

تعیین آستانه بارش-رواناب در مدل سازی هیدرولوژیکی در مناطق خشک و نیمه خشک

مهسا فرهنگي*^۱مجید خیاط خلقی^۲سید علی چاوشیان^۳

چکیده

برای مدیریت منابع آب در هر حوضه آبریز لازم است که تخمین مناسبی از میزان آب موجود در حوضه انجام شود که برای این کار از مدل سازی هیدرولوژیکی استفاده می شود. مدل سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه خشک به علت محدودیت منابع آبی موجود اهمیت بسزایی دارد. در این تحقیق به بررسی کلی مشکلات مدل سازی هیدرولوژیکی در این مناطق پرداخته شده و به طور خاص روی مؤلفه بارش مؤثر تمرکز شده است. سپس، یک روش برای محاسبه باران مؤثر و آستانه بارش-رواناب پیشنهاد شده و تأثیر آن در جریان هورتونی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. برای مدل سازی بارش-رواناب از مدل هیدرولوژیکی توزیعی BTOPMC استفاده شده است و عملکرد آن قبل و پس از اعمال رابطه باران مؤثر و جریان هورتونی اصلاح شده مقایسه شده است. از دو معیار ارزیابی ضریب نش و ضریب حجمی جریان برای بررسی عملکرد مدل استفاده شده است. نتایج حاصل از مدل سازی نشان می دهد که اعمال رابطه پیشنهادی برای باران مؤثر موجب افزایش حدود ۰/۱۲ در مقدار ضریب نش و ده درصد در ضریب حجمی جریان شده است که نشان دهنده تأثیر مطلوب آن در مدل هیدرولوژیکی BTOPMC است و موجب تخمین مطلوب حجم آب در سطح حوضه می شود.

واژه های کلیدی

مدل سازی هیدرولوژیکی، مناطق خشک و نیمه خشک، باران مؤثر، ضریب نش.

*^۱ دانشجوی دکتری رشته مهندسی منابع آب، دانشگاه تهران، mfarhangi@ut.ac.ir

^۲ استاد گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، بخش منابع آب، دانشگاه تهران.

^۳ استادیار دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه علم و صنعت.

مقدمه

مناطق خشک و نیمه‌خشک پرداختند. در این کتاب به تجربیات مدل‌سازی هیدرولوژیکی در آفریقای جنوبی و استرالیا پرداخته شده است و همچنین تعدادی از مدل‌های هیدرولوژیکی معرفی شده است. بوش^۵ (۲۰۱۳) مدل هیدرولوژیکی SWAT^۶ را برای مناطق خشک و کوهستانی کشور آلمان توسعه داد و آن را SWAT-MACROS^۷ نامید. اصلی‌ترین مؤلفه هیدرولوژیکی در مدل‌سازی بارش-رواناب، باران است. به طور کلی، فقط بخشی از باران در مدل‌سازی هیدرولوژیکی مؤثر است که به آن بارش مؤثر می‌گویند. پارتواردان^۸ و همکاران (۱۹۹۰) نشان دادند که استفاده از روابط بیلان خاک-آب^۹ روشی مناسب و صحیح برای تخمین بارش مؤثر است. کارنیلی و بن آشر^{۱۰} (۱۹۹۳) در چهار حوضه در آریزونا آمریکا نشان داد که آستانه شروع رواناب تابعی از متوسط بافت خاک در هر حوضه است و خاک‌های رسی و شنی به ترتیب پایین‌ترین و بالاترین آستانه‌های شروع رواناب را دارند. کرکبی^{۱۱} (۲۰۰۲) نشان داد که برخی ویژگی‌های سطح خاک مانند پستی و بلندی‌های کوچک و شکل خاکدانه‌ها در مقدار و آستانه شروع رواناب مؤثر است. شریفی و همکاران (۱۳۸۳) با انجام آزمایش‌های شبیه‌سازی باران نشان دادند که متغیرهای مؤثر در تعیین آستانه شروع رواناب (با ثابت بودن مقدار رطوبت اولیه) به ترتیب اهمیت عبارت‌اند از ارتفاع بارش، شدت بارش، درصد پوشش، درصد شن، درصد رس و درصد شیب. ایشان همچنین از مدل کامپیوتری AWBM برای مقایسه نتایج شبیه‌سازی باران و مدل‌های شبیه‌سازی بارش-رواناب استفاده کردند و نتایج حاصل از این مقایسه نشان داد که این مدل به خوبی می‌تواند آستانه شروع بارندگی در حوضه‌های موردبررسی را محاسبه کند. ولت^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۳) روشی را برای محاسبه بارش مؤثر ارائه دادند که برای محاسبه آن فقط به دو مؤلفه دما و بارش نیاز است. برای این منظور آن‌ها پنج رابطه موجود برای محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل را برای منطقه مطالعاتی کالیبره کردند

مدیریت منابع آب در هر منطقه‌ای به میزان آب موجود در حوضه آبریز اعم از آب‌های سطحی و زیرزمینی و همچنین نحوه مصرف آب در بخش‌های مختلف کشاورزی، شرب و صنعت بستگی دارد. مدیریت حوضه آبریز می‌تواند در زیرشاخه‌های مدیریت سیلاب، مدیریت رسوب و فرسایش، مدیریت تلفیقی آب‌های سطحی و زیرزمینی، مدیریت جامع و... انجام شود. در این میان در مناطق بالادست حوضه که بیشتر کوهستانی هستند آب‌های سطحی نقش مؤثرتری داشته و تمام سعی برنامه‌ریزان و تصمیم‌گیران این است که با توجه به روش‌های پیشرفته به برآورد هرچه دقیق‌تر میزان آورد رودخانه بپردازند. برای این منظور از مدل‌های هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. هدف اصلی از مدل‌سازی هیدرولوژیکی تخمین رابطه بین پارامترها و مؤلفه‌های فیزیکی حوضه آبریز، در راستای درک واکنش هیدرولوژیکی حوضه است که می‌تواند برآورد دبی جریان باشد.

مدل‌سازی هیدرولوژیکی و تخمین میزان آب برای مدیریت منابع آب در مناطق خشک و نیمه‌خشک که همواره با محدودیت منابع آبی روبه‌رو هستند اهمیت بیشتری دارد. پیلگریم^۱ و همکاران (۱۹۸۸) به بررسی مشکلات مرتبط با مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک پرداختند. ایشان در تحقیق خود به تشریح خصوصیات مناطق خشک و نیمه‌خشک، ماهیت فرآیندهای هیدرولوژیکی که منجر به تشکیل رواناب می‌شود و تفاوت کلی آن با فرآیندهای هیدرولوژیکی مناطق مرطوب پرداخته‌اند. مک نامارا^۲ و همکاران (۲۰۰۵) به بررسی رابطه بین رطوبت خاک و مقدار رواناب تولیدشده در حوضه‌ای در کشور آمریکا پرداختند. مک مایکل^۳ و همکاران (۲۰۰۶) از مدل Mike SHE برای تخمین جریان ماهانه در یک منطقه نیمه‌خشک در قسمت مرکزی کالیفرنیا استفاده کردند. ویترا^۴ و همکاران (۲۰۰۸) کتابی منتشر کردند و در آن به بررسی خصوصیات هیدرولوژیکی

⁷ SWAT-Mountainous and Arid Regions Oriented Concept

⁸ Patwardhan

⁹ Soil-water balance

¹⁰ Karnieli & Ben-Asher

¹¹ Kirkby

¹² Vallet

¹ Pilgrim

² McNamara

³ McMichael

⁴ Wheeler

⁵ Busche

⁶ Soil and Water Assessment Tool

بین مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و مرطوب ناشی از اثر همزمان مساحت تحت پوشش بارندگی و تلفات انتقال آب است. به‌طور کلی در حوضه‌های با اقلیم مرطوب رابطه بارش-رواناب با افزایش مقیاس خطی تر می‌شود در حالی که در حوضه‌های خشک این رابطه غیرخطی تر می‌شود، همین امر منجر به بروز خطاهای عمده در استفاده از روابط عمق-مساحت-فراوانی^۵ می‌شود (ویترو و همکاران، ۲۰۰۸). ویترو و همکاران (۱۹۹۳) نشان دادند که در نظر گرفتن رابطه ساده خطی بین تلفات انتقال و حجم رواناب سطحی کافی نیست و یک رابطه نمایی برای آن وجود دارد. مؤلفه تبخیر-تعرق به‌عنوان دومین مؤلفه مهم در بیلان آب مناطق نیمه‌خشک است و در دسترس بودن داده‌های آن به‌مراتب بدتر از بارش است. البته در مناطق نیمه‌خشک تولید رواناب بیشتر بستگی به شدت باران و خصوصیات سطح خاک دارد تا خصوصیات ذخیره رطوبتی خاک که بستگی به تلفات تبخیر دارد.

با توجه به مطالب فوق، واضح است که بارش به‌عنوان اصلی‌ترین مؤلفه در مدل‌سازی هیدرولوژیکی، نقش مهمی در مطالعات بارش-رواناب در سطح حوضه دارد. کشور ایران با متوسط بارش سالانه ۲۵۵ میلی‌متر و بر اساس شاخص خشکی^۶ تعریف شده توسط سازمان برنامه‌ریزی محیط‌زیست سازمان ملل^۷ (UNEP، ۱۹۹۲) در محدوده مناطق با اقلیم خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته است.

به‌طور کلی، در مناطق خشک و نیمه‌خشک نفوذپذیری خاک کم است که در فصول خشک و کم بارش به دلیل سله بستن سطح خاک، مقدار نفوذپذیری اولیه از مقدار واقعی آن بسیار کمتر هم می‌شود. همین امر موجب وقوع سیلاب‌های شدید (جریان هورتونی) در اثر وقوع بارش‌های رگباری می‌شود؛ بنابراین، برآورد دقیق مقدار بارش مؤثر (بخشی از بارش کل که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می‌شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی (سطحی) و رواناب در سطح زمین می‌شود) برای تخمین جریان در سطح زمین بسیار حائز اهمیت است.

و با استفاده از مقدار نهایی آن برای محاسبه بارش مؤثر استفاده کردند.

در این تحقیق ابتدا مشکلات مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک به اختصار مورد بررسی قرار گرفته است و سپس به معرفی روشی برای محاسبه مقدار بارش مؤثر (که یکی از مؤلفه‌های اصلی در مدل‌سازی بارش-رواناب است) و آستانه بارش-رواناب پرداخته شده است. از رابطه ارائه شده برای توسعه یک مدل هیدرولوژیکی برای مناطق خشک و نیمه‌خشک استفاده شده است و نتایج آن با مدل مرجع مورد مقایسه قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

مشکلات مدل‌سازی هیدرولوژیکی مناطق خشک و نیمه‌خشک

یکی از دلایل اصلی عدم توسعه مطلوب مطالعات هیدرولوژیکی مناطق خشک، کمبود داده‌های مشاهداتی با کیفیت بالاست (مک ماهون^۱، ۱۹۷۹)، پیلگریم^۲ (۱۹۸۸)، از دلایل این امر می‌توان به پراکندگی جمعیت، محدودیت منابع اقتصادی و مخرب و غیرمنظم بودن وقایع هیدرولوژیکی اشاره نمود. همچنین بارش در مناطق خشک و نیمه‌خشک دارای پراکندگی مکانی و زمانی است (ویترو و همکاران، ۲۰۰۸). مثلاً داده‌های موجود در مناطق جنوبی استرالیا، گویای پراکندگی مکانی زیاد و شدت بارش کم است (کوردری^۳ و همکاران، ۱۹۸۳). فقدان پوشش گیاهی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به دلیل نبودن اثر محافظتی خاک در مقابل اثر قطرات باران و سطح خاک منجر به کاهش شدید ظرفیت نفوذپذیری خاک می‌شود. در چنین شرایطی به دلیل نفوذپذیری کم خاک، شدت زیاد و مدت کم باران‌های همرفتی، جریان‌های سطحی وسیع به وجود می‌آید که این جریان با اثر توپوگرافی در کانال‌ها متمرکز شده و در نتیجه سیلاب جاری می‌شود. البته سیلاب ناشی از باران‌های همرفتی، به دلیل نقطه‌ای بودن این بارش در مکان، فقط در بخشی از حوضه آبریز اتفاق می‌افتد. گودریک^۴ و همکاران (۱۹۹۷) نشان دادند که تفاوت اصلی

⁶ Aridity Index

⁷ United Nations Environment Program

¹ McMahon

² Pilgrim

³ Cordery

⁴ Goodrich

⁵ Rainfall depth-area-frequency

بارش مؤثر

بارش مؤثر^۱ یا بارش مازاد^۲ مقداری از بارش کل است که نه روی سطح زمین باقی می‌ماند و نه در سطح خاک نفوذ کرده و به جریان زیرزمینی یا زیرسطحی می‌پیوندد. در حقیقت بارش مؤثر، آن بخشی از بارش کل است که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می‌شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی^۳ (جریان سطحی^۴) و رواناب در سطح زمین می‌شود (چاو^۵ و همکاران، ۱۹۹۸)؛ بنابراین با مشخص شدن مقدار بارش مؤثر در هر منطقه می‌توان آستانه بارش-رواناب را تعیین نمود. همان‌طور که در بخش مقدمه نیز ذکر شد بیشتر تحقیقاتی که در زمینه بارش مؤثر انجام شده است، روی موضوع آب ذخیره‌شده در ناحیه توسعه ریشه برای کشت محصولات زراعی متمرکز شده‌اند و به اندازه‌گیری آزمایشگاهی این مؤلفه در مزارع تحقیقاتی و عوامل مؤثر بر آن پرداخته‌اند. به همین نسبت کمتر به اهمیت این مؤلفه در فرآیندهای هیدرولوژیکی و اثر آن بر تولید جریان سطحی هورتونی پرداخته شده است؛ بنابراین روابط ریاضی و تئوری کمی برای محاسبه این مؤلفه مهم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی ارائه شده است.

یه^۶ و همکاران (۱۹۹۷)، رابطه (۱) را برای محاسبه بارش مؤثر ارائه دادند که از آن در مدل بارش-رواناب IHACRES استفاده شده است.

$$u_k = [c(\varphi_k - l)]^p r_k \quad (1)$$

که در آن $r_k =$ باران مشاهده شده و c ، p و $l =$ به ترتیب پارامترهای بیلان آب، آستانه شاخص رطوبت-خاک و مدت پاسخ غیرخطی^۷. همچنین در مدل هیدرولوژیکی توزیعی (گسسته مکانی) BTOPMC هم رابطه‌ای برای محاسبه این پارامتر ارائه شده است که در بخش بعدی به آن اشاره شده است.

مدل هیدرولوژیکی BTOPMC

مدل هیدرولوژیکی BTOPMC^۸ از تلفیق کاربرد بلوکی TOPMODEL^۹ و روش ماسکینگام-کونج (MC^{۱۰}) توسعه یافته است. این مدل یک بسته مدل‌سازی هیدرولوژیکی نیست بلکه مجموعه‌ای از ابزارهای مفهومی است که توانایی بررسی رفتار هیدرولوژیکی حوضه را در قالب یک روش توزیعی دارد (راگهانس^{۱۱}؛ ۲۰۰۳). سیستم اصلی معادلات ریاضی موجود در TOPMODEL در BTOPMC هم وجود دارد.

تاکئوچی^{۱۲} و همکاران (۱۹۹۹) پس از توسعه مدل BTOPMC از آن جهت مدل‌سازی دو حوضه به مساحت‌های ۳۵۷۰ و ۲۰۷۵۰ کیلومترمربع در کشورهای ژاپن و چین استفاده کردند. نتایج حاصل از مدل‌سازی نشان داد که این مدل در حوضه‌های بزرگ نتایج مناسب و قابل قبولی ارائه می‌کند. پس از آن ناواراث^{۱۳} و همکاران (۲۰۰۱) این مدل را در حوضه‌ای با اقلیم مرطوب به مساحت حدود ۵۵۰۰۰۰ کیلومترمربع در کشور چین به کار بردند و از آن در مطالعات احداث بیش از ۲۳۰ سد در حوضه استفاده کردند. آن‌ها نشان دادند که وجود باران سنج و پراکنش مناسب مکانی آن‌ها منجر به دریافت نتیجه بهتر از مدل می‌شود. همچنین تأکید کردند که این مدل توانایی شبیه‌سازی دخالت انسانی در شرایط طبیعی حوضه مانند کشاورزی، ساخت سد و بهره‌برداری از مخازن آب را ندارد و لازم است که این قابلیت‌ها به مدل اضافه شود. آئو^{۱۴} و همکاران (۲۰۰۳) از این مدل در دو حوضه با اقلیم مرطوب و پوشش جنگلی به مساحت‌های در حدود ۳۵۰۰ کیلومترمربع استفاده کردند و نشان دادند که کوچک‌تر شدن متوسط اندازه زیرحوضه‌ها تأثیر چندانی روی رواناب سالانه نمی‌گذارد. وانگ^{۱۵} و همکاران (۲۰۰۷)، مؤلفه‌های نفوذ آب در خاک و باران‌گیری^{۱۶} را به مدل اضافه کردند و قابلیت شبیه‌سازی رخداد محور^{۱۷} در مناطق خشک بزرگ را توسط مدل فراهم کردند. چاوشیان^{۱۸} و همکاران (۲۰۰۹) روش

¹¹ Raghunath

¹² Takeuchi

¹³ Nawarathna

¹⁴ Ao

¹⁵ Wang

¹⁶ Canopy Interception

¹⁷ Event Base

¹⁸ Chavoshian

¹ Effective Rainfall

² Excess Rainfall

³ Hortonian Flow

⁴ Overlan Flow

⁵ Chow

⁶ Ye

⁷ Non-linear response term

⁸ Block-wise use of the TOPMODEL with Muskingum-Cunge flow routing method

⁹ Topographic based Model

¹⁰ Muskingum-Cunge

۵) مدل سازی حوضه‌هایی با مساحت متوسط تا بزرگ (۲۰۰۰ تا ۸۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع) که فرضیات TOPMODEL مانند همگن بودن پارامترهای ورودی به مدل را نمی‌توان در نظر گرفت.

۶) کمک به برنامه‌ریزی حوضه‌های بزرگ مقیاس. با توجه به اینکه خروجی‌های مدل به صورت توزیعی هستند بنابراین می‌توان برنامه به هم پیوسته منابع آب را به صورت بلند مدت انجام داد.

۷) قابلیت مدل سازی تغییرات توپوگرافی و اقلیم.

محدودیت‌های این مدل عبارتند از:

۱) عدم در نظر گرفتن دخالت عوامل انسانی در تغییر شرایط طبیعی (مانند تغییر کاربری اراضی، کشاورزی، احداث سد و ... در ساختار مدل.

۲) عدم کاربرد مناسب در مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت پایه‌گذاری مفاهیم مدل در شرایط اقلیمی مرطوب

۳) عدم کاربرد مناسب برای شبیه‌سازی وقایع به ویژه در مناطق خشک، زیرا ساختار مدل بر پایه مکانیزم تولید رواناب مازاد اشباع بنا نهاده شده است.

۴) لزوم انعکاس پاسخ‌های هیدرولوژیکی حوضه در مدیریت به هم پیوسته منابع آب در حوضه‌های بزرگ مقیاس خشک و نیمه‌خشک.

۵) نسخه اصلی این مدل در سیستم عامل Linux نوشته شده است و نسخه تحت ویندوز آن محدودیت‌هایی دارد. از جمله محدودیت در تعداد شبکه‌ها (بیشینه ۳۶۰۰۰)، تقسیمات زیرحوضه‌ها (بیشینه ۱۰۰ بلوک)، ایستگاه‌های بارش و تبخیر (بیشینه ۱۰۰۰) و ایستگاه‌های هیدرومتری (بیشینه ۲۵۶).

در این مدل برای محاسبه جریان هورتونی از رابطه (۲) استفاده می‌شود:

$$q_{\text{off}}(t) = \max[P_n(t) - \text{Inf}_{\text{max}}(t), 0] \quad (2)$$

که در آن $q_{\text{off}}(t)$ = جریان سطحی هورتونی (m/day)، $\text{Inf}_{\text{max}}(t)$ = بیشینه ظرفیت نفوذ خاک در زمان t و $P_n(t)$

جدیدی برای پیش‌بینی جریان در حوضه‌های فاقد آمار به‌منظور غلبه بر مشکل کمبود داده‌ها ارائه کردند و نتایج حاکی از عملکرد امیدوارکننده این مدل در شبیه‌سازی بلندمدت حوضه‌های فاقد آمار بود. بائو^۱ و همکاران (۲۰۱۰) در یک حوضه با اقلیم مرطوب و یک حوضه با اقلیم نیمه مرطوب تا نیمه‌خشک واقع در چین که هر دو دارای اراضی زراعی بودند این مدل را به کار بردند. آن‌ها نتایج شبیه‌سازی بارش-رواناب روزانه آن را با نتایج حاصل از مدل VIC^۲ مقایسه کردند و در گزارش خود به رضایت‌بخش بودن نتایج حاصل از مدل BTOPMC اشاره کردند. آن‌ها همچنین اشاره کردند که استفاده از این مدل به‌خصوص در شبیه‌سازی سیلاب در حوضه‌های نیمه مرطوب تا نیمه‌خشک منجر به نتایج ضعیفی می‌شود و پیشنهاد کردند برای افزایش دقت شبیه‌سازی در حوضه‌هایی با چنین شرایط اقلیمی از معادلات نفوذ گرین-آمپت^۳ استفاده شود.

با توجه به نتایج تحقیقات مختلف می‌توان مزایای مدل BTOPMC را در موارد زیر خلاصه نمود (آئو و همکاران؛ ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷، تاکئوچی و همکاران؛ ۱۹۹۹ و ۲۰۰۷):

۱) به طور همزمان از مزایای مدل‌های توده‌ای و توزیعی بهره می‌برد.

۲) با استفاده از ابزار خودکار تجزیه و تحلیل توپوگرافی، تأثیر توپوگرافی علاوه بر روندیابی جریان در تشکیل رواناب نیز به صورت کمی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳) پارامترهای مدل از جمله شاخص توپوگرافی، پوشش گیاهی، خصوصیات خاک، رطوبت و کاربری اراضی مفهوم فیزیکی روشنی دارند. همچنین این مدل قابلیت استفاده از داده‌های GIS و سنجش از دور خصوصیات فیزیکی و ارتباط آنها به ویژگی‌های حوضه را دارد.

۴) تعداد پارامترهای مورد نیاز برای مدل سازی هر زیر حوضه محدود به ۵ پارامتر است که این امر در جهت تحقق هدف "کمینه بودن تعداد پارامترهای مدل"^۴ است. این پارامترها در جدول (۶) آورده شده اند.

⁴ Parsimonious Model

¹ Bao

² Variable Infiltration Capacity

³ Green-Ampt

در منطقه مطالعاتی رودبار و بختیاری (ج) نشان داده شده است. رودخانه رودبار از سرشاخه های رود بختیاری است که در بالادست حوضه واقع است و در پایین دست، رودخانه سزار به آن می پیوندد. در محل احداث سد ایستگاه هیدرومتری و باران سنجی تعبیه شده است که در این تحقیق از آمار ساعتی برداشت شده برای برخی رخدادهای^۳ ثبت شده برای تعیین آستانه رواناب استفاده شده است.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل (۱): موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی (الف) موقعیت حوضه آبریز کارون بزرگ در ایران، (ب) موقعیت حوضه رودبار و بختیاری در حوضه کارون بزرگ و (ج) موقعیت سد رودبار لرستان در حوضه رودبار و بختیاری

بارش مؤثر (m/day) که در این مدل برابر با مقدار کل بارش (P(t)) در نظر گرفته شده است.

معیارهای ارزیابی مدل

در این تحقیق برای کالیبراسیون مدل هیدرولوژیکی و همچنین مقایسه نتایج حاصل از اجرای مدل با اعمال تغییرات مورد نظر، از دو ضریب نش-شاتکلیف^۱ (رابطه (۵)) و ضریب خطای حجم جریان^۲ (رابطه (۶)) استفاده شده است.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - Q_{sim_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (3)$$

در رابطه (۳)، Q_{obs_i} دبی مشاهداتی در زمان i Q_{sim_i} دبی شبیه سازی شده در زمان i \bar{Q}_{obs} متوسط دبی های مشاهداتی در کل دوره شبیه سازی و N = تعداد کل دوره های شبیه سازی (گام های زمانی) است. در این رابطه NS ضریب نش-شاتکلیف است که مقدار آن بین صفر تا یک متغیر بوده و هر چه به یک نزدیک تر باشد یعنی مدل در شبیه سازی جریان رودخانه به خصوص دبی های اوج بهتر عمل کرده است.

$$f = \frac{V_{sim}}{V_{obs}} \times 100 \quad (4)$$

در رابطه فوق V_{sim} = حجم جریان شبیه سازی شده و V_{obs} = حجم جریان محاسباتی. f عبارت است از ضریب حجم جریان که مقدار آن از صفر تا صد متغیر است و هر چه به صد نزدیک تر باشد نشان دهنده عملکرد بهتر مدل در شبیه سازی حجم جریان است.

منطقه مطالعاتی

این تحقیق بر روی محدوده مطالعاتی رودبار و بختیاری انجام شده است که در قسمت شرقی حوضه آبریز کارون بزرگ واقع است. سد و نیروگاه رودبار لرستان بر روی رودخانه رودبار و در نقطه ای به طول جغرافیایی $41^{\circ} 49'$ و عرض جغرافیایی $54^{\circ} 32'$ به ارتفاع ۱۶۲۰ متر از سطح دریا در حال احداث است و در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب شهرستان الیگودرز در استان لرستان واقع گردیده است. در شکل (۱) موقعیت حوضه آبریز کارون بزرگ در کشور ایران (الف)، موقعیت منطقه مطالعاتی رودبار و بختیاری در حوضه آبریز کارون بزرگ (ب) و محل قرارگیری سد رودبار لرستان و ایستگاه هیدرومتری آن

³ Event

¹ Nash-Sutcliffe

² Volume Error

نتایج

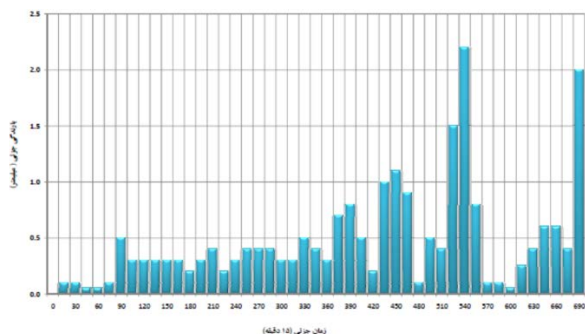
تعیین آستانه رواناب سطحی

در این تحقیق برای تعیین مقدار بارش مؤثر و آستانه رواناب از آمار جمع‌آوری شده در ایستگاه‌های هیدرومتری و باران‌سنجی در محل سد رودبار لرستان استفاده شده است. دوره زمانی برداشت آمار در این ایستگاه روزانه است ولی در مواقع بارندگی‌های شدید و بروز پدیده سیلاب، آمار در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر برداشت می‌شود. در این تحقیق از آمار موجود برای سه رخداد استفاده شده است که هیتوگراف بارش ۱۵ دقیقه‌ای و هیدروگراف دوساعته برای آن‌ها موجود بود. به همین دلیل هیتوگراف بارش دوساعته برای رخدادهای استخراج و در جداول (۱) تا (۳) ارائه شده است. در شکل (۲) به‌عنوان نمونه هیتوگراف بارش در تاریخ ۱۳۹۰/۰۸/۰۵ ارائه شده است. بررسی آمار روزانه ثبت شده در ایستگاه رودبار لرستان هم نشان می‌دهد که قبل از وقوع رخدادهای مورد مطالعه در این تحقیق کمینه به مدت ده روز بارانی به وقوع نپیوسته است بنابراین سطح خاک در شروع دوره‌های مورد بررسی خشک بوده است. این امر با توجه به تأثیر رطوبت اولیه خاک بر نفوذپذیری آن حائز اهمیت است و باید مدنظر قرار داده شود.

جدول (۱): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ ۲۲ و

۱۳۹۱/۰۸/۲۲

ساعت	ارتفاع بارش (mm)	رواناب (cms)
۱۸	۰	۴/۷
۲۰	۰	۴/۷
۲۲	۱/۸	۴/۷
۲۴	۴/۶	۴/۷
۲	۳/۱	۵/۸
۴	۶/۹	۶
۶	۹/۶	۶/۱
۸	۱۱/۳	۶/۳
۱۰	۳/۲	۶/۸
۱۲	۲/۴	۷/۴
۱۴	۵/۶	۷/۹
۱۶	۹/۲	۸/۴
۱۸	۶/۲	۸/۷
۲۰	۸/۴	۸/۹
۲۲	۳/۱	۹
۲۴	۰	۹/۲
۲	۰	۸/۵



شکل (۲): هیتوگراف بارندگی در زمانهای جزئی در تاریخ ۱۳۹۰/۰۸/۰۵

جدول (۲): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ ۱۰ و

۱۳۹۰/۱۰/۱۱

ساعت	ارتفاع بارش (mm)	دبی سیلاب (CMS)
۱۶	۰	۶/۱
۱۸	۱/۶	۶/۱
۲۰	۳/۸	۶/۱
۲۲	۲/۵	۶/۹
۲۴	۳/۶	۷/۱
۲	۳/۶	۷/۴
۴	۲/۸	۷/۷
۶	۲/۸	۸/۱
۸	۴/۹	۸/۴
۱۰	۲/۵	۸/۸
۱۲	۲/۱	۹/۲
۱۴	۰	۷/۴
۱۶	۰	۷/۱
۱۸	۰	۷
۲۰	۰	۶/۸

جدول (۳): اطلاعات بارش و رواناب در تاریخ

۱۳۹۰/۰۸/۰۵

دبی سیلاب (CMS)	ارتفاع بارش (mm)	ساعت
۵	۰	۲
۵	۰	۴
۵	۰	۶
۵	۰/۲۵	۸
۵	۲/۱۵	۱۰
۵/۱	۲/۶	۱۲
۶/۲	۳/۸	۱۴
۶/۵	۵/۷	۱۶
۷	۴/۵	۱۸
۷/۷	۳	۲۰
۶/۵	۰	۲۲
۶/۱	۰	۲۴

جدول (۴): آستانه شروع رواناب در رخدادهای مورد بررسی

تاریخ	شدت بارندگی در آستانه شروع رواناب سطحی (mm/hr)
۱۳۹۱/۰۸/۲۳	۳/۲
۱۳۹۰/۱۰/۱۱	۲/۷
۱۳۹۰/۰۸/۰۵	۲/۵

همان طور که در جدول (۴) ملاحظه می شود در سه رخداد مورد بررسی، آستانه شروع رواناب سطحی به طور متوسط در شدت بارش ۲/۷ میلی متر بر ساعت اتفاق می افتد. البته واضح است که هر چه تعداد رخدادهای مورد بررسی بیشتر باشد نتایج حاصل قابل استنادتر است. همچنین با توجه به اینکه اقلیم منطقه، نیمه خشک است در تابستان و فصول گرم پدیده سله بستن سطح خاک اتفاق می افتد بنابراین برای اظهار نظر در مورد آستانه شروع رواناب باید رخدادهای فصل تابستان به طور جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. باین وجود به دلیل محدودیت در رخدادهای ساعتی ثبت شده، در این تحقیق امکان بررسی بیشتر از سه رخداد امکان پذیر نبود.

با متوسط گیری بین آستانه شروع رواناب در سه رخداد مورد بررسی رابطه زیر برای محاسبه جریان سطحی هورتونی پیشنهاد می شود:

$$\text{if } P(i) > P_{eff} \text{ then} \quad (۵)$$

$$fil(i) = K_0(i) \times d_t$$

$$\& \quad q_{ofh}(i) = P(i) - fil(i)$$

$$\text{if } P(i) \leq P_{eff} \text{ then}$$

$$fil(i) = P(i)$$

$$\& \quad q_{ofh}(i) = 0$$

که در آن $P(i)$ = شدت بارندگی در نقطه i (m/hr)، P_{eff} = بارش مؤثر محاسبه شده برای هر نقطه i (m/hr)، $fil(i)$ = آب نفوذ یافته در خاک در نقطه i (m)، $K_0(i)$ = نفوذ پذیری خاک در نقطه i (m/hr)، d_t = بازه زمانی مورد بررسی (hr)، $q_{ofh}(i)$ = رواناب سطحی (جریان هورتونی) ایجاد شده در هر نقطه (m). با توجه به تحلیل به دست آمده در بالا، مقدار P_{eff} برابر ۰/۰۲۷ متر بر ساعت در نظر گرفته می شود.

همان طور که در جدول (۱) ملاحظه می شود در تاریخ ۱۳۹۱/۰۸/۲۲ جریان پایه رودخانه تا ساعت ۲۲ و قبل از شروع بارندگی برابر ۴/۷ مترمکعب بر ثانیه است. پس از شروع بارندگی به مدت دو ساعت و درحالی که ارتفاع بارش به ۶/۴ میلی متر رسیده است تغییری در رواناب مشاهده نمی شود که همین امر نشان دهنده این است که تقریباً همه بارش اتفاق افتاده در سطح حوضه، در خاک نفوذ کرده است و جریان سطحی هورتونی تولید نکرده است. بعد از ساعت ۲۴ روز ۱۳۹۱/۰۸/۲۳ و پس از اینکه ارتفاع بارش از ۶/۴ میلی متر افزایش یافته است (۳/۲ میلی متر در ساعت) جریان رودخانه به تدریج افزایش یافته است و پس از دو ساعت از خاتمه بارندگی به اوج خود رسیده است و پس از آن شروع به فروکش نموده است؛ بنابراین آستانه شروع رواناب سطحی در تاریخ ۱۳۹۱/۰۸/۲۳ در شدت بارندگی معادل ۳/۲ میلی متر در ساعت اتفاق افتاده است. با استفاده از جداول (۲) و (۳) آستانه شروع رواناب در تاریخهای ۱۳۹۰/۱۰/۱۱ و ۱۳۹۰/۰۸/۰۵ تعیین شده و در جدول (۴) ارائه شده اند.

جدول (۶): پارامترهای مدل BTOPMC و محدود تغییرات آن

محدوده تغییرات قابل قبول	مفهوم فیزیکی	پارامتر(واحد)
۰/۱-۱۰۰	ضریب انتقال اشباع خاک	$T_0 (m^2/h)$
۰/۰۰۱ - ۰/۳	ضریب زوال T_0	$(m)m$
۰/۰۰۱-۰/۰۱۵	بیشینه ظرفیت نگهداشت ناحیه ریشه	$(m)S_{rmax}$
۰/۰۰۱ - ۱/۰	مقدار اولیه متوسط کمبود اشباع خاک	$(m)SD$
۰/۰۰۰۱ - ۰/۴	ضریب زبری مانینگ معادل	n_0

با در اختیار داشتن برنامه مدل BTOPMC (این برنامه همراه با source code آن به طور کامل از موسسه ICHARM کشور ژاپن و توسعه دهندگان اصلی آن، آقای پروفسور تاکئوچی و همکاران، اخذ شده است)، تغییر روابط ریاضی موجود در آن و اعمال روابط جدید امکان پذیر بود. به همین دلیل به جای رابطه (۲) که برای محاسبه بارش مؤثر در مدل به کار رفته است یکبار رابطه (۱) (رابطه ارائه شده برای محاسبه بارش مؤثر در مناطق خشک و نیمه خشک که در مدل IHACRES هم استفاده شده است) اعمال شده است و یکبار هم رابطه (۵) برای محاسبه رواناب سطحی هورتونی اعمال شده است. نتایج حاصل از اجرای مدل BTOPMC با اعمال دو تغییر بالا نیز در جدول (۷) ارائه شده است.

جدول (۷): مقایسه معیارهای ارزیابی مدل های اصلی و اصلاح شده

معیارهای ارزیابی مدل	ضریب NS	درصد ضریب f
مدل اصلی BTOPMC	۰/۶۶	٪۶۵
اعمال رابطه (۱) در مدل	۰/۴۵	٪۵۵
اعمال رابطه (۵) در مدل	۰/۷۸	٪۷۵

بررسی عملکرد مدل BTOPMC

برای بررسی چگونگی تأثیر رابطه ارائه شده برای محاسبه جریان هورتونی (رابطه (۵)) بر فرآیند مدل سازی هیدرولوژیکی بارش-رواناب حوضه رودبار (در بالادست محل احداث سد رودبار لرستان) از مدل توزیعی BTOPMC استفاده شده است. به تدریج مدل در مقیاس روزانه برای حوضه با دوره آماری ۵ سال (از تاریخ ۲۰۰۸/۰۱/۰۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱) اجرا شده است. داده های مورد نیاز برای اجرای مدل در جدول (۵) و پارامترهای کالیبراسیون آن همراه با محدوده مجاز تغییرات آنها در جدول (۶) ارائه شده است. معیارهای ارزیابی مدل با استفاده از نتایج حاصل از اجرای مدل محاسبه شده و در جدول (۷) ارائه شده است.

جدول (۵): داده های مورد نیاز برای اجرای مدل و منبع تهیه

نوع داده	مشخصات	منبع داده
توپوگرافی (مدل رقومی ارتفاع)	با تفکیک پذیری ۸۰ متر	شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران (معاونت فنی و پژوهش ها)
خاک (نقشه طبقه بندی خاک)	با تفکیک پذیری ۱ کیلومتری	نقشه رقومی جهانی خاک (FAO)
تشریح نوع خاک	شامل درصد رس، لای و ذرات درشت دانه	
پوشش اراضی	با تفکیک پذیری ۱ کیلومتری	IGBP/USGS
تشریح پوشش اراضی	طبقه بندی ۱۷ گانه	
بارش	داده های روزانه و ساعتی (۵ سال)	
آبدهی رودخانه	داده های روزانه و ساعتی (۵ سال)	شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران (معاونت فنی و پژوهش ها)
تبخیر و تعرق	مقادیر متوسط ماهانه داده های تحت تبخیر	
شاخص سطح برگ	مقادیر متوسط ماهانه	NOAA

² National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

¹ International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP)

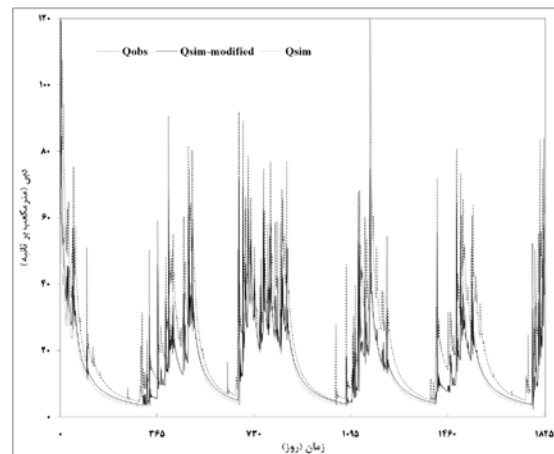
نتیجه گیری

برای تخمین آب موجود در حوضه های آبریز از مدل های هیدرولوژیکی استفاده می شود که این امر در مناطق خشک و نیمه خشک به علت محدودیت منابع آبی اهمیتی دوچندان پیدا می کند. تحقیقات صورت گرفته در زمینه مدل سازی مناطق خشک و نیمه خشک بسیار محدود است که اصلی ترین علت آن عدم دسترسی بودن داده های مشاهداتی و پراکندگی زمانی و مکانی بارش است. در بین مؤلفه های مؤثر بر فرآیندهای هیدرولوژیکی در مناطق خشک و نیمه خشک، بارش اصلی ترین عامل است. البته، در مناطق خشک و نیمه خشک نفوذپذیری خاک کم است که در فصول خشک و کم بارش به دلیل سله بستن سطح خاک، مقدار نفوذپذیری اولیه از مقدار واقعی آن بسیار کمتر هم می شود. همین امر موجب وقوع سیلاب های شدید (جریان هورتونی) در اثر وقوع بارش های رگباری می شود؛ بنابراین، برآورد دقیق مقدار بارش مؤثر (بخشی از بارش کل که در ناحیه توسعه ریشه در خاک ذخیره می شود و باعث به وجود آمدن جریان هورتونی (سطحی) و رواناب در سطح زمین می شود) برای تخمین جریان در سطح زمین بسیار حائز اهمیت است. در این تحقیق از سه رخداد ساعتی ثبت شده در حوضه آبریز رودبار استفاده شده و رابطه ای برای محاسبه باران مؤثر و رواناب سطحی در آن منطقه ارائه شده است. برای مدل سازی هیدرولوژیکی منطقه از مدل توزیعی BTOPMC استفاده شده است. با توجه به اینکه این برنامه و کد آن به طور کامل در اختیار بوده امکان اعمال تغییرات و اصلاحات در برنامه آن امکان پذیر بوده است. به همین دلیل یکبار برنامه اصلی برای یک دوره زمانی ۵ ساله در مقیاس روزانه اجرا شده است. سپس یکبار معادله پیشنهادی توسط یه و همکاران (۱۹۹۷) برای محاسبه باران مؤثر و یکبار هم معادله ارائه شده در این تحقیق در مدل اعمال شد. نتایج تحقیق بیانگر آن است که استفاده از رابطه پیشنهادی برای محاسبه باران مؤثر و رواناب سطحی در این تحقیق موجب عملکرد بهتر مدل شده است.

مراجع

۱- شریفی، ف. صفاپور، ش. ایوبزاده، س. ع. و وکیل پور، ج. (۱۳۸۳). "بررسی عوامل مؤثر در تعیین آستانه شروع رواناب در مناطق خشک و نیمه خشک به کمک استفاده از شبیه سازی و داده های بارش-رواناب." مجله منابع طبیعی ایران. ۵۷(۱)، ۳۳-۴۵.

همان طور که در جدول (۷) ملاحظه می شود با اعمال رابطه (۱) که رابطه پیشنهادی توسط یه و همکاران (۱۹۹۷) برای محاسبه باران مؤثر در مناطق خشک و نیمه خشک است و در مدل هیدرولوژیکی IHACRES نیز استفاده شده است، هم ضریب نش و هم ضریب حجمی نتایج شبیه سازی شده نسبت به مدل اصلی BTOPMC کاهش یافته است ولی با اعمال رابطه (۵) مقدار ضریب نش حدود ۰/۱۲ و درصد ضریب حجمی حدود ده درصد افزایش داشته اند که نشان دهنده تأثیر مطلوب اعمال این رابطه در مدل هیدرولوژیکی BTOPMC است. البته واضح است که برای اعمال رابطه (۵) در هر مدل هیدرولوژیکی باید مقدار باران مؤثر برای هر منطقه محاسبه شود که لازمه آن در اختیار داشتن آمار و اطلاعات ساعتی چند رخداد ثبت شده در فصول مختلف در سطح حوضه است. در شکل (۳) جریان مشاهداتی در دوره زمانی ۵ ساله مورد بررسی (Qobs) با جریان شبیه سازی شده توسط مدل اصلی BTOPMC (Qsim) و جریان شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلاح شده (Qsim-modified) مقایسه شده اند.



شکل (۳): مقایسه بین دبی جریان مشاهداتی و شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلی و اصلاح شده BTOPMC

همانطور که در شکل (۳) مشاهده می شود جریان شبیه سازی شده با استفاده از مدل اصلاح شده به جریان مشاهداتی نزدیکتر است. همچنین بررسی سری زمانی جریان ها نشان می دهد که مدل اصلاح شده در شبیه سازی جریان های اوج (دبی های پیک) بهتر از مدل اصلی عمل کرده است (این موضوع در گراف به دلیل تراکم نقاط واضح نیست).

- 12- McMahon, T. A. (1979). "Hydrological characteristics of arid zones." Proceedings of Symposium on the Hydrology of Areas of Low Precipitation, Canberra, IAHS Publ. No. 128, 105-23.
- 13- McMichael, C. E., Hope, A. S. and Loaiciga, H. A. (2006). "Distributed hydrological modelling in California semi-aridshrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation." *Journal of Hydrology*. 317(2006), 307-324.
- 14- McNamara, J. P., Chandler, D., Seyfried, M. and Achet, S. (2005). "Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment." *Hydrological Processes*. 19(20), 4023-4038.
- 15- Nawarathna, B., Kazama, S. and Sawamoto, M. (2001). "Evaluation of reservoir and irrigation effect on runoff simulations in the Mekong river basin." *Annual Journal of hydraulic Engineering, JSCE*, 45(2002), 1-6.
- 16- Patwardhan, A., Nieber, J., and Johns, E. (1990). "Effective rainfall estimation methods." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 116(2), 182-193, doi:10.1061/(ASCE)0733-9437(1990)116:2(182),.
- 17- Pilgrim, D. H., Chapman, T. G., and Doran, D. G. (1988). "Problems of rainfall runoff modelling in arid and semi-arid regions." *Hydrological Sciences Journal*. 33(4), 379-400.
- 18- Raghunath, J. (2003). "Performance assessment of the BTOPMC model in a Nepalese drainage basin." *IAHS Publication*, 282.
- 19- Takeuchi K., Ao, T. Q. and Ishidaira H. (1999). "Introduction of block-wise use of TOPMODEL and Muskingum-Cunge method for the hydro-environmental simulation of a large ungauged basin." *Hydrological Science Journal*. 44(4), 633-646.
- 20- Takeuchi K, Hapuarachchi P, Zhou MC, Ishidaira H, Magome J. (2007). "A BTOP model to extend TOPMODEL for distributed hydrological simulation of large basins." *Hydrological Processes*, 22(17), 3236-3251.
- 21- UNEP. (1992). World Atlas of Desertification. Edward Arnold, London.
- 2- Ao, T., Yoshitani, J., Takeuchi, K., Fukami, K., Mutsuura, T. and Ishidaira, H. (2003). "Effects of sub-basin scale on runoff simulation in distributed hydrological model: BTOPMC." *IAHS-AISH Publication*. 282, 227-233.
- 3- Ao, T., Ishidaira, H., Takeuchi, K., Kiem, A.S., Yoshitani, J., Fukami, K. and Magome, J. (2006). "Relating BTOPMC model parameters to physical features of MOPEX basins." *Journal of Hydrology*. 320(1-2), 84-102.
- 4- Bao, H. J., Wang, L. L., Li, Z. J., Zhao, L. N., and Zhang, G. P. (2010). "Hydrological daily rainfall-runoff simulation with BTOPMC model and comparison with Xin'anjiang model." *Water Science and Engineering*. 3(2), 121-131.
- 5- Busche, H. G. K. (2013). "Modeling hydrological processes in asemi-arid mountainous catchment at the regional scale." PhD thesis. Bonn University, Germany.
- 6- Chavoshian, A., Magome, J., Takeuchi, k., Ishidaira, H., Fukami, K. and Miyake, K. (2009). "Improving water resources management in ungauged basins of arid and semi arid area using the Block-wise Distributed Hydrological Model and satellite-based data." International Conference on Water Resources: Emphasis on Regional Development.
- 7- Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1988). Applied hydrology. New York: McGraw-Hill.
- 8- Cordery, I., Pilgrim, D. H., and Doran, D. G. (1983). "Some hydrological characteristics of arid western New South Wales." The Institution of Engineers, Australia, Hydrology and Water Resources Symp. Nov, 287-92.
- 9- Goodrich, D. C., Lane, L. J., Shillito, R. M. (1997). "Linearity of basin response as a function of scale in a semi-arid watershed." *Water Resources Research*. 33(12), 2951-65.
- 10- Karnieli, A. and Ben-Asher, J. (1993). "A Daily Runoff Simulation in Semi-arid Watersheds Based on Deficit Calculations." *Journal of Hydrology*. 149(1-4), 9-25.
- 11- Kirkby, M. (2002). "Modeling the Interactions Between Soil Surface Properties and Water erosion." *Catena*. 46(2-3), 89-102.

- 24- Wheater, H., Sorooshian, S. and Sharma, K. D. (2008). *Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge University Press, New York, 195pp.
- 25- Wheater, H. S., Jakeman, A. J. and Beven, K. J. (1993). "Progress and Directions in Rainfall-Runoff Modeling." *Modeling Change in Environmental Systems*. 101-132. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- 26- Ye, W., Bates, B. C., Viney, N. R., Sivapalan, M. and Jakeman, A. J. (1997). "Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments." *Water Resources Research*. 33(1),153-66.
- 22- Vallet, A., Bertrand, C. and Mudry, J. (2013). "Effective rainfall: a significant parameter to improve understanding of deep-seated rainfall triggering landslide – a simple computation temperature based method applied to Séchilienne unstable slope (French Alps)." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 10, 8945-8991. doi:10.5194/hessd-10-8945-2013.
- 23- Wang, G., Zhou, M., Takeuchi, K. and Ishidaira, H. (2007). "Improved version of BTOPMC model and its application in event-based hydrologic simulations." *Journal of Geographical Sciences*, 17(1), 73-84.

Archive of SID

Determination of Rainfall-Runoff Threshold in Hydrological Modelling of Arid and Semi Arid Regions

Mahsa Farhangi ^{1*}
Majid Khayyat Khoghi ²
Seyed Ali Chavoshian³

Abstract

For optimal management of water resources in a catchment it is important to estimate the amount of water within a catchment by hydrological modeling. Hydrological modeling is very crucial in arid and semi arid areas because of limited water resources in these areas. In this study, the problems of hydrological modeling in these areas have been investigated and particularly is focused on effective rainfall. Then, a method is proposed to calculate effective rainfall and hortonian flow in a catchment. A hydrological distributed model, BTOPMC, is utilized and its performance is compared before and after applying modified hortonian flow formulation. Nash-Sutcliffe and volume error are the criteria used to calculate the model performance. Results have shown that applying modified equation for hortonian flow in BTOPMC have improved Nash-Sutcliffe and volume error about 12% and 10%, respectively that reflects its favorable impact on estimation water amount in a catchment by using BTOPMC.

Keywords

Hydrological modeling, Arid and semi arid areas, Effective rainfall, Nash-Sutcliffe coefficient.

^{1*} Ph.D. candidate in water resources engineering, University of Tehran, Iran, mfarhangi@ut.ac.ir.

² Professor, Department of Irrigation & Reclamation Engineering, University of Tehran, Iran.

³ Assistant Professor, Faculty of Civil Engineering, Iran University of Science and Technology, Tehran, Iran.

Received: 2016/05/06