

## کاربرد تئوری گشتاورهای خطی در تحلیل تناوب سیل حوزه‌های آبخیز مرکزی ایران

سیدسعید اسلامیان<sup>۱</sup> و ستار چاوشی بروجنی<sup>۲</sup>

### چکیده

روش‌های بسیاری برای بررسی سیلاب حوزه‌های آبخیز وجود دارد، که از جمله می‌توان به تحلیل منطقه‌ای سیلاب اشاره کرد. رهیافت تحلیل منطقه‌ای سیلاب متکی بر ویژگی‌های فیزیکی، اقلیمی و اکولوژیک حوزه‌های آبخیز بوده، از روش‌های آماری در بررسی داده‌های مشاهداتی جریان استفاده می‌کند. این رهیافت دارای شیوه‌های متعددی است. هاسکینگ و والیس با گسترش روش گشتاور وزنی احتمال، آماره‌های گشتاور خطی را به عنوان رهیافتی جدید در تحلیل تناوب سیل حوزه‌های آبخیز ارائه نمودند. تئوری گشتاورهای خطی اساس پژوهش حاضر را تشکیل می‌دهد. در این پژوهش ۲۷ ایستگاه هیدرومتری واقع در منطقه مرکزی ایران بررسی گردید. با استفاده از نمودار گشتاور خطی، منحنی چولگی خطی در برابر کشیدگی خطی و مناسب‌ترین توزیع‌های قابل برازش برای هر یک از ایستگاه‌های مطالعاتی تعیین شد. سپس به منظور حذف ایستگاه‌های غیر همگن، آزمون‌های همگنی مبتنی بر پارامترهای ناهماهنگی و ناهمگنی انجام گرفت و سرانجام دو ایستگاه بارز و گیرآباد به عنوان ایستگاه‌های ناهمگن شناخته شدند. در مرحله بعد، آزمون نیکویی برازش به منظور تعیین مناسب‌ترین تابع توزیع منطقه انجام، و به ترتیب توزیع‌های لجستیک تعمیم یافته، مقادیر حد تعمیم یافته، نرمال تعمیم یافته، پیرسون نوع سوم و پارتو تعمیم یافته مناسب‌ترین توزیع برای منطقه شناخته شدند. در نهایت، مقادیر تخمینی دبی با تناوب مختلف در منطقه تعیین، و پارامترهای منطقه‌ای توزیع‌های منتخب ارائه گردید.

واژه‌های کلیدی: گشتاور خطی، گشتاور وزنی احتمال، تحلیل منطقه‌ای سیلاب

۱. دانشیار آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲. عضو هیأت علمی، مرکز تحقیقات منابع طبیعی و امور دام، سازمان جهاد کشاورزی اصفهان

## مقدمه

تحلیل منطقه‌ای سیلاب شاید یکی از بحث‌انگیزترین موضوعات در هیدرولوژی سیلاب می‌باشد، و سال‌هاست توجه پژوهندگان بسیاری را به خود جلب کرده است. به علت آثار گسترده اقتصادی و زیست محیطی، تحلیل منطقه‌ای سیلاب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بنابراین، پژوهش در زمینه بهبود روش‌های تخمین سیلاب هم‌چنان ادامه دارد.

در دهه‌های هفتاد و هشتاد میلادی بیشترین تلاش‌ها صرف گسترش روش‌های کارآمد تحلیل تناوب سیل در ایستگاه‌های هیدرومتری گردید. توزیع‌های آماری جدید و روش‌های تخمین کارآمدتر در منابع مختلف هیدرولوژی معرفی شد، که برخی از آنها مختص تحلیل تناوب سیل می‌باشد. به نظر می‌رسد که این روند تا حدودی در آغاز دهه نود نیز آشکار گردیده است. تحلیل منطقه‌ای شاید پایدارترین روش به منظور بهبود تخمین تناوب سیل باشد، و به نظر می‌رسد که تلاش در این زمینه مورد توجه پژوهندگان قرار گرفته است.

هدف از تحلیل منطقه‌ای سیلاب تخمین مقادیر جریان و تناوب وقوع آن در یک حوزه مورد نظر است. دوره بازگشت، که فواصل احتمالی وقوع نیز نامیده می‌شود، بستگی به طبیعت پروژه و پیامدهای سیلاب دارد. به عنوان مثال، سدها و بندهای مهار سیلاب برای مقاومت در برابر سیلاب‌های با دوره بازگشت به ترتیب ۱۰ هزار و ۵۰ سال در طول عمر مفید سازه طراحی می‌شوند. روابط موجود میان عظمت سیل و دوره وقوع آن به عنوان منحنی تناوب سیل شناخته شده، و می‌تواند برای اهداف مهندسی، همچون طراحی پل‌ها، سدها، نهرهای انحراف آب و سازه‌های کنترل سیل استفاده شوند.

آدامفسکی (۱) در پژوهشی به مقایسه روش‌های غیر پارامتری (Non-parametric procedures) و گشتاور خطی (Linear moment یا L-moment) در تحلیل منطقه‌ای سیلاب حوزه‌های واقع در استان‌های انتاریو و کبک کانادا پرداخت. وی در پژوهش خود از داده‌های حداکثر سالیانه و سری‌های جزئی سیلاب استفاده کرد، و در نخستین گام حوزه‌های مورد بررسی

را بر اساس شکل تابع تراکم و زمان وقوع سیل به ۹ ناحیه همگن تقسیم نمود، به طوری که نواحی همگن مکانیسم تولید سیلاب مشابه داشتند. نتایج این پژوهش نشان دهنده ناکارآمدی مدل‌های غیر پارامتری در جداسازی مکانیسم‌های مختلف سیلاب، و در پی آن ضعف در تعیین نواحی همگن می‌باشد.

ووگل و همکاران (۱۲) با استفاده از تئوری گشتاورهای خطی به بررسی تناوب سیل حوزه‌های آبخیز استرالیا پرداختند، و ۶۱ ایستگاه هیدرومتری را در سرتاسر این کشور بررسی کردند. بر پایه نتایج این پژوهش، توزیع‌های مقادیر حد تعمیم یافته (GEV یا General extreme-value) و ویکی (Wakeby) بهترین تقریب را با داده‌های جریان در مناطقی از استرالیا که عمده بارش آن ناشی از رگبارهای زمستانه است دارد، و برای دیگر حوزه‌های آبخیز استرالیا توزیع‌های پارتو تعمیم یافته (GPA یا Generalized Pareto) و ویکی بهترین برآزش را با داده‌های مشاهداتی جریان دارند.

کاربرد هیدرولوژیک گشتاورهای وزنی احتمال (PWM) یا (Probability weighted moments) برای نخستین بار توسط گرینوود و همکاران (۲) و لندور و همکاران (۱۰) ارائه شد، و سپس توسط هاسکینگ و همکاران (۹)، هاسکینگ (۳) و هاسکینگ و والیس (۶) گسترش یافت. هاسکینگ و والیس (۶) با گسترش گشتاورهای وزنی احتمال، برای نخستین بار گشتاورهای خطی را ارائه نمودند. هاسکینگ (۴) نشان داد که گشتاورهای خطی نوع اول و دوم، نسبت‌های گشتاور خطی سوم به دوم و گشتاور خطی چهارم به دوم، توصیف مفیدی از نمونه‌های تصادفی داده‌های آماری می‌دهد. نمودارهای نسبت‌های گشتاورهای خطی که توسط والیس (۱۳) و هاسکینگ (۴) ارائه شد ابزار مناسبی در گروه‌بندی هیدرولوژیک حوزه‌های آبخیز می‌باشد.

پیرسون (۱۱) با استفاده از نمودارهای گشتاور خطی به گروه‌بندی ۲۷۵ ایستگاه در نیوزیلند پرداخت. ایستگاه‌های مورد بررسی دارای حداقل ۱۰ سال داده مشاهداتی بودند، به طوری که میانگین طول آمار مشاهداتی منطقه ۲۱ سال گزارش شده

همانند هر تحلیل آماری، نخستین گام در تحلیل تناوب سیل، بررسی دقیق داده‌های مشاهداتی و رفع خطاهای بزرگ و ناهمگنی داده‌هاست. در این جا اطلاعات خارجی، به ویژه پیرامون روش‌های اندازه‌گیری و جمع‌آوری داده‌ها، و همچنین هر گونه تغییر در کاربری اراضی که بر جریان سیلاب در حوزه‌های آبخیز تأثیر گذاشته است، می‌تواند سودمند باشد.

گام بعد در تحلیل منطقه‌ای سیلاب، تخصیص ایستگاه‌های مورد بررسی به یک ناحیه همگن است. یک ناحیه همگن مجموعه‌ای از حوزه‌های آبخیز است که دارای توزیع‌های تناوب سیل تقریباً یکسان بوده، به عنوان یک واحد اساسی تحلیل تناوب سیل منطقه‌ای شناخته می‌شود. در این مورد، اصراری بر مجاورت جغرافیایی حوزه‌های آبخیز نیست، بلکه در عوض نواحی همگن باید متشکل از حوزه‌هایی باشند که از لحاظ ویژگی‌های مؤثر بر رفتار سیلاب، یکسان باشند. این ویژگی‌ها شامل عرض جغرافیایی، میانگین ماهیانه بارش سالیانه، سطح حوزه، نوع خاک و ظرفیت ذخیره دریاچه‌ها و مرداب‌هاست. البته طول و عرض جغرافیایی نیز جزو ویژگی‌های آبخیزها هستند، و ممکن است به عنوان جانشینی برای ویژگی‌های دیگر باشند که با تغییر مکان تغییر تدریجی داشته و اندازه‌گیری نشده باشند.

پس از تعیین ناحیه همگن، گام بعد در تعیین مدل‌های آماری، انتخاب یک توزیع تناوب سیل مناسب است. این یک مشکل آماری عمومی است که معمولاً با محاسبه آماره‌های توزیع از داده‌های مشاهداتی حل می‌شود. این رهیافت می‌تواند در تحلیل تناوب سیل نیز به کار رود، به شرط آن که ملاحظات زیر در نظر گرفته شود. نخست آن که، داده‌های موجود یک نمونه تصادفی منحصر به فرد نبوده، بلکه یک دسته از نمونه‌های جمع‌آوری شده از ایستگاه‌های مختلف باشد. دوم، صرف این که توزیع منتخب با داده‌های مشاهداتی برآزش بسیار خوب داشته باشد کافی نیست، بلکه باید بتواند تخمین‌های مناسبی از سیل ارائه دهد که نسبت به انحرافات معقول هیدرولوژیک توزیع حقیقی تناوب سیل منطقه از توزیع تناوب سیل منتخب

است. کاربرد تئوری گشتاورهای خطی در بررسی سیلاب‌های نیوزیلند نشان می‌دهد که سری‌های سیلاب سالیانه منطقه سات کانتربری (South Canterbury) با توزیع مقادیر حد نوع دوم (EV2 یا Extreme value type 2) برازش بهتری دارد، در حالی که نتایج پژوهش‌های قبلی توزیع مقادیر حد نوع اول (EV1 یا Extreme value type 1) را به عنوان بهترین توزیع برای این منطقه معرفی می‌کرد (۱۱).

هدف از پژوهش حاضر بررسی روش گشتاورهای خطی در تعیین تناوب سیل در منطقه مرکزی ایران است. کمبود ایستگاه‌های سنجش دبی، کوتاهی دوره آماری، وجود داده‌های پرت در دوره مشاهداتی، که ناشی از وقایع نادر سیلابی در منطقه است، و وجود سال‌های بدون جریان در دوره آماری موجود، مهم‌ترین مشکلات در بررسی تناوب سیل در منطقه است، که استفاده از روش‌های منطقه‌ای را ناگزیر می‌سازد.

## مواد و روش‌ها

### مدل‌های منطقه‌ای تناوب سیل

بیشتر شیوه‌های منطقه‌ای تحلیل تناوب سیل مبتنی بر استفاده از دبی‌های اوج سالیانه یا سری سالیانه است، در حالی که در برخی دیگر از روش‌ها از سری‌های جزئی استفاده می‌شود. در حال حاضر، روش‌های رگرسیون و سیل شاخص بیش از روش‌های دیگر رایج است. در حالی که روش رگرسیون به طور گسترده‌ای در ایالات متحده، استرالیا و دیگر نقاط دنیا استفاده می‌شود، روش سیل شاخص نیز مورد توجه پژوهندگان واقع شده است.

عموماً تحلیل منطقه‌ای سیلاب شامل پنج مرحله زیر است، به طوری که سه مرحله نخست تابع قضاوت‌های شخصی است:

۱. تهیه داده‌های مشاهداتی
۲. تعیین مناطق همگن
۳. انتخاب یک توزیع تناوب منطقه‌ای
۴. تخمین پارامترهای توزیع تناوب منطقه‌ای
۵. برآورد سیل در مناطق بدون ایستگاه

احتمال می‌باشند (۵):

$$\beta_r = E\{X [F(x)]^r\} \quad [1]$$

که در آن  $F(x)$  تابع توزیع تجمعی  $x$  می‌باشد. تخمین‌های نمونه ناریب از PWM برای هر توزیع از روابط زیر به دست می‌آید:

$$\beta_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n X_j \quad [2]$$

$$\beta_1 = \sum_{j=1}^{n-1} \left[ \frac{(n-j)}{n(n-1)} \right] X_j \quad [3]$$

$$\beta_2 = \sum_{j=1}^{n-2} \left[ \frac{(n-j)(n-j-1)}{n(n-1)(n-2)} \right] X_j \quad [4]$$

$$\beta_3 = \sum_{j=1}^{n-3} \left[ \frac{(n-j)(n-j-1)(n-j-2)}{n(n-1)(n-2)(n-3)} \right] X_j \quad [5]$$

که در آن  $X_j$  داده‌های مرتب شده جریان با  $X_1$  به عنوان بزرگ‌ترین داده مشاهداتی، و  $X_n$  به عنوان کوچک‌ترین داده می‌باشد. چهار گشتاور خطی نخست که به عنوان ترکیبات خطی گشتاور وزنی احتمال بیان می‌شوند عبارت‌اند از (۴):

$$\lambda_1 = \beta_0 \quad [6]$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad [7]$$

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad [8]$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad [9]$$

در روابط فوق میانگین گشتاور خطی یا  $\lambda_1$ ، معیاری از تمایل به مرکز، و انحراف معیار گشتاور خطی یا  $\lambda_2$ ، معیاری از پراکندگی است. نسبت  $\lambda_2$  به  $\lambda_1$  یا  $\tau_2$  به عنوان ضریب تغییرات گشتاور خطی (Lcv یا L-coefficient of variation)، نسبت  $\lambda_3$  به  $\lambda_2$  یا  $\tau_3$  به عنوان ضریب چولگی گشتاور خطی (Lskew یا L-skewness)، و نسبت  $\lambda_4$  به  $\lambda_2$  یا  $\tau_4$  به عنوان ضریب کشیدگی گشتاور خطی (Lkurt یا L-kurtosis) نامیده می‌شود. با استفاده از گشتاورهای خطی می‌توان آزمون همگنی (Homogeneity test) و آزمون ناهماهنگی (Discordancy test) ایستگاه‌های مورد بررسی را انجام داد.

منطقه حساس نباشد. تخمین توزیع تناوب سیل منطقه‌ای را می‌توان با تخمین توزیع هر ایستگاه به طور مجزا و ترکیب تخمین‌های ایستگاه‌ها تا تعیین میانگین منطقه‌ای انجام داد. یکی از شیوه‌های مؤثر در نیل به این هدف، روش گشتاورهای خطی منطقه‌ای است، که در زیر خواهد آمد.

### گشتاورهای خطی

گشتاورهای خطی ترکیبات خطی از آماره‌های ترتیبی (Order statistics) هستند که به داده‌های پرت (Outliers) حساس نبوده و برای نمونه‌های کوچک از داده‌های مشاهداتی غیر اریب می‌باشند. بنابراین، کاربرد آنها برای تحلیل تناوب سیل (تعیین توزیع مناسب و تخمین پارامترهای توزیع) مناسب است (۴ و ۷).

گشتاورهای خطی از لحاظ نظری مزایایی بر گشتاورهای متعارف دارند، از جمله آن که می‌توانند دامنه گسترده‌تری از توابع توزیع را مشخص کنند، و هنگامی که از یک نمونه مشاهداتی تخمین زده می‌شوند نسبت به داده‌های پرت موجود در آن نمونه حساسیت ندارند. به سخن دیگر، برآوردگرهای گشتاورهای متعارف مانند واریانس و ضریب چولگی نمونه، داده‌های مشاهداتی را به ترتیب به توان‌های ۲ و ۳ می‌رسانند، که بدین ترتیب وزن بیشتری به داده‌های پرت داده می‌شود، نهایتاً منجر به اریب و واریانس زیاد آنها می‌گردد (۱۴).

در برابر، برآوردگرهای گشتاورهای خطی، توابع خطی از مقادیر نمونه مشاهداتی هستند، و از این رو غیر اریب بوده، نسبت به داده‌های پرت حساس نیستند. هم‌چنین، برتری دیگر گشتاورهای خطی نسبت به گشتاورهای وزنی احتمال، توانایی آنها در خلاصه کردن یک توزیع آماری به شیوه‌ای معنی‌دارتر است.

به طور کلی، مهم‌ترین کاربردهای گشتاورهای خطی را می‌توان در حل مسائل مربوط به تخمین پارامترهای توزیع، تعیین توزیع، خلاصه کردن توزیع آماری و منطقه‌ای کردن نام برد. گشتاورهای خطی، ترکیبات خطی گشتاورهای وزنی

### آزمون همگنی

اگر تغییرپذیری ایستگاه‌ها یا فضای پراکنش ایستگاه‌ها بزرگ باشد، احتمال تعلق این ایستگاه‌ها به یک مجموعه واحد را می‌توان به وسیله آزمون همگنی گشتاورهای خطی بررسی کرد. آزمون‌های همگنی گشتاورهای خطی یک توزیع چهار پارامتری کاپا را به سری داده‌های مشاهداتی منطقه برازش داده، به وسیله شبیه‌سازی عددی (ریاضی)، یک دسته ۵۰۰ تایی از داده‌های منطقه‌ای معادل را تولید می‌کند، و سپس تغییرپذیری گشتاورهای خطی ناحیه واقعی را با گشتاورهای خطی سری شبیه‌سازی مقایسه می‌نماید (۷). سه آماره ناهمگن در بررسی تغییرپذیری سه آماره خطی مختلف به کار گرفته می‌شود:

آماره  $H_1$  برای بررسی ضریب تغییرات خطی (LCV)، آماره  $H_2$  برای ترکیبی از ضریب تغییرات خطی و ضریب چولگی خطی (Lskew)، و آماره  $H_3$  برای ترکیبی از ضریب چولگی خطی و ضریب کشیدگی خطی (Lkurt). هر یک از آماره‌های  $H$  دارای فرم عمومی زیر است:

$$H = (V_{obs} - \mu V) / \sigma V \quad [14]$$

به طوری که  $\mu V$  و  $\sigma V$  به ترتیب میانگین و انحراف معیار مقادیر شبیه‌سازی شده متغیر مورد نظر، و پارامتر  $V_{obs}$  مقادیر محاسبه شده متغیر مورد نظر با استفاده از داده‌های منطقه‌ای است، و مبتنی بر یک آماره  $V$  است، که برای هر یک از آماره‌های  $H$  (به ترتیب  $H_1$ ،  $H_2$  و  $H_3$ ) به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$V_1 = \sum_{i=1}^N \left( n_i (Lcv_i - \bar{Lcv})^2 \right) / \sum_{i=1}^N n_i \quad [15]$$

$$V_2 = \sum_{i=1}^N \left( n_i \left[ (Lcv_i - \bar{Lcv})^2 + (\tau_{3i} - \bar{\tau}_3)^2 \right]^{1/2} \right) / \sum_{i=1}^N n_i \quad [16]$$

$$V_3 = \sum_{i=1}^N \left( n_i \left[ (\tau_{3i} - \bar{\tau}_3)^2 + (\tau_{4i} - \bar{\tau}_4)^2 \right]^{1/2} \right) / \sum_{i=1}^N n_i \quad [17]$$

طبق تعریف، در صورتی که  $H < 1$  باشد منطقه همگن، وقتی که  $1 \leq H < 2$  باشد منطقه احتمالاً ناهمگن، و هنگامی که  $H \geq 2$  باشد منطقه غیر همگن است (۷). بنابراین، یک مجموعه از

### الف) انتخاب توزیع مناسب با استفاده از نمودارهای گشتاورهای خطی

روابط تئوریک بین  $\tau_3$  و  $\tau_4$  برای توزیع‌های مختلف به دست آمده است (۴). انتخاب یک توزیع پارامتری مناسب برای توصیف داده‌های ایستگاه‌های مورد بررسی مبتنی بر مجاورت مقادیر میانگین پارامترهای  $\tau_3$  و  $\tau_4$  منطقه با نقطه یا خط تئوریک هر توزیع، و نیز تغییرپذیری آنها پیرامون مقادیر میانگین مربوطه است.

### ب) آزمون ناهماهنگی

اگر یک ایستگاه منفرد در نمودار گشتاور خطی در محدوده فضای دو بعدی ( $\tau_3$  و  $\tau_4$ ) واقع نشود، یک آزمون ناهماهنگی مبتنی بر گشتاورهای خطی به منظور بررسی ضرورت حذف ایستگاه از مجموعه ایستگاه‌های مورد بررسی انجام می‌گیرد. این آزمون با محاسبه آماره  $D$  انجام می‌شود. فرض کنیم که تابع  $U_i$  برداری در برگیرنده نسبت‌های گشتاورهای خطی برای ایستگاه  $i$  باشد (۷)، بنابراین:

$$U_i = [Lcv_i, \tau_{3i}, \tau_{4i}]^T \quad [10]$$

میانگین‌های گروه ( $\bar{U}$ ) و ماتریس کوواریانس نمونه ( $S$ ) به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$\bar{U} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N U_i \quad [11]$$

$$S = \left( \frac{1}{N-1} \right) \sum_{i=1}^N (U_i - \bar{U})(U_i - \bar{U})^T \quad [12]$$

$$D_i = \frac{1}{3} (U_i - \bar{U})^T S^{-1} (U_i - \bar{U}) \quad [13]$$

به طوری که  $N$  تعداد کل ایستگاه‌هاست. شایان ذکر است که میانگین  $D_i$  در کل ایستگاه‌ها برابر یک است (۱). اگر آماره  $D$  مربوط به یک ایستگاه بیش از ۳ باشد، داده‌های مشاهداتی آن ایستگاه ناهماهنگ با دیگر ایستگاه‌های منطقه در نظر گرفته شده و دو احتمال بررسی می‌شود: یا این که در بین داده‌های مشاهداتی خطاهایی وجود دارد، و یا ایستگاه مربوطه در این ناحیه همگن نیست (۸).

ویکی، نرمال تعمیم یافته، کاپا و پیرسون نوع سوم را دارد. ورودی برنامه شامل اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های مورد بررسی مانند نام و کد ایستگاه، تعداد سال آماری و دبی مشاهداتی جریان در طول دوره آماری است، که با فرمت مخصوص تهیه می‌شود.

#### منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی شامل سه حوزه بزرگ در مرکز ایران به نام‌های زاینده‌رود، کارون شمالی و قم می‌باشد (شکل‌های ۱ تا ۳). از مجموع ۳۶ ایستگاه هیدرومتری موجود در این منطقه، تعداد ۲۷ ایستگاه بررسی گردیده، که مشخصات آنها در جدول ۱ آمده است.

#### الف) حوزه آبخیز زاینده‌رود

حوزه آبخیز زاینده‌رود در بخش میانی فلات مرکزی ایران و در مختصات جغرافیایی ۲' ۵۰° تا ۲۴' ۵۳° طول شرقی و ۱۲' ۳۱° تا ۴۲' ۳۳° عرض شمالی قرار دارد. پهنه این حوزه ۴۱۳۴۷ کیلومتر مربع بوده، بخش عمده آن در استان اصفهان و بخش کوچکی از آن در استان‌های چهارمحال و بختیاری و فارس واقع است. این حوزه از کوه‌رنگ شروع شده و به باتلاق گاوخونی ختم می‌گردد، و از شمال به حوزه آبخیز مرکزی (دریاچه نمک)، از شرق به حوزه آبخیز اردستان و کویر سیاه کوه، از جنوب به حوزه کویر ابرقو-سیرجان و از غرب و جنوب غربی به حوزه آبخیز رودخانه کارون محدود می‌شود (شکل ۲).

#### ب) حوزه آبخیز قم

این حوزه در حاشیه شمال غربی تا غرب حوزه بزرگ مرکزی است و کویرهای قم، اراک، کاشان تا دریاچه نمک در شرق را در بر می‌گیرد. حوزه قم از شمال به دامنه‌های جنوبی البرز و از جنوب به دامنه‌های شمالی و شمال شرق زاگرس محدود می‌شود. پهنه حوزه ۹۴۰۰۰ کیلومتر مربع است، که خود متشکل

ایستگاه‌های مورد بررسی باید دارای پارامتر  $H$  کمتر از ۲ باشد تا به عنوان ناحیه احتمالاً همگن در نظر گرفته شود (۱).

#### آزمون نیکویی برازش (Goodness of fit test) برای تعیین توزیع‌های اولیه

هنگامی که داده‌های موجود در یک ناحیه همگن بوده و متعلق به یک توزیع پارامتری منفرد باشند، آزمون برازندگی مبتنی بر گشتاورهای خطی انجام می‌گیرد تا یکی از توزیع‌های رایج انتخاب و پارامترهای آن تخمین زده شود. سپس تناوب‌های سیل در داخل یک ناحیه بر اساس توزیع منطقه‌ای منتخب تعیین می‌شود. معیار برازندگی برای هر توزیع بر اساس گشتاورهای خطی تعیین و آماره  $Z$  نام می‌گیرد (۷).

$$Z^{\text{DIST}} = \left( \tau_4^{\text{DIST}} - \bar{\tau}_4 + \beta_4 \right) \sigma_4 \quad [18]$$

که  $\text{DIST}$  اشاره به توزیع منتخب می‌کند.  $\beta_4$  و  $\sigma_4$  به ترتیب مقدار اریب و انحراف از معیار  $\tau_4$  یا ضریب کشیدگی خطی می‌باشند و به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$\beta_4 = 1 / N_{\text{sim}} \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} (\bar{\tau}_{4m} - \bar{\tau}_4) \quad [19]$$

$$\sigma_4 = \sqrt{\left[ 1 / (N_{\text{sim}} - 1) \right] \sum_{m=1}^{N_{\text{sim}}} (\bar{\tau}_{4m} - \bar{\tau}_4)^2 - N_{\text{sim}} \beta_4^2} \quad [20]$$

که  $N_{\text{sim}}$  تعداد سری داده‌های منطقه‌ای شبیه‌سازی شده است، که با استفاده از توزیع کاپا و همانند روش آماره همگن تولید گردیده است. حرف  $m$  اشاره به  $m$  امین ناحیه شبیه‌سازی شده دارد که بدین روش به دست آمده است.

#### نرم‌افزار مورد استفاده

برای انجام کلیه مراحل پژوهش از نرم‌افزار XFIT استفاده شده است (متن اولیه این برنامه توسط هاسکینگ (۵) به زبان فرترن ارائه شده ولی توسط نویسندگان این مقاله ویرایش و به نرم‌افزار قابل کاربرد تبدیل شده است). این برنامه توانایی بررسی ۱۰ توزیع آماری متداول یعنی گاما، مقادیر حد تعمیم یافته، لجستیک تعمیم یافته، نرمال، پارتو تعمیم یافته، گامبل،

جدول ۱. ایستگاه‌های هیدرومتری مورد بررسی

ردیف	رودخانه	ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	پلاسجان	اسکندری	۵۰°-۲۵'	۳۲°-۴۸'
۲	زاینده‌رود	قلعه شاهرخ	۵۰-۲۷	۳۲-۴۰
۳	سواران	سواران	۵۰-۲۳	۳۲-۵۲
۴	سمندگان	مندرجان	۵۰-۳۹	۳۲-۴۷
۵	زرچشمه	تنگ اسفرجان	۵۱-۵۴	۳۱-۳۸
۶	آب ونک	تنگ زردآلو	۵۱-۲۶	۳۱-۳۸
۷	آب ونک	تنگ سولگان	۵۱-۱۶	۳۱-۳۹
۸	بهشت‌آباد	بهشت‌آباد	۵۰-۳۸	۳۲-۰۲
۹	گلپایگان	وانشان	۵۰-۲۱	۳۳-۲۱
۱۰	کارون	ارمند	۵۰-۴۵	۳۱-۴۰
۱۱	جونقان	تنگ درکش	۵۰-۳۹	۳۲-۰۶
۱۲	کوه‌رنگ	چلگرد	۵۰-۰۷	۳۲-۲۸
۱۳	آب ونک	گدار کبک	۵۱-۱۴	۳۱-۴۳
۱۴	ماربر	کنا	۵۱-۱۵	۳۱-۱۱
۱۵	ماربره	ماربران	۵۰-۱۲	۳۲-۲۰
۱۶	حنا	حنا	۵۱-۴۶	۳۱-۱۳
۱۷	گلپایگان	سراب هنده	۵۰-۰۰	۳۳-۲۱
۱۸	بازفت	مرغک	۵۰-۲۸	۳۱-۴۲
۱۹	خرسان	بارز	۵۰-۲۵	۳۱-۳۱
۲۰	چشمه لردگان	لردگان	۵۰-۵۰	۳۱-۲۸
۲۱	قهرود	گیرآباد	۵۱-۳۰	۳۳-۴۶
۲۲	بن‌رود	قمصر	۵۱-۲۵	۳۳-۴۳
۲۳	برزرود	پل هنجن	۵۱-۴۷	۳۳-۳۷
۲۴	شور	هستیجان	۵۰-۴۹	۳۳-۵۱
۲۵	سزار	تنگ پنج	۴۸-۴۵	۳۲-۵۶
۲۶	زاینده‌رود	پل زمانخان	۵۰-۵۴	۳۲-۳۰
۲۷	گلپایگان	سد گلپایگان	۵۰-۱۷	۳۲-۲۰



شکل ۱. منطقه مورد بررسی در ایران مرکزی



شکل ۲. ایستگاه‌های مورد بررسی در حوزه‌های آبخیز زاینده‌رود و قم

حوزه آبخیز سد زاینده‌رود، از شمال غرب به حوزه رودخانه دز، از جنوب به حوزه آبخیز رودخانه خرسان و از جنوب و غرب به بخش‌هایی از حوزه آبخیز کارون بزرگ محدود می‌گردد (شکل ۳).

از پنج زیر حوزه به نام‌های شور، قمرود، قره‌چای، کویر اراک و میغان، کویر کاشان و قم یا دریاچه نمک است (شکل ۲).

#### ج) حوزه آبخیز کارون شمالی

حوزه آبخیز کارون شمالی بخشی از حوزه آبخیز بزرگ کارون است، و با پهنا ۱۴۴۷۶ کیلومتر مربع در محدوده جغرافیایی ۴۹° ۳۴' تا ۵۱° ۴۷' طول شرقی و ۳۱° ۱۸' تا ۳۲° ۴۰' عرض شمالی قرار دارد. این حوزه از سمت شمال و شمال شرق به

#### نتایج و بحث

مقادیر مشاهداتی جریان و دبی اوج لحظه‌ای در طول پژوهش گردآوری و در چارچوب فایل ورودی برنامه XFIT استفاده





جدول ۲. گشتاورهای خطی نوع اول تا چهارم ایستگاه‌های مورد بررسی

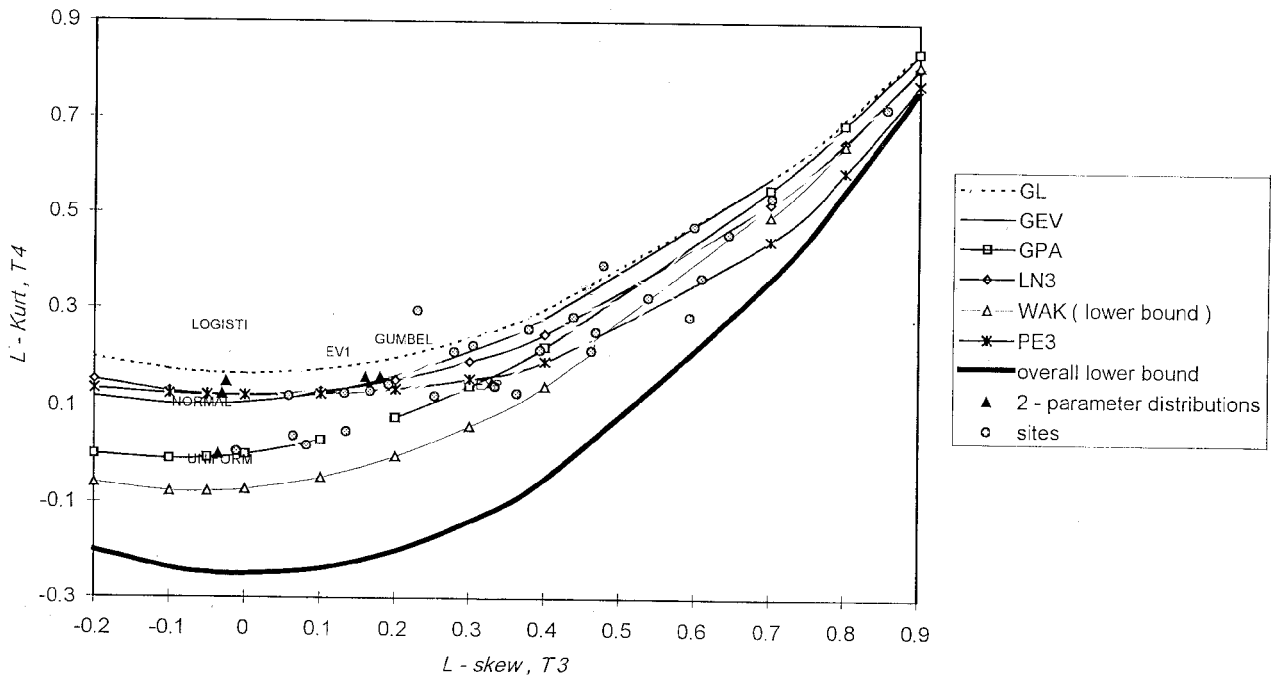
شماره ایستگاه	ایستگاه	تعداد سال آماري	L1	Lev	Lskew	Lkurt
۱	گدارکبک	۵	۵۴/۴	۱۶/۲۸	۰/۱۶۷	۰/۱۳۱
۲	تنگ سولگان	۱۴	۲۶۴/۷۷	۱۷۵/۹۶۹	۰/۵۹۸	۰/۴۷۴
۳	تنگ زردآلو	۱۱	۹۴/۴۸	۵۰/۰۱۳	۰/۳۶۳	۰/۱۲۸
۴	بارز	۲۹	۱۰۱۹/۴۲	۳۸۶/۷۸	۰/۱۳۵	۰/۰۴۸
۵	ماربران	۱۴	۱۰/۹۱	۱/۶۹	۰/۱۹۱	۰/۱۴۶
۶	مرغک	۳۶	۸۸۲/۵۸	۱۷۹/۶۵۷	۰/۳۰۵	۰/۲۲۶
۷	ارمند	۳۶	۶۷۳/۹۷	۲۳۳/۸۹۹	۰/۴۳۸	۰/۲۸۵
۸	لردگان	۳۶	۴۵/۷۹	۱۰/۰۳۲	۰/۳۷۹	۰/۲۶
۹	کتا	۲۷	۲۶۹/۸۴	۷۲/۳۶۱	۰/۰۸۲	۰/۰۱۹
۱۰	تنگ پنج	۱۹	۱۱۱۰/۶۸	۲۷۲/۷۱۷	۰/۱۳۳	۰/۱۲۷
۱۱	حنا	۱۱	۱۰/۶۵	۲/۸۸۷	۰/۲۵۳	۰/۱۲۲
۱۲	تنگ اسفرجان	۱۲	۷/۴۲	۴/۳۴۹	۰/۴۶۲	۰/۲۱۶
۱۳	سواران	۸	۱۲/۸۶	۷/۱۹۹	۰/۵۳۷	۰/۳۲۵
۱۴	اسکندری	۲۲	۳۲/۳	۱۳/۲۶۴	۰/۴۷۷	۰/۳۹۲
۱۵	مندرجان	۱۳	۶/۵۹	۴/۹۵۳	۰/۵۹۳	۰/۲۸۶
۱۶	پل زمانخان	۴۵	۱۲۵/۹۶	۴۰/۹۴۵	۰/۳۹۴	۰/۲۱۷
۱۷	سراب هنده	۳۰	۶۴/۵	۳۴/۲۳۴	۰/۴۶۷	۰/۲۵۵
۱۸	سد گلپایگان	۸	۵۳/۴۹	۱۷/۸۰۴	۰/۲۳	۰/۲۹۷
۱۹	تنگ درکش	۹	۱۱۶/۷۸	۲۸/۸۲۱	۰/۰۵۸	۰/۱۲۱
۲۰	وانشان	۹	۱۹/۳۲	۱۶/۲۵۹	۰/۶۰۸	۰/۳۶۶
۲۱	بهشت‌آباد	۶	۱۹۱/۹۲	۵۵/۶۴۳	-۰/۰۱۱	۰/۰۰۶
۲۲	چلگرد	۱۷	۱۳/۹۲	۴/۰۳۹	۰/۰۶۴	۰/۰۳۷
۲۳	قلعه شاهرخ	۱۸	۲۶۹/۸۳	۸۲/۳۴	۰/۲۸	۰/۲۱۴
۲۴	گبرآباد	۱۵	۱/۳۷	۱/۰۹۶	۰/۸۵۷	۰/۷۲۳
۲۵	قمصر	۱۵	۰/۵۳	۰/۳۳۷	۰/۶۴۴	۰/۴۵۷
۲۶	پل هنجن	۱۰	۰/۷	۰/۶۱۳	۰/۷۰۲	۰/۵۳۴
۲۷	هستیجان	۹	۳/۷۵	۲/۱۱۱	۰/۳۳۴	۰/۱۴۲
	میانگین‌های منطقه‌ای نسبت‌های گشتاور خطی		۱/۰۰۰	۰/۴۰۱	۰/۳۵۴	۰/۲۴۵۱

جدول ۳. مقادیر تخمینی دبی لحظه‌ای ایستگاه‌ها و منطقه در دوره مورد بررسی (متر مکعب بر ثانیه)

ایستگاه	احتمال وقوع									
	۰/۹۹۹۹	۰/۹۹۹	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۹	۰/۸	۰/۵	۰/۲	۰/۱
۱	۹۵۴/۳۴	۴۹۱/۰۶	۲۴۰/۶۲	۲۴/۶۲	۱۹/۶۵	۱۳۶/۹۷	۱۰۳/۷۶	۴۱/۸۶	۲۲/۸	۱۵/۹۱
۲	۳۴۴۴/۸۸	۲۳۹۰/۰۶	۱۱۷۱/۱۳	۱۱۷۱/۱۳	۹۲۷/۹۱	۶۶۶/۶۶	۵۰۵/۰۱	۲۰۳/۷۲	۱۱۰/۹۶	۷۷/۴۴
۳	۱۶۵۷/۵	۸۵۲/۸۸	۴۱۷/۹۱	۴۱۷/۹۱	۳۳۱/۱۲	۲۳۷/۸۹	۱۸۰/۲۱	۷۲/۷	۳۹/۶	۲۷/۶۳
۴	۱۷۸۸۳/۸	۹۲۰۲/۲۳	۴۵۰۹/۱	۴۵۰۹/۱	۳۵۷۲/۶۶	۲۵۶۶/۷۷	۱۹۴۴/۴	۷۸۴/۳۶	۴۲۷/۲۳	۲۹۸/۱۶
۵	۱۹۱/۳۴	۹۸/۴۵	۴۸/۲۴	۴۸/۲۴	۳۸/۲۲	۲۷/۴۶	۲۰/۸	۸/۳۹	۴/۵۷	۳/۱۹
۶	۱۵۴۸۳/۱	۷۹۶۶/۹۴	۳۹۰۳/۸	۳۹۰۳/۸	۳۰۹۳/۰۷	۲۲۲۲/۲۲	۱۶۸۳/۳۸	۶۷۹/۰۷	۳۶۹/۸۸	۲۵۸/۱۳
۷	۱۱۸۲۳/۵	۶۰۸۳/۸۸	۲۹۸۱/۱	۲۹۸۱/۱	۲۳۶۲	۱۶۹۶/۹۷	۱۲۸۵/۵	۵۱۸/۵۷	۲۸۲/۴۶	۱۹۷/۱۲
۸	۸۰۳/۲۳	۴۱۳/۳۱	۲۰۲/۵۲	۲۰۲/۵۲	۱۶۰/۴۶	۱۱۵/۲۸	۸۷/۳۳	۳۵/۲۳	۱۹/۱۹	۱۳/۳۹
۹	۴۷۳۳/۷۶	۲۴۳۵/۷۹	۱۱۹۳/۵۴	۱۱۹۳/۵۴	۹۴۵/۶۷	۶۷۹/۴۱	۵۱۴/۶۷	۲۰۷/۶۲	۱۱۳/۰۹	۷۸/۹۲
۱۰	۱۹۴۸۴/۸	۱۰۰۲۶	۴۹۱۲/۷۶	۴۹۱۲/۷۶	۳۸۹۲/۴۹	۲۷۹۶/۵۵	۲۱۱۷/۴۶	۸۵۴/۵۸	۴۶۵/۴۸	۳۲۴/۸۵
۱۱	۱۸۶/۹۱	۹۶/۱۸	۴۷/۱۳	۴۷/۱۳	۳۷/۳۴	۲۶/۸۳	۲۰/۳۲	۸/۲	۴/۴۷	۳/۱۲
۱۲	۱۳۰/۰۸	۶۶/۹۳	۳۲/۸	۳۲/۸	۲۵/۹۹	۱۸/۶۷	۱۴/۱۴	۵/۷۱	۳/۱۱	۲/۱۷
۱۳	۲۲۵/۵۴	۱۱۶/۰۵	۵۶/۸۷	۵۶/۸۷	۴۵/۰۶	۳۲/۳۷	۲۴/۵۲	۹/۸۹	۵/۳۹	۳/۷۶
۱۴	۵۶۶/۶۹	۲۹۱/۵۹	۱۴۲/۸۸	۱۴۲/۸۸	۱۱۳/۲۱	۸۱/۳۳	۶۱/۶۱	۲۴/۸۵	۱۳/۵۴	۹/۴۵
۱۵	۱۱۵/۵۵	۵۹/۴۶	۲۹/۱۳	۲۹/۱۳	۲۳/۰۸	۱۶/۵۸	۱۲/۵۶	۵/۰۷	۲/۷۶	۱/۹۳
۱۶	۲۲۰۹/۷۲	۱۱۳۷/۰۳	۵۵۷/۱۴	۵۵۷/۱۴	۴۴۱/۴۴	۱۱۷/۱۵	۲۴۰/۲۵	۹۶/۹۲	۵۲/۷۹	۳۶/۸۴
۱۷	۱۱۳۱/۵۸	۵۸۲/۲۶	۲۸۵/۳۱	۲۸۵/۳۱	۲۲۶/۰۶	۱۶۲/۴۱	۱۲۳/۰۳	۴۹/۶۳	۲۷/۰۳	۱۸/۸۷
۱۸	۹۳۸/۳۳	۴۸۲/۸۳	۲۳۶/۵۹	۲۳۶/۵۹	۱۸۷/۴۵	۱۳۴/۶۷	۱۰۲/۰۲	۴۱/۱۵	۲۲/۴۲	۱۵/۶۴
۱۹	۲۰۴۸/۶۳	۱۰۵۴/۱۴	۵۱۶/۵۳	۵۱۶/۵۳	۴۰۹/۲۶	۲۹۴/۰۳	۲۲۲/۷۴	۸۹/۸۵	۴۸/۹۴	۳۴/۱۵
۲۰	۳۳۸/۹	۱۷۴/۳۸	۸۵/۴۵	۸۵/۴۵	۶۷/۷	۴۸/۶۴	۳۶/۸۵	۱۴/۸۶	۸/۱	۵/۶۵
۲۱	۳۳۶۶/۸	۱۷۳۲/۴۱	۸۴۸/۸۸	۸۴۸/۸۸	۶۷۲/۵۹	۴۸۳/۲۲	۳۶۶/۰۵	۱۴۷/۶۶	۸۰/۴۳	۵۶/۱۳
۲۲	۲۴۴/۱۴	۱۲۵/۶۲	۶۱/۵۶	۶۱/۵۶	۴۸/۷۷	۳۵/۰۴	۲۶/۵۴	۱۰/۷۱	۵/۸۳	۴/۰۷
۲۳	۴۷۳۳/۶۹	۲۴۳۵/۷۶	۱۱۹۳/۵۲	۱۱۹۳/۵۲	۹۴۵/۶۶	۶۷۹/۴	۵۱۴/۶۷	۲۰۷/۶۲	۱۱۳/۰۹	۷۸/۹۲
۲۴	۲۴	۱۲/۳۵	۶/۰۵	۶/۰۵	۴/۷۹	۳/۴۴	۲/۶۱	۱/۰۵	۰/۵۷	۰/۴
۲۵	۹/۳۸	۴/۸۳	۲/۳۶	۲/۳۶	۱/۸۷	۱/۳۵	۱/۰۲	۰/۴۱	۰/۲۲	۰/۱۶
۲۶	۱۲/۲۹	۶/۳۲	۳/۱	۳/۱	۲/۴۶	۱/۷۶	۱/۳۴	۰/۵۴	۰/۲۹	۰/۲
۲۷	۵۶/۸۴	۳۳/۸۸	۱۶/۶	۱۶/۶	۱۳/۱۵	۹/۴۵	۷/۱۶	۲/۸۹	۱/۵۷	۱/۱
ناحیه	۱۳/۵۴	۹/۰۳	۴/۴۲	۴/۴۲	۳/۵	۲/۵۲	۱/۹۱	۰/۷۷	۰/۴۲	۰/۲۹

صورتی که هر یک از پارامترهای H کمتر از یک باشند، می‌توان منطقه را همگن در نظر گرفت. جدول ۶ نتایج هر یک از آزمون‌های H را نشان می‌دهد. برابر با این جدول، پارامترهای  $H_1$ ،  $H_2$  و  $H_3$  در منطقه به ترتیب ۰/۲۵، ۰/۶۶ و ۱/۱۴ است، که در مجموع نشان دهنده همگن بودن منطقه است.

زیاد باشد، می‌توان احتمال این که مجموعه ایستگاه‌های مورد بررسی متعلق به یک جمعیت منفرد نباشند را توسط آزمون‌های همگنی گشتاور خطی بررسی کرد. سه آزمون مورد استفاده عبارت‌اند از:  $H_1$  برای  $L_{cv}$ ،  $H_2$  برای ترکیبی از  $L_{skew}$  و  $L_{cv}$  و  $H_3$  برای ترکیبی از  $L_{skew}$  و  $L_{kurt}$ . طبق تعریف، در



نمودار ۱. نسبت‌های گشتاور خطی برای چند توزیع آماری متداول

جدول ۴. انتخاب مناسب‌ترین توزیع برای ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	توزیع منتخب
بهشت‌آباد، چلگرد، کتا، بارز، حنا، تنگ زردآلو، پل زمانخان	GPA (پارتو تعمیم یافته)
اسکندری، سد گلپایگان	GL (لجستیک تعمیم یافته)
گبرآباد، ارمند، قمصر، پل هنجن	LN3 (لوگ نرمال سه پارامتری)
زرکش، قلعه شاهرخ، مرغک، گذار کبک، سولگان	GEV (مقادیر حد تعمیم یافته)
تنگ پنج، لردگان، ماربران، سراب هنده، سواران، وانشان	PE3 (پیرسون نوع سوم)
تنگ اسفرجان، مندرجان	WAK (ویکی)
هستیجان	EXP (نمایی)
بهشت‌آباد	UNF (یک‌نواخت)
تنگ پنج، لردگان، ماربران	GUM, EV1 (گامبل، مقادیر حد نوع اول)

هاسکینگ و والیس (۷) تعریف شده و قبلاً تشریح شده است. نتایج حاصل از آزمون نیکویی برازش در جدول ۶ نشان داده شده است. برابر با این جدول، به ترتیب توزیع‌های لجستیک تعمیم یافته، مقادیر حد تعمیم یافته، پیرسون نوع سوم و پارتو تعمیم یافته، مناسب‌ترین توزیع‌های منطقه برای برآورد سیلاب

آزمون نیکویی برازش به منظور تعیین مناسب‌ترین تابع توزیع منطقه

پس از اطمینان از همگن بودن منطقه، انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع برای منطقه انجام می‌شود. روش مورد استفاده در انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع مبتنی بر آماره Z می‌باشد، که توسط

جدول ۵. آزمون غیر یک‌نواختی ایستگاه‌های مورد مطالعه

شماره ایستگاه	ایستگاه	Lcv	Lskew	Lkurt	$D_i$
۱	گدارکبک	۱۶/۲۸	۰/۳۶۷	۰/۱۳	۰/۴۹
۲	تنگ سولگان	۱۷۵/۹۶۹	۰/۵۹۸	۰/۴۷	۱/۴۳
۳	تنگ زردآلو	۵۰/۰۱۳	۰/۳۶۳	۰/۱۲	۱
۴	بارز	۳۸۶/۷۸	۰/۱۳۵	۰/۰۴	۳/۸۴
۵	ماریران	۱/۶۹	۰/۱۹۱	۰/۱۴	۰/۴۹
۶	مرغک	۱۷۹/۶۵۷	۰/۳۰۵	۰/۲۲	۰/۵
۷	ارمند	۲۳۳/۸۹	۰/۴۳۸	۰/۲۸	۱/۲۷
۸	لردگان	۱۰/۰۳۲	۰/۳۷۹	۰/۲۶	۰/۱
۹	کتا	۷۲/۳۶۱	۰/۰۸۲	۰/۰۱	۰/۶۳
۱۰	تنگ پنج	۲۷۲/۷۱	۰/۱۳۳	۰/۱۲	۱/۷۳
۱۱	حنا	۲/۸۸۷	۰/۲۵۳	۰/۱۲	۰/۴۳
۱۲	تنگ اسفرجان	۴/۳۴۹	۰/۴۶۲	۰/۲۱	۰/۸۳
۱۳	سواران	۷/۱۹۹	۰/۵۳۷	۰/۳۲	۰/۳۸
۱۴	اسکندری	۱۳/۲۶۸	۰/۴۷۷	۰/۳۹	۰/۵
۱۵	مندرجان	۴/۹۵۳	۰/۵۹۳	۰/۲۸	۱/۴۲
۱۶	پل زمانخان	۴۰/۹۴۵	۰/۳۹۴	۰/۲۱	۰/۱۹
۱۷	سراب هنده	۳۴/۲۳۴	۰/۴۶۷	۰/۲۵	۰/۳۷
۱۸	سد گلپایگان	۱۷/۸۰۴	۰/۲۳۰	۰/۲۹	۱/۸۲
۱۹	تنگ درکش	۲۸/۸۲۱	۰/۰۵۸	۰/۱۲	۱/۴۱
۲۰	وانشان	۱۶/۲۵۹	۰/۶۰۸	۰/۳۶	۰/۶۱
۲۱	بهشت‌آباد	۵۵/۶۴۳	-۰/۰۱۱	۰/۰۰	۱/۱
۲۲	چلگرد	۴/۰۳۹	۰/۰۶۴	۰/۰۳	۰/۹۵
۲۳	قلعه شاهرخ	۸۲/۳۴	۰/۲۸۰	۰/۲۱	۰/۱
۲۴	گیرآباد	۱/۰۹۳	۰/۸۵۷	۰/۷۲۳	۳/۰۹
۲۵	قمصر	۰/۳۳۷	۰/۶۴۴	۰/۴۵۷	۰/۶۲
۲۶	پل هنجن	۰/۶۱۳	۰/۷۰۲	۰/۵۳۴	۱/۰۶
۲۷	هستیجان	۲/۱۱۱	۰/۳۳۴	۰/۱۴۲	۰/۶۴
	میانگین وزنی	۸۷/۹۴۸	۰/۳۵۹	۰/۲۳۷	-

## جدول ۶. آزمون‌های همگنی و نیکویی برازش ایستگاه‌های مورد بررسی

آزمون همگنی	
NUMBER OF SIMULATIONS = 500	
OBSERVED S.D. OF GROUP L-CV = 111.4848	
SIM. MEAN OF S. D. OF GROUP L-CV = 59.2535	
SIM. S. D. OF AVE. L-CV / L-SKEW DISTANCE = 95.3109	
STANDARDIZED TEST VALUE, H1 = 0.25	
OBSERVED AVE. OF L-CV/L-SKEW DISTANCE = 90.7641	
SIM. MEAN OF AVE. LCV/L-SKEW DISTANCE = 27.5529	
STANDARDIZED TEST VALUE, H2 = 0.66	
OBSERVED AVE. OF L-SKEW/L-KURT DISTANCE = 0.1941	
SIM. MEAN OF AVE. L-SKEW/L-KURT DISTANCE = 0.1668	
SIM. S. D. OF AVE. L-SKEW/L-KURT DISTANCE = 0.240	
STANDARDIZED TEST VALUE, H3 = 1.14*	
آزمون برازندگی	
GEN. LOGISTIC L-KURTOSIS = 0.274	Z VALUE 0.44*
GEN. EXTREME VALUE L-KURTOSIS = 0.253	Z VALUE = -0.3*
GEN. NORMAL L-KURTOSIS = 0.225	Z VALUE = -1.31*
PEARSON TYPE III L-KURTOSIS = 0.176	Z VALUE = -3.03
GEN. PARETO L-KURTOSIS = 0.188	Z VALUE = -2.62

بزرگ نیستند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که توزیع تناوب منطقه ضرورتاً چولگی و کشیدگی زیاد ندارد. هم‌چنین، مسئله تعیین داده‌های پرت در دوره آماری موجود بسیار مشکل است. در روش پیشنهادی هاسکینگ و والیس (۸) عامل  $D_i$  استفاده می‌شود. این عامل مبتنی بر نسبت‌های گشتاور خطی نمونه ( $L_{skew}$  و  $L_{kurt}$ ) است.

بنا بر تعریف، اگر عامل  $D_i$  در یک ایستگاه بیش از ۳ باشد، آن ایستگاه ناهماهنگ با ایستگاه‌های دیگر است. بدین ترتیب، ایستگاه‌های بارز و گبرآباد به عنوان ایستگاه‌های پرت شناخته شده‌اند. ایستگاه گبرآباد در حوزه آبریز قم قرار دارد. در این منطقه علاوه بر ایستگاه گبرآباد، سه ایستگاه پل هنجن، هستیجان و قمصر با شرایط اقلیمی و اکولوژیک نسبتاً مشابه وجود دارد. بنابراین، چنین انتظار می‌رود که هر چهار ایستگاه می‌بایست در شرایط مشابهی از لحاظ هیدرولوژیک باشند، در حالی که نتایج آزمون ناهماهنگی خلاف آن را نشان می‌دهد. در نتیجه به نظر می‌رسد که عامل پیشنهادی  $D_i$  برای مطالعه ناهماهنگی منطقه مورد بررسی چندان مؤثر نمی‌باشد. از سویی، برابر جدول ۴، مناسب‌ترین توزیع احتمالاتی در ایستگاه هستیجان توزیع نمایی است. در حالی که در ایستگاه‌های

شناخته شده‌اند. لازم به یادآوری است که توزیع‌هایی که با علامت ستاره مشخص شده‌اند به عنوان توزیع مناسب انتخاب شده‌اند.

## مقادیر تخمینی دبی منطقه بر اساس توزیع‌های منتخب

آخرین گام در تحلیل منطقه‌ای سیلاب، تخمین مقادیر جریان با تناوب مختلف در منطقه مورد بررسی است. جدول ۷ برای توزیع‌های لجستیک تعمیم یافته، مقادیر حد تعمیم یافته، نرمال تعمیم یافته و ویکیبی مقادیر تخمینی دبی در دوره‌های بازگشت مختلف را نشان می‌دهد. هم‌چنین، پارامترهای منطقه‌ای توزیع‌های منتخب توسط روش گشتاور خطی تعیین گردیده است (جدول ۸).

## پیشنهادها

همان گونه که گفته شد، نسبت‌های گشتاور خطی نمونه، یعنی ضریب تغییرات ( $L_{cv}$ )، چولگی ( $L_{skew}$ ) و کشیدگی ( $L_{kurt}$ ) توزیع با استفاده از روش پیشنهادی هاسکینگ و والیس (۸) به دست می‌آید. میانگین ضرایب چولگی و کشیدگی خطی منطقه به ترتیب ۰/۳۸۹ و ۰/۲۳۷ است. با توجه به این که این ضرایب

جدول ۷. توزیع‌های منتخب و مقادیر تخمینی دبی برای دوره‌های بازگشت مختلف

دوره بازگشت	۲	۱۰	۲۰	۱۰۰	۱۰۰۰
GL	۴۷/۷۵	۱۸۷/۸۹	۳۲۰/۸۱	۷۷۷/۷۳	۲۰۹۹/۶۱
GEV	۵۰/۱۹	۱۹۹/۳۱	۳۳۴/۳۶	۷۵۹/۵۳۱	۱۸۰۱/۷۷
WAK	۵۵/۹۵	۲۲۶/۶	۳۵۶/۵۲	۶۷۸/۷۳	۱۱۹۴/۳

جدول ۸. پارامترهای منطقه‌ای تخمینی توزیع‌های منتخب

توزیع	پارامتر
GL	-۴۷/۷۵۱
GEV	-۸۵/۴۵۳
WAK	-۱۶۹/۸

بین ایستگاهی را در گشتاورهای خطی نمونه مورد بررسی، با آنچه از یک ناحیه همگن انتظار می‌رود، مقایسه می‌کند. تغییرات بین ایستگاهی مورد انتظار از شبیه‌سازی مونت کارلو بر توزیع چهار پارامتری کاپا به دست می‌آید.

### سیاسگزار

این پژوهش با استفاده از اعتبارات معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی اصفهان به اجرا در آمده است، که بدین وسیله تشکر و قدردانی می‌گردد.

قمصر، پل هنجن و گبرآباد مناسب‌ترین توزیع، لوگ نرمال سه پارامتری می‌باشد. در نتیجه، داوری در مورد این که این چهار ایستگاه همگن بوده و حائز شرایط لازم برای استفاده در تحلیل منطقه‌ای سیلاب می‌باشند مشکل است، به ویژه آن که این چهار ایستگاه در منطقه اقلیمی خشک هستند، و در کنار دیگر ایستگاه‌های واقع در منطقه اقلیمی نیمه خشک تا نیمه مرطوب، در تحلیل منطقه‌ای سیلاب به کار می‌روند. درجه ناهمگنی در داخل یک گروه از ایستگاه‌ها به وسیله معیار ناهمگنی H، که به وسیله هاسکینگ و والیس (۷ و ۸) پیشنهاد شده، به دست می‌آید. اساساً معیار ناهمگنی تغییرات

### منابع مورد استفاده

- Adamowski, K. 2000. Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L-moment methods. *J. Hyd.* 229: 219-231.
- Greenwood, J. A., J. M. Landwehr, N. C. Matalas and J. R. Wallis. 1979. Probability Weighted Moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resour. Res.* 15(5): 1049-1054.
- Hosking, J. R. M. 1986. The Theory of Probability Weighted Moments. Research Report Rc12210, IBM Research, Yorktown Heights, New York.
- Hosking, J. R. M. 1990. L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. R. Stat. Soc., B.* 52(2): 105-124.
- Hosking, J. R. M. 1996. Fortran Routines for Use with the Method of L-moments. Version 3, Research Report RC205225, IBM Research Division, Yorktown Heights, New York.

6. Hosking, J. R. M. and J. R. Wallis. 1987. Parameter and quantile estimation for the Generalized Pareto distribution. *Technometrics* 29(3): 339-349.
7. Hosking, J. R. M. and J. R. Wallis. 1993. Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resour. Res.* 29(2): 271-281.
8. Hosking, J. R. M. and J. R. Wallis. 1997. *Regional Frequency Analysis, An Approach Based on L-moments.* Cambridge University Press, London.
9. Hosking, J. R. M., J. R. Wallis and E. F. Wood. 1985. Estimation of the Generalised Extreme Value distribution by the method of Probability Weighted Moments. *Technometrics* 27: 251-261.
10. Landwehr, J. M., N. C. Matalas and J. R. Wallis. 1979. Probability Weighted Moments compared with some traditional techniques in estimating parameters and quantities. *Water Resour. Res.* 15(5): 1055-1064.
11. Pearson, C. P. 1991. New Zealand regional flood frequency analysis using L-moments. *J. Hyd. (New Zealand)* 30(2): 53-63.
12. Vogel, R. M., T. A. McMahon and F. H. S. Chiew. 1993. Flood flow frequency model selection in Australia. *J. Hyd.* 146: 421-449.
13. Wallis, J. R. 1989. *Regional Frequency Studies Using L-moments.* Research Report Rc 14597, IBM Research, Yorktown Heights, New York.
14. Wallis, J. R., N. C. Matalas and J. R. Slack. 1974. Just a moment. *Water Resour. Res.* 10(2): 211-219.