

ارزیابی اثر استفاده از مدل‌های رقومی ارتفاعی راداری و نقشه‌های زمینی بر نتایج شبیه‌سازی مدل‌های ژئومورفولوژیکی

علیرضا شکوهی^{۱*} و اصغر عزیزیان^۲

^۱دانشیار، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) و ^۲دانشجوی دکتری، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۱۹

تاریخ دریافت: ۹۲/۰۷/۲۸

چکیده

در سال‌های اخیر مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEMs) راداری به‌علت سهولت دسترسی و رایگان بودن، به‌طور گسترده‌ای در مدل‌سازی هیدرولوژیکی و استخراج مشخصات ژئومورفولوژیکی حوزه‌های آبخیز مورد استفاده قرار گرفته‌اند. یکی از مهم‌ترین سوالات در به‌کارگیری مدل‌های ریاضی بارش و رواناب، اثر منبع تهیه مدل رقومی ارتفاعی بر نتایج شبیه‌سازی می‌باشد. در پژوهش حاضر، برای پاسخ بدین سوال تلاش شده است تا از طریق مقایسه اثرات استفاده از DEM راداری SRTM و DEM حاصل از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ زمینی، عملکرد مدل ژئومورفولوژیکی -KW GIUH و پارامترهای ورودی آن مورد ارزیابی قرار گیرد. نتایج نشان داد که در صورت استفاده از DEM‌های راداری، مقادیر پارامترهای ژئومورفولوژیکی نظیر شیب متوسط زیرحوضه‌ها، شیب متوسط آبراهه‌ها و تعداد آبراهه‌ها بیشتر و طول متوسط جریان در سطح‌الارض و طول متوسط آبراهه‌ها همواره کمتر از مقادیر به‌دست آمده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ زمینی می‌باشند. در این حالت دبی اوج هیدروگراف، زمان پایه و شیب شاخه صعودی هیدروگراف به‌دست آمده از دو منبع تأمین DEM متفاوت بوده، به‌نحوی که دبی اوج و شیب بازوی بالارونده هیدروگراف به‌دست آمده از نقشه‌های راداری در آستانه‌های مختلف شکل‌گیری آبراهه‌ها، به‌ترتیب اختلافی در حدود ۱۲-۱ و ۶۰-۱ درصد را نسبت به مقدار این کمیت در صورت استفاده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ زمینی نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، مدل‌سازی بارش-رواناب، هیدروگراف، DEM راداری، KW-GIUH

مقدمه

توسعه به‌راحتی امکان‌پذیر نمی‌باشد. پژوهش‌های Maathuis و Sijmons (۲۰۰۵) یکی از مشکلات پیش‌روی محققین به‌خصوص در کشورهای در حال توسعه را عدم کفایت، دقت و دسترسی به چنین منابعی اعلام می‌نماید. DEM‌های مبتنی بر سنجش از دور^۲ طی دهه‌های اخیر کاربرد وسیعی در هیدرولوژی و سایر علوم داشته و با توان تفکیک بالا،

مدل‌های رقومی ارتفاعی^۱ از منابع اطلاعاتی بسیار مهم برای مدل‌سازی هیدرولوژیکی محسوب می‌شوند که اغلب از طریق نقشه‌های توپوگرافی حاصل از برداشت‌های زمینی به‌دست می‌آیند. واقعیت آن است که دستیابی به یک DEM مناسب از طریق این منابع برای حوزه‌های آبخیز، به‌خصوص در کشورهای در حال

^۲ Satellite-Based DEMs

^۱ Digital Elevation Models (DEMs)

*مسئول مکاتبه: shokoohi_ar@yahoo.com

نتایج نشان داد که استفاده از DEMهای ۳۰ متری SRTM نسبت به DEMهای به‌دست آمده از داده‌های ارتفاعی ملی آمریکا، مساحت و محیط زیرحوضه‌ها با دقت بهتری برآورد می‌نماید. Akbari و همکاران (۲۰۱۰) مطالعه جامعی را جهت ارزیابی DEMهای SRTM و DEMهای به‌دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ در حوزه آبخیز کلنگ مالزی انجام دادند. نتایج نشان داد که اختلاف معنی‌داری بین مشخصات حوزه آبخیز (مساحت، محیط، شیب و ...) مستخرج از دو نوع DEM در مناطق کوهستانی وجود نداشته و همبستگی بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی به‌دست آمده از هر دو DEM در این مناطق کاملاً معنی‌دار است.

مهمترین مسئله‌ای که در مورد استفاده از نقشه‌های راداری برای مدل‌سازی بارش-رواناب وجود دارد، کفایت و یا عدم کفایت نقشه از نظر دقت مورد نیاز برای مدل ریاضی مورد نظر می‌باشد. این مسئله برای مدل‌سازی در حوضه‌های فاقد آمار که دقت اطلاعات فیزیوگرافی برای درستی عملکرد مدل بسیار حیاتی است، از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشد. پژوهش حاضر به دنبال یافتن پاسخ این مسئله و بررسی میزان اثر توان تفکیک داده‌ها^۴ بر عملکرد مدل‌های ریاضی بارش رواناب می‌باشد. مدل ریاضی مورد استفاده در این پژوهش مدل KW-GIUH^۵ می‌باشد که یک مدل ریاضی بارش-رواناب از نوع مفهومی^۶ بوده و از مفاهیم هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی برای شبیه‌سازی سیل استفاده می‌نماید. علت استفاده از این مدل خاص که مشخصات آن به تفصیل در بخش مواد و روش‌ها ارائه شده است، اهمیت بسیار زیاد پارامترهای فیزیوگرافی در ساختار مدل و لذا امکان مقایسه بهتر بین اثر نقشه‌های توپوگرافی و نقشه‌های راداری بر عملکرد مدل می‌باشد.

مواد و روش‌ها

این امکان را فراهم آورده است که بتوان پارامترهای مرتبط با حوضه را با دقت و سرعتی مناسب محاسبه نمود. این نوع DEM امروزه از تنوع زیادی برخوردار بوده و با توان تفکیک از چند صد متر تا کمتر از دو متر در اختیار محققین قرار دارد (Hancock, ۲۰۰۶). قبل از ظهور DEMهای SRTM تنها منبع تهیه مدل‌های رقومی ارتفاعی که کل سطح زمین را پوشش می‌دادند، داده‌های مربوط به^۱ GTOPO30 و GLOBE بودند (Dunbar و Hastings, ۱۹۹۸).

این منابع به‌علت پایین بودن توان تفکیک (با ابعاد سلولی یک کیلومتر) از کارایی چندان مطلوبی جهت استفاده در مدل‌سازی هیدرولوژیکی (خصوصاً در مقیاس‌های کوچک) برخوردار نیستند. استفاده از منابعی مانند^۲ LIDAR و^۳ SAR برای تولید DEM که از کیفیت مناسبی برخوردار می‌باشند نیز در حال حاضر هزینه زیادی را بر پروژه‌ها تحمیل می‌نماید. ظهور DEMهای SRTM به انتظار کارشناسان و محققین (خصوصاً هیدرولوژیست‌ها) برای داشتن اطلاعات ارتفاعی با دقت، صحت و توان تفکیک مناسب در تمام نقاط کره زمین پایان داد (Ludwig و همکاران، ۲۰۰۶). این DEMها برای کشور آمریکا در ابعاد ۳۰ متری و برای سایر کشورها در ابعاد ۹۰ متری تهیه شده است.

یکی از مهم‌ترین دلایلی که موجب افزایش کاربرد این نوع از DEMها در بسیاری از مطالعات شده، یکنواختی داده‌ها و دسترسی رایگان و سریع آن‌ها می‌باشد (Rabus و همکاران، ۲۰۰۳). ایجاد سهولت در تامین اطلاعات، سبب بهره‌گیری DEMهای حاصل از منابع فوق‌الذکر در مدل‌های بارش-رواناب شده است (Jenson, ۱۹۹۱ و Wise, ۲۰۰۰). Alarcon و O'Hara (۲۰۰۶) جهت محاسبه پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوزه آبخیز واقع در سنت لوئیس آمریکا از سه نوع DEM استفاده نمودند (DEMهای ۳۰ متری SRTM، DEMهای به‌دست آمده از داده‌های ارتفاعی ملی آمریکا (NED) و DEMهای (USGS).

^۴ Data Resolution

^۵ Kinematic Wave based Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph

^۶ Conceptual

^۱ US Geological Survey, 1999

^۲ Airborne Laser Scanning-LIDAR

^۳ Synthetic Aperture Radar

استفاده نموده و از هر نوع رابطه تجربی دوری کرده- اند. بررسی مطالعات صورت گرفته در نقاط مختلف جهان با شرایط اقلیمی و توپوگرافیکی متفاوت، حاکی از کارایی قابل قبول این مدل می باشد. در این میان می توان به پژوهش های صورت گرفته در آمریکا (Yen و Lee، ۱۹۹۷)، تایوان (Lee و Yen، ۱۹۹۷)، فلسطین (Shadeed و همکاران، ۲۰۰۷)، ژاپن (Chiang، ۲۰۰۷)، هندوستان (Kumar و Kumar، ۲۰۰۸) و روسیه (Lee و همکاران، ۲۰۰۹) اشاره نمود. Yen و Lee (۱۹۹۷) با استفاده از روش موج سینماتیک معادلات مورد نیاز جهت تخمین زمان تمرکز آبراهه ها و زیرحوضه ها را به شرح زیر استخراج نمودند:

$$T_w = (T_{oc_i} + \sum_{k=1}^{\Omega} T_{cc_k}) = \left(\frac{n_o \times L_{oi}}{S_{oi} \times i_e^{m-1}} \right) + \sum_{k=1}^{\Omega} \frac{B_k}{2l_e L_{ok}} \left[\left(h_{co_k}^m + \frac{2i_e n_c \bar{L}_{ok} \bar{L}_{ck}}{S_{ck}^{0.5} B_k} \right)^{1/m} - h_{co_k} \right] \quad (1)$$

که در آن، T_w زمان تمرکز مسیر جریان مشخص T_{oc_i} متوسط زمان تمرکز زیرحوضه های منتهی به آبراهه رده k ام، T_{cc_k} متوسط زمان تمرکز جریان در آبراهه های رده k ام، L_{oi} متوسط طول جریان سطح الارضی منتهی به آبراهه رده k ام، \bar{L}_{ck} متوسط طول آبراهه رده k ام، i_e شدت بارش خالص، S_{oi} متوسط شیب زیرحوضه های منتهی به آبراهه رده k ام، S_{ck} متوسط شیب آبراهه رده k ام، B_k عرض آبراهه رده k ام، Ω بزرگ ترین رده آبراهه حوضه، n_c و n_o ضرایب زبری جریان سطح الارضی و آبراهه های h_{co_k} عمق جریان ورودی به آبراهه رده k ام از بازه های بالادست می باشد. مقدار h_{co_k} برای آبراهه رده یک به علت عدم ورود جریان از بازه های بالادست، صفر در نظر گرفته می شود. برای $1 < i < \Omega$ می توان از رابطه زیر جهت محاسبه این پارامتر استفاده نمود (Yen و Lee، ۱۹۹۷).

$$h_{co_k} = \left(\frac{i_e n_c (N_k \bar{A}_k - A_{pOA_k})}{N_k B_k S_{ck}^{0.5}} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (2)$$

که در آن، N_k تعداد آبراهه های رده k ام و \bar{A}_k متوسط مساحت زیرحوضه های منتهی به آبراهه رده k ام می باشند.

اکنون هیدروگراف واحد لحظه ای (u(t)) حوزه آبخیز را می توان به صورت زیر ارائه نمود (Rodriguez-Valdez و Iturbe، ۱۹۷۹).

ساختار و پارامترهای مورد نیاز مدل KW-GIUH: پارامترهای ژئومورفولوژیکی اساساً وابسته به زمان^۱ نیستند و بنابراین روش های مبتنی بر ژئومورفولوژی حوضه می توانند به عنوان تکنیکی مناسب در مدل سازی بارش-رواناب حوضه های فاقد آمار به کار گرفته شوند. مفهوم هیدروگراف واحد لحظه ای ژئومورفولوژیکی (GIUH) برای اولین بار توسط Rodriguez-Iturbe و Valdez (۱۹۷۹) ارائه شد. این محققین هیدروگراف سیل را در قالب توزیع احتمالاتی زمان پیمایش جریان و با در نظر گرفتن ساختار ژئومورفولوژیکی حوزه های آبخیز به دست آوردند. در این تئوری، بارش مازاد، مسیرهای مختلفی را روی سطح الارض^۲ و سپس در آبراهه های موجود که دارای رتبه های مختلفی می باشند، به سمت خروجی حوضه می پیماید. اگر بر اساس روش مورد استفاده Rodriguez-Iturbe و Valdes (۱۹۷۹)، GIUH را یک مدل بر مبنای درجه آبراهه ها در نظر بگیریم، می توان بزرگ ترین مشکل به کار بستن چنین مدلی را تعیین زمان پیمایش قطرات باران در فازهای مختلف جریان سطح الارض و آبراهه های دانست. زمان پیمایش به سرعت جریان بستگی دارد که هم در زمان و هم در مکان متفاوت می باشد. Rodriguez-Iturbe و Valdes (۱۹۷۹) برای تخمین زمان پیمایش در حوزه مورد مطالعه خود، از روابط رگرسیونی استفاده نمودند. بدیهی است که این روابط تجربی می توانند از یک حوضه به حوضه دیگر متفاوت باشند.

Lee و Yen (۱۹۹۷) به جای استفاده از روش آزمون و خطا و یا استفاده از معادلات تجربی برای تخمین زمان پیمایش در حوضه (و متعاقب آن محاسبه سرعت جریان در دبی اوج هیدروگراف)، مدلی جدید به نام KW-GIUH مبتنی بر معادلات موج سینماتیک ارائه نمودند. روشی که توسط این دو محقق برای توسعه مدل استفاده شده است، زمان پیمایش را کمیتی احتمالاتی می داند ولی برای محاسبه آن از روش های هیدرولیکی استفاده می نماید. این دو محقق در این راستا از شکل ساده شده معادله موج دینامیکی یعنی موج سینماتیکی برای تحلیل

¹ Time-Invariant

² Overland

شبکه انباشت جریان^۴ را برای هر DEM محاسبه نمود. در یک شبکه انباشت، مقدار عددی هر سلول معرف تعداد کل سلول‌هایی است که به داخل یک سلول منحصربه‌فرد می‌ریزند.

در این پژوهش با استفاده از الگوریتم D8 موجود در الحاقیه Archydro برای نرم‌افزار ArcGIS، شبکه جریان و شبکه انباشت جریان برای DEM با ابعاد ۵۰ متری استخراج شد. در شبکه انباشت جریان، تعداد سلول‌هایی که دارای بالاترین مقدار تجمع هستند، منطبق بر آبراهه‌ها بوده و سلول‌های با مقدار انباشت جریان صفر منطبق بر خط‌الراس‌ها می‌باشند. یکی از موارد کاربرد شبکه انباشت جریان، استخراج مصنوعی آبراهه‌ها می‌باشد که در این خصوص لازم است تا آستانه مورد نیاز جهت شکل‌گیری آبراهه‌ها و زیرحوضه‌های بالادست به درستی تعیین شود. انتخاب مقادیر کم آستانه، منجر به استخراج تعداد بالای آبراهه‌ها (زیرحوضه‌های با مساحت کوچک‌تر) و برعکس انتخاب آستانه بالا، موجب استخراج تعداد کم‌تری از آبراهه‌ها (زیرحوضه‌های با مساحت بزرگ‌تر) خواهد شد.

در این پژوهش از آستانه‌های ۰/۲۵، ۰/۵، یک، دو و سه درصد استفاده شد. همچنین، در این بررسی از روی داده‌های توپوگرافی و نیز DEM‌های SRTM، مدل رقومی ارتفاعی با ابعاد سلولی ۵۰ متر استخراج شد و در نهایت به ازای هر آستانه، شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای ژئومورفولوژیکی مورد نیاز استخراج و در مدل KW-GIUH مورد استفاده قرار گرفت.

منطقه مورد پژوهش: محدوده مورد مطالعه در این پژوهش، حوزه آبخیز کسپلیان یکی از زیرحوضه‌های رودخانه تالار در استان مازندران می‌باشد. این حوضه با توجه به وضعیت طبیعی آب و هوا و پوشش گیاهی، معرف مناطق کوهستانی و جنگلی در البرز میانی است. این حوضه در شرق راه آهن تهران-مازندران و در ۲۷ کیلومتری بخش پل سفید به مختصات ۱۱' ۵۲° تا ۱۷' ۵۳° طول شرقی و ۵۹' ۳۵° تا ۰۷' ۳۶° عرض شمالی واقع است. حوزه آبخیز کسپلیان به مساحت ۶۷ کیلومتر مربع و با محیط ۳۷/۸ کیلومتر توسط رودخانه کسپلیان به طول حدود ۱۷ کیلومتر

$$u(t) = \sum_{w \in W} [f_{x_{oi}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_{\Omega}}(t)]_w \cdot p(w) \quad (۳)$$

که در آن، $f_{x_{oi}}(t)$ تابع چگالی احتمال زمان تمرکز در حالت x_{oi} (با مقدار متوسط معادل $T_{x_{oi}}$)، $f_{x_i}(t)$ تابع چگالی احتمال زمان تمرکز در حالت x_i (با مقدار متوسط معادل T_{x_i})، $p(w)$ احتمال تبعیت بارش موثر از مسیر w ، W تمامی مسیرهای ممکن جهت حرکت جریان ($W = x_{oi}, x_i, x_j, \dots, x_{\Omega}$) و علامت * به معنای انتگرال پیچشی می‌باشد.

بررسی معادلات مذکور نشان می‌دهد که برای استفاده از این مدل، باید پارامترهای ژئومورفولوژیکی متعددی به دست آورده شود. از اینجا می‌توان به اهمیت وجود DEM و امکان استخراج پارامترهای مورد نظر در محیط GIS برای کار با این مدل پی برد. در میان پارامترهای عرض آبراهه‌ها و ضرایب زبری سطح‌الارض و آبراهه موجود در رابطه (۱) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشند. ضرایب زبری سطح‌الارض و آبراهه را می‌توان هم از طریق بازدیدهای میدانی و هم از طریق روابط ارائه شده در منابع مربوط به هیدرولیک رودخانه‌ها به دست آورد (Shuyou و همکاران، ۲۰۱۰).

پیش پردازش DEM و استخراج شبکه آبراهه‌ها: قبل از استخراج شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای مورد نیاز مدل KW-GIUH بایستی برخی از پیش پردازش‌ها به منظور برطرف نمودن مشکلات و ایرادهای موجود در داده‌ها انجام گیرد. یکی از مهم‌ترین این مشکلات وجود مجموعه‌ای از سلول‌هاست که با ایجاد چاله‌هایی^۱ در DEM، موجب بروز خطا در اجرای الگوریتم‌های ردیابی جریان^۲ می‌شوند. چاله‌ها با گسستن ارتباط بین سلول‌ها موجب گم شدن جریان شده و لذا برای ایجاد یک شبکه پیوسته جریان، می‌بایست حذف شوند. پس از این مرحله می‌توان به استخراج "شبکه جهت جریان"^۳ برای هر DEM اقدام نمود. این شبکه جهت جریان خروجی از هر سلول را مشخص می‌نماید (Tarboton، ۱۹۹۱). با استفاده از شبکه جهت جریان می‌توان

^۱ Sinks

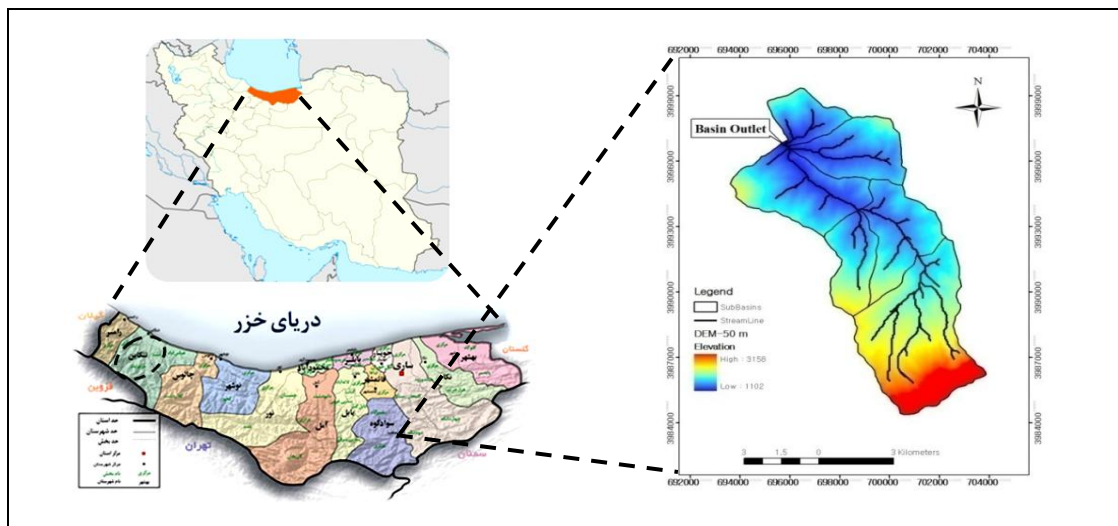
^۲ Flow Tracing

^۳ Flow Direction Grid

^۴ Flow Accumulation Grid

۱ نشان داده شده است. ایستگاه هیدرومتری ولیکبن با مشخصات ($X=36^{\circ}07'$ و $Y=36^{\circ}01'$) در انتهای حوضه واقع بوده و از سال ۱۳۵۴ تا ۱۳۸۶ مورد بهره‌برداری قرار گرفته است.

زهکشی می‌شود. متوسط شیب این حوضه ۱۶/۴ درصد و محدوده تغییرات ارتفاعی آن بین ۱۱۰۰ تا ۲۶۵۰ متر می‌باشد. موقعیت حوزه آبخیز این رودخانه و مدل رقومی ارتفاعی با ابعاد سلولی ۵۰ متر در شکل



شکل ۱ - موقعیت حوضه، وضعیت شبکه آبراه‌ها و DEM حوزه آبخیز کسلیان

مدل همان‌طوری که پیش از این عنوان شد وابسته به مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه بوده که از DEMها استخراج شدند.

یکی از نکات قوت و با ارزش مدل KW-GIUH مانند تمامی مدل‌های مبتنی بر پارامترهای ژئومورفولوژی آن است که اکثر پارامترهای خود را از فیزیوگرافی حوضه به‌دست آورده و لذا واسنجی آن‌ها از حساسیت کمتری برخوردار است. پارامتر مهمی که در این مدل نیاز به واسنجی دارد، میزان نفوذ و لذا عمق بارش موثر حاصله برای تولید سیلاب می‌باشد. در این مدل از اندیس Φ برای برآورد میزان نفوذ در طول بارش استفاده می‌شود.

به‌منظور تعیین این پارامتر برای عملکرد صحیح مدل از هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیکبن استفاده شد. فرآیند مورد استفاده برای واسنجی مدل، این‌گونه برنامه‌ریزی شد که مقادیر مختلف نفوذ که در اینجا اندیس Φ می‌باشد، آن‌قدر در مدل مورد آزمون قرار بگیرد تا هیدروگراف حاصله، تقریباً معادل هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیکبن شود.

هیدروگراف‌ها و داده‌های مورد استفاده برای واسنجی و ارزیابی مدل: برای ارزیابی عملکرد مدل KW-GIUH در حوضه کسلیان از هیدروگراف‌های ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیکبن واقع در خروجی حوضه استفاده شد.

بررسی آمار ثبت شده حاکی از آن است که در این ایستگاه چهار واقعه ثبت شده از وضعیت مطلوب‌تری برخوردار می‌باشند. لذا با توجه به داده‌های موجود برای واسنجی مدل از دو واقعه (رخداد‌های مورخه ۷۲/۰۱/۰۸ و ۶۶/۰۷/۱۷) و برای صحت‌سنجی آن از دو واقعه دیگر (رخداد‌های مورخه ۸۴/۰۸/۱۸ و ۷۲/۰۶/۱۳) استفاده شد. ضرایب زبری مانینگ برای سطح‌الارض (n_0) و آبراهه (n_c) با بازدیدهای میدانی و نیز توجه به وضعیت زیرحوضه‌ها و آبراهه‌ها (از نظر نوع پوشش گیاهی، جنس خاک و ...) حاصل شد و با استفاده از مقادیر پیشنهاد شده در مراجع مختلف مانند مطالعات Chau در سال ۱۹۵۹ برای ضریب زبری آبراهه‌ای و Usul و Yilmaz (۲۰۰۲) برای ضریب زبری سطح‌الارض (جدول ۱) مقادیر به‌دست آمده از بازدیدهای میدانی تدقیق شد. بقیه پارامترهای

در محدوده‌ای بین ۱ تا $-\infty$ متغیر می‌باشد. $EFF=1$ نشان‌دهنده تطابق کامل دبی مشاهداتی و دبی شبیه‌سازی شده می‌باشد.

به‌عبارت بهتر این ضریب هر چه به یک نزدیک‌تر باشد، حاکی از کارایی بالای مدل می‌باشد. در نهایت پس از واسنجی و صحت‌سنجی مدل، اثر عملکرد دو عامل مهم آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها و منابع مختلف تهیه DEM، بر عملکرد مدل KW-GIUH مورد بررسی قرار گرفت. در این پژوهش از آستانه‌های ۰/۲۵، ۰/۵، یک، دو و سه جهت استخراج شبکه آبراهه‌ها و دیگر پارامترهای ژئومورفولوژیکی در دو نوع منبع تهیه DEM استفاده شد و با ثابت نگه‌داشتن توان تفکیک DEM به بررسی عملکرد مدل پرداخته شد.

نتایج و بحث

پارامترهای ژئومورفولوژیکی مورد نیاز مدل:
مشخصات فیزیوگرافی محدوده مطالعاتی در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲- مشخصات فیزیوگرافی حوزه آبخیز رودخانه کسپلیان

نام حوزه آبخیز	مساحت حوزه (کیلومتر مربع)	محیط حوزه (کیلومتر)	طول آبراهه اصلی (کیلومتر)	ضریب ضریب گراولیوس	شیب متوسط رودخانه (%)	ارتفاع متوسط حوزه (متر)
کسپلیان	۶۷	۳۷/۸	۱۷/۲	۱/۳	۴/۷	۱۵۶۹

نتایج حاکی از آن است که با افزایش آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، تعداد آبراهه‌های به‌دست آمده از هر دو منبع تولید نقشه یکسان می‌باشد. در مقابل در آستانه‌های پایین‌تر اختلاف معنی‌داری بین تعداد آبراهه‌ها (خصوصاً در تعداد آبراهه‌های مربوط به رده‌های یک و دو) در دو منبع ایجاد می‌شود (شکل ۲ و ۳). به‌عنوان مثال در آستانه ۰/۲۵ درصد تعداد آبراهه‌های استخراج شده از نقشه‌های راداری در آبراهه‌های رده یک و دو به‌ترتیب ۱۰۲ و ۲۵ عدد و برای نقشه‌های زمینی به‌ترتیب ۹۱ و ۲۲ عدد (یعنی به‌ترتیب اختلافی معادل ۱۲/۱ و ۱۳/۶ درصد) می‌باشد.

بررسی تغییرات شیب طولی آبراهه‌ها و نیز متوسط شیب زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه حاکی از آن

جدول ۱- مقادیر ضریب زبری انواع کاربری‌های موجود در سطح حوضه (اقتباس از Usul و Yilmaz, ۲۰۰۲)

ضریب مانینگ جریان	نوع پوشش و کاربری
سطح‌الارض	حوضه
۰/۱۵	جنگلی
۰/۶۰	بوته‌زار، درختچه‌زار
۰/۲۴	مرتع و علف‌زار
۰/۱۷	کشت‌زار

مقدار اندیس Φ به‌دست آمده برای رخدادهای ۷۲/۰۱/۰۸ و ۶۶/۰۷/۱۷ (مرحله واسنجی مدل) به‌ترتیب معادل ۵/۲ و ۴/۶ میلی‌متر بر ساعت می‌باشد. با میانگین‌گیری از این دو عدد مقدار ۴/۹ میلی‌متر بر ساعت حاصل شد که در مرحله صحت‌سنجی مدل مورد استفاده قرار گرفت. همچنین، در این پژوهش برای ارزیابی عملکرد مدل از شاخص نش-ساتکلیف که به‌شرح رابطه زیر می‌باشد، استفاده به‌عمل آمد.

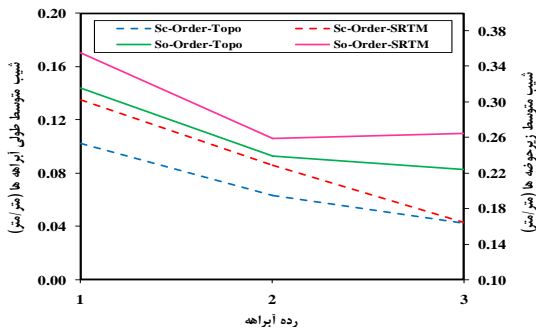
$$EFF = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - Q_0)^2} \quad (5)$$

که در آن، Q_m^t دبی شبیه‌سازی شده و Q_0^t دبی مشاهداتی در زمان t می‌باشند. ضریب نش-ساتکلیف

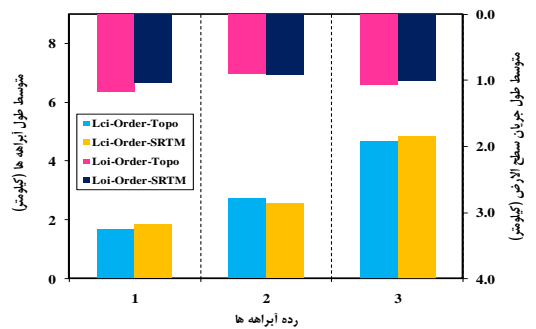
به‌علت حجم بالای پارامترهای ژئومورفولوژیکی استخراج شده حوضه و استفاده از آستانه‌های مختلف، تنها پارامترهای مربوط به آستانه‌های ۰/۲۵ و سه درصد، در شکل‌های ۲ تا ۷ آورده شده است.

در اشکال فوق‌الذکر، Ni-Order و Area-Order به‌ترتیب نشان‌دهنده تغییرات تعداد آبراهه‌ها و نیز مساحت زیرحوضه‌های منتهی به هر آبراهه در مقابل رده هر آبراهه می‌باشند. So-Order و Sc-Order به‌ترتیب نشان‌دهنده تغییرات شیب طولی آبراهه‌ها و متوسط شیب زیرحوضه‌ها در مقابل رده هر آبراهه می‌باشند و Lci-Order و Loi-Order به‌ترتیب نشان‌دهنده تغییرات طول متوسط آبراهه‌ها و متوسط طول جریان سطح‌الارض در مقابل رده هر آبراهه می‌باشند.

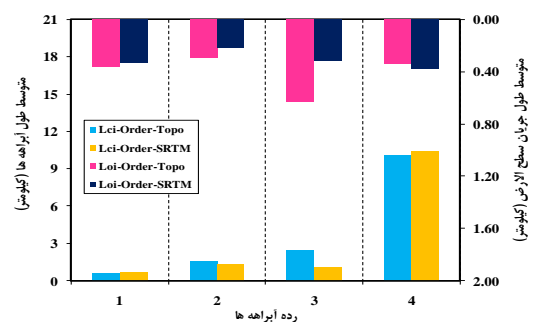
شبیه‌سازی شده بهترین تطابق را از نظر شکل و دبی اوج هیدروگراف نشان می‌دهند (در هر دو مرحله واسنجی و صحت‌سنجی). بدیهی است که بقیه مراحل شبیه‌سازی بر اساس نتایج واسنجی انجام می‌شود. در اینجا نیز به علت عدم امکان ارائه تمامی اشکال و حجیم شدن مقاله تنها نتایج مربوط به آستانه دو درصد ارائه می‌شود. در جدول ۳ نتایج مربوط به کارایی مدل در مراحل واسنجی و صحت‌سنجی (بر اساس شاخص نش-ساتکلیف) ارائه شده است که حاکی از توانایی قابل قبول مدل KW-GIUH در شبیه‌سازی فرآیند بارش-رواناب حوزه آبخیز کسلیان می‌باشد.



شکل ۴- تغییرات شیب طولی آبراهه و زیرحوضه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۰/۲۵ درصد)

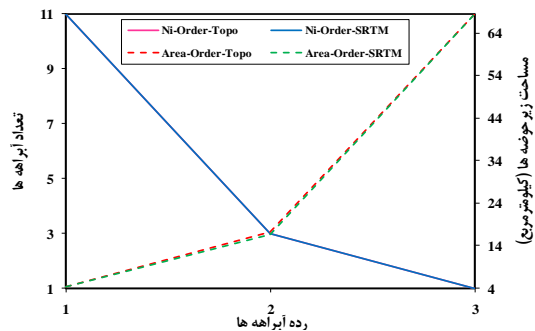


شکل ۵- تغییرات متوسط طول آبراهه‌ها و طول جریان سطح‌الارض (آستانه سه درصد)

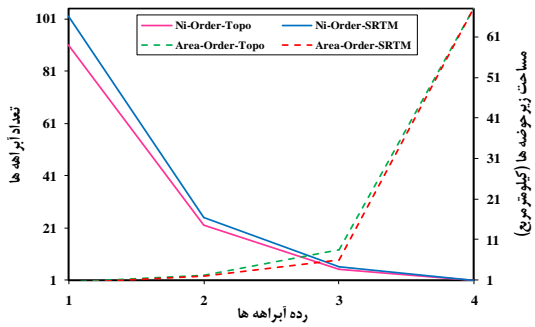


شکل ۶- تغییرات متوسط طول آبراهه‌ها و طول جریان سطح‌الارض در دو منبع مختلف (آستانه ۰/۲۵ درصد)

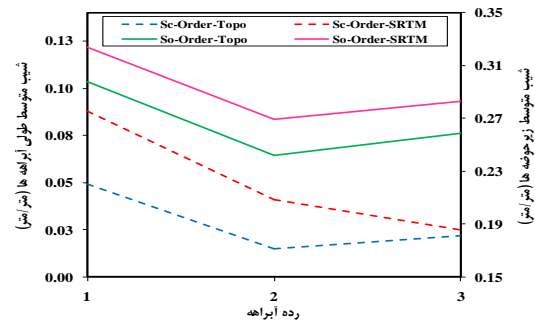
است که مقادیر به دست آمده از نقشه‌های راداری در بیشتر موارد بالاتر از مقادیر به دست آمده از نقشه‌های زمینی می‌باشد (شکل ۴ و ۵). یکی دیگر از نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که در بیشتر آستانه‌ها، متوسط طول آبراهه‌ها و نیز متوسط طول جریان سطح‌الارض به دست آمده از نقشه‌های زمینی از مقادیر به دست آمده از نقشه‌های راداری بیشتر می‌باشد (شکل ۶ و ۷).



شکل ۷- تغییرات تعداد آبراهه‌ها و مساحت زیرحوضه‌های مرتبط با آن‌ها در دو منبع مختلف (آستانه سه درصد)



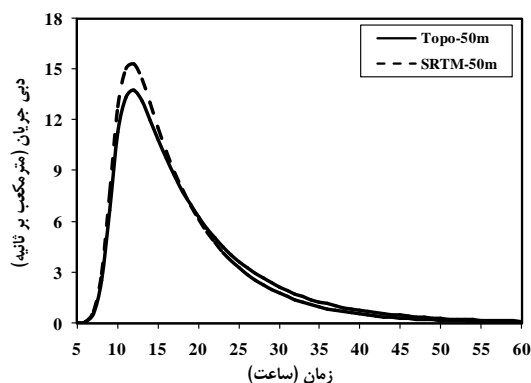
شکل ۸- تغییرات تعداد آبراهه‌ها و مساحت زیرحوضه‌های مرتبط با آن‌ها در دو منبع مختلف (آستانه ۰/۲۵ درصد)



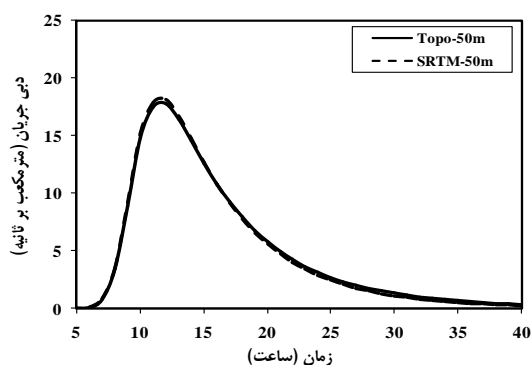
شکل ۹- تغییرات شیب طولی آبراهه و زیرحوضه‌ها در دو منبع مختلف (آستانه سه درصد)

واسنجی و ارزیابی مدل: بر اساس نتایج به دست آمده، در آستانه دو درصد هیدروگراف مشاهداتی و

به نقشه‌های زمینی کمتر می‌باشد. کاهش این پارامتر موجب کاهش زمان تمرکز لازم جهت رسیدن جریان از سطح زیرحوضه‌ها به آبراهه‌ها می‌شود. این امر باعث می‌شود که علاوه بر حرکت سریع بارش مازاد به سمت خروجی حوضه، زمان پایه هیدروگراف نیز کاهش یابد. لذا یکی از عوامل افزایش دبی پیک و نیز شیب بازوی بالاروند هیدروگراف در DEMهای SRTM را می‌توان کاهش طول جریان سطح الارض و زمان تمرکز دانست.



شکل ۱۰- هیدروگراف شبیه‌سازی شده در آستانه سه درصد



شکل ۱۱- هیدروگراف شبیه‌سازی شده در آستانه یک درصد

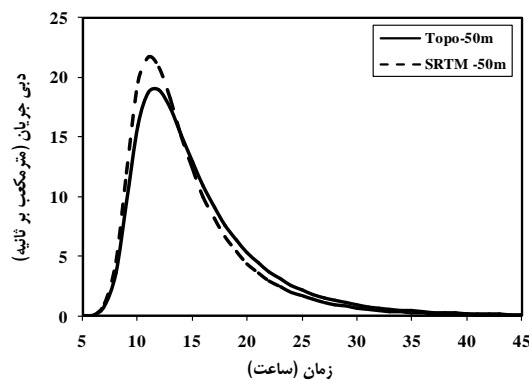
در شکل ۱۲ رابطه بین متوسط طول جریان سطح الارض در دو منبع مختلف نشان داده شده است. مطابق شکل ۱۲ متوسط طول جریان سطح الارض در DEMهای SRTM در بیشتر موارد کمتر از مقادیر متناظر آن در DEMهای به دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی (در تمامی آستانه‌ها) می‌باشد.

همان‌طوری که در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود، متوسط شیب زیرحوضه‌ها نیز در DEMهای SRTM افزایش می‌یابد که این امر می‌تواند موجب افزایش دبی اوج و شیب بازوی بالارونده هیدروگراف شود.

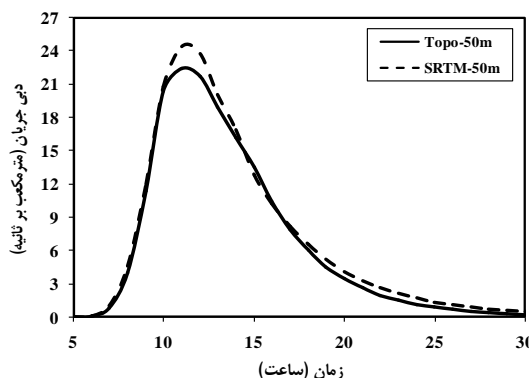
اثر منابع مختلف تهیه DEM بر عملکرد مدل KW-GIUH: محاسبات نشان می‌دهد که استفاده از منابع مختلف DEM بر روی دبی اوج شبیه‌سازی شده و نیز شکل هیدروگراف اثر قابل توجهی دارد. در شکل‌های ۸ تا ۱۱ اثر منابع مختلف بر روی هیدروگراف شبیه‌سازی شده در آستانه‌های مختلف نشان داده شده است. همان‌طوری که پیداست هیدروگراف به دست آمده از DEMهای SRTM نسبت به DEMهای به دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی، دارای دبی اوج بالاتری می‌باشند.

جدول ۳- شاخص کارایی مدل در مراحل واسنجی و صحت‌سنجی

تاریخ رخداد	مرحله مورد استفاده	شاخص کارایی نش-ساتکلیف
۱۳۷۲/۰۱/۰۸	واسنجی	۰/۹۱
۱۳۶۶/۰۷/۱۷		۰/۸۸
۱۳۸۴/۰۸/۱۸	صحت‌سنجی	۰/۸۳
۱۳۷۲/۰۶/۱۳		۰/۸۶



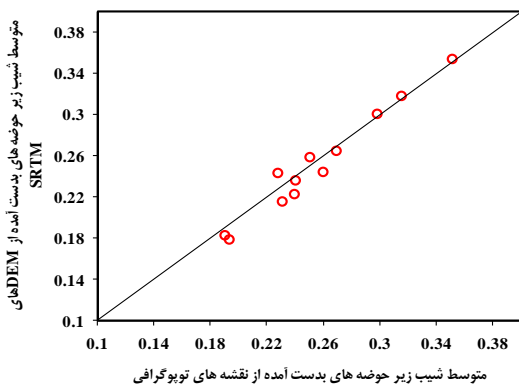
شکل ۸- هیدروگراف شبیه‌سازی شده در آستانه ۰/۵ درصد



شکل ۹- هیدروگراف شبیه‌سازی شده در آستانه ۰/۲۵ درصد

همان‌طور که در بخش‌های قبل نیز عنوان شد، طول جریان سطح الارض در نقشه‌های راداری نسبت

تقریباً یکسان تخمین زده شود، می‌توان انتظار داشت که نه تنها دبی پیک یکسانی در هر دو حالت شبیه‌سازی شود بلکه شکل هیدروگراف نیز دستخوش تغییر چندانی نشود. بررسی نتایج به‌دست آمده حاکی از وجود یک رابطه تقریباً یک به یک (متناظر) بین شیب متوسط زیرحوضه‌ها در هر دو منبع و در آستانه یک درصد می‌باشد که در شکل ۱۴ ملاحظه می‌شود. همچنین، برازش خط رگرسیون بر متوسط شیب زیرحوضه‌ها در دو منبع حاکی از همبستگی بالا بین آن‌ها دارد به طوری که ضریب R^2 حاصل از معادله خطی برازش داده شده معادل $0/965$ می‌باشد و این به معنای برقراری تناظر تقریباً یک به یک می‌باشد.

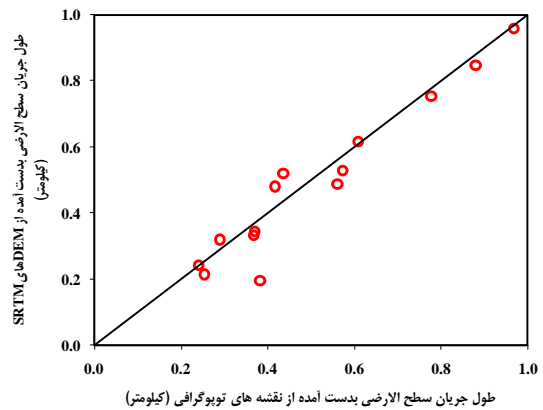


شکل ۱۴- رابطه بین شیب سطحی زیرحوضه‌ها در هر دو منبع در ابعاد سلولی مختلف و در آستانه یک درصد

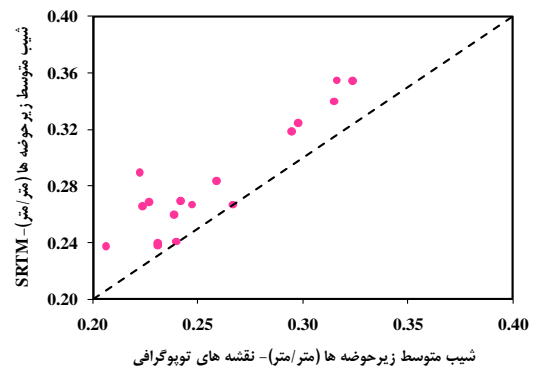
شکل ۱۵ اثر کلی تغییر آستانه بر اختلاف دبی اوج هیدروگراف را نشان می‌دهد. همان طوری که ملاحظه می‌شود، بیشترین اختلاف در آستانه $0/5$ درصد و کمترین اختلاف در آستانه یک درصد به‌وجود آمده است. همچنین، به ازای آستانه‌های بزرگ‌تر از دو درصد، اختلاف دبی اوج حاصل از دو منبع به مقدار ثابتی در حدود 10 درصد محدود می‌شود.

در نهایت و به‌طور خلاصه می‌توان گفت که بررسی نتایج به‌دست آمده حاکی از آن است که با افزایش آستانه شکل‌گیری آبراهه‌ها، اختلاف بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی (مانند تعداد آبراهه‌ها، مساحت زیرحوضه‌های منتهی به هر رده، متوسط طول جریان سطح‌الارض و آبراهه‌ای) به‌دست آمده از هر دو منبع کاهش می‌یابد و بر عکس با کاهش مقدار آستانه

یکی دیگر از نکات قابل توجه در مورد اثر منابع مختلف این است که در آستانه یک درصد هیدروگراف‌های به‌دست آمده از هر دو منبع تقریباً یکسان می‌باشند. به‌عبارت بهتر اثر منابع DEM^۱ در این آستانه بر روی شکل و دبی اوج هیدروگراف سیل چندان قابل توجه نمی‌باشد. یکی از دلایل این امر را می‌توان به تخمین یکسان پارامترهای مهم ژئومورفولوژیکی (شیب زیرحوضه‌ها، شیب طولی آبراهه‌ها) در هر دو منبع DEM مرتبط دانست.



شکل ۱۲- متوسط طول جریان سطح‌الارض در هر دو منبع (در تمامی آستانه‌ها)



شکل ۱۳- تغییرات شیب متوسط زیرحوضه‌ها در دو منبع (تمامی آستانه)

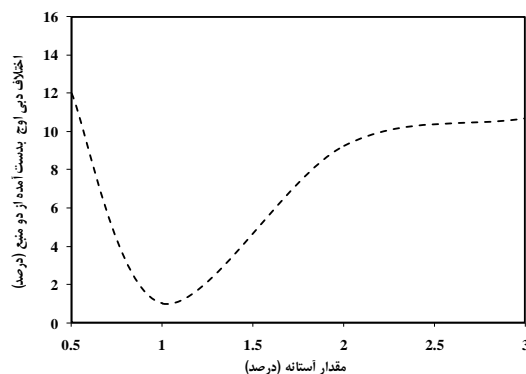
در ارتباط با علت این مسئله، بررسی‌های صورت گرفته توسط مولفین پژوهش حاضر حاکی از آن است که اثر شیب زیرحوضه‌ها بر شکل و دبی اوج هیدروگراف سیلاب بسیار بیشتر از پارامترهایی نظیر شیب آبراهه‌ها، طول آبراهه‌ها و عرض آبراهه‌ها می‌باشد. در نتیجه چنانچه این پارامتر در هر دو منبع

¹ Data Resolution

راداری، دبی اوج و شیب بازوی بالارونده هیدروگراف نیز بالاتر از مقادیر به‌دست آمده از نقشه‌های زمینی قرار گیرد.

نتایج حاصل از شبیه‌سازی هیدروگراف سیل در آستانه‌ها و منابع مختلف نیز حاکی از آن است که در یک آستانه ثابت (به‌جز آستانه یک درصد) مقدار دبی اوج و شیب بازوی بالارونده هیدروگراف به‌دست آمده از DEMهای SRTM همواره بالاتر از مقادیر به‌دست آمده از نقشه‌های زمینی می‌باشد. اختلاف بین دبی اوج به‌دست آمده از دو منبع برای آستانه‌های ۰/۵ درصد در حدود ۱۲ درصد و برای آستانه‌های دو و سه درصد در حدود ۱۰ درصد می‌باشد. همچنین، در آستانه یک درصد اختلاف بین دبی اوج هیدروگراف در دو منبع کمتر از یک درصد می‌باشد. یکی از علل اصلی این اختلاف کم را می‌توان به استخراج تقریباً یکسان پارامترهای ژئومورفولوژیکی مدل در دو منبع مرتبط دانست. به‌عنوان مثال ضریب همبستگی معادله خطی برازش داده شده بین متوسط شیب زیرحوضه‌های به‌دست آمده از نقشه‌های زمینی و DEMهای SRTM برابر است با ۰/۹۸۲ که حاکی از وجود رابطه‌ای تقریباً یک به یک می‌باشد.

اختلاف بین پارامترهای ژئومورفولوژیکی به‌دست آمده از هر دو منبع افزایش می‌یابد.



شکل ۱۵- تغییرات اختلاف دبی پیک به‌دست آمده از دو منبع در مقابل آستانه‌های مختلف شکل‌گیری آبراهه‌ها

همچنین، در تمامی آستانه‌ها مقدار شیب زیرحوضه‌ها و آبراهه‌های به‌دست آمده از DEMهای SRTM همواره بالاتر از مقادیر به‌دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی می‌باشد. بالا بودن مقادیر شیب در هر دو بخش سطح‌الارض و آبراهه موجب کاهش زمان تمرکز و حرکت سریع‌تر بارش خالص به سمت خروجی حوضه خواهد شد. لذا این امر باعث می‌شود که به واسطه شیب بالای به‌دست آمده از نقشه‌های

منابع مورد استفاده

1. Akbari, A., A. Azizian and F. Othman. 2010. Practical use of SRTM digital elevation dataset in the urban-watershed modeling. *Journal of Spatial Hydrology*, 10(2): 13-26.
2. Alarcon, V.J. and G.G. O'Hara. 2006. Using IFSAR and SRTM elevation data for watershed delineation of coastal watersheds. *Proceedings of MAPPS ASPRS Fall Conference. Measuring the Earth (Part II)*. San Antonio, Texas.
3. Chiang, C.H. 2007. Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology based IUH Modeling. *Journal of Hydrology*, 311(1-4): 91-105.
4. Hancock, G.R. 2006. The use of DEMs in the identification and characterization of catchment over different grid scales. *Hydrological Processes*, 19: 1727-1749.
5. Hastings, D.A. and P.K. Dunbar. 1998. Development and assessment of the global land one-km base elevation digital elevation model (GLOBE). *ISPRS Archives*, 32(4): 218-221.
6. Jenson, S.K. 1991. Application of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models. *Hydrological Processes*, (5): 31-44.
7. Kumar, A. and D. Kumar. 2008. Predicting direct runoff from hilly watershed using geomorphology and stream-order law ratios: case study. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 13(7): 570-576.
8. Lee, K.T. and B.C. Yen. 1997. Geomorphology and kinematic-wave based hydrograph derivation. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 123(1): 73-80.
9. Lee, K.T., N.C. Chen and B.I. Gartsman. 2009. Impact of stream network structure on the transition break of peak flows. *Journal of Hydrology*, 367(3-4): 283-292.
10. Ludwig, R., S. Taschner and W. Mauser. 2006. Modeling floods in the Ammer catchment: limitations and challenges from a coupled meteo-hydrological model approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(6): 833-847.
11. Maathuis, B. and K. Sijmons. 2005. DEM from Active Sensors-Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM). *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation*, 1-121.

12. Rabus, B., M. Eineder, A. Roth and R. Bamler. 2003. The shuttle radar topography mission: a new class of digital elevation models acquires by space borne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57: 241–262.
13. Rodriguez-Iturbe, I. and J.B. Valdez. 1979. The geomorphologic structure of hydrology response. *Water Resources Research*, 15(6): 1409-1420.
14. Shadeed, S., H. Shaheen and A. Jayyousi. 2007. GIS-based KWGIUH hydrological model of semiarid catchments: the case of Faria Catchment, Palestine. *The Arabian Journal for Science and Engineering*, 32(1): 3-16.
15. Shuyou, C. 2010. Analysis of runoff in ungauged mountain watersheds in Sichuan, China using kinematic-wave-based GIUH model. Science Press and Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS and Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (7): 157-166.
16. Tarboton, D.G. 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5(1): 81-100.
17. Usul, N. and M. Yilmaz. 2002. A pilot project for flood analysis by integration of hydrologic hydraulic models and geographic information systems (in Turkish). METU, Ankara, Turkey, 14(2): 13-19.
18. Wise, S. 2000. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. *Hydrological Processes*, 14(11): 1909–1929.
19. Yen, B.C. and K.T. Lee. 1997. Unit hydrograph derivation for ungauged watersheds by stream order laws. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 2(1): 1-9.

Evaluating the effects of topographic and radar based DEMs on the simulation results of geomorphologic models

Alireza Shokoohi^{*1} and Asghar Azizian²

¹ Associate Professor, Faculty of Engineering and Technology, Imam Khomeini International University, Iran and ² PhD Student, Faculty of Engineering and Technology, Tehran University, Iran

Received: 20 October 2013 Accepted: 08 February 2014

Abstract

In recent years, Radar based DEMs due to ease of access and being free of charge are extensively used in hydrological modeling and deriving the geomorphological properties of watersheds. One of the most important questions on application of rainfall runoff models is the effect of DEMs from different sources on simulation results. On this basis, this research focused on evaluation of the effects of DEMs derived from topographical maps at the scale of 1: 25000 and the SRTM DEM, on the performance of the KW-GIUH as a geomorphologic rainfall runoff model. The results showed that the SRTM DEM gives sub-watersheds' slope, the average slope of channels and the number of channels more than that was derived from topographic based DEM, while the overland flow length and average length of channels from the latter source are greater. The outcomes of the research showed that the Q-peak, hydrograph base time and the slope of hydrograph rising limb from Radar based DEM regarding different thresholds for artificial channel network derivation have a difference of about 1-12% with that was obtained from the model when using the topographic based DEM.

Key words: Hydrograph, KW-GIUH, Radar DEM, Rainfall runoff modeling, Stream delineation threshold

* Corresponding author: shokoohi@eng.ikiu.ac.ir