

برآورد منطقه‌ای جریان‌های کم رودخانه‌های حوضه آبریز مازندران

سید سعید اسلامیان^۱، علیرضا زارعی^۲، احمد ابریشم‌چی^۳

چکیده

یکی از روش‌های تحلیل منطقه‌ای جریان کم، استفاده از روش رگرسیون چندگانه برای به دست آوردن روابطی بین دبی جریان کم با دوره‌های بازگشت معین و ویژگی‌های حوضه آبخیز است، که در این پژوهش برای برآورد دبی جریان کم با دوره‌های بازگشت مختلف در حوضه آبریز مازندران از آن استفاده شد. پس از تحلیل فراوانی نقطه‌ای جریان کم برای ۲۰ ایستگاه آب سنجی، آزمون همگنی انجام شد و دو ایستگاه غیر همگن شناخته شده و از محاسبات حذف گردیدند.

روابط منطقه‌ای بین دبی جریان کم با دوره‌های بازگشت ۲، ۵، ۱۰ و ۲۰ سال و ویژگی‌های حوضه شامل مساحت حوضه، ارتفاع متوسط حوضه، حداقل ارتفاع حوضه، فاکتور شکل، طول شاخه اصلی رودخانه، طول شاخه اصلی رودخانه از مرکز ثقل تا نقطه خروجی حوضه، درصد مساحت جنگلی، میانگین بارش سالانه و شیب متوسط حوضه به مدل‌ها راه یافتند. در نهایت میانگین خطای نسبی مدل برای دوره‌های بازگشت ۲، ۵، ۱۰ و ۲۰ سال به ترتیب برابر ۴۱/۱، ۴۱/۳، ۴۵/۰ و ۴۷/۲ درصد به دست آمده، که در مقایسه با ب دیگران، مدل‌ها از خطای کمتری برخوردار بودند.

واژه‌های کلیدی: جریان کم، تحلیل فراوانی جریان، مازندران، ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه، رگرسیون چندگانه، هیدرولوژی منطقه‌ای، مدیریت کیفیت آب رودخانه‌ها

مقدمه

رودخانه‌هاست. از نظر زیست محیطی، به حداقل رسیدن آب رودخانه‌ها باعث افزایش نسبی غلظت آلودگی و در نتیجه کاهش اکسیژن محلول می‌شود که پیامد آن مرگ و میر ماهی‌ها و دیگر آبزیان و نیز وارد شدن خسارات شدید به محیط زیست

یکی از مسائلی که به خصوص در سال‌های اخیر بشر با آن مواجه شده، بحران آب است. این مشکل در سال‌هایی نمایان‌تر می‌شود که پدیده خشک‌سالی روی دهد و یکی از تبعات هیدرولوژیک خشک‌سالی به حداقل رسیدن آب

۱. دانشیار آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲. دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی اصفهان

۳. دانشیار دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف، تهران

رودخانه‌هاست. از دیدگاه مدیریتی نیز این حداقل آب در مطالعات آبرسانی شهری، صنعتی و کشاورزی اهمیت ویژه‌ای دارد. بنابراین در برنامه ریزی برای امور آب و مسائل زیست محیطی باید به این حداقل آب توجه خاصی شود.

به طور خلاصه محاسبه جریان کم یا در حقیقت همان حداقل آب جاری در رودخانه و دانستن ویژگی‌های آن در مطالعات خشک‌سالی، طراحی سیستم‌های کاربری آب، طبقه‌بندی جریان‌های رودخانه‌ها، برآورد نفوذ رواناب سطحی، برآورد تغذیه آبخوان‌ها، پتانسیل رقیق شدگی فاضلاب، تنظیم ورود پساب به رودها، دفع فاضلاب در رودخانه‌ها، تعیین محل استقرار طرح‌های تصفیه فاضلاب، مدیریت کاربری‌های غیرمصرفی آب در آبراهه‌ها، مطالعات آبرسانی شهری، صنعتی و کشاورزی حائز اهمیت است.

جریان کم سالانه را می‌توان به عنوان کمترین جریان متوسط روزانه در یک سال تعریف کرد. ولی تعریف عمومی‌تر، کمترین جریان متوسط در چند روز پیاپی از قبیل ۵، ۷، ۳۰ و ۶۰ روزه در طول یک سال است. علت محاسبه جریان کم برای روزهای پیاپی به حداقل رساندن اثر تغییرها و نوسان‌های جریان است.

به عنوان مثال مقادیر حداقل سالانه جریان کم ۷ روزه، به طور کلی به عنوان "جریان طراحی" در طراحی سازه‌هایی مانند طرح‌های تصفیه فاضلاب یا برای مدیریت جریان در طول آبراهه‌ها به کار می‌رود (۴) و همان گونه که اشاره شد یکی از مهم‌ترین کاربردهای آن در محاسبه میزان مجاز دفع فاضلاب در رودخانه‌هاست که در حفظ شرایط مناسب برای زندگی موجودات آبی بسیار مهم است. در قسمت‌هایی از رودخانه که ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی به صورت متوالی وجود دارند می‌توان به وسیله تحلیل آماری، جریان‌های کم را با دوره‌های بازگشت مختلف برآورد نمود. ولی معمولاً در آن قسمت از رودخانه که جریان‌های طراحی مورد نیاز هستند، اندازه‌گیری صورت نمی‌گیرد. برای رفع این مشکل از تحلیل منطقه‌ای استفاده می‌شود. اغلب برای تحلیل منطقه‌ای، روش رگرسیون

چندگانه به منظور به دست آوردن رابطه‌ای بین جریان کم با دوره بازگشت معین و ویژگی‌های حوضه آبخیز به کار برده می‌شود. تاکنون محققان بسیاری، مدل‌هایی منطقه‌ای برای تخمین جریان کم در محل‌های اندازه‌گیری نشده جریان با استفاده از روش رگرسیون به دست آورده‌اند. شکل کلی چنین مدل‌هایی به صورت زیر است:

$$Q_{d,T} = f[X_1^{b_1}, X_2^{b_2}, \dots] \quad [1]$$

که در آن:

$Q_{d,t}$ = جریان کم d روزه با دوره بازگشت T که از آمار جریان در محل‌های اندازه‌گیری شده رودخانه به دست می‌آید.

X_i = ویژگی‌هایی از حوضه آبخیز که به آسانی قابل تعیین باشند.

B_i = پارامترهایی که با استفاده از روش‌های رگرسیون چند متغیره برآورد می‌شوند.

توماس و بنسون (۱۹۷۰) در بررسی‌های خود روی رودخانه پوتوماک در ایالات متحده، میانگین خطاهای پیش‌بینی را برای مدل‌های رگرسیون منطقه‌ای جریان کم، بیش از دو برابر میانگین خطاهای پیش‌بینی برای مدل‌های رگرسیون سیل در همان حوضه به دست آوردند (۷). ریگز (۱۹۷۳) مطالعاتی را که تا آن موقع برای به دست آوردن برآوردهای جریان کم به روش رگرسیون انجام شده بود، بررسی کرد و نتیجه گرفت که بیشتر این بررسی‌ها ناموفق بوده‌اند و خطاهای استاندارد در آنها بیش از ۱۰۰ درصد بوده است (۶). نتایج بررسی‌های مختلف انجام شده بین سال‌های ۱۹۶۶ تا ۱۹۹۳ در منطقه نیوانگلند آمریکا به موفقیت‌های بیشتری منجر شده است، زیرا در این بررسی‌ها ویژگی‌های زمین‌شناسی مانند میزان رسوب‌های ماسه‌ای و شنی، و ویژگی‌های توپوگرافیک مانند میانگین تراز حوضه در نظر گرفته شده بودند (۹). خطای استاندارد برآوردها در این بررسی‌ها برای جریان کم ۷ روزه با دوره بازگشت ۱۰ سال، $Q_{7,10}$ ، بین ۴۰ تا ۹۰ درصد بوده است. ووگل و کرول (۱۹۹۲) نشان دادند که به دست آوردن یک مدل اساساً فیزیکی که واکنش جریان کم یک حوضه آبخیز را به

سیصد و شصت و پنجم به دست آورده شوند. کمترین مقدار این میانگین‌ها همان جریان کم ۷ روزه در آن سال خواهد بود. با انجام چنین عملی برای دیگر سال‌ها در طول دوره آماری می‌توان سری زمانی سالانه جریان کم ۷ روزه را به دست آورد. اگر X یک متغیر تصادفی و x یک مقدار ممکن از X را نشان دهند، برای متغیر تصادفی X ، تابع دانسیته احتمال (PDF) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$f_X(x) = \frac{df_x(x)}{dx} \quad [2]$$

که در آن $F_X(x)$ تابع توزیع تجمعی (PDF) است که احتمال عدم تجاوز متغیر X از مقدار x را نشان می‌دهد. در هیدرولوژی صدک‌ها یا چندک‌های توزیع اغلب به عنوان رویدادهای طرح استفاده می‌شوند. P امین چندک x_p مقداری است با احتمال عدم تجاوز P :

$$F_X(x_p) = P \quad [3]$$

به بیان دیگر می‌توان گفت که احتمال متوسط تجاوز X از x_p برابر $1-P$ است. معمولاً در هیدرولوژی استفاده از دوره بازگشت بر استفاده از احتمال تجاوز ترجیح داده می‌شود، برای مثال سیل بیشینه سالانه با احتمال تجاوز ۱ درصد در هر سال، یا شانسی ۱ در ۱۰۰، سیل ۱۰۰ ساله نامیده می‌شود. در تحلیل فراوانی سیل بین دوره بازگشت T و احتمال عدم تجاوز P رابطه زیر برقرار است:

$$T = \frac{1}{1-P} \quad [4]$$

در حالی که در تحلیل فراوانی جریان‌های کم، دوره بازگشت T به صورت عکس احتمال عدم تجاوز (احتمال کمتر شدن) تعریف می‌شود:

$$T = \frac{1}{P} \quad [5]$$

به عبارت دیگر در یک دوره ثابت T ساله انتظار می‌رود اگر توزیع جریان‌های کم در طول دوره تغییر نکند، به طور متوسط تعداد جریان‌های کوچک‌تر از رویداد T ساله برابر یک باشد، یعنی به طور متوسط یک جریان کم کوچک‌تر از جریان کم T ساله در دوره T سال اتفاق می‌افتد.

متغیرهای ژئوهیدرولوژیک و ژئومورفیک مناسب ربط می‌دهد، منجر به بهبود در ساختمان مدل‌های رگرسیون به دست آمده خواهد شد ولی نقطه ضعف کار آنها در این بود که اندازه‌گیری ویژگی‌های حوضه که آنها در نظر گرفته بودند، مشکل است (۹). دینگمن و لاولور (۱۹۹۵) در ایالت‌های ورمونت و نیوهمپشایر آمریکا، برای جریان کم ۷ روزه ۱۰ ساله، میانگین خطای نسبی را برابر ۴۸/۷ درصد و خطای پیش‌بینی را برابر ۶۴ درصد به دست آوردند (۴).

منطقه مورد بررسی تقریباً بر محدوده فعلی استان مازندران منطبق است. این حوضه با مساحت ۲۵۶۵۰ کیلومتر مربع به شکل نواری پهن در امتداد رشته کوه‌های البرز و ساحل جنوبی دریای مازندران واقع شده است. شکل ۱ موقعیت این منطقه را نشان می‌دهد. از نظر جغرافیایی منطقه بین طول‌های شرقی ۳۶° ۵۸' تا ۵۰° ۲۳' تا ۴۴' ۵۴° و عرض‌های شمالی ۳۵° ۴۸' تا ۵۸' ۳۶° قرار گرفته است. حداقل ارتفاع در این ناحیه، سواحل دریای مازندران با ارتفاع ۲۶- متر و حداکثر آن قله دماوند با ارتفاع ۵۶۷۰ متر می‌باشد. آب و هوا در دشت معتدل و مرطوب است و در ارتفاعات از معتدل مرطوب تا سرد خشک تغییر می‌نماید. بارش متوسط سالانه در جهت غرب به شرق کاهش و میانگین درجه حرارت سالانه در همین جهت افزایش می‌یابد.

از نظر پوشش گیاهی، منطقه بسیار غنی است. پوشش طبیعی در جلگه ساحلی شامل مراتع و در ارتفاعات شامل مراتع جنگل‌هاست. گسترده‌ترین نوع پوشش گیاهی در کل با حدود ۵۱ درصد مساحت حوضه، پوشش جنگلی است، پس از آن اراضی زراعی با ۲۳ درصد مساحت حوضه، دومین پوشش گیاهی مهم منطقه می‌باشد.

مواد و روش‌ها

جریان کم ۷ روزه در یک سال، کمترین مقدار میانگین‌های متحرک ۷ روزه جریان‌های روزانه در آن سال است. یعنی برای محاسبه جریان کم ۷ روزه در یک سال باید میانگین روزهای اول تا هفتم، دوم تا هشتم و ... و سیصد و پنجاه و نهم تا

بعد از انتخاب یک توزیع و برآورد پارامترهای آن، این سؤال پیش می‌آید که این توزیع در تحلیل فراوانی چگونه به کار برده شود. چاو (۱۹۵۴) رابطه زیر را پیشنهاد کرده است (۲):

$$X_T = m + Ks \quad [6]$$

که در آن:

X_T = اندازه پیشامد با دوره بازگشت T

m = میانگین جامعه برآورد شده از نمونه

s = انحراف معیار جامعه برآورد شده از نمونه

K = عامل فراوانی

به طور معمول در اغلب کتاب‌ها و مراجع هیدرولوژی برای توزیع‌های مختلف، رابطه بین K و T به صورت جداول از پیش تهیه شده ارائه گردیده تا استفاده از این توزیع‌ها ساده و عملی باشد. اغلب در این جداول منظور از احتمال، احتمال تجاوز است و دوره بازگشت به صورت عکس احتمال تجاوز مطرح می‌شود. در حقیقت دوره بازگشت مورد نظر برای رویدادهای حداکثر مانند سیل در نظر گرفته شده است. برای به دست آوردن ضریب فراوانی برای جریان کم باید به جای استفاده از احتمال تجاوز از احتمال کمتر نشدن استفاده کرد. در صورتی که ضریب چولگی برابر صفر باشد، از نظر قدر مطلق، مقدار عامل فراوانی به ازای احتمال P برابر با مقدار آن به ازای احتمال ۱-P ولی با علامت قرینه خواهد بود. یعنی برای جریان کم با ضریب چولگی صفر از همان جداول با همان دوره بازگشت مورد نظر استفاده کرد ولی در این صورت رابطه ۶ به شکل زیر خواهد بود:

$$X_T = m - Ks \quad [7]$$

به کمک برآزش توزیع‌ها بر پیشامدها می‌توان پیشامد متناظر با احتمال وقوع یا دوره بازگشت خاصی را تعیین کرد ولی نتایج فقط در همان محل اندازه‌گیری قابل استفاده خواهد بود، در حالی که قسمت‌هایی از رودخانه که نیاز به دانستن مقادیر جریان‌های کم است معمولاً اندازه‌گیری صورت نمی‌گیرد. برای



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

احتمال وقوع رویدادها را می‌توان با محاسبه احتمال تجربی آنها و تعیین توزیع آماری مناسب تخمین زد. روابط متعددی برای محاسبه احتمال تجربی و دوره بازگشت رویدادها ارائه شده است که از آن جمله می‌توان از روابط هیزن، وایبل، توکی، بلوم، گرینگورتن، چگودیف و کالیفرنیا نام برد. از بین این فرمول‌ها، رابطه وایبل بیشتر به کار برده می‌شود (۱) و برای همه توزیع‌ها قابل استفاده است (۵).

پیشامدهای نمونه موجود معمولاً برای دوره‌های برگشت نسبتاً کوتاه در دسترس هستند در حالی که پیشامدهایی که لازم است برآورد شوند، عموماً دارای دوره‌های برگشت طولانی‌تر هستند. به این دلیل از توزیع‌های آماری استفاده می‌شود. برای انتخاب بهترین توزیع در یک محل از روش‌های مختلفی همچون استفاده از آزمون‌های کلاسیک مانند آزمون کای اسکور و آزمون کلموگروف-اسمیرنوف، استفاده از روش حداقل مربعات، استفاده از آزمون ضریب هم‌بستگی نمودار احتمال، استفاده از نمودارهای نسبت گشتاور (گشتاورهای معمولی) و استفاده از نمودارهای گشتاورهای خطی وجود دارد. پس از انتخاب توزیع آماری، پارامترهای توزیع باید از روی داده‌های نمونه طوری برآورد شوند که خطا حداقل باشد، برای انجام این عمل از روش‌هایی همچون روش گشتاورها، روش درست‌نمایی بیشینه، روش کمترین مربعات و روش ترسیمی استفاده می‌شود.

را در محاسبات تحلیل فراوانی شرکت نمی‌دهند. معمولاً در عمل ایستگاه‌هایی را کوتاه مدت می‌نامند که آمار جریان در آنها کمتر از ۱۰ سال باشد (۳). بنابراین ایستگاه‌هایی انتخاب شده‌اند که حداقل دارای ۱۰ سال آمار دبی روزانه بوده و جریان در این ایستگاه‌ها تنظیم نشده باشد. با توجه به موارد بالا، ۲۰ ایستگاه آب‌سنجی و سری‌های زمانی سالانه جریان کم ۷ روزه محاسبه شدند. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های انتخاب شده را نشان می‌دهد. آمار مفقوده ایستگاه‌ها به کمک روش رگرسیون و با استفاده از آمار ایستگاه‌های مجاور تکمیل گردید.

پس از آن تحلیل فراوانی نقطه‌ای با استفاده از توزیع لوگ پیرسون نوع III که به‌عنوان مناسب‌ترین توزیع برای جریان کم در این منطقه شناخته شد به کمک نرم افزار HYFA در ایستگاه‌های مورد نظر انجام شد که در آن از روش گشتاورها برای تخمین پارامترهای توزیع استفاده گردید. بدین ترتیب مقادیر جریان کم ۷ روزه با دوره‌های بازگشت مختلف در ایستگاه‌ها به‌دست آمد. شکل ۲ منحنی فراوانی جریان کم ۷ روزه در ایستگاه پل ذغال واقع بر روی رودخانه چالوس را نشان می‌دهد.

در گام بعد همگنی منطقه به روش آزمون بر اساس ضریب تغییرات که به‌وسیله ویلتشایر (۱۹۸۶) پیشنهاد شده است (۱۰) مورد آزمون قرار گرفت و ایستگاه‌های قرانطالار و گرمورد به عنوان ایستگاه‌های غیر همگن از لحاظ وضعیت هیدرولوژیک شناخته شده و از محاسبات کنار گذاشته شدند. در ادامه به کمک روش رگرسیون معادلات منطقه‌ای بین جریان کم ۷ روزه با دوره‌های بازگشت ۲، ۵، ۱۰ و ۲۰ سال و ویژگی‌های حوضه آبخیز به‌دست آمد. به این منظور ویژگی‌های مختلف حوضه آبخیز شامل مساحت حوضه، ارتفاع متوسط حوضه، حداقل ارتفاع حوضه، فاکتور شکل، طول شاخه اصلی رودخانه، طول شاخه اصلی رودخانه از مرکز ثقل حوضه تا نقطه خروجی حوضه، در صد مساحت جنگلی، میانگین بارش سالانه و شیب متوسط حوضه برای ورود به مدل‌ها مورد

رفع این مشکل از تحلیل منطقه‌ای استفاده می‌شود. یکی از مهم‌ترین روش‌های تحلیل منطقه‌ای استفاده از رگرسیون چندگانه به منظور ایجاد رابطه بین جریان کم با دوره بازگشت معین و ویژگی‌های حوضه آبخیز است. محققین در اغلب موارد روابطی به شکل زیر را به عنوان روابط برگزیده معرفی کرده‌اند (۸):

$$Q_{7,T} = bX_1^{b_1} X_2^{b_2} \dots \quad [8]$$

یا

$$Q_{7,T} = 10^{b_0 + b_1 \log X_1 + b_2 \log X_2 + \dots} \quad [9]$$

که در آنها:

b_i = پارامترهایی که با استفاده از رگرسیون چندگانه برآورد می‌شود.

X_i = ویژگی‌های مختلف حوضه آبریز که به آسانی قابل تعیین باشند.

$Q_{7,T}$ = جریان کم ۷ روزه با دوره بازگشت T برای بررسی بهتر این روابط فرض می‌گردد که در ایستگاه‌ها آماری وجود ندارد و با استفاده از روابط رگرسیون منطقه‌ای مقدار جریان کم ۷ روزه T ساله را برآورد می‌شود ($\hat{Q}_{7,T}$). سپس مقادیر به‌دست آمده را با مقادیر حاصل از تحلیل فراوانی در ایستگاه‌ها ($Q_{7,T}$) مقایسه نموده و بدین ترتیب می‌توان خطای نسبی آنها را با استفاده از رابطه زیر به‌دست آورد:

$$\text{خطای نسبی (\%)} = \frac{|\hat{Q}_{7,T} - Q_{7,T}|}{Q_{7,T}} \times 100 \quad [10]$$

که در آن:

$\hat{Q}_{7,T}$ = جریان کم ۷ روزه با دوره بازگشت T برآورد شده از روابط رگرسیون منطقه‌ای

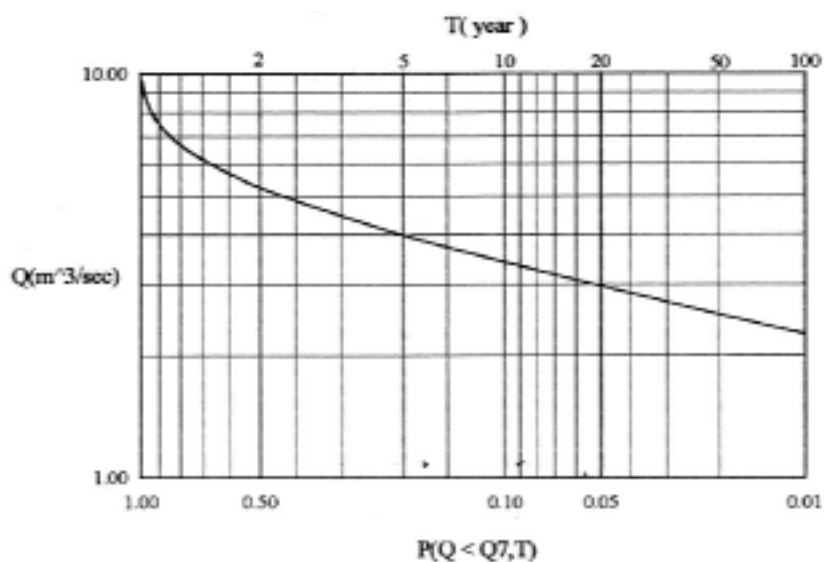
$Q_{7,T}$ = جریان کم ۷ روزه با دوره بازگشت T به‌دست آمده از تحلیل فراوانی نقطه‌ای (به کمک آمار موجود در ایستگاه)

نتایج و بحث

در تحلیل فراوانی، هر چه دوره آماری طویل‌تر باشد، دقت نتایج بیشتر خواهد بود. به همین دلیل ایستگاه‌های کوتاه مدت

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های آب سنجی انتخاب شده

| تعداد سال آماری | مشخصات جغرافیایی | | | رودخانه- ایستگاه | ردیف |
|-----------------|------------------|----------|----------|---------------------|------|
| | ارتفاع (m) | عرض | طول | | |
| ۲۰ | ۱۰۰ | ۳۶-۵۴-۳۰ | ۵۰-۳۷-۴۰ | صفارود-رامسر | ۱ |
| ۱۷ | ۸۰ | ۳۶-۴۹-۲۷ | ۵۰-۴۳-۴۰ | چالکروود-گانکسر | ۲ |
| ۱۷ | ۱۴۰ | ۳۶-۴۲-۲۰ | ۵۰-۵۰-۰۵ | چشمه کیله-هراتبر | ۳ |
| ۳۵ | ۱۳۸۰ | ۳۶-۲۹-۱۰ | ۵۱-۰۷-۵۰ | سردآبرود-کلاردشت | ۴ |
| ۱۴ | ۹۷۵ | ۳۶-۳۲-۴۰ | ۵۱-۱۲-۵۶ | سردآبرود-والت | ۵ |
| ۱۵ | ۳۷۵ | ۳۶-۳۰-۰۰ | ۵۱-۰۲-۰۰ | هنیسک-دوآب | ۶ |
| ۴۰ | ۳۵۰ | ۳۶-۳۰-۳۵ | ۵۱-۲۰-۰۴ | چالوس-پل ذغال | ۷ |
| ۳۴ | ۳۳۰ | ۳۶-۲۴-۳۰ | ۵۲-۰۳-۵۰ | لاویج-تنگه لاویج | ۸ |
| ۱۰ | ۲۰۸۰ | ۳۶-۰۶-۰۰ | ۵۲-۰۵-۵۰ | نمار-نمارستاق | ۹ |
| ۱۳ | ۸۶۰ | ۳۶-۰۵-۵۰ | ۵۲-۱۶-۰۰ | نمار-پنجاب | ۱۰ |
| ۱۳ | ۱۳۶۰ | ۳۶-۱۲-۱۰ | ۵۱-۴۸-۴۰ | نور-بلده | ۱۱ |
| ۲۲ | ۱۲۴۰ | ۳۶-۱۱-۵۲ | ۵۲-۱۱-۰۰ | نور-رزن | ۱۲ |
| ۲۵ | ۳۷۵ | ۳۶-۱۶-۳۷ | ۵۲-۲۱-۵۷ | هراز-کره سنگ | ۱۳ |
| ۳۹ | ۱۰۲ | ۳۶-۱۸-۳۲ | ۵۲-۴۶-۱۸ | بابرود-قرانطالار | ۱۴ |
| ۱۰ | ۶۵۰ | ۳۶-۰۶-۰۸ | ۵۲-۵۹-۲۰ | آلاشت-لله‌بند | ۱۵ |
| ۴۰ | ۲۲۰ | ۳۶-۱۸-۰۷ | ۵۲-۵۳-۱۲ | طالار-شیرگاه | ۱۶ |
| ۳۸ | ۴۰۰ | ۳۶-۱۵-۰۷ | ۵۳-۱۳-۴۰ | دودانگه-سلیمان تنگه | ۱۷ |
| ۱۴ | ۲۸۰ | ۳۶-۲۰-۵۰ | ۵۳-۱۲-۲۰ | چهاردانگه-ورن | ۱۸ |
| ۳۳ | ۲۷۰ | ۳۶-۲۱-۳۰ | ۵۳-۱۰-۵۰ | تجن-ریگ چشمه | ۱۹ |
| ۱۰ | ۱۷۵ | ۳۶-۲۶-۲۸ | ۵۳-۰۹-۲۸ | ظالمروود-گرمروود | ۲۰ |



شکل ۲. منحنی فراوانی جریان کم ۷ روزه در ایستگاه پل ذغال واقع بر رودخانه چالوس

آمده‌اند و متغیرهای راه یافته به مدل‌ها یکسان نیستند. در شکل ۳ مقادیر مشاهده شده و برآورد شده لگاریتم‌های جریان کم ۷ روزه با دوره‌های بازگشت مختلف در مقابل یکدیگر رسم گردیده‌اند. نزدیکی هر چه بیشتر نقاط به خط تقارن می‌تواند معرف خوبی روابط به‌دست آمده باشد. هم‌چنین به منظور بررسی بهتر رابطه‌های به‌دست آمده، خطای نسبی برای همه روابط و در کلیه ایستگاه‌ها از رابطه ۶ محاسبه گردید که میانگین، حداقل و حداکثر خطاهای نسبی برای دوره‌های بازگشت مختلف در جدول ۴ نشان داده شده‌اند. شکل ۴ مقادیر ذکر شده در جدول ۵ را بر روی نمودار نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

در تحلیل منطقه‌ای جریان کم، روابط منطقه‌ای بین جریان کم با دوره‌های بازگشت مختلف و ویژگی‌های حوضه نشان داد که ویژگی‌های مساحت، شیب متوسط و ارتفاع متوسط حوضه مهم‌تر از سایر ویژگی‌ها هستند و در این میان، متغیر مساحت حوضه در همه موارد به مدل راه یافته است. در کلیه بررسی‌هایی هم که قبلاً روی جریان کم صورت گرفته، مساحت حوضه همواره پارامتر اصلی بوده است.

ارتفاع متوسط حوضه گرچه رابطه مستقیمی با جریان کم ندارد ولی می‌تواند معرف میزان برفی بودن حوضه باشد. علت دیگر راه‌یابی آن به مدل ممکن است تغییر ویژگی‌های زمین‌شناسی حوضه در ارتفاعات مختلف باشد. این متغیر در مطالعه دینگمن و لاولور (۱۹۹۵) نیز به مدل راه یافته بود. علت راه‌یابی شیب متوسط حوضه به مدل می‌تواند تأثیر آن بر روی سرعت زهکشی حوضه باشد (۴). در بررسی وگل و کرول (۱۹۹۲) نیز شیب حوضه یکی از متغیرهای راه یافته به مدل بوده است (۹). خطای استاندارد روابط منطقه‌ای و میانگین خطاهای نسبی به‌دست آمده در مقایسه با بررسی‌های قبلی خطای نسبتاً کمی را نشان می‌دهد که علت این امر می‌تواند همگنی نسبتاً خوب منطقه مورد مطالعه باشد.

بررسی قرار گرفتند و ترکیب‌های مختلفی از آنها به کمک نرم افزار SPSS برای ورود به مدل‌های مختلف ارزیابی شدند که در نهایت بهترین روابط به‌دست آمده به صورت زیر بودند:

$$Q_{7,2} = 10^{-3/641+0/742\log(A)+1/115\log(S_a)} \quad [11]$$

$$R=0/854 \quad S.E.=0/223$$

$$Q_{7,5} = 10^{-0/285+3/309*10^{-4}A} \quad [12]$$

$$R=0/854 \quad S.E.=0/247$$

$$Q_{7,10} = 10^{-0/403+3/410.10^{-4}A} \quad [13]$$

$$R=0/826 \quad S.E.=0/224$$

$$Q_{7,20} = 10^{-0/921+1/839.10^{-4}H_a+3/547.10^{-4}A} \quad [14]$$

$$R=0/862 \quad S.E.=0/234$$

در این روابط:

A = مساحت حوضه (کیلومتر مربع)

H_a = ارتفاع متوسط حوضه (متر)

S_a = شیب متوسط حوضه (درصد)

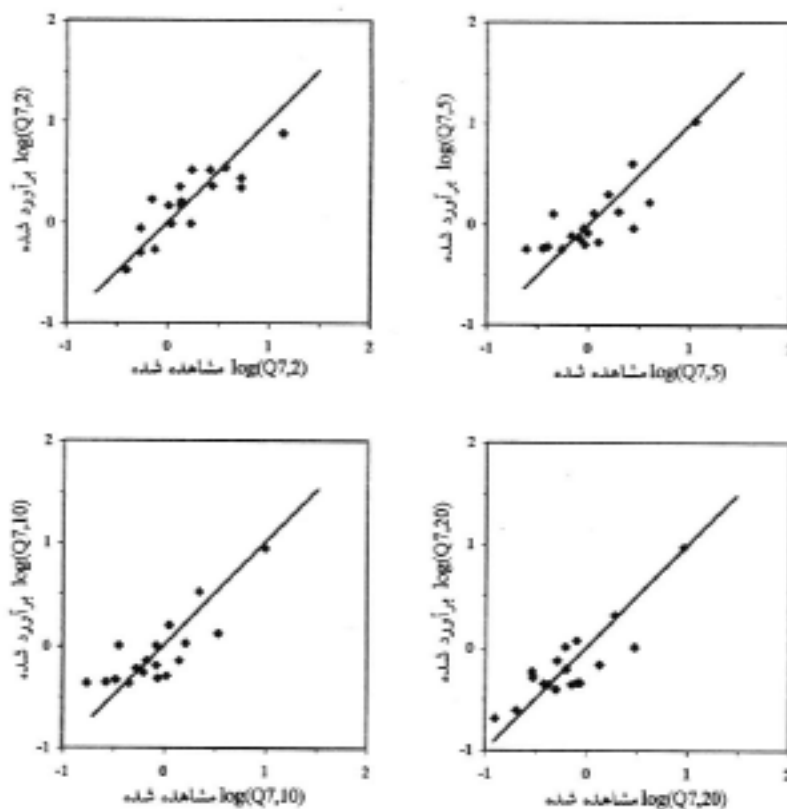
R = ضریب هم‌بستگی

$S.E.$ = خطای استاندارد

کلیه روابط ۱۱ الی ۱۴ در سطح یک درصد معنی دار هستند. جدول ۲ مقادیر به‌دست آمده برای جریان کم ۷ روزه با دوره‌های بازگشت مختلف در ایستگاه‌ها یا همان مقادیر مشاهده شده جریان کم را نشان می‌دهد. در جدول ۳ مقادیر مساحت، ارتفاع و شیب متوسط حوضه‌های مربوط به ایستگاه‌ها به نمایش در آمده است. در جدول ۴ نیز مقادیر برآورد شده جریان کم ۷ روزه با دوره‌های بازگشت مختلف که از روابط ۱۱ تا ۱۴ به‌دست آمده‌اند نشان داده شده است. در این جدول در هر ایستگاه انتظار این است که مقدار جریان برآورد شده از دوره بازگشت ۲ سال به ۵ سال و از ۵ سال به ۱۰ سال و از ۱۰ سال به ۲۰ سال روندی کاهشی را نشان دهد در حالی که در برخی موارد مشاهده می‌شود که روندهای مزبور افزایشی هستند. در کل از ۵۴ مورد ممکن در ۱۰ مورد روند افزایشی وجود دارد. علت این امر این است که معادلات مربوط به دوره‌های بازگشت مختلف به طور جداگانه به‌دست

جدول ۲. مقادیر جریان کم حاصل از تحلیل فراوانی نقطه‌ای و ویژگی‌های حوضه به کار رفته در مدل‌ها

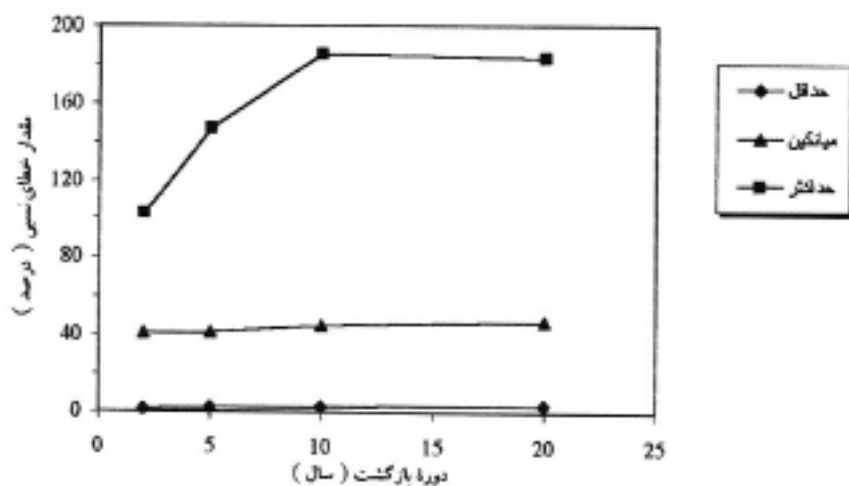
| ردیف | نام رودخانه - نام ایستگاه | $Q_{v,0}$ (m^3/s) | $Q_{v,10}$ (m^3/s) | $Q_{v,50}$ (m^3/s) | $Q_{v,20}$ (m^3/s) | مساحت حوضه (km^2) | ارتفاع متوسط حوضه (متر) | شیب متوسط حوضه (درصد) |
|------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|----------------------------|--------------------------|
| ۱ | صفارود-رامسر | ۰/۲۰۱ | ۰/۲۷۶ | ۰/۳۵۷ | ۰/۵۴۳ | ۱۳۶ | ۱۴۳۰ | ۳۷/۸ |
| ۲ | چالکروود-گانکسر | ۰/۴۹۶ | ۰/۶۳۱ | ۰/۸۳۰ | ۱/۳۳۳ | ۴۱۵ | ۲۰۲۲ | ۴۷/۰ |
| ۳ | چشمه کیله-هراتیر | ۰/۶۳۱ | ۱/۴۱۵ | ۲/۸۰۱ | ۵/۲۴۹ | ۷۶۸ | ۲۴۰۷ | ۵۵/۰ |
| ۴ | سردآبرود-کلاردشت | ۰/۲۹۳ | ۰/۳۳۶ | ۰/۳۹۶ | ۰/۵۳۸ | ۱۹۷ | ۳۰۷۶ | ۴۸/۳ |
| ۵ | سردآبرود-والت | ۰/۸۷۴ | ۱/۰۴۷ | ۱/۲۶۸ | ۱/۶۹۴ | ۳۲۸ | ۲۵۱۷ | ۳۸/۰ |
| ۶ | هنیسک-دوآب | ۰/۷۱۴ | ۰/۸۳۰ | ۰/۹۹۰ | ۱/۳۶۷ | ۶۲۷ | ۱۸۷۹ | ۳۸/۷ |
| ۷ | چالوس-پل ذغال | ۲/۹۷۳ | ۳/۴۰۵ | ۳/۹۸۱ | ۵/۲۴۲ | ۱۵۴۴ | ۲۰۸۹ | ۲۸/۷ |
| ۸ | لاویج-تنگه لاویج | ۰/۱۲۵ | ۰/۱۷۶ | ۰/۲۴۸ | ۰/۳۹۴ | ۱۰۴ | ۱۰۸۰ | ۳۰/۵ |
| ۹ | نمار-نمارستاق | ۰/۳۷۷ | ۰/۴۵۱ | ۰/۵۴۹ | ۰/۷۵۲ | ۱۱۹ | ۲۸۹۷ | ۴۴/۲ |
| ۱۰ | نمار-پنجاب | ۰/۸۱۵ | ۰/۸۶۹ | ۰/۹۳۵ | ۱/۰۶۹ | ۲۵۳ | ۲۶۷۷ | ۴۵/۰ |
| ۱۱ | نور-بلده | ۰/۵۱۸ | ۰/۶۷۸ | ۰/۸۹۲ | ۱/۳۱۶ | ۷۵۰ | ۲۹۱۹ | ۴۶/۸ |
| ۱۲ | نور-رزن | ۰/۶۲۰ | ۰/۸۳۵ | ۱/۱۳۰ | ۱/۷۲۳ | ۱۲۰۴ | ۲۷۷۹ | ۴۸/۰ |
| ۱۳ | هراز-کره سنگ | ۸/۸۷۰ | ۹/۸۹۳ | ۱۱/۱۵۳ | ۱۳/۵۳۹ | ۳۹۶۷ | ۲۶۷۴ | ۴۵/۸ |
| ۱۴ | آلاشت-لله بند | ۰/۴۲۰ | ۰/۵۳۱ | ۰/۶۸۴ | ۱/۰۲۰ | ۵۱۸ | ۲۰۸۷ | ۴۰/۶ |
| ۱۵ | طالار-شیرگاه | ۰/۸۰۱ | ۱/۱۱۷ | ۱/۵۷۶ | ۲/۵۹۸ | ۱۷۷۲ | ۲۰۱۴ | ۳۷/۶ |
| ۱۶ | دودانگه-سلیمان تنگه | ۱/۳۵۰ | ۱/۶۱۸ | ۱/۹۷۵ | ۲/۷۲۹ | ۱۲۵۶ | ۱۷۱۷ | ۳۳/۸ |
| ۱۷ | چهاردانگه-ورن | ۰/۲۹۲ | ۰/۳۵۶ | ۰/۴۵۰ | ۰/۶۹۵ | ۱۱۹۱ | ۱۴۷۵ | ۲۶/۸ |
| ۱۸ | تجن-ریگ چشمه | ۱/۸۸۶ | ۲/۲۲۴ | ۲/۶۷۱ | ۳/۶۲۶ | ۲۷۰۹ | ۱۵۲۶ | ۲۹/۷ |



شکل ۳. نمودارهای مقادیر برآورد شده لگاریتم‌های جریان کم هفت روزه با دوره‌های بازگشت مختلف در مقابل مقادیر مشاهده شده

جدول ۳. مقادیر جریان کم حاصل از تحلیل فراوانی نقطه‌ای و ویژگی‌های حوضه به کار رفته در مدل‌ها

| شماره | نام رودخانه - نام ایستگاه | مساحت حوضه (km ²) | ارتفاع متوسط حوضه (متر) | شیب متوسط حوضه (درصد) |
|-------|---------------------------|-------------------------------|-------------------------|-----------------------|
| ۱ | صفارود-رامسر | ۱۳۶ | ۱۴۳۰ | ۳۷/۸ |
| ۲ | چالکروود-گانکسر | ۴۱۵ | ۲۰۲۲ | ۴۷/۰ |
| ۳ | چشمه کیله-هراتبیر | ۷۶۸ | ۲۴۰۷ | ۵۵/۰ |
| ۴ | سردآبرود-کلاردشت | ۱۹۷ | ۳۰۷۶ | ۴۸/۳ |
| ۵ | سردآبرود-والت | ۳۲۸ | ۲۵۱۷ | ۳۸/۰ |
| ۶ | هنیسک-دوآب | ۶۲۷ | ۱۸۷۹ | ۳۸/۷ |
| ۷ | چالوس-پل ذغال | ۱۵۴۴ | ۲۰۸۹ | ۲۸/۷ |
| ۸ | لاویج-تنگه لاویج | ۱۰۴ | ۱۰۸۰ | ۳۰/۵ |
| ۹ | نمار-نمارستاق | ۱۱۹ | ۲۸۹۷ | ۴۴/۲ |
| ۱۰ | نمار-پنجاب | ۲۵۳ | ۲۶۷۷ | ۴۵/۰ |
| ۱۱ | نور-بلده | ۷۵۰ | ۲۹۱۹ | ۴۶/۸ |
| ۱۲ | نور-رزن | ۱۲۰۴ | ۲۷۷۹ | ۴۸/۰ |
| ۱۳ | هراز-کره سنگ | ۳۹۶۷ | ۲۶۷۴ | ۴۵/۸ |
| ۱۴ | آلاشت-لله بند | ۵۱۸ | ۲۰۸۷ | ۴۰/۶ |
| ۱۵ | طالار-شیرگاه | ۱۷۷۲ | ۲۰۱۴ | ۳۷/۶ |
| ۱۶ | دودانگه-سلیمان تنگه | ۱۲۵۶ | ۱۷۱۷ | ۳۳/۸ |
| ۱۷ | چهاردانگه-ورن | ۱۱۹۱ | ۱۴۷۵ | ۲۶/۸ |
| ۱۸ | تجن-ریگ چشمه | ۲۷۰۹ | ۱۵۲۶ | ۲۹/۷ |



شکل ۴. نمودار میانگین، حداکثر و حداقل خطاهای نسبی برای دوره‌های بازگشت مختلف

جدول ۴. مقادیر جریان کم هفت روزه برآورد شده از معادلات نقطه‌ای

| شماره | نام رودخانه - نام ایستگاه | $\hat{Q}_{7,2}$ (m ³ /s) | $\hat{Q}_{7,5}$ (m ³ /s) | $\hat{Q}_{7,10}$ (m ³ /s) | $\hat{Q}_{7,20}$ (m ³ /s) |
|-------|---------------------------|--|--|---|---|
| ۱ | صفارود-رامسر | ۰/۵۰۴ | ۰/۵۷۵ | ۰/۴۴۰ | ۰/۲۴۵ |
| ۲ | چالکروود-گانکسر | ۱/۴۶۹ | ۰/۷۱۲ | ۰/۵۴۸ | ۰/۳۹۶ |
| ۳ | چشمه کیله-هراتبر | ۲/۷۶۴ | ۰/۹۳۱ | ۰/۷۲۳ | ۰/۶۲۲ |
| ۴ | سردآبرود-کلاردشت | ۰/۸۷۳ | ۰/۶۰۳ | ۰/۴۶۲ | ۰/۵۱۸ |
| ۵ | سردآبرود-والت | ۰/۹۷۳ | ۰/۶۶۳ | ۰/۵۱۲ | ۰/۴۵۵ |
| ۶ | هنیسک-دوآب | ۱/۶۰۷ | ۰/۸۳۶ | ۰/۶۴۷ | ۰/۴۴۳ |
| ۷ | چالوس-پل ذغال | ۲/۲۴۷ | ۱/۶۸۲ | ۱/۳۳۰ | ۱/۰۲۴ |
| ۸ | لاویج-تنگه لاویج | ۰/۳۳۵ | ۰/۵۶۳ | ۰/۴۳۱ | ۰/۲۰۷ |
| ۹ | نمار-نمارستاق | ۰/۹۴۱ | ۰/۵۶۸ | ۰/۴۳۴ | ۰/۴۵۰ |
| ۱۰ | نمار-پنجاب | ۰/۹۶۹ | ۰/۶۲۹ | ۰/۴۸۳ | ۰/۴۵۸ |
| ۱۱ | نور-بلده | ۲/۲۶۸ | ۰/۹۱۹ | ۰/۷۱۳ | ۰/۷۶۱ |
| ۱۲ | نور-رزن | ۳/۳۱۵ | ۱/۲۹۸ | ۱/۰۱۸ | ۱/۰۳۹ |
| ۱۳ | هراز-کره سنگ | ۷/۶۲۳ | ۱۰/۶۵۵ | ۸/۹۱۳ | ۹/۴۹۰ |
| ۱۴ | آلاشت-لله بند | ۱/۴۷۱ | ۰/۷۷۰ | ۰/۵۹۴ | ۰/۴۴۳ |
| ۱۵ | طالار-شیرگاه | ۳/۳۶۴ | ۲/۰۰۱ | ۱/۵۹۱ | ۱/۱۹۵ |
| ۱۶ | دودانگه-سلیمان تنگه | ۲/۳۱۴ | ۰/۳۵۱ | ۱/۰۶۱ | ۰/۶۹۲ |
| ۱۷ | چهاردانگه-ورن | ۱/۷۱۷ | ۱/۲۸۵ | ۱/۰۰۸ | ۰/۵۹۲ |
| ۱۸ | تجن-ریگ چشمه | ۳/۵۴۳ | ۴/۰۸۶ | ۳/۳۱۹ | ۲/۰۸۹ |

جدول ۵. میانگین، حداقل و حداکثر درصد خطاهای نسبی محاسبه شده

| دوره بازگشت | میانگین | حداقل | حداکثر |
|-------------|---------|-------|--------|
| ۲ | ۴۱/۰۶ | ۱/۴۶ | ۱۰۲/۷۳ |
| ۵ | ۴۱/۳۰ | ۲/۲۸ | ۱۴۷/۰۵ |
| ۱۰ | ۴۵/۰۳ | ۲/۹۸ | ۱۸۵/۶۳ |
| ۲۰ | ۴۷/۲۰ | ۳/۷۳ | ۱۸۳/۱۲ |

می‌شود. ولی به کار بردن متغیرهای یکسان در معادلات مختلف به معنی کنار گذاشتن بهترین معادلات و انتخاب معادلاتی با دقت کمتر و خطای بیشتر است.

بنابراین در مجموع با توجه به سادگی روش و امکان انجام محاسبات آن در بسیاری از نرم افزارهای آماری استفاده از آن

بررسی‌های قبلی خطای نسبتاً کمی را نشان می‌دهد که علت این امر می‌تواند همگنی نسبتاً خوب منطقه مورد مطالعه باشد.

از آنجایی که در روش مورد استفاده معادلات مربوط به دوره‌های بازگشت مختلف یکسان نیستند، در نتیجه در مواردی قاعده کاهش برآوردها در حین افزایش دوره بازگشت نقض

سیاسگزاری

بدین وسیله از سرکار خانم مهندس منیره بیابانکی که در انجام این پژوهش ما را یاری نمودند صمیمانه قدردانی می‌شود.

در مراحل اولیه مطالعات به ویژه هنگام نیاز به جریان کم با یک دوره بازگشت خاص که مشکل راه یابی متغیرهای متفاوت در معادلات مختلف وجود ندارد قابل توصیه است.

منابع مورد استفاده

۱. افشار، ع. ۱۳۶۹. هیدرولوژی مهندسی. چاپ دوم. مرکز نشر دانشگاهی، تهران.
۲. بزرگ نیا، ا.، ا. علیزاده، م. نقیب زاده، و ح. خیابانی (مترجمان). ۱۳۶۹. تحلیل فراوانی وقایع و ریسک در هیدرولوژی. مؤسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی. مشهد. صفحه ۴۳.
3. Burn, D. H. 1988. Cluster analysis as applied to regional flood frequency. *J. Water Resour. Planning and Manage.* 115(5): 567-582.
4. Dingman, S. L. and S. C. Lawlor. 1995. Estimating low-flow quantities from drainage-basin characteristics in New Hampshire and Vermont. *Water Resour. Bull.* 31(2): 243-256.
5. Maidment, D. R. 1993. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
6. Riggs, H. C. 1985. *Streamflow Characteristics*. Elsevier pub., New Yourk, PP. 165-175
7. Thomas, D. M. and M. A. Benson. 1970. Generalization of stream flow characteristics from drainage-basin characteristics. U. S. Geological Survey. *Water Supply Paper* 1975.
8. Vogel, R. M. and C. N. Keroll. 1990. Generalized low-flow frequency relationships for ungaged sites in Massachusetts. *Water Resour. Bull.* 26(2): 241-253.
9. Vogel, R. M. and C. N. Keroll. 1992. Regional geohydrologic-geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. *Water Resour. Res.* 28(9): 2451-2458
10. Wiltshire, S. E. 1986. Identification of homogenous regions for flood frequency analysis. *J. Hydrol.* 84: 287-302.