مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران
دوره ۶۸، شماره ۱، بهار ۱۳۹۴
ص۹۵-۱۰۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۸/۲۳
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۸/۲۳

# کاربرد گشتاورهای خطی در آنالیز روش آماری هرشفیلد (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ هلیل‌رود جیرفت)

❖ ***فرشاد سلیمانی ساردو****: مربی دانشکدهٔ منابع طبیعی دانشگاه جیرفت
❖ **علی سلاجقه؛** استاد دانشکدهٔ منابع طبیعی دانشگاه تهران
❖ **مهدیه سنجری؛** استادیار دانشکدهٔ منابع طبیعی دانشگاه تهران
❖ **علی آذره؛** دانشجوی دکتری بیابان‌زدایی دانشکدهٔ منابع طبیعی دانشگاه تهران

## چکیده

امروزه، طراحی سازهٔ هیدرولیکی مناسب برای جلوگیری از خطرهای احتمالی سیلاب از اهمیت خاصی برخوردار است. یکی از پارامترهای ضروری در طراحی سازه‌های کنترل سیلاب پارامتر حداکثر بارش محتمل در پایهٔ زمانی ۲۴ ساعته است، که این بارش، طبق شرایط نهایی هر حوضه، در دورهٔ بازگشت هزارساله رخ می‌دهد. این مطالعه در حوضهٔ هلیل‌رود جیرفت به منظور صحت‌سنجی دو روش هرشفیلد در برآورد حداکثر بارش محتمل صورت گرفت. در این زمینه، نخست با استفاده از روش گشتاورهای خطی به تحلیل فراوانی سری داده‌های حداکثر بارش سالانه پرداخته و مقدار بارش در دورهٔ بازگشت هزارساله استخراج شد و از آن برای مقایسه با مقادیر به‌دست‌آمده از روش‌های هرشفیلد استفاده شد. نتایج نشان داد داده‌های بارش به‌دست‌آمده از روش دوم هرشفیلد با مقادیر بارش استخراج‌شده از روش گشتاورهای خطی در دورهٔ بازگشت هزارساله از همبستگی ۰/۸۷ برخوردار است. در نتیجه، روش مذکور روشی با درجهٔ صحت بالا در برآورد حداکثر بارش محتمل در حوضهٔ هلیل‌رود جیرفت شناخته شد. از نتایج این مطالعه می‌توان در سیستم پایش منطقه استفاده کرد.

**واژگان کلیدی:** حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته، حوضهٔ هلیل‌رود جیرفت، روش هرشفیلد، سازه‌های هیدرولیکی، گشتاورهای خطی.

*. نویسندهٔ مسئول: تلفن: ۰۳۴۴۳۳۴۷۰۶۹ Email:fsolaimani@ujiroft.ac.ir

**مقدمه**

امروزه، طراحی صحیح سازه‌های هیدرولیکی از اهمیت بسیاری برخوردار است. با توجه به اینکه طراحی دقیق این سازه‌ها با اطلاعات هیدرولوژیکی منطقه یا حوضهٔ آبخیز رابطهٔ مستقیم دارد، آگاهی‌داشتن از این داده‌ها ضروری است. از مهم‌ترین آمار مورد استفاده در تجزیه و تحلیل‌های هیدرولوژیکی بارش و رواناب است. کشور ایران، از لحاظ موقعیت جغرافیایی، بر روی کمربند خشکی‌های جهان قرار گرفته و جزء مناطق خشک و نیمه‌خشک به‌شمار می‌رود؛ این مسئله تأثیر بسیار زیادی بر پارامترهای اقلیمی می‌گذارد و بارش، به منزلهٔ مهم‌ترین پارامتر اقلیمی، از این قائده مستثنا نیست و ماهیت رگباری‌بودن بارش‌های ایران مؤید این مطلب است. همین ویژگی باعث شده تا سیل‌های آنی حاصل از باران‌های شدید در پایهٔ زمانی کوتاه سالانه خسارات جانی و مالی فراوانی به‌بار آورد. برای جلوگیری یا کاهش خسارات ناشی از وقوع آن‌ها، باید از بارش‌ها و سیلاب‌های منطقه اطلاعات کاملی داشت و بر اساس این دو پارامتر سازه‌های هیدرولیکی مناسبی طراحی کرد. البته، برای این کار باید حداکثر شدت ممکن را لحاظ نمود تا سازه بتواند عمر مفید زیادی داشته باشد؛ در این زمینه دو پارامتر خاص بررسی می‌شود: ۱. حداکثر سیل محتمل[1]؛ ۲. حداکثر بارش محتمل[2].

در بررسی پدیده‌های هیدرولوژیکی این سؤال مطرح می‌شود که حداکثر سیل محتمل چه شدتی خواهد داشت؟ بررسی‌ها نشان می‌دهد که مقدار حداکثر سیل محتمل بی‌نهایت است، زیرا با کاهش احتمال وقوع بر شدت واقعه افزوده خواهد شد و هنگامی که احتمال وقوع سیل به سمت صفر پیش برود، شدت آن به سمت بی‌نهایت پیش خواهد رفت. در واقع، حداکثر سیل محتمل به سیلی گفته می‌شود که از ترکیب شدیدترین شرایط هیدرولوژیکی و هواشناسی، که به طور منطقی ممکن است در یک منطقه پدید آید، حاصل می‌شود.

برخی از سازه‌های بزرگ، که برای تخریب آن‌ها نمی‌توان ریسکی درنظر گرفت، بر اساس حداکثر سیل محتمل طراحی می‌شوند. از آنجایی که سیل محصول مستقیم بارش است، می‌توان پذیرفت که محدودیت‌های فیزیکی سبب تثبیت شدت بارش و، در نتیجه، سیلاب خواهد شد. به عبارتی، می‌توان ادعا کرد که شدت بارش دارای یک حد نهایی نظری است که به حداکثر بارش محتمل یا PMP معروف است [۱۰]. حداکثر بارندگی محتمل از مرسوم‌ترین معیارها در محاسبات سیل‌های طرح حداکثر سیل محتمل PMF است. سازمان جهانی هواشناسی حداکثر بارندگی محتمل را چنین تعریف می‌کند: بیشترین ارتفاع بارش است که در یک دورهٔ زمانی معین می‌تواند در یک حوضه یا منطقهٔ مشخص رخ دهد [۲۲].

محاسبهٔ PMP از طریق روش‌های پیچیدهٔ سینوپتیک و روش‌های ساده‌تر آماری ممکن است. نخست هرشفیلد روش‌های آماری برای PMP تدوین کرد. او در برآورد PMP از فرمول مشابه چاو استفاده کرد و ضریب مشابه فاکتور فراوانی $K_m$ برآورد گردید [۵]. به‌رغم کاربرد گستردهٔ این روش، به دلیل راحتی محاسبات و اطلاعات قابل دسترس آن،

1. probably maximum flood
2. probably maximum precipitation

نقدهایی بر آن وارد شده است. طبق نظر کویتسو یانیس، با استفاده از توزیع GEV و پارامتر شکل در آن، که تابع خطی از مقادیر متوسط بارندگی‌های سالیانه است، مقادیری با دورهٔ برگشت‌های بالا معادل PMP هرشفیلد قابل حصول است [۱۴]. همچنین، برخی دیگر عقیده دارند که نتایج حاصل از این روش ارقام بالا و غیرواقعی را نشان می‌دهد [۱۳].

دسا و همکاران در مالزی روش دیگری از هرشفیلد را، که در آن $K_m$ بر اساس حداکثر مقادیر بارندگی‌های ثبت‌شده در سطح یک منطقه به‌دست می‌آید، ارزیابی کردند. ارزیابی آنان نتایج مطلوبی به همراه داشت [۷]. چاو و همکاران سقف بارش را، که به لحاظ فیزیکی و منطقی در یک دوام معیّن از سال در محدوده‌ای مشخص قابل وقوع باشد، حداکثر بارش محتمل تعریف کردند [۵].

کارگیان و همکاران در سال ۱۹۹۸ شرایط جغرافیایی را نیز به تعریف فوق افزودند [۶]. حداکثر بارش محتمل از این نظر حائز اهمیت است که تأسیسات هیدرولیکی بر اساس آن طراحی می‌شوند. بنابراین، چنین تأسیساتی نباید هیچ‌گاه از نظر بارندگی و سیل در معرض خطر قرار گیرند. از جملهٔ این تأسیسات می‌توان به سریزهای اضطراری اشاره کرد [۱۹]. به خاطر شکسته‌شدن و خراب‌شدن شماری از سدهای ساخته‌شده، از قبیل سد ماچو در ایالت گجرات هندوستان و سد جانستون در ایالت پنسیلوانیای امریکا و همچنین دیگر تأسیسات، به استانداردهای طراحی برای شدت‌های بارندگی توجه بیشتری شد [۱۵، ۲۳]. شاخص‌های مورد نیاز برای طراحی سدهای بزرگ عبارت‌اند از: حداکثر بارش محتمل و رگبار استاندارد پروژه. رگبار استاندارد پروژه به رگباری گفته می‌شود که در مناسب‌ترین شرایط هواشناسی و هیدرولوژی و با توجه به شرایط جغرافیایی منطقه به‌وقوع بپیوندد [۲۰].

هنگامی که دادهٔ کافی برای محاسبات رگبار استاندارد پروژه در منطقهٔ طرح وجود نداشته باشد، درصدی منطقی از حداکثر بارش محتمل جانشین رگبار استاندارد طرح پروژه می‌شود [۲۱]. بنابراین، برای طراحی سازه‌های آبی در مرحلهٔ اول باید حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته محاسبه شود. در روش آماری برای محاسبهٔ PMP از بارندگی حداکثر یک‌روزهٔ مشاهده‌ای در ایستگاه باران‌سنجی استفاده می‌شود؛ مبتکر این روش هرشفیلد است. هرشفیلد در سال ۱۹۶۱ روش برآورد PMP را با روش آماری ارائه کرد. این پژوهشگر ۲۶۰۰ ایستگاه باران‌سنجی را انتخاب و بارندگی حداکثر ۲۴ ساعتهٔ مشاهده‌ای سالانهٔ آن‌ها را برای تحلیل انتخاب نمود. او دریافت که اگر ۱۵ برابر انحراف معیار داده‌های مشاهداتی در هر ایستگاه به میانگین اضافه کند، حاصل می‌تواند برآوردی از PMP با تداوم یک‌روزهٔ این ایستگاه باشد. در واقع، عدد ۱۵ کران بالایی برای عامل فراوانی است.

دسا برای محاسبهٔ حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در حوضهٔ مرطوب در مالزی ضریب فراوانی را برای هر ایستگاه، با توجه به بارندگی حداکثر یک‌روزهٔ مشاهداتی سالانهٔ آن‌ها به طور جداگانه محاسبه کرد و حداکثر مقدار آن‌ها را به عنوان $K_m$ برای محاسبهٔ حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته در حوضهٔ مذکور به‌کار برد و نتیجه گرفت $K_m$ هرشفیلد حوضهٔ بسیار بزرگ است و استفاده از $K_m$ بر اساس محاسبات در ایستگاه‌های موجود در حوضه برآورد معقول‌تری از

حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته نسبت به روش هرشفیلد دارد [۷].

قهرمان در حوضهٔ خشک اترک به نتایج مشابهی دست یافت [۹]. برای برآورد دورهٔ بازگشت باید به تحلیل فراوانی منطقه‌ای پرداخت که برای تعمیم نتایج حاصل به یک ناحیه از آن استفاده می‌شود. در عمل، تحلیل فراوانی در حوضه‌های دارای آمار کافی با برازش چند تابع توزیع نظری به سری‌های حداکثر سالانه صورت می‌گیرد. نخستین گام در تحلیل منطقه‌ای بارندگی، تعیین منطقهٔ همگن بر اساس شباهت بین عوامل مؤثر در بروز آن است [۱۷، ۱۸].

در دهه‌های گذشته از روش‌های مختلفی به منظور ناحیه‌ای‌کردن استفاده شده است؛ از جمله روش رگرسیون چندمتغیره [۱، ۴، ۲۵]، روش ناحیه- اثر [۳، ۱۲]، روش شاخص سیل [۲]، و روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی و همبستگی کانونی [۸، ۱۶]. هدف از این تحقیق صحت‌سنجی دو روش هرشفیلد در برآورد حداکثر بارش محتمل است. بدین منظور، نخست با استفاده از روش گشتاور خطی به تحلیل فراوانی سری داده‌های حداکثر بارش سالانه پرداخته شد و سپس مقدار بارش در دورهٔ بازگشت هزارساله استخراج گردید که از این مقادیر به عنوان مقدار حداکثر بارش محتمل استفاده شد. در انتها نیز مقادیر حاصل از روش‌های هرشفیلد با آن مقایسه شد.

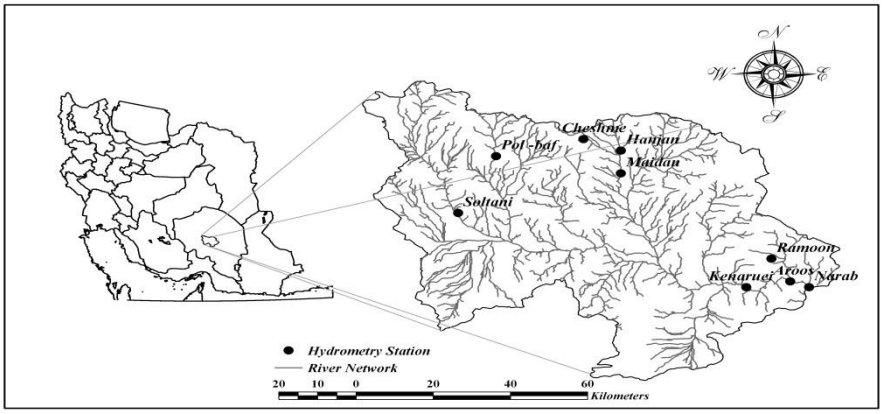
## ۲. روش‌شناسی

### ۱.۲. موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه حوضهٔ بالادست سد هلیل‌رود جیرفت است. این منطقه با مساحتی بالغ بر ۶۰۰ هزار هکتار در محدودهٔ بین ۲۸ درجه تا ۲۹ درجه و ۵۸ دقیقهٔ عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۲۹ دقیقه تا ۵۸ درجه و ۵۸ دقیقهٔ طول شرقی در جنوب شرقی ایران قرار دارد (شکل ۱).

### ۲.۲. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

در این مطالعه از ۸ ایستگاه، که دارای طول دورهٔ آماری مناسب برای آنالیز بودند، استفاده شد. جدول۱ مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.




**شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مورد مطالعه**

**جدول ۱. موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی حوضهٔ سد جیرفت**

| ردیف | نام ایستگاه | طول جغرافیایی | عرض جغرافیایی | طول دورهٔ آماری (سال) |
|---|---|---|---|---|
| ۱ | سلطانی | ۵۶،۳۱ | ۲۹،۰۱ | ۴۰ |
| ۲ | عروس و داماد | ۵۷،۲۵ | ۲۸،۵۴ | ۱۶ |
| ۳ | میدان | ۵۶،۵۸ | ۲۹،۱۲ | ۱۹ |
| ۴ | هنجان | ۵۶،۵۸ | ۲۹،۱۶ | ۱۱ |
| ۵ | چشمهٔ عروس | ۵۶،۲۰ | ۲۹،۲۰ | ۱۷ |
| ۶ | نراب | ۵۷،۳۰ | ۲۸،۵۴ | ۳۳ |
| ۷ | کناروییه | ۵۷،۱۵ | ۲۸،۵۱ | ۱۳ |
| ۸ | بافت | ۵۶،۳۷ | ۲۹،۱۴ | ۲۵ |

### ۳.۲. روش آماری هرشفیلد

این روش آماری هنگامی کاربرد دارد که داده‌های مربوط به رگبارهای منطقه به اندازهٔ کافی مناسب باشند. در این روش، هرشفیلد استفاده از فرمول عمومی چاو را، مطابق فرمول ۱، برای توزیع‌های فراوانی ارائه‌شده پیشنهاد کرد [۵]:

$$X_t = \overline{X}_n + K_t \sigma_n \qquad (۱)$$

$X_t$: ماکزیمم مقدار واقعهٔ هیدرولوژیکی با دورهٔ برگشت $t$؛

$\overline{X}_n$: میانگین مقادیر $X_t$؛

$K_t$: فاکتور فراوانی وابسته به دورهٔ برگشت $t$؛

$\sigma n$: انحراف معیار مقادیر $X_t$.

با جایگزینی $K_m$ به جای $K_t$ فرمول مربوط به PMP به‌دست می‌آید (فرمول ۲):

$$PMP = \overline{X}_n + K_m \sigma_n \qquad (۲)$$

هرشفیلد مقادیر $K_m$ را به عنوان تابعی از متوسط حداکثر بارندگی‌های سالیانه و مدت‌های مختلف بارندگی ارائه کرد. در این زمینه، برای محاسبهٔ فاکتور ضریب فراوانی ($K_m$) دو روش پیشنهاد شده است:

۱. استفاده از نمودارهای طراحی‌شده؛

۲. استفاده از فرمول ۳.

روش دوم دقیق‌تر است، زیرا با استفاده از نمودار مقادیر $K_m$ به طور چشم‌گیری زیاد برآورد می‌شود؛ در نتیجه، میزان حداکثر بارش محتمل هم به طور غیرقابل قبولی تخمین زده می‌شود. ولی با استفاده از فرمول ۳ می‌توان به نتایج دقیق‌تری دست یافت.

$$K_m = \frac{(X_l - \overline{X}_{n-1})}{\sigma_{n-1}} \qquad (۳)$$

$X_l$: بالاترین مقدار ماکزیمم بارندگی سالیانهٔ مشاهده‌شده؛

$X_{n-1}$: میانگین ماکزیمم‌های سالیانه به جزء بیشترین مقدار ($X_l$)؛

$\sigma_{n-1}$: انحراف معیارهای ماکزیمم سالیانه به جزء بیشترین مقدار ($X_l$).

تفاوت دو روش هرشفیلد استفاده از ضریب فراوانی است که در روش اول برای هر ایستگاه یک ضریب فراوانی محاسبه می‌شود و با استفاده از این ضریب حداکثر بارش محتمل در آن ایستگاه محاسبه می‌شود. اما در روش دوم از یک ضریب فراوانی برای همهٔ ایستگاه‌ها استفاده می‌کنند و انتخاب آن بر اساس

ماکزیمم ضریب فراوانی در بین ایستگاه‌ها است. با استفاده از این ضریب فراوانی حداکثر بارش محتمل محاسبه می‌شود.

## ۴.۲. روش گشتاورهای خطی

یک راه آسان برای دست‌یابی به تابع منطقه‌ای استفاده از نمودار گشتاورهای خطی[1] است. هاسکینگ و والیس منحنی نسبت گشتاورهای خطی را معرفی کردند. این منحنی نشان‌دهندهٔ ارتباط بین $L-\tau_4$ و $L-\tau_3$ (یا $L-\tau$ و $L-\tau_3$) است [۱۱]. نمودار گشتاور خطی (نمودار LCv در برابر LCs و نمودار LCs در برابر LCk) یک روش بصری مناسب برای انتخاب تابع منطقه‌ای است و همواره به روش‌های معمولی برآورد ضرایب توابع توزیع (ضریب تغییرات، ضریب چولگی، و ضریب برجستگی) ترجیح داده می‌شود [۲۴]. با این حال، نمودار گشتاورهای خطی احتمال اشتباه را به‌وجود می‌آورد. به همین دلیل، هاسکینگ و والیس با ارائهٔ آماره‌های ناهمگونی، همگنی ناحیه‌ای، و نکویی برازش تحلیل منطقه‌ای متغیرهای هیدرولوژیک را آسان و قابل اطمینان کردند [۱۱].

### ۱.۴.۲. آزمون ناهمگونی (ناجوری) و همگنی

به ترتیب، شامل محاسبهٔ دو آمارهٔ D و Hi است. آزمون ناهمگونی (ناجوری) مکان‌های ناجور با کل گروه را مشخص می‌کند. اگر مقدار D بزرگ‌تر از سه باشد، ایستگاه ناجور است و از گروه حذف می‌شود. نکتهٔ درخور ذکر دربارهٔ معیار ناجوری (D) این است که این شاخص به اندازهٔ نمونه وابسته نیست، زیرا این آماره بر اساس گشتاورهای خطی محاسبه می‌شود که نسبت به اندازهٔ نمونه حساسیت کمتری دارد. در حالی که گشتاورهای معمولی، مانند میانگین و انحراف معیار، وابستگی شدیدی به اندازهٔ نمونه و، به‌ویژه، داده‌های پرت دارند. به همین دلیل، استفاده از روش گشتاورهای خطی و آزمون ناجوری در این روش در مورد سری‌های آماری با اندازهٔ مختلف توصیه می‌شود، زیرا اندازهٔ نمونه در این روش تأثیری در شناخت یک ایستگاه به عنوان ایستگاه ناجور ندارد. آمارهٔ ناجوری به شکل فرمول ۴، ۵، و ۶ نوشته می‌شود:

$$\bar{u} = N^{-1}\sum_{i=1}^{N} u_i \qquad (۴)$$

$$S = (N-1)^{-1}\sum_{i=1}^{N}(u_i-\bar{u})(u_i-\bar{u})^T \qquad (۵)$$

$$D_i = \frac{1}{3}(u_i-\bar{u})^T S^{-1}(u_i-\bar{u}) \qquad (۶)$$

که در اینجا $u_i = \left[\tau_2^i, \tau_3^i, \tau_4^i\right]^T$ ماتریس گشتاورهای خطی در ایستگاه i و N تعداد ایستگاه‌ها و S ماتریس کوواریانس نمونه است. آمارهٔ همگنی شامل سه معیار $H_1$، $H_2$، و $H_3$ است. اگر مقدار این آماره کمتر از یک باشد، منطقه همگن است. اگر بین ۱ تا ۲ باشد، منطقه تا حدی همگن است. و اگر بزرگ‌تر از ۲ باشد، منطقه کاملاً ناهمگن است. در عمل بیان می‌شود معیار $H_1$ به منظور این آزمون مناسب‌تر است [۱۸]. مقدار این آماره از فرمول ۷ و ۸ به‌دست می‌آید:

$$H = (V_{obs}-\mu_V)/\sigma_V \qquad (۷)$$

$$V = \left\{\frac{\sum_{i=1}^{N} n_i(\tau_2^i-\tau_2^R)^2}{\sum_{i=1}^{N} n_i}\right\}^{1/2} \qquad (۸)$$

1. L-Moment diagram

که در آن $n_i$ اندازهٔ نمونه در ایستگاه i، $\tau_2^i$ گشتاور خطی نمونه (L-CV)، $\tau_2^R$ میانگین نقطه‌ای گشتاور خطی نمونه (L-CV)، $\mu_V$ میانگین مقادیر V، و $\sigma_V$ انحراف معیار مقادیر V است. آزمون نکویی برازش به منظور انتخاب بهترین تابع توزیع انجام می‌شود و استفاده از این آزمون برای به‌دست‌آوردن بهترین توزیع در هر ایستگاه از صحت بالایی برخوردار است. تابع توزیع چگالی تجمعی بارش با دورهٔ بازگشت‌های مختلف نیز در محل ایستگاه‌های حوضه استخراج شد.

## ۳. نتایج و بحث

با توجه به جدول‌های ۲ و ۳، مقادیر PMP برای هر دو روش هرشفیلد محاسبه شد. همان طور که مشخص است، در روش اول ایستگاه سلطانی دارای بیشترین ضریب فراوانی بود که در روش دوم هرشفیلد به عنوان ضریب فراوانی ماکزیمم از آن برای آنالیز PMP استفاده شد. مقدار PMP در روش اول در ایستگاه‌های میدان و عروس و داماد بیشترین مقدار برآورد گردید، ولی در روش دوم این پارامتر در دو ایستگاه میدان و نراب ماکزیمم بود.

**جدول ۲. برآورد مقادیر K و PMP روش اول در حوضه**

| ردیف | نام ایستگاه | مقدار $K$ | مقدار PMP (میلی‌متر) |
|---|---|---|---|
| ۱ | سلطانی | ۳٫۸۸ | ۷۵٫۵۷ |
| ۲ | عروس و داماد | ۲٫۱۷ | ۸۵٫۱۲۶ |
| ۳ | میدان | ۲٫۹۲ | ۸۷٫۱۳ |
| ۴ | هنجان | ۱٫۹۳ | ۵۱٫۵۳ |
| ۵ | چشمهٔ عروس | ۱٫۴۲ | ۳۶٫۰۴ |
| ۶ | نراب | ۱٫۶۸ | ۶۲٫۲۶ |
| ۷ | کناروییه | ۱٫۴۱ | ۵۸٫۸۷ |
| ۸ | بافت | ۲٫۳۴ | ۶۰ |

**جدول ۳. برآورد مقادیر PMP با استفاده از $K_{max}$ حوضه**

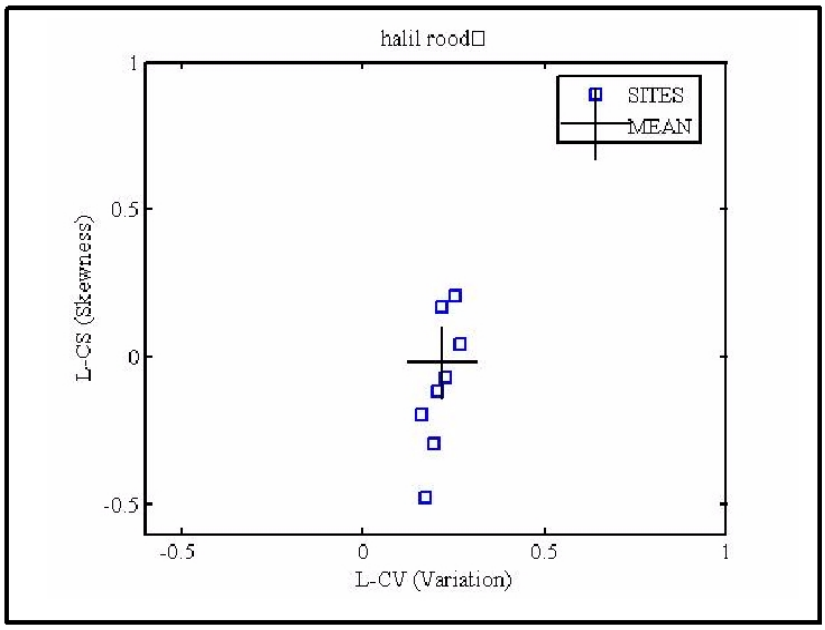
| ردیف | نام ایستگاه | مقدار $K$ | مقدار $PMP$ (میلی‌متر) |
|---|---|---|---|
| ۱ | سلطانی | ۳٫۸۸ | ۷۵٫۵۷ |
| ۲ | عروس و داماد | ۳٫۸۸ | ۱۲۳٫۷ |
| ۳ | میدان | ۳٫۸۸ | ۹۲٫۸۶ |
| ۴ | هنجان | ۳٫۸۸ | ۷۰٫۲۲ |
| ۵ | چشمهٔ عروس | ۳٫۸۸ | ۵۶٫۲۴ |
| ۶ | نراب | ۳٫۸۸ | ۹۵٫۳۳ |
| ۷ | کناروییه | ۳٫۸۸ | ۹۲٫۳۴ |
| ۸ | بافت | ۳٫۸۸ | ۷۸٫۶۸ |

برای تعیین وجود یا فقدان ایستگاه ناجور در منطقه از آمارهٔ D استفاده شد. با توجه به جدول ۴، مقدار این آماره در همهٔ ایستگاه‌ها کمتر از سه بود. بنابراین، ایستگاه ناجوری در منطقه وجود ندارد. سپس، برای بررسی همگنی سری حداکثرهای بارش سالانه به محاسبهٔ آماره‌های H1، H2، و H3 پرداخته شد. نتایج نشان داد مقدار این آماره $H_1$:-0.40، $H_2$:0.02، و $H_3$:-0.09؛ به‌ویژه آمارهٔ اول از یک کمتر بود. در نتیجه، این منطقه از لحاظ سری‌های حداکثر بارندگی سالانه همگن است.

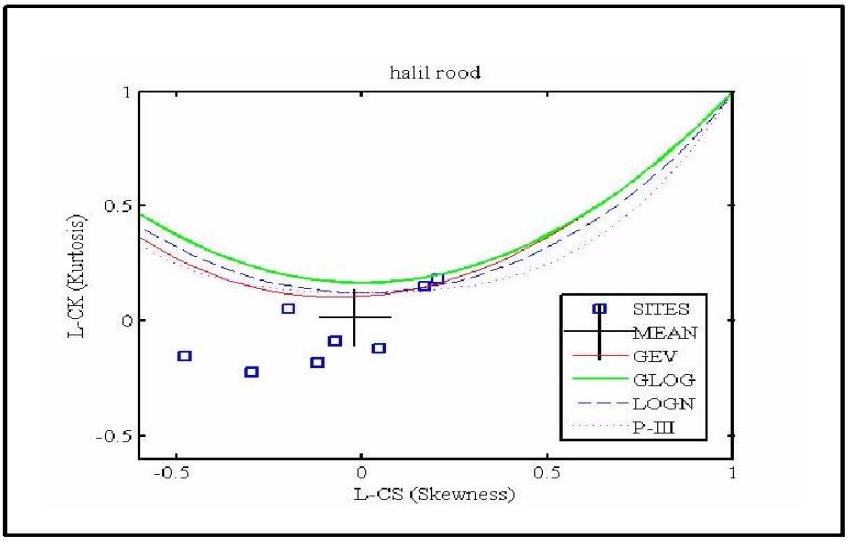
**جدول ۴. آمار توصیفی گشتاورهای حوضهٔ هلیل‌رود**

| *Station number* | *Station name* | *Samplel size* | *L-Cv* | *L-Cs* | *L-Ck* | *D* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **1** | *Soltani* | 40 | ۰٫۲۲۸۷ | ۰٫۲۹۹۴ | ۰٫۲۷۲۳ | 1 |
| **2** | *Aroos va damad* | 16 | ۰٫۳۰۳۷ | ۰٫۳۱۲۱ | ۰٫۱۴۴۲ | ۱٫۲۲ |
| **3** | *Narab* | 33 | ۰٫۲۷۱۵ | ۰٫۳۴۶۵ | ۰٫۳۲۷۲ | ۰٫۹ |
| **4** | *Baft* | 25 | ۰٫۱۷۸۱ | ۰٫۰۷۲۷ | ۰٫۲۳۶۴ | ۱٫۰۸ |
| **5** | *Konaroieie* | 13 | ۰٫۲۰۸۶ | -۰٫۰۰۸ | ۰٫۱۶۲ | ۱٫۷۶ |
| **6** | *Maidan* | 19 | ۰٫۲۳۲۸ | ۰٫۱۶۲۹ | ۰٫۰۴۳۸ | ۱٫۵۳ |
| **7** | *Hanjan* | 11 | ۰٫۲۳۹۲ | ۰٫۱۸۹۲ | ۰٫۱۵۱۶ | ۰٫۱۲ |
| **8** | *Raman* | 12 | ۰٫۲۷۰۴ | ۰٫۳۲۲۹ | ۰٫۲۷۰۶ | ۰٫۳۹ |

$H_1$: -۰٫۴
$H_2$: ۰٫۰۲
$H_3$: -۰٫۰۹




**شکل ۲. نمودار گشتاورهای خطی $L\text{-}C_S$ -$L\text{-}C_V$ ایستگاه‌های مورد بررسی**




**شکل ۳. نمودار گشتاورهای خطی L-CS -L-Ck ایستگاه‌های مورد بررسی**

**جدول۵. برآورد مقادیر بارش در دورهٔ بازگشت‌های مختلف در هر ایستگاه**

| ایستگاه | سلطانی | عروس | نراب | بافت | کناروییه | میدان | هنجان | رمان |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **دورهٔ بازگشت** | **بهترین توزیع انتخاب‌شده** | | | | | | | |
| | **LOG** | **EXP** | **LN3** | **GEV** | **LOG** | **LN3** | **EXP** | **EXP** |
| ۱۰ | ۴۲٫۶۶ | ۷۷٫۲۵ | ۵۹٫۶۵ | ۴۷٫۰۸ | ۳۵٫۲۸ | ۵۹٫۸۲ | ۷۳٫۶۳ | ۵۹٫۵۱ |
| ۲۰ | ۴۷٫۵۵ | ۹۶٫۳۶ | ۷۲٫۸۹ | ۵۱٫۰۳ | ۳۸٫۸ | ۷۱٫۸۱ | ۹۰٫۷۵ | ۷۳٫۵۱ |
| ۵۰ | ۵۳٫۵۷ | ۱۲۱٫۶۲ | ۹۱٫۹۲ | ۵۵٫۲۶ | ۴۳٫۲۷ | ۸۸٫۸۹ | ۱۱۳٫۳۸ | ۹۱٫۹۲ |
| ۱۰۰ | ۸۳٫۳۵ | ۱۴۰٫۷۳ | ۱۰۷٫۶۳ | ۵۷٫۸۸ | ۴۶٫۵۹ | ۱۰۲٫۸۹ | ۱۳۰٫۵ | ۱۰۵٫۸۵ |
| ۲۰۰ | ۶۲٫۹۱ | ۱۵۹٫۸۳ | ۱۲۴٫۶ | ۶۰٫۱۱ | ۴۹٫۸۸ | ۱۱۷٫۹۱ | ۱۴۷٫۶۲ | ۱۱۹٫۷۷ |
| ۵۰۰ | ۶۸٫۹۳ | ۱۸۵٫۰۱ | ۱۴۹٫۰۱ | ۶۲٫۵۷ | ۵۴٫۲۱ | ۱۳۹٫۴۵ | ۱۷۰٫۲۶ | ۱۳۸٫۱۷ |
| ۱۰۰۰ | ۷۳٫۴۷ | ۲۰۴٫۲ | ۱۶۹٫۲۹ | ۶۴٫۱۰ | ۵۷٫۴۹ | ۱۵۷٫۱۲ | ۱۸۷٫۳۸ | ۱۵۲٫۱۱ |

### ۱.۳. آزمون نکویی برازش

به منظور اجرای تحلیل فراوانی درون‌سایتی[1] و برون‌سایتی[2] توزیع‌های متعددی به‌کار برده شد که برآورد چندک‌های آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. بدین منظور، از روش حداکثر درست‌نمایی استفاده شد. همچنین، برای انتخاب بهترین تابع توزیع از روش مجموع مربعات باقی‌ماندهٔ فرمول ۹ استفاده شد.

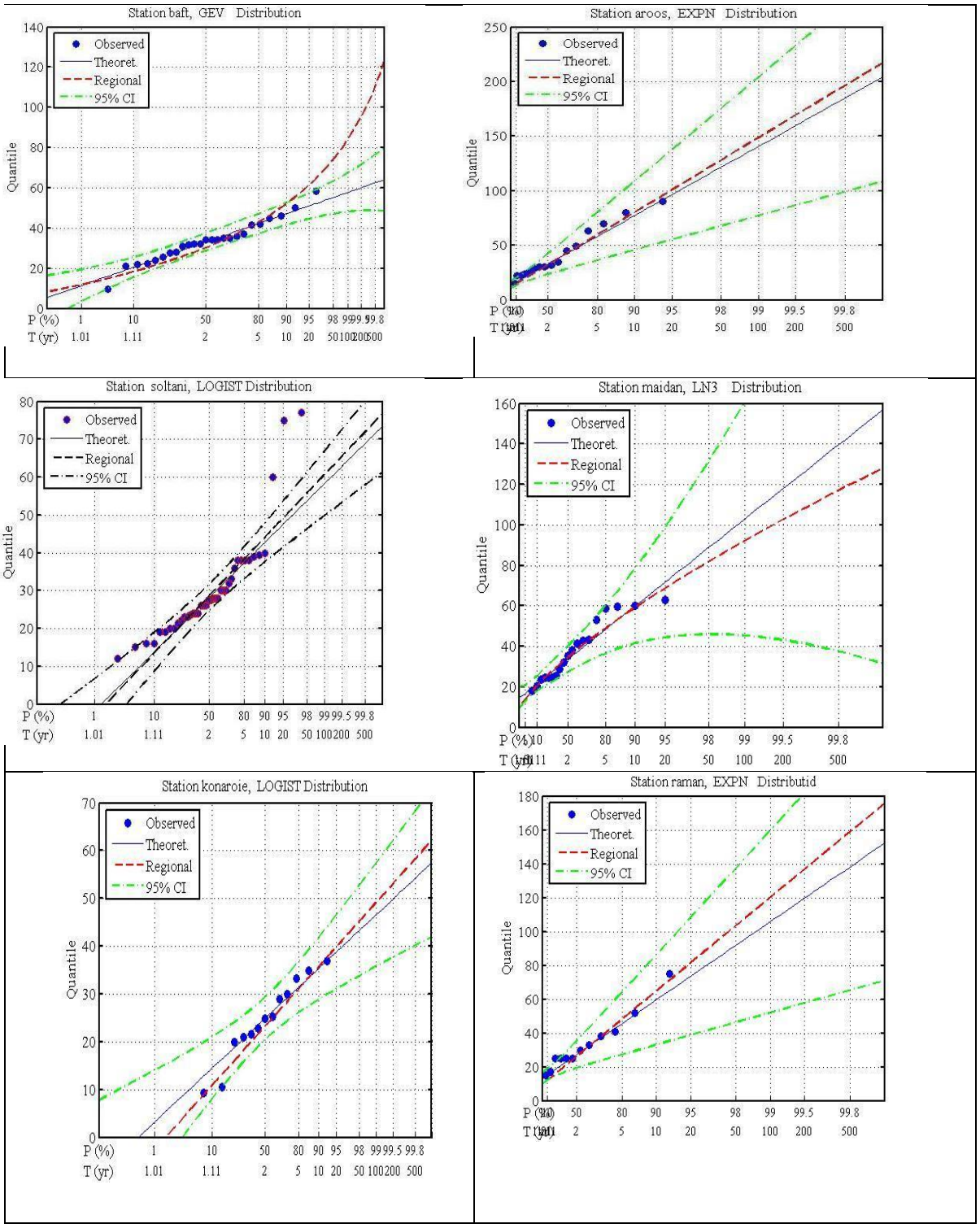
$$RSS = \sum \frac{(Q_e - Q_0)^2}{n-m} \qquad (۹)$$

که در آن $Q_e$ دبی برآوردشده از توزیع برازشی به داده‌ها، $Q_o$ دبی مشاهده‌شده، $n$ اندازهٔ نمونه، و $m$ تعداد پارامترهای توزیع برازشی است. پس از محاسبهٔ مقادیر چندک‌های توزیع و مقادیر مجموعات مربعات باقی‌مانده در ایستگاه‌ها، تابعی که دارای کمترین مقدار خطا بود برای به‌دست‌آوردن مقادیر بارش‌ها در دورهٔ بازگشت‌های مختلف انتخاب شد.

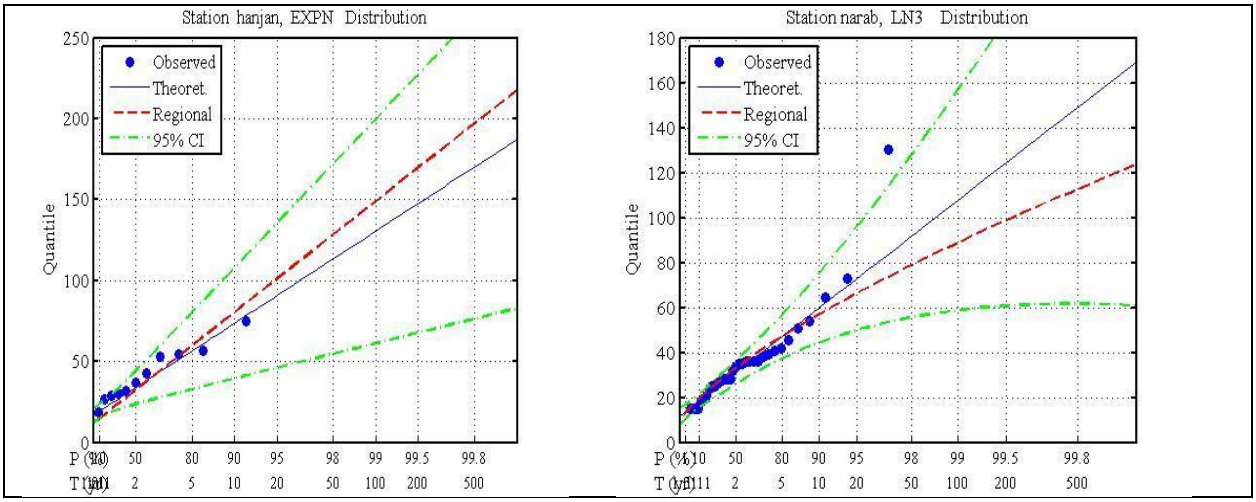
1. in site
2. out site

جـــدول ۵ نتـــایج بـــرآورد مقـــادیر بـــارش در دورهٔ بازگشت‌های مختلف برای هر ایستگاه را نشان می‌دهد.

شـــکل ۴ موقعیـــت مقـــادیر بـــارش بـــا دورهٔ بازگشت‌های مختلف در هر ایستگاه را نشان می‌دهد. در این شکل توزیعی که پراکندگی نمونه‌های اطـراف آن بهتر از سایرین بوده انتخاب شده است.




**شکل ۴. تابع توزیع چگالی تجمعی بارش با دورهٔ بازگشت‌های مختلف در محل ایستگاه‌های حوضه**




**ادامه شکل ۴. تابع توزیع چگالی تجمعی بارش با دورهٔ بازگشت‌های مختلف در محل ایستگاه‌های حوضه**

**جدول ۶. مقدار ضریب همبستگی میان مقادیر PMP روش اول هرشفیلد و مقادیر دورهٔ بازگشت‌ها**

| | دورهٔ بازگشت | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ضریب همبستگی | ۱۰ | ۲۰ | ۵۰ | ۱۰۰ | ۲۰۰ | ۵۰۰ | ۱۰۰۰ |
| | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۵ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ |

با توجه به اینکه حداکثر بارش محتمل بارشی است با دورهٔ بازگشت هزارساله، می‌توان استنباط کرد که نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل فراوانی داده‌های بارش در دورهٔ بازگشت هزارساله همان مقادیر حداکثر بارش محتمل است. به عبارتی، از این روش می‌توان صحت روش‌های هرشفیلد در برآورد حداکثر بارش محتمل را تخمین زد. نتایج نشان می‌دهد که میان مقادیر استخراج‌شده از روش اول هرشفیلد و داده‌های آزمون نکویی برازش حاصل از تحلیل فراوانی همبستگی پایینی وجود دارد و این همبستگی معنی‌دار نیست. جدول ۶ اطلاعاتِ ضرایب همبستگی را نشان می‌دهد. به عبارتی دیگر، نتایج نشان می‌دهد که روش اول هرشفیلد در محاسبهٔ حداکثر بارش محتمل نمی‌تواند واقعی و درست باشد.

همچنین، قابل توجه است که میان مقادیر استخراج‌شده از روش دوم هرشفیلد و داده‌های آزمون نکویی برازش حاصل از تحلیل فراوانی همبستگی زیادی در حدود ۰٫۸۷ وجود دارد و این همبستگی در سطوح مختلف معنی‌دار است. جدول ۷ اطلاعاتِ ضرایب همبستگی را نشان می‌دهد. به عبارتی دیگر، نتایج نشان می‌دهد که روش دوم هرشفیلد در محاسبهٔ حداکثر بارش محتمل می‌تواند واقعی و درست باشد. نتایج نشان می‌دهد که برای محاسبهٔ حداکثر بارش محتمل در حوضهٔ هلیل‌رود جیرفت استفاده از ضریب فراوانی ماکزیمم در بین ایستگاه‌ها با خصوصیات بارش PMP بیشتر مطابقت دارد. بنابراین، می‌توان گفت که برآورد حداکثر بارش محتمل با استفاده از روش دوم هرشفیلد همان بارشی است که با استفاده از توزیع‌های آماری در دورهٔ بازگشت هزارساله محاسبه می‌شود. پس، از میان دو

روش هرشفیلد برای محاسبهٔ حداکثر بـارش محتمـل روش دوم، که همانا استفاده از یک ضـریب فراوانـی (ضریب فراوانی ماکزیمم) است، صـحیح‌تـر اسـت و مقدار برآوردشده از درجهٔ صحت بیشتری برخـوردار است.

**جدول ۷. مقدار ضریب همبستگی میان مقادیر PMP روش دوم هرشفیلد و مقادیر دورهٔ بازگشت‌ها**

| | دورهٔ بازگشت | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ضریب همبستگی | ۱۰ | ۲۰ | ۵۰ | ۱۰۰ | ۲۰۰ | ۵۰۰ | ۱۰۰۰ |
| | ۰/۷۹ | ۰/۸۱ | ۰/۸۶ | ۰/۸۲۳ | ۰/۸۵ | ۰/۸۶ | ۰/۸۷ |

# References

[1] Acreman, M. and Sinclair, C.D. (1986). Classification of drainage basins according to their physical characteristics: an application for flood frequency analysis in Scotland, *Journal of Hydrology*, 84, 365-380.

[2] Bates, B.C., Rahman, A., Mein, R.G. and Weinmann, P.E. (1998). Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in southeastern Australia, *Water Resources Research*, 34, 3369-3381.

[3] Burn, D. (1990). Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach, *Water Resources Research*, 26, 2257-2265.

[4] Chiang, S.M., Tsay, T.K. and Nix, S.J. (2002). Hydrologic regionalization of watersheds. I: Methodology development, *Journal of Water Resources Planning and Management*, 128, 3-11.

[5] Chow, V.T., Maidment, D.R. and Mays, L.W. (1998). *Applied hydrology*, McGraw-Hill, USA. 398.

[6] Corrigan, P., fen, D.D., Kluck, D.R. and Vogel, j.L. (1998). Probable maximum, precipitation-far, California, calculation procedure, Hydromoeteorological, Report No. 58, US. Pep. of commeVce Washington. D.s.

[7] Desa, M.N., Noriah, A. and Rakhecha, P.R. (2001). Probable maximum precipitation for 24 h duration over southwest Asian monsoon, *Atmospheric research*, 58, 41-54.

[8] Eng, K., Tasker, G.D. and Milly, P.C. (2005). An analysis of region-of-influence methods for flood regionalization in the Gulf-Atlantic rolling plains, *Journal of the American Water Resources Association*, 41, 135-143.

[9] Gahraman, B. (2007). The estimation of one day duration probable precipitation over Atrak watershed Iran, *Iranian Journal of Science & Technology, Transaction B, Engineering*, 32,175-179.

[10] Ghahreman, B., Davari, K. and Ansari, H. (2008). The estimated 24-hour PMP based on the frequency factor correction Hrshfyld, *Iran Water Resources Management Conference*, 23 and 25 October, Tabriz.

[11] Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. (1993). Some statistical useful in regional frequency analysis, *Water Resources Research*, 29, 271-281.

[12] Kjeldson, T.R., Smithers, J.C. and Schulze, R.E. (2002). Regional flood frequency analysis in the KwaZulu-Natal province, South Africa, using the index-flood method, *Journal of Hydrology*, 255, 194-211.

[13] Khalaji, M. and Sepaskhah, AS. (2002). Curves were plotted and compared PMP synoptic approach to Iran, *Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*, 6(1), 11-1.

[14] Koutsoyannis, D. (1999). A probabilistic View of Hirschfield methods for estimating probable maximum precipitation, *Water Resources Research*, 35(4), 1313-1322.

[15] Ouarda, T., Girard, C., Cavadias, G.S. and Bobbie, B. (2001). Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis, *Journal of Hydrology*, 254, 157-173.

[16] Rao, A. Ramachandra and Khaled, H. Hammed (2000). *Flood Frequency Analysis, CRC Press LLc*, Boca Raton, FL.

[17] Rao, R. and Hammed, K.H. (1997). Regional frequency analysis of Wabash River flood data by L-moments, *Journal of Hydrology Enginier*, 2, 169-179.

[18] Rasthchi, J. (1992). *Estimation of PMP in various ways: A Case Study Taleghan Basin*, MS Thesis, Faculty of Agriculture, University Tehran.

[19] U.S. Army croos of Engineers (1965). Standard project flood determine, Civil Engineer bulletin No -52-8- Engineering manual Em 1110-2-1014.

[20] USBR (1973). Designs of small poems. us. dept. of the interior Washington, D.C.

[21] World metrological organization (1961). *Estimate of maximum floods*, WMO. tech note. no 98.

[22] Vogel, R.M. and Fennessey, N.M. (1993). L-moment diagram should replace product moment diagram, *Water Resource. Res.*, 29, 1745-1752.

[23] Vogel, R.M. and McMahon, T.A. (1993). Floods-flow frequency model selection in Australia, *Journal of Hydrology*, 146, 421-449.

.