

## برآورد دبی‌های سیلابی بر اساس خصوصیات هندسی و هیدرولیکی مقاطع رودخانه<sup>۱</sup>

محمد رضا نجفی و محمد جعفر جمیری<sup>۲</sup>

تاریخ دریافت مقاله: ۸۳/۱۰/۱۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۸۴/۷/۱۶

### چکیده

روش ژئومتری-کانال یکی از روش‌های غیر مستقیم برآورد سیلاب است که اساس آن توسعه روابط موجود بین دبی سیلاب اندازه گیری شده در ایستگاه‌های هیدرومتری و ابعاد کانال رودخانه در بازه‌های مجاور این ایستگاه‌هاست. در این تحقیق، بازه‌ای از رودخانه مهران رود مطالعه شده است. دبی‌های سیلابی در مقاطع مختلف در طول بازه با استفاده از روندیابی هیدرولیکی هیدروگراف‌های استخراج شده بالادست، به کمک مدل یک بعدی MIKE11 محاسبه شد. با استفاده از خصوصیات ژئومتری رودخانه و دبی‌های سیلابی در مقاطع مختلف روابط رگرسیونی استخراج شد. روابط به دست آمده از لگاریتم داده‌ها نسبت به روابط حاصل از داده‌های اصلی دارای ضریب تشخیص بیشتر و خطای نسبی کمتری بودند. همچنین روابط چند متغیره نسبت به روابط ساده ضریب تشخیص بالاتر و خطای برآورد کمتری داشتند. مقادیر خطای نسبی برآوردها نشان می‌دهد که روش مذکور در جایی مفید است که داده‌های خصوصیات حوضه، محدود یا برای تخمین دبی سیلاب نامطلوب باشد.

### واژه‌های کلیدی

برآورد سیلاب، حوضه، روندیابی سیل، مهران‌رود، هندسه کانال رودخانه

۱- برگرفته از پایان نامه کارشناسی ارشد گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده مهندسی آب و خاک، پردیس کشاورزی

و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

۲- به ترتیب استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده مهندسی آب و خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی

دانشگاه تهران، کرج، ص. پ. ۴۱۱۱، تلفن: ۰۲۶۱-۲۲۴۱۱۱۹، فاکس: ۰۲۶۱-۲۲۴۱۱۱۹، پیام نگار:

mrnajafi@ut.ac.ir و دانشجوی سابق کارشناسی ارشد تاسیسات آبیاری گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده

مهندسی آب و خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

## مقدمه

ویژگی‌های حوضه زهکشی و به ویژه سطح حوضه زهکش برآورد دبی بر اساس مدل‌های بارندگی رواناب میسر نباشد. در روش ژئومتری کانال برای تخمین دبی از روابط رگرسیونی بین مقادیر دبی سیلابی در ایستگاه‌های مختلف در هر حوضه آبریز و ابعاد رودخانه در ایستگاه‌های مربوطه استفاده شود ابعاد به کار رفته به طور متوسط در کل طول هر یک از شاخه‌ها با در نظر گرفتن چند مقطع عرضی به دست می‌آید.

روابط متعدد ژئومتری- هیدرولیک به دنبال تحقیق پیشگام لئوپلد و مادوک (Leopold & Maddock, 1953) بود که نشان داد چگونه ژئومتری رودخانه با افزایش دبی در جهت پایین دست برای یک سری از رودخانه‌ها در محیط‌های مختلف تطبیق می‌یابد. در پی پیشنهاد لانگبین (Longbein & Iseri, 1969) از تحقیق در نوادا، سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS) قبول کرده است که تعیین دبی از ویژگی‌های رودخانه که در سطح مرجع ژئومرفیک مشخصی اندازه‌گیری شده باشند امکان‌پذیر است [۱۲]. موزلی (Mosely, 1979) از داده‌های هیدرولوژی، رسوب شناسی، و مرفولوژی ۷۳ رودخانه آبرفتی در ایجاد رابطه پیش‌بینی‌کننده برای پارامترهای هیدرولوژیکی استفاده کرده است. وارتن (Wharton, 1995) در رودخانه‌های انگلیس، ولز و اسکاتلند برای ۷۵ مقطع پر به روابطی برای محاسبه دبی متوسط سالیانه دست یافت که شکل کلی آنها مانند روابطی است که وارتن و تامنیلسون (Wharton & Tomnilson, 1999) در مطالعات خود روی ۵۲ رودخانه در چهار کشور اندونزی

در تعداد زیادی از نقاط حوضه‌های آبریز، ایستگاه هیدرومتری مجهز وجود ندارد یا اگر وجود داشته باشد آمار ثبت شده آن ناقص یا کوتاه مدت است و امکان استفاده از مدل‌های پیشرفته [۸] وجود ندارد. بنابراین برای برآورد دبی سیلابی از روش‌های غیرمستقیم استفاده می‌شود. این روش‌ها هر یک معایب و محاسن خاص خود را دارد. اندازه‌گیری دبی‌های سیلابی نیز در بازه‌های رودخانه بدون ایستگاه دارای مشکلاتی است و غالباً اطلاعات کافی از واقعه سیلاب وجود ندارد. در نتیجه برای برآورد قابل قبول دبی‌های سیلابی باید تکنیک‌های غیرمستقیم توسعه یابند.

در روش مقدماتی، برای برآورد جریان‌های سیلابی در محل بدون ایستگاه از روابط بین ابعاد رودخانه استفاده می‌شود. تحقیق روی ارتباط ژئومتری رودخانه و دبی رودخانه طی چندین دهه توسعه یافته است. تعدادی به برقراری و تثبیت دبی‌هایی اختصاص یافته است که تأثیر مهمی روی ابعاد رودخانه دارد. مقاله مهمی که در سال ۱۹۷۶ پیکاپ و وارنر (Pickup & Warner, 1976) ارائه کردند بیان می‌دارد که چگونه محدوده‌ای از جریان‌های رودخانه در تعیین ژئومتری رودخانه مؤثر است. دسته دوم مطالعات، ابعاد رودخانه را به عنوان متغیری مستقل برای برآورد پارامترهای جریان در نظر می‌گیرد. تکنیک پیش‌بینی دبی سیلابی با استفاده از ژئومتری رودخانه وقتی می‌تواند نگرشی قابل قبول باشد که نبود اطلاعات حوضه و داده‌های هیدرولوژیکی مانع کاربرد روش‌های مرسوم باشد یا جایی می‌تواند نگرشی قابل قبول باشد که با توجه به

۳۱' ۶° و عرض جغرافیایی ۴۲' ۳۷° تا ۸' ۳۸° واقع است. این رودخانه پس از الحاق به آجی‌چای در غرب شهر تبریز به دریاچه ارومیه می‌شود. این حوضه که در شرق دریاچه ارومیه قرار دارد به علت قلت بارندگی نسبت به بخش غربی دریاچه رواناب کمتری دارد و به دلیل نیاز منطقه به آب، کنترل جریان در رودخانه مهرانه رود اهمیت ویژه‌ای دارد. قطعه مورد مطالعه این رودخانه بین دو ایستگاه هیدرومتری ليقوان و هروی به طول ۱۲/۵ کیلومتر و شیب متوسط ۰/۰۲ واقع است.

#### - مراحل محاسبات

محاسبات مربوط به استخراج روابط هندسی-کانال مطابق مراحل زیر اجرا شده است:

- تعیین دبی‌های اوج برای دوره بازگشت‌های مختلف با استفاده از بهترین توزیع فراوانی سیلاب در ایستگاه بالادست (لیقوان) و ترکیب هیدروگراف‌های سیلاب در بالادست با استفاده از تابع تحلیلی پیرسون.

- تخمین اولیه مقادیر اوج دبی‌های سیلابی با استفاده از اصل پیوستگی و ترکیب هیدروگراف‌ها برای شاخه جانبی. در این مرحله، توزیع‌های فراوانی مختلف آزمایش شدند و توزیعی که میانگین انحرافات نسبی کمتری داشته است، بهترین توزیع شناخته می‌شود و برآورد دبی حداکثر لحظه‌ای با دوره بازگشت‌های مورد نظر بر مبنای آن صورت می‌گیرد.

برای مدیریت بهتر تحقیق هیدروگراف‌ها بر حسب مقادیر دبی‌های اوج بالادست که از

(جاوه)، برون‌دی، غنا، و تانزانیا انجام دادند. این روابط به صورت توابعی از سطح مقطع کانال در مقطع پر و عرض رودخانه در مقطع پر به شکل زیر ارائه شده‌اند:

$$Q_{ma} = m W_b^n \quad (۱)$$

$$Q_{ma} = k D_b^p \quad (۲)$$

$$Q_{ma} = c A^d \quad (۳)$$

که در این روابط،  $d$ ،  $c$ ،  $k$ ،  $p$ ،  $n$ ،  $m$  ضرایب رگرسیون، و  $W_b$ ،  $D_b$ ،  $A$  به ترتیب عرض مقطع پر، عمق مقطع پر، و سطح مقطع پر هستند.

تحقیقات دیگری در این زمینه یکی از ولف و برگز (Wolff & Burges, 1994) در استفاده از مشخصات مقطع رودخانه برای تحلیل فراوانی سیلاب است و دیگری از به جرکلی و همکاران (Bjerklie et al., 2004) است که برای برآورد دبی‌های سیلابی از اطلاعات هیدرولیکی و هندسی مقاطع استفاده کرده‌اند که با سنجش از دور دیدبانی می‌شود.

در تحقیق حاضر با دقت‌تر شدن در روش ژئومتری کانال، روابطی از این نوع برای شاخه‌ای مستقل از رودخانه مهرانه رود برآورد شده که بین دو ایستگاه هیدرومتری ليقوان و هروی واقع است.

#### مواد و روش‌ها

##### - حوضه مورد مطالعه

حوضه آبریز مهرانه‌رود با مساحتی معادل ۶۵۲ کیلومتر مربع از زیرحوضه‌های رودخانه آجی‌چای و بین طول جغرافیایی ۱۶' ۶° تا

برای تعیین زمان پایه هیدروگراف ورودی روش اساسی و منطق روشنی وجود ندارد. لذا با توجه به تغییرات شدت و مدت رگبار و مکانیسم‌های تولید و تمرکز جریان در شبکه کانال‌های فرعی که کانال‌های اصلی را تغذیه می‌کنند، دلیل فیزیکی قاطعی وجود ندارد که مدت هیدروگراف با فراوانی میزان دبی اوج رابطه‌ای داشته باشد. مدت هیدروگراف یک متغیر تصادفی است که توزیع آن لزوماً ربطی به فراوانی دبی اوج سیلاب ندارد. یک گزینه برای به دست آوردن مدت هیدروگراف‌های فرضی این تحقیق تولید، مدت‌ها به صورت استوکاستیک است اما این امر مستلزم ترکیباتی بسیار بیشتر از آنچه برای تشریح پدیده‌ای که برای تحقیق انتخاب گردید، خواهد بود. بنابراین برای سادگی، یک مدت هیدروگراف ثابت برای دوره بازگشت‌ها انتخاب شد که مبنی این مطلب است که ضریب تغییرات توزیع مدت‌های هیدروگراف صفر است و توزیع می‌تواند به جهی مناسب با طول پایه متوسط نمایش داده شود. این فرض حتی هنگامی که دقیقاً مطابق با طبیعت نباشد برای اهداف آزمایش‌های عددی ارائه شده در این تحقیق کافی خواهد بود.

- روندیابی هیدروگراف‌های بالادست در طول بازه با استفاده از مدل MIKE11 [۷] و تکرار آن تا حصول تطبیق مقادیر روندیابی شده در پایین دست با مقادیر مشاهده‌ای و سپس مشخص کردن مقادیر دبی‌ها در مقاطع مختلف.

یک تابع توزیع فراوانی مناسبی محاسبه شده است، تعریف گردید. سایر پارامترها به صورت منطقی برآورد می‌شوند. تابع تحلیلی سه پارامتری پیرسون تیپ III اصلاح شده شامل یک جز جریان پایه برای تعریف شکل هیدروگراف به کار گرفته شده است. این تابع به صورت رابطه شماره ۴ است:

$$Q_t = Q_b \left\{ 1 + (\rho - 1) \left( \frac{t}{t_p} \right)^\alpha \exp \left[ \alpha \left( 1 - \frac{t}{t_p} \right) \right] \right\} \quad (4)$$

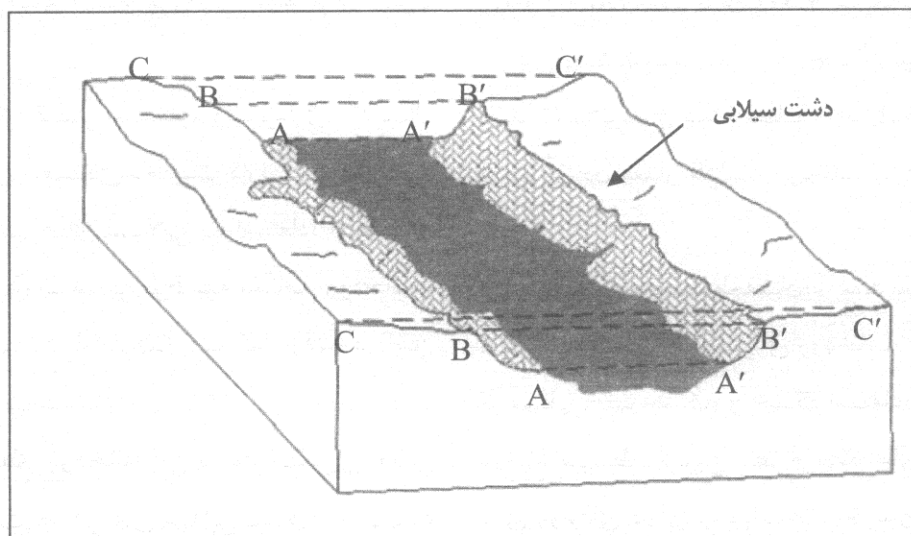
$$\alpha = \frac{1}{\gamma - 1} \quad \gamma = \frac{t_g}{t_p}$$

که در آن،  $Q_t$  مقدار دبی جریان در زمان  $t$ ،  $Q_b$  جریان پایه یکنواخت،  $\rho$  نسبت دبی اوج به دبی پایه،  $t$  زمان،  $t_p$  زمان از شروع اوج گیری هیدروگراف تا دبی اوج و  $t_g$  زمان از شروع اوج گیری هیدروگراف تا مرکز ثقل هیدروگراف ( $t_g \geq t_p$ ) است.

این تابع، مفهومی ساده را برای تعریف هیدروگراف هموار ارائه می‌دهد که شکلی شبیه هیدروگراف‌های اندازه‌گیری شده در بسیاری از رودخانه‌هایی دارد که می‌توانند دبی‌هایی به بزرگی دبی‌های مورد استفاده در این تحقیق را از خود عبور دهند. برای اطمینان از اینکه، همانند اکثر هیدروگراف‌های مشاهداتی، شیب شاخه صعودی هیدروگراف بیشتر از شاخه نزولی آن باشد،  $\gamma$  برابر ۱/۲۵ انتخاب می‌شود. برای نشان دادن مقدار جریان پایه، از میانگین سالانه دبی در ایستگاه مورد نظر استفاده شد.

- تعیین مقادیر پارامترهای ابعاد رودخانه در سطح مرجع کانال فعال با استفاده از مقاطع عرضی برداشت شده از بازه مورد مطالعه و بررسی‌های صحرائی در ۲۰ مقطع در طول بازه.
- در روش غیر مستقیم ژئومتری-کانال پارامترهای متعددی دخالت دارند که اجازه می‌دهند دبی‌های سیلابی با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده مربوط به مقاطع رودخانه، محاسبه شوند. پارامترهای به کار رفته در این تحقیق عبارت‌اند از:
- **سطح مقطع رودخانه:** این پارامتر مهمترین عامل فیزیکی است که دبی‌های سیلابی بستگی به آن دارد و پارامتری است که تأثیرات دامنه متغیرهای حوضه از جمله اقلیم و متغیرهای رودخانه از جمله عرض و عمق آن را کامل می‌کند.
- **عرض رودخانه:** عرض رودخانه در یک سطح مرجع مشخص ژئومرفیک باید اندازه‌گیری شده باشد. سطوح مرجع ژئومرفیک مختلفی از قبیل مقطع پر ( $W_b$ )، سطح مرجع رودخانه فعال ( $W_a$ )، سطح مرجع نهشته رسوبی ( $W_d$ )، سطح مرجع مقطع داغاب ( $W_{ot}$ ) برای اندازه‌گیری عرض رودخانه- در سطح مرجع مختلف- برقرار شده است.
- **عمق رودخانه:** پارامتر عمق رودخانه به دو صورت در روابط دخالت دارد؛ یکی  $D_b$  یا عمق متوسط رودخانه در مقطع پر است که از تقسیم  $A_b$  بر  $W_b$  به دست می‌آید. دیگری  $D_d$  یا عمق متوسط رودخانه در سطح مرجع نهشته رسوبی است.
- **ظرفیت عبور رودخانه برآوردی:** ظرفیت عبور رودخانه برآوردی (ESTCA)، تخمینی از ظرفیت عبور رودخانه (CSA) و حاصل ضرب  $W_b$  و  $D_{MEAN}$  است تا ESTCA جایگزین مناسبی برای CSA باشد. اگر این جایگزینی مناسب باشد، به پلانیمتری همه مقاطع رودخانه برای به دست آوردن مقدار ظرفیت رودخانه نیازی نخواهد بود.
- در ایالات متحده، محققان از سه سطح برای نمایش محدود مرفولوژی رودخانه در نواحی کوهستانی، نیمه‌خشک، و خشک استفاده می‌کنند. «ارتفاع متوسط بالاترین سطوح نهشته‌های رسوبی» برای رودهای دارای رسوبات با دانه بندی خوب و نهشته‌های رسوبی خوب مشخص شده، متناسب است. «کانال فعال» در ابتدا توسط هدمان و کاستنر (Hedman & Kastner, 1974) برای تعیین ویژگی‌های فراوانی سیلاب استفاده شد و استرکامپ و هدمان (Osterkamp & Hedman, 1977) آن را به عنوان «ترکیبی ژئومرفیک کوتاه مدت تشریح کردند که به صورت فعال، به وسیله فرایندهای طبیعی دبی آب و رسوب درست می‌شود». سطح مقطع پر به وضوح ممکن است به عنوان سطح وسیع (پهن) دره، در طول مسیر اصلی رودخانه تعیین شود و این مطابق با تعریف مقطع پر به عنوان «بالاترین قسمت رودخانه اصلی» یا «تمام رود» است. برای روابط ژئومتری-کانال در رودخانه‌های بریتانیا «مقطع پر» که به عنوان دشت سیلابی فعال تعریف شده، به عنوان سطح ژئومرفیک عمده به کار گرفته شده است و در این مطالعه نیز از این سطح مرجع استفاده

گردیده است (شکل شماره ۱).  
 - تجزیه رگرسیونی و استخراج روابط ژئومتری -  
 کانال بر اساس دبی های اوج و مقادیر پارامترهای  
 کانال رودخانه در مقاطع مختلف.



شکل شماره ۱- سطوح مرجعی رسوبی (C-C') سطح مرجع کانال فعال (B-B') مقطع پر (A-A')  
 شکل شماره ۱- سطوح مرجعی که برای توسعه روابط ژئومتری-کانال در بریتانیا مورد استفاده است [۱۳]

در این رابطه،  $E$  خطای نسبی (بر حسب درصد)،  
 $Q_o$  دبی مشاهده ای و  $Q_e$  دبی محاسبه شده است.

### نتایج و بحث

#### - انتخاب ضریب زبری مانینگ

پس از بازدیدهای صحرائی متعدد و بررسی های انجام شده تعداد زیادی پارامتر مؤثر در منطقه طرح وجود داشت که اثر هر یک در انتخاب ضریب زبری مطالعه شد. رودخانه مهرانه رود بارها مطالعه و از آن عکس های متعددی گرفته شده است. همچنین برای استفاده از فرمول های تجربی ارائه شده و بهره گیری از آنها برای برآورد ضریب مانینگ، اقدام به نمونه برداری از مصالح تشکیل دهنده بستر و جداره رودخانه شد. رابطه تجربی استفاده

به منظور تعیین خطای روابط به دست آمده در برآورد مقادیر دبی های سیلابی، این روابط مورد ارزیابی قرار گرفتند. بدین ترتیب که مقادیر پارامترهای رودخانه در هر مقطع در معادلات چند متغیره بر اساس لگاریتم داده های اصلی قرار داده شدند و دبی های سیلابی محاسبه شدند. سپس خطای نسبی بین مقادیر برآوردی دبی سیلابی و مقادیر مشاهده ای با استفاده از رابطه شماره ۵ برای هر یک از مقاطع به دست آمده:

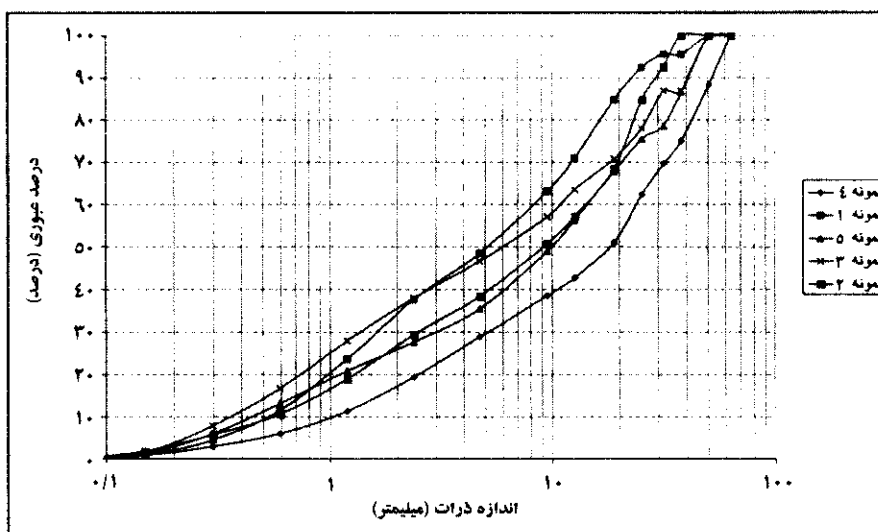
$$E = \left| \frac{Q_o - Q_e}{Q_o} \right| * 100 \quad (5)$$

محاسبه و رسم گردید. این نمودار در شکل شماره ۲ نشان داده شده است. با استفاده از نقشه‌ها و عکس‌ها از شرایط و مقاطع منطقه و نیز استفاده از مراجع استاندارد [۲] و کنترل آن با مقدار به دست آمده از فرمول تجربی، ضریب مانینگ محاسبه شد. به طور کلی، به منظور اجرای مدل MIKE11 متوسطی از ضرایب به دست آمده برای حالات مختلف (۰/۰۶) برای رودخانه انتخاب شد.

شده رابطه Meyer و همکاران [۷] به شکل رابطه شماره ۶ است:

$$n = \frac{d_{90}^{1/6}}{26} \quad (6)$$

که در آن  $d_{90}$  (بر حسب متر) اندازه دانه‌ای است که ۹۰ درصد وزنی ذرات از آن ریزترند. در طول بازه مورد مطالعه، ۵ نمونه به فواصل معین برداشت شد و دانه‌بندی هر یک از آنها



شکل شماره ۲- نمودار دانه‌بندی نمونه‌های مواد بستر در طول رودخانه

شده و با توجه به مطالب بالا، زمان رسیدن به دبی اوج  $t_p$  برابر ۶ ساعت انتخاب شده است که مقدار آن برای سطح حوضه‌ای معادل ۱۰۰ کیلومتر مربع واقع بینانه به نظر می‌رسد. جریان میانگین سالیانه برابر ۰/۸ مترمکعب در ثانیه به عنوان دبی پایه در نظر گرفته شده است. هیدروگراف‌های بالادست در ایستگاه ليقوان برای دوره بازگشت‌های مختلف در شکل شماره ۳ نشان داده شده است.

### - تجزیه و تحلیل سیلاب‌ها

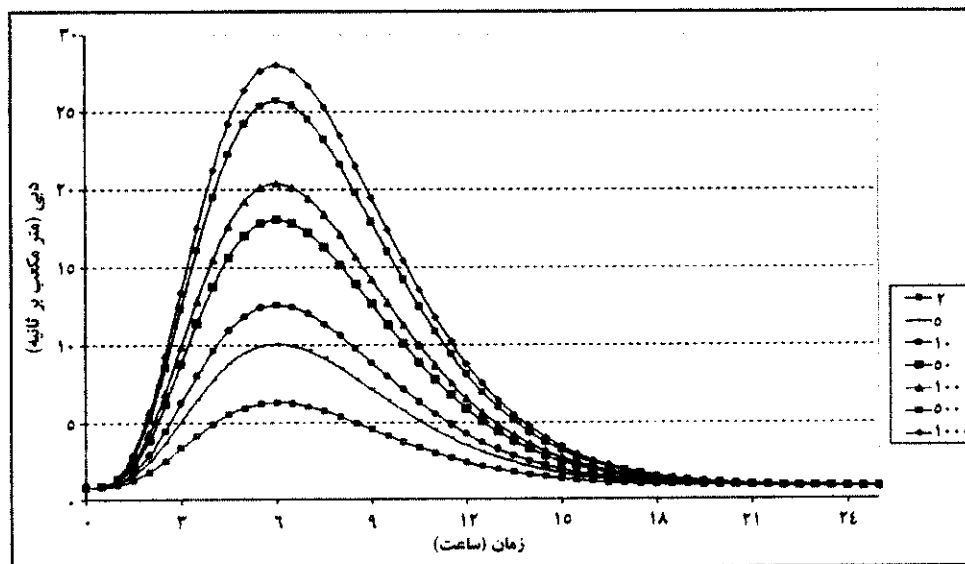
در این تحقیق، پس از آزمون توزیع‌های مختلف، توزیع گامبل میانگین انحرافات نسبی کمتری داشت و لذا بهترین توزیع شناخته شد. جدول شماره ۱ مقادیر برآورد شده دبی‌های با دوره بازگشت‌های مختلف را برای دو ایستگاه ليقوان و هروی نشان می‌دهد.

### - هیدروگراف‌های استفاده شده در مدل

با توجه به هیدروگراف سیل‌های مشاهده

جدول شماره ۱- دبی‌های سیلابی برآوردی برای ایستگاه‌های مورد مطالعه

نام ایستگاه	مقادیر دبی‌های سیلابی به ازای دوره بازگشت‌های مختلف (متر مکعب در ثانیه)						
	۱۰۰۰	۵۰۰	۱۰۰	۵۰	۱۰	۵	۲
لیقوان	۲۸/۰۵	۲۵/۷۵	۲۰/۳۸	۱۸/۰۶	۱۲/۵۷	۱۰/۱	۶/۳
هروی	۶۹/۲۱	۴۸/۱۷	۳۶/۹۲	۳۲/۵۳	۲۱/۳۱	۱۶/۴۱	۸/۸۰



شکل شماره ۳- هیدروگراف‌های ورودی برای دوره بازگشت‌های مختلف در ایستگاه لیقوان

### - اندازه‌گیری ابعاد رودخانه

با توجه به معیارهای ذکر شده، بیست مقطع در طول بازه مورد مطالعه از رودخانه انتخاب شد که مقادیر اندازه‌گیری شده پارامترهای انتخابی در سطح ژئومرفیک مقطع پر برای روابط ژئومتری- کانال در جدول شماره ۲ ارائه شده است.

### - ملاحظات محاسباتی مدل

گام‌های زمانی و مکانی به کار رفته در مدل با

توجه به طول بازه مطالعاتی و تعداد مقاطع تعریف شده برای مدل، به ترتیب ۶۰ ثانیه و ۱۰۰ متر بودند؛ که این مقادیر برای اطمینان از پایداری طرح محاسباتی انتخاب شدند. بعد از وارد کردن داده‌های ذکر شده و سایر پارامترهای مورد نیاز در *MIKE11*، مدل اجرا شد و مقادیر دبی‌های مختلف در مقاطع مختلف به دست آمد که نتایج در جدول شماره ۳ ارائه شده است.



جدول شماره ۲- مقادیر پارامترهای ابعاد رودخانه در مقاطع مختلف

ESTCA	D <sub>b</sub>	A <sub>b</sub>	W <sub>b</sub>	فاصله	ESTCA	D <sub>b</sub>	A <sub>b</sub>	W <sub>b</sub>	فاصله
(مترمربع)	(متر)	(متر مربع)	(متر)	(کیلومتر)	(مترمربع)	(متر)	(متر مربع)	(متر)	(کیلومتر)
۱۰/۲۶	۰/۴۵	۵	۲۲/۸	۵/۹۲۶	۵/۵۵	۰/۷۳	۵	۷/۶	۰
۷/۹۴	۰/۶۹	۴/۹	۱۱/۵	۶/۰۹۰	۱۱/۵۹	۰/۹۵	۹/۷	۱۲/۲	۰/۷۷۵
۱۸/۴۲	۱/۴۵	۶/۲	۱۲/۷	۷/۰۲۰	۱۰/۶۶	۰/۵۷	۷/۹	۱۸/۷	۱/۲۸
۶/۹۶	۰/۷۴	۵/۸	۹/۴	۷/۹۸۰	۱۲/۷۰	۰/۶۹	۹/۷	۱۸/۴	۱/۶۰۸
۱۵/۷۴	۱/۲۲	۱۵/۴	۱۲/۹	۸/۶۹۷	۸/۵۷	۰/۵۱	۸/۶	۱۶/۸	۲/۰۱۳
۱۴/۷۶	۱/۲۴	۱۴/۳	۱۱/۹	۹/۳۹۲	۵/۹۳	۰/۴۹	۵/۵	۱۲/۱	۲/۴۸۷
۱۴/۱۱	۰/۹۱	۱۵/۸	۱۵/۵	۱۰/۵۷۰	۶/۲۸	۰/۴۰	۴/۹	۱۵/۷	۲/۹۸۹
۱۴/۶۲	۱/۲۶	۱۱/۹	۱۱/۶	۱۱/۳۳۵	۱۳/۵	۰/۹۰	۴/۶	۱۵/۰	۴/۰۶۸
۸/۱۰	۰/۷۶	۱۰/۰	۱۰/۶	۱۲/۱۳۰	۵/۶۱	۰/۵۹	۵/۱	۹/۵	۴/۳۶۰
۸/۴۹	۰/۸۴	۸/۱	۱۰/۱	۱۲/۵۰۰	۱۷/۳	۰/۹۳	۷/۱	۱۸/۶	۵/۲۵۵

جدول شماره ۳- مقادیر دبی های روندیابی شده بر حسب متر مکعب در ثانیه در مقاطع مختلف

Q <sub>1000</sub>	Q <sub>500</sub>	Q <sub>100</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>2</sub>	فاصله (کیلومتر)
۲۸/۰۴۵	۲۵/۷۳۹	۲۰/۳۷۷	۱۸/۰۵۶	۱۲/۵۶۶	۱۰/۰۷۱	۶/۳۰۴	۰
۲۸/۰۳۷	۲۵/۷۳۳	۲۰/۳۷۱	۱۸/۰۵۰	۱۲/۵۶۲	۱۰/۰۶۸	۶/۳۰۱	۰/۷۷۵
۲۸/۰۳۴	۲۵/۷۳۰	۲۰/۳۶۹	۱۸/۰۴۸	۱۲/۵۶۱	۱۰/۰۶۶	۶/۳۰۰	۱/۲۸۰
۲۸/۰۳۳	۲۵/۷۲۸	۲۰/۳۶۷	۱۸/۰۴۷	۱۲/۵۶۰	۱۰/۰۶۵	۶/۲۹۹	۱/۶۰۸
۲۸/۰۲۵	۲۵/۷۲۳	۲۰/۳۶۴	۱۸/۰۴۲	۱۲/۵۵۷	۱۰/۰۶۲	۶/۲۹۸	۲/۰۱۳
۲۸/۰۲۲	۲۵/۷۱۹	۲۰/۳۶۰	۱۸/۰۴۰	۱۲/۵۵۵	۱۰/۰۶۱	۶/۲۹۷	۲/۴۸۷
۲۸/۰۲۰	۲۵/۷۱۷	۲۰/۳۵۸	۱۸/۰۳۸	۱۲/۵۵۴	۱۰/۰۶۱	۶/۲۹۷	۲/۹۸۹
۲۸/۰۱۳	۲۵/۷۱۱	۲۰/۳۵۴	۱۸/۰۳۵	۱۲/۵۵۲	۱۰/۰۵۹	۶/۲۹۶	۴/۰۶۸
۲۸/۰۱۲	۲۵/۷۱۰	۲۰/۳۵۳	۱۸/۰۳۵	۱۲/۵۵۱	۱۰/۰۵۹	۶/۲۹۶	۴/۳۶۰
۲۸/۰۱۰	۲۵/۷۰۷	۲۰/۳۵۲	۱۸/۰۳۴	۱۲/۵۵۱	۱۰/۰۵۸	۶/۲۹۶	۵/۲۵۵
۲۸/۰۰۹	۲۵/۷۰۵	۲۰/۳۵۱	۱۸/۰۳۳	۱۲/۵۵۰	۱۰/۰۵۸	۶/۲۹۵	۵/۹۲۶
۲۸/۰۰۷	۲۵/۷۰۴	۲۰/۳۵۰	۱۸/۰۳۲	۱۲/۵۵۰	۱۰/۰۵۸	۶/۲۹۵	۶/۰۹۰
۲۸/۰۰۴	۲۵/۷۰۱	۲۰/۳۴۸	۱۸/۰۳۰	۱۲/۵۴۸	۱۰/۰۵۶	۶/۲۹۵	۷/۰۲۰
۲۸/۰۰۱	۲۵/۶۹۸	۲۰/۳۴۴	۱۸/۰۲۷	۱۲/۵۴۵	۱۰/۰۵۵	۶/۲۹۴	۷/۹۸۰
۲۷/۹۹۸	۲۵/۶۹۶	۲۰/۳۴۲	۱۸/۰۲۵	۱۲/۵۴۴	۱۰/۰۵۴	۶/۲۹۴	۸/۶۹۷
۶۹/۲۳۶	۴۸/۱۷۹	۳۶/۹۳۶	۳۲/۵۲۲	۲۱/۳۰۶	۱۶/۳۹۷	۸/۷۸۷	۹/۳۹۲
۶۹/۲۱۲	۴۸/۱۶۵	۳۶/۹۲۷	۳۲/۵۱۵	۲۱/۳۰۳	۱۶/۳۹۴	۸/۷۸۷	۱۰/۵۷۰
۶۹/۱۹۸	۴۸/۱۶۰	۳۶/۹۲۵	۳۲/۵۱۲	۲۱/۲۹۷	۱۶/۳۹۴	۸/۷۸۶	۱۱/۳۳۵
۶۹/۱۸۹	۴۸/۱۵۵	۳۶/۹۲۳	۳۲/۵۱۱	۲۱/۲۹۶	۱۶/۳۹۴	۸/۷۸۶	۱۲/۱۳۰
۶۹/۱۸۵	۴۸/۱۵۳	۳۶/۹۲۱	۳۲/۵۰۰	۲۱/۲۹۵	۱۶/۳۹۳	۸/۷۸۶	۱۲/۵۰۰

جدول شماره ۴- ضریب همبستگی ساده بین متغیرهای اندازه گیری شده

پارامترها	عرض رودخانه	عمق متوسط مقطع پر	تخمین ظرفیت عبور رود	سطح مقطع رود
سطح مقطع رود	-۰/۰۰۳	۰/۵۴۰*	۰/۵۱۹*	۱/۰
تخمین ظرفیت عبور رود	۰/۳۳۸	۰/۷۹۰**	۱/۰	
عمق متوسط مقطع پر	-۰/۲۸۷	۱/۰		
عرض رودخانه	۱/۰			

\*معنی‌دار در سطح پنج درصد، \*\* معنی‌دار در سطح یک درصد

جدول شماره ۵- روابط ساده بر اساس داده‌های اصلی

روابط استخراج شده	R <sup>2</sup>	Sigf	SE	خطای نسبی (درصد)
$Q_2 = -0.0091 A_b^3 + 0.2591 A_b^2 - 2.0346 A_b + 11.1327$	۰/۳۸۷	۰/۰۱	۰/۱۳	۴/۸
$Q_2 = -10.2614 D_b^3 + 24.8402 D_b^2 - 16.5234 D_b + 9.6019$	۰/۲۷۱	۰/۰۵۶	۰/۱۷	۷/۳
$Q_5 = -0.0224 A_b^3 + 0.6346 A_b^2 - 4.9233 A_b + 21.6128$	۰/۳۸۲	۰/۰۱۲	۰/۱۸	۵/۱
$Q_5 = -25.9364 D_b^3 + 62.9702 D_b^2 - 42.1763 D_b + 18.6497$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۰/۲۸	۹/۲
$Q_{10} = -0.032 A_b^3 + 0.9099 A_b^2 - 7.1478 A_b + 29.5457$	۰/۳۸	۰/۰۱۳	۰/۲۲	۷/۵
$Q_{10} = -36.071 D_b^3 + 87.3419 D_b^2 - 58.1287 D_b + 24.1882$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۰/۳۵	۱۳/۶
$Q_{50} = -0.0530 A_b^3 + 1.5068 A_b^2 - 11.8378 A_b + 46.1824$	۰/۳۸	۰/۰۱۴	۰/۲۷	۸/۳
$Q_{50} = -59.6982 D_b^3 + 144.55 D_b^2 - 96.213 D_b + 37.2962$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۰/۴۷	۱۰/۳
$Q_{100} = -0.0607 A_b^3 + 1.724 A_b^2 - 13.543 A_b + 52.551$	۰/۳۸	۰/۰۱۵	۰/۳۱	۸/۵
$Q_{100} = -68.3229 D_b^3 + 165.438 D_b^2 - 110.105 D_b + 42.397$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۰/۶۲	۱۱/۲
$Q_{500} = -0.0822 A_b^3 + 2.3361 A_b^2 - 18.3516 A_b + 69.3424$	۰/۳۸	۰/۰۱۵	۰/۴۳	۸/۹
$Q_{500} = -92.6145 D_b^3 + 224.273 D_b^2 - 149.28 D_b + 55.599$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۰/۷۷	۱۴/۱
$Q_{1000} = -0.1508 A_b^3 + 4.2849 A_b^2 - 33.663 A_b + 108.0526$	۰/۳۸	۰/۰۱۵	۰/۵۸	۱۲/۶
$Q_{1000} = -169.9258 D_b^3 + 411.509 D_b^2 - 273.926 D_b + 2.8563$	۰/۲۷	۰/۰۵۸	۱/۱۶	۲۴/۳

جدول شماره ۶- روابط ساده بر اساس لگاریتم داده‌های اصلی

روابط استخراج شده	R <sup>2</sup>	Sigf	SE	خطای نسبی (درصد)
$\text{Log}Q_2 = .203 \text{Log}A_b + .659$	۰/۳۷	۰/۰۰۴	۰/۰۵	۶/۸
$\text{Log}Q_2 = -.169 \text{Log}W_b + 1.025$	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۶	۱۳/۵
$\text{Log}Q_2 = .164 \text{Log}D_b + .854$	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۱۰/۲
$\text{Log}Q_5 = .327 \text{Log}A_b + .768$	۰/۳۹	۰/۰۰۳	۰/۰۶	۹/۷
$\text{Log}Q_5 = .231 \text{Log}D_b + 1.083$	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۰۸	۱۴/۹
$\text{Log}Q_{10} = .352 \text{Log}A_b + .846$	۰/۳۸	۰/۰۰۴	۰/۰۸	۱۰/۵
$\text{Log}Q_{10} = .259 \text{Log}D_b + 1.186$	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۱۶/۰
$\text{Log}Q_{50} = .392 \text{Log}A_b + .974$	۰/۳۸	۰/۰۰۴	۰/۰۹	۱۱/۶
$\text{Log}Q_{50} = .289 \text{Log}D_b + 1.353$	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۱	۱۷/۷
$\text{Log}Q_{100} = .396 \text{Log}A_b + 1.024$	۰/۳۸۱	۰/۰۰۴	۰/۰۹	۱۱/۶
$\text{Log}Q_{100} = .292 \text{Log}D_b + 1.407$	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۱	۱۷/۹
$\text{Log}Q_{500} = .418 \text{Log}A_b + 1.11$	۰/۳۸۱	۰/۰۰۴	۰/۱	۱۲/۳
$\text{Log}Q_{500} = .308 \text{Log}D_b + 1.514$	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۱۷/۳
$\text{Log}Q_{1000} = .602 \text{Log}A_b + 1.015$	۰/۳۸	۰/۰۰۴	۰/۱۴	۱۷/۴
$\text{Log}Q_{1000} = .444 \text{Log}D_b + 1.597$	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۱۶	۲۶/۸

### - محاسبات آماری

مستقل از هم باشند و بین آنها وابستگی معنی‌دار برقرار نباشد. پارامترهایی که به عنوان متغیر مستقل در معادلات وارد شدند عبارت‌اند از سطح مقطع رودخانه در مقطع پر ( $A_b$ )، عرض مقطع پر رودخانه ( $W_b$ )، عمق متوسط رودخانه در مقطع پر ( $D_b$ )، و تخمینی از ظرفیت عبور رودخانه در مقطع پر ( $ESTCA$ ).

### نتیجه‌گیری

جهت به دست آوردن معادلات برآورد دبی‌های سیلابی با دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۵۰، ۱۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰ ساله از روی پارامترهای ابعاد رودخانه، از روش انتخاب به وسیله کاربر (Enter) در نرم‌افزار SPSS استفاده شد و بهترین معادلاتی انتخاب شدند که دارای بیشترین ضریب تشخیص ( $R^2$ )، کمترین خطای استاندارد برآورد (SE)، و کمترین سطح معنی‌داری (Sigf) بودند. در مرحله نخست، از

در این مطالعه، برای تعیین مدل‌های رگرسیونی (توابع ارائه شده در جداول شماره ۴، ۵، و ۶) از نرم‌افزار SPSS و الگوریتم محاسباتی Enter، برای تجزیه رگرسیونی استفاده شد. در تحقیق حاضر برای تعیین اینکه بین متغیرها رابطه هست یا نه، شاخص همبستگی ساده دو به دو برای کلیه متغیرهای مستقل محاسبه شد. به منظور ارائه مدل‌هایی برای برآورد دبی‌های سیلابی از طریق ابعاد رودخانه از روش‌های رگرسیونی ساده و چند متغیره استفاده شد. برای تعیین میزان ارتباط متقابل بین تغییرات متغیرها به صورت دو به دو از شاخص همبستگی پیرسون در نرم‌افزار SPSS استفاده شد که نتایج آن در جدول شماره ۴ ارائه شده است. برای بالا بردن اعتبار معادلات رگرسیون چند متغیره، بهتر است پارامترهای رودخانه

داده‌های اصلی استفاده گردید و پارامتر دبی به عنوان متغیر وابسته در برابر خصوصیات ژئومتری رودخانه به عنوان پارامترهای مستقل قرار گرفت. شکل‌های مختلف معادلات از جمله تابع نمایی، توانی و چند جمله‌ای‌های درجه اول و درجه دوم ارزیابی شدند که بهترین شکل معادلات به صورت چندجمله‌ای درجه سوم بر اساس سطح مقطع و عمق رودخانه به دست آمد (جدول شماره ۵). در مرحله بعد، برای دستیابی به معادلات رگرسیونی بهتر با خطای

استاندارد برآورد کمتر، از داده‌های اصلی لگاریتم گرفته شد و بین آنها روابط رگرسیونی برقرار گردید و بهترین آنها با توجه به فاکتورهای  $R^2$ ، Sigf و SE انتخاب شد (جدول شماره ۶). در آخرین مرحله، جهت به دست آوردن بهترین معادلات برآورد دبی‌های سیلابی با استفاده از چند پارامتر مستقل از داده‌های اصلی لگاریتم گرفته و بهترین معادلات انتخاب شد (جدول شماره ۷).

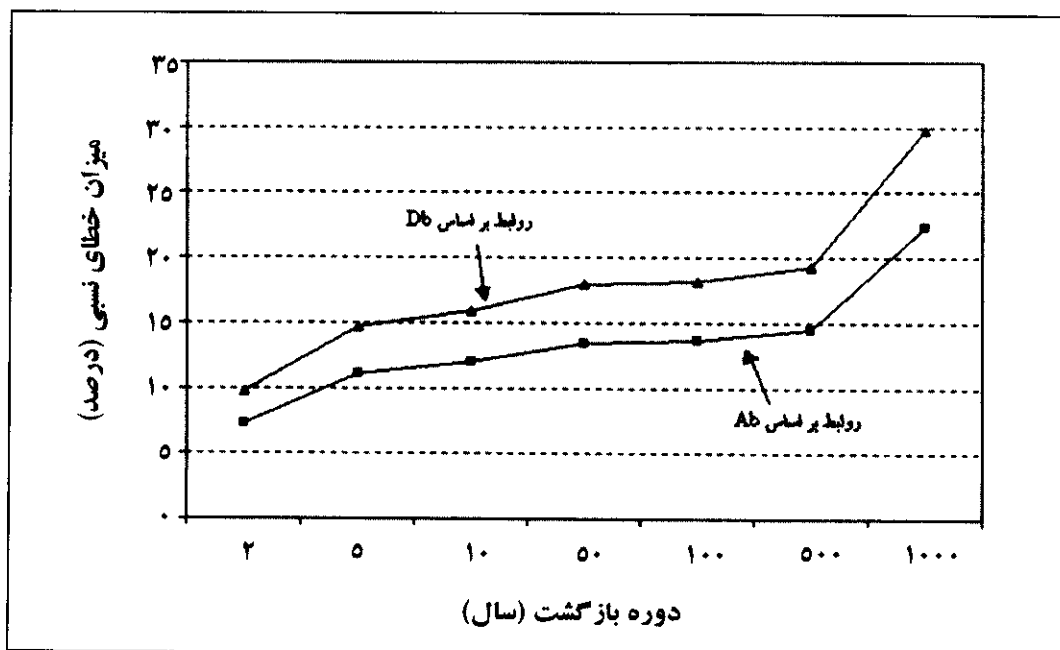
جدول شماره ۷- روابط چند متغیره بر اساس لگاریتم داده‌های اصلی

روابط استخراج شده	$R^2$	Sigf	SE	خطای نسبی (درصد)
$\text{Log}Q_2 = .229 \text{Log}A_b - .149 \text{Log}W_b + .80$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۰۵	۷/۱
$\text{Log}Q_2 = .239 \text{Log}A_b - .138 \text{Log}W_b - .019 \text{Log ESTCA} + .798$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۵	۷/۰
$\text{Log}Q_2 = .239 \text{Log}A_b - .157 \text{Log}W_b - .019 \text{Log } D_b + .798$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۵	۷/۰
$\text{Log}Q_2 = .239 \text{Log}A_b - .138 \text{Log}D_b - .157 \text{Log ESTCA} + .798$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۵	۷/۱
$\text{Log}Q_5 = .338 \text{Log}A_b - .209 \text{Log}W_b + .993$	۰/۴۷	۰/۰۰۵	۰/۰۷	۱۰/۳
$\text{Log}Q_5 = .359 \text{Log}A_b - .185 \text{Log}W_b - .041 \text{Log ESTCA} + .798$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۷	۱۰/۲
$\text{Log}Q_5 = .359 \text{Log}A_b - .226 \text{Log}W_b - .041 \text{Log } D_b + .99$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۷	۱۰/۴
$\text{Log}Q_{10} = .364 \text{Log}A_b - .236 \text{Log}W_b + 1.099$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۰۸	۱۱/۲
$\text{Log}Q_{10} = .379 \text{Log}A_b - .218 \text{Log}W_b - .03 \text{Log ESTCA} + 1.097$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۸	۱۲/۱
$\text{Log}Q_{10} = .379 \text{Log}A_b - .248 \text{Log}W_b - .03 \text{Log } D_b + 1.097$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۰۸	۱۱/۳
$\text{Log}Q_{50} = .406 \text{Log}A_b - .263 \text{Log}W_b + 1.257$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۰۹	۱۲/۲
$\text{Log}Q_{50} = .422 \text{Log}A_b - .243 \text{Log}W_b - .033 \text{Log ESTCA} + 1.254$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۰۹	۱۲/۱
$\text{Log}Q_{50} = .422 \text{Log}A_b - .277 \text{Log}W_b - .033 \text{Log } D_b + 1.254$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۰۹	۱۲/۱
$\text{Log}Q_{100} = .41 \text{Log}A_b - .266 \text{Log}W_b + 1.31$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۰۹	۱۲/۳
$\text{Log}Q_{100} = .427 \text{Log}A_b - .246 \text{Log}W_b - .034 \text{Log ESTCA} + 1.306$	۰/۴۷	۰/۰۱۷	۰/۰۹	۱۲/۳
$\text{Log}Q_{100} = .427 \text{Log}A_b - .28 \text{Log}W_b - .034 \text{Log } D_b + 1.306$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۰۹	۱۲/۳
$\text{Log}Q_{500} = .432 \text{Log}A_b - .280 \text{Log}W_b + 1.411$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۰۹	۱۲/۹
$\text{Log}Q_{500} = .45 \text{Log}A_b - .259 \text{Log}W_b - .036 \text{Log ESTCA} + 1.408$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۱	۱۲/۹
$\text{Log}Q_{500} = .45 \text{Log}A_b - .295 \text{Log}W_b - .036 \text{Log } D_b + 1.408$	۰/۴۶	۰/۰۱۶	۰/۰۹	۱۲/۹
$\text{Log}Q_{1000} = .623 \text{Log}A_b - .403 \text{Log}W_b + 1.449$	۰/۴۶	۰/۰۰۵	۰/۱۴	۱۹/۱
$\text{Log}Q_{1000} = .648 \text{Log}A_b - .374 \text{Log}W_b - .051 \text{Log ESTCA} + 1.444$	۰/۴۶	۰/۰۱۷	۰/۱۴	۱۸/۹
$\text{Log}Q_{1000} = .648 \text{Log}A_b - .425 \text{Log}W_b - .051 \text{Log } D_b + 1.444$	۰/۴۶	۰/۰۱۶	۰/۱۴	۱۸/۹

یکدیگر ندارند. نبودن تفاوت عمده بین این روابط ممکن است به این دلیل باشد که تمامی مقاطع در بستری آبرفتی و بدون محدودیت سنگ بستر و غیره قرار گرفته‌اند؛ و هر چند شیب و قطر متوسط دانه بندی می‌توانند در معادلات نقش داشته باشند ولی استفاده از ابعاد مقطع به تنهایی در یک محل قابل اعتماد است.

در تجزیه رگرسیونی انجام گرفته، روابط ساده حاصل از داده‌های اصلی به دو دسته یکی بر اساس  $A_b$  و دیگری بر اساس  $D_b$  تقسیم می‌شوند که روابط شامل سطح مقطع رودخانه نسبت به روابط شامل عمق رودخانه دارای ضریب تشخیص بالاتر و خطای نسبی متوسط کمتری است. بنابراین سری اول نسبت به سری دومی برتری محسوس دارد (شکل شماره ۴).

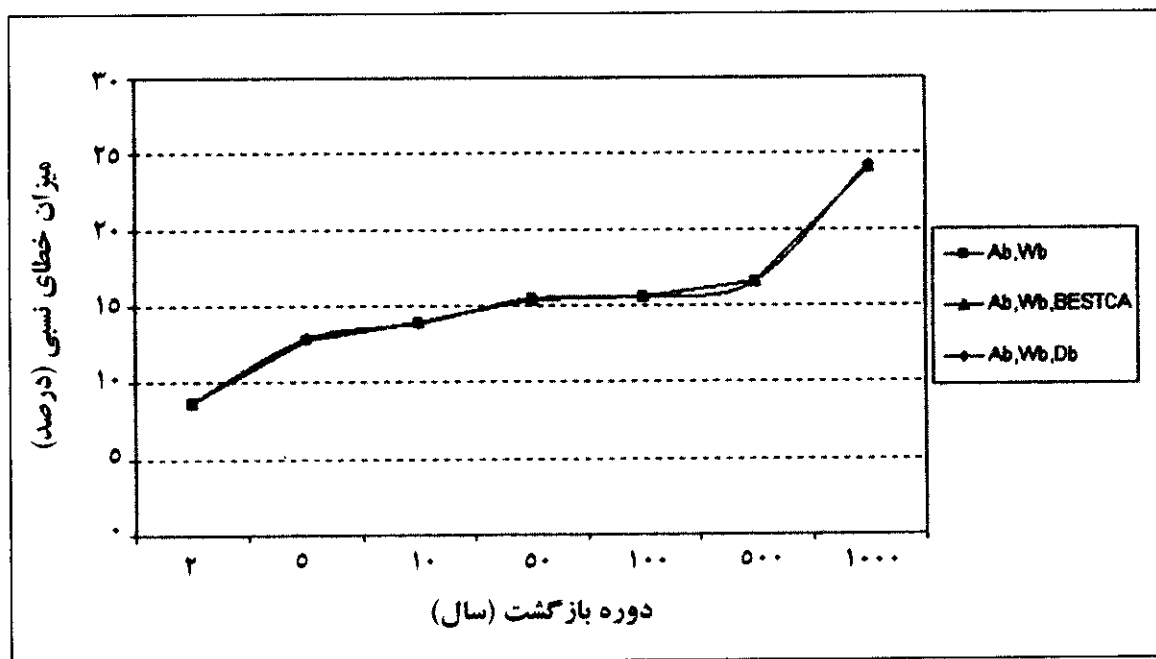
پس از استخراج روابط ساده، از فرمول‌های ۲۰ مقطع (جدول شماره ۲) برای محاسبه دبی‌ها استفاده شد. مقایسه دبی‌های محاسبه و اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد که برای روابط ساده بر اساس داده‌های اصلی کمترین مقدار خطا  $4/8$  درصد و بیشترین مقدار آن  $24/3$  درصد است. همچنین، برای روابط ساده بر اساس لگاریتم داده‌ها کمترین میزان خطای نسبی  $8/6$  درصد و بیشترین آن  $26/8$  درصد است. برای روابط چند متغیره بر اساس لگاریتم داده‌ها کمترین خطای نسبی  $7/0$  و بیشترین آن  $19/1$  درصد است. مقادیر زیاد خطای برآورد مربوط به دوره بازگشت  $1000$  ساله است. مشاهده می‌شود که با بیشتر شدن دوره بازگشت، مقدار خطا افزایش می‌یابد. بنابراین، روابط استخراج شده در مجموع نتایج مشابهی دارند و برتری خاصی نسبت به



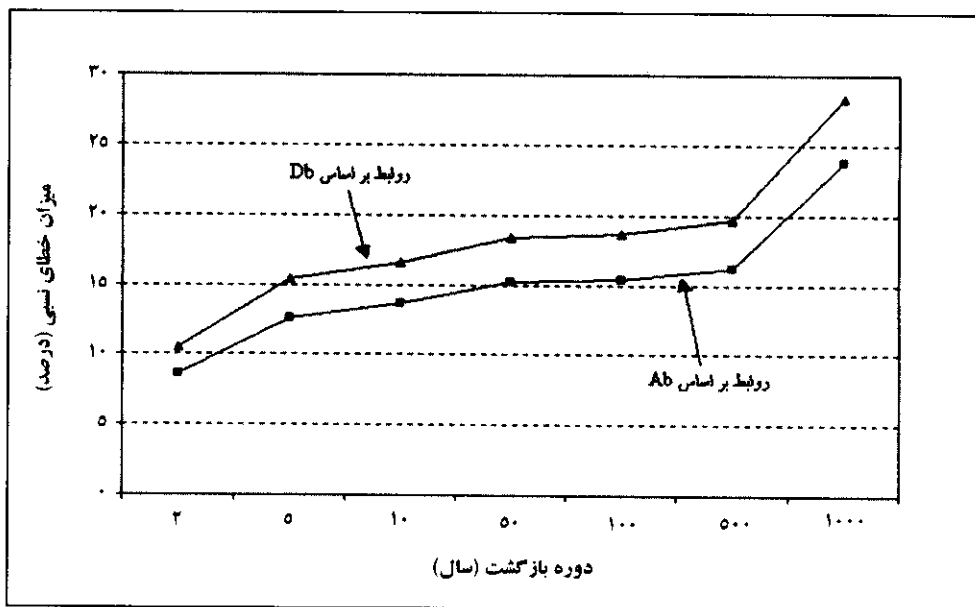
شکل شماره ۴- خطای نسبی متوسط روابط ساده بر اساس داده‌های اصلی

و چند متغیره حاصل بین لگاریتم داده‌ها نسبت به روابط حاصل از داده‌های اصلی دارای ضریب تشخیص بیشتری است اما چنانکه در شکل شماره ۷ مشخص است، میزان خطای نسبی متوسط برآورد دبی در روابط ساده براساس داده‌های اصلی کمتر از دوسری دیگر است. بنابراین در کل، روابط سری اول بر اساس سطح مقطع رودخانه بهترین وسیله را برای برآورد دبی‌های سیلابی با خطای کمتر به دست می‌دهند. در مجموع می‌توان خطاهای نسبی حاصل در این مطالعه را در مقایسه با نتایج گزارش شده ولف و برگز (Walff & Burges, 1994) در حد قابل قبول برای این گونه مدل‌ها دانست.

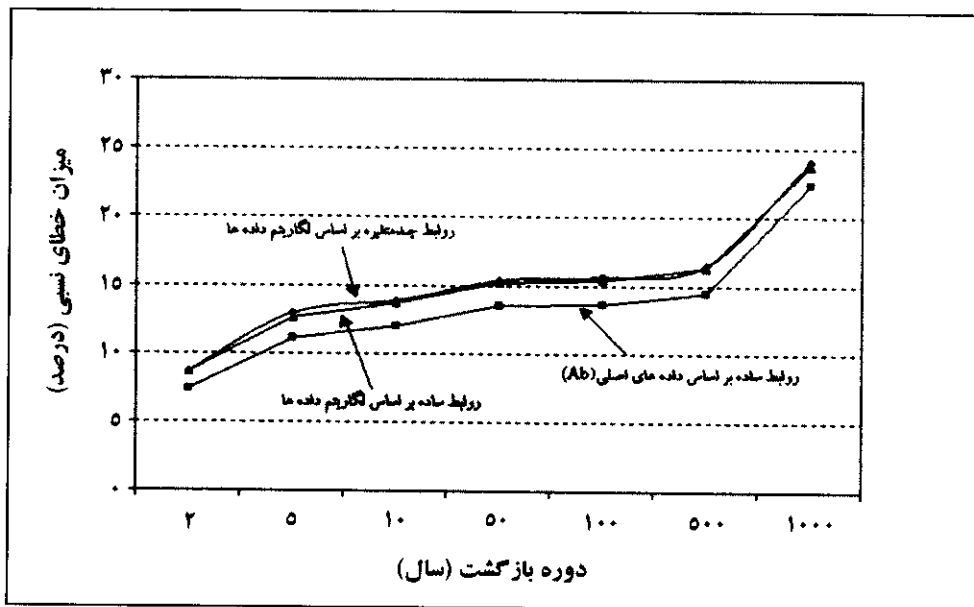
همین نتیجه در مورد روابط ساده حاصل از لگاریتم داده‌ها نیز صادق است یعنی سطح مقطع رودخانه، نسبت به عمق رودخانه تخمین بهتری را برای دبی‌های سیلابی به دست می‌دهد (شکل شماره ۵). در بین روابط چند متغیره، سه سری روابط بر اساس ترکیب‌های مختلف ابعاد رودخانه یعنی  $(A_b, W_b, D_b)$ ،  $(A_b, W_b, ESTCA)$ ،  $(A_b, W_b)$  به دست آمد که ضرایب تشخیص نسبتاً یکسان دارند، میزان خطای نسبی متوسط آنها تقریباً مساوی است، و برتری خاصی نسبت به یکدیگر ندارند (شکل شماره ۶). در نهایت، بررسی و مقایسه بین روابط مختلف به دست آمده نشان می‌دهد که روابط ساده



شکل شماره ۵- خطای نسبی متوسط روابط ساده بر اساس لگاریتم داده‌ها



شکل شماره ۶- خطای نسبی متوسط روابط چند متغیره بر اساس لگاریتم داده‌ها



شکل شماره ۷- مقایسه میزان خطای نسبی متوسط بین سه سری از روابط به دست آمده

## مراجع

- 1- Bjerklie, D. M., Dingman, S. L. and Charles, J. 2004. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *J. Hydrol.* 278(1-4):17-38.
- 2- Chow, V. T. 1959. *Open Channel Hydraulics*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- 3- Hedman, E. R. and Osterkamp, W. R. 1982. Stream flow characteristics related to channel geometry of streams in Western United States. Water supply paper 2193. USGS Washington. D. C.
- 4- Hedman, E. R. and Kastner, W. M. 1974. Progress report on stream flow characteristics as related to channel geometry of streams in the Miosouri river basin. USGS open-file rept 24p.
- 5- Langbein, W. B., and Iseri, K. T. 1960. General introduction and hydrologic definitions. USGS Water - supply paper 1541-A. GPO. Washington D.C.
- 6- Leopold, L. B., and Maddock, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 252. P. 57.
- 7- MIKE 11 User Manual, 1999. Danish Hydraulic Institute. Denmark.
- 8- Mosely, M. P. 1979. Prediction of hydrologic variables from channel morphology, South Island Rivers, *J. Hydrol.* 18 (2): 109-120.
- 9- Najafi, M. R. 2003. Watershed modeling of rainfall excess transformation into runoff. *J. Hydrol.* 270, 273-281.
- 10- Osterkamp, W. R., and Hedman, E. R. 1977. Variation of width and discharge for natural high-gradient stream channels. *Water Res. Res.* 13(2): 256-258.
- 11- Pickup, G., and Warner, R. F. 1976. Effects of hydrologic regime on the magnitude and frequency of dominant discharge. *J. Hydrol.* 29, 51-75
- 12- Riggs, H. C. 1978. Stream flow characteristics from channel size. *J. Hydraulic Div. ASCE.* 104 (Hy1): 87-96.
- 13- Wharton, G. 1995. The channel geometry method: Guidelines and applications. *Earth surface processes and Landforms.* 20, 649-600.
- 14- Wharton, G., Arnell, N. W. Gregory, K. J. and Gurnall, A. M. 1989. River discharge estimation from channel dimensions. *J. Hydrol.* 106, 365-376.



- 15- Wharton, G., and Tomnilson, J. J. 1999. Flood discharge estimation from river channel dimensions: Results of application in Java, Brundi, Ghana and Tanzania. *J. Hydro. Sci.* 44 (1).
- 16- Wolff, G. G. and Burges, S. J. 1994. An analysis of the influence of river channel properties on flood frequency. *J. Hydrol.* Vol. 153. 317-337.

## **Estimation of Flood Discharges Based on Geometric and Hydraulic Properties of River Channel**

**M. R. Najafi and M. J. Jomeiri**

The channel-geometry method is an indirect method of flood estimation, which relies on the development of relations between flood discharges, measured at gauging stations, and channel dimensions, measured from natural river reaches in the vicinity of the gauging stations. In this research, a reach from Mehraneh-rud river was chosen. Flood discharges for different return periods were computed by *MIKE11*, one-dimensional hydraulic flood routing model. The computed hydrographs were routed through the corresponding tributary and adjusted with observed flood peaks at downstream. Finally, channel-geometry regression equations were developed using the river dimensions and related discharges at each section. Developed equations based on logarithmic data had higher distinction coefficient than equations based on normal data. The multi-variable equations had higher distinction coefficients and lower relative estimation error. On the basis of relative error of estimates, results showed the advantages of the channel-geometry method here and in situations where characteristic data were scarce or may not offer appropriate basis for flood discharge estimation.

**Keywords:** Channel-geometry, Flood estimation, Flood routing, Mehraneh-rud, Basin