

## تحلیل فراوانی جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز

فرشاد احمدی<sup>۱\*</sup>، فریدون رادمنش<sup>۲</sup>، غلامعلی پرهام<sup>۳</sup>، رسول میرعباسی نجف آبادی<sup>۴</sup>

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۷/۲۸

### چکیده

خشکسالی یکی از بلاهای طبیعی است که جوامع بشری، گیاهی و اکولوژی محیط را به شدت تحت تاثیر قرار می‌دهد. این پدیده دارای مکانیسم پیچیده‌ای بوده که ماهیت آن کم‌تر شناخته شده است. برآورد دقیق جریان کمینه به عنوان معیاری جهت اهداف مختلف در مدیریت منابع آب از جمله خشکسالی از اهمیت بسزایی برخوردار است. با توجه به ماهیت پیچیده کم‌آبی‌ها و مطالعات محدود صورت گرفته، هم‌چنان تحلیل فراوانی جریان‌های کمینه یکی از روش‌های مورد توجه محققان است. بنابراین، در مطالعه حاضر آنالیز فراوانی جریان کمینه حوضه آبریز دز با تداوم‌های مختلف (۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۵ روزه) در دوره آماری ۱۳۹۱-۱۳۳۵ با استفاده از توزیع‌های نرمال (NOR)، لوگ نرمال (LN)، پیرسون تیپ سه (P3)، نمایی (EXP)، گاما (GAM)، توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV)، ناکاگامی (NAK)، رایلی (RAY)، لجستیک (LOG)، لجستک تعمیم یافته (GLOG)، پارتوی تعمیم یافته (GPA) و ویبول (WEI) انجام شد. قبل از برازش توزیع‌های آماری، ایستایی و همگنی سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز به ترتیب با استفاده از آزمون‌های من-کندال اصلاح شده و آزمون ریشه واحد دیکی-فولر (ADF) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از این آزمون‌ها همگنی و ایستایی داده‌ها را تایید نمود. در مرحله بعد، توزیع‌های آماری مختلف بر روی سری‌های جریان کمینه برازش داده شد و به منظور تعیین توزیع مناسب از آماره‌های جذر میانگین مربعات نرمال شده (NRMSE) و معیار نش-ساتکلیف (NS) استفاده گردید. نتایج به دست آمده نشان داد که توزیع‌های آماری LOG و GEV بیش‌ترین تطابق را با داده‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز داشته است. همچنین توزیع نرمال نیز از عملکرد بسیار خوبی در برآورد جریان کمینه برخوردار بوده و به دلیل سهولت در کاربرد می‌تواند با خطای قابل قبول برای برآورد جریان کمینه حوضه آبریز دز انتخاب گردد.

واژه‌های کلیدی: ایستایی، تحلیل فراوانی، جریان کم، حوضه دز، دوره بازگشت، همگنی

### مقدمه

انسانی بسیار روشن است. خشکسالی دارای انواع مختلفی می‌باشد که می‌توان آن را به خشکسالی هواشناسی، هیدرولوژیکی، کشاورزی و اقتصادی-اجتماعی تقسیم‌بندی نمود (Mishra., 2010). خشکسالی هیدرولوژیکی با کاهش قابل توجه آب در دسترس در همه اشکال آن در چرخه هیدرولوژیکی در یک سرزمین تعریف می‌شود. جریان رودخانه‌ای یک متغیر بسیار مهم بوده و عامل کلیدی برای بیان کردن وضعیت منابع آب سطحی می‌باشد. از این رو خشکسالی هیدرولوژیکی به کاهش جریان رودخانه‌ای نسبت به حالت نرمال بستگی دارد (Nalbantis and Tsakiris., 2008).

برآورد کم‌آبی‌ها برای مدیریت کمی و کیفی جریان رودخانه، برنامه‌ریزی جهت تامین نیازهای شرب، کشاورزی، صنعت و برقیابی، بررسی خصوصیات و تاثیر خشکسالی‌ها بر اکوسیستم آبی منطقه و تعیین نیازهای زیست محیطی امری اجتناب ناپذیر است. جریان‌های کم‌آبی معمولاً به دو روش نمایه‌های کم‌آبی و صدک‌های منحنی تداوم جریان، قابل تعیین است (قیداری و حسینی تودشکی، ۱۳۹۴).

سیل و خشکسالی از جمله پدیده‌های هیدرولوژیکی هستند که تاثیرات بسیار عمیقی بر جوامع بشری داشته و زیان‌های اقتصادی ناشی از آن‌ها در گوشه و کنار جهان با توسعه اقتصادی، تغییر کاربری اراضی به ویژه در سیلاب دشت‌ها و افزایش جمعیت روندی روبه رشد داشته است (Zhang et al., 2011). خشکسالی از مزمین‌ترین و زیان‌بارترین بلاهای طبیعی است که در اقلیم‌های مختلف از نواحی با آب‌وهوای مرطوب گرفته تا نواحی با آب‌وهوای خشک و نیمه‌خشک اتفاق می‌افتد و آثار آن به دلیل نقش اساسی منابع آب در فعالیت‌های

۱ - دانشجوی دکترای مهندسی منابع آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲ - دانشیار گروه مهندسی منابع آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳ - استاد گروه آمار دانشگاه شهید چمران اهواز

۴ - استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه شهرکرد

\*- نویسنده مسئول: (Email: Farshad.paper@yahoo.com)

بررسی ایستایی و روند سری‌های هیدرولوژیک سال‌هاست که مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته و هنوز تحقیقات در رابطه با آن ادامه دارد. آزمون‌های ایستایی زیادی تاکنون ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به آزمون  $ADF^2$  (Dickey and Fuller., 1979) اشاره نمود. وانگ و همکاران روند و ایستایی رودخانه‌های غرب اروپا را بررسی کرده‌اند که در اکثر سری‌های ماهانه و سالانه جریان روند وجود نداشت و ایستا بودند ولی سری روزانه جریان در رودخانه دانوب ایستا نبود (Wang et al., 2005). خلیلی و همکاران (۱۳۹۱) در پژوهشی به بررسی رابطه بین روند تغییرات درجه حرارت و جریان رودخانه شهرچای ارومیه با تغییرات اقلیمی پرداختند. در ابتدا روند، که یکی از عوامل مهم نایستایی سری‌زمانی به‌شمار می‌رود، با استفاده از آزمون‌های من-کندال و کندال فصلی بررسی گردید. در سری‌های سالانه جریان، روند مشخصی مشاهده نشد ولی سری‌های ماهانه روند نزولی را تجربه کرده بودند. نتایج آزمون‌های ایستایی نیز نشان داد که سری‌های سالانه و ماهانه جریان ایستا بوده اما سری‌های ۱۰ روزه و روزانه اساساً نایستا گزارش شدند. احمدی و همکاران (۱۳۹۴) در پژوهشی با استفاده از تحلیل روند و ایستایی، ارتباط بین تغییرات زمانی پارامترهای هیدرولوژیکی و تغییرات اقلیمی را مورد بررسی قرار دادند. بدین منظور از داده‌های بارش و دمای (بیشینه، کمینه و متوسط) ایستگاه سینوپتیک شهرکرد، و آب‌سنجی حوضه آبریز ارمند در دوره آماری ۱۳۶۰-۱۳۹۰ استفاده گردید. نتایج به دست آمده نشان داد که دمای کمینه در ماه‌های اردیبهشت، مرداد، خرداد و فصل بهار روند کاهشی معنی‌دار داشته است. دمای بیشینه نیز در ماه‌های مهر، اسفند و فصل پاییز روند افزایشی معنی‌دار را نشان می‌دهد. روند تغییرات متوسط دما در اسفند ماه افزایشی معنی‌دار به دست آمد. روند تغییرات بارش نیز در ماه اسفند و فصل زمستان کاهشی و معنی‌دار می‌بود. همچنین جریان رودخانه ارمند روند نزولی شدیدی داشته و با کاهشی معادل  $51/57(m^3/s)$  در سی سال گذشته مواجه بوده است. دلیل اصلی این امر از نقطه نظر هیدرولوژیکی، روند افزایشی درجه حرارت بیشینه در فصل پاییز و کاهش بارندگی در فصل زمستان (فصل‌هایی که اکثر بارش‌ها دریافت می‌شود) گزارش گردید. به منظور ارزیابی اثر روند بر روی جریان‌ات رودخانه ارمند از آزمون‌های ایستایی  $ADF$ ،  $DFGLS$  و  $KPSS$  استفاده شد. سری‌های جریان‌ات رودخانه در دو حالت نرمال و استاندارد مورد آزمون قرار گرفتند. نتایج حاصل نایستایی جریان رودخانه ارمند را در سطح اطمینان ۵ درصد، مورد تایید قرار دادند.

از نظر زیست محیطی به حداقل رسیدن جریان آب رودخانه‌ها باعث افزایش نسبی غلظت آلودگی و در نتیجه کاهش اکسیژن محلول در آب می‌شود که پیامد آن مرگ و میر ماهی‌ها و دیگر آبزیان

آنالیز فراوانی کم‌آبی‌ها تنها روش برآورد نمایه‌های کم‌آبی است. از مشکلات آنالیز فراوانی کم‌آبی‌ها می‌توان به عدم اندازه‌گیری دقیق کم‌آبی‌ها، روزهای بی‌آبی رودخانه (جریان‌های صفر)، طول آماری کم، داده‌های گم شده و عدم وجود ایستگاه‌های اندازه‌گیری اشاره کرد. علی‌رغم مطالعات محدودی که بر روی برازش توزیع‌های احتمالاتی به کم‌آبی‌ها صورت گرفته، هنوز اجماعی در مورد توزیع احتمالاتی مناسب برای کم‌آبی‌ها حاصل نشده است (قیداری و حسینی تودشکی، ۱۳۹۴). پیرسون با آنالیز جریان‌های حداقل در ۵۰۰ ایستگاه هیدرومتری در نیوزلند، نتوانست یک توزیع احتمالاتی واحد که دارای دو و یا سه پارامتر باشد به داده‌های حداقل جریان منطقه برازش دهد (Pearson., 1995). به همین علت ساندوال (Sandoval., 2009) ترکیب دو توزیع احتمالاتی گامبل را که دارای چهار پارامتر می‌باشد برای آنالیز فراوانی کم‌آبی‌های جنوب مکزیک مورد استفاده قرار داد. شی و همکاران با بررسی ۱۲ ایستگاه هیدرومتری در جنوب چین، توزیع احتمالاتی لجستیک تعمیم یافته را به عنوان توزیع فراوانی دبی حداقل هفت روزه معرفی کرد (Shi et al., 2010). همادی و همکاران فراوانی جریان‌های کمینه ۱ تا ۳۰ روزه حوضه آبریز کارون بزرگ را با استفاده از توزیع‌های آماری نرمال، لوگ نرمال، پیرسون تیپ سه، لوگ پیرسون، گامبل و گاما مورد بررسی قرار داده و بیان داشتند که در ۱۵ سال اول دوره آماری و تا سال ۱۹۶۹ جریان در ایستگاه‌های مورد مطالعه از توزیع نرمال تبعیت کرده و در سال‌های بعد به دلیل تغییرات اعمال شده در کاربری اراضی حوضه کارون بزرگ، تغییراتی در نوع توزیع‌های آماری جریان‌های کمینه به وقوع پیوسته است (Hemadi

et al., 2013). کومار و همکاران توزیع پیرسون تیپ سه را به عنوان توزیع برتر در تحلیل فراوانی سیلاب حوضه آبریز رودخانه گوداواری<sup>۱</sup> هند گزارش کردند (Kumar et al., 2014). خزایی و همکاران (۱۳۸۲) در تحلیل خشکسالی رودخانه قره‌سو استان کرمانشاه برای برآورد جریان‌های حداقل ۱، ۷، ۱۵ و ۳۰ روزه در سطح اطمینان ۹۵ درصد توزیع لوگ پیرسون تیپ سه را انتخاب کردند. اسلامیان و همکاران (۱۳۹۱) نشان دادند که در حوضه کرخه برای آنالیز فراوانی جریان‌های حداقل سالانه، ۴، ۷ و ۳۰ روزه، توزیع نرمال مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی می‌باشد. قیداری و حسینی تودشکی (۱۳۹۴) آنالیز فراوانی جریان‌های کم‌آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه را با استفاده از توزیع‌های لوگ نرمال دو و سه پارامتری، لجستیک، لجستیک تعمیم یافته، لوگ پیرسون تیپ سه، مقادیر حدی نوع اول، مقادیر حدی تعمیم یافته و پارتوی تعمیم یافته برای آنالیز فراوانی جریان حداقل هفت روزه، سالانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه به کار بردند.

شمال و شرق حوضه دز نسبت به سایر مناطق حوضه بیش تر است. از نظر توزیع زمانی بارش نیز ۴۸/۸ درصد از بارش سالانه در زمستان، ۳۰/۶ درصد در فصل پاییز، ۲۰/۴ درصد در بهار و تنها ۰/۲ درصد از بارش در فصل تابستان رخ می‌دهد. همان گونه که شکل ۱ نشان می‌دهد، جهت جریان در حوضه آبریز دز از سمت شمال به جنوب است. رودخانه دز در ابتدا از اتصال دو شاخه اصلی رودخانه تیره و سیلاخور شروع شده و با اضافه شدن سرشاخه ماربره رودخانه سپید دشت-سزار تشکیل می‌شود. از به هم پیوستن دو رودخانه سپید دشت-سزار و سپید دشت-زاز رودخانه سزار شروع شده و نهایتاً رودخانه دز در محلی به نام تنگ پنج در اعماق رشته کوه زاگرس، از تلاقی دو رودخانه سزار و بختیاری تشکیل می‌شود. به منظور آنالیز فراوانی جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز از پنج ایستگاه هیدرومتری سپید دشت-سزار و زاز، تنگ پنج-بختیاری، تنگ پنج-سزار و تله زنگ استفاده گردید. در جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های منتخب ارائه شده است.

#### استخراج جریان‌های کمینه

در این مطالعه، منظور از جریان‌های کمینه عبارت است از جریان‌های کمینه d روزه در محل ایستگاه هیدرومتری مورد نظر (Zhang et al., 2011). این شاخص‌ها به صورت حداقل جریان متوسط روزانه در طول یک سال و یا کم‌ترین جریان متوسط در چند روز پیاپی از قبیل ۷، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ روزه در طول یک سال، با دوره بازگشت معین تعریف می‌شوند. یعنی جریان کم d روزه (با تداوم d روزه) در یک سال، کم‌ترین مقدار میانگین‌های متحرک d روزه جریان‌های روزانه در آن سال است (Zhang et al., 2011). در مطالعه حاضر نیز بنابر تعریف (Zhang et al., 2011) جریان‌های کمینه برای تداوم‌های ۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۵ روزه برای حوضه آبریز دز استخراج گردید.

است. از دیدگاه مدیریتی نیز حداقل آب در مطالعات آبرسانی شهری و صنعتی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و به طور کلی محاسبه جریان کم و دانستن ویژگی‌های آن، در دفع فاضلاب در رودخانه‌ها، تعیین محل استقرار طرح‌های تصفیه فاضلاب و مدیریت محیط زیست رودخانه حائز اهمیت است. با پیشرفت‌های اخیر، زمینه برای استفاده از توزیع‌های پیچیده‌تر و دقیق‌تر برای تحلیل فراوانی متغیرهای هیدرولوژیکی فراهم شده و در مطالعه حاضر علاوه بر توزیع‌های معمول از توزیع‌های پیچیده‌تر شامل توزیع ناکاگامی، رابلی، لجستیک، لجستیک تعمیم یافته، پارتوی تعمیم یافته و ویبول نیز برای تحلیل فراوانی جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز استفاده شده است. همچنین به منظور اطمینان از همگنی سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز از ویرایش سوم آزمون من-کندال اصلاح شده (با حذف اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار) و آزمون ایستایی ADF استفاده گردید.

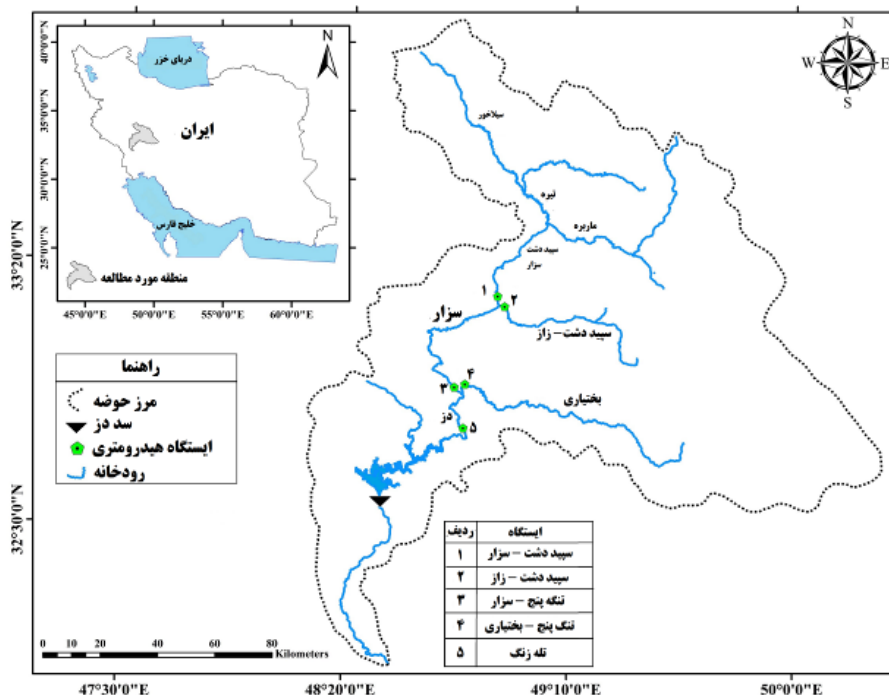
#### مواد و روش‌ها

##### داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

شکل ۱ موقعیت حوضه آبریز دز را در کشور نشان می‌دهد. حوضه دز از لحاظ موقعیت جغرافیایی بین ۴۸ درجه و ۱۰ دقیقه تا ۵۰ درجه ۲۱ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۳۴ درجه ۷ دقیقه عرض شمالی محدود است. مساحت کل حوضه بالغ بر ۲۱۷۲۰ کیلومترمربع و متوسط ارتفاع حوضه حدود ۱۶۰۰ متر می‌باشد. محدوده مورد مطالعه در این تحقیق حوضه آبریز دز در بالادست سد دز است که مساحت آن حدود ۱۷۳۶۵ کیلومترمربع می‌باشد. شیب حوضه در بالادست سد نسبتاً تند است، بطوری که شیب متوسط آن ۱۲/۱ درصد بوده و ده درصد حوضه شیبی بیش‌تر از ۱۹/۵ درصد دارد. پوشش گیاهی در ارتفاعات پایین حوضه کم بوده و با افزایش ارتفاع، این پوشش زیادتر می‌گردد. متوسط بارش سالانه در نواحی

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های منتخب در حوضه دز.

UTM		ایستگاه	دوره آماری	رودخانه
Y(m)	X(m)			
۳۶۷۷۰۳۴	۳۰۳۴۶۷	سپید دشت-زاز (س.د.ز)		سپید دشت-زاز
۳۶۷۸۰۹۴	۳۰۳۵۹۰	سپید دشت-سزار (س.د.س)		سپید دشت-سزار
۳۶۴۷۷۹۸	۲۸۸۸۲۸	تنگ پنج-سزار (ت.پ.س)	۱۳۳۵-۱۳۹۱	سزار
۳۶۴۶۶۱۲	۲۹۰۹۵۶	تنگ پنج-بختیاری (ت.پ.ب)		بختیاری
۳۶۳۳۷۶۳	۲۹۱۰۲۱	تله زنگ (ت.ز)		دز



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های منتخب در حوضه آبریز دز

سری‌زمانی داده‌هاست. حال آنکه اغلب سری‌های هیدرولوژیک دارای خودهمبستگی معنی‌دار می‌باشند. در این پژوهش برای بررسی روند جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز از ویرایش سوم آزمون من-کندال (با حذف اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار) استفاده گردید (Dinpashoh et al., 2014). مبانی تئوری این آزمون در ادامه شرح داده می‌شود.

### آزمون من-کندال مرسوم (MK)<sup>۲</sup>

این روش که فرم کلاسیک آزمون من-کندال می‌باشد در بسیاری از مطالعات مورد استفاده قرار گرفته است. اگر تعداد سری-زمانی در دوره مورد مطالعه n باشد، ابتدا آماره S به شرح رابطه ۱ محاسبه می‌شود:

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

که در رابطه بالا  $x_j$  مقدار داده زام، n طول دوره آماری و  $\text{sgn}(\theta)$  تابع علامت می‌باشد که به صورت رابطه ۲ تعریف می‌گردد:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (2)$$

### بررسی همگنی و ایستایی داده‌ها

در صورتی وجود سری زمانی طولانی مدت دقت آنالیز فراوانی را افزایش می‌دهد که سری‌زمانی همگن و ایستا بوده و روندی کاهشی و یا افزایشی در سری زمانی مشاهده نگردد (قیداری و تودشکی ۱۳۹۴). در این تحقیق، برای آزمون روند و ایستایی سری‌زمانی جریان‌های کمینه در هر ایستگاه به ترتیب از آزمون‌های من-کندال و ADF استفاده شده است. در ادامه هر یک از آزمون‌های مذکور شرح داده می‌شود.

### تحلیل روند

هدف از آزمون روند این است که وجود و یا عدم وجود تغییرات صعودی یا نزولی در سری داده‌ها بررسی گردد. به این دلیل که در روش‌های پارامتری<sup>۱</sup> فرضیاتی نظیر نرمال بودن، ایستایی و مستقل بودن متغیرها وجود داشته و این فرضیات برای متغیرهای هیدرولوژیکی اعتبار ندارد، از روش غیرپارامتری من-کندال که کاربرد بیشتری در مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی دارد می‌توان استفاده کرد (Dinpashoh et al., 2014). همچنین آزمون غیرپارامتری را می‌توان برای سری‌زمانی، بدون در نظر گرفتن خطی یا غیرخطی بودن روند به کار برد (Khalili et al., 2015). شرط لازم برای استفاده از این آزمون عدم وجود ضریب خودهمبستگی معنی‌دار در

۲ - Mann- Kendall Test

۱ - Parametric

به ازای  $n \geq 8$  آماره  $S$  دارای توزیع نرمال بوده و میانگین و واریانس آن به شرح رابطه ۳ و ۴ می‌باشد:

$$E(s) = 0 \quad (3)$$

$$Var(S) = \frac{n - (n-1)(2n+5) - \beta}{18} \quad (4)$$

$\beta$  عاملی مربوط به تصحیح پراکندگی است و در صورتی که داده‌های تکراری در سری مورد بررسی وجود داشته باشد از رابطه ۵ محاسبه شده و در واریانس اعمال می‌شود.

$$\beta = \sum_{i=1}^m t_i (t_i - 1)(2t_i - 5) \quad (5)$$

که در رابطه بالا  $t_i$  تعداد داده‌های یکسان در دسته  $i$  ام می‌باشد. در نهایت آماره آزمون MK یا  $Z$  به شکل رابطه ۶ محاسبه می‌شود:

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{Var(s)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

فرض صفر (عدم وجود روند) به شرط  $-Z_{1-\alpha/2} \leq Z \leq Z_{1-\alpha/2}$  پذیرفته می‌شود و در غیر این صورت،  $H_0$  رد و فرض مخالف آن یعنی وجود روند پذیرفته می‌شود (Dinpashoh et al, 2014).

### آزمون من-کندال اصلاح شده (MMK)

آزمون اصلاح شده من-کندال توسط حامد و رائو (Hamed and Kumar and et al., 1998) ارائه و توسط کومار و همکاران (Rao., 1998) برای تحلیل روند رودخانه‌های هند به کار رفته است. در این روش اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار از داده‌ها حذف می‌شود و برای سری‌هایی مورد استفاده قرار می‌گیرد که ضرایب خودهمبستگی آن‌ها در یک یا چند مورد معنی‌دار باشند. در این روش، ابتدا واریانس اصلاح شده  $V(S)^*$ ، برای محاسبه آماره من-کندال به شرح رابطه ۷ و ۸ محاسبه می‌شود:

$$Var(S)^* = Var(S) \times \frac{n}{n^*} \quad (7)$$

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)r_i \quad (8)$$

که در روابط فوق،  $r_i$  ضریب خودهمبستگی با تاخیر  $i$  بوده و

### آزمون ایستایی

هدف از آزمون ایستایی پاسخ به این سوال است که آیا مقادیر میانگین و واریانس نسبت به زمان تغییر می‌کنند یا خیر؟ تقریباً در تمام روش‌های آنالیز سری‌های زمانی<sup>۲</sup>، داده‌ها ایستا فرض می‌شوند در حالی که اغلب سری‌های زمانی بنا به دلایل مختلف نظیر روند، تناوب<sup>۳</sup> و یا پرش<sup>۴</sup> نایستا هستند. بررسی نایستایی در سری می‌تواند کمک موثری در درک مکانیسم فیزیکی موجود داشته باشد که این امر اهمیت آزمون ایستایی را در آنالیز سری‌های زمانی هیدرولوژیکی نشان می‌دهد. در این تحقیق، از آزمون ریشه واحد دیکی-فولر (ADF) جهت آزمون ایستایی استفاده شده است (خلیلی و همکاران، ۱۳۹۱).

### آزمون ریشه واحد دیکی-فولر (ADF)

آزمون ریشه واحد ADF در ابتدا توسط Dickey and Fuller (1979) ارائه و سپس توسط Said and Dickey (1984) تصحیح گردید. آزمون ریشه واحد دیکی-فولر از طریق تخمین OLS<sup>۵</sup> یا مدل‌های رگرسیونی با وجود یک روند خطی بوجود آمده است. مدل AR(1) که یک مدل خودهمبسته با تاخیر یک می‌باشد، عبارت است از (رابطه ۹):

$$x_t = \rho x_{t-1} + \varepsilon_t \quad t=1,2,\dots,N \quad (9)$$

که در آن  $\varepsilon_t$  و  $t = 1, 2, \dots, N$  سری تصادفی نرمال استاندارد و مستقل با میانگین صفر و واریانس  $\sigma^2$  می‌باشد. این معادله را می‌توان برای مدل خودهمبسته مرتبه  $P$  یا AR(P) نیز بازنویسی نمود. در صورتی که  $|\rho| < 1$  باشد، سری  $\{x_t\}$  ایستا بوده و اگر  $\rho = 1$  یا بزرگ‌تر از یک باشد، سری نایستاست. با استفاده از روش حداکثر درست نمایی مقدار  $\hat{\rho}$  به صورت رابطه ۱۰ برآورد می‌گردد (Wang et al, 2005).

$$\hat{\rho} = \left( \sum_{t=2}^N X_{t-1}^2 \right)^{-1} \times \sum_{t=2}^N X_{t-1} \cdot X_t \quad (10)$$

۲- Time Series Analysis

۳- Periodicity

۴- Shift

۵ - Ordinary Least Square

پیشامدهای بزرگ‌تر، متناظر با دوره بازگشت بزرگ‌تر هستند، درحالی- که در تحلیل فراوانی مقادیر حداقل، پیشامدهای کوچک‌تر، متناظر با دوره‌های بازگشت بزرگ‌تر هستند (Modarres., 2008).

اگر  $X$  یک متغیر تصادفی باشد و  $x$  یک مقدار ممکن از این متغیر تصادفی باشد، تابع توزیع تجمعی<sup>۱</sup> (CDF) برابر است با (رابطه ۱۲):

$$P(x) = P(X \leq x) \quad (12)$$

تابع توزیع تجمعی، احتمال عدم تجاوز متغیر  $X$  از  $x$  است. بنابراین احتمال متوسط "تجاوز"  $x$  از  $x_p$  در هر سال،  $(1-P)$  است و دوره بازگشت متناظر با آن از رابطه ۱۳ محاسبه می‌شود (خزایی، ۱۳۸۰):

$$T = \frac{1}{1-P} \quad (13)$$

که در آن  $P$  احتمال "عدم تجاوز" است. رابطه فوق برای تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر کاربرد دارد، درحالی‌که در تحلیل فراوانی جریان‌های کم، دوره بازگشت  $T$ ، بصورت عکس احتمال عدم تجاوز (احتمال کم‌تر شدن) تعریف می‌شود (خزایی، ۱۳۸۰):

$$T = \frac{1}{P} \quad (14)$$

برای تشریح بیش‌تر مطلب، می‌توان گفت که در مبحث سیل در یک دوره ثابت  $T$  ساله انتظار می‌رود که اگر توزیع سیلاب‌ها در طول دوره تغییر نکند، بطور متوسط تعداد تجاوزها از رویداد  $T$  ساله برابر یک باشد؛ یعنی بطور متوسط یک سیل بزرگ‌تر از سیل  $T$  ساله در دوره  $T$  سال اتفاق می‌افتد. درحالی‌که در مبحث جریان کم در یک دوره ثابت  $T$  ساله انتظار می‌رود اگر توزیع جریان‌های کم در طول دوره تغییر نکند، بطور متوسط تعداد جریان‌های کوچک‌تر از رویداد  $T$  ساله برابر یک باشد؛ یعنی بطور متوسط یک جریان کم کوچک‌تر از جریان  $T$  ساله در دوره  $T$  سال اتفاق می‌افتد (خزایی، ۱۳۸۰).

در مطالعه حاضر، از توزیع‌های نرمال (NOR)، لوگ نرمال (LN)، پیرسون تیپ سه (P3)، نمایی (EXP)، گاما (GAM)، توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV)، ناکاگامی<sup>۲</sup> (NAK)، رایلی<sup>۳</sup> (RAY)، لجستیک (LOG)، لجستک تعمیم یافته (GLOG)، پارتوی تعمیم یافته (GPA) و ویبول (WEI) برای تحلیل فراوانی جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز استفاده شده است. پارامتر توزیع‌های آماری فوق از روش گشتاورهای خطی برآورد گردید. روابط مربوط به توزیع‌های منتخب و نحوه محاسبه چندک و ضرایب آن‌ها توسط (Grimaldi et al., 2011) به طور مبسوط شرح داده شده است. پس از برآورد توزیع‌های آماری بر روی سری داده‌ها، می‌بایست بهترین مدل برآزشی برای تخمین دبی با دوره بازگشت‌های مختلف انتخاب گردد.

در این آزمون، فرض صفر به صورت  $H_0: \rho = 1$  می‌باشد. آماره مورد استفاده جهت تست فرض صفر ( $H_0$ ) با  $\hat{t}$  نمایش داده شده و از رابطه ۱۱ محاسبه می‌شود:

$$\hat{t} = \frac{\hat{\rho} - 1}{\hat{\sigma}_{\hat{\rho}}} \quad (11)$$

که در رابطه بالا  $\hat{\sigma}_{\hat{\rho}}$  خطای استاندارد OLS برای ضریب  $\hat{\rho}$  بوده که از رابطه  $\hat{\sigma}_{\hat{\rho}} = S_e \left( \sum_{t=2}^N x_{t-1}^2 \right)^{-1/2}$  محاسبه شده و مقدار  $S_e$  نیز از رابطه  $S_e = \frac{1}{N-2} \sum_{t=2}^N (x_t^2 - \hat{\rho} x_{t-1})^2$  بدست می‌آید. قابل ذکر است که Dickey and Fuller (1979) یک توزیع محدود را برای آماره آزمون ADF در نظر گرفتند. فرض صفر ( $H_0$ ) مبنی بر نایستایی در صورتی پذیرفته می‌شود که مقدار آماره  $t$  محاسبه شده بزرگ‌تر از مقادیر بحرانی در سطح معنی‌داری  $\alpha$  باشد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و فرض مخالف یا ( $H_1$ ) (ایستایی سری) تایید می‌شود. مقادیر بحرانی آزمون ADF در سطوح معنی‌داری ۱، ۵ و ۱۰ درصد به ترتیب برابر با  $-۳/۴۴$ ،  $-۲/۸۶$  و  $-۲/۵۷$  است (Dickey and Fuller., 1979).

### تحلیل فراوانی

هدف اصلی از تحلیل فراوانی، پیش بینی مقدار یک واقعه به ازای دوره بازگشت مشخص است، که خارج از دامنه وقایع ثبت شده است. از داده‌های نمونه استفاده شده و پارامترهای مربوط به توزیع احتمال، محاسبه می‌شوند. سپس توزیع برآزش داده شده مورد استفاده قرار می‌گیرد و مقدار وقایع با احتمال وقوع موردنظر، که بزرگ‌تر یا کوچک‌تر از وقایع ثبت شده باشند، پیش‌بینی می‌شود (خزایی، ۱۳۸۰). در استفاده از توزیع فراوانی برای برآورد بزرگی پیش‌آمد، مسئله اصلی تشخیص توزیع واقعی از میان توزیع‌های مختلف است. هیچ گونه توزیع مناسب کلی برای همه انواع رژیم‌های بارندگی و جریان و یا شاخص‌های متنوع دیگر وجود ندارد، بلکه برای تحلیل فراوانی یک مورد مشابه نیز، توافقی در مورد استفاده از یک تابع توزیع خاص دیده نمی‌شود (قیداری و حسینی تودشکی، ۱۳۹۴). ولی تجاری که تاکنون در زمینه تجزیه و تحلیل آماری داده‌های هیدرولوژیکی بدست آمده است، نشان می‌دهد که برخی داده‌ها با بعضی توزیع‌های خاص آماری بیش‌تر مطابقت دارند.

در منابع علمی معمولاً تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر بیش‌تر مورد توجه قرار گرفته و کم‌تر به تحلیل فراوانی جریان‌های کم (مقادیر حداقل) پرداخته شده است. گرچه تئوری تحلیل فراوانی جریان کم تفاوت چندانی با تئوری تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر ندارد، ولی باید به این نکته مهم توجه شود که در تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر،

۱ - Cumulative Distribution Function

۲ - Nakagami

۳ - Rayleigh

آزمون ADF را برای سری‌های کمینه حوضه آبریز دز نشان می‌دهد. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود که تمامی سری‌های مورد بررسی در سطح اطمینان پنج درصد از ایستایی لازم برخوردار بوده و با توجه به نتایج آزمون‌های روند و ADF می‌توان از داده‌های موجود برای برازش توزیع‌های آماری استفاده کرد.

### برازش توزیع‌های آماری برای سری‌های کمینه حوضه آبریز دز

پس از تایید همگنی و ایستایی سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز، از توزیع‌های نرمال (NOR)، لوگ نرمال (LN)، پیرسون تیپ سه (LP3)، نمایی (EXP)، گاما (GAM)، توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV)، ناکاگامی (NAK)، رایلی (RAY)، لجستیک (LOG)، لجستیک تعمیم یافته (GLOG)، پارتوی تعمیم یافته (GPA) و ویبول (WEI) برای انجام تحلیل فراوانی بهره گرفته شد.

برای برازش توزیع‌های احتمالاتی به داده‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز، ابتدا گشتاورهای خطی برای سری‌های استخراجی محاسبه و سپس با برابر قرار دادن آن‌ها با گشتاورهای خطی توزیع‌های احتمالاتی، ضرایب توزیع‌های مورد نظر برآورد گردید. اگرچه بررسی مشاهده‌ای برازش توابع چگالی احتمالی روشی مرسوم است ولیکن مقایسه بین توزیع‌هایی که برازش نسبتاً مشابهی دارند دشوار و همراه با خطا خواهد بود. بنابراین، با استفاده از آماره‌های جذر میانگین مربعات نرمال شده و معیار نش-ساتکلیف میزان دقت و کارایی توزیع‌های آماری در مدل کردن متغیر جریان کمینه با تداوم‌های مختلف محاسبه و نتایج مربوطه در جداول ۳ و ۴ ارائه شده است. با توجه به جدول ۳ می‌توان نتیجه گرفت که برای متغیر جریان کمینه هفت روزه در محل ایستگاه‌های مورد مطالعه، توزیع LOG برای ایستگاه‌های سپید دشت-سزار، سپید دشت-زاز و تنگ پنج-بختیاری بهترین برازش را داشته و برای سایر ایستگاه‌ها نیز توزیع GEV از دقت بالا و عملکرد بهتری برخوردار بود. توزیع‌های GLOG و NAK نیز در رتبه‌های بعدی توابع توزیع مناسب قرار دارند. برای متغیر جریان کمینه ۱۰ روزه نیز توزیع LOG برای ایستگاه‌های سپید دشت-سزار، سپید دشت-زاز و تنگ پنج-بختیاری بهترین برازش را داشته و برای ایستگاه‌های تنگ پنج-سزار و تله زنگ نیز توزیع GEV به عنوان مناسب‌ترین توزیع انتخاب می‌شود. برای جریان کمینه ۱۵ روزه توزیع LOG در سه ایستگاه سپید دشت-سزار، سپید دشت-زاز و تنگ پنج-بختیاری، توزیع NOR در ایستگاه تنگ پنج-سزار و توزیع GEV در محل تله زنگ بهترین عملکرد را داشته‌اند. بر اساس معیار NS، متغیر جریان کمینه ۳۰ روزه در محل ایستگاه سپید دشت-سزار با دو توزیع LN و GAM بهترین تطابق را داشته است. با دقت در مقادیر NRMSE ارائه شده در جدول ۴ مشاهده می‌شود که خطای توزیع گاما برای جریان Q30 ایستگاه سپید دشت-سزار بیش-تر از خطای توزیع LN بوده و بنابراین توزیع LN به عنوان توزیع برتر

در این مطالعه، از روش‌های جذر میانگین مربعات نرمال شده<sup>۱</sup> (NRMSE) (رابطه ۱۵) و معیار نش-ساتکلیف<sup>۲</sup> (رابطه ۱۶) برای انتخاب توزیع برتر استفاده شد. هرکدام از توزیع‌های برازشی که بیش‌ترین مقدار NS و کم‌ترین NRMSE را داشته باشند به عنوان توزیع مناسب جهت تخمین چندک‌های جریان کمینه برگزیده می‌شود (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۳).

$$NRMSE = 100 \times \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}}{O_{\max} - O_{\min}} \quad (15)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (16)$$

که در روابط فوق  $n$  تعداد داده‌ها،  $O_i$  مقدار نمونه مشاهده شده،  $O_{\min}$  و  $O_{\max}$  به ترتیب حداکثر و حداقل نمونه‌های مشاهده شده،  $\bar{O}$  میانگین مقادیر نمونه و  $S_i$  مقدار خروجی تابع توزیع مورد آزمون برای مقدار احتمال تجربی هر مقدار نمونه می‌باشد.

## نتایج

### نتایج آزمون‌های روند و ایستایی برای سری‌های کمینه حوضه آبریز دز

جدول ۲ نتایج بررسی روند تغییرات جریان‌های کمینه و برای تداوم‌های ۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۵ روزه حوضه آبریز دز را پس از حذف اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر Z آزمون MMK ارائه شده در این جدول، مشاهده می‌شود که جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز تلفیقی از روند کاهشی و افزایشی غیرمعنی‌دار را در سطح اطمینان پنج درصد تجربه کرده‌اند. برای جریان‌های کمینه ۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ روزه روند تغییرات در محل ایستگاه‌های سپید دشت-سزار، سپید دشت-زاز، تنگ پنج-سزار، تنگ پنج بختیاری نیز افزایشی غیرمعنی‌دار به دست آمد. در محل ایستگاه تله زنگ نیز روند تغییرات جریان‌های کمینه ۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ روزه کاهشی غیرمعنی‌دار می‌باشد. جریان کمینه ۹۵ روزه در محل ایستگاه‌های سپید دشت-سزار، تنگ پنج-سزار و تله زنگ روند کاهشی غیرمعنی‌دار و در سایر ایستگاه‌ها روند افزایشی غیرمعنی‌دار را تجربه کرده است. با توجه به اینکه در سری‌های کمینه حوضه آبریز دز روند معنی‌دار مشاهده نگردید، می‌توان همگنی داده‌ها را تایید نمود. در مرحله بعد می‌بایست ایستایی جریان‌های کمینه مورد بررسی قرار گیرد. بدین منظور آزمون ADF به کار برده شد. جدول ۲ نتایج

۱ - Normalized Root Mean Square Error (NRMSE)

۲ - Nash-Sutcliffe

برای جریان Q30 ایستگاه سپید دشت-سزار انتخاب گردید.

جدول ۲- نتایج آزمون‌های MMK و ADF برای سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز (۱۳۹۱-۱۳۳۵).

ایستگاه										جریان کمینه با تداوم‌های مختلف
ایستگاه تله زنگ		تنگ پنج-سزار		سپید دشت-زاز		سپید دشت-سزار				
ADF	Z	ADF	Z	ADF	Z	ADF	Z	ADF	Z	
-۳/۵۸	-۰/۳۷	-۵/۸۶	۰/۵۷	-۴/۴۵	۰/۴۸	-۴/۹۱	۱/۰۴	-۴/۲۱	۰/۵۵	جریان ۷ روزه
-۶/۱۰	-۰/۴۰	-۵/۱۷	۰/۵۶	-۴/۶۵	۰/۴۰	-۴/۱۸	۱/۰۷	-۳/۷۱	۰/۶۵	جریان ۱۰ روزه
-۵/۸۸	-۰/۳۰	-۳/۶۸	۰/۶۹	-۳/۷۵	-۰/۲۸	-۵/۱۴	۰/۹۲	-۴/۵۴	۰/۷۲	جریان ۱۵ روزه
-۴/۵۹	-۰/۲۳	-۵/۱۵	۰/۷۳	-۳/۸۶	-۰/۲۲	-۴/۲۵	۱/۱۳	-۳/۳۸	۰/۵۴	جریان ۳۰ روزه
-۴/۹۸	۰/۱۴	-۵/۵۶	۰/۴۹	-۵/۰۶	-۰/۱۳	-۴/۸۹	۱/۰۱	-۴/۵۹	-۰/۰۷	جریان ۶۰ روزه
-۵/۷۶	-۰/۱۱	-۵/۳۸	۰/۱۱	-۴/۱۹	-۰/۲۸	-۵/۲۶	۱/۲۰	-۴/۶۴	-۰/۱۶	جریان ۹۵ روزه

LOG دارای بزرگ‌ترین (کوچک‌ترین) مقدار آماره NS (NRMSE) بوده و کم‌ترین تغییرات را نسبت به سایر توزیع‌های آماری به کار رفته تجربه کرده است. این امر بدین مفهوم است که توزیع LOG توانسته جریان‌های کمینه با تداوم‌های مختلف را به خوبی در محل تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه برآورد نماید و از این رو می‌تواند به عنوان توزیع منطقه‌ای برتر برای حوضه آبریز دز انتخاب گردد. بعد از توزیع LOG، توزیع‌های GEV و GLOG بهترین عملکرد را در برآورد جریان کمینه با تداوم‌های مختلف داشته‌اند. توزیع ناکاگامی نیز که به عنوان توزیع جدیدی در این مطالعه به گرفته شده است، از عملکرد قابل قبولی در برآورد جریان کمینه برخوردار بوده اما نسبت به خانواده توزیع لجستیک دقت کم‌تری دارد. توزیع رایلی عملکرد به مراتب ضعیف‌تری را از خود نشان داده است. توزیع‌های نمایی و پارتوی تعمیم یافته نیز عملکرد چندان مناسبی در برآورد جریان کمینه حوضه آبریز دز نداشته‌اند. همچنین با توجه به شکل‌های ۲ و ۳ توزیع نرمال از توانایی بسیار مناسبی در مدل کردن جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز برخوردار است و با توجه به آشنایی اغلب کارشناسان و متخصصان مهندسی آب کشور با توزیع نرمال و نیز محاسبات ساده‌تر آن نسبت به توزیع‌های دیگر، شاید بتواند با افزایش درصد خطای قابل قبول به عنوان گزینه کاربردی برای برآورد جریان‌های کمینه با تداوم‌های مختلف حوضه آبریز دز در نظر گرفته شود.

فیداری و همکاران (۱۳۹۴) توزیع‌های پارتوی تعمیم یافته و حدی نوع سوم را در برآورد جریان کمینه هفت روزه حوضه آبریز دز به عنوان توزیع‌های برتر گزارش کردند. همچنین رضایی پزند (۱۳۸۰) برای داده‌های حداقل، توزیع گامبل نوع سه را پیشنهاد نمودند. هان (Haan., 1977) توزیع حدی نوع سه را در برآورد داده‌های حدی کوچک مانند جریان کمینه رودخانه مناسب ارزیابی نمود. در مطالعه حاضر، نیز توزیع‌های خانواده لجستیک و GEV در برآورد جریان کمینه حوضه آبریز دز عملکرد مناسبی داشته‌اند. با مقایسه نتایج مطالعه حاضر و تحقیقات پیشین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که یک توزیع آماری مشخص برای جریان‌های کمینه نمی‌توان متصور

برای جریان ۳۰ روزه ایستگاه سپید دشت-زاز توزیع GLOG و در ایستگاه‌های تنگ پنج-سزار و تنگ پنج-بختیاری توزیع LOG به عنوان بهترین توزیع انتخاب گردید. برای Q30 ایستگاه تله زنگ نیز توزیع GEV بهترین عملکرد را داشته است. نتایج حاصل از برآزش توزیع‌های آماری برای جریان کمینه ۶۰ روزه حوضه آبریز دز نشان می‌دهد که توزیع‌های LOG، NOR، LOG، GEV و LOG به ترتیب در محل ایستگاه‌های سپید دشت-سزار، تنگ پنج-سزار، تنگ پنج-بختیاری و تله زنگ بهترین برآزش را بر سری داده‌های مورد بررسی داشته است. همچنین در محل ایستگاه سپید دشت-زاز، براساس معیار NS دو توزیع GEV و GLOG از دقت یکسانی در برآورد Q60 برخوردار بودند، اما با توجه به آماره NRMSE خطای برآورد (به میزان ۴ درصد) در توزیع GLOG کم‌تر از توزیع GEV محاسبه و در نتیجه به عنوان توزیع برتر انتخاب گردید. نتایج ارائه شده در جداول ۳ و ۴ برای جریان کمینه ۹۵ روزه در محل ایستگاه سپید دشت-سزار نشان می‌دهد که دو توزیع GAM و GEV دقت یکسانی (برابر با ۰/۹۹۵) در برآورد Q95 دارند، اما مقدار آماره NRMSE برای توزیع GEV کم‌تر از توزیع GAM به دست آمد. برای سایر ایستگاه‌ها نیز توزیع‌های GEV (سپید دشت-زاز)، LOG (تنگ پنج-سزار)، LOG (تنگ پنج-بختیاری) و GEV (تله زنگ) بیش‌ترین مقدار آماره NS و کم‌ترین مقدار NRMSE را به خود اختصاص داده و به عنوان توزیع-های برتر جریان Q95 در نظر گرفته شدند.

در شکل‌های ۲ و ۳ به ترتیب نمودارهای جعبه‌ای NS و NRMSE برای توزیع‌های آماری منتخب برآزش یافته بر روی سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز ارائه شده است. در این شکل‌ها خط رسم شده در داخل مستطیل‌ها میانه NS و NRMSE توزیع‌های آماری مورد استفاده می‌باشد. عرض مستطیل‌ها در قسمت فوقانی صدک ۷۵ و در قسمت تحتانی صدک ۲۵ را نشان می‌دهد. همچنین نقاط موجود و قسمت‌های انتهایی خطوط قائم در قسمت فوقانی و تحتانی به ترتیب بیانگر حداکثر و حداقل مقدار آماره مورد نظر می‌باشد. با توجه به شکل‌های ۲ و ۳ مشاهده می‌شود که توزیع



شد و این امر نیازمند انجام مطالعات بیش تر است. یکی دیگر از معیارهای قابل قبول توزیع‌های آماری در آنالیز فراوانی جریان‌های حداقل، عدم ارائه مقادیر منفی به ازای احتمال‌های کم می‌باشد (قیداری و حسینی تودشکی ۱۳۹۴). توزیع احتمالاتی مقادیر حدی نوع اول (EVI)، مقادیر حدی تعمیم یافته (GEV)، لجستیک (LOG) و لجستیک تعمیم یافته (GLOG) از یک سطح احتمال به پایین دارای مقادیر منفی می‌باشند، یعنی در احتمالات پایین و نزدیک صفر مقادیر چندک‌های بدست آمده از این توزیع‌های

احتمالاتی منفی می‌باشد که به لحاظ فیزیکی غیر ممکن است. برای پیدا کردن این سطح احتمالاتی باید احتمال رخداد عدد صفر (به عنوان دبی حداقل) از توزیع احتمالاتی مورد نظر محاسبه گردد (قیداری و حسینی تودشکی ۱۳۹۴). بدیهی است که جواب منطقی احتمال مورد نظر باید صفر باشد، ولی در توزیع‌های احتمالاتی ذکر شده عدد مثبت بزرگ‌تر از صفر است، یعنی به ازای احتمال کم‌تر از این اعداد دبی‌های حداقل برآورد شده از این توزیع‌های احتمالاتی عدد منفی می‌باشند.

جدول ۳- مقادیر آماره NS برای توزیع‌های آماری برآزش داده شده بر سری‌های جریان کمینه در حوضه دز.

توزیع												ایستگاه	جریان با تداوم‌های مختلف
WEI	GPA	NAK	RAY	GLOG	LOG	GEV	GAM	EXP	P3	LN	NOR		
-۰/۹۸۳	-۰/۶۵۸	-۰/۹۸۱	-۰/۷۹۲	-۰/۹۸۹	-۰/۹۹۲	-۰/۹۸۷	-۰/۹۶۵	-۰/۴۱۸	-۰/۸۰۱	-۰/۹۱۲	-۰/۹۹۰	س. د. س	جریان ۷ روزه (Q7)
-۰/۹۶۱	-۰/۶۵۹	-۰/۹۶۹	-۰/۶۵۷	-۰/۹۷۷	-۰/۹۸۲	-۰/۹۶۸	-۰/۹۶۴	-۰/۳۰۵	-۰/۷۸۹	-۰/۹۵۳	-۰/۹۷۰	س. د. ز	
-۰/۹۹۲	-۰/۹۱۹	-۰/۹۸۶	-۰/۹۷۵	-۰/۹۸۳	-۰/۹۸۹	-۰/۹۹۴	-۰/۹۷۱	-۰/۶۸۷	-۰/۸۰۶	-۰/۹۱۹	-۰/۹۹۳	ت. پ. س	
-۰/۸۲۴	-۰/۶۶۱	-۰/۷۰۴	-۰/۶۵۱	-۰/۸۰۸	-۰/۹۷۱	-۰/۹۳۱	-۰/۶۴۷	-۰/۳۶۲	-۰/۵۲۴	-۰/۵۰۵	-۰/۹۱۸	ت. پ. ب	
-۰/۹۴۶	-۰/۴۸۸	-۰/۹۷۵	-۰/۵۶۰	-۰/۹۸۷	-۰/۹۸۱	-۰/۹۹۳	-۰/۹۸۲	-۰/۲۰۸	-۰/۷۹۵	-۰/۹۸۷	-۰/۹۶۷	ت. ز	
-۰/۹۸۵	-۰/۶۵۶	-۰/۹۸۲	-۰/۷۹۱	-۰/۹۹۱	-۰/۹۹۴	-۰/۹۸۹	-۰/۹۶۷	-۰/۴۱۵	-۰/۸۲۱	-۰/۹۱۲	-۰/۹۹۱	س. د. س	جریان ۱۰ روزه (Q10)
-۰/۹۶۰	-۰/۶۳۴	-۰/۹۷۰	-۰/۶۵۱	-۰/۹۷۹	-۰/۹۸۲	-۰/۹۶۸	-۰/۹۶۶	-۰/۲۹۹	-۰/۶۸۱	-۰/۹۵۶	-۰/۹۷۰	س. د. ز	
-۰/۹۹۱	-۰/۸۹۴	-۰/۹۸۰	-۰/۹۶۰	-۰/۹۷۹	-۰/۹۹۴	-۰/۹۹۸	-۰/۹۶۰	-۰/۶۵۸	-۰/۹۹۰	-۰/۸۹۸	-۰/۹۹۷	ت. پ. س	
-۰/۸۴۷	-۰/۶۴۷	-۰/۷۶۷	-۰/۶۵۲	-۰/۸۵۸	-۰/۹۷۵	-۰/۹۳۹	-۰/۷۱۰	-۰/۳۵۹	-۰/۶۸۲	-۰/۵۷۰	-۰/۹۳۰	ت. پ. ب	
-۰/۹۴۶	-۰/۴۹۵	-۰/۹۷۵	-۰/۵۶۲	-۰/۹۸۹	-۰/۹۸۳	-۰/۹۹۳	-۰/۹۸۳	-۰/۲۰۹	-۰/۵۹۲	-۰/۹۸۸	-۰/۹۶۷	ت. ز	
-۰/۹۸۶	-۰/۶۵۷	-۰/۹۸۴	-۰/۷۹۰	-۰/۹۹۳	-۰/۹۹۵	-۰/۹۹۰	-۰/۹۶۸	-۰/۴۱۴	-۰/۸۸۰	-۰/۹۱۲	-۰/۹۹۲	س. د. س	جریان ۱۵ روزه (Q15)
-۰/۹۵۷	-۰/۶۱۸	-۰/۹۷۱	-۰/۶۴۰	-۰/۹۸۰	-۰/۹۸۲	-۰/۹۶۹	-۰/۹۶۹	-۰/۲۸۸	-۰/۷۳۰	-۰/۹۶۱	-۰/۹۶۹	س. د. ز	
-۰/۹۸۷	-۰/۸۶۳	-۰/۹۷۱	-۰/۹۴۰	-۰/۹۷۶	-۰/۹۹۶	-۰/۹۹۶	-۰/۹۴۶	-۰/۶۲۵	-۰/۸۳۰	-۰/۸۷۲	-۰/۹۹۷	ت. پ. س	
-۰/۸۹۱	-۰/۷۱۶	-۰/۷۸۴	-۰/۶۴۸	-۰/۸۷۵	-۰/۹۸۱	-۰/۹۴۶	-۰/۷۲۴	-۰/۳۴۰	-۰/۷۳۸	-۰/۵۶۹	-۰/۹۴۳	ت. پ. ب	
-۰/۹۵۰	-۰/۵۰۶	-۰/۹۷۹	-۰/۵۶۸	-۰/۹۹۱	-۰/۹۸۶	-۰/۹۹۵	-۰/۹۸۶	-۰/۲۱۳	-۰/۶۵۸	-۰/۹۹۱	-۰/۹۷۱	ت. ز	
-۰/۹۸۴	-۰/۶۲۲	-۰/۹۹۰	-۰/۷۵۵	-۰/۹۸۸	-۰/۹۸۷	-۰/۹۹۲	-۰/۹۹۳	-۰/۳۵۹	-۰/۷۶۶	-۰/۹۹۳	-۰/۹۸۶	س. د. س	جریان ۳۰ روزه (Q30)
-۰/۹۶۲	-۰/۶۳۶	-۰/۹۸۲	-۰/۶۲۱	-۰/۹۹۰	-۰/۹۸۷	-۰/۹۸۵	-۰/۹۸۶	-۰/۲۶۰	-۰/۶۳۲	-۰/۹۸۶	-۰/۹۷۶	س. د. ز	
-۰/۹۷۵	-۰/۸۳۲	-۰/۹۵۱	-۰/۹۲۱	-۰/۹۶۶	-۰/۹۹۵	-۰/۹۸۹	-۰/۹۱۷	-۰/۵۹۹	-۰/۹۳۲	-۰/۸۲۲	-۰/۹۹۲	ت. پ. س	
-۰/۹۰۲	-۰/۶۲۸	-۰/۷۸۹	-۰/۶۳۴	-۰/۸۸۶	-۰/۹۸۷	-۰/۹۵۲	-۰/۷۲۴	-۰/۳۲۳	-۰/۶۴۵	-۰/۵۶۲	-۰/۹۵۳	ت. پ. ب	
-۰/۹۶۳	-۰/۵۷۱	-۰/۹۸۲	-۰/۶۰۴	-۰/۹۹۰	-۰/۹۸۶	-۰/۹۹۴	-۰/۹۸۷	-۰/۲۳۷	-۰/۶۱۵	-۰/۹۹۱	-۰/۹۷۵	ت. ز	
-۰/۹۸۵	-۰/۵۹۷	-۰/۹۸۰	-۰/۷۴۰	-۰/۹۸۱	-۰/۹۸۶	-۰/۹۸۶	-۰/۹۸۸	-۰/۳۵۱	-۰/۷۹۷	-۰/۹۸۵	-۰/۹۸۹	س. د. س	جریان ۶۰ روزه (Q60)
-۰/۹۶۷	-۰/۶۵۸	-۰/۹۸۵	-۰/۶۳۰	-۰/۹۹۳	-۰/۹۸۹	-۰/۹۹۳	-۰/۹۹۰	-۰/۲۵۹	-۰/۸۵۸	-۰/۹۹۲	-۰/۹۷۹	س. د. ز	
-۰/۹۵۷	-۰/۷۴۱	-۰/۹۲۷۰	-۰/۸۸۴	-۰/۹۵۶	-۰/۹۹۶	-۰/۹۷۷	-۰/۸۸۴	-۰/۵۴۳	-۰/۹۴۱	-۰/۷۶۸	-۰/۹۸۴	ت. پ. س	
-۰/۹۳۰	-۰/۶۶۴	-۰/۸۲۵	-۰/۶۶۱	-۰/۹۱۳	-۰/۹۹۵	-۰/۹۷۶	-۰/۷۶۰	-۰/۳۴۲	-۰/۸۶۴	-۰/۵۹۹	-۰/۹۷۱	ت. پ. ب	
-۰/۹۶۵	-۰/۵۹۰	-۰/۹۷۸	-۰/۶۳۶	-۰/۹۸۷	-۰/۹۸۰	-۰/۹۹۰	-۰/۹۸۴	-۰/۲۶۱	-۰/۷۹۰	-۰/۹۸۸	-۰/۹۷۲	ت. ز	
-۰/۹۷۶	-۰/۵۸۶	-۰/۹۹۱	-۰/۷۷۶	-۰/۹۹۱	-۰/۹۸۹	-۰/۹۹۵	-۰/۹۹۵	-۰/۳۷۸	-۰/۸۵۷	-۰/۹۹۵	-۰/۹۸۵	س. د. س	جریان ۹۵ روزه (Q95)
-۰/۹۵۰	-۰/۵۷۶	-۰/۹۷۲	-۰/۶۷۳	-۰/۹۹۱	-۰/۹۸۴	-۰/۹۹۵	-۰/۹۸۲	-۰/۲۸۷	-۰/۷۵۴	-۰/۹۸۹	-۰/۹۶۲	س. د. ز	
-۰/۹۳۰	-۰/۷۰۵	-۰/۹۱۸	-۰/۹۰۹	-۰/۹۵۱	-۰/۹۸۷	-۰/۹۶۲	-۰/۸۷۶	-۰/۵۵۹	-۰/۸۹۰	-۰/۷۵	-۰/۹۵۸	ت. پ. س	
-۰/۹۶۸	-۰/۶۸۱	-۰/۹۲۲	-۰/۷۳۰	-۰/۹۶۷	-۰/۹۹۶	-۰/۹۷۲	-۰/۸۷۷	-۰/۳۹۰	-۰/۸۱۱	-۰/۷۶۹	-۰/۹۸۳	ت. پ. ب	
-۰/۹۶۵	-۰/۶۴۰	-۰/۹۸۰	-۰/۶۷۸	-۰/۹۸۹	-۰/۹۸۲	-۰/۹۹۳	-۰/۹۸۶	-۰/۲۹۵	-۰/۷۹۵	-۰/۹۹۱	-۰/۹۷۲	ت. ز	

جدول ۴- مقادیر آماره NRMSE برای توزیع‌های آماری برازش داده شده بر سری‌های جریان کمینه در حوضه دز.

توزیع												ایستگاه	جریان با تداوم‌های مختلف
WEI	GPA	NAK	RAY	GLOG	LOG	GEV	GAM	EXP	P3	LN	NOR		
۳/۷	۱۶/۹	۴/۱	۱۳/۲	۳/۰	۲/۵	۳/۳	۵/۴	۲۲/۱	۴/۵	۸/۶	۲/۹	س.د.س	جریان ۷ روزه (Q7)
۵/۷	۱۶/۹	۵/۱	۱۶/۹	۴/۴	۳/۹	۵/۲	۵/۵	۲۴/۱	۵/۶	۶/۳	۵/۰	س.د.ز	
۲/۶	۸/۲	۳/۴	۴/۶	۳/۸	۳/۱	۲/۳	۴/۹	۱۶/۲	۴/۰	۸/۳	۲/۵	ت.پ.س	
۱۲/۱	۱۶/۸	۱۵/۷	۱۷/۱	۱۲/۷	۴/۹	۷/۶	۱۷/۲	۲۳/۱	۱۶/۳	۲۰/۴	۸/۳	ت.پ.ب	
۶/۷	۲۰/۷	۴/۶	۱۹/۲	۳/۲	۳/۹	۲/۳	۳/۸	۲۵/۸	۵/۱	۳/۳	۵/۳	ت.ز	
۳/۶	۱۷/۰	۳/۸	۱۳/۲	۲/۷	۲/۲	۳/۱	۵/۳	۲۲/۲	۱۴/۳	۸/۶	۲/۸	س.د.س	جریان ۱۰ روزه (Q10)
۵/۸	۱۷/۵	۴/۹	۱۷/۱	۴/۲	۳/۸	۵/۱	۵/۳	۲۴/۳	۱۸/۲	۶/۱	۵/۰	س.د.ز	
۲/۷	۹/۴	۴/۱	۵/۸	۴/۱	۲/۲	۱/۳	۵/۸	۱۷/۰	۶/۹	۹/۲	۱/۶	ت.پ.س	
۱۰/۲	۱۷/۲	۱۳/۹	۱۷/۱	۱۰/۹	۴/۵	۷/۱	۱۵/۶	۲۳/۲	۱۸/۲	۱۹/۱	۷/۷	ت.پ.ب	
۶/۷	۲۰/۶	۴/۵	۱۹/۱	۳/۱	۳/۸	۲/۳	۳/۸	۲۵/۸	۲۰/۲	۳/۲	۵/۳	ت.ز	
۳/۴	۱۶/۹	۳/۷	۱۳/۲	۲/۵	۲/۱	۲/۹	۵/۲	۲۲/۲	۱۲/۷	۹/۰	۲/۶	س.د.س	جریان ۱۵ روزه (Q15)
۶/۰	۱۷/۹	۴/۹	۱۷/۳	۴/۱	۳/۸	۵/۱	۵/۱	۲۴/۵	۱۶/۸	۵/۸	۵/۱	س.د.ز	
۳/۲	۱۰/۷	۴/۹	۷/۱	۴/۵	۱/۸	۱/۸	۶/۸	۱۷/۸	۶/۵	۱۰/۴	۱/۷	ت.پ.س	
۹/۵	۱۵/۴	۱۳/۴	۱۷/۲	۱۰/۳	۴/۰	۶/۷	۱۵/۲	۲۳/۶	۱۶/۶	۱۹/۱	۶/۹	ت.پ.ب	
۶/۵	۲۰/۴	۴/۲	۱۹/۱	۲/۷	۳/۳	۲/۱	۳/۴	۲۵/۷	۱۸/۵	۲/۸	۵/۰	ت.ز	
۳/۶	۱۷/۸	۲/۸	۱۴/۳	۳/۲	۳/۳	۲/۵	۲/۵	۲۳/۲	۱۴/۰	۲/۴	۳/۴	س.د.س	جریان ۳۰ روزه (Q30)
۵/۶	۱۷/۵	۳/۸	۱۷/۸	۲/۸	۳/۳	۳/۵	۳/۵	۲۴/۹	۱۷/۴	۳/۵	۴/۵	س.د.ز	
۴/۵	۱۱/۸	۶/۳	۸/۱	۵/۳	۲/۱	۲/۹	۸/۳	۱۸/۴	۷/۸	۱۲/۲	۲/۶	ت.پ.س	
۹/۰	۱۷/۶	۱۳/۳	۱۷/۵	۹/۷	۳/۳	۶/۳	۱۵/۲	۲۳/۸	۱۷/۲	۱۹/۲	۶/۳	ت.پ.ب	
۵/۶	۱۹/۰	۳/۹	۱۸/۲	۲/۸	۳/۴	۲/۳	۳/۲	۲۵/۳	۱۷/۹	۲/۷	۴/۶	ت.ز	
۳/۵	۱۸/۴	۳/۲	۱۴/۷	۴/۱	۳/۴	۳/۴	۳/۲	۲۳/۴	۱۶/۹	۳/۶	۳/۱	س.د.س	جریان ۶۰ روزه (Q60)
۵/۲	۱۶/۹	۳/۵	۱۷/۶	۲/۴	۳/۰	۲/۵	۲/۹	۲۴/۹	۱۵/۵	۲/۵	۴/۲	س.د.ز	
۵/۹	۱۴/۷	۷/۸	۹/۸	۶/۱	۱/۸	۴/۴	۹/۹	۱۹/۶	۶/۵	۱۴/۰	۳/۶	ت.پ.س	
۷/۶	۱۶/۸	۱۲/۱	۱۶/۸	۸/۵	۲/۱	۴/۴	۱۴/۲	۲۳/۵	۱۵/۳	۱۸/۴	۴/۹	ت.پ.ب	
۵/۵	۱۸/۵	۴/۳	۱۷/۵	۳/۳	۴/۱	۲/۹	۳/۷	۲۴/۹	۱۷/۱	۳/۲	۴/۹	ت.ز	
۴/۵	۱۸/۶	۲/۶	۱۳/۷	۲/۷	۳/۰	۲/۰	۲/۲	۲۲/۸	۱۰/۷	۲/۱	۳/۶	س.د.س	جریان ۹۵ روزه (Q95)
۶/۵	۱۸/۸	۴/۸	۱۶/۵	۲/۷	۳/۶	۲/۱	۳/۷	۲۴/۵	۱۳/۶	۳/۱	۵/۷	س.د.ز	
۷/۶	۱۵/۷	۸/۳	۸/۷	۶/۴	۳/۲	۵/۶	۱۰/۲	۱۹/۳	۵/۸	۱۴/۵	۶/۰	ت.پ.س	
۵/۱	۱۶/۳	۸/۱	۱۵/۷	۵/۲	۱/۸	۴/۸	۱۰/۱	۲۲/۶	۱۲/۱	۱۴/۰	۳/۸	ت.پ.ب	
۵/۴	۱۷/۳	۴/۱	۱۶/۴	۳/۱	۳/۹	۲/۵	۳/۴	۲۴/۳	۱۳/۵	۲/۸	۴/۸	ت.ز	

در مطالعه حاضر، به منظور برآورد چندک‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز پایین‌ترین سطح احتمال ممکن برابر با ۰/۰۱ (یا دوره بازگشت ۱۰۰ سال) در نظر گرفته شد. در سطح احتمال مذکور هیچ-کدام از توزیع‌های LOG، GLOG و GEV به کار رفته مقادیر منفی تولید نکرده‌اند. بنابراین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که توزیع‌های آماری منتخب علاوه بر دقت بالا و خطای کم در برآورد جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز، با فیزیک مسئله نیز کاملاً مطابقت داشته و برای آنالیز فراوانی متغیر مورد مطالعه مناسب می‌باشند. در جدول ۵ مقادیر چندک‌های برآورد شده جریان کمینه در محل ایستگاه‌های منتخب ارائه شده است.

### نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه برآورد آمار و ارقام جریان کم برای مطالعات مختلف هیدرولوژی از قبیل مدیریت کیفیت آب، تعیین حداقل جریان آبی مورد نیاز در پایین دست برای تولید برق و خنک‌سازی، پرورش آبزیان، طراحی سیستم‌های آبیاری و ارزیابی تأثیر خشکسالی‌های طولانی مدت بر روی اکوسیستم‌های آبی ضروری است. بنابراین در مطالعه حاضر، کم‌آبی‌های حوضه آبریز دز با تداوم‌های ۷، ۱۰، ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۵ روزه با استفاده از ۱۱ توزیع آماری مختلف مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از مطالعه حاضر به شرح زیر ارائه می‌شود:

بازگشت‌های مختلف در محل ایستگاه‌های مورد مطالعه، مشاهده می‌گردد که کم‌ترین برآوردها متعلق به حوضه‌های سپید دشت-زاز و سزار می‌باشد. بنابراین اثرات رخدادهای خشکسالی در این دو حوضه می‌تواند نمود بیش‌تری داشته باشد.

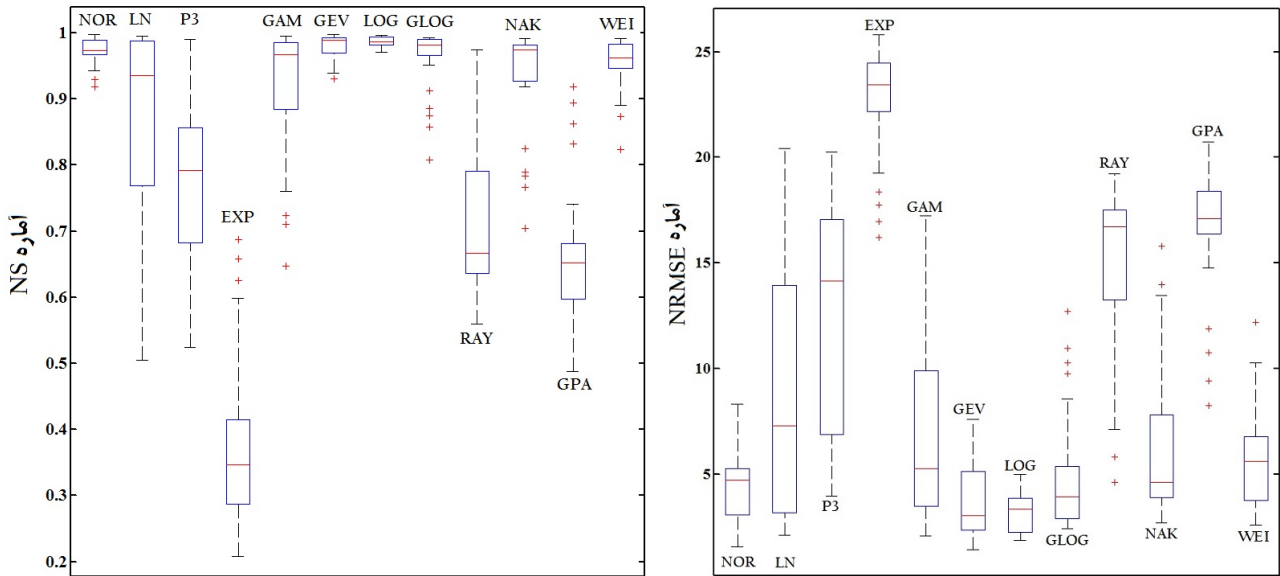
۳- با توجه به اینکه با افزایش دوره بازگشت، جریان‌ها کمینه برآورد شده به صورت نمایی و با شیب نسبتاً تند کاهش می‌یابند، بنابراین انجام برنامه‌ریزی‌های صحیح در بهره‌برداری از منابع آب حوضه و نیز تدوین برنامه‌های راهبردی اصولی در هنگام خشکسالی برای حوضه آبریز دز بسیار ضروری به نظر می‌رسد.

۱- توابع توزیع LOG، GLOG و GEV از برآزش خوبی بر سری‌های جریان کمینه با تداوم‌های مختلف برخوردار بوده و توزیع LOG به عنوان توزیع منطقه‌ای برتر برای حوضه آبریز دز معرفی می‌گردد. همچنین توزیع آماری نرمال نیز از عملکرد قابل قبولی در برآورد جریان کمینه برخوردار بوده و با توجه به این که محاسبه ضرایب توزیع‌های حدی بسیار پیچیده و دشوار است، می‌توان با پذیرش درصد خطای کم، از توزیع نرمال (که دارای محاسبات ساده‌تر و قابل فهم‌تری است) برای مدل کردن جریان‌های کمینه حوضه آبریز دز بهره جست.

۲- با توجه به نتایج حاصل از برآورد جریان‌های کمینه با دوره

جدول ۵- مقادیر چندک‌های برآورد شده جریان کمینه حوضه آبریز دز با تداوم‌های مختلف در محل ایستگاه‌های منتخب.

دوره بازگشت						توزیع منتخب	ایستگاه	جریان کمینه
۱۰۰	۵۰	۲۰	۱۰	۵	۲			
۱/۷۱	۲/۶۶	۳/۹۴	۴/۹۶	۶/۰۵	۷/۹۳	LOG	س. د. س	جریان ۷ روزه (Q7)
۱/۲۷	۱/۵۸	۲/۰۰	۲/۳۴	۲/۷۰	۳/۳۱	LOG	س. د. ز	
۳/۳۸	۳/۹۴	۴/۹۰	۵/۹۳	۷/۴۵	۱۱/۶۹	GEV	ت. پ. س	
۱۱/۰۵	۱۴/۸۰	۱۹/۸۵	۲۳/۸۳	۲۸/۱۵	۳۵/۵۴	LOG	ت. پ. ب	
۳۶/۶۴	۲۸/۱۲	۴۰/۵۵	۴۲/۹۳	۴۶/۱۸	۵۲/۷۸	GEV	ت. ز	
۱/۷۶	۲/۷۱	۴/۰۰	۵/۰۱	۶/۱۱	۷/۹۹	LOG	س. د. س	جریان ۱۰ روزه (Q10)
۱/۳۱	۱/۶۲	۲/۰۴	۲/۳۸	۲/۷۴	۳/۳۵	LOG	س. د. ز	
۳/۷۶	۴/۳۱	۵/۲۷	۶/۳۰	۷/۸۲	۱۲/۰۸	GEV	ت. پ. س	
۱۱/۷۳	۱۵/۴۴	۲۰/۴۴	۲۴/۳۸	۲۸/۶۶	۳۵/۹۸	LOG	ت. پ. ب	
۳۶/۹۳	۲۸/۴۳	۴۰/۸۹	۴۳/۳۰	۴۶/۵۷	۵۴/۲۱	GEV	ت. ز	
۱/۷۹	۲/۷۵	۴/۰۵	۵/۰۷	۶/۱۸	۸/۰۸	LOG	س. د. س	جریان ۱۵ روزه (Q15)
۱/۳۷	۱/۶۸	۲/۱۱	۲/۴۴	۲/۸۰	۳/۴۲	LOG	س. د. ز	
۳/۷۸	۴/۶۷	۵/۷۷	۶/۹۰	۸/۰۴	۱۲/۳۳	NOR	ت. پ. س	
۱۲/۶۶	۱۶/۳۳	۲۱/۲۷	۲۵/۱۶	۲۹/۳۹	۳۶/۶۲	LOG	ت. پ. ب	
۳۷/۲۳	۲۸/۷۶	۴۱/۲۶	۴۳/۷۲	۴۷/۰۶	۵۴/۸۴	GEV	ت. ز	
۴/۷۰	۴/۹۲	۵/۳۶	۵/۸۴	۶/۵۴	۸/۲۰	LN	س. د. س	جریان ۳۰ روزه (Q30)
۰/۹۶	۱/۴۵	۲/۰۵	۲/۴۹	۲/۹۳	۳/۶۰	GLOG	س. د. ز	
۱/۶۸	۱/۳۸	۴/۲۳	۶/۴۹	۸/۹۳	۱۳/۱۲	LOG	ت. پ. س	
۱۳/۹۸	۱۷/۷۱	۲۲/۷۳	۲۶/۷۰	۳۱/۰۰	۳۸/۳۴	LOG	ت. پ. ب	
۳۷/۹۱	۳۹/۵۸	۴۲/۳۰	۴۴/۹۷	۴۸/۶۰	۵۷/۰۵	GEV	ت. ز	
۴/۱۶	۴/۶۰	۵/۳۹	۶/۲۰	۷/۲۶	۹/۳۸	NOR	س. د. س	جریان ۶۰ روزه (Q60)
۰/۹۱	۱/۵۱	۲/۲	۲/۷۷	۳/۲۸	۴/۰۵	GLOG	س. د. ز	
۱/۵۴	۲/۵۵	۵/۶۰	۸/۰۱	۱۰/۶۱	۱۵/۰۷	LOG	ت. پ. س	
۱۴/۲۶	۱۸/۴۳	۲۴/۰۶	۲۸/۴۹	۳۳/۳۰	۴۱/۵۳	LOG	ت. پ. ب	
۴۰/۵۲	۳۷/۴۲	۴۵/۴۴	۴۸/۴۸	۵۲/۶۴	۶۲/۵۳	GEV	ت. ز	
۵/۴۷	۵/۸۸	۶/۵۵	۷/۲۱	۸/۱۳	۱۰/۳۵	GEV	س. د. س	جریان ۹۵ روزه (Q95)
۲/۸۱	۲/۹۶	۳/۲۲	۳/۴۶	۳/۷۸	۴/۵۰	GEV	س. د. ز	
۱/۳۶	۱/۸۸	۵/۷۲	۸/۷۵	۱۲/۰۳	۱۷/۶۵	LOG	ت. پ. س	
۱۲/۴۱	۱۷/۵۵	۲۴/۴۷	۲۶/۹۳	۳۵/۸۵	۴۵/۹۸	LOG	ت. پ. ب	
۴۳/۵۵	۴۵/۸۱	۴۹/۵۴	۵۳/۲۴	۵۸/۳۲	۷۰/۴۵	GEV	ت. ز	



شکل ۲- نمودار جعبه‌ای معیارهای NS و NRMSE در برازش توزیع‌های آماری مختلف بر سری‌های جریان کمینه حوضه آبریز دز.

واقع در غرب دریاچه ارومیه با استفاده از تحلیل روند و ایستایی.

مجله علوم و مهندسی آبیاری، ۴، ۳۵: ۹۷-۱۰۸.

رحیمی، ل.، دهقانی، ا.ا.، عبدالحسینی، م.، و قربانی، خ. ۱۳۹۳. تحلیل فراوانی سیلاب با استفاده از توابع مفصل ارشمیدسی بر مبنای سری حداکثر سالانه (مطالعه موردی ایستگاه هیدرومتری ارازکوسه در استان گلستان). مجله آبیاری و زهکشی ایران، ۲، ۳۶۵-۳۵۳.

رضایی‌پژند، ح. ۱۳۸۰. کاربرد آمار و احتمال در منابع آب. انتشارات سخن گستر.

قیداری، م.ح.، حسینی تودشکی، و.و. ۱۳۹۴. نگرشی نو در آنالیز فراوانی جریان‌های حداقل هفت روزه (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه). مجله دانش آب و خاک، ۴، ۲۳: ۱۱۶-۱۰۵.

Dickey, D.A. and Fuller, W.A. 1979. Distribution of the estimators for autoregressive time series with a unit root. *Journal of American Statistical Association*, 74: 423-431.

Dinpashoh, Y., Mirabbasi, R., Jhajharia, D., Zare Abianeh, H., and Mostafaeipour, A. 2014. Effect of short term and long-term persistence on identification of temporal trends. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19.3: 617-625.

Grimaldi, S., Kao, S.C., Castellarin, A., Papalexiou, S.M., Viglione, A., Laio, F., Aksoy, H. and Gedikli, A. 2011. 2.18-Statistical Hydrology. In: P. Wilderer (ed.) *Treatise on Water Science*, Elsevier, Oxford: 479-517.

Haan, C.T. 1977. *Statistical Methods in Hydrology*. Iowa State University Press, Ames, Iowa, USA.

Hamed, K.H. and Rao, A.R. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of*

## منابع

احمدی، ف.، رادمنش، ف.، و میرعباسی نجف آبادی، ر. ۱۳۹۴. تحلیل روند متوسط درجه حرارت نیمه جنوبی ایران در چهار دهه اخیر. مجله دانش آب و خاک، ۳، ۲۵: ۲۱۱-۲۲۵.

احمدی، ف.، زمانی، ر.، رادمنش، ف.، و امیررضائیه، ع. ۱۳۹۴. بررسی وقوع تغییرات اقلیمی در حوضه‌های آبریز با استفاده از تحلیل ایستایی و روند (منطقه مورد مطالعه: حوضه آبریز ارمند). مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۵، ۲۲: ۴۵-۶۱.

اسلامیان، س.، قاسمی، م. و سلطانی، س. ۱۳۹۱. محاسبه و ناحیه‌بندی شاخص‌های جریان کم و تعیین دوره‌های خشکسالی هیدرولوژیک (مطالعه موردی: حوضه آبخیز کرخه) مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. علوم آب و خاک، ۵۹، ۱۶: ۱۴-۱. خزایی، م.ر. ۱۳۸۰. پیش‌بینی شدت خشکسالی و کمبود جریان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه علم و صنعت، تهران.

خزایی، م.ر.، تلوری، ع.، و جباری، ا. ۱۳۸۲. تحلیل توزیع فراوانی خشکسالی هیدرولوژیک (مطالعه موردی حوضه رودخانه قرسو). مجله جغرافیا و توسعه، ۲، ۱: ۴۵-۵۶.

خلیلی، ک.، ناظری تهرودی، م. و احمدی، ف. ۱۳۹۴. کاربرد شاخص PCI در بررسی الگوی بارش ایران و تحلیل روند تغییرات آن در مقیاس سالانه و فصلی طی نیم قرن اخیر. مجله آبیاری و زهکشی ایران، ۹، ۱: ۱۹۵-۲۰۸.

خلیلی، ک.، احمدی، ف.، بهمنش، ج.، و وردی‌نژاد، و.ر. ۱۳۹۱. بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر روی دمای هوا و جریان رودخانه شهرچای

- 30.2: 53-64.
- Said, S.E., and Dickey, D. 1984. Testing for unit roots in autoregressive moving-average models with unknown order. *Journal of Biometrika*. 71: 599-607.
- Sandoval, C.A. 2009. Mixed distribution in low flow Frequency Analysis. *Journal of Hydrology* 58.1: 247-253.
- Shi, P., Chen, X., Qu, S., Zhang, Z and Ma, J. 2010. Regional frequency analysis of low flow based on L Moments: Case study in karst area, Southwest China. *Journal of Hydrologic Engineering*. 15.5: 370-377.
- Wang, W., Van Gelder, P.H.A.J.M and Vrijling, J.K. 2005. Trend and Stationary analysis for streamflow processes of rivers in western Europe in 20th century, IWA International conference on water economics, statistics and finance, Rethymno, Greece.
- Zhang, Q., Chen, Y.D., Chen, X and Li, J. 2011. Copula-based analysis of hydrological extremes and implications of hydrological behaviors in the Pearl River basin, China. *Journal of Hydrologic Engineering*. 16.7: 598-607.
- Hydrology. 204: 182-196.
- Hemadi, K., Abdovis, S., Zohrabi, N. 2013. Frequency analysis of low-flows in the large Karoun River basin in Iran. *International Research Journal of Applied and Basic Sciences*. 4.1: 146-151.
- Khalili, K., Tahoudi, M.N., Mirabbasi, R and Ahmadi, F. 2015. Investigation of spatial and temporal variability of precipitation in Iran over the last half century. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 1-17.
- Kumar, R., Goel, N.K., Chatterjee, C and Nayak, P.C. 2015. Regional flood frequency analysis using soft computing techniques. *Water Resources Management*. 29.6: 1965-1978.
- Kumar, S., Merwade V., Kam, J and Thurner, K. 2009. Streamflow trends in Indiana: Effects of long term persistence, precipitation and subsurface drains. *Journal of Hydrology*. 374: 171-183.
- Mishra, A.K., Singh, V.P. 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*. 391: 202-216.
- Modarres, R. 2008. Regional frequency distribution type of low flow in north of Iran by L-Moments. *Water Resources Management*. 22.7: 823-841.
- Pearson, C.P. 1995. Regional frequency analysis of low flow in New Zealand Rivers. *Journal of Hydrology*.

## Frequency Analysis of Low Flow in Dez River Basin

F. Ahmadi\*<sup>۱</sup>, F. Radmaneh<sup>۲</sup>, Gh. A. Parham<sup>۳</sup>, R. Mirabbasi Najaf Abadi<sup>۴</sup>

Received: Jan.13, 2016

Accepted: Oct.19, 2016

### Abstract

Drought is one of the natural hazards which have serious effects on human life, and environment. This phenomena has a complicated mechanism that its nature had been little-known. Accurate estimation of low flow as an index in water resources management has a great importance. Because of the complicated nature of low flows, a few numbers of studies conducted in this field of study, and the frequency analysis of low flow is of interest to researchers. Therefore, in the present study, the frequency of low flows in the Dez river basin with different durations (7, 10, 15, 30, 60 and 95 days) were done using the distribution functions of the Normal (NOR), Log-Normal (LN), Pearson Type III (P3), Exponential (EXP), Gamma (GAM), Generalized Extreme Value (GEV), Nakagami (NAK), Rayleigh (RAY), Logistic (LOG), Generalized Logistic (GLOG), Generalized Pareto (GPA) and Weibull (WEI). Before fitting the statistical distribution functions on low flow series, the homogeneity and stationarity of low flow series in the Dez river basin were investigated by Augmented Dickey - Fuller (ADF) and modified Mann-Kendall tests, respectively. The results of these tests confirmed the homogeneity and stationarity of used data series. In the next step, above mentioned distribution functions were fitted on low flow series and the goodness of fit were evaluated by normalized root mean square error and Nash-Sutcliffe criteria. The results reveal that the LOG and GEV distribution functions were the best fitness on low flow series in the Dez river basin. The Normal distribution has also good performance in estimating the low flow and because of its easier application can be considered as an alternative for estimating low flow in the Dez river basin by acceptable error.

**Key words:** Dez river basin, Frequency analysis, Homogeneity, Low flow, Return period, Stationarity

۱ - Ph.D Candidate of Water Resources Engineering. Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran.

۲ - Associate Professor, Water Engineering Department, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran.

۳ - Professor, Department of Statistics, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran.

۴ - Assistant Professor, Water Engineering Department, Shahre Kord University, Shahre Kord, Iran.

(\* - Corresponding Author, Email: Farshad.paper@yahoo.com)