

تحلیل اثرات مشخصات خاک و پوشش گیاهی بر واکنش‌های هیدرولوژیکی با استفاده از مدل توزیعی DHSVM، مطالعه موردی: حوزه آبخیز چهل‌گزی

سنندج

صلاح‌الدین زاهدی^{۱*}، کاکا شاهی^۲، محمود حبیب‌نژاد روشن^۳، کریم سلیمانی^۴ و کورش دادخواه^۵
^۱ استادیار پژوهشی، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی کردستان، سنندج، ایران، ^۲دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران، ^۳استاد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران و ^۴استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۲۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۱/۲۵

چکیده

این مطالعه به منظور بررسی قابلیت مدل DHSVM برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژیکی در یک حوزه آبخیز کوهستانی با کمینه سطح کاربری کشاورزی انجام شد. پارامترهای اقلیمی مورد نیاز برای گام زمانی روزانه تنظیم شدند. روش فاصله معکوس به منظور میانبایی متغیرهای اقلیمی از ایستگاه‌ها به سلول‌های شبکه مورد استفاده قرار گرفت. ورودی‌های زمانی به مدل برای سال‌های ۱۳۸۶ لغایت ۱۳۹۲ تهیه شد. نقشه پوشش زمین با استفاده از روش طبقه‌بندی نظارت شده و تصاویر لندست ۸ تهیه شد. نقشه شبکه آبراهه با استفاده از نقشه DEM و در نرم‌افزار ARCGIS تولید شد. نقشه طبقات بافت خاک با استفاده از نمونه‌برداری میدانی و در آزمایشگاه تهیه شد. آزمایش‌های اولیه به منظور تعیین حساسیت به پارامترهای ورودی نشان داد که این مدل به هدایت هیدرولیکی جانبی، ضریب کاهش نمایی هدایت هیدرولیکی، میزان تخلخل، ظرفیت مزرعه و کمینه مقاومت روزنه‌ای سطح برگ حساس است. در این مطالعه، به جز هدایت هیدرولیکی جانبی و ضریب کاهش نمایی، تمامی پارامترهای دیگر (خاک و پوشش گیاهی) بر اساس مطالعات قبلی و مشاهدات میدانی به روش مشابه برای هر دو دسته داده‌ها تعیین شدند. سری زمانی داده‌ها به سه دسته زمانی گرم کردن یا آماده‌سازی (۱۳۸۸-۱۳۸۷)، واسنجی (۱۳۹۰-۱۳۸۸) و اعتبارسنجی (۱۳۹۲-۱۳۹۰) تقسیم شد. مدل با استفاده از داده‌های دبی سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۰ در خروجی حوضه واسنجی شد. ضرایب مختلف کارایی مابین جریان شبیه‌سازی شده و مشاهده شده محاسبه شد. عدد نش-ساتکلیف برای واسنجی مدل DHSVM ۰/۵۹ و برای داده‌های اعتبارسنجی مدل ۰/۶۰۶ بودند. به‌طور کلی، نتایج اجرای این مدل در حوضه مورد مطالعه و با توجه به کیفیت و کمیت داده‌های ورودی به مدل رضایت‌بخش است.

واژه‌های کلیدی: بارش، تاج پوشش گیاهی، روش فاصله معکوس، شبیه‌سازی رواناب، DEM

مقدمه

در مقیاس حوزه آبخیز اتفاق می‌افتد. با شروع بارش که مهمترین عنصر در تولید جریان است، مدل هیدرولوژی رواناب را در خروجی حوضه شبیه‌سازی

یک مدل هیدرولوژی نمایش ریاضی ساده شده از فرایندهایی است که در موقع تبدیل بارش به رواناب

مدل‌های توزیعی برخوردار است. این مدل، در اصل به‌منظور ارزیابی اثرات توپوگرافی و پوشش گیاهی بر حرکت آب در یک حوزه آبخیز طراحی شده است. مدل‌های توزیعی مکانی، از قبیل DHSVM، یک ارائه پویا از پراکنش مکانی رطوبت خاک، پوشش برف، تبخیر و تعرق و تولید رواناب در مقیاس مرتبط با قدرت تفکیک مکانی نقشه DEM مورد استفاده را فراهم می‌کنند. این مدل، شامل دو لایه تاج پوشش گیاهی به‌منظور نمایش تبخیر و تعرق، یک مدل انرژی دو لایه‌ای به‌منظور تراز ذوب و انباشت برف، یک مدل یک بعدی خاک غیر اشباع و یک مدل دو بعدی از جریان اشباع زیرسطحی می‌باشد. برای هر سلول شبکه، تراز عمودی آب محاسبه می‌شود. تبخیر و تعرق تاج پوشش بر اساس رابطه پنمن-مانتیس که تابش خورشیدی، آب و هواشناسی سطحی، مشخصات خاک، وضعیت رطوبت، شاخص سطح برگ و مقاومت روزنه‌ای را با هم ترکیب و محاسبه می‌کند. این مدل، نمایشی پویا از پراکنش مکانی رطوبت خاک، پوشش برف، تبخیر و تعرق و تولید رواناب را فراهم می‌کند (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴). Zhang و همکاران (۲۰۱۸) از مدل DHSVM، به‌منظور بهبود کارایی محاسباتی الگوریتم Mac Cormack استفاده کردند. یک طرح شبه Mac Cormack برای حل معادلات موج سینماتیکی به‌منظور روندیابی جریان سطحی در مدل DHSVM به‌کار گرفته شد. اجرا و قابلیت عملی مدل ارتقاء یافته Mac Cormack-DHSVM در یک حوزه آبخیز کوچک شهری در حومه واشنگتن در ایالات متحده آزمایش شد. نتایج نشان دادند که مدل ترکیبی مورد استفاده، به‌طور قابل ملاحظه‌ای کارایی محاسباتی را بدون در نظر گرفتن دقت شبیه‌سازی مدل اصلی DHSVM ارتقاء داده است. همچنین، زمان بدون کاهش قابل توجه دقت با به‌کارگیری مدل ترکیبی نسبت به زمانی که از مدل DHSVM استفاده می‌شود، بسیار کاهش یافته است.

Alvarenga و همکاران (۲۰۱۷)، مطالعه‌ای را به‌منظور مقایسه پیش‌بینی یک مدل هیدرولوژیکی توزیعی با یک نقشه خاک تهیه شده بر اساس نقشه‌برداری خاک و نقشه ناحیه‌بندی رطوبت که با استفاده از مدل HAND به‌دست آمده است، انجام

می‌کند (Chong، Mulligan و Wainwright، ۲۰۱۳؛ Chong، ۲۰۰۲). ورودی‌های مورد استفاده در مدل‌های مختلف شامل بارش، دمای هوا، تبخیر و تعرق پتانسیل، خصوصیات مختلف خاک و توپوگرافی، پوشش گیاهی، هیدروژئولوژی و سایر پارامترهای فیزیکی حوضه هستند. یک مدل، ارائه ساده‌ای از سامانه دنیای واقعی است. بهترین مدل، مدلی است که نتایجی نزدیک به واقعیت با استفاده از کمترین پارامتر و پیچیدگی مدل بدهد (Chong، ۲۰۰۲). دو ورودی مهم به همه مدل‌ها، شامل داده‌های بارش و وضعیت زهکشی حوضه است. همراه با این دو، مشخصات حوزه آبخیز مانند خصوصیات خاک، پوشش گیاهی، توپوگرافی، حجم رطوبت خاک و مشخصات سفره‌های آب زیرزمینی نیز در نظر گرفته می‌شوند (Chong، ۲۰۰۲). کاهش میزان و شدت رواناب سطحی در حوزه آبخیز، یکی از مباحث مهم در مدیریت منابع طبیعی از نظر آبخیزداری و حفاظت خاک است. وجود پوشش گیاهی در سطح حوضه، به‌دلیل اثراتی که بر اجزاء سیکل هیدرولوژی حوضه دارد، از عوامل کاهش‌دهنده سیل‌خیزی یک حوضه است. به همین دلیل، به عقیده بسیاری از متخصصان آبخیزداری، میزان رواناب تولید شده در اراضی جنگلی به‌دلیل تأثیر پوشش گیاهی بسیار کمتر از سایر کاربری‌ها می‌باشد (Hematzadeh و همکاران، ۲۰۰۹).

به‌کارگیری و معرفی یک مدل هیدرولوژیکی که قادر باشد، اثرات پوشش گیاهی و خاک را بر تولید رواناب در یک حوزه آبخیز کمی کرده، برآورد قابل قبولی از دبی خروجی حوزه آبخیز به‌منظور برنامه‌ریزی مدیریت آبخیز و جلوگیری از وقوع سیل و همچنین، پیش‌بینی اثرات تغییر کاربری اراضی ارائه کند، ضرورتی اجتناب‌ناپذیر است. با توجه به بررسی منابع صورت گرفته، مدل DHSVM^۱ می‌تواند در شرایط مختلفی از جمله در مناطق کوهستانی که با تغییرات زیاد پوشش گیاهی مواجه هستند، مورد استفاده قرار گیرد. از طرفی، دسترسی به مدل مذکور رایگان بوده، اجرای آن نیز از پیچیدگی کمتری نسبت به سایر

^۱ Distributed Hydrological Soil and Vegetation Model

صورت گرفت. نتایج نشان می‌دهد که نحوه توزیع برف در مدل اثرگذار نیست و نیز مشاهده شد که تخلخل خاک و شاخص تاج پوشش نسبت به پارامترهای دیگر از حساسیت بیشتری بر رژیم هیدرولوژیکی شبیه‌سازی شده برخوردار هستند. نتایج این مطالعه، نشان داده است که در مجموع مدل DHSVM به‌صورت موثری قادر به شبیه‌سازی دینامیک توده‌های برف، حجم آب خاک و رژیم جریان آبراهه بوده است.

Luz و همکاران (۲۰۱۲)، با استفاده از مدل DHSVM در جنگل‌های آمازون نشان دادند که نتایج به‌کارگیری این مدل برای مناطق جنگلی و گرمسیری نسبت به مناطقی که مدل در آنجا توسعه داده شده متفاوت می‌باشد. نتایج استفاده از این مدل، در این مناطق نیز، نشان داد که می‌تواند ابزار مفیدی برای پیش‌بینی پارامترهای هیدرولوژیکی باشد.

Zhao و همکاران (۲۰۰۹)، مطالعه‌ای را با استفاده از دو مدل WRF و DHSVM برای پیش‌بینی برف و مقدار رواناب در حوزه آبخیز جونتانگو با گام زمانی ۲۴ ساعته انجام دادند. آن‌ها نشان دادند که نتایج پیش‌بینی شده با استفاده از دو مدل شباهت زیادی به هم دارند و میانگین بیشتر خطای نسبی برای رواناب در هر دو مدل کمتر از ۱۵ درصد بوده است که نشان‌دهنده این واقعیت است که هر دو مدل برای پیش‌بینی مقدار رواناب عملکرد مناسبی داشته‌اند.

Lan و همکاران (۲۰۰۹)، اثرات هم‌زمان تغییرات آب و هوایی و پوشش گیاهی حوضه پوگت سوند در شمال غربی واشنگتن را با استفاده از مدل DHSVM در ۱۰۰ سال گذشته بررسی کرده‌اند. نتایج نشان می‌دهد، اثرات تغییر پوشش زمین در حوزه‌های آبخیز شهری منجر به تغییر در جریان سالانه و کاهش جریان تابستانه می‌شود و همچنین، نتایج نشان داد که دما در این حوضه رو به افزایش است ولی جریان سالانه خیلی تغییر پیدا نکرده است.

Cuo و همکاران (۲۰۰۶)، مدل DHSVM را در حوزه آبخیز کوهستانی آزمایشی پنگ خوم (Pang Khum) در شمال تایلند، به‌منظور بررسی اثرات احداث جاده بر فرایندهای هیدرولوژیکی، به‌کار بردند. داده‌های اقلیمی از آگوست ۱۹۹۷ لغایت ژانویه ۲۰۰۱

دادند. بدین منظور، مدل DHSVM در یک حوزه آبخیز کوهستانی واقع در مراتع Mantiqueira در جنوب Minas Gerais و در جنوب شرق برزیل با نقشه‌هایی که ذکر شد، به‌عنوان مرجع مقایسه شد. در این راستا، مجموعه داده‌های روزانه از جریان آبراهه و داده‌های هواشناسی برای واسنجی و اعتبارسنجی مدل DHSVM با استفاده از دو نقشه مختلف زون‌های خاک و رطوبت به‌عنوان ورودی مدل مورد استفاده قرار گرفت. نتایج هر دو شبیه‌سازی مدل DHSVM خوب عمل کرده، خروجی‌های مدل ارتباط خوبی را مابین مشخصات توپوگرافی و هیدرولوژیکی هر دو تیپ نقشه مشخص می‌کند. بنابراین، نقشه ناحیه‌بندی رطوبت به‌دست آمده از مدل HAND می‌تواند به‌صورت موفقیت‌آمیزی در مدل هیدرولوژیکی توزیعی DHSVM به‌ویژه برای مناطق کوهستانی برزیل مورد استفاده قرار گیرد.

Alvarenga و همکاران (۲۰۱۶)، از مدل DHSVM به‌منظور ارزیابی اثرات احتمالی سناریوهای مختلف تغییر پوشش زمین در حوزه آبخیز Lavrinha در برزیل استفاده کردند. مدل با استفاده از مجموعه چهار ساله داده‌های هیدرواقليمی واسنجی و اعتبارسنجی شد و جریان آبراهه روزانه و ماهانه شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل از دقت بالایی در مقایسه با مقادیر مشاهده شده برخوردار بود. نتایج، نشان داد که جنگل‌زدایی باعث افزایش رطوبت خاک ماهانه (تا پنج درصد) جریان سطحی (تا ۳۳ درصد) و رواناب کل (تا ۲۲ درصد) شده است. همچنین، پدیده جذب برگی با کاهش (تا ۷۲ درصد)، تبخیر و تعرق با کاهش (تا ۳۰ درصد) و عمق سطح ایستابی با کاهش (تا ۱۰ درصد) مواجه شده است.

Enhao و همکاران (۲۰۱۳)، در مطالعه‌ای در حوزه آبخیز آزمایشی میکا کریک (Mica Creek) واقع در شمال آیداهو در ایالات متحده، مدل DHSVM را به‌منظور ارزیابی واکنش‌های بالقوه هیدرولوژیکی حوزه آبخیز به تغییرات اقلیم و کاربری زمین به‌کار بردند. اجرای مدل بر اساس جریان‌های اندازه‌گیری شده از حوزه‌های آبخیز تو در تو یا آشیانه‌ای (Nested) و زوجی (Paired)، دینامیک توده‌های برف، رطوبت خاک و تعرق برآورد شده از جریان شیره گیاهی

انتخاب این مدل می‌باشد. هدف از این مطالعه، بررسی امکان کاربرد مدل توزیعی DHSVM به منظور برآورد دبی خروجی حوزه آبخیز چهل‌گری در استان کردستان است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش: مساحت منطقه مورد مطالعه که چهل‌گری نامیده می‌شود و یکی از زیرحوضه‌های حوزه آبخیز سد قشلاق است، حدود ۲۷۲۳۳ هکتار بوده که در ۳۰ کیلومتری شمال شهرستان سنندج و در مختصات جغرافیایی ۴۵° ۴۶' تا ۴۶° ۵۷' طول شرقی و ۲۵° ۳۵' تا ۳۸° ۳۵' عرض جغرافیایی واقع شده است. مرتفع‌ترین نقطه آبخیز ۲۸۵۰ متر از سطح دریا بوده، پایین‌ترین نقطه آن دارای ارتفاعی حدود ۱۵۵۰ متر از سطح دریا می‌باشد و طول آبراهه اصلی ۲۷ کیلومتر است. منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.

روش پژوهش: به منظور تهیه نقشه رقومی ارتفاع (DEM) از نقشه‌های با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور استفاده شد. مدل رقومی ارتفاع حوضه مورد نظر با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر با استفاده از نرم افزار ArcGIS 10.3 تولید شد. هر سلول شبکه DEM، حاوی مشخصات پوشش گیاهی و خاک و مشخصات آب و هواشناسی سطحی (بارش، دمای هوا، سرعت باد، رطوبت و تابش خورشیدی) است. پارامترهای آب و هواشناسی مورد نیاز برای گام زمانی روزانه تنظیم شدند. روش فاصله معکوس در این مدل به منظور میان‌یابی متغیرهای اقلیمی از ایستگاه‌ها به سلول‌های شبکه مورد استفاده قرار گرفت. با استفاده از آمار هواشناسی دو ایستگاه واقع در پائین‌ترین نقطه ارتفاعی حوضه (سراب قامیش) و بالاترین نقطه حوضه (هانه گلان) تغییرات مقدار دما (۰/۰۰۰۶۴-) بر حسب سانتی‌گراد در هر متر اختلاف ارتفاع و بارندگی (۰/۰۰۰۳۷) بر حسب میلی‌متر در هر متر ارتفاع محاسبه شد و به منظور اعمال تأثیر ارتفاع بر توزیع دما و بارش مورد استفاده قرار گرفت.

داده‌های ورودی به مدل DHSVM: داده‌های مورد نیاز، شامل دو دسته داده‌های ورودی است که شامل داده‌های مکانی (DEM)، ماسک حوزه آبخیز، تیپ

به منظور آماده‌سازی^۱، واسنجی و اعتبارسنجی مدل مورد استفاده قرار گرفت. مدل دو بار، بار اول با لحاظ کردن شبکه جاده‌ای در مدل و بار دوم با تمامی پارامترهای بار اول اما بدون در نظر گرفتن شبکه جاده‌ای اجرا شد. بررسی اثرات جاده بر پارامترهای تبخیر و تعرق، رطوبت خاک، عمق تا سطح ایستابی و دبی رودخانه با استفاده از مدل مشخص شد. نتایج نشان دادند که مدل رطوبت خاک را در چهار سایت اندازه‌گیری و در سه عمق مختلف خاک به خوبی شبیه‌سازی کرده است. همچنین، جریان آبراهه در دو سال از سه سال مورد مطالعه به خوبی برآورد شده است که کاهش کیفیت برآورد در سال سوم احتمالاً به دلیل تغییرات در پوشش گیاهی و انحراف مسیرهای جریان آب در حوزه آبخیز بیان شده است. در مجموع، احداث جاده موجب افزایش دبی پیک جریان در حوضه شده است.

Thanakapawin و همکاران (۲۰۰۶)، با استفاده از مدل DHSVM به تأثیر کاربری اراضی بر رواناب در حوضه چیانگ مای تایلند پرداخته‌اند. نتایج حاصل از این پژوهش، نشان می‌دهد که افزایش زمین‌های کشاورزی در مناطق کوهستانی باعث افزایش رواناب در این منطقه شده است.

بررسی منابع صورت گرفته، نشان‌دهنده دامنه گسترده کاربرد این مدل در نقاط مختلف جغرافیایی و اهداف کاربرد آن از قبیل شبیه‌سازی رواناب خروجی، بررسی اثرات تغییر کاربری زمین بر واکنش‌های هیدرولوژیکی و اثرات تغییر اقلیم می‌باشد. همچنین، کاربرد ترکیبی آن با مدل‌های دیگر منجر به افزایش دقت پیش‌بینی‌های این مدل شده است. با توجه به کمبود داده‌های خاک در بیشتر حوزه‌های آبخیز کشور و به‌ویژه در کردستان، کاربرد مدل‌های توزیعی همواره با محدودیت روبه‌رو بوده است. امکان دسترسی به داده‌های خاک و قسمتی دیگر از داده‌های مورد نیاز ورودی به مدل از قبیل داده‌های پوشش گیاهی و ضرایب نفوذ آب در خاک امکان کاربرد این مدل را فراهم ساخت. اهمیت خصوصیات خاک و پوشش گیاهی و وضعیت حوزه آبخیز چهل‌گری از دلایل

^۱ Warm up

داده‌های هر سه ایستگاه بازسازی شد. داده‌های دبی خروجی حوضه از ایستگاه هیدرومتری تونل چهل‌گری از شرکت تماب تهیه شد. داده‌های مکانی شامل DEM مرز حوزه آبخیز، پوشش زمین، بافت خاک، عمق خاک و شبکه آبراهه تهیه و تولید شد. نقشه تپ‌های مختلف پوشش گیاهی طبیعی زمین و کاربری‌های کشاورزی شامل زمین‌های زیرکشت دیم، زمین‌های آبی و باغات با استفاده از روش طبقه‌بندی نظارت شده و تصاویر لندست ۸ تهیه شد.

خاک، عمق خاک، تپ‌های پوشش زمین و شبکه آبراهه) و داده‌های زمانی (بارش، دمای هوا، رطوبت نسبی، تابش‌های امواج کوتاه و بلند، و سرعت روزانه باد) است. ورودی‌های زمانی به مدل شامل بارش، دمای هوا، رطوبت نسبی، تابش، سرعت باد، جریان آبراهه و رطوبت خاک برای سال‌های ۱۳۸۶ لغایت ۱۳۹۲ در سه ایستگاه آب و هواشناسی و یک ایستگاه هیدرومتری تهیه شد (جدول ۱). داده‌های مخدوش و گمشده از دما، رطوبت و سرعت باد با استفاده از مدل‌های رگرسیون در نرم‌افزار R با استفاده از

جدول ۱- ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری مورد استفاده

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	نوع ایستگاه	سازمان متبوعه
خلیفه ترخان	۴۷° ۰۷'	۳۵° ۴۸'	۱۷۳۵	بارش و سایر	وزارت نیرو
حسین‌آباد	۴۷° ۱۲'	۳۵° ۵۵'	۱۶۷۵	بارش و سایر	وزارت نیرو
سراب قامیش	۴۶° ۹۳'	۳۵° ۴۳'	۱۶۳۰	بارش و سایر	وزارت نیرو
سندج	۴۷° ۰۰'	۳۵° ۳۳'	۱۳۷۳	سینوپتیک	هواشناسی
تونل چهل‌گری	۴۶° ۵۸'	۳۵° ۲۸'	۱۵۸۸	هیدرومتری	وزارت نیرو
هزارکانیان	۴۶° ۴۸'	۳۵° ۴۶'	۲۰۰۰	کلیماتولوژی	هواشناسی
تودار صمدی	۴۶° ۴۸'	۳۵° ۲۸'	۱۸۵۹	بارش و سایر	هواشناسی
هانه گلان	۴۶° ۴۸'	۳۵° ۳۶'	۲۰۵۵	بارش و سایر	هواشناسی

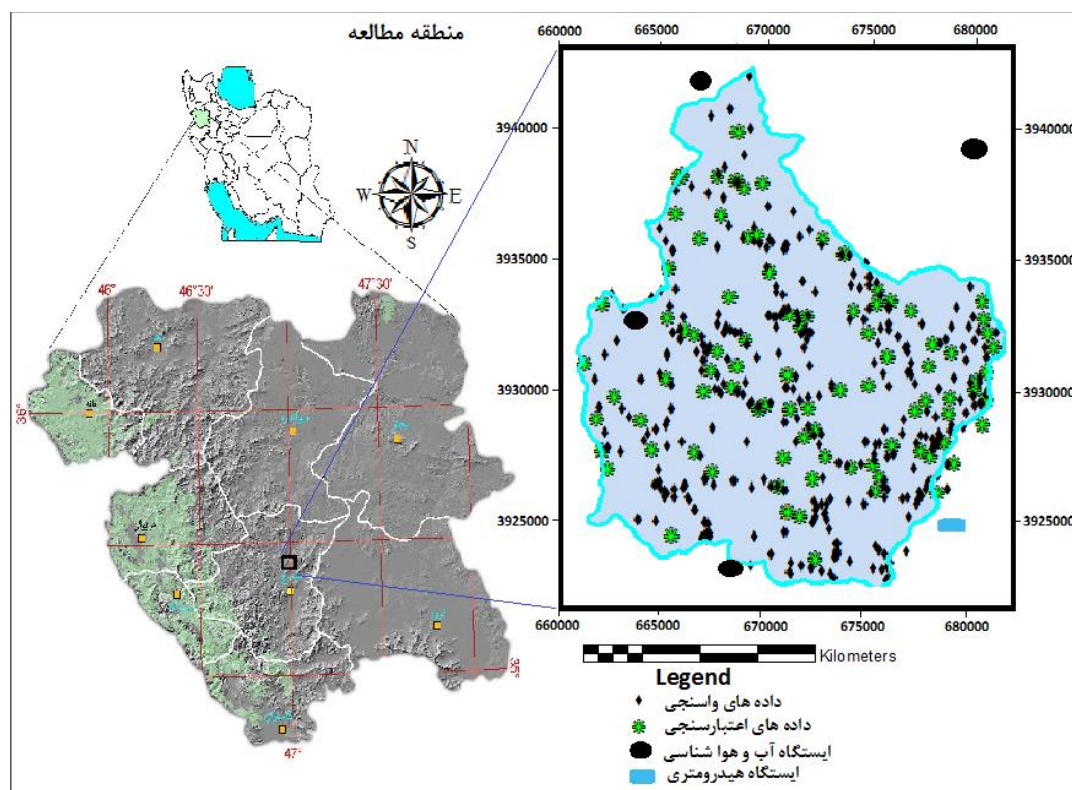
شدند. هر دو پوشش گیاهی اشکوب‌های فوقانی (گیاهان غالب شامل درختان، درختچه‌ها و گیاهان بوته‌ای چند ساله) و تحتانی (گیاهان علفی یک‌ساله و یا چند ساله که در پناه اشکوب فوقانی رشد می‌کنند و از عمق ریشه کمتری برخوردارند) می‌توانند از آب موجود در عمق‌های d1 و d2 استفاده کنند. اما فقط پوشش گیاهی اشکوب فوقانی می‌تواند از آب موجود در عمق d3 استفاده کند. عمق کلی یا مجموع عمق خاک، از شبکه عمق خاک نقشه‌های عمق خاک مرجع و نقشه عمق خاک به‌دست آمده از مدل‌های مورد مطالعه در این پژوهش حاصل شد. با توجه به این‌که مدل قادر به احتساب ضخامت لایه خاک صفر نیست، کمینه ضخامت برای کاربرد در مدل پنج سانتی‌متر در نظر گرفته شد.

پوشش سطح زمین در سه طبقه، (۱) مناطق بدون پوشش، (۲) مناطقی که فقط اشکوب تحتانی وجود دارد و (۳) مناطقی که ترکیبی از اشکوب‌های تحتانی و فوقانی وجود دارد، نشان داده شده است. بیشترین

نقشه شبکه آبراهه، با استفاده از نقشه DEM و در نرم‌افزار ArcGIS تولید شد. نقشه طبقات بافت خاک با استفاده از ترکیب اجزاء خاک و واحدهای نقشه با بافت خاک یکسان به‌منظور ارائه طبقات بافت خاک تهیه شد که شامل چهار طبقه لومی شنی، لومی شنی درشت، شنی لومی و لومی هستند. طبقه شنی لومی، تپ خاک غالب در حوضه است. در این مطالعه، به‌منظور نمایش زون ریشه گونه‌های گیاهی مختلف، خاک به چهار لایه تقسیم شد. زون ریشه دو اشکوب فوقانی و تحتانی سه لایه d1، d2، d3 را در بر می‌گیرد و باقی‌مانده خاک در اعماق که از انتهای لایه d3 تا سنگ بستر را شامل می‌شود و زون اشباع نامیده می‌شود، با ds نشان داده می‌شود، مجموع تمام لایه‌های خاک نیز با حرف D نمایش داده می‌شود. ضخامت پیش‌فرض ورودی از سه لایه زون ریشه d1، d2، d3، به‌ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۳۰ سانتی‌متر بودند (شکل ۲). تقسیم‌بندی عمق خاک بر اساس تپ‌های پوشش زمین شناسایی شده در حوزه آبخیز انتخاب

فوقانی غالب است و زیراشکوب فقیر می‌باشد، درصد پوشش کم است.

پوشش سطحی مربوط به مراتع درجه یک است که در بعضی نقاط تا ۸۰ درصد و به صورت لکه‌ای پوشش ۱۰۰ درصدی هم وجود دارد، در مناطقی که اشکوب



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه

می‌شود. نسبت ریشه و پوشش هوایی به‌منظور وزن‌دهی تبخیر و تعرق از هر لایه خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. وضعیت حرکت رطوبت غیر اشباع با استفاده از یک مدل سه لایه خاک بر اساس عمق لایه‌های زون ریشه شبیه‌سازی شد. مدل DHSVM فرض می‌کند که تمامی برگ‌آب و آب ناشی از ذوب برف مستقیم وارد ستون خاک می‌شوند و زمانی که هر لایه خاک به حد اشباع می‌رسد، فرض بر این است که آب اضافی به لایه زیرین انتقال می‌یابد. تبخیر و تعرق باعث حذف رطوبت خاک از زون غیر اشباع می‌شود. جریان رو به پائین رطوبت در خاک که قابل حذف از طریق تبخیر و تعرق نیست، سطح ایستابی آب را در هر سلول شبکه بالا نگه می‌دارد. عمق سطح ایستابی در هر مرحله زمانی، با استفاده از موازنه جریان‌های ورودی فرعی، جریان خروجی و جریان رو به پائین رطوبت با جریان‌های فرعی ناشی از شیب توپوگرافی تعیین می‌شود. زمانی که میزان اشباع خاک افزایش

گندمیان، مخلوط گندمیان و بوته‌ای‌ها فقط پوشش اشکوب تحتانی را فراهم می‌کنند. برای جاده، برون‌زد سنگی و مناطق خالی از پوشش مقادیر پوشش صفر در نظر گرفته شده است. بخش ریشه در هر دو اشکوب تحتانی و فوقانی تیپ‌های پوششی در هر لایه زون ریشه، به صورت جداگانه تعیین شده است. نسبت ریشه مخلوط درختان، درختچه‌ها و بوته‌ای‌ها به ترتیب ۰/۳ و ۰/۶ برای طبقه فوقانی و ۰/۶ و ۰/۴ برای اشکوب تحتانی در نظر گرفته شده است. نسبت ریشه برای گندمیان و مخلوط گندمیان و بوته‌ای‌ها در تیپ‌های پوشش زمین به ترتیب ۰/۶ و ۰/۴ برای اشکوب فوقانی و ۰/۷ و ۰/۳ برای اشکوب تحتانی منظور شده است. سهم ریشه برای مناطق بدون پوشش در تمامی لایه‌های خاک برابر صفر می‌باشد. تیپ پوشش زمین زمانی که ds و d2 یا d3 و d3 به‌منظور پیش‌گیری از محاسبه غیر واقع از سهم ریشه ۱۰ سانتی‌متر در نظر گرفته می‌شود، علفزار محسوب

(۷)

که در آن‌ها، P_0 حجم نفوذ بارش یا برفاب، E_s حجم تبخیر رطوبت خاک، V_{sat1} ، V_{sat2} و V_{sat3} حجم‌های آب تولید شده ناشی از بالا آمدن سطح ایستایی تا لایه‌های فوقانی، میانی و تحتانی ناحیه ریشه، V_r حجم جریان برگشتی (زمانی که سطح ایستایی تا سطح زمین افزایش می‌یابد)، P_1 ، P_2 و P_3 حجم رو به پائین آب تخلیه شده از لایه‌های فوقانی، میانی و تحتانی ناحیه ریشه در طی گام زمانی، E_{tu1} و E_{tu2} حجم‌های آب تعریق شده با استفاده از پوشش گیاهی اشکوب تحتانی از لایه‌های بالایی و میانی ناحیه ریشه و E_{to1} ، E_{to2} و E_{to3} حجم‌های تعریق شده آب از لایه‌های فوقانی، میانی و تحتانی ناحیه ریشه با استفاده از پوشش گیاهی اشکوب فوقانی است. تمامی این ارقام با استفاده از سهم هر بخش در هر کدام از لایه‌های ناحیه ریشه وزن‌دهی می‌شوند.

مدل وضعیت متغیرهای کمی کننده رطوبت خاک در هر کدام از لایه‌های خاک شامل θ_1 ، θ_2 ، θ_3 و θ_{ds} برای هر سلول شبکه را حفظ می‌کند. معادلات (۵) لغایت (۷) به صورت متوالی به منظور به روز کردن رطوبت خاک و محاسبه رواناب در هر گام زمانی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴).

ابتدا محاسبات تبخیر و تعرق انجام شد. مدل نخست تبخیر و تعرق پتانسیل را با استفاده از معادله پنمن و بر اساس شرایط هوا و تبخیر و تعرق انجام می‌دهد. تبخیر و تعرق پتانسیل به منظور ایجاد یک محدوده فوقانی در رابطه با مشارکت تمامی جریان‌های رو به بالا شامل تبخیر از گیرش گیاهی و تبخیر و تعرق از اشکوب‌های پوششی گیاهی فوقانی، تحتانی و خاک مورد استفاده قرار گرفت. سپس تبخیر و تعرق اشکوب فوقانی (ET_0) با استفاده از خصوصیات پوشش گیاهی (مقاومت تاج پوشش) و رطوبت خاک موجود و قابل دسترس برای اشکوب فوقانی (شامل سه لایه ناحیه ریشه) محاسبه شد.

تبخیر و تعرق از اشکوب تحتانی (ET_1)، با استفاده از خصوصیات پوشش گیاهی (مقاومت تاج پوشش) و باقی‌مانده رطوبت خاک قابل دسترس برای اشکوب تحتانی (دو لایه بالایی زون ریشه) محاسبه شد. زمانی

می‌یابد و سطح ایستایی به سطح زمین می‌رسد، رطوبت لایه‌های مختلف خاک اشباع شده و رواناب سطحی تشکیل می‌شود. معادله کلی موازنه آب در مدل DHSVM که به منظور محاسبه مقدار آب ذخیره شده در تمامی زون‌های ریشه و ترکیب لایه‌های تاج پوشش مورد استفاده است، در رابطه (۱) آمده است (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴).

$$\Delta S_{s1} + \Delta S_{s2} + \Delta S_{s3} + \Delta S_{io} + \Delta S_{iu} + \Delta W = P - E_{to} - E_u - E_s - E_{tu} - E_{tu} - P_3 \quad (1)$$

که در آن، ΔS_{s1} ، ΔS_{s2} و ΔS_{s3} به ترتیب تغییرات در زون‌های فوقانی، میانی و تحتانی ریشه، لایه‌های خاک و ذخایر آب خاک، ΔS_{io} و ΔS_{iu} به ترتیب تغییرات در ذخایر گیرش پوشش گیاهی در اشکوب‌های فوقانی و تحتانی، ΔW تغییر در حجم آب توده برف، P حجم بارش (باران و یا برف)، P_3 حجم تخلیه از لایه زیرین زون ریشه، E_s حجم تبخیر از سطح زمین و E_{io} و E_{iu} به ترتیب حجم تبخیر ذخیره گیرش اشکوب‌های فوقانی و تحتانی وزن‌دهی شده بر اساس سهم پوشش، E_{tu} و E_{to} به ترتیب حجم کلی آب تعریق شده از لایه‌های زون ریشه با استفاده از پوشش اشکوب‌های فوقانی و تحتانی است که با استفاده از سهم ریشه در هر لایه زون ریشه و سهم پوشش وزن‌دهی شده است. تغییرات در ذخیره آب لایه‌های خاک در لایه‌های فوقانی، میانی و تحتانی ناحیه ریشه به ترتیب زیر محاسبه می‌شوند.

$$\Delta S_{s1} = \Delta \theta_1 d_1 \quad (2)$$

$$\Delta S_{s2} = \Delta \theta_2 d_2 \quad (3)$$

$$\Delta S_{s3} = \Delta \theta_3 d_3 \quad (4)$$

که در آن‌ها، θ_1 ، θ_2 و θ_3 رطوبت حجمی لایه‌های خاک فوقانی، میانی و تحتانی ناحیه ریشه و ΔS_i نشان‌دهنده تغییرات در حجم‌های رطوبت است. معادلات موازنه حجم برای هر لایه در ناحیه ریشه عبارتند از:

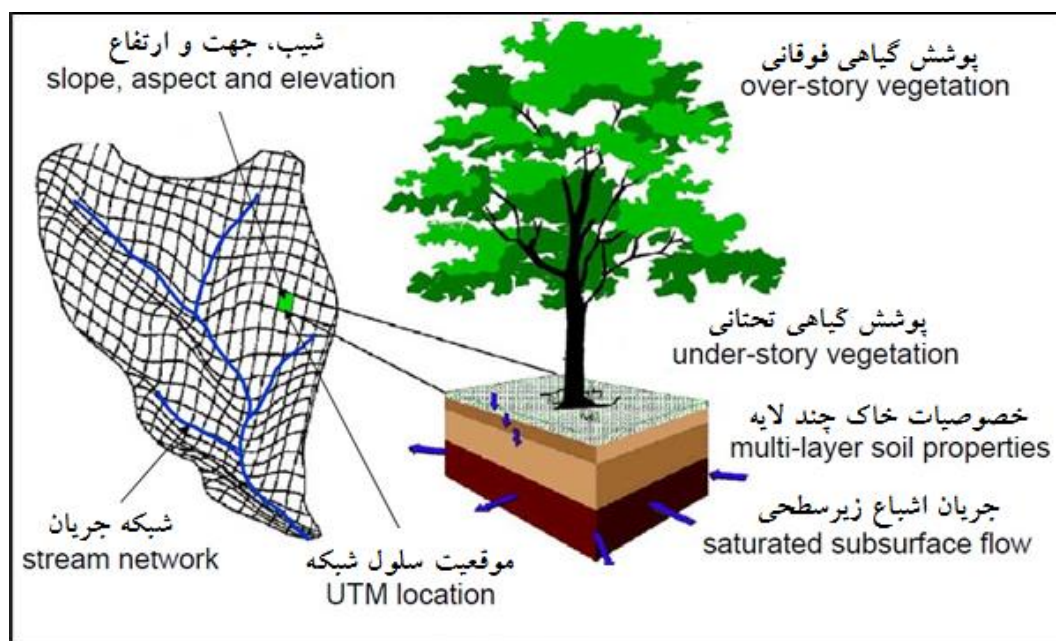
$$d_1(\theta_1^{+\Delta t} - \theta_1) = P_0 - P_1(\theta_1) - E_{td} - E_{td} - E_s + V_{sat} - V_r \quad (5)$$

$$d_2(\theta_2^{+\Delta t} - \theta_2) = P_1 - P_2(\theta_2) - E_{to2} - E_{tu2} + V_{sa2} \quad (6)$$

$$d_3(\theta_3^{+\Delta t} - \theta_3) = P_2 - P_3(\theta_3) - E_{to3} + V_{sa3}$$

رطوبت خاک در طی گام زمانی Δt و ورودی رواناب سطحی (PO) شامل بارش (به استثنای گیرش گیاهی) و برف‌آب محاسبه شد.

که مقادیر تبخیر و تعرق از لایه‌های خاک حذف شد، حجم دبی‌های تخلیه (زه‌کشی ناشی از نیروی جاذبه) از لایه‌های P1، P2 و P3 بر اساس شرایط میانگین



شکل ۲- نمایش پارامترهای خاک و پوشش گیاهی در مدل DHSVM (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴)

بزرگ‌تر از ϕ است، به‌منظور اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی θ برابر ϕ در نظر گرفته می‌شود. در مرحله نخست، آب ورودی از بالا (بارش، برف‌آب و یا آب زهکش شده از لایه بالایی) به حجم رطوبت لایه خاک به‌منظور به‌روز رسانی با استفاده از حجم رطوبت (θ^*) که از طریق زیر محاسبه می‌شود اضافه می‌شود.

$$\theta_j^* = \theta_j^t + (P_{j-1} / d_j) \quad (9)$$

نتیجه در معادله (۸) به‌منظور محاسبه دبی ورودی به لایه زیرین به‌عنوان میانگین بعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

$$P_j = \left[\frac{K_v(\theta_j^t) + K_v(\theta_j^*)}{2} \right] \Delta t \quad (10)$$

در این محاسبات، کنترل‌هایی به‌منظور اطمینان از این‌که زهکشی، حجم رطوبت خاک را به پائین‌تر از ظرفیت مزرعه (θ_{fc}) در هر لایه و یا بیشتر از تخلخل کاهش نمی‌دهد، پیش‌بینی شده است. اگر آب، مازاد بر تخلخل شود، حجم آب اضافی به لایه زیرین زهکش

جریان رطوبت پائین‌گذر (دبی) با استفاده از قانون دارسی و با در نظر گرفتن یک واحد شیب هیدرولیکی بر اساس $P_j = K_v(\theta_j)$ محاسبه می‌شود. $K_v(\theta_j)$ هدایت هیدرولیکی غیر اشباع عمودی است. z برای لایه فوقانی زون ریشه برابر یک، برای لایه میانی برابر دو و برای لایه تحتانی معادل سه می‌باشد. معادله Brooks-Corey برای محاسبه هدایت هیدرولیکی عمودی غیر اشباع مورد استفاده قرار گرفت.

$$K_v(\theta_j) = K_v(\theta_s) \left[\frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right]^{(2/m)+3} \quad (8)$$

که در آن، $K_v(\theta_s)$ هدایت هیدرولیکی ستونی خاک اشباع است که بر اساس کاربردهای قبلی مدل و راهنمای مدل تعیین شده است، m شاخص پراکنش اندازه خلل و فرج خاک، ϕ ضریب تخلخل خاک برآورد شده از روش میدمنت و مشاهدات میدانی و θ_r حجم رطوبت مازاد خاک است.

در مدل DHSVM، حجم رطوبت اشباع θ_s برابر ϕ در نظر گرفته می‌شود و حجم رطوبت مازاد θ_r صفر منظور می‌شود. در مواردی که به‌دلیل ورودی از بالا θ

پائین اما مثبت در نظر گرفته می‌شود، f_{ij} پارامتر نشان‌دهنده کاهش نمایی هدایت هیدرولیکی اشباع با عمق، D_{ij} عمق خاک است. جایگذاری معادله (۱۲) در معادله (۱۳) منجر به تولید معادله (۱۴) می‌شود.

$$q(t)_{ijk} = \gamma_{ijk} h_{ij}(t) \quad (14)$$

برای محاسبه γ_{ijk} معادلات زیر وجود دارد (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴).

$$\gamma_{ijk} = W_k K_{s_{ij}} \beta_{ijk} / f_{ij} f_o \beta_{ijk} < 0 \quad (15)$$

$$\gamma_{ijk} = 0 \text{ for } \beta_{ijk} \geq 0 \quad (16)$$

$$h_{ij}(t) = \exp(-f_{ij} z_{ij}(t)) - \exp(-f_{ij} D_{ij}) \quad (17)$$

سپس جریان خروجی اشباع کل زیرسطحی (Q_{outij}) از سلول i, j به طریق زیر محاسبه می‌شود.

$$Q_{outij} = -h_{ij}(t) \sum_{k=0}^7 \gamma_{ijk} \quad (18)$$

علامت منفی به منظور مثبت ساختن جریان خروجی در زمانی که شیب منفی (رو به پائین) است، مورد استفاده قرار می‌گیرد. مجموع جریان ورودی به سلول i, j از سلول‌های بالای شیب به صورت زیر ارائه می‌شود.

$$Q_{inij} = -h_k(t) \sum_{k=0}^7 \gamma_k \quad (19)$$

که در آن، k سلول شبکه شیب بالادستی مشارکت کننده در جریان ورودی است.

عمق تا سطح ایستابی (z)، برای استفاده در معادلات بالا مورد نیاز است که از عمق کل خاک و حجم رطوبت در هر لایه موثر در جریان زهکش به داخل لایه زیرین از لایه‌های بالایی و جریان ورودی فرعی محاسبه می‌شود.

$$\Delta S_{sat_{ij}} = |P_{ij} A_{ij} + Q_{in_{ij}} - Q_{out_{ij}}| \Delta t \quad (20)$$

اندازه‌گیری‌های بعدی از تغییرات در حجم رطوبت خاک در هر لایه خاک بر اساس معادلات (۵) تا (۷) اما بدون پارامترهای V_r و V_{sat} صورت می‌گیرد، زهکش به داخل لایه عمیق خاک و جریان ورودی جانبی از شیب بالادستی به منظور محاسبه کاهش ذخیره

می‌شود. DHSVM، از یک مدل جریان زیرسطحی اشباع گوسی سه بعدی ناپایدار به منظور محاسبه جریان اشباع زیرسطحی استفاده می‌کند. هر سلول شبکه، آب زون اشباع را با هشت سلول مجاور خود در شبکه به عنوان عملکردی از عمق سطح ایستابی، خصوصیات خاک و توپوگرافی مبادله می‌کند. شیب‌های هیدرولیکی جانبی به صورت تقریبی با استفاده از شیب‌های سطحی زمینی در هر سلول که از نقشه DEM به دست می‌آیند، برآورد می‌شوند. یک سلول شبکه، آب را از شیب‌های بالادستی مجاور دریافت کرده و آن را به سلول‌های همسایه در شیب‌های پائین دست هدایت می‌کند. شدت جریان زیرسطحی اشباع در هر زمان، از هر سلول شبکه i, j به شیب‌های پائین دست هر سلول به صورت زیر داده شده است (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴).

$$q(t)_{ijk} = T(t)_{ij} \beta_{ijk} W_k \text{ for } \beta_{ijk} < 0 \quad (11)$$

$$q(t)_{ijk} = 0 \text{ for } \beta_{ijk} \geq 0 \quad (12)$$

که در آن‌ها، $q(t)_{i,j,k}$ شدت جریان از سلول i, j در جهت جریان، $T(t)_{i,j,k}$ قابلیت انتقال در سلول ij و β_{ijk} شیب سطح زمین در جهت k ، بر این اساس که شیب‌های بالادست مثبت و شیب‌های پائین دست منفی هستند و W_k عرض جریان در جهت k می‌باشد. جریان‌هایی که از یک سلول خارج می‌شوند، با توجه به این که به طرف پائین شیب حرکت می‌کنند، منفی هستند ($\beta_{ijk} < 0$).

فرض بر این است که هدایت هیدرولیکی اشباع جانبی خاک با افزایش عمق خاک زیرسطحی کاهش می‌باشد، با این شیوه که می‌تواند با استفاده از یک تابع نمایی تقریب زده شود، اجازه محاسبه قابلیت انتقال آب خاک به عنوان تابعی از هدایت هیدرولیکی روی زون اشباع از عمیق‌ترین نقطه خاک تا سطح ایستابی را می‌دهد.

$$T(t)_{ij} = \frac{K_{s_{ij}}}{f_{i,j}} (e^{-f_{ij} z_{ij}} - e^{-f_{ij} D_{ij}}) \quad (13)$$

که در آن، $K_{s_{ij}}$ جزء جانبی یا فرعی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک برای سلول i, j ، $Z_{i,j}$ فاصله از سطح زمین تا سطح ایستابی است که جهت رو به

افزایش سطح ایستایی بازی می‌کنند، نشان می‌دهند (Wigmosta و همکاران، ۱۹۹۴).

واسنجی و اعتبارسنجی مدل DHSVM: تست‌های اولیه مدل به‌منظور تعیین حساسیت به پارامترهای ورودی با تغییر مقادیر پارامترها به مدل و اجرای مدل، نشان داد که این مدل به هدایت هیدرولیکی جانبی، ضریب کاهش نمایی هدایت هیدرولیکی، میزان تخلخل، ظرفیت مزرعه و کمینه مقاومت روزنه‌ای سطح برگ حساس است. در این مطالعه، به‌جز هدایت هیدرولیکی جانبی و ضریب کاهش نمایی، تمامی پارامترهای دیگر (ثابت خاک و پوشش گیاهی) بر اساس داده‌های موجود از منطقه و مشاهدات میدانی به روش مشابه برای هر دو دسته داده‌ها تعیین شدند. هدایت هیدرولیکی جانبی و ضریب کاهش نمایی آن در محدوده مرزهای بالایی و پائینی تعیین شده، واسنجی شدند (جدول ۲). به هر حال، به‌منظور به کمینه رساندن تعداد پارامترهای مختلف آزاد و اجتناب از افزایش تعداد پارامترها، همچنین، حفظ الگوی مکانی هدایت هیدرولیکی بافت خاک، فقط هدایت هیدرولیکی برای تیپ خاک غالب (شنی لومی)، به‌عنوان پارامتر واسنجی کردن انجام شد. هدایت هیدرولیکی سایر بافت‌های خاک با هدایت هیدرولیکی بافت خاک غالب منطقه مطالعاتی با استفاده از ضرب ضریب‌های محاسبه شده در مقادیر اولیه بر اساس بافت خاک هم مقیاس شد. مقدار یکسانی از ضریب کاهش نمایی برای هر بافت خاک مورد استفاده قرار گرفت. مدل مجموعه‌ای از متغیرهای اصلی دارد که وضعیت مدل را تعیین می‌کنند که نیازمند شروع اولیه مناسب می‌باشند. مدل یک وضعیت اولیه پیش فرض دارد که برای شروع اولیه از آن استفاده می‌شود. حالت شروع ثانویه با استفاده از اجرای مدل با استفاده از داده‌های یک‌ساله و با استفاده از شروع پیش فرض مدل مورد استفاده قرار گرفت.

سپس، مدل با هر کدام از این وضعیت‌های اولیه اجرا شد. سری زمانی داده‌ها به سه دسته زمانی گرم کردن یا آماده‌سازی (۱۳۸۸-۱۳۸۷)، واسنجی (۱۳۹۰-۱۳۸۸) و اعتبارسنجی (۱۳۹۲-۱۳۹۰) تقسیم شد. در ادامه، مدل با استفاده از روش

رطوبت در لایه عمیق خاک برای هر سلول i, j با هم دیگر ترکیب می‌شوند.

در طی دوره زمانی Δt ، دبی ورودی از زون غیر اشباع (P_{ij}) به‌دست آمده تحت عنوان جریان خروجی از لایه پائینی زون ریشه (P_3)، مساحت سلول (تصویر افقی)، جریان ورودی جانبی از شیب بالادست و Q_{outij} جریان خروجی جانبی است.

$$V_{sat} = (\theta_{ds} - \phi_{ds}) * d_s \quad (21)$$

از آنجایی که در این نقطه، در محاسبه Q_{outij} و Q_{inij} در این گام زمانی، هیچ‌گاه ارزیابی صورت نگرفته است، مدل آن‌ها را با استفاده از مقادیر گام زمانی قبلی تقریب می‌زند. ΔS_{satij} به ذخایر لایه عمیق خاک ($\theta_{ds} ds$) اضافه شده است. حجمی که با استفاده از آن آب مازاد بر تخلخل به‌عنوان آب بالا آمده به لایه بالایی اضافه شده است. ϕ_{ds} و θ_{ds} به‌ترتیب رطوبت خاک و میزان تخلخل در لایه عمیق خاک هستند. V_{sat} لایه عمیق خاک رطوبت خاک را در لایه انتهایی زون ریشه با استفاده از V_{sat}/d_3 افزایش می‌دهد. این فرایند، سپس از میان تمامی لایه‌های خاک به‌طرف بالا گسترش می‌یابد. چنانچه در نتیجه اضافه کردن این رطوبت به لایه انتهایی، آب مازاد بر ظرفیت تخلخل شود، آب اضافی به لایه بالایی اضافه می‌شود و در نتیجه تا رسیدن به بالاترین لایه، برای به‌دست آوردن V_{sati} که موازنه آب را بر اساس معادله‌های (۵) تا (۷) برای هر لایه کامل می‌کند. اگر برای بالاترین لایه، این افزایش آب منجر به افزایش رطوبت حجمی مازاد بر حجم خلل و فرج شود، آب مازاد به جریان برگشتی (V_r) تبدیل می‌شود. معادلات ارائه شده بر اساس روش بیان شده در مدل با استفاده از Wigmosta و همکاران (۱۹۹۴) و کد مدل تطبیق داده شده برای تعیین اثر ویژه سه لایه زون ریشه است که برای کاربرد در منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است. معادلات ارائه شده در بالا، نقشی را که عمق خاک در کمی کردن ظرفیت ذخیره خاک و انتقال جانبی شامل موازنه آب برای لایه‌های مختلف خاک و جریان زیر سطحی اشباع مؤثر در تولید رواناب و افزایش رطوبت خاک در لایه‌های بالایی به‌دلیل

هیدرولیکی جهت به بیشینه رساندن ضریب کارایی نش-ساتکلیف مابین داده‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده بهینه شد.

RGENOU و داده‌های دبی سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۰ در خروجی حوضه واسنجی شد. پارامترهای هدایت هیدرولیکی جانبی و ضریب کاهش هدایت

جدول ۲- پارامترهای انتخاب شده همراه با مرزهای بالایی و پائینی تعیین شده برای واسنجی مدل DHSVM

پارامتر	حد بالا	حد پائین	تعریف فیزیکی
هدایت هیدرولیکی جانبی	10^{-4}	10^{-9}	هدایت هیدرولیکی جانبی آب در خاک به متر بر ثانیه
کاهش نمای	۴/۸۲	۰	کاهش نمای هدایت هیدرولیکی با عمق بر حسب متر

کتر و به صفر نزدیک تر باشد، نشان‌دهنده عملکرد بهتر مدل است. این معیار از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n ((y_{est})_i - (y_{obs})_i)^2}{n}} \quad (23)$$

ضریب کارایی نش-ساتکلیف $(NSE)^4$: در ادامه، داده‌های تست مدل با مقادیر مدل عمق خاک در محل‌های تست مدل با استفاده از ضریب کارایی نش-ساتکلیف (۱۹۷۰) مقایسه شد.

$$NSE = 1 - \frac{\sum (SD_o - SD_p)^2}{\sum (SD_o - SD_m)^2} \quad (24)$$

که در آن، SD_o ، SD_p و SD_m به ترتیب مقادیر عمق خاک اندازه‌گیری شده (مشاهده شده) برآورد شده به وسیله مدل و میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده (مشاهده شده) هستند. NSE خطای مربع میانگین تولید شده به وسیله یک مدل را با واریانس داده‌های مشاهده‌ای مقایسه می‌کند (Gupta و Schaeffli، ۲۰۰۷).

نتایج و بحث

مدل با استفاده از دبی‌های مشاهده شده در خروجی حوضه، برای سال‌های آبی ۱۳۸۷ تا ۱۳۸۹ واسنجی و برای سال‌های آبی ۱۳۹۰ لغایت ۱۳۹۲ اعتبارسنجی شد. نتایج تعیین حساسیت، نشان داد که این مدل به هدایت هیدرولیکی جانبی، ضریب کاهش نمای هدایت هیدرولیکی، میزان تخلخل، ظرفیت مزرعه و کمینه مقاومت روزنه‌ای سطح برگ حساس

معیارهای آماری: برای ارزیابی دقت، از معیارهای آماری ضریب تبیین (R^2) ، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب نش-ساتکلیف (NE) استفاده شده است (Gupta و Schaeffli، ۲۰۰۷).

ضریب تبیین (R^2) : ضریب همبستگی (R) نشان‌دهنده میزان همبستگی بین مقادیر برآورد شده به وسیله مدل و مقادیر واقعی می‌باشد. این ضریب را می‌توان از رابطه (۲۲) محاسبه کرد. مقدار (R^2) ضریب تبیین نامیده می‌شود.

برای استفاده از معادلات رگرسیون در هیدرولوژی، مقدار قابل قبول R^2 ، ۰/۳۶ توصیه شده است. مقدار این ضریب همواره بین صفر و یک قرار داشته، هر چه مقدار آن به یک نزدیک تر باشد، نشان‌دهنده عملکرد بهتر مدل است.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n ((y_{obs})_i - (\bar{y}_{obs})) \times ((y_{est})_i - (\bar{y}_{est}))}{\sqrt{\sum_{i=1}^n ((y_{obs})_i - (\bar{y}_{obs}))^2 \sum_{i=1}^n ((y_{est})_i - (\bar{y}_{est}))^2}} \quad (22)$$

که در آن، y_{obs} مقادیر مشاهده شده (واقعی)، \bar{y}_{obs} میانگین مقادیر مشاهده شده، y_{est} مقادیر برآورد شده (خروجی مدل)، \bar{y}_{est} میانگین مقادیر برآورد شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

جذر میانگین مربعات خطا $(RMSE)^3$: این معیار، دقت مدل را بر اساس تفاضل بین مقادیر واقعی و مقادیر برآورد شده ارزیابی می‌کند و هرچه مقدار آن

¹ Coefficient of determination

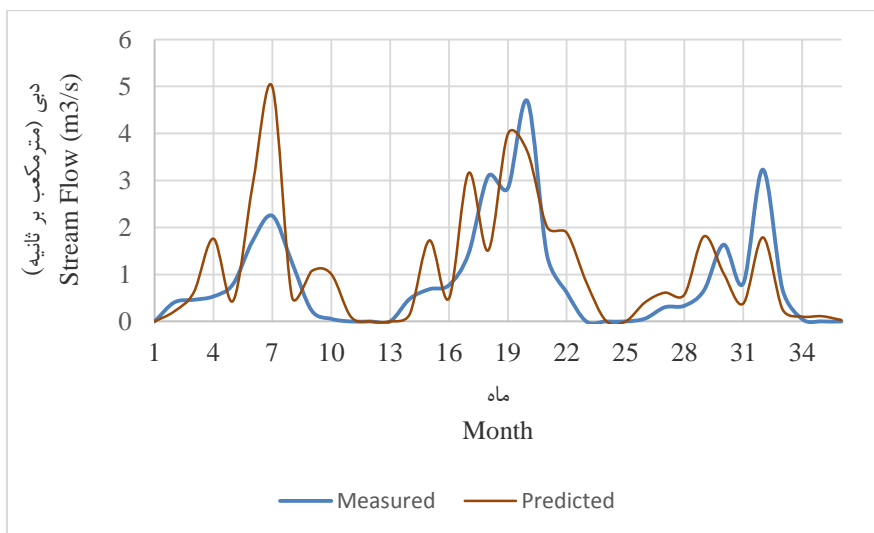
² Coefficient of correlation

³ Root mean square of error

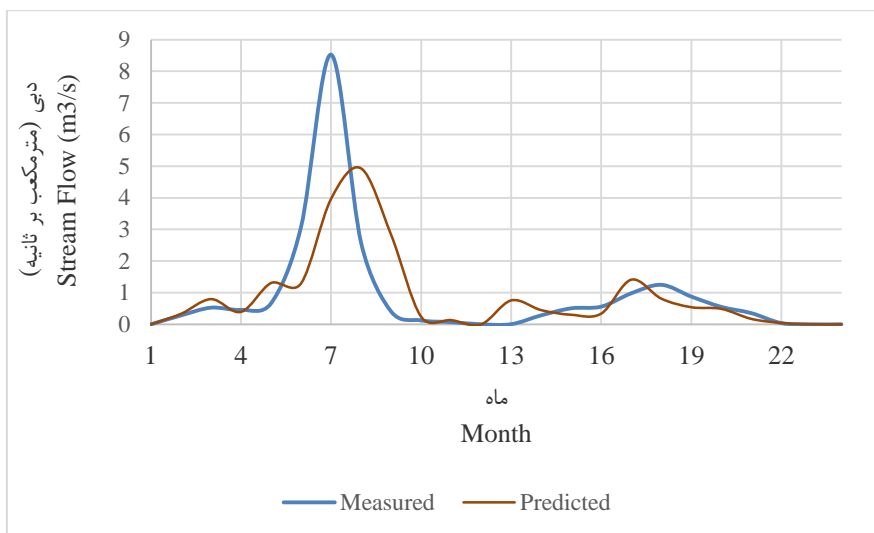
⁴ Nash and Sutcliffe efficiency coefficient

۳ نشان داده شده است. عدد نش-ساتکلیف برای واسنجی مدل DHSVM، ۰/۵۹ و برای داده‌های اعتبارسنجی مدل ۰/۶۰۶ بودند. نتایج معیارهای مختلف تعیین دقت مدل هیدرولوژی در جدول ۴ نشان داده شده است.

است. شکل ۳، جریان دبی شبیه‌سازی شده را با استفاده از مجموعه پارامترهای ورودی به مدل در این مطالعه با داده‌های مشاهده شده برای دوره زمانی واسنجی مدل نشان می‌دهد. مقایسه مشابهی نیز برای دوره زمانی اعتبارسنجی در شکل ۴ نشان داده شده است. تحلیل آماری برازش مدل DHSVM در جدول



شکل ۳- مقایسه دبی‌های مشاهده شده و برآورده شده واسنجی مدل DHSVM



شکل ۴- مقایسه دبی‌های مشاهده شده و برآورده شده اعتبارسنجی مدل DHSVM

جدول ۳- تحلیل آماری برازش مدل DHSVM

		تفاوت‌های زوجی					آزمون t	درجه آزادی	Sig. (2-tailed)
متغیر ۱	متغیر ۲	میانگین	انحراف معیار	میانگین خطای استاندارد	فاصله اطمینان ۹۵ درصد برای اختلاف حد پائین حد بالا				
					-۰/۱۴۶۳	۰/۰۵۲۱۹			
زوج ۱	متغیر ۱	۰/۰۱۸۷۸	۰/۰۹۸۷۴	۰/۰۱۶۴۶	-۰/۱۴۶۳	۰/۰۵۲۱۹	۱/۱۴۱	۳۵	۰/۲۶۱

جدول ۴- نتایج معیارهای مختلف تعیین دقت مدل هیدرولوژی

DHSVM Model		معیارهای کارایی
اعتبارسنجی	واسنجی	
۰/۶۲۸	۰/۶۱	R ²
۱۱/۸۹	۱۱/۴۲	RMSE
۰/۶۰۶	۰/۵۹	NSE

نتیجه‌گیری

داده‌های سال اول با تأخیر، اما در ادامه، پیش از وقوع دبی پیک اندازه‌گیری شده اتفاق می‌افتد (شکل ۴). در مقایسه با سایر مطالعات و کاربردهای مدل، دقت شبیه‌سازی خروجی حوضه پائین می‌باشد. به‌عنوان مثال، ضریب نش-ساتکلیف خروجی حوضه آبخیز ردفیش کریک در جنوب غرب ایالت بریتیش کلمبیا کانادا که با استفاده از Whitaker و همکاران (۲۰۰۳) انجام شده است، ۰/۹ می‌باشد که یکی از دلایل پائین بودن دقت شبیه‌سازی جریان خروجی حوضه در مطالعه اخیر را می‌توان صحت و دقت پارامترها و نقشه‌های پایه ورودی و موجود از حوضه بیان کرد. عامل دیگر در این مقایسه، مساحت منطقه مورد مطالعه است که سطح منطقه مطالعه حاضر بیش از ۱۰ برابر سطح منطقه مورد مطالعه با استفاده از Whitaker و همکاران در سال ۲۰۰۳ است. مورد دیگر، اهمیت وجود برف در این مدل است که با توجه به وضعیت اقلیمی منطقه مطالعه Whitaker و همکاران (۲۰۰۳) که بخش قابل توجهی از نزولات به‌صورت برف است، دقت شبیه‌سازی را به میزان قابل توجهی افزایش داده است. کمبود پارامتر برف عامل کاهش دقت نتایج مطالعه Dymond و همکاران (۲۰۱۴) اعلام شده است که ضریب نش-ساتکلیف از ۰/۴۱ تا ۰/۵۵ برای سال‌های مختلف متفاوت بوده و هدف از مطالعه آنان بررسی اثر تراکم جاده‌های جنگلی احداث شده بر جریان خروجی حوضه در حوضه آبخیز کوهستانی بلوریچ واقع در کارولینای شمالی بوده است. نتایج این مطالعه، تقریباً مشابه با نتایج کار Alvarenga و همکاران (۲۰۱۷) که ضرایب E=۰/۵۲ و R²=۰/۶۲ گزارش شده است، با این تفاوت که رقم ضریب E در مطالعه حاضر (حدود ۰/۶) تا حدودی بالاتر است. Cuartas و همکاران (۲۰۱۲) ضریب E را به ترتیب ۰/۱۴ و ۰/۷۶ برای واسنجی و اعتبارسنجی

به‌طور کلی، نتایج اجرای این مدل در حوضه مورد مطالعه و با توجه به کیفیت و کمیت داده‌های ورودی به مدل رضایت‌بخش است. در واسنجی مدل DHSVM، در داده‌های سال اول مقادیر برآورد شده با استفاده از مدل بسیار بیشتر از مقادیر واقعی دبی اندازه‌گیری شده است. در داده‌های سال دوم، مقادیر برآورد شده با استفاده از مدل کمتر از مقادیر واقعی است، اما اختلاف کم شده و مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده به هم‌دیگر نزدیک می‌شوند. در ابتدای سال سوم، مقادیر برآورد شده، بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده است، اما در ادامه، این روند برعکس می‌شود. در اعتبارسنجی مدل DHSVM، شرایط به‌طور کلی متفاوت است. در داده‌های سال اول، مقادیر دبی برآورد شده با استفاده از مدل از مقادیر واقعی دبی بیشتر است، اما در ادامه و مقادیر برآورد شده کمتر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌شود. در داده‌های سال دوم، نمودار تغییرات منظم نیست، به‌نحوی که حالت سینوسی نامنظمی مابین داده‌های برآورد شده با استفاده از مدل و داده‌های واقعی وجود دارد. به‌جز در داده‌های سال اول، در واسنجی مدل در بقیه داده‌ها و در هر دو زمان واسنجی و اعتبارسنجی مدل DHSVM زمان اوج دبی رودخانه مقادیر برآورد شده کمتر از مقادیر واقعی است، اما در دبی‌های کم، حالت نامنظم و نوسانی وجود دارد (شکل‌های ۳ و ۴). همچنین، دبی پیک برآورد شده سیلاب در مدل DHSVM در واسنجی مدل در داده‌های سال اول تقریباً هم‌زمان با وقوع دبی پیک مشاهده شده است. اما در داده‌های سال‌های بعد، دبی پیک برای واسنجی سریع‌تر از دبی پیک واقعی اتفاق می‌افتد (شکل ۳). در اعتبارسنجی مدل، زمان وقوع دبی پیک رودخانه در

موجود از کاربری اراضی و پوشش گیاهی امری لازم است و استفاده از نقشه‌های موجود در مدل‌های هیدرولوژی باعث افزایش ضریب خطا می‌شود. داده‌های بافت و عمق خاک در حوزه‌های آبخیز کوهستانی که بیشتر شامل کاربری‌های مرتع و جنگل هستند، وجود ندارد. لذا، هرگونه برنامه‌ریزی در خصوص مدیریت حوزه‌های آبخیز، و به تبع آن برنامه‌ریزی‌های پیش‌گیری و یا کاهش اثرات سیل و خشک‌سالی بدون وجود داده‌های مناسب از خاک و پوشش گیاهی غیر ممکن خواهد بود. پیشنهاد می‌شود که این مدل با استفاده از داده‌های طولانی‌تر در منطقه به‌منظور پیش‌بینی اثرات تغییر اقلیم و کاربری اراضی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین، برای کاربرد مدل‌های توزیعی و از جمله این مدل در بیشتر حوزه‌های آبخیز کشور برنامه‌ریزی تهیه داده‌های خاک به‌وسیله واحد یا واحدهای اجرایی مرتبط در اولویت کاری قرار گیرد.

شبه‌سازی جریان روزانه گزارش کرده‌اند. -Dickerson Mitchell و Lange (۲۰۱۴) این مقدار را ۰/۴۳ برای واسنجی و ۰/۵۶ برای اعتبارسنجی اعلام کرده‌اند. در این مطالعه، از اندازه سلول ۵۰ متری استفاده شد. این انتخاب، به‌منظور کاهش زمان اجرای مدل هیدرولوژی و توانمندسازی واسنجی خودکار مدل با استفاده از نرم‌افزار RGENOUD صورت گرفت، چرا که اجرای مدل‌های هیدرولوژی مورد استفاده با استفاده از اندازه سلول شبکه ۱۰ متری برای پنج سال آمار با گام زمانی روزانه نیازمند بیش از ۱۰ ساعت زمان و بیش از چندین ماه وقت برای واسنجی اتوماتیک مدل‌ها می‌باشد. به‌علاوه، در این مطالعه، میزان برازش برای تمامی دوره‌های واسنجی و اعتبارسنجی مدل‌ها محاسبه شد. از جمله نیازهای اجرای این مدل و سایر مدل‌های توزیعی، دسترسی به داده‌های با صحت و دقت مناسب از خاک و پوشش گیاهی است. با توجه به تغییرات پوشش گیاهی، بروزرسانی نقشه‌های

منابع مورد استفاده

- Alvarenga, L.A., C.R. Mello, A. Colombo and L.A. Cuartas. 2017. Performance of a distributed hydrological model based on soil and moisture zone maps. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 41. <http://dx.doi.org/10.1590/18069657rbc20160551>.
- Alvarenga, L.A., C.R. Mello, A. Colombo, L.A. Cuartas and L.C. Bowling. 2016. Assessment of land cover change on the hydrology of a Brazilian headwater watershed using the distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. *Catena*, 143: 7-17.
- Chong, Y.X. 2002. Textbook of hydrological models. Uppsala University, Department of Earth Sciences and Hydrology, 168 pages.
- Cuartas, L.A., J. Tomasella, A.D. Nobre, C.A. Nobre, M.G. Hodnett, M.J. Waterloo and M. Ferreira. 2012. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. *Journal of Hydrology*, 462: 15-27
- Cuo, L., T.W. Giambelluca, A.D. Ziegler and M.A. Nullet. 2006. Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum experimental watershed, Northern Thailand. *Forest Ecology and Management*, 224: 81-94.
- Dickerson-Lange, S. and R. Mitchell. 2014. Modeling the effects of climate change projections on stream flow in the Nooksack River Basin, Northwest Washington. *Hydrological Process*, 28: 5236-5250.
- Dymond, S.F., A.W. Michael, S.P. Prisley, M.H. Eisenbies and J.M. Vose. 2014. Application of a distributed process-based hydrologic model to estimate the effects of forest road density on storm flows in the Southern Appalachians. *Applied Research*, 60(6): 1213-1223.
- Enhao, D., E. Timothy, J. Link, A. Gravelle and J.A. Hubbart. 2013. Validation and sensitivity test of the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) in a forested mountain watershed. *Hydrological Processes*, 28(26): 6196-6210.
- Hematzadeh, Y., H. Barani and A. Kabir. 2009. The role of vegetation management on surface runoff, case study: Kechik Catchment in north-east of Golestan Province. *Journal of Water and Soil Conservation*, 16(2): 19-33 (in Persian).
- Lan, C., D. Lettenmaier, P. Marian, A. Jeffry and E. Richey. 2009. Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound Basin. *Hydrological Processes*, 23: 907-933.

11. Luz, A.C., T. Javier, D.N. Antonio, A.N. Carlos, G.H. Martin, J.W. Maarten, M.D. Sylvia, D.C.V.R. Rita, T. Ralph and F. Mônica. 2012. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. *Journal of Hydrology*, 462: 15-27.
12. Schaefli, B. and H.V. Gupta. 2007. Do Nash values have values? *Hydrological Processes*, 15(2007): 2075-2080.
13. Schulz, K., R. Seppelt, E. Zehe, H.J. Vogel and S. Attinger. 2006. Importance of spatial structures in advancing hydrological sciences. *Water Resources Research*, 42: 1-4.
14. Thanapakpawin, P., J. Richey, D. Thomas, S. Rodda, B. Campbell and M. Lodgson. 2006. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem River Basin northwest Thailand. *Journal of Hydrology*, 334: 215-230.
15. Wainwright, J. and M. Mulligan. 2013. *Environmental modelling: finding simplicity in complexity*. New York, NY: John Wiley and Sons, 494 pages.
16. Whitaker, A., Y. Alila, J. Beckers and D. Toews. 2003. Application of the distributed hydrology soil vegetation model to Redfish Creek, British Columbia: model evaluation using internal catchment data. *Hydrological Processes*, 17(2): 199-224.
17. Wigmosta. M.S., L.W. Vail and D.P. Lettenmaier. 1994. A distributed hydrology vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30: 1665-1679.
18. Zhang, L., N. Zhuotong, X. Liang, X. Yi, F. Hernández and L. Lianxia. 2018. Application of the Mac Cormack scheme to overland flow routing for high-spatial resolution distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*, 558: 421-431.
19. Zhao, Q., Z. Liu, B. Ye, Y. Qin and Z.F. Wei. 2009. A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. *Hydrological Earth System Sciences*, 13: 1897-1906.