نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال یازدهم، شماره ۲، تابستان ۱۴۰۳

صفحات ۴۱ - ۵۶

برآورد عمق سیلاب در رودخانه قم‌رود با ترکیب ویژگی‌های هیدرولیکی رودخانه و ژئومورفیک حوضه آبریز

سمانه ریاهی؛ دانشجوی دکترای مخاطرات ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

امیرصفاری[1]؛ دانشیار ژئومورفولوژی، علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

سیدموسی حسینی؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده حغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

علی احمدآبادی؛ استادیار ژئومورفولوژی، علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران.

دریافت مقاله :۱۴۰۲/۰۸/۱۳ پذیرش نهایی:۱۴۰۳/۰۶/۰۳

چکیده

به منظور برنامه‌ریزی، مدیریت و بهره‌برداری از منابع آب آگاهی نسبت به تغییرپذیری فضایی این منابع هم‌چنین درک رفتار پاسخ حوضه به منظور مدل‌سازی فرآیندهای فیزیکی نقش اساسی بسیار مهمی دارد. حوضه قم‌رود به دلیل قرارگیری در مناطق خشک و نیمه خشک و شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژی خاص، مستعد سیلاب‌های ناگهانی می‌باشد. به دلیل کمبود داده‌های هیدرومتری و توپوگرافی با دقت بالا در این حوضه، استفاده از مدل‌های هیدرولیکی منجر به نتایج دقیقی از ویژگی‌های هیدرولیکی سیلاب نمی‌شود. در چنین شرایطی، روش‌های که مبتنی بر ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه باشد، می‌تواند گزینه دیگری باشد. روش مورد استفاده در این مقاله روش اشل متغیر سیل (VFS) می‌باشد که ویژگی‌های هیدرولیکی رودخانه را با مشخصات ژئومورفیک حوضه به منظور برآورد عمق آب در رودخانه ناشی از سیلاب با دوره بازگشت‌های مختلف را ترکیب می‌کند. میزان عمق آب برای دوره بازگشت‌های ۱۰۰-۲ سال مورد بررسی قرار گرفت در هر دوره بیشترین میزان عمق آب در قسمت‌های نزدیک به خروجی و کمترین میزان عمق آب در قسمتهای بالادست رودخانه می‌باشد. بررسی‌ها نشان داد که بین میزان عمق آب و مساحت زیرحوضه بالادست رابطه نمایی ($y=a\times e^b$) با ضریب تبیین بالا ($R^2= 0.98$) مشاهده شد و می‌تواند برای تمام سطح حوضه تعمیم داده شود. روش مورد استفاده در این تحقیق می‌تواند برای حوضه‌های فاقد آمار هیدرومتری و توپوگرافی به منظور برآورد عمق سیلاب، مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: مخاطرات سیل، مدل اشل متغیر سیل، حوضه قم‌رود، مدل هیدرولیک، ژئومورفولوژی، عمق آب.

[1] نویسنده مسئول

Email: saffari@khu.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]

[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

مقدمه

سیل به معنای سرریز شدن آب از مسیر اصلی خود گفته می‌شود که آسیب به اراضی کشاورزی، مناطق شهری، خسارت مالی و تلفات جانی را به دنبال دارد (Perera et al ,۲۰۱۵). سیلاب‌ها از پرهزینه‌ترین بلای طبیعی محسوب می‌شود و آسیب‌های سیل حدود یک سوم از زیان‌های اقتصادی ناشی از خطرات طبیعی را تشکیل می‌دهد (Munich,۲۰۰). مخاطره سیلاب در طول سی‌سال گذشته به صورت گسترده در حال افزایش است، تاکنون ۹۰ درصد مرگ انسانی و بیشتر از نیمی از خسارات اقتصادی ناشی از سیل در آسیا رخ می‌دهد (Smith ,۲۰۰۹). در واقع، کاهش سیل، تمرکز اصلی تحقیقات مربوط به مخاطره در پنجاه ساله گذشته را به خود اختصاص داده است (Thompsonand Frazier,۲۰۱۴). سیلاب‌ها سال به سال چه از نظرتعداد وقوع و چه از نظر شدت خسارات افزایش می‌یابند. بیشترین تعداد سیل در ایران در دهه ۷۰ با تعداد ۳۱۰۱ مورد اتفاق افتاده است و در دهه ۸۰ تعداد سیل‌های اتفاق افتاده به ۱۳۸۱ رخداد کاهش یافته و در دهه ۹۰ تاکنون ۹۱۱ مورد سیل در کشور ثبت شده است. همچنین آمار ثبت شده در طی سالهای ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۵ نشان می‌دهد که تعداد وقوع سیل‌های شدید در طی ۵ سال گذشته افزایش داشته است. به ترتیب استان کرمان، گیلان و مازندران بیشترین تعداد سیلاب را درکشور دارند (شرکت مدیریت منابع آب،۱۳۹۵). تلفات جانی و خسارات مالی سنگین وارد شده به بخش‌های مختلف حاکی از اهمیت پدیده سیلاب‌ها بوده و لزوم اتخاذ روش‌های مناسب، پیش‌بینی، پیش‌گیری و مدیریتی را روشن می‌سازد به همین دلیل بررسی میزان ارتفاع آب از جمله اقدامات اولیه در راستای این اهداف محسوب می باشد. پژوهشگرانی در این زمینه تحقیقاتی انجام داده اند از جمله بروانگین و همکاران (Et al, ۲۰۲۲ Borwarnginn) در مقاله خود به پیش‌بینی ارتفاع آب رودخانه با استفاده از ویژگی‌های مبتنی بر یادگیری عمیق پرداخته بودند و روش RNN کمترین میزان خطا را در محاسبات نشان داد. مونا و همکاران (Munna et al ,۲۰۲۱) در مقاله خود مقدار CN ، رواناب مستقیم منطقه و مقدار دبی اوج برای دوره های مختلف بازگشت در حوضه رودخانه سورما واقع در بنگلادش محاسبه کرده‌اند. داده‌های هندسی و دبی اوج به نرم افزار HEC-RAS برای بدست آوردن عمق سیل و گسترش سیل وارد شدند. در نهایت، یک شبیه سازی HEC-GeoRAS منجر به یک نقشه دشت سیلابی شد و منطقه سیلاب مشخص شده است. لی و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از داده‌های dGPS، DEM، تصاویر ماهواره‌ای و از طریق مدل هیدرودینامیکی HEC-RAS به مدل‌سازی جریان رودخانه رودخانه ریوکلرادو واقع در بولیوی پرداخته اند. مدل‌سازی دوبعدی HEC-RAS نشان می‌دهد که در محدوده انتخاب‌شده، سیل در قسمت پایین‌دست هنگامی که دبی کمتر از ۱۸ متر مکعب بر ثانیه است، شروع می‌شود و جریان در ابتدا از طریق کانال‌های شکاف و پایین‌ترین سطح توپوگرافی پخش می‌شود. با افزایش دبی، جریان در سراسر دشت سیلابی گسترش می‌یابد. تصاویر ماهواره‌ای و یک شاخص آب مشتق شده، همان الگوهای جریان دشت سیلابی را به عنوان مدل‌سازی نشان می‌دهد (Amoateng et al, ۲۰۱۸). آماتنگ و همکاران (Amoateng et al, ۲۰۱۸) با تجزیه و تحلیل توپوگرافی و خاک منطقه‌ی کوماسی با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی(DEM) نشان می‌دهند که منطقه، توپوگرافی پرفراز و نشیبی دارد و مناطق کم‌ارتفاع به صورت تپه در سراسر چشم‌انداز قابل مشاهده است. تپه‌های مسطح بالاآمده با عرض متغیر بین ۱۵۰۰ متر تا ۲۵۰۰ متر، که عمدتاً در جهت شمال به جنوب است که باعث جریان قریب به اتفاق رودخانه‌ها و رواناب سطحی در این مسیر می‌شود و هم‌چنین سیلاب‌های سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۳ در کوماسی، با بارندگی‌های با بزرگی متفاوتی یا پس از بارندگی متوسط تا شدید رخ داده است و برای ایجاد سیل در کوماسی حداقل ۲۷ میلی‌متر باران نیاز دارد. حسینی و همکاران (Hosseini ۲۰۱۶

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

(et al, یک روش جدید ژئومورفولوژی برای به دست آوردن شکل هیدروگراف واحد لحظه‌ای(IUH) در حوضه های بدون آمار با محاسبه میانگین زمان حرکت بارش در روی سطح زمین و بخش‌های کانال ارائه داده اند و مدل IUH با استفاده از تابع چگالی احتمال (PDF)، میانگین زمان حرکت مسیرهای ممکن جریان در حوضه بدست آمده است. جعفری و عسگری (۱۴۰۰) برای تهیه نقشه پهنه‌بندی سیلاب محدوده مورد مطالعه، پنج عامل مؤثر در تغییر الگوی جریان شامل طبقات ارتفاعی، شیب، جهت جریان، سازندهای زمین‌شناسی و تغییرات کاربری اراضی مورد بررسی قرار داده‌اند. سپس در محیط GIS به هر طبقه از عوامل مذکور بر مبنای دامنه صفر تا ۱۰ امتیاز داده شد و لایه های وزنی مربوطه ایجاد گردید. در ادامه با تلفیق لایه‌های وزنی ایجاد شده، نقشه پهنه‌بندی آسیب‌پذیری منطقه بر مبنای ۵ طبقه خیلی کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد ایجاد شده است. ظهیری و اشناور(۱۳۹۸) با استفاده از مدل دوبعدی HEC- RAS به شبیه‌سازی جریان در رودخانه کارون و در حد فاصل ایستگاه ملاثانی تا فارسیات استفاده شده است. به‌منظور آماده‌سازی نقشه ارتفاعی با استفاده از تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و اطلاعات پروفیل های بستر رودخانه استفاده شد. نتایج مدل‌سازی در قوس‌های مورد مطالعه، نشان می‌دهد که مقادیر حداکثر سرعت در قوس بیرونی اتفاق می‌افتد که با مکانیزم جریان در قوس‌ها مطابقت دارد. بر اساس نتایج به دست آمده، نوع و تراکم شبکه‌بندی تأثیر چندانی روی مدل‌سازی عمق جریان نداشته است. با این حال ویژگی‌های شبکه مورد استفاده تأثیر بالایی بر توزیع سرعت دارا بوده، به‌گونه‌ای که شبکه منظم با تراکم بالا بهترین دقت را در شبیه‌سازی سرعت جریان داشته است. غلامی و همکاران (۱۳۹۸) در بررسی خود در زمینه ارتفاع آب در رودخانه کن واقع در شهر تهران به این نتیجه رسیدند که در بالادست رودخانه افزایش دبی به شکل افزایش ارتفاع سطح آب بوده و گسترش عرضی کمتری در سطوح سیلاب گیر به چشم می خورد. اما در بخش های میانی و کم شیب پایین‌دست رودخانه به علت کاهش ارتفاع سطح آب، رودخانه دارای گسترش جانبی بیشتری بوده و پهنه های سیل گیر در این بخش ها نسبت به بالادست رودخانه دارای وسعت بیشتری می‌باشند. همچنین به ازای دوره بازگشت های طولانی‌تر میزان دبی و ارتفاع سطح آب افزایش یافته و پهنه سیلابی نیز از وسعت بیشتری برخوردار بوده است. شکیب و همکاران(۱۳۹۰) مدل تئوریک که بیانگر این موضوع است که تاثیرگذارترین عامل بر روی تغییرات عمق رودخانه را شماره منحنی و میزان نفوذپذیری خاک است در منطقه شهری جوابگو نبوده است. بنابر این از روش منطق فازی برای بررسی عمق آب استفاده کرده است. روشان و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از مدل هیدرولیکی هک رس از طریق الحاقیه HEC- GeoRAS به شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولیکی رودخانه بشار واقع در استان کهگیلویه و بویراحمد پرداخته اند. نتایج حاصل از این تحقیق نشان داده است که مدل هک رس می‌تواند مقادیر عددی مناسبی را جهت مطالعه خصوصیات هیدرولیکی جریان در رودخانه‌ها ارائه دهد و جهت پهنه بندی سیلاب با دقت بالا و هزینه اندک مورد استفاده قرار گیرد.

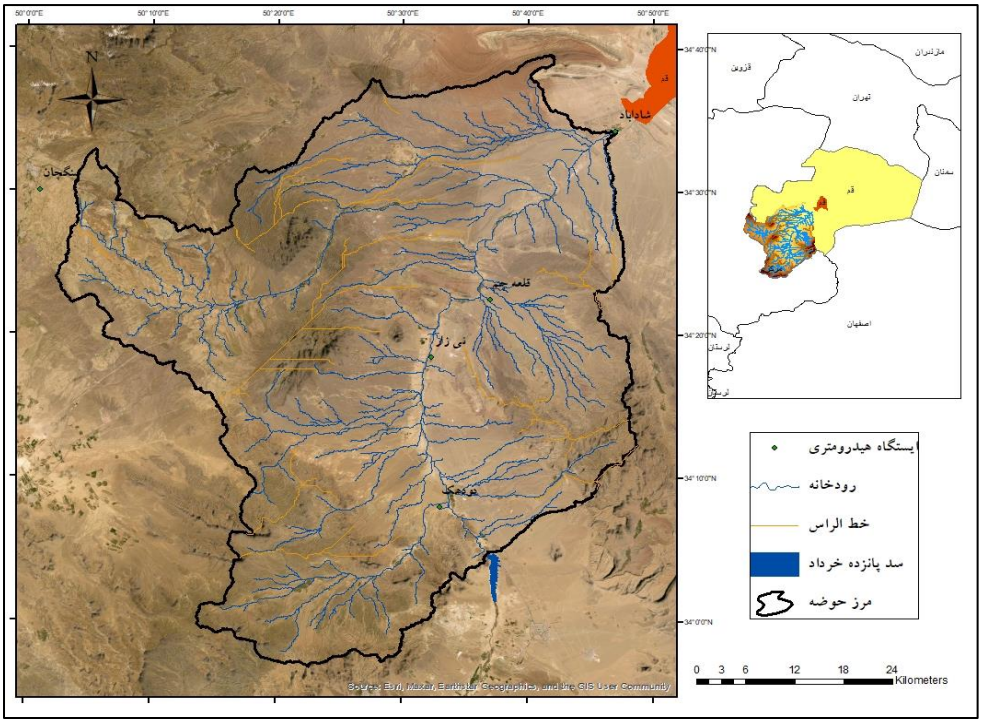
در چند دهه اخیرسیلاب‌های متعددی در حاشیه رودخانه قم‌رود رخ داده است که از مهمترین سیل‌های استان می‌توان به سیلاب سال ۱۳۴۳، ۱۳۵۳، ۱۳۶۸، ۱۳۷۱، ۱۳۷۲، ۱۳۸۶، ۱۳۸۸ اشاره کرد (بزرگ حداد و همکاران،۱۳۹۲: ۴۶۴). علاوه بر آن مدل‌هایی که با روندیابی سیل در طول رودخانه، پهنه‌های سیلابی را مشخص نماید، نیاز به داده‌های هیدرومتری همچون حداکثر دبی لحظه‌ای، داده‌های مقطع هندسی دقیق ، توپوگرافی و غیره است و از آنجایی که در بعضی از رودخانه‌های کشورمان مخصوصاً نواحی خشک و نیمه‌ی خشک از جمله رودخانه قم‌رود کمبود داده‌های مورد نیاز برای بررسی عمق آب و دبی اوج مواجه هستیم، بنابراین دست‌یابی به یک روش بومی‌شده با بهره‌گیری از ویژگی‌های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

ژئومورفولوژیکی منطقه برای بررسی پهنه‌های سیلابی لازم و ضروری می‌باشد. در همین راستا با استفاده از مدل روش تراز یا اشل متغیر سیل (VFS)[2] به عنوان مدل ترکیبی هیدرولیکی-ژئومورفولوژیکی که توسط ناردی و همکاران در سال ۲۰۰۶ توسعه داده شده است، اقدامی جهت کاهش مخاطرات سیل بر روی رودخانه قم‌رود محسوب می‌شود. روش مذکور برای اولین بار در ایران به منظور برآورد عمق سیلاب در طول رودخانه آبریز قم‌رود مورد استفاده قرار گرفته است.

داده ها و روش کار

حوضه رودخانه قم‌رود در مختصات جغرافیایی بین طولهای۲۹ °۵۰ تا ´۴۶ °۵۰ و عرض جغرافیایی ´۱۹ °۳۴ تا ´۲۴ °۳۴ شمالی قرار گرفته است. رودخانه قم‌رود از زردکوه بختیاری سرچشمه می‌گیرد و پس از دریافت شاخه‌هایی در جنوب ناحیه به دریاچه نمک می‌ریزد. حوضه موردمطالعه در استان قم و بخش‌هایی از استان مرکزی قرار دارد و ایستگاه-های هیدورمتری دودهک، نی‌زار، قلعه چم و شادآباد در این محدوده قرار دارد و بر اساس داده‌های اخذ شده از شرکت مدیریت منابع آب ایران، تنها ایستگاه شادآباد دارای داده‌های هیدرومتری طولانی مدت و از نوع ثبات (بارش و تبخیر از سال ۸۸-۴۶ و دبی از سال ۸۸-۵۳) می‌باشد. میانگین بارش سالانه در طول دوره آماری سال ۸۸-۴۶ ، ۱۳۷/۷۸ میلی‌متر می‌باشد که در کنار تبخیر بالا متوسط سالیانه (۲۹۶۰/۸۳ میلی‌متر) حاکی از شرایط اقلیمی خشک و نیمه خشک منطقه است. رودخانه قم‌رود از دیرباز نقش شاهرگ حیاتی این منطقه اقلیمی از ایران را به عهده داشته است. به نحوی که یکی از عوامل شکل‌گیری اولیه شهر قم، رودخانه قم‌رود می باشد. علاوه بر آن آبادی‌های متعدد بزرگ و کوچک دیگری در طول رودخانه هستند که بر همین اساس بوجود آمده اند(شکل ۱).



شکل ۱) موقعیت حوضه قم‌رود

[2] Variable flood stage method

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

جدول ۱) متوسط دبی، بارش و تبخیر ماهانه ایستگاه شاداباد در دوره زمانی بارش و تبخیر از سال ۸۸-۴۶ و دبی از سال ۵۳-۸۸

ماه	دبی(m^3/s)	تبخیر(mm)	بارش(mm)
مهر	۰/۹۸	۲۳۶/۸۲	۱/۵۷
آبان	۲/۱۴	۱۲۹/۶۷	۷/۴۱
آذر	۳/۶۴	۷۴/۸۸	۱۷/۷۴
دی	۴/۴۵	۲۵/۶۱	۲۰/۹۳
بهمن	۵/۱۱	۱۸/۶۱	۲۲/۹
اسفند	۹/۳۱	۴۸/۸۶	۲۰/۸۴
فروردین	۱۲/۱۶	۲۰۴/۷۹	۲۵/۱۳
اردیبهشت	۷/۷۷	۳۰۲/۳۶	۱۴/۴۹
خرداد	۱/۹۲	۴۴۲/۲۰	۲/۲۸
تیر	۱/۰۱	۵۴۲/۴۷	۳/۱۹
مرداد	۰/۸۳	۵۳۴/۹۹	۰/۷۹
شهریور	۰/۷۶	۴۲۳/۰۸	۰/۴۵

کاربری اراضی محدوده مورد مطالعه شامل اراضی بایر، مرتع، مناطق صخره‌ای، مناطق مسکونی، اراضی کشاورزی می‌باشد که مناطق صخره‌ای بیشترین سهم را به خود اختصاص داده است. از نظر ژئومورفولوژیکی، مقدار شاخص گرادیان طولی (SL) در حوضه رودخانه قم‌رود ۱۶۶۸ هم‌چنین سینوسی رودخانه ۱/۴۷ به دست آمده که هر دو نشان‌دهنده فعالیت زیاد تکتونیک و قدرت فرسایش شدید رودخانه می‌باشد. با بررسی‌های انجام شده میزان تراکم سطحی رودخانه ۰/۴۶ بدست آمده است. علاوه برآن مقدار شاخص انشعاب ۳/۹ محاسبه شده است که محدوده مقدار طبیعی این شاخص بین ۳ تا ۵ وجود دارد. ضریب شکل هورتن و گراویلیوس به ترتیب ۰/۶۲ و ۱/۸ محاسبه شده که اشاره به این موضوع دارد که حوضه به شکل دایره نزدیک می‌باشد (جدول ۲).

جدول ۲) ویژگی ها فیزیوگرافی حوضه موردمطالعه

ویژگی (واحد)	مقدار	ویژگی	مقدار
مساحت(km^2)	۳۳۱۶/۶۱	شاخص گرادیان طولی رودخانه،SL	۱۶۶۸
محیط(km)	۳۷۰/۳۱	شاخص سینوسی رودخانه اصلی، S	۱/۴۷
طول حوضه(km)	۷۳	شاخص تراکم سطحی آبراهه، P	۰/۴۶
بالاترین ارتفاع(m)	۳۱۵۰	شاخص انشعاب‌پذیری، Br	۳/۹
پایین ترین ارتفاع (m)	۹۹۸	ضریب شکل هورتن،R	۰/۶۲
طول آبراهه اصلی (km)	۸۳/۶۸	ضریب شکل گراویلیوس، KC	۱/۸

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

برای انجام این پژوهش به مدل رقومی ارتفاعی آلوس پالسار[3] ۱۲,۵ متر، نقشه نقشه‌های خاک‌شناسی و زمین‌شناسی و همچنین کاربری اراضی به منظور محاسبه ضریب مانینگ استفاده شده است. روش تراز متغیر سیل به عنوان روشی برای پیش‌بینی میزان دبی و عمق آب به کار برده می‌شود.

روش تراز متغیر سیل (VFS)

روش تراز یا اشل متغیر سیل (VFS) یک روش ترسیم سیلاب دشت و تعیین عمق آب هیدروژئومورفیک است که الگوریتم آب‌گرفتگی ساده را با خصوصیات حوضه رودخانه و ویژگی‌های هیدرولوژیکی یک رویداد سیل پیوند می‌دهد که براساس مفهوم هیدروژئومورفیک (VFS) توسط ناردی و همکاران ارائه شده است(۲۰۰۶). داده اصلی مدل تراز متغیر سیل، DEM یک حوضه با که ضریب مانینگ (N) مشخص می‌باشد. ویژگی‌های سیلاب‌دشت و دبی یک رویداد خاص سیل (Q_f) در خروجی می‌باشد. دبی سیل با دوره بازگشت‌هایی که منجر به تشکیل پهنه سیلابی می‌شود از طریق سوابق جریان به دست آورده می‌شود (Nardi et al,۲۰۰۶).

تمام پارامترهای هیدرولیکی و هندسی را می‌توان از شبکه جریان و DEM استخراج کرد. این روش شامل چهار مرحله است.

(۱) DEM پردازش می‌شود و خصوصیات هیدرولوژیکی و شبکه جریان از طریق آن را بدست آورده می‌شود.

(۲) هندسه دشت سیلاب در مقاطع تصادفی با استفاده از DEM تعیین و پس از آن شبکه جریان و جهت‌های جریان با یک الگوریتم محاسبه شود تا اتصالات و مئاندر جریان به درستی تعیین می‌شود.

(۳) میزان دبی اوج با دوره بازگشت مختلف در ایستگاه خروجی محاسبه می‌شود. پس از آن سرعت اوج V_j همراه با دبی سیل Q_f (m^3 / s) با استفاده از رابطه هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی (۱۹۷۹، Rodríguez-Iturbi and Valdés) با استفاده از رابطه ۱ برآورد می‌شود:

$$vj = \frac{Q_f . L_\Omega}{1.31.R_l^{0.43}.A}$$ رابطه (۱)

A: مساحت حوضه (km^2) R_l : نسبت طول هورتون [بدون بعد] ، L_Ω :طول کانال با بیشترین رتبه (کیلومتر). R_l و L_Ω : می‌توانند از شبکه جریان استخراج شوند. از آنجا که عمق بارندگی و سرعت اوج در سطح حوضه آبریز ثابت فرض می‌شود ، Q_i دبی سیل در هر محل کانال که با استفاده از رابطه GIUH برآورد و به صورت زیر بیان می‌شود (Rathjens et al, ۲۰۱۶).

$$Q_i = 1.31. L_\Omega^{-1}. R_l^{0.43}. vj. A_i \qquad i = 1, \dots . n_c$$ رابطه (۲)

A_i :مساحت زیر حوضه بر حسب متر مربع. رابطه مانینگ، تخمین جایگزین برای دبی را این چنین بیان می‌کند:

$$h(\widetilde{Q_i}) = N^{-1}. \widehat{A}_i(h_i). R_i^{\frac{1}{3}}(h_i). S_i^{\frac{1}{2}} \quad i = 1, \dots . n_c$$ رابطه (۳)

3 ALOS PALSAR

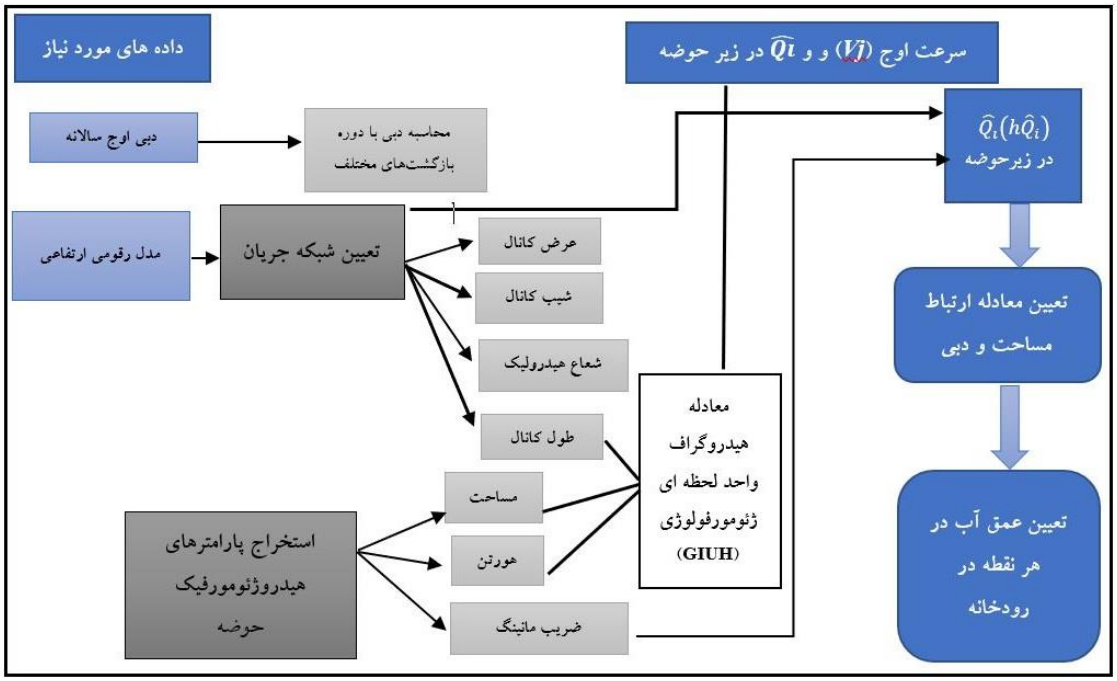
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

$\widehat{Q}_i$ دبی(m^3/s) تخمینی توسط رابطه مانینگ، N ضریب زبری مانینگ، عمق سیلاب است. $\widehat{A}_i$ سطح مقطع (m^2)، R_i شعاع هیدرولیک مقطع(m)و S_i میانگین شیب کانال $(m.m^{-1})$ در سلول شبکه i است . توجه داشته باشید که دبی هر دو پارامتر سطح مقطع (R_i,A_i) وابسته به شیب S_i هستند. در مرحله بعد ، $h_{\widehat{Q}_i}$عمق سیلاب مناسب با حل $\widehat{Q_i}(h_{Q_i}) - \widehat{Q}_i = 0$محاسبه می‌شود و ارتباط $(h\widehat{Q}_i, A_i)$ ارتفاع آب و مساحت بالادست در هر سطح مقطع انتخاب شده به دست می‌آید.

(۴) هنگامی که $(h\widehat{Q}_i, A_i)$ ها به دست بیایند، عمق سیلابی متغیر(h_i) برای هر زیر حوضه به عنوان تابعی از مساحت زهکشی با استفاده از رابطه پیشنهاد شده توسط (Leopold, LB,and Maddock,۱۹۵۳) محاسبه می‌شود.

$$\overline{h_i} = a.A_i^b\ , i, \ldots\ldots, n_s \qquad \text{رابطه (۴)}$$

n_sتعداد$(h\widehat{Q}_i, A_i)$ در حوضه است. پارامترهای مقیاس a و b از طریق رگرسیون خطی در فضای log-log با استفاده از $(h\widehat{Q}_i, A_i)$ محاسبه می‌شود و بر اساس آن با داشتن مساحت بالادست هر نقطه بر روی شبکه آبراهه حوضه (Ai) میتوان عمق آب را در هر نقطه برآورد کرد (Rathjens et al, ۲۰۱۶).



شکل۲) روندنمای مراحل انجام پژوهش حاضر

شرح و تفسیر نتایج

تحلیل فراوانی داده‌های دبی اوج سالانه

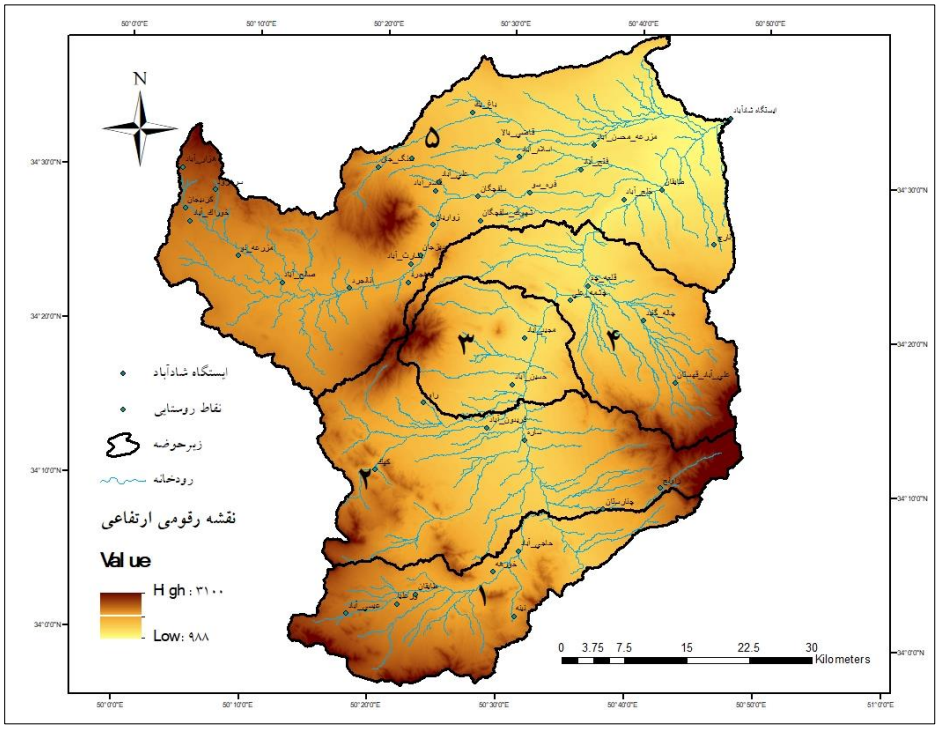
به منظور محاسبه عمق آب در طول رودخانه با استفاده از روش تراز متغیر سیل، ابتدا مقدار دبی اوج با دوره بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵ ، ۵۰ و ۱۰۰ سال در ایستگاه شادآباد به عنوان ایستگاه هیدرومتری خروجی برآورد شد. توزیع احتمالاتی ویبول سه پارامتری به عنوان بهترین توزیع احتمالاتی برازش یافته به سری داده‌های اوج سیلاب ایستگاه شاداباد شناخته شد و میزان آن در جدول شماره ۳ برآورد شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

جدول ۳) میزان دبی برحسب مترمکعب بر ثانیه در دوره بازگشت‌های مختلف با برازش توزیع احتمالی

دوره بازگشت(سال)	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰
دبی(مترمکعب بر ثانیه)	۳۴/۶۸۶	۸۳/۹۸۴	۱۳۳/۰۳	۲۲۳/۱۹	۳۱۸/۹۵	۴۴۸/۱۸

به منظور بررسی بیشتر، حوضه مورد مطالعه به پنج زیرحوضه تقسیم شد که خروجی هر کدام از آنها بر روی رودخانه اصلی می‌باشد (شکل ۳)، ویژگی هیدرومتری مورد نیاز مدل در پنج زیرحوضه که شامل عرض کانال، شیب طولی کانال و مساحت زهکشی بالادست می‌باشد، در جدول ۴ درج شده است. میزان عرض کانال در زیرحوضه اول از ۷۲ متر تا ۳۰۳ متر در زیر حوضه پنج واقع در خروجی حوضه برآورده شده که دارای روند افزایشی است. در بالادست حوضه منطقه کوهستانی می‌باشد و عرض کانال رودخانه نسبت به خروجی کمتر می‌باشد. میزان شیب طولی رودخانه در زیرحوضه اول ۰/۰۰۶۳، زیرحوضه دوم ۰/۰۰۵۷، زیرحوضه سوم ۰/۰۰۵۹، زیرحوضه چهارم ۰/۰۰۶۷ و زیرحوضه پنجم ۰/۰۰۷۲متغیر می‌باشد. میزان مساحت بالادست از ۴۵۷/۱۹ کیلومتر مربع در زیرحوضه اول تا ۳۳۱۶/۶۱ کیلومتر مربع در زیر حوضه پنجم متغیر می‌باشد و بالطبع روند افزایشی دارد.



شکل۳) موقعیت زیرحوضه‌های انتخابی در حوضه قم‌رود.

جدول ۴)ویژگی‌های مقطع هندسی کانال در خروجی زیر حوضه‌های مورد مطالعه

زیر حوضه	عرض کانال(m)	شیب طولی(m)	مساحت حوضه بالادست (km^2)
شماره ۱	۷۲	۰/۰۰۶۳	۴۵۷/۱۹۳۳۸
شماره ۲	۱۰۰	۰/۰۰۵۷	۱۱۸۴/۲۰
شماره ۳	۲۸۲	۰/۰۰۵۹	۱۴۵۰/۱۷
شماره ۴	۲۹۶	۰/۰۰۶۷	۱۹۳۶/۸۵
شماره ۵	۳۰۳	۰/۰۰۷۲	۳۳۱۶/۶۱۳

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

سرعت پیمایش دبی اوج (Vj) همراه با دبی سیل Q_f(m^3 / s) با استفاده از رابطه هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی بر اساس رابطه ۱ برآورد شده است. داده‌های مورد نیاز شامل مساحت حوضه (km^2) و نسبت طولی هورتون، طول کانال با بیشترین رتبه که به ترتیب در جدول شماره ۴ و ۵ درج شده است. طبق محاسبات انجام شده در جداول مذکور ضریب هورتن در حوضه مورد مطالعه ۲/۶۱ و طول کانال در بالاترین رتبه (رتبه ۵) ۵۶/۷۵ (کیلومتر) می‌باشد. حوضه قم‌رود بر اساس سیستم شماره‌گذاری ابراهه استراهلر، مرتبه پنج است که بیشترین تعدادآبراهه رتبه اول و کم‌ترین آن رتبه پنج می‌باشد. طول آبراهه به استثنای رتبه چهار به ترتیب کاهشی است اما میانگین طول آبراهه بیشترین میزان آن در رتبه آخر و کمترین آن مربوط به رتبه اول می‌باشد.

جدول ۵) ویژگی‌های ژئومورفیک حوضه قم‌رود

ضریب طولی هورتن(km)	طول انباشه (km)	میانگین طول آبراهه (km)	طول آبراهه (km)	تعداد آبراهه (عدد)	رتبه آبراهه (عدد)
۲/۵۶	۳/۹۱	۳/۹۱	۸۶۷/۰۰۷	۲۲۴	۱
۳/۹۲	۱۰/۲۲	۶/۱۱	۳۴۵/۵۰	۵۸	۲
۲/۳۸	۳۹/۳۳	۲۹/۳۱	۴۱۰/۴۱	۱۴	۳
۱/۶	۹۳/۹۱	۵۴/۵۷	۲۱۸/۲۹	۴	۴
۲/۶۱	۱۵۰/۶۶	۵۶/۷۵	۵۶/۷۵	۱	۵

جدول ۶) مقادیر سرعت پیمایش دبی اوج برای هر زیر حوضه با دوره بازگشت‌های مختلف

سرعت پیمایش دبی اوج Vj (m/s)	دوره بازگشت
۰/۳	۲
۰/۷۳	۵
۱/۱۵	۱۰
۱/۹۳	۲۵
۲/۷۵	۵۰
۳/۸۷	۱۰۰

بدین ترتیب میزان سرعت پیمایش دبی اوج (Vj) با استفاده رابطه ۱ برای دوره بازگشت‌های مختلف مورد محاسبه قرار گرفت که به این قرار است؛ برای دوره بازگشت دوسال میزان سرعت پیمایش دبی اوج ۰/۳، دوره بازگشت پنج سال۰/۷۳، دوره بازگشت ده سال ۱/۱۵، برای دوره بازگشت بیست و پنج سال ۱/۹۳، دوره بازگشت پنجاه سال ۲/۷۵ و برای دوره بازگشت صدسال ۸۷/ ۳متر بر ثانیه تخمین زده شده است (جدول ۶).

میزان دبی(Qi) محاسباتی با استفاده از روش اشل متغیر سیل در هر زیر حوضه برای دوره بازگشت‌های مختلف (۲،۵،۱۰،۲۵،۵۰،۵۰،۱۰۰ سال) و با کمک دبی اوج (Vj) محاسباتی برای پنج زیر حوضه انتخابی با استفاده رابطه ۲ محاسبه شد که در جدول شماره ۷ درج شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در زیرحوضه آخر(۵) که خروجی حوضه می‌باشد، میزان دبی (Qi) محاسباتی با استفاده از روش اشل متغیر سیل برای دوره بازگشت دو سال ۳۴/۶۹ ، برای دوره بازگشت پنج سال ۸۳/۹۸، دوره بازگشت ده سال ۱۳۳/۰۳، برای دوره بازگشت بیست و پنج سال ۲۲۳/۱۹،

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

برای دوره بازگشت پنجاه سال ۳۱۸/۹۵ و برای دوره بازگشت صد سال ۴۴۸/۱۸ مترمکعب در ثانیه تخمین زده است که میزان آن با دبی اوج لحظه ای ایستگاه شادآباد با استفاده از روش ویبول در دوره بازگشت یکسان، برابر می‌باشد که احتمال درستی محاسبات صورت گرفته را تائید می‌کند. در صورت وجود ایستگاه دارای آمار مناسب در مقاطع دیگر می‌توانستیم صحت دقیق‌تر آن‌را بررسی کنیم.

جدول ۷) مقادیر دبی برآورده شده توسط رابطه دو برای هر زیر حوضه با دوره بازگشت‌های مختلف

دبی ایستگاه شاداباد با دوره بازگشت‌های مختلف(m^3/s)	دوره بازگشت	دبی (m3/s)				
		زیرحوضه۱ (m^3/s)	زیرحوضه۲ (m^3/s)	زیرحوضه۳ (m^3/s)	زیرحوضه۴ (m^3/s)	زیرحوضه ۵ (m^3/s)
۳۴/۶۹	۲	۴/۷۸	۱۲/۳۸	۱۵/۱۷	۲۰/۲۶	**۳۴/۶۹**
۸۳/۹۸	۵	۱۱/۵۸	۲۲/۹۹	۳۶/۷۲	۴۹/۰۵	**۸۳/۹۸**
۱۳۳/۰۳	۱۰	۱۸/۴۳	۴۷/۵	۵۸/۱۷	۷۷/۹۶	**۱۳۳/۰۳**
۲۲۳/۱۹	۲۵	۳۰/۷۷	۷۹/۶۶	۷۹/۵۹	۱۳۰/۳۴	**۲۲۳/۱۹**
۳۱۸/۹۵	۵۰	۴۳/۹۹	۱۱۳/۸۸	۱۳۹/۴۶	۱۸۶/۲۶	**۳۱۸/۹۵**
۴۴۸/۱۸	۱۰۰	۶۱/۷۸	۱۶/۰۲	۱۹۵/۹۶	۲۶۱/۷۳	**۴۴۸/۱۸**

محاسبه میزان عمق آب متناظر با دبی محاسباتی(Qi) که تحت عنوان($h(\widehat{Q_i})$ مطرح می‌شود شامل داده‌های سطح مقطع، شعاع هیدرولیک مقطع و میانگین شیب کانال است که بر اساس رابطه شماره ۳ در دوره بازگشت‌های مختلف ۲،۵،۱۰،۲۵،۵۰ و ۱۰۰ سال با توجه به رابطه مانینگ بدست آمده و میزان آن جدول شماره ۸ بر آورده شده است که به شرح زیر می‌باشد؛

در جدول شماره ۸ مقادیر برآورد شده عمق آب جریان در محل خروجی پنج زیرحوضه آبریز مورد مطالعه توسط رابطه ۳ به ازای دوره بازگشت‌های ۱۰۰-۲ سال ارائه شده است. همانطور که مقادیر نشان می‌دهند در هر زیرحوضه با افزایش دوره بازگشت دبی خروجی (افزایش مقدار دبی عبوری)، مقادیر عمق آب نیز افزایش می‌یابد. همچنین با افزایش مساحت زیرحوضه در هر دوره بازگشت، مقادیر عمق جریان بیشتر شده است. در خروجی حوضه آبریز قمرود (زیرحوضه ۵) که بالادست ایستگاه هیدرومتری شادآباد درنظر گرفته شده است، مقادیر عمق آب بین ۰/۶ متر (برای دوره بازگشت دو سال) تا حدود ۷ متر (برای دوره بازگشت ۱۰۰ سال) متغیر است. مقایسه عمق آب داده شده در جدول شماره ۸ با عمق کناره‌های رودخانه‌ها می‌تواند مناطق مستعد برای ایجاد پهنه‌های سیلابی را مشخص نماید.

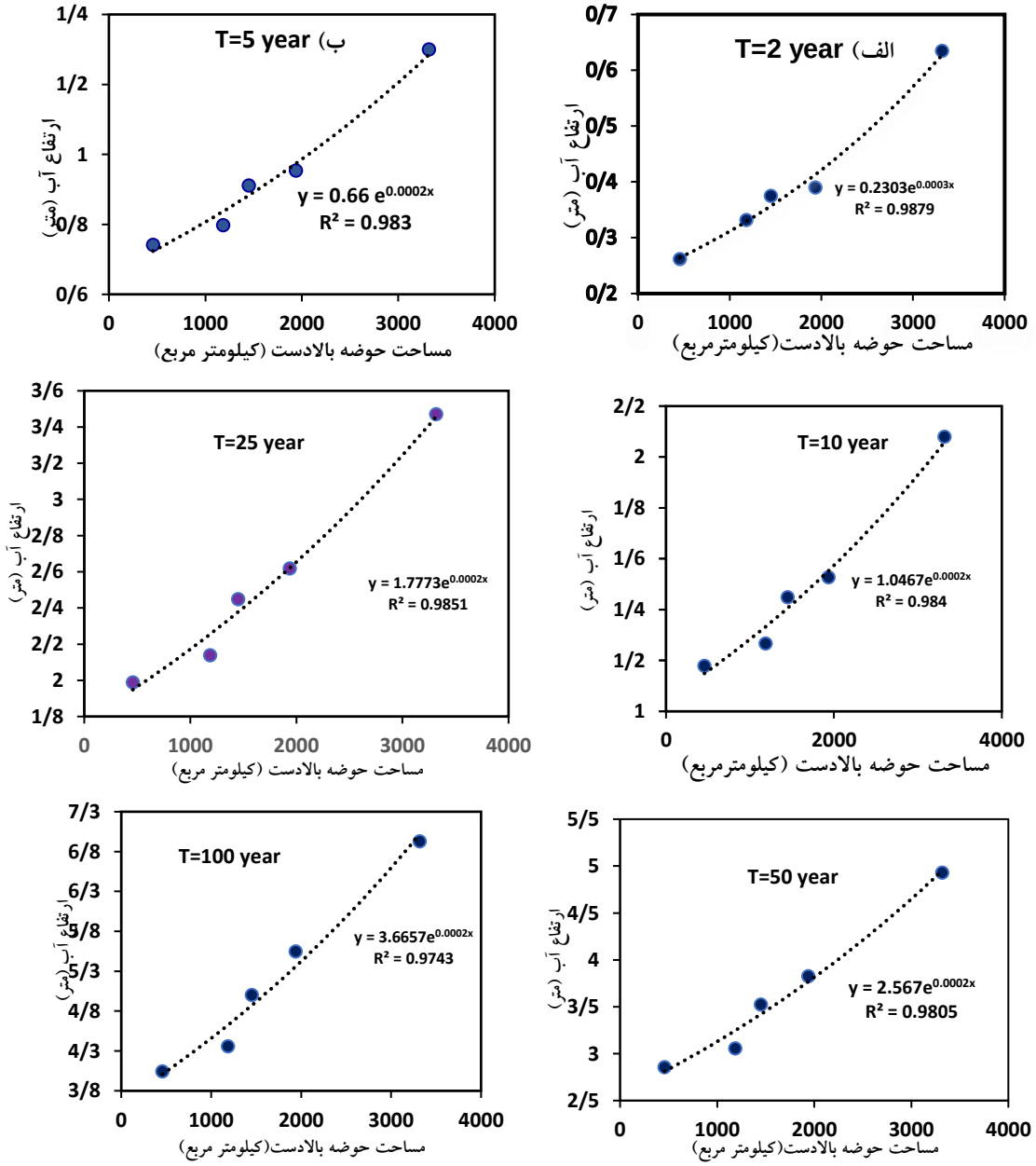
جدول شماره ۸) مقادیر عمق آب متناظر با دبی عبوری به ازای دوره بازگشت‌های مختلف که توسط رابطه شماره ۳ در زیرحوضه‌های مورد مطالعه محاسبه شده است.

دوره بازگشت (سال)	عمق آب (متر)				
	زیرحوضه ۱	زیرحوضه ۲	زیرحوضه ۳	زیرحوضه ۴	زیرحوضه ۵
۲	۰/۲۶	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۶۳
۵	۰/۷۴	۰/۸	۰/۹۱	۰/۹۵	۱/۳
۱۰	۱/۱۷	۱/۲۷	۱/۴۵	۱/۵۳	۲/۰۸

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

۳/۴۷	۲/۶۲	۲/۴۵	۲/۱۴	۱/۹۹	۲۵
۴/۹۳	۳/۸۳	۳/۵۷	۳/۰۶	۲/۸۶	۵۰
۶/۹۳	۵/۵۴	۵/۰۰	۴/۳۵	۴/۰۵	۱۰۰

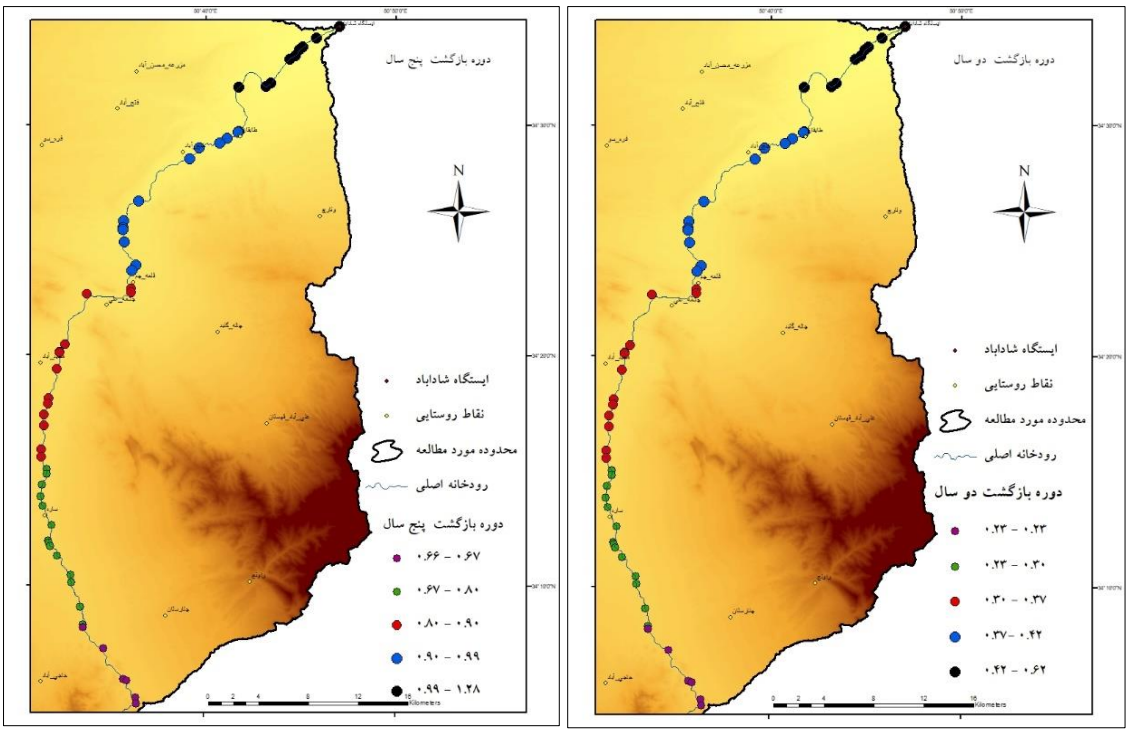
رابطه عمق آب محاسباتی و مساحت بالادست در هر زیرحوضه حاکی از رابطه مستقیم با ضریب تعیین(R^2) بالا (۰/۹۸) بوده است که در شکل شماره ۴ رابطه مورد نظر و ضریب تعیین برای هر دوره بازگشت برای زیرحوضه‌های ۵ گانه نشان داده شده است که ضریب تعیین بالا رابطه قوی بین مساحت بالادست و ارتفاع آب را نشان می‌دهد. بنابراین بر اساس معادله تعیین شده با داشتن مساحت بالادست میزان ارتفاع آب را در هر نقطه انتخابی تعیین می‌شود.



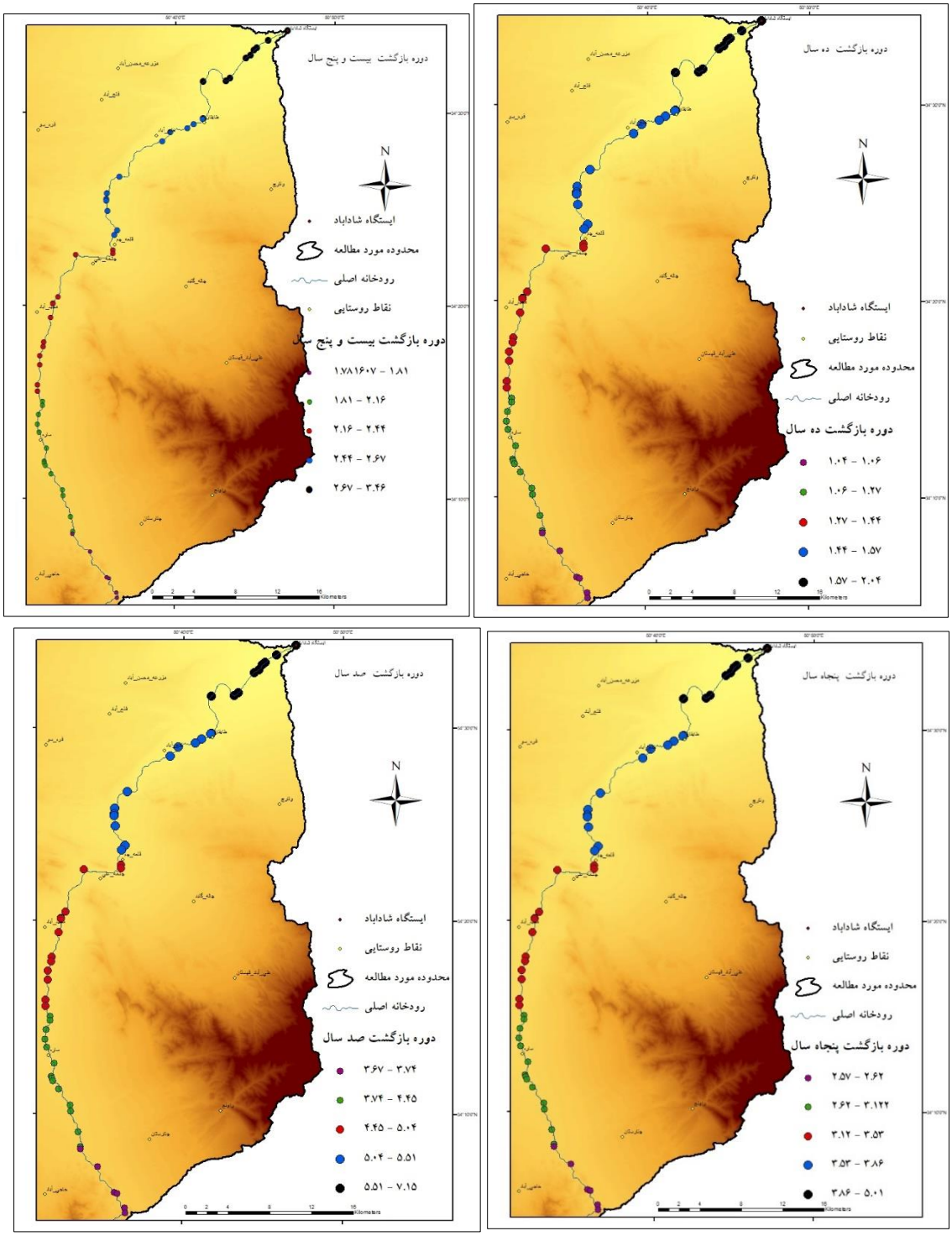
شکل ۴) ارتباط مساحت بالادست هر نقطه انتخابی با ارتفاع آب در ارتباط با دوره بازگشت‌های مختلف (۲،۵،۱۰،۲۵،۵۰،۵۰،۱۰۰ سال)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

پس از استخراج رابطه بین عمق آب و مساحت بالادست، میزان عمق آب در نقاط مختلف (۵۶ نقطه دیگر بر روی رودخانه اصلی) با توجه به معادله به دست آمده در شکل ۴ و با داشتن مساحت زهکشی بالادست هر نقطه محاسبه شد. جایگاه هر کدام از نقاط انتخابی در منطقه مورد مطالعه و میزان عمق آب متناظر در آن نقاط (۵۶ نقطه) تعیین شده است. محاسبات صورت گرفته حاکی از آن است که میزان عمق آب در دوره بازگشت دو سال از ۰/۲ (متر) در بالادست رودخانه تا ۰/۶ (متر) در پایین دست و در خروجی متغیر می‌باشد و به ترتیب میزان عمق آب برای دوره بازگشت مختلف (پنج سال آن بین ۰/۶ تا ۱/۲۶ (متر) ، میزان آن برای ده سال آن بین ۰/۶ تا ۱/۲۶ (متر)، بیست و پنج سال بین ۱/۰۴ تا ۲/۰۴ (متر) پنجاه سال میزان آن بین ۱/۷۸ تا ۳/۴۶ (متر)، صد سال میزان آن بین ۳/۶ تا ۷/۱۵ (متر) متغیر می‌باشد. (شکل ۵). بنابراین با داشتن مختصات هر نقطه روی رودخانه اصلی و میزان مساحت بالادست با استفاده از روش اشل متغیر سیل، میزان عمق آب قابل محاسبه خواهد بود.



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]



شکل ۵: تغییرات عمق آب به متر در رودخانه قم‌رود با توجه به دبی محاسباتی در مقاطع مختلف در دوره بازگشت‌های مختلف (۲،۵،۱۰،۲۵،۵۰،۵۰،۱۰۰ سال)

نتیجه‌گیری

در بسیاری از مناطق ایران، ایستگاه‌های هیدرومتری برای بررسی تغییرات مکانی دبی در سطح حوضه وجود ندارد یا به اندازه کافی وجود ندارد. بنابراین استفاده از روش‌های که به ویژگی مورفولوژی حوضه مرتبط باشد به دلیل در دسترس

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

بودن آن به منظور بررسی شرایط هیدرولوژی منطقه و شناسایی مناطق مستعد سیلاب و آب‌گرفتگی می‌تواندگزینه مناسب باشد.

در این مقاله با استفاده از روش اشل متغیرسیل(VFS) با استفاده از دبی با دوره بازگشت‌های مختلف و ویژگی مورفولوژی منطقه، سرعت پیمایش دبی اوج (Vj) محاسبه و با استفاده از آن ، دبی اوج محاسباتی با استفاده از اشل متغیر سیل و عمق آب با دوره بازگشت‌های مختلف برآورد شد. نتایج حاکی از ارتباط مستقیم بین مساحت حوضه و میزان عمق آب با ضریب تعیین بالا در دوره بازگشت‌های مختلف در حوضه قم‌رود می‌باشد که هر چه به پایین دست حوضه حرکت کنیم میزان عمق آب افزایش می‌یابد. بنابراین قسمت‌های پایین دست رودخانه قم‌رود (در ورودی شهر قم و منطبق با شهرک جدید مسکونی پردیسان) با مخاطره سیل بیشتری روبه رو خواهد بود. نتایج حاصل از پژوهش حاضر به مدیران شهری و روستایی کمک خواهد کرد که با آگاهی از میزان مساحت بالادست در هر نقطه از حوضه به میزان عمق آب آگاهی پیدا کنند و به برنامه ریزی در جهت کاهش آسیب جانی و مالی اقدام نمایند. از جمله محدودیت‌های پژوهش، در دسترس نبودن ایستگاه هیدرومتری متعدد در حوضه مورد مطالعه است که امکان ارزیابی نتایج بدست آمده با داده های ایستگاهی فراهم نبود و در مراحل مختلف تنها ایستگاه خروجی (شادآباد) به عنوان معرف در نظر گرفته شد و در مناطقی که حداقل دو یا سه ایستگاه با طول آماری طولانی می‌تواند به ارزیابی دقت این مدل کمک کند.

سپاس‌گزاری

بدین‌وسیله از حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور (INSF) در انجام این تحقیق، کمال تشکر و قدردانی را داریم.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]

[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

منابع

بزرگ حداد، امید؛ سارا خسروشاهی اصل، محبوبه زارعزاده، پوریا جوان. ۱۳۹۲. توسعه مدل شبیه‌سازی – بهینه‌سازی در حفاظت مناطق سیل‌گیر. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، **۲۷ (۳)** : ۴۶۲-۴۷۱.

جعفری، محمدرضا و شمس الله عسگری .۱۴۰۰. پهنه‌بندی آسیب‌پذیری عرصه‌های پخش سیلاب مطالعه موردی: ایستگاه پخش سیلاب موسیان استان ایلام) . نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، **۸(۲)**:۱۵۱-۱۶۴

روشان، حسین ؛ قربان وهاب زاده، کریم سلیمانی، رسول فرهادی .۱۳۹۲. شبیه سازی رفتار هیدرولیکی رودخانه با استفاده از مدل HEC-RAS در محیط GIS مطالعه موردی: رودخانه بشار، استان کهگیلویه و بویراحمد. پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، **۴**(۷): ۸۴-۷۰.

شکیب،سید حامد؛ حمید شجاع رستگاری، علی اسماعیلی .۱۳۹۰. بررسی تغییرات عمق آب رودخانه شهری با استفاده از منطق فازی-عصبی. یازدهمین سمینار سراسری آبیاری و کاهش تبخیر، باهنر کرمان

ظهیری، جواد و آشناور، مهران.۱۳۹۸. مدل‌سازی دوبعدی هیدرولیک جریان در رودخانه کارون. علوم آب و خاک- ویژه‌نامه سیل و فرسایش خاک، **۲۳(۴)** : ۳۳۱-۳۴۴.

غلامی، معصومه؛ عزت الله قنواتی، علی احمدآبادی .۱۳۹۸-. شبیه سازی پهنه های سیل گیر در حوضه های آبریز کلان شهر تهران (حوضه کن). تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، **۶ (۴)**: ۹۵-۱۰۸.

مدیریت منابع آب، داده های آماری

Amoateng, P.; C. M. Finlayson, J. Howard, and B. Wilson.2018. A multi-faceted analysis of annual flood incidences in Kumasi, Ghana. International Journal of Disaster Risk Reduction, **27**: 105–117

Dodov,; B. ; and E. Foufoula-Georgiou. 2004. Generalized hydraulic geometry: derivation based on a multiscaling formalism. Water Resources Research, **40**: 101-137. DOI:10.1029/2003wr002082

Munna,G.M.; M.J.B. Alam, M.M. Uddin, N. Islam, A.A. Orthee ,and Kh. Hasan.2021. Runoff prediction of Surma basin by curve number (CN) method using ARC-GIS and HEC-RAS. Environmental and Sustainability Indicators, **11**: 1-7.

Hosseini, S.M.; N.Mahjouri ,and S.Riahi .2016. Development of a Direct Geomorphologic IUH Model for Daily Runoff Estimation in Ungauged Watersheds. Hydrology. Engineering, **21(6),** 05016008.DOI: 10.1061/(ASCE) HE .1943-5584.0001333.

Li, j.; Y. Zhoa, L. Bates, J.Neal, S. Tooth, L. Hawker ,and C. Maffei .2020. Digital Elevation Models for topographic low-gradient, terminal dryland rivers: A comparison of spaceborne datasets for the Río Colorado, Bolivia. Journal of Hydrology, **591**: 125617.

Leopold, LB.; and T.Jr, Maddock.1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Geological survey professional paper, **252:** 145-157

Munna, G, M. ; M. J. B Alam, M. M. Uddin, N. Islam, A. A. Orthee, K. Hasan .2021. Runoff prediction of Surma basin by curve number (CN) method using ARC-GIS and HEC-RAS. Environmental and Sustainability Indicators, **11**:100129

Munich, R. E. 2005. Topics Geo, annual review, natural catastrophes 2005. Knowledge series Munich, Germany: Topics Geo, (2006, https://doi.org/Yes).

Nardi ,F.;E. Vivoni,S. Grimaldi. 2006. Investigating a floodplain scaling relation using a hydrogeomorphic delineation method. Water Resources Research ,**42**:9-28. DOI:10.1029/2005WR004155

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]
[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]

Perera, E. D. P.; A. Hiroe, D.Shrestha, K. Fukami, D. B. Basnyat,S. Gautam. A.Hasegawa, T.Uenoyama, and S.Tanaka .2015. Community-based Flood Damage Assessment Approach for Lower West Rapti River basin in Nepal under the Impact of Climate Change. Natural Hazards, **75**: 669-699.

Rathjens.H, K.; N.Oppelt, D. Bosch, J,G .Arnold, M.Volk. 2014. Development of a grid-based version of the SWAT landscape model. Hydrological Processes, 29: 900–914. DOI:10.1002/hyp.10197.

Rathjens.H, K.; Bieger, I. Chaubey, J. G. Arnold, P. M.Allen, R. Srinivasan, D. D. Bosch, and M. Volk .2016. D. D. Bosch and M. Volk .2016. Delineating floodplain and upland areas for hydrologic models: a comparison of methods. a comparison of methods. Hydrological processes, **30**: 4367–4383.

Rodríguez-Iturbi.; I and JB. Valdés .1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. Water Resources Research,**15**: 1409–1420. DOI:10.1029/wr015i006p01409.

Smith, K.; and DN. Petley .2009. Environmental hazard: assessing risk and reducing disaster. 5th edn. Routledge, London(book).

Thompson CM .; and T.G. Frazier .2014. Deterministic and probabilistic flood modeling for contemporary and future coastal and inland precipitation inundation. Appl Geogr, **50**:1–14.

Borwarnginna,P.;H. Jason ,Hagab. W.Kusakunniran .2022. Predicting river water height using deep learning-based features .ICT Express, in press https://doi.org/10.1016/j.icte.2022.03.012.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1403.11.2.3.5]

[DOI: 10.61186/jsaeh.11.2.41]