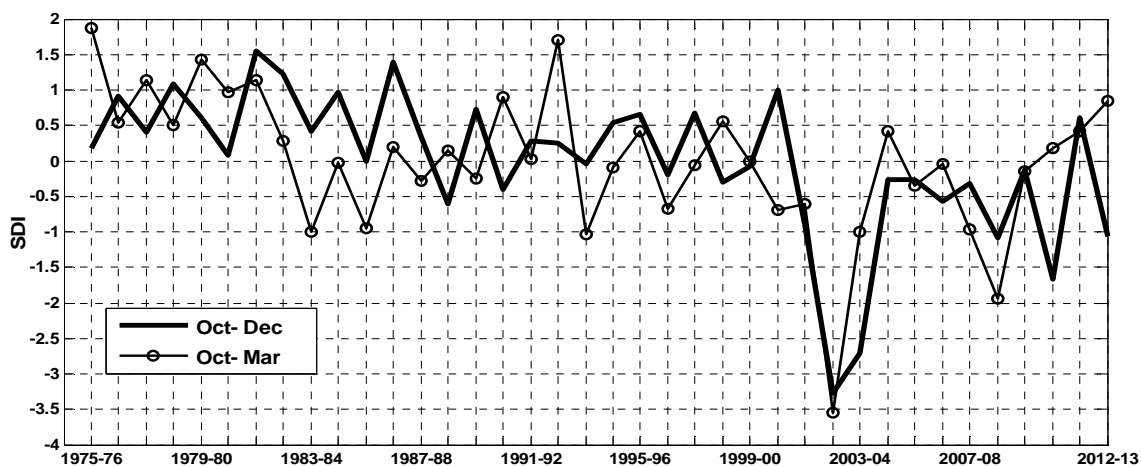
سنجی گردیده است. نتایج اجرای روش شناسی ذکر شده در راستای نیل به اهداف پژوهش موفق بوده است. به این مفهوم که کالیبراسیون روابط بارش-جریان رودخانه در متغیرهای خشکسالی هواشناختی و آب‌شناختی به خوبی امکان پیش‌بینی خشکسالی آب‌شناختی را در موارد عدم موجودیت داده‌های جریان رودخانه فراهم می‌سازد. یک واقعیت مهم

بیشتری قطعاً مورد نیاز است. بویژه با به‌کارگیری رکوردهای داده طولانی مدت، رژیم‌های جریان رودخانه متفاوت و دخالت متغیرهای بیشتر مانند دما و تبخیر و تعرق می‌بایست تست گردد.

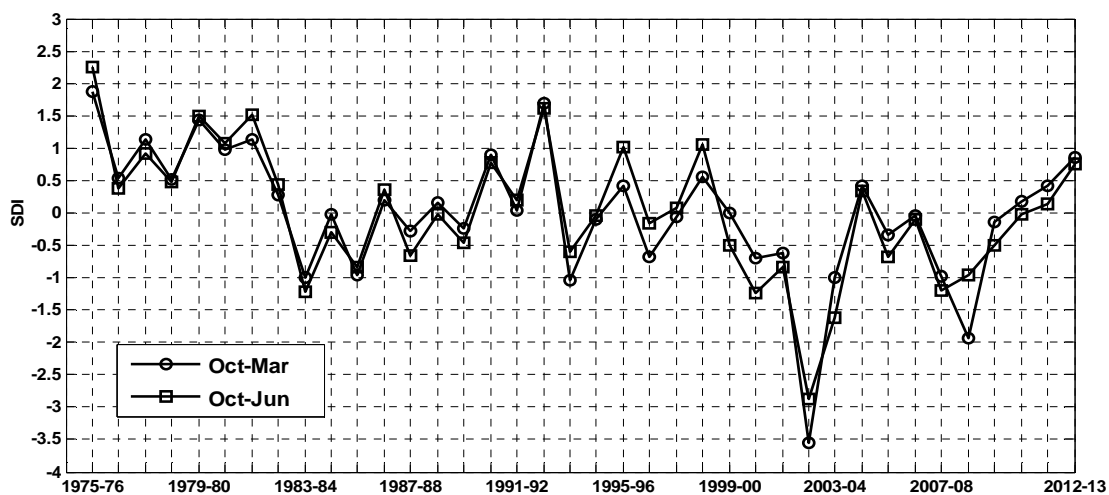
هیدرولوژیکی مؤثر است، پیش‌بینی حالت‌های خشکسالی برای سایر دوره‌ها نیز موفق است. باور بر این است که روش‌شناسی پیشنهاد شده می‌تواند به راحتی در یک سیستم دیده‌بان خشکسالی بکار گرفته و بسیار مفید واقع شود. با این حال، اعتبارسنجی



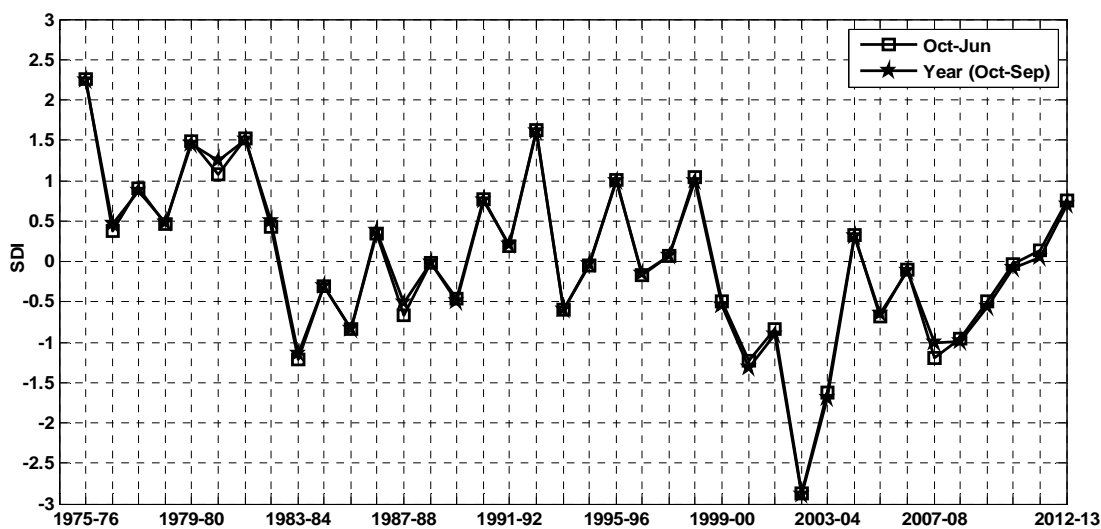
شکل ۲: سری ماهانه جریان رودخانه‌ای (آورد رودخانه) در ایستگاه‌های هیدرومتری آدوری (A) واقع بر روی رودخانه فاشکوه (تلنگو) و یالخری (B) واقع بر روی رودخانه نساء در دوره ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ به مترمکعب بر ثانیه ( $m^3/s$ ). (نبود جریان در برخی از دوره‌ها از طریق روابط رگرسیونی با بارش ناحیه‌ای برآورده شده است).



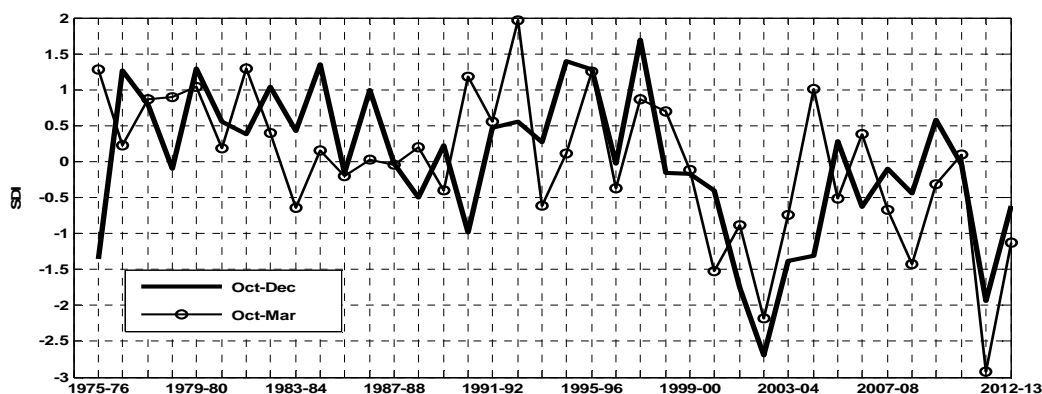
شکل ۳: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- دسامبر و اکتبر- مارس از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری آدوری واقع بر روی رودخانه فاشکوه (تلنگو)



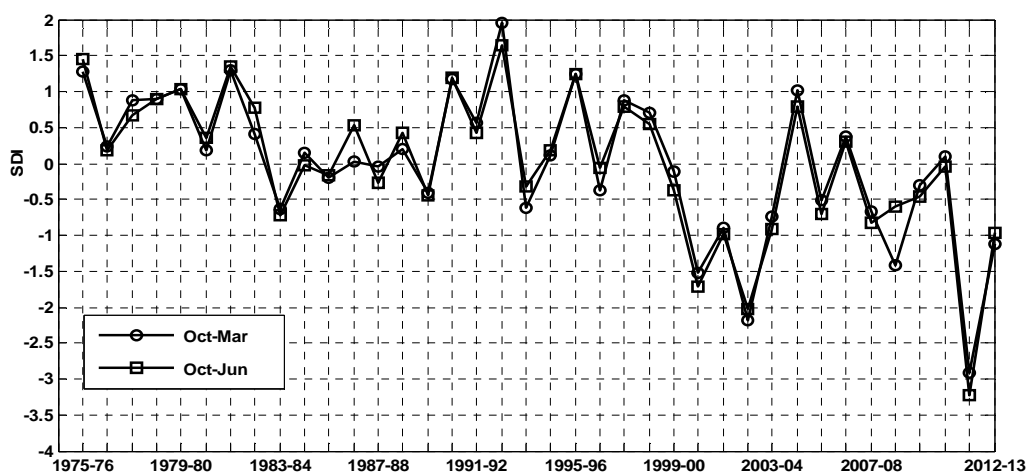
شکل ۴: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- مارس و اکتبر- ژوئن از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری آدوری واقع بر روی رودخانه فاشکوه (تلنگو)



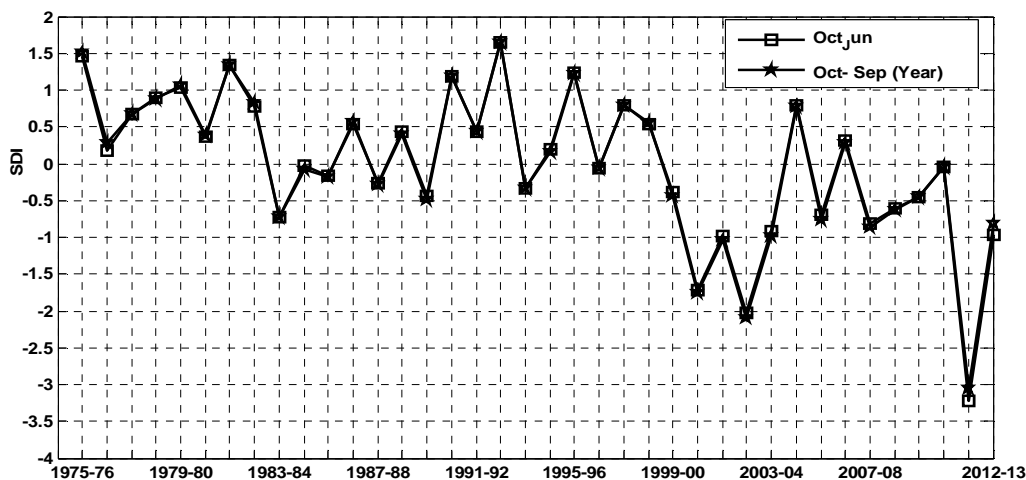
شکل ۵: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- ژوئن و اکتبر- سپتامبر از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری آدوری واقع بر روی رودخانه فاشکوه (تلنگو)



شکل ۶: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- دسامبر و اکتبر- مارس از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری یالخری بر روی رودخانه نساء



شکل ۷: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- مارس و اکتبر- ژوئن از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری یالخری بر روی رودخانه نساء



شکل ۸: سری SDI برای دوره‌های مرجع اکتبر- ژوئن و اکتبر- سپتامبر از دوره آبی ۷۶-۱۹۷۵ تا ۱۳-۲۰۱۲ در ایستگاه هیدرومتری یالخری بر روی رودخانه نساء



- 15) Mishra, A. K., & Desai, V. R. (2005). Drought forecasting using stochastic models. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(5), 326-339.
- 16) Nalbantis I (1995) Use of multiple-time-step information in rainfall-runoff modelling. *J Hydrol* 165:135–159.
- 17) Nalbantis, I. (2008). Evaluation of a hydrological drought index. *European Water*, 23(24), 67-77.
- 18) Nalbantis, I., & Tsakiris, G. (2009) Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, 23(5), 881-897.
- 19) Nalbantis, I., & Tsakiris, G. (2009). Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, 23(5), 881-897.
- 20) Nasrabadi, E, Masoodian, A, Asakereh, H (2013) Comparison of gridded precipitation time series data in APHRODITE and Asfazari databases within Iran's territory. *Atmos Clim Sci* 3: pp. 235.
- 21) NtaleHK, Gan T (2003) Drought indices and their application to EastAfrica. *Int J Climatol* 23:1335–1357.
- 22) OcholaWO, Kerkides P (2003) A Markov chain simulation model for predicting critical wet and dry spells in Kenya: analysing rainfall events in the Kano plains. *Irrig Drain* 52(4):327–342.
- 23) Paulo AA, Pereira LS (2006) Drought concepts and characterization. Comparing drought indices applied at local and regional scales. *Water Int* 31(1):37–49.
- 24) Paulo AA, Pereira LS (2007) Prediction of SPI drought class transitions using Markov chains. *Water Resour Manag* 21(10):1813–1827.
- 25) Paulo AA, Pereira LS, Matias PG (2003) Analysis of local and regional droughts in southern Portugal using the theory of runs and the Standardised Precipitation Index. In: Rossi G, Cancelliere A, Pereira LS, Oweis T, Shatanawi M (2003) Tools for drought mitigation in Mediterranean regions. Kluwer, Dordrecht, pp 147–157.
- 26) Rossi G, Benedini M, Tsakiris G, Giakoumakis S. 1992. On regional drought estimation and analysis. *Water Resour Management*. 6:249–277.
- 27) Rouault M, Richard Y (2003) Intensity and spatial extension of droughts in South Africa at different time scales. *Water SA* 29:489–500.
- 28) Tigkas, d. 2008. Drought Identification in Greek Regions. In the Proceeding of the International Symposium: Water Shortage Management; Tsakiris G.(ED.), 20 June 2008, Athens-Greece. pp.121-131.
- 29) Tsakiris G, Pangalou D, Vangelis H (2006) Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour Manag* 21(5):821–833.

## تشکر و قدردانی

از داوران ناشناس برای پیشنهادات ارزشمند درباره تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌ها قدردانی می‌گردد.

## منابع

- 1) Ben-Zvi A (1987) Indices of hydrological drought in Israel. *J Hydrol* 92(1–2):179–191.
- 2) Bonaccorso, B., Bordini, I., Cancelliere, A., Rossi, G., Sutera, A. 2003. Spatial variability of drought: an analysis of the SPI in Sicily. *Water Resources Management* 17: 272-296.
- 3) Clausen B, Pearson CP (1995) Regional frequency analysis of annual maximum streamflow drought. *J Hydrol* 173:111–130.
- 4) Cordery I, McCall M (2000) A model for forecasting drought from teleconnections. *Water Resour Res* 36:763–768.
- 5) Correia FN, Santos MA, Rodrigues R (1987) Engineering risk in regional drought studies. In: Duckstein L, Plate EJ (Eds) Engineering, reliability and risk in water resources. Proc. of ASI Tucson Arizona USA 1985 Martinus Nijhoff Pub.
- 6) Domonkos P (2003) Recent precipitation trends in Hungary in the context of larger scale climatic changes. *Nat Hazards* 29:255–271.
- 7) Dracup JA, Lee KS, Paulson EG. 1980. On the statistical characteristics of drought events. *Water Resour Res* 16:289–296.
- 8) Guttman, N.B., 1998. Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34 (1), 113–121.
- 9) Hayes M, Wilhite DA, Svoboda M, Vanyarkho O (1999) Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bull Am Meteorol Soc* 80:429–438.
- 10) Hayes, M.J., 2000. Drought Indices. National Drought Mitigation Center, University of Nebraska, Lincoln, Nebraska, USA.
- 11) Lohani VK, Loganathan GV (1997) An early warning system for drought management using the Palmer drought index. *J Am Water Resour Assoc* 33(6):1375–1386.
- 12) Lohani VK, Loganathan GV, Mostaghimi S (1998) Long-term analysis and short-term forecasting of dry spells by the Palmer drought severity index. *Nord Hydrol* 29(1):21–40.
- 13) McKee TB, Doeskin NJ, Kleist J (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the eighth conference on applied climatology, Anaheim, CA, January 17–23, 1993. American Meteorological Society Boston MA, pp 179–184.
- 14) Min SK, Kwon WT, Park EH, Choi Y (2003) Spatial and temporal comparisons of droughts over Korea with East Asia. *Int J Climatol* 23:223–233.

- 30) Tsakiris G, Vangelis H (2004) Towards a drought watch system based on spatial SPI. *Water Resour Manag* 18:1-12.
- 31) Tsakiris G, Vangelis H (2005) Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water* 9/10:3-11.
- 32) Tsakiris G, Vangelis H (2005) Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water* 9/10:3-11.
- 33) Tsakiris, G., Tigkas, d., Vangelis, H., Pangalou, D. 2007. Regional Drought Identification and Assessment- Case Study in Crete. In *Methods and Tools for Drought Analysis and Management*, Rossi et al.(EDS.). Springer, The Netherlands.169-191.
- 34) Vogt JV, Somma F (eds) (2000) *Drought and drought mitigation in Europe*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, p 336.
- 35) Whilite, D. A., & Glantz, M. H. (1985). Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water Int*, 10, 111-120.
- 36) Wilhite DA, Hayes MJ, Svoboda MD (2000) Drought monitoring and assessment: status and trends in the United States. In: Vogt JV, Somma F (eds) *Drought and drought mitigation in Europe*. Kluwer, Dordrecht, pp 149-160.
- 37) Zarch, M. A. A., Malekinezhad, H., Mobin, M. H., Dastorani, M. T., & Kousari, M. R. (2011). Drought monitoring by reconnaissance drought index (RDI) in Iran. *Water resources management*, 25(13), 3485-3504.
- 38) Zelenhasic E, Salvai A (1987) A method of streamflow drought analysis. *Water Resour Res* 23(1):156-168.