



تحلیل خشکسالی‌های هیدرولوژیک در شمال دریاچه ارومیه

جمشید یاراحمدی*^۱ و قباد رستمی‌زاد^۲

وصول مقاله: ۱۳۹۷/۰۷/۲۵ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۱۹

چکیده

این تحقیق، با هدف پایش خشکسالی‌های هیدرولوژیک در رودخانه دریاچه‌ی در یک دوره‌ی ۳۱ ساله اجرا شده است. مشخصات خشکسالی‌های هیدرولوژیک شامل: زمان وقوع، مدت، شدت و حداقل دبی مشاهده شده در طول رخداد خشکی، از روش سطح آستانه با نرم‌افزار NIZOWKA2003 محاسبه شده است. در اینجا، مقادیر سطح آستانه از منحنی مدت جریان انتخاب شده و دوره‌های ریز و وابسته دو سویه خشکی نیز با اعمال روش IC از سری رخدادهای خشکی مشاهداتی حذف شدند. تحلیل فراوانی براساس سری‌های جزئی و با برازش توابع توزیعی مختلف برای بررسی احتمال وقوع رخدادهای خشکی، شدت و مدت آن صورت گرفته است. نتایج نشان داد در مجموع ۳۸ دوره‌ی خشکی هیدرولوژیک در این رودخانه رخ داده که بیش از ۶۰ درصد آن دارای تداومی بیشتر از ۲۰۰ روز هستند. از نظر توزیع زمانی وقوع دوره‌های خشکی حدود ۷۱ درصد (تعداد ۲۷ رخداد) در فصل بهار شروع شده است. در عوض، حدود ۳۹ درصد (۱۴ رخداد خشکی) از مجموع خشکسالی‌های مشاهداتی در اسفندماه خاتمه یافته‌اند. بزرگ‌ترین رخداد خشکی، دارای تداومی ۵۷۷ روزه بوده و دومین دوره‌ی بزرگ خشکی با تداوم ۳۶۵ روز با تاخیر دو ماهه رخ داده است. کسری جریان سطحی ناشی از وقوع دوره‌های خشکی در این رودخانه، معادل ۱۱۷ میلیون مترمکعب محاسبه شده است. این موضوع و تعمیم آن به دیگر رودخانه‌های حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی ارومیه و تأثیر آن در کاهش سطح آب این دریاچه و خشک شدن آن بسیار حائز اهمیت است.

کلمات کلیدی: خشکسالی جریانات سطحی، سطح آستانه، حوضه‌ی دریاچه‌ی دریاچه‌ی ارومیه.

۱- استادیار بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان شرقی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تبریز، ایران (نویسنده‌ی مسئول). E-mail: yarahmadi@itc.nl
۲- استادیار بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان زنجان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، زنجان، ایران.

مقدمه

خشکسالی هیدرولوژیکی، به عنوان یک پدیده‌ی شاخص طبیعی در زمینه‌ی تغییرات اقلیمی جهانی، گسترش یافته و متعاقب توسعه‌ی خشکسالی‌های هواشناسی و کشاورزی رخ می‌دهد؛ این نوع مرحله‌ی نهایی و شدید خشکسالی است (هی^۱ و همکاران، ۲۰۱۸: ۲۲). در مطالعات انجام شده پیرامون خشکسالی‌های هیدرولوژیکی، ابتدا به بیان کمی خصوصیات خشکسالی‌های هیدرولوژیکی (یوجویچ^۲، ۱۹۶۷: ۲۳) و بررسی ویژگی‌های خشکسالی شدید هیدرولوژیکی و سپس به کار بردن متغیرهای مستقل و وابسته در توزیع‌های نرمال، لوگ نرمال و گاما پرداخته شده است (سن^۳، ۱۹۷۷: ۳۱۱، ۱۹۹۰: ۱۸۳، ۱۹۹۱: ۳۷؛ گوان^۴، ۱۹۸۳: ۴۴۱؛ شارما^۵، ۱۹۹۸: ۱۲۷۹). اسپیلوتیس^۶ و همکاران (۲۰۱۸: ۱) تحلیل احتمالاتی-فازی و طبقه‌بندی خشکسالی هیدرولوژیک در رودخانه‌ی اوروس را مورد بررسی قرار دادند که نتایج آنها نشان داد با در نظر گرفتن توزیع احتمال نظری مربوط به افزایش تخلیه‌ی سالانه‌ی منابع آب سطحی فرصتی مهم برای مشخص کردن شدت خشکسالی هیدرولوژیکی ایجاد خواهد کرد. با این حال، تطابق بین احتمالات مشاهده شده و توزیع احتمال نظری اتخاذ شده نمی‌تواند یکسان باشد. از این رو، در این کار، این تطبیق با استفاده از یک روش مبتنی بر رگرسیون فازی و ویژگی‌های توزیع نرمال به دست آمد؛ در نهایت یک روش برای طبقه‌بندی شدت خشکسالی هیدرولوژیکی پیشنهاد شد. ون لوون^۷ (۲۰۱۵: ۳۵۹) به بررسی ارتباط ویژگی‌های خشکسالی هیدرولوژیکی با اثرات و مسائل مربوط به مدیریت خشکسالی پرداخته و نتایج بررسی او نشان داد چهار چالش برای تحقیقات آینده در مورد خشکسالی هیدرولوژیکی تعریف شده‌اند که مربوط به ابتکارات بین‌المللی مانند هیأت

1- He
2- Yevjevich
3- sen
4- Guven
5- sharma
6- Spiliotis
7- Van Loon

بین‌الدول تغییر آب وهوا (IPCC^۱) و "پانتا ری"^۲ از انجمن بین‌المللی علوم هیدرولوژیک (IAHS^۳) می‌باشند. خشکسالی سال ۲۰۱۵ اروپا از دیدگاه هیدرولوژیکی مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن تاکید داشت که خشکسالی یک خطری است که تأثیرات مستقیم را بر روی اجزای مختلف چرخه‌ی آب در مقیاس‌های مکانی و زمانی مختلف می‌گذارد. تفاوت در توسعه‌ی دینامیک خشکسالی هیدرولوژیک و خشکسالی هواشناسی نیز بر این دلالت دارد که تأثیرات بر روی بخش‌های مختلف استفاده از آب و محیط زیست رودخانه را نمی‌توان جدا از شاخص‌های جوی در نظر گرفت. بنابراین، ارزیابی تأثیرات خشکسالی بر روی منابع آب علاوه بر داده‌های هیدرولوژیکی نیازمند شاخص‌های خشکسالی هواشناسی است. مقیاس فرا مرزی این رویداد همچنین نشان می‌دهد که تلاش‌های مضاعف باید انجام شود تا ارزیابی به موقع خشکسالی هیدرولوژیک در آینده بیشتر عملیاتی شود (لاها^۴ و همکاران، ۲۰۱۷: ۳۰۰۱).

شاخص‌های مختلف خشکسالی مانند شاخص سطح خشکسالی منطقه‌ای^۵ (RDAI) سری روزانه رواناب و شاخص پتانسیل خشکسالی^۶ (DPI) برای تجزیه و تحلیل ویژگی‌های خشکسالی هیدرولوژیکی منطقه‌ای (فلایگ^۷ و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۱۶۳) و بررسی رابطه‌ی متغیرهای دوگانه بین شدت و مدت خشکسالی مورد بررسی قرار می‌گیرند (کیم و والدس^۸، ۲۰۰۶ : ۱۳۴؛ پانو و شارما^۹، ۲۰۰۹: ۲۹). با استفاده از شاخص‌های استاندارد شده رواناب و بارش (SRRI^{۱۰})، بررسی اثرات اصلاح بستر رودخانه و عدم انحراف غیرمحلّی آب بر روی روند و سطح خشکسالی‌های هیدرولوژیکی مورد بررسی قرار

1- Intergovernmental Panel on Climate Change

2- panta Rhei

3- International Association of Hydrological Sciences

4- Laaha

5- Regional drought area index

6- Drought Potential Index

7- Fleig et al.,

8- Kim and Valdés

9- Panu and Sharma

10- Standardized Runoff and Rainfall Index

می‌گیرد (ون و همکاران^۱، ۲۰۱۱: ۳۸۲). فاکتور سطح، روند و دوره‌ی بازگشت خشکسالی هیدرولوژیکی با استفاده از شاخص خشکسالی پالمر^۲ (PDI)، مدل رطوبت خاک^۳ (SMM)، توالی رواناب^۴ (RS)، شاخص استاندارد شده بارندگی^۵ (SRI) و شاخص سلامت گیاهان^۶ (VHI) به ترتیب مورد بررسی قرار گرفته است (نیابز^۷، ۲۰۰۴: ۱۱۷۳؛ موندال و موجودمدار^۸، ۲۰۱۵: ۶۷). خشکسالی هیدرولوژیکی موجب زیان‌های بزرگ اقتصادی و مشکلات شدید برای مردم محلی شده که منجر به مهاجرت گسترده و فقر گسترده در کل منطقه می‌شود. گرچه خشکسالی با کاهش میزان بارندگی شروع می‌شود اما در نهایت به خشکی هیدرولوژیکی تبدیل می‌شود که نشان‌دهنده‌ی کاهش دسترسی به آب در رودخانه‌ها و سفره‌های آب زیرزمینی است. بنابراین تجزیه و تحلیل علمی خشکسالی هیدرولوژیکی یکی از ضروریات اصلی برای توسعه‌ی یک برنامه مدیریت مؤثر خشکسالی می‌باشد (وتالینا و توماس^۹، ۲۰۱۶: ۸۵). مصطفی‌زاده و همکاران (۱۳۹۷: ۲۳۷) خصوصیات خشکسالی هیدرولوژیک در سری‌های زمانی دبی روزانه ۲۰ ایستگاه هیدرومتری در استان گلستان مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که بین شدت وقوع و تداوم رابطه‌ی عکس وجود دارد و بیشترین مقدار شیب دوره‌ی کم‌آبی در ایستگاه نوده (۰/۲۶-) مشاهده شده است در حالی که ایستگاه رامیان با شیب خط (۰/۲۸-) بیشترین شدت دوره‌ی پرآبی را در بین ایستگاه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تجربه نموده است. امروزه تعداد زیادی از مطالعات صورت گرفته در مورد خشکسالی‌های هیدرولوژیکی بر پایه‌ی روش سطح آستانه^{۱۰} بوده که بر اساس تئوری

- 1- Wen et al.,
- 2- Palmer Drought Index
- 3- Soil Moisture Model
- 4- Runoff sequence
- 5- Standardized Rainfall Index
- 6- Vegetation Health Index
- 7- Nyabeze
- 8- Mondal و Mujumdar
- 9- Swetalina and Thomas
- 10- Truncation level

ران^۱ بنا گذاشته شده است. بر اساس این دیدگاه، خشکسالی به عنوان طول دوره‌ای که در آن متغیرهای هیدرولوژیکی (دبی) پائین‌تر از سطح آستانه مشخصی قرار می‌گیرند معرفی شده است (یاراحمدی، ۱۳۹۲: ۱۹۲). هیسدال و تالاکسین^۲ (۲۰۰۰: ۱۰۷) با استفاده از روش سطح آستانه و روش تحلیل کمبود جریان خشکسالی‌های کل قاره اروپا را بررسی و مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج حاصل از بررسی مصباح‌زاده و همکاران (۱۳۹۶: ۸۹) نشان داد که سال ۱۳۷۷ یکی از خشک‌ترین سال‌ها در حوضه‌ی سد کرج بوده و در ایستگاه کرج در سال ۱۳۷۷ خشکسالی ۲۸۴ روز و در ایستگاه گچسر با ۲۵۵ روز تداوم داشته است. همچنین نتایج آنها نشان داد مجموع کمبود آب در آستانه Q₇₀ در ایستگاه گچسر برابر با ۱۱/۶۸ میلیون مترمکعب، در ایستگاه کلوان برابر با ۲/۷۵ میلیون مترمکعب و همچنین در ایستگاه کرج ۴۲/۴۴ میلیون مترمکعب بوده است.

واقعیت این است که تاکنون پژوهش‌های انجام گرفته در زمینه خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در ایران در مقایسه با خشکسالی‌های هواشناسی، بسیار اندک بوده و عمده پژوهش‌های انجام گرفته نیز خشکسالی‌های هیدرولوژیکی را در بازه‌ی زمانی ماهانه و سالانه مدنظر قرار داده‌اند. در همین راستا، پژوهش حاضر علاوه بر بررسی خشکسالی‌های هیدرولوژیک در بازه‌ی زمانی روزانه با اهداف شناسایی و پایش خشکسالی‌های هیدرولوژیکی و تعیین فراوانی وقوع و شدت خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در منطقه‌ی مورد مطالعه از نظر خشکسالی هیدرولوژیکی به اجرا درآمده است.

مواد و روش‌ها

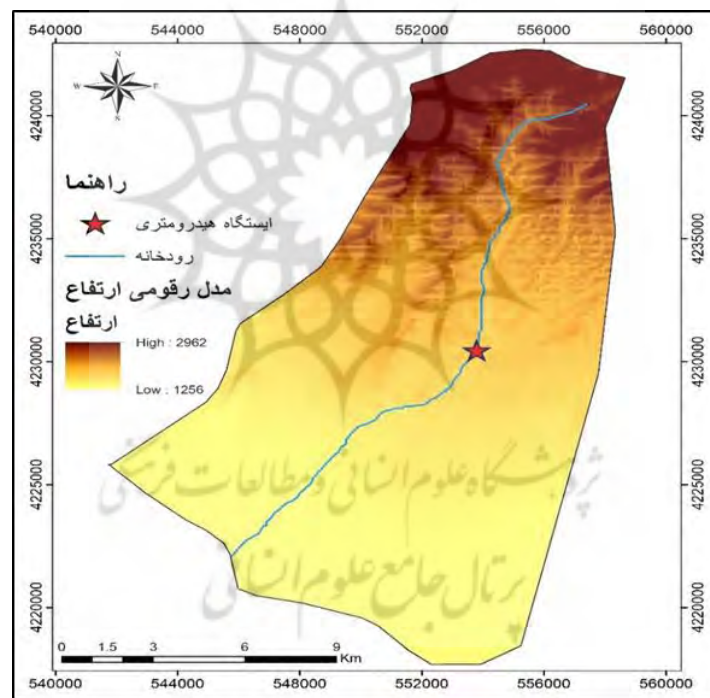
- موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه

ایستگاه دریان بر روی رودخانه‌ی دریان‌چای تاسیس شده است. ایستگاه دریان‌چای از کنار ناحیه دشتی در مختصات جغرافیایی ۳۷° و ۴۵° طول شرقی و ۱۴° و ۳۸° عرض شمالی در ارتفاع ۱۶۰۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است که حاکی از شیب تند بستر

1- Run

2- Hisdal and Tallaksen

می‌باشد. مساحت حوضه آبخیز دریاں چای ۶۲/۶ کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱). در هیچ ماهی از سال جریان این رودخانه به صفر نرسیده و از این رو، رودخانه کاملاً دائمی است. میانگین دبی سالانه این رودخانه در بازه زمانی (۱۳۶۱-۹۳) برابر ۰/۴۳ مترمکعب در ثانیه و حجم آن برابر ۱۳/۶ میلیون مترمکعب در سال می‌باشد. در این رودخانه ۸ ماه از سال میانگین دبی ماهانه کمتر از متوسط بلند مدت آن می‌باشد ولی دبی اوج در دو ماهه اول بهار اتفاق می‌افتد که منشأ آن بارش های بهاری و ذوب برف می‌باشد.



شکل (۱) موقعیت حوضه آبخیز دریاں چای

- روش تحقیق

در این تحقیق، برای تشخیص و بررسی خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در حوضه‌ی دریاں چای از روش سطح آستانه استفاده شده است. در این روش، معمولاً دوره‌های بالا

و پائین یک حد آستانه مشخص و بررسی می‌گردد که در اصل به عنوان روش تئوری دنباله‌ها^۱ نام‌گذاری شده است. در مرحله‌ی اول، دوره‌های خشکی جریان رودخانه‌ای به صورت نقطه‌ای (محل ایستگاه هیدرومتری) براساس سری زمانی جزئی (PDS) و با استفاده از برنامه کامپیوتری^۲ NIZOWKA2003 محاسبه شده و برخی مشخصات خشکسالی‌های هیدرولوژیکی از قبیل: زمان شروع و خاتمه رخداد خشکی، تداوم خشکسالی‌ها (طول دنباله‌ها)، مجموع دنباله‌ها یا همان کمبود حجم جریان (Severity)، شدت خشکسالی‌ها (نسبت بین کمبود حجم و تداوم آن (Intensity) استخراج گردید. تحلیل فراوانی، محاسبه احتمال وقوع تعداد رخدادهای خشکی و مدت و کمبود حجم در دوره‌های بازگشت مختلف با استفاده از برنامه کامپیوتری یاد شده محاسبه گردیده است (یاراحمدی، ۱۳۹۲: ۱۹۲).

انتخاب سطح آستانه بر مبنای منحنی مدت جریان (FDC^۳) بوده که براساس مقادیر دبی روزانه‌ی ایستگاه هیدرومتری مذکور و با استفاده از برنامه‌ی NIZOWKA2003 تهیه گردید. از روش IC^۴ جهت ادغام دوره‌های ریزخشکی^۵ استفاده شد. بدین منظور، بایستی مقادیر مناسب برای Tc (حداقل فاصله زمانی بین دو دوره خشکی متوالی) تعیین شود بطوریکه اگر فاصله زمانی دو دوره خشکی متوالی کمتر از این مقدار باشد آن وقت آن دو دوره در هم ادغام می‌شوند و d_{min} (حداقل مدت دوره خشکی) به طوری که اگر مدت یک رخداد خشکی کمتر از این مقدار باشد به عنوان یک رخداد خشکی در نظر گرفته نخواهد شد. با معرفی مقادیر مناسب این پارامترها و انتخاب سطح آستانه، دوره‌های خشکی هیدرولوژیکی در ایستگاه مورد نظر محاسبه و استخراج شد.

1- Runs theory

۲- این برنامه توسط پروفسور Jakubowski از دانشگاه Wroclaw لهستان نوشته شده و در پروژه‌های مختلف مرکز مطالعات خشکسالی اروپا (EDC) مورد استفاده قرار گرفته و برای مطالعات خشکسالی هیدرولوژیکی در پایه‌ی زمانی روزانه از طرف (EDC) توصیه شده است. <http://europeandroughtcentre.com/software>

3- Flow Duration Curve

4- Interevent Criterion

۵- دوره‌های ریز خشکی (Minor droughts): دوره‌های خشکی کمتر از سطح آستانه انتخابی بوده که مدت آنها از چند روز بیشتر تجاوز نمی‌کند.

بعد از استخراج مشخصات رخدادهای خشکی، توزیع احتمالاتی و تحلیل فراوانی دوره‌های خشکی به تفکیک برای احتمال وقوع تعداد رخداد خشکی و مشخصات دوره‌های خشکی (مدت و کسری حجم) با برازش انواع مختلف توزیع‌های آماری و انتخاب مناسب‌ترین آنها بر مبنای مقادیر نکوئی برازش (کای اسکور) و با استفاده از برنامه کامپیوتری NIZOWKA2003 محاسبه گردید. تابع توزیع بزرگ‌ترین رخداد خشکسالی جریان رودخانه‌ای برای فاصله‌ی زمانی مورد نظر مطابق پیشنهاد زیلینهاسیک و سالوئی (۱۹۸۷: ۱۵۶) با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه شد.

$$F_t(x) = \Pr(Z_t = 0) + \sum_{k=1}^{\infty} H_t^k(x) \Pr(Z_t = k) \quad (۱) \text{ رابطه‌ی}$$

که در آن: $F_t(x)$: تابع توزیع احتمال بزرگ‌ترین رخداد خشکسالی جریان رودخانه‌ای (به صورت کمبود جریان یا مدت) در هر فاصله‌ی زمانی مورد نظر $\Pr(Z_t = k)$: احتمال اینکه k رخدادهای خشکی در مدت فاصله‌ی زمانی اتفاق بیافتند که همان فرایند توزیع پواسون است. برنامه NIZOWKA2003 بغیر از توزیع پواسون توزیع احتمالاتی پاسکال را نیز در این قسمت برازش می‌دهد و انتخاب یکی از اینها بر اساس مقادیر کای اسکوار خواهد بود.

$H_t(x)$: تابع توزیع همه وقایع دوره‌های خشکی (به صورت کمبود جریان یا مدت) در هر فاصله‌ی زمانی مورد نظر $\{0, t\}$. انتخاب توزیع مناسب بر اساس برازش نکوئی و مقادیر کای اسکوار انجام گرفت. محاسبه‌ی دوره‌ی بازگشت $T(x)$ بر اساس احتمال تجمعی رخداد خشکی محاسبه و بر اساس احتمال تجمعی $F_x(x)$ احتمال تجاوز از حد معین $E_x(x)$ به صورت زیر برآورد گردید:

$$F_x(x) = \Pr\{X \leq x\} \quad (۲) \text{ رابطه‌ی}$$

$$E_x(x) = \Pr\{X > x\} = 1 - F_x(x) \quad (۳) \text{ رابطه‌ی}$$

دوره‌ی بازگشت نیز به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$T(x) = \frac{1}{E_x(x)} = \frac{1}{1 - F_x(x)} \quad (۴) \text{ رابطه‌ی}$$

بحث و نتایج

- انتخاب سطح آستانه

معمولاً سطح آستانه بین Q_{90} و Q_{70} در نظر گرفته می‌شود؛ اما برای رودخانه‌های که دارای درصد بالایی از مقادیر دبی صفر هستند (خشک‌رودها) میانگین دبی یا صدک‌های بین Q_{10} تا Q_{30} انتخاب می‌شوند (فلایگ، ۲۰۱۱). باتوجه به وجود مقادیر دبی صفر در رودخانه دریان‌چای و به استناد منحنی تداوم جریان (شکل ۲) و قضاوت کارشناسی، مقدار سطح آستانه در محل ایستگاه هیدرومتری دریان Q_{35} در نظر گرفته شد که معادل دبی $0/29$ مترمکعب در ثانیه می‌باشد. در ادامه، تمامی تحلیل‌های مربوط به مشخصات دوره‌های خشکی هیدرولوژیکی آب‌های سطحی در رودخانه‌ی دریان‌چای برمبنای همین سطح آستانه انتخابی صورت گرفت. به عبارت دیگر، تمامی دبی‌های مساوی یا کمتر از $0/29$ مترمکعب در ثانیه به عنوان دوره‌ی خشکی در نظر گرفته شده است.

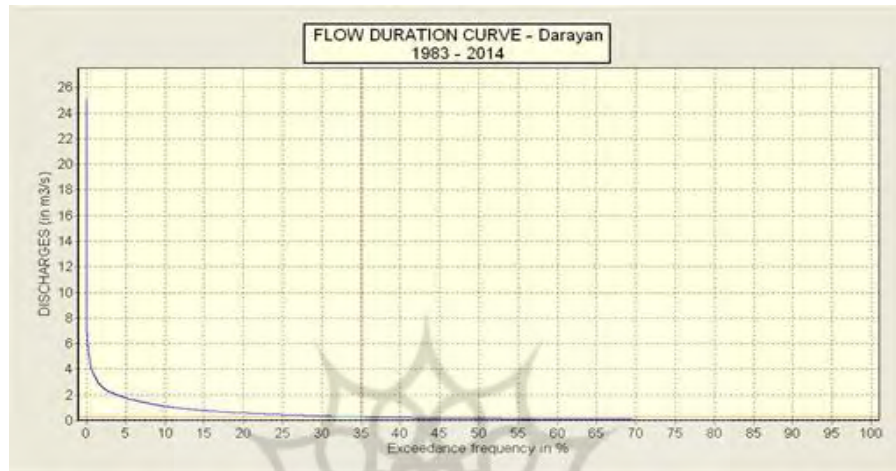
- تعیین معیارهای حذف دوره‌های خشک

استفاده از سطح آستانه با سری داده‌های دبی روزانه در مقایسه با سری‌های دبی با پایه‌های زمانی طولانی‌تر (ماهانه و سالانه) دو تا مشکل عمده در بر خواهد داشت. یکی از این مشکلات مربوط به دوره‌های ریز^۱ خشکسالی بوده و دیگری رخداد های متوالی خشکسالی‌های وابسته دوطرفه^۲ است. در تحقیق حاضر، با توجه به قابلیت‌های نرم‌افزار مورد استفاده و خصوصیات اطلاعات سری دبی مشاهداتی، از روش معیار داخلی یا همان IC^3 استفاده شده است.

1- Minor drought
2- Mutual dependency
3- Interevent Critria

- استخراج مشخصات دوره‌های خشکی هیدرولوژیکی

مشخصات دوره‌های خشکی هیدرولوژیکی آب‌های سطحی رودخانه‌ی دریان‌چای طی سال‌های آبی (۱۳۶۱-۶۲) تا (۱۳۹۲-۹۳) در بازه‌ی زمانی ۳۱ ساله در محل ایستگاه هیدرومتری دریان استخراج شد (جدول ۱). مطابق اطلاعات موجود در این جدول، در مجموع ۳۸ دوره خشکی هیدرولوژیکی در این رودخانه شناسائی شده است. تقریباً نزدیک به ۲۰ رخداد خشکی دارای تداومی بیشتر از ۲۰۰ روز هستند. بزرگ‌ترین طول دوره‌ی خشکی ۵۷۷ روز تداوم داشته است که از اواخر خرداد سال ۱۳۶۷ شروع شده و اواسط اسفند ۱۳۶۸ خاتمه می‌یابد. انتهای این دوره‌ی خشکی تقریباً با شروع بارش‌های بهار سال بعدی انطباق داشته به طوری که در ادامه، دومین دوره‌ی بزرگ خشکی هیدرولوژیکی نیز با فاصله‌ی کمتر از دو ماه با تداوم ۳۶۵ روز از اول اردیبهشت ماه سال ۱۳۶۹ شروع و تقریباً در انتهای خرداد ماه سال ۱۳۷۰ خاتمه می‌یابد. اگر فاصله دو ماهه این دو دوره‌ی خشکی را در نظر نگیریم؛ می‌توان گفت که یک دوره خشکسالی هیدرولوژیکی با تداوم ۹۵۰ روزه در محل این ایستگاه زخ داده از سال ۱۳۶۷ شروع شده و به سال ۱۳۷۰ خاتمه می‌یابد و در حقیقت بزرگ‌ترین دوره‌ی خشکسالی در این حوضه‌ی آبخیز بشمار می‌رود. تغییرات تداوم دوره‌های خشکی محاسبه شده در محل ایستگاه دریان در شکل (۲) نشان داده شده است. شدت خشکسالی‌های شناسائی شده نیز از تداوم آن مطابقت کرده به طوری که شدیدترین دوره‌های خشکی نیز به ترتیب با ۸۹۸۷ و ۶۱۳۳ هزار مترمکعب منطبق بر همان بزرگ‌ترین دوره‌های خشکی هیدرولوژیکی یاد شده می‌باشد (شکل ۳). محاسبات این جدول نشان می‌دهد که در طول ۳۱ سال این تحقیق، در مجموع بالغ بر ۱۱۷ میلیون مترمکعب کاهش حجم جریان سطحی در این رودخانه داشته‌ایم.



شکل (۲) منحنی مدت جریان (FDC) در محل ایستگاه هیدرومتری دریان

از نظر توزیع زمانی رخدادهای خشکی هیدرولوژیکی حدود ۷۱ درصد رخدادها (تعداد ۲۷ رخداد) از ماه‌های فرودین، اردیبهشت و خرداد شروع شده‌اند. در این میان، خردادماه با ۱۸ رخداد و نزدیک ۴۸ درصد بیشترین سهم را داشته‌است. در مقابل، حدود ۳۹ درصد (۱۴ رخداد خشکی) از مجموع رخدادهای خشکی شناسایی شده در اسفندماه خاتمه یافته‌اند. فروردین ماه با ۱۷ درصد (۶ رخداد خشکی) نیز در ردیف بعد از اسفند قرار داشته که مربوط به دوره‌های خشکی بوده که از سال قبل شروع شده‌اند.

بررسی تاریخ وقوع حداقل رواناب در دوره‌های خشکی شناسایی شده نشان می‌دهد که نزدیک به ۸ درصد دبی‌های حداقل در فصل زمستان اتفاق افتاده و این امر حکایت از تغذیه رودخانه از بارش‌های زمستانه و به احتمال زیاد عدم برداشت از رواناب سطحی در این فصل دارد. در مقابل، بیشترین تعداد (۴۷/۴ درصد) حداقل دبی‌های مشاهداتی در دوره‌های خشکی شناسایی شده مربوط به فصل پائیز است که به احتمال زیاد مربوط به کاهش تداوم رواناب از فصل قبلی و به تبع آن، عدم تغذیه کافی در فصل خشک تابستان بوده و مازاد برداشت از منابع آب سطحی این حوضه به منظور

تأمین آب مورد نیاز کشاورزی منطقه نیز می‌تواند مزید بر علت شود. فصول تابستان و بهار به ترتیب با ۳۰ و ۱۶ درصد از حداقل دبی‌های مشاهداتی در دوره‌های خشکی در مرحله‌ی بعد از فصل پائیز قرار گرفته‌اند.

- بررسی توزیع احتمالاتی وقوع رخداد‌های خشکی

توزیع احتمالاتی و تحلیل فراوانی دوره‌های خشکی مطابق روش تحقیق در دو قسمت جداگانه، به تفکیک برای احتمال وقوع تعداد رخداد خشکی و مشخصات دوره‌های خشکی (مدت و کسری حجم) با برازش انواع مختلف توزیع‌های آماری و انتخاب مناسب‌ترین آنها بر مبنای مقادیر نکوئی برازش (کای اسکوار) با استفاده از برنامه‌ی کامپیوتری NIZOWKA2003 محاسبه شده است. حداقل تعداد رخداد خشکی لازم برای محاسبه توزیع احتمالاتی در ایستگاه دریا ۳۰ رخداد انتخاب گردید. محاسبه‌ی دوره‌های مختلف بازگشت براساس نمودارهای توزیع تجمعی عدم تجاوز حداکثر مدت رخداد‌های خشکی و همچنین حداکثر مقادیر کسری حجم جریان آب رودخانه محاسبه و مقادیر متناظر هر کدام از آنها از جداول مربوطه استخراج شد. براساس نتایج آزمون نکوئی برازش (کای اسکوار) و معیار آکایکا^۱ در نهایت توزیع پواسن مناسب‌ترین توزیع آماری احتمال وقوع رخداد خشکی انتخاب شد. برای مدت دوره‌های خشکی نیز، توزیع آماری ویبول با مقادیر معیار آکایکا (۱۶/۴۰) و کای اسکوار (۰/۰۵) مناسب‌تر تشخیص داده شد. بر این اساس، وقوع دوره‌ی خشکی حداقل ۱۳ روزه با احتمال زیاد در این رودخانه همیشه وجود دارد. در این میان، حداکثر مدت خشکی مشاهداتی ۵۷۸ روز با احتمال عدم تجاوز ۰/۹۹ درصد در محل ایستگاه دریا برآورد گردید.

1- Akaike criterion

جدول (۱) مشخصات دوره های خشکی محاسبه شده رودخانه دریان چای در محل ایستگاه دریان

ردیف	تاریخ رخداد خشکی		میانگین کسری جریان (th/m^3)	تداوم رخداد (روز)	حداقل رواناب (m^3/s)	میانگین رواناب (m^3/s)
	از	تا				
۱	۱۹/۰۷/۱۳۶۱	۰۱/۰۱/۱۳۶۲	۱۱/۸	۱۴۱	۰/۰۱	۰/۳
۲	۱۶/۰۳/۱۳۶۲	۱۲/۱۲/۱۳۶۲	۱۸/۷	۲۶۷	۰	۰/۰۸
۳	۱۴/۰۳/۱۳۶۳	۲۲/۱۲/۱۳۶۳	۱۲/۹	۲۸۳	۰/۰۵	۰/۱۵
۴	۲۹/۰۳/۱۳۶۴	۱۱/۱۲/۱۳۶۴	۱۳/۵	۲۵۷	۰/۰۹	۰/۱۴
۵	۲۶/۰۳/۱۳۶۵	۰۸/۱۲/۱۳۶۵	۱۱/۵	۲۵۵	۰/۱	۰/۱۶
۶	۱۱/۰۳/۱۳۶۶	۲۷/۰۷/۱۳۶۶	۱۴/۹	۱۴۱	۰/۰۷	۰/۱۲
۷	۲۷/۰۳/۱۳۶۷	۱۷/۱۲/۱۳۶۸	۱۴/۳	۵۷۷	۰/۰۱	۰/۱۴
۸	۰۱/۰۲/۱۳۶۹	۲۲/۰۳/۱۳۷۰	۱۴/۶۷	۳۶۵	۰/۰۱	۰/۲۲
۹	۱۵/۰۴/۱۳۷۰	۳۱/۰۶/۱۳۷۰	۱۳/۷۳	۷۶	۰/۰۳	۰/۱۶
۱۰	۱۶/۰۸/۱۳۷۰	۱۳/۱۰/۱۳۷۰	۳/۵۱	۳۹	۰	۰/۲۶
۱۱	۰۱/۰۴/۱۳۷۱	۱۹/۰۸/۱۳۷۱	۱۰/۶۶	۱۳۵	۰/۱۱	۰/۱۷
۱۲	۲۲/۰۴/۱۳۷۲	۱۹/۰۸/۱۳۷۲	۱۶/۰۲	۱۱۷	۰/۰۵	۰/۱۱
۱۳	۲۹/۰۴/۱۳۷۳	۱۲/۰۸/۱۳۷۳	۷/۹۱	۸۴	۰/۰۹	۰/۲۲
۱۴	۲۶/۰۳/۱۳۷۴	۰۱/۰۱/۱۳۷۵	۱۳/۲۷	۲۵۳	۰/۰۱	۰/۱۶
۱۵	۰۹/۰۳/۱۳۷۵	۲۵/۰۱/۱۳۷۶	۱۳/۵۸	۳۰۴	۰/۰۳	۰/۱۳۷
۱۶	۱۲/۰۳/۱۳۷۶	۱۳/۰۴/۱۳۷۶	۱۱/۶۵	۳۱	۰/۱۱	۰/۱۵۶
۱۷	۲۵/۰۶/۱۳۷۶	۱۰/۱۲/۱۳۷۶	۱۲/۷۷	۱۵۰	۰	۰/۱۵۷
۱۸	۰۱/۰۲/۱۳۷۷	۱۸/۰۱/۱۳۷۸	۱۹/۳۵	۳۴۴	۰/۰۱	۰/۰۷۲
۱۹	۱۰/۰۳/۱۳۷۸	۲۵/۱۲/۱۳۷۸	۱۶/۸	۲۹۰	۰/۰۲	۰/۰۹۶
۲۰	۰۳/۰۳/۱۳۷۹	۳۰/۱۲/۱۳۷۹	۳۳/۱۴	۲۶۲	۰/۰۳	۰/۱۴۱
۲۱	۳۱/۰۱/۱۳۸۰	۱۹/۱۰/۱۳۸۰	۱۳/۱۷	۱۹۸	۰/۰۲	۰/۲۱۵
۲۲	۳۰/۰۳/۱۳۸۱	۰۳/۱۱/۱۳۸۱	۱۳/۱۸	۱۸۷	۰	۰/۲۶۶
۲۳	۱۸/۰۳/۱۳۸۲	۱۰/۱۲/۱۳۸۲	۱۴/۵۴	۲۶۲	۰/۰۰۶	۰/۱۳۹
۲۴	۱۹/۰۲/۱۳۸۳	۱۸/۱۲/۱۳۸۳	۱۴/۳۳	۲۵۶	۰/۰۴	۰/۱۷۳
۲۵	۲۶/۰۳/۱۳۸۴	۰۳/۱۲/۱۳۸۴	۱۸/۴۸	۲۵۲	۰/۰۳	۰/۰۷۶

ادامه جدول (۱)

ردیف	تاریخ رخداد خشکی از	تا	میانگین کسری جریان (th/m ³)	تداوم رخداد (روز)	حداقل رواناب (m ³ /s)	میانگین رواناب (m ³ /s)
۲۶	۲۸/۰۲/۱۳۸۵	۱۲/۰۷/۱۳۸۵	۱۵/۷۳	۱۳۸	۰/۰۲	۰/۱۱
۲۷	۱۳/۰۹/۱۳۸۵	۲۵/۱۲/۱۳۸۵	۱۶/۲۵	۹۷	۰/۰۱۵	۰/۱۱۳
۲۸	۱۴/۰۳/۱۳۸۶	۰۲/۰۴/۱۳۸۶	۶/۷۸	۲۰	۰/۱۳۲	۰/۲۱۱
۲۹	۱۹/۰۵/۱۳۸۶	۰۵/۰۸/۱۳۸۶	۹/۱	۷۷	۰/۱۰۷	۰/۱۸۶
۳۰	۲۴/۰۹/۱۳۸۶	۱۷/۱۲/۱۳۸۶	۱۱/۴۵	۷۱	۰/۱۲	۰/۱۷۱
۳۱	۱۰/۰۲/۱۳۸۷	۲۱/۱۲/۱۳۸۷	۱۵/۵۲	۲۸۴	۰/۰۰۹	۰/۱۴۸
۳۲	۲۲/۰۱/۱۳۸۸	۰۸/۰۲/۱۳۸۸	۱۰/۱	۱۶	۰/۱۱۲	۰/۱۷۶
۳۳	۱۳/۰۳/۱۳۸۸	۰۹/۱۱/۱۳۸۸	۱۲/۴۵	۱۹۸	۰/۰۰۵	۰/۲۲۸
۳۴	۰۹/۰۳/۱۳۸۹	۲۱/۱۱/۱۳۸۹	۱۴/۶۰	۲۵۳	۰/۰۰۶	۰/۱۲۱
۳۵	۱۸/۰۳/۱۳۹۰	۰۳/۱۲/۱۳۹۰	۱۶/۳۱	۲۶۰	۰/۰۳۲	۰/۱۰۱
۳۶	۰۲/۰۳/۱۳۹۱	۰۸/۱۱/۱۳۹۱	۱۵/۵۸	۲۴۷	۰/۰۱۸	۰/۱۱
۳۷	۱۸/۰۳/۱۳۹۲	۰۶/۱۲/۱۳۹۲	۱۲/۱۲	۲۴۴	۰/۰۰۶	۰/۱۶۳
۳۸	۲۷/۰۲/۱۳۹۳	۳۱/۰۶/۱۳۹۳	۱۶/۱۰	۱۲۸	۰/۰۵۲	۰/۰۹۶

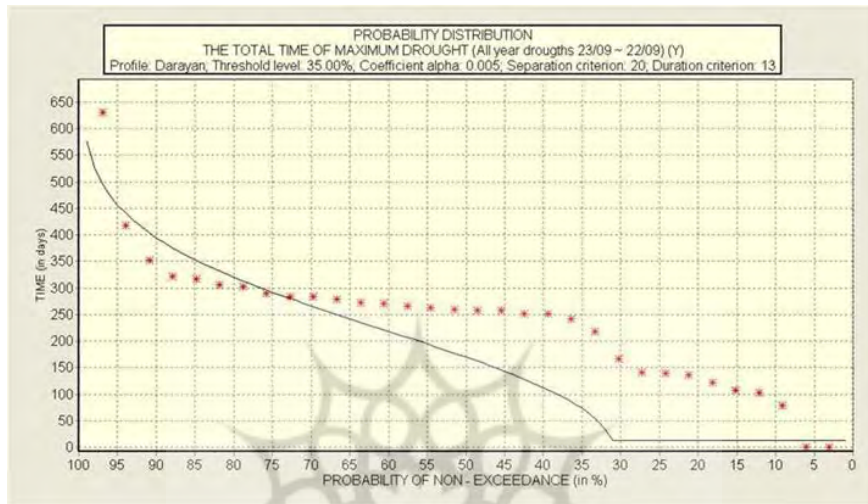
در ارتباط با شدت دوره‌های خشکی شناسائی شده نیز، توزیع احتمالی ویبول به عنوان مناسب‌ترین توزیع آماری تشخیص داده شد. در اینجا مقادیر کای اسکوار (۰/۰۵۵) و معیار آکایکا (۲۱/۸۸) به دست آمد. بر اساس محاسبات احتمالاتی شدت خشکی هیدرولوژیکی در سطوح مختلف به روش ویبول حداکثر کسری حجم آب ۱۳۷۳۰ هزار مترمکعب با احتمال وقوع پائین (۰/۰۱ درصد) برآورد گردید. در عوض، بالاترین احتمال وقوع شدت خشکی (حدود ۷۰ درصد) در رودخانه دریاں چای ۲۵۳ هزار مترمکعب برآورد شده است. در این میان، برای احتمال وقوع شدت خشکی بالاتر از این حد، مقدار کسری جریان صفر محاسبه شده است.

– محاسبه دوره‌های بازگشت تداوم و شدت خشکی هیدرولوژیکی

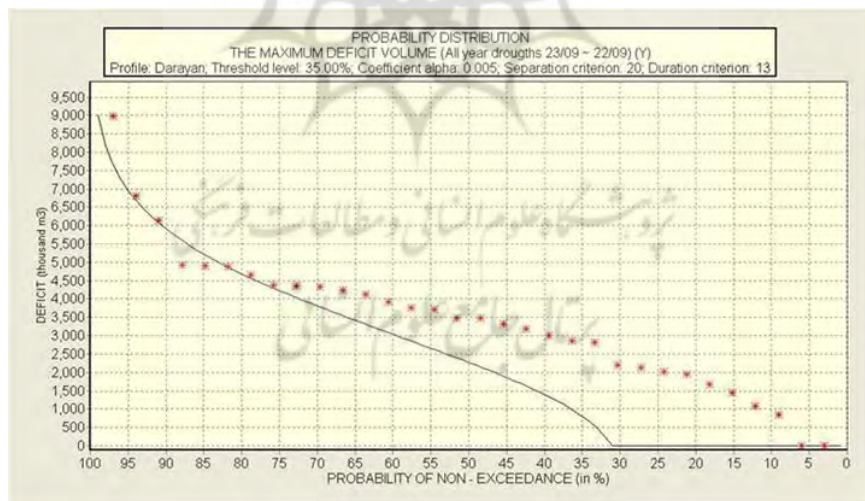
نتایج محاسبات احتمالاتی تداوم خشکی هیدرولوژیکی و شدت آن در دوره‌های بازگشت مختلف برای رودخانه‌ی دریان‌چای در جدول (۲) ارائه شده است. نتایج حاصله نشان می‌دهد که در ۵۰ درصد موارد، امکان وقوع دوره‌ی خشکی با تداوم ۱۷۰ روزه و شدت ۲۲۷۶ هزار مترمکعب با دوره‌ی بازگشت ۲ ساله وجود دارد. احتمال وقوع دوره‌های خشکی با تداوم بیشتر و شدت‌های بالاتر، کمتر از ۵۰ درصد بوده و این امر نشان می‌دهد که احتمال وقوع دوره‌های خشکی با تداوم و شدت بیشتر دارای دوره‌های بازگشت طولانی‌تری خواهد بود. بطوریکه، طولانی‌ترین دوره خشکی محاسبه شده در این رودخانه با تداوم ۵۷۹ روزه با دوره بازگشت ۱۰۰ ساله بوده و احتمال وقوع آن یک درصد می‌باشد. توزیع احتمالی حداکثر مدت دوره خشکی هیدرولوژیکی و توزیع احتمالی برازش داده شده به روش ویبول در ارتباط با توزیع احتمالی عدم تجاوز کسری جریان دوره خشکی به ترتیب در اشکال (۳) و (۴) ارائه شده‌اند. نقاط ستاره‌دار اطراف خط برازش داده شده نیز، توزیع مقادیر تداوم دوره‌های خشکی محاسباتی می‌باشد.

جدول (۲) نتیجه‌ی محاسبات احتمال تداوم و شدت دوره‌های خشکی رودخانه‌ی دریان‌چای

دوره بازگشت (سال)	احتمال عدم وقوع (%)	حداکثر شدت دوره خشکی کسری حجم ($10^3 \cdot m^3$)	حداکثر تداوم دوره خشکی مدت (روز)
۲	۵۰	۲۲۷۶	۱۷۰
۵	۸۰	۴۶۸۶	۳۲۰
۱۰	۹۰	۵۹۱۲	۳۹۴/۴
۲۰	۹۵	۶۹۵۵	۴۵۶/۸
۵۰	۹۸	۸۱۷۷	۵۲۹
۱۰۰	۹۹	۹۰۲۳	۵۷۸/۵



شکل (۳) توزیع احتمالی عدم تجاوز تداوم دوره‌ی خشکی رودخانه‌ی دریان چای - ایستگاه دریان



شکل (۴) توزیع احتمالی عدم تجاوز کسری جریان دوره‌ی خشکی رودخانه‌ی دریان چای - ایستگاه دریان

بحث و نتیجه‌گیری

در ۱۰ ساله گذشته تحقیقات کمتری در زمینه خشکسالی‌های هیدرولوژیکی در کشور ایران صورت گرفته و در معدود مطالعات انجام شده نیز به تجزیه و تحلیل جریان‌های حداقل از دیدگاه تحلیل فراوانی پرداخته شده است. عمده‌ترین دلیل کم‌توجهی به مطالعه‌ی خشکسالی‌های هیدرولوژیکی را می‌توان به نبود و یا کوتاه بودن آمار هیدرومتری در بسیاری از نقاط جهان نسبت داد (استاهل و هیسدال، ۲۰۰۴: ۴۸).

در این تحقیق، استخراج دوره‌های خشکی و مشخصات آن، از روش سطح آستانه استفاده شده است. علیرغم اینکه این روش در سطح گسترده‌ای در مطالعات خشکسالی‌ها استفاده شده (یوجویچ ۱۹۶۷: ۲۳؛ سن، ۱۹۹۰: ۱۸۳؛ دراکوپ و همکاران ۱۹۸۰: ۲۹۷؛ هیسدال و تالاکسین، ۲۰۰۳؛ هیسدال و همکاران، ۲۰۰۴) ولی نحوه‌ی انتخاب آن همچنان یکی از موضوعات بحث‌برانگیز در این قبیل مطالعات می‌باشد (شارما^۱، ۲۰۰۰: ۱۲۷۹؛ بایزکوسکی^۲ و همکاران، ۲۰۰۲). استفاده از سری زمانی روزانه می‌تواند اطلاعات کامل و دقیقی از تاریخ شروع و خاتمه رخدادهای خشکی ارائه کند، اما متأسفانه، استفاده از این پایه زمانی در مطالعات خشکسالی‌ها بخصوص خشکسالی هیدرولوژیکی در سطح جهانی و ایران زیاد رایج نبوده است. مطالعه بایزیدی و ثقفیان (۱۳۹۰: ۵۲)، مصباح‌زاده و همکاران (۱۳۹۶) و مصطفی‌زاده و همکاران (۱۳۹۷) تنها موارد قابل ذکر در ایران در پایه‌ی زمانی روزانه می‌باشد و تقریباً بقیه‌ی مطالعات در پایه زمانی ماهانه و یا سالانه بوده است. با این حال، استفاده از پایه‌ی زمانی روزانه اغلب با مشکل وجود دوره‌های ریز و وابسته دو سویه همراه بوده و روش‌های مختلفی جهت رفع این مشکل موجود است از جمله این متدها روش IC بوده و در تحقیق حاضر نیز به کار رفته شده است و کارائی این روش قبلاً توسط زیلینهاسیک و سالوئی (۱۹۸۷: ۱۵۶)،

1- Sharma

2- Byczkowski

هیسدال و همکاران (۲۰۰۳: ۲۳۰)، تالاکسن و همکاران (۲۰۰۴: ۱۰۷)، و بایزیدی و ثقفیان (۱۳۹۰: ۵۲) گزارش شده است.

بر اساس نتایج دوره‌های بازگشت تداوم و شدت خشکی هیدرولوژیکی حداکثر مقادیر تداوم دوره‌های خشکی و شدت آن با احتمال وقوع کمتری مطابقت داشته و برعکس، دوره‌های خشکی کوتاه مدت با شدت کمتر، از احتمال وقوع بالاتری برخوردار است. این امر بیانگر آن است که در ایستگاه هیدرومتری درین‌چای، احتمال وقوع دوره‌ی خشکی هیدرولوژیکی با شدت یک میلیون مترمکعب و تداوم ۱۰۰ روز ۹۰ درصد وجود دارد. بنابراین، ضرورت توجه به مدیریت بهینه منابع آب سطحی، با توجه به وابستگی شدید مصارف کشاورزی و عدم تغذیه مناسب جریانات سطحی از نزولات جوی و همچنین روند کاهشی جریانات سطحی در سال‌های اخیر، بیش از پیش نمایان می‌شود.

References

- Bayazidi, M., B. Saghafian, (2011), **Regional Analysis of River Drought in the Southwest of Iran**, Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering, Vol.5, No. 14, PP. 52-37. (in Persian).
- Byczkowski, A., Meyer, W., Głogowska E., Kaznowska, E., (2002), **Analysis of relations between the stream flow of drought parameters according to the different truncation level**, 5thInternational Conference on Hydro-Science and Engineering, September, PP.18-20.
- Dracup, J.A., Lee, K.S., and Paulson, E.G., (1980), **On the definition of droughts**, water resource research, Vol.16, No.2, PP.297-302
- Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., (2011), **Regional hydrological drought in northwestern Europe: linking a new regional drought Area Index with weather types**, Hydrol. Processes, No.25, PP.1163–1179.<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7644>.
- Guen, O., (1983), **A simplified semiempirical approach to probabilities of extreme hydrologic droughts**, Water Resour. Res. No.19, Vol.2, PP.441–453. <http://dx.doi.org/10.1029/WR019i002p00441>.
- He, Z., Liang, H., Yang, C., Huang, F., and Zeng, X., (2018), **Temporal-spatial evolution of the hydrologic drought characteristics of the karst drainage basins in South China**, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, No.64, PP.22-30.
- Hisdal, H., Clausen, B., Gustard, A., Peters, E. & Tallaksen, L.M. (2004), **Event Definitions and Indices. In: Tallaksen, L.M. & Lanen, H.A.J., van eds. Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater**, Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science.
- Hisdal, H., Tallaksen, L.M., (2000), **Drought event definition**, Technical Report No. 6, P.107.
- Hisdal, H., Tallaksen, L.M., (2003), **Estimation of regional, meteorological and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark**, Journal of Hydrology, Vol. 281, 2003, PP.230–247.

- Kim, T.W., Valdés, J.B., (2006), **Nornparametric approach for bivariante drought characteriztion uing palmer drought index**, J. Hydrol. Eng. 11 (2), PP.134–143.
- Laaha, G., Gauster, T., Tallaksen, L.M., Vidal, J.-P., Stahl, K., Prudhomme, C., Heudorfer, B., Vlnas, R., Ionita, M., Van Lanen, H.A.J., Adler, M.-J., Caillouet, L., Delus, C., Fendekova, M., Gailliez, S., Hannaford, J., Kingston, D., Van Loon, A. F., Mediero, L., Osuch, M., Romanowicz, R., Sauquet, E., Stagge, J.H., and Wong, W.K.: (2017), **The European 2015 drought from a hydrological perspective**, Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 3001-3024, <https://doi.org/10.5194/hess-21-3001-2017>, 2017.
- Mesbahzadeh, T., Salajegah, A., Soleimani Sardo, F., Alipour, N., (2017), **Evaluation of Hydrological Drought Using Fixed Threshold Limit Method (Case Study of Karaj Dam Basin**, Iranian Journal of Watershed Management Science, Vol.11, No.39, PP.100-89.(in Persian).
- Mondal, A., Mujumdar, p., (2015), **Return levels of hydrologic droughts under climate change**, Adv. Water Resour. 75, PP.67–79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.11.005>.
- Mostafaizadeh, R., Haji, K., Esmaili Uri., A., (2018), **Determiration of intensity and duration of hydrological drought periods using Poewr Laws Analysis method in Gorganrood watersheds**, Geography of Space, Vol. 18, No. 62, PP.253-237. (in Persian).
- Nyabeze, W.R., (2004), **Estimating and interpreting hydrological drought indices using a selected catchment in Zimbabwe**, Phys. Chem. Earth. 29, PP.1173–1180. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2004.09.018>.
- Panu, U.S., Sharma, T.C., (2009), **Analysis of annual hydrological droughts: the case of northwest Ontario**, Canada. Hydrol. Sci. J. Vol.54, No.1, PP.29–42.
- Sen, Z., (1990), **Critical drought analysis by second-order Markov chain**. J. Hydrol. 120, PP.183–202. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90149-R](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(90)90149-R).
- Sen, Z., (1991), **On the probability of the longest run length in an independent series**. J.Hydrol. 125, PP.37–46. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90082-S](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(91)90082-S).

- Sen, Z., (1977), **Run-sums of annualflow series**. J. Hydrol. Vol.35, No.3, PP.311–324. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(77\)90009-9](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(77)90009-9).
- Sharma, T. C., (2000), **Drought parameters in relation to truncation levels**, Hydrological Processes, No.14. 1279-1288(2000), John Wiley & Sons, Ltd.
- Sharma, T.C., (1998), **An analysis of non-normal Markovian extremal droughts**. Hydrol. Process. No.12, PP.597–611.
- Spiliotis, M.; Papadopoulos, C.; Angelidis, P.; Papadopoulos, B. Hybrid Fuzzy (2018), **Probabilistic Analysis and Classification of the Hydrological Drought**. Proceedings 2, P.643.
- Stahl, K. and Hisdal, H., (2004), **Hydroclimatology. In: Tallaksen, L.M. & Lanen, H.A.J., van. Hydrological Drought–Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater**, Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Swetalina, N and T. Thomas., (2016), **Evaluation of Hydrological Drought Characteristics for Bearma Basin in Bundelkhand Region of Central India**, Procedia Technology, No.24, PP.85-92.
- Tallaksen, L.M., Madsen, H. & Hisdal, H., (2004), **Hydrological Drought–Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science**, No.48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Van Loon, A.F. (2015), **Hydrological drought explained**, Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, Vol. 2, No. 4, PP.359-392.
- Wen, L., Rogers, K., Ling, J., et, c., (2011), **The impacts of river regulation and water diversion on the hydrolo-gical drought characteristics in the Lower Murrumbidgee River**, Australia. J. Hydrol. Vol. 405, No. 3, PP.382–391.
- Yarahmadi, J., (2013), **Final Report of the Research Plan for Monitoring the Historical Trend of Hydrological drought Mapping in East Azerbaijan Province**, East Azarbaijan Agriculture and Natural Resources Research and Education Center, P.192. (in Persian).

- Yevjevich, V., (1967), **An objective approach to definition and investigations of continental hydrologic droughts**, Hydrology papers, 23, Colorado State University, Fort Collins, USA.
- Zelenhasić, E. and Salvai, A., (1987), **A Method of Streamflow Drought Analysis**, Water Resources Research, No.23, Vol.1, PP.156-168.

