

بررسی اثر الگوریتم‌های روندیابی جریان و توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی بر شاخص توپوگرافی و عملکرد مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL (مطالعه موردی: حوضه‌های آبخیز کسلیان و کارده)

علیرضا شکوهی^۱، اصغر عزیزیان^{۲*}، نگین سلاورزی^۳، ویجی پی سینگ^۴

۱. استاد گروه مهندسی آب؛ دانشکده فنی و مهندسی؛ دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)؛ قزوین؛ ایران

۲. استادیار گروه مهندسی آب؛ دانشکده فنی و مهندسی؛ دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)؛ قزوین؛ ایران

۳. دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه مهندسی آب؛ دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)؛ قزوین؛ ایران

۴- استاد گروه مهندسی آب، دانشگاه A&M تگزاس، کالج استیشن، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۳/۲۶ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۶/۸/۲۵ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۱۱/۱۷)

چکیده

نقش الگوریتم‌های روندیابی جریان، برای استخراج پارامترهای ژئومورفولوژیکی حوضه‌های آبخیز و مدل‌سازی توزیعی فرآیند بارش- رواناب، غیرقابل انکار می‌باشد. در پژوهش حاضر به ارزیابی اثر چند الگوریتم پرکاربرد (D8, MFD, Lea) بر شاخص توپوگرافی و نیز عملکرد مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL در ابعاد سلولی مختلف پرداخته شده است. نتایج حاصل از ارزیابی مدل در دو حوضه آبخیز کسلیان و کارده، با دو مساحت و دو اقلیم متفاوت، حاکی از آن است که اگرچه در تمامی الگوریتم‌ها با افزایش ابعاد سلول DEM متوسط شاخص توپوگرافی افزایش می‌یابد اما در یک ابعاد سلولی ثابت، مقدار متوسط شاخص توپوگرافی بدست آمده از دو روش MFD و D8 به ترتیب دارای بیشترین و کمترین مقدار می‌باشد. نکته مهم دیگر حاصل از این مطالعه آن است که واسنجی خودکار پارامترهای مدل و کاهش اختلاف بین شاخص کارائی نش-سانتکیف مدل در الگوریتم‌های مختلف می‌تواند بسیار گمراه‌کننده باشد؛ زیرا مقادیر متفاوت پارامترهای بدست آمده در هر الگوریتم، بر مهم‌ترین پارامترهای هیدرولوژیکی از جمله میزان جریان سطحی و زیرسطحی شبیه‌سازی شده، تأثیرگذار است. به طوری که در حوضه کارده اگرچه اختلاف بین شاخص کارائی مدل در الگوریتم‌های مختلف به کمتر از ۵ درصد محدود می‌گردد، اما مدل واسنجی شده در الگوریتم D8 نسبت به دو الگوریتم دیگر جریان زیرسطحی را در حدود ۱۲ درصد بیش برآورد می‌نماید. همچنین طبق نتایج بدست آمده الگوریتم MFD به علت مقادیر کم پارامتر m (در حدود ۰/۱۵) از کارائی مناسبی در حوضه کسلیان برخوردار نمی‌باشد و به نوعی با مبانی TOPMODEL در تعارض می‌باشد. لذا توصیه می‌گردد در حوضه‌های فاقد آمار در انتخاب پارامتر m و نیز در شیب‌های کم در تعیین الگوریتم روندیابی جریان، دقت کافی به عمل آید.

واژه‌های کلیدی: توان تفکیک DEM، روش‌های روندیابی جریان، شاخص توپوگرافی، مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL

مقدمه

شده قوانین فیزیکی حاکم بر جریان، تعداد پارامترهای مورد نیاز خود برای شبیه‌سازی دنیای واقعی را کاهش می‌دهند و لذا از نظر کاهش حجم اطلاعات مورد نیاز در مقایسه با مدل‌های توزیعی مورد توجه می‌باشند. مدل‌سازی پدیده بارش-رواناب به-ویژه با استفاده از مدل‌های توزیعی و نیمه‌توزیعی، نیازمند استخراج حوضه و شبکه آبراهه‌ها می‌باشد که امروزه با توجه به گسترش و عمومی شدن GIS با استفاده از الگوریتم‌های روندیابی جریان به سهولت به صورت مصنوعی و تا حد زیادی بدون نظارت کاربران استخراج می‌شوند (Tarboton, 1997; Orlandini et al., 2003; Qin et al., 2007; Orlandini and Moretti, 2009). الگوریتم‌های روندیابی جریان با استفاده از

افزایش پیچیدگی مسائل مرتبط با منابع آب و علوم محیطی، نیاز به استفاده از مدل‌سازی را بیش از پیش آشکار می‌کند. مدل‌های ریاضی مورد استفاده در هیدرولوژی برحسب روش مورد استفاده در شبیه‌سازی می‌توانند نیازمند اطلاعات بسیار زیادی باشند. در بین مدل‌های ریاضی یکپارچه تا توزیعی، دسته‌ای از مدل‌ها قرار دارند که به آنها نیمه‌توزیعی گفته می‌شود. یکی از بهترین نمونه‌های این نوع مدل‌ها که مورد بحث این مقاله نیز می‌باشد TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) است. مدل‌های نیمه‌توزیعی با استفاده از فرم‌های ساده

کاربردهای الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان بر پارامترهای ژئومورفولوژیکی و عملکرد مدل‌های هیدرولوژیکی گزارش شده است. Bhawan (2000) به ارزیابی تأثیر دو الگوریتم روندیابی SFD^۸ و MFD^۹ بر روی شاخص توپوگرافی و عملکرد مدل نیمه-توزیعی TOPMODEL در شبیه‌سازی رواناب در گام زمانی روزانه پرداختند. نتایج بدست آمده نشان داد که اگرچه هر دو الگوریتم از کارائی مناسبی برای شبیه‌سازی رواناب برخوردار هستند، ولی جریان سطحی بدست آمده از روش SDF نسبت به MDF اختلافی در حدود ۱۸/۶ درصد را نشان می‌دهد. همچنین نتایج این پژوهش حاکی از آن است که نوع الگوریتم روندیابی مورد استفاده بر روی خصوصیات هیدرولوژیکی حوضه مانند محتوی رطوبتی خاک تأثیر قابل توجهی دارد. به عبارت بهتر چنانچه هدف از کاربرد مدل TOPMODEL شبیه‌سازی تغییرات مکانی مشخصه‌های هیدرولوژیکی باشد، الگوریتم MFD (به علت لحاظ نمودن مسیرهای مختلف برای انتقال جریان از سلولی به سلول دیگر) نسبت به الگوریتم SDF ارجح می‌باشد.

Zhao *et al* (2009) به ارزیابی اثر دو الگوریتم مختلف روندیابی جریان بر عملکرد مدل هیدرولوژیکی Xinanjiang و نحوه استخراج شبکه آبراهه در حوضه آبخیز تای‌هو^{۱۰} در کشور چین پرداختند. نتایج نشان داد که الگوریتم Agree نسبت به الگوریتم Shortest Path دارای عملکرد بهتری به‌ویژه در مناطق دامنه‌ای می‌باشد ولی در مناطق با شیب کم و مسطح هر دو الگوریتم دارای خطا هستند و شبکه آبراهه ایجاد شده دارای کیفیت مطلوبی نمی‌باشد. همچنین نتایج نشان داد که هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده توسط مدل Xinanjiang در هر دو روش دارای اختلاف معنی‌داری با یکدیگر نمی‌باشند و هر دو دارای عملکرد موفقیت‌آمیزی هستند. Shokoohi (2006) با استفاده از الحاقیه HEC-GeoHMS، الگوریتم D8 و مدل هیدرولوژیکی HEC-HMS به تعیین سیمای طرح‌های کنترل سیل در شهرستان بهبهان پرداخت. نتایج نشان داد که کاربرد توام یک مدل ریاضی هیدرولوژیکی مناسب و استفاده از بستر GIS که مجهز به الگوریتم‌های روندیابی جریان می‌باشد، می‌تواند بعد از نشان دادن موقعیت تقریبی خروجی‌ها، به برآورد قابل قبولی از میزان جریان مؤثر سیل دست یابد. Shokoohi and Gholami (2012) با تشریح

مدل‌های رقومی ارتفاعی^۱ و ساخت ماتریس‌های مهمی از جمله ماتریس جهت جریان^۲ (FDM) و ماتریس تجمع جریان^۳ (FAM)، اقدام به محاسبه و استخراج مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه‌های آبخیز (مانند شبکه زیرحوضه‌ها، آبراهه‌ها، رتبه‌بندی آبراهه‌ها، محاسبه مساحت ویژه حوضه) می‌نمایند (Aryal and Costa-Cabral and Burges, Bates 2008; Xie *et al*. 2006). علاوه بر مساحت ویژه حوضه (SCA^۴)، مساحت بالادست (TCA^۵) را نیز در این تحلیل‌ها مؤثر می‌دانند. TCA به‌عنوان کل مساحت حوضه که در بالادست یک سلول و یا طول کوچکی از یک خط کنتور ارتفاعی قرار می‌گیرد و SCA به‌عنوان مساحت بالادست در واحد عرض خط کنتور ارتفاعی تعریف می‌شوند. بر این اساس SCA به‌نوعی معرف طول معادل مسیر جریان در بالادست خواهد بود. TCA هر سلول برابر حاصل ضرب مساحت یک سلول در تعداد سلول‌هایی است که در جهت بزرگ‌ترین شیب به سلول مورد نظر می‌ریزند. به‌همین ترتیب SCA برابر است با حاصل تقسیم TCA بر طولی از سلول که عمود بر مسیر جریان قرار می‌گیرد (Tarboton, 1997). برای محاسبه TCA بایستی ماتریسی به نام FAM تشکیل گردد که در این ماتریس مقدار عددی هر سلول مبین تعداد سلول‌های ورودی از بالادست بدان می‌باشد. مقدار این ماتریس در مرزهای حوضه (خط‌الرأس‌ها) معادل صفر و برای آبراهه اصلی به‌ویژه در خروجی حوضه، حداکثر مقدار را دارا می‌باشد. برای تعیین تعداد سلول‌هایی که به هر سلول می‌ریزند باید ماتریسی به نام FDM ایجاد گردد که این ماتریس خود بر اساس ماتریس شیب غالب به دست می‌آید. در نهایت سلول مقصد برای هر سلول DEM مشخص می‌شود و تمام محتویات سلول مزبور به سلول مقصد اضافه می‌گردد (Donker, 1993). از ماتریس‌های مذکور برای استخراج شبکه آبراهه‌ها، زیرحوضه‌ها و دیگر پارامترهای ژئومورفولوژیکی مانند طول^۶ و عرض^۷ حرکت جریان استفاده می‌شود. در حال حاضر الگوریتم‌های مختلفی برای ساخت ماتریس‌های مذکور در بستر GIS وجود دارد که از مهم‌ترین آنها می‌توان به الگوریتم D₈ (O'Callaghan and Mark, 1984)، D_∞ (Lea,) Lea (Freeman, 1991) MFD (Tarboton, 1997) اشاره نمود. تاکنون مطالعات متعددی در زمینه اثرات و

1. Digital Elevation Models (DEMs)
2. Flow direction matrix
3. Flow Accumulation Matrix
4. Specific Contributing Area
5. Total Contributing Area
6. Flow Length
7. Flow Width

8. Single Flow Direction (SFD)
9. Multiple Flow Direction (MFD)
10. Taihu Basin

توجه به این دو عامل و همین‌طور اعتماد به نتایج واسنجی مدل به ازای بهبود راندمان کلی مدل توسط شاخص‌های متداول نظیر نش - ساتکلیف نتایج نهایی مدل را مورد استناد و بهره‌برداری قرار می‌دهند. لذا، هدف اصلی تحقیق حاضر نشان دادن ابعاد مسئله و ارزیابی میزان تأثیر الگوریتم‌های روندیابی D8، MFD و Lea بر عملکرد مدل بارش- رواناب TOPMODEL در شبیه‌سازی مؤلفه‌های جریان (جریان سطحی و زیرسطحی) می‌باشد. همچنین بررسی اثر توأمان توان تفکیک نقشه DEM و نوع الگوریتم روندیابی مورد استفاده بر توزیع مکانی شاخص توپوگرافی (شاخص توپوگرافی مورد استفاده در TOPMODEL برای شناسایی مناطق مستعد تولید رواناب) یکی دیگر از اهداف این پژوهش می‌باشد. پژوهش حاضر در دو حوضه آبخیز با شرایط توپوگرافی و اقلیمی مختلف به نام‌های کسلیان و کارده به انجام رسیده است. همچنین برای واسنجی مدل TOPMODEL در الگوریتم‌ها و ابعاد سلولی متفاوت از مدل GLUE که توسط Beven and Bevinly (1992) توسعه داده شده، استفاده بعمل آمده است. در نهایت پس از واسنجی مدل تأثیر نوع الگوریتم و ابعاد سلولی مورد استفاده بر مؤلفه‌هایی مانند شاخص توپوگرافی، هیدروگراف سیلاب، الگوی مکانی مناطق اشباع، جریان سطحی و زیرسطحی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

مواد و روش‌ها

محدوده مطالعاتی

در پژوهش حاضر از اطلاعات دو حوضه آبخیز کارده و کسلیان با شرایط اقلیمی و توپوگرافی مختلف استفاده شده است. حوضه آبخیز کارده یکی از زیرحوضه‌های اصلی حوضه آبخیز کشف‌رود بوده و معرف حوضه‌های آبخیز شمال خراسان و نیمه‌خشک (طبق طبقه‌بندی دو مارتن) می‌باشد. رودخانه کارده زهکش اصلی این حوضه را تشکیل می‌دهد که از شمال به جنوب جریان دارد. متوسط بارندگی در بخش جنوبی حوضه کارده ۳۷۴ میلی‌متر و در ارتفاعات بخش شمالی ۴۵۰ میلی‌متر می‌باشد. حوضه معرف کارده دارای دو ایستگاه هیدرومتری جُنگ و کارده می‌باشد که میزان جریان در داخل و خروجی حوضه را اندازه‌گیری می‌کنند. حوضه آبخیز کسلیان نیز 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 می‌باشد. این

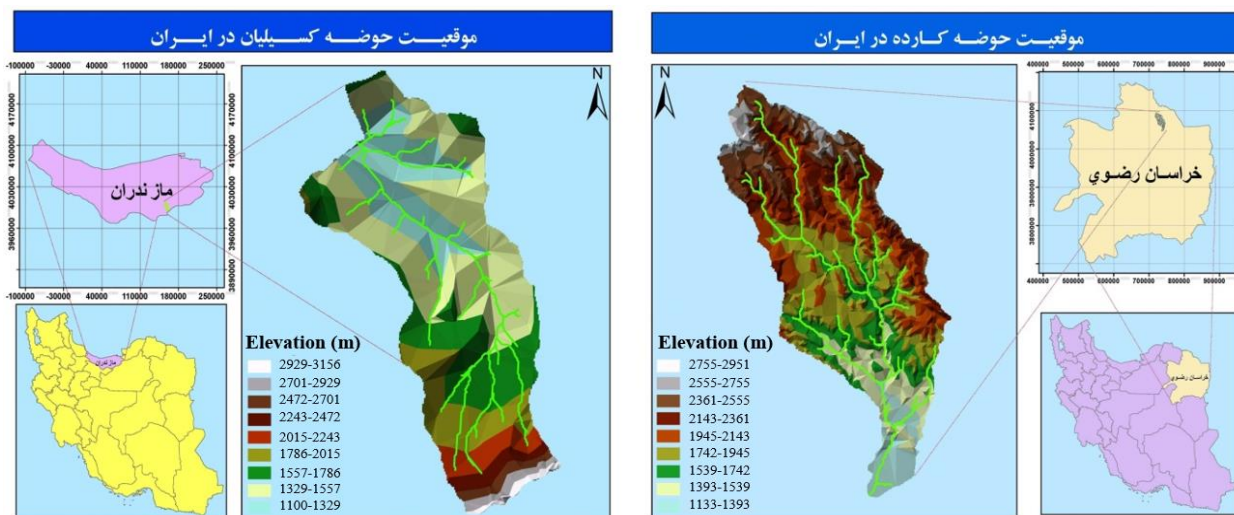
روش استخراج شبکه آبراهه‌ها در الگوریتم‌های D8، D ∞ ، RH08، MFD و DEMON اثر شیب بر عملکرد این الگوریتم‌ها را مورد بررسی قرار دادند. Nourani *et al.* (2011) به ارزیابی اثر دو الگوریتم D8 و D ∞ بر عملکرد مدل نیمه‌توزیعی 'TOPMODEL' در گام‌های زمانی مختلف پرداختند. نتایج نشان داد که الگوریتم D ∞ در شبیه‌سازی سیلاب در گام زمانی ساعتی دارای عملکرد به مراتب بهتری نسبت به الگوریتم D8 می‌باشد. همچنین طبق مطالعات این محققین، در گام‌های زمانی روزانه و ماهانه اختلاف چندانی بین دو الگوریتم مذکور در شبیه‌سازی رواناب موجود نمی‌باشد. Shelef and Hilley (2013) با ارزیابی الگوریتم‌های D4، D8، D ∞ ، D8_{frac} و D_{trig} به این نتیجه رسیدند که استفاده از الگوریتم‌های D8 و D8_{frac} به ترتیب منجر به شبیه‌سازی بیشترین و کمترین مناطق اشباع در سطح حوضه خواهند گردید. به عبارت بهتر میزان جریان سطحی شبیه‌سازی شده توسط مدل‌های هیدرولوژیکی که مبتنی بر شاخص‌های توپوگرافی هستند از وابستگی بسیار زیادی به نوع الگوریتم روندیابی جریان برخوردار است. Huang and Lee (2016) برای برآورد مساحت حوضه و طولانی‌ترین مسیر پیمایش جریان در حوضه آبخیز یولو^۲ کشور تایوان با استفاده از پنج الگوریتم پرکاربرد D4، D8، D ∞ و MD ∞ و MD8 به این نتیجه رسیدند که مقادیر مساحت حوضه و طولانی‌ترین مسیر پیمایش جریان بدست آمده از الگوریتم MD8 نسبت به الگوریتم D8 به ترتیب ۲۰ و ۸۰ درصد بیشتر می‌باشد. همچنین مقدار زمان تمرکز محاسبه شده از الگوریتم D4 و MD8 (به علت بیش برآورد طولانی‌ترین مسیر پیمایش جریان) نسبت به سه الگوریتم دیگر بسیار بیشتر می‌باشد.

همان‌طوری که گفته شد TOPMODEL به عنوان یک مدل نیمه‌توزیعی، یکی از مدل‌های مناسب بارش-رواناب مبتنی بر شاخص‌های توپوگرافی می‌باشد (Beven *et al.*, 1997). در این مدل از SCA و همچنین شیب حوضه برای تعیین رطوبت نسبی و تولید رواناب استفاده می‌شود و به‌همین علت از وابستگی زیادی به دو عامل الف) الگوریتم روندیابی جریان و ب) ابعاد سلولی نقشه DEM برخوردار می‌باشد (Azizian and Shokoochi, 2015). بسیاری از کاربران این نرم‌افزار و نرم‌افزارهایی از این دست (مانند: SWAT, MIKE SHE, GBDM, TOPKAPI, TOP model, KW-GIUH)، بدون

1. Topographically based Model (TOPMODEL)
2. Yu-Lo River Basin

رودخانه کسلیان به طول حدود ۱۷ کیلومتر زهکشی می‌شود. در شکل (۱) موقعیت جغرافیائی و در جدول (۱) نیز مهم‌ترین پارامترهای فیزیوگرافی حوضه‌های مذکور ارائه شده است.

حوضه در شرق راه‌آهن تهران- مازندران و در ۲۷ کیلومتری بخش پل سفید واقع شده است. حوضه آبخیز کسلیان به مساحت ۶۷ کیلومترمربع و با محیط ۳۷/۸ کیلومتر توسط



شکل ۱. موقعیت حوضه‌های آبریز، وضعیت شبکه آبراهه و TIN حوضه کارده و کسلیان

جدول ۱. مشخصات ژئومورفولوژیکی حوضه‌های مورد مطالعه

| نام حوضه آبخیز | مساحت حوضه (km ^۲) | محیط حوضه (km) | طول آبراهه اصلی (km) | ضریب گراولپوس | تراکم زهکشی | ارتفاع متوسط حوضه (m) | شیب متوسط حوضه (درصد) |
|-------------------|----------------------------------|-------------------|-------------------------|------------------|-------------|--------------------------|--------------------------|
| کارده | ۶۱۳/۶۳ | ۱۴۲/۴۷ | ۷۰/۴۲ | ۱/۵۸ | ۰/۳۲ | ۱۹۳۶/۱ | ۱۶/۹ |
| کسلیان | ۶۷/۷ | ۳۷/۸ | ۱۷/۲ | ۱/۲۹ | ۰/۸۳ | ۱۶۱۰/۳ | ۲۸/۸ |

(شکل ۲). فرضیات اساسی این مدل عبارتند از: الف) آب زیرزمینی در سراسر حوضه آبخیز در حالت شبه ماندگار و به صورت یکنواخت تغذیه می‌شود. ب) گرادیان هیدرولیکی موضعی تقریباً معادل با شیب عمومی سطح زمین ($\tan\beta$) می‌باشد. ج) رابطه نمائی نزولی برای محاسبه هدایت هیدرولیکی (ظرفیت انتقال) در برابر عمق حاکم است و د) سلول‌های دارای شاخص توپوگرافی یکسان، از نظر هیدرولوژیکی مشابه‌اند (Beven, 1997). در TOPMODEL برای سهولت کاربرد مدل و واسنجی آن از پنج پارامتر به شرح زیر استفاده می‌شود (Beven, 1997):

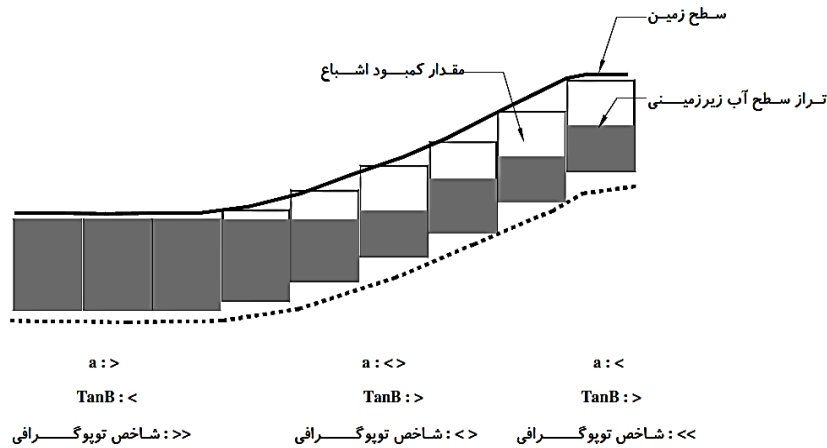
m : ضریب تابع نمائی ظرفیت انتقال به کار رفته در مدل (متر)، $\ln(T_0)$: لگاریتم طبیعی پارامتر ظرفیت انتقال مؤثر خاک در حالت اشباع (مترمربع بر ساعت)، SR_{max} : رطوبت ذخیره شده در پروفیل خاک که در معرض تبخیر و تفرق قرار دارد (متر) و یا به عبارت بهتر ظرفیت رطوبت در دسترس، SR_{init} : کمبود ذخیره اولیه در ناحیه ریشه (متر) و یا به عبارت بهتر شاخص رطوبت اولیه موجود در خاک و $ChVel$: پارامتر مربوط به سرعت روندیابی سطحی (متر بر ساعت).

ساختار مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL

TOPMODEL، یک مدل نیمه‌توزیعی است که در آن تغییرات توپوگرافی منطقه و سطوح مشارکت کننده در رواناب نقش اصلی را ایفا می‌کنند. اطلاعات توپوگرافی مورد استفاده در این مدل در قالب شاخصی به نام شاخص رطوبت توپوگرافی معرفی می‌گردد. این شاخص مبین تمایل جریان به تجمع (a) و حرکت آن در راستای شیب پایین دست به وسیله نیروی ثقل ($\tan\beta$) می‌باشد و به صورت معادله (رابطه ۱) تعریف می‌گردد (Beven and Kirkby, 1979):

$$\lambda = \ln[a/\tan\beta] \quad (\text{رابطه ۱})$$

در معادله فوق λ : شاخص رطوبت توپوگرافی، \ln : لگاریتم طبیعی، a : مساحت زهکشی محدوده بالادست هر سلول در واحد طول خطوط کنترل یا SCA و $\tan\beta$: شیب موضعی سطح زمین می‌باشد (Beven and Kirkby, 1979). الگوی شکل‌گیری مناطق اشباع در این مدل وابستگی بسیار زیادی به شاخص توپوگرافی دارد. مقادیر بالای شاخص توپوگرافی نشان از احتمال بالای ایجاد حالت اشباع دارد در حالی که مقادیر کوچک‌تر این شاخص نشان‌دهنده پتانسیل کم توسعه مناطق اشباع می‌باشد



شکل ۲. توزیع a , $\tan\beta$ و شاخص توپوگرافی در راستای شیب زمین

معادله **Error! Reference source not found.** بیانگر این مطلب می‌باشد که کمبود اشباع در هر موقعیتی، وابسته به متوسط کمبود اشباع حوضه آبریز و تفاضل پارامتر $\bar{\lambda}$ و λ_x می‌باشد. در نهایت دبی خروجی از ناحیه اشباع یا همان جریان زیرسطحی که وارد رودخانه می‌گردد از رابطه ۴ قابل محاسبه است:

$$Q_b = AT_o \cdot \exp(-\bar{\lambda}) \cdot \exp\left(-\frac{\bar{S}}{m}\right) = Q_s \cdot \exp\left(-\frac{\bar{S}}{m}\right) \quad (\text{رابطه ۴})$$

در معادله فوق، A : مساحت زهکشی هر زیرحوضه در واحد عرض می‌باشد. Q_s مقدار دبی را وقتی که $\bar{S} = 0$ است، نشان می‌دهد. برای تمامی نقاطی که $S_x \leq 0$ ، تمامی نقاط به حالت اشباع تبدیل شده و به صورت جریان برگشتی در دبی رودخانه مشارکت می‌نمایند. TOPMODEL برای ارزیابی عملکرد مدل از چندین شاخص استفاده می‌نماید که مهمترین آن شاخص نش- ساتکلیف^۲ به شرح رابطه ۵ می‌باشد:

$$EFF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^T (Q_o^i - Q_s^i)^2}{\sum_{i=1}^T (Q_o^i - \bar{Q}_o)^2} \quad (\text{رابطه ۵})$$

که در آن Q_s^i : دبی شبیه‌سازی شده و Q_o^i : دبی مشاهداتی در زمان t می‌باشند. ضریب نش- ساتکلیف در محدوده‌ای بین ۱ تا $-\infty$ متغیر می‌باشد.

الگوریتم‌های روندیابی جریان

در این تحقیق از سه الگوریتم روندیابی جریان که دارای کاربرد بسیاری زیادی می‌باشند، استفاده شده است. برای آشنایی با نحوه عملکرد این الگوریتم‌ها به‌طور خلاصه روش تحلیل این سه الگوریتم تشریح می‌شود.

در این مدل از تئوری مازاد اشباع^۱ برای تولید رواناب استفاده می‌شود. این تئوری برای لحاظ نمودن اثر جریان‌های زیرسطحی و جریان‌های مازاد بر میزان اشباع خاک ارائه گردید (Beven and Kirkby, 1979). بر اساس این تئوری، جریان سطحی تنها در صورتی رخ می‌دهد که کل لایه خاک اشباع گردد و سپس مازاد ظرفیت اشباع به رواناب تبدیل می‌گردد. علاوه بر حالت مذکور، رواناب سطحی در اثر برگشت جریان زیرسطحی به سطح زمین در مناطق اشباع نیز ایجاد خواهد گردید. TOPMODEL برای مدل‌سازی فرایند حرکت آب در خاک، سه لایه ریشه، اشباع و غیراشباع را به صورت سه مخزن به هم پیوسته در نظر می‌گیرد. نقش لایه ریشه، نگهداری آبی است که در طی فرایند تبخیر از سطح خاک خارج می‌شود. بارش ورودی ابتدا مخزن موجود در ناحیه ریشه را پر نموده و پس از کسر مقادیر مربوط به تبخیر و تعرق، این مقدار اضافی به لایه غیراشباع منتقل خواهد شد. در نهایت با پر شدن مخزن لایه غیراشباع، مازاد بارش با یک زمان تأخیر وارد لایه اشباع (آب زیرزمینی) می‌گردد. در این مدل برای محاسبه فاصله تا تراز سطح ایستابی هر سلول و میزان کمبود اشباع آن از معادلات ۲ و ۳ استفاده می‌شود (Beven and Kirkby, 1979):

$$z_{wt} = \bar{z}_{wt} - \frac{1}{f} \left(\ln \left(\frac{a}{T_o \tan \beta_x} \right) - \bar{\lambda} \right) \quad (\text{رابطه ۲})$$

$$S_x = \bar{S} - m \left(\bar{\lambda} - \ln \left(\frac{a}{T_o \tan \beta_x} \right) \right) = \bar{S} + m(\bar{\lambda} - \lambda_x) \quad (\text{رابطه ۳})$$

در رابطه فوق \bar{S} : متوسط کمبود اشباع حوضه (متر)، $\bar{\lambda}$: متوسط شاخص توپوگرافی حوضه، $\lambda_x = \ln(a/T_o \tan \beta_x)$ شاخص توپوگرافی در هر سلول و m : پارامتر مقیاس می‌باشد.

استفاده از مدل TOPMODEL نیازمند استخراج شاخصی مهم به نام شاخص رطوبت توپوگرافی از روی مدل‌های رقمی ارتفاعی (DEMs) می‌باشد. یکی از موانع و مشکلات موجود برای استفاده از DEMها در استخراج شاخص مذکور، وجود گودال‌های مصنوعی در آنها می‌باشد که عمدتاً به واسطه تکنیک‌های درونیابی ایجاد می‌گردند (هر چند عوامل دیگری همچون مقیاس نقشه مورد استفاده برای ساخت DEM و خطاهای ناشی از برداشت مقادیر ارتفاعی هم می‌تواند منجر به ایجاد گودال‌های مصنوعی گردد). در پژوهش حاضر از روش Planchon and Darboux (2002) برای اصلاح گودال‌های مذکور استفاده شده است. بعد از اصلاح DEM بایستی اقدام به استخراج ماتریس‌های FDM و FAM برای DEM مورد نظر نمود. در این تحقیق با استفاده از الگوریتم‌های مختلف روندیابی و در محیط ArcGIS، ماتریس‌های مذکور برای هر کدام از DEMها در ابعاد سلولی مختلف استخراج شده است. همچنین برای محاسبه مساحت زهکشی محدوده بالادست هر سلول در واحد عرض (a) از رابطه زیر استفاده شده است:

$$a = (\text{Flow accumulation grid} * \text{Pixel area}) / \text{Flow width} \quad (\text{رابطه ۸})$$

در رابطه فوق، Flow accumulation grid: معرف تعداد سلول‌های شبکه انباشت جریان منتهی به هر سلول، Pixel area: مساحت هر سلول و Flow width: عرض جریان در سلول مورد نظر می‌باشند. پس از محاسبه مساحت زهکشی محدوده بالادست هر سلول در واحد عرض و شبکه شیب حوضه، می‌توان توزیع مکانی شاخص توپوگرافی متناسب با هر کدام از الگوریتم‌های روندیابی جریان را از رابطه شماره ۱ به دست آورد (Azizian and Shokoohi, 2015). در این پژوهش از DEMهای با ابعاد سلولی ۵۰، ۷۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ متر (استخراج شده از روی نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰) برای استخراج توزیع مکانی شاخص رطوبت توپوگرافی با سه الگوریتم روندیابی MFD، Lea و D8 استفاده گردید.

داده‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی

در پژوهش حاضر برای ارزیابی عملکرد مدل TOPMODEL در دو حوضه آبخیز کسلیان و کارده به ترتیب از هیدروگراف‌های سیل ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری ولیک بن (واقع در انتهای حوضه آبخیز کسلیان) در بازه زمانی ۱۳۸۵-۱۳۶۶ (منبع: سازمان آب منطقه‌ای مازندران) و در ایستگاه هیدرومتری کارده (واقع در خروجی حوضه کارده) در بازه زمانی ۱۳۸۷-۱۳۸۰ (منبع: سازمان آب منطقه‌ای خراسان رضوی) استفاده شده است. لازم به ذکر است که داده‌های مورد استفاده

الگوریتم D8: الگوریتم D8 در ابتدا توسط O'Callaghan and Mark (1994) پیشنهاد شد و هم‌اکنون یکی از پر کاربردترین الگوریتم‌ها در GISهای استاندارد می‌باشد. در این روش سلول‌ها روی گره‌های نقشه DEM تشکیل شده و جریان هر سلول به یکی از هشت سلول مجاور خود می‌ریزد و یا آن‌ها را تخلیه می‌کند. تخلیه و یا سرریز در جهت بزرگترین شیب صورت می‌پذیرد. الگوریتم D8 چهار جهت اصلی N، S، W، E و چهار جهت فرعی NE، NW، SE، SW را می‌پذیرد. به عبارت بهتر الگوریتم مزبور جریان را در جهت‌هایی که مضرری از ۴۵ درجه باشند، هدایت می‌کند.

الگوریتم Lea: Lea (1992) الگوریتمی را مطرح نمود که بتوان به کمک آن مشکل محدود بودن مسیرهای جریان در الگوریتم D8 را برطرف کند و جریان را در جهت شیب واقعی هدایت نماید. Lea جریان را همچون تویی غلطان تعریف می‌کند که از مرکز لوله جریان در جهت Aspect به سمت سلول دیگری حرکت می‌کند.

الگوریتم MFD: الگوریتم MFD توسط Freeman (1991) برای غلبه بر بزرگ‌ترین مشکل و محدودیت روش D8 یعنی نمایش یک‌بعدی جریان و تخصیص تمام جریان هر سلول به تنها یک سلول در پایین‌دست، معرفی شد. در این روش به هر یک از سلول‌های مجاور بخشی از جریان بر حسب توانی از شیب تخصیص می‌یابد. بر این اساس در محاسبه TCA برای هر سلول از DEM ممکن است تنها درصدی از جریان سلول‌های بالادست اختصاص داده شود.

همان‌طور که عنوان شد هر کدام از الگوریتم‌های مذکور دارای ساختاری هستند که کاربرد آنها را برای استخراج مؤلفه‌های ژئومورفولوژیکی و همچنین مدل‌سازی بارش-رواناب با محدودیت‌هایی روبرو می‌نماید. به عنوان مثال Quinn *et al* (1991) با ارزیابی دو الگوریتم MFD و D8 به این نتیجه رسیدند که در دامنه‌های شیب‌دار نتایج الگوریتم MFD به واقعیت بسیار نزدیک می‌باشد و به همان نسبت خروجی حاصل از D8 به دور از واقعیت می‌باشد. همچنین زمانی که جریان به بخش آبراهه‌ای می‌رسد، الگوریتم D8 با توجه به یک جهته بودن، واقعیت موجود آبراهه را بهتر نشان می‌دهد، حال آنکه روش MFD بدون توجه به جهت اصلی جریان به پخش آن در جهات مختلف ادامه می‌دهد. روش Lea نیز علی‌رغم ایجاد یک مسیر پیوسته برای جریان همچنان همانند روش D8 دارای محدودیت عملکرد به صورت یک‌بعدی می‌باشد (Costa-Cabral *et al.*, 1994; Tarboton, 1997).

پیش‌پردازش بر روی DEM

شکل‌های (۲ و ۳) نشان داده شده است. همچنین پارامترهای آماری مربوط به متوسط شاخص توپوگرافی برای سه الگوریتم D_8 ، Lea و MFD در ابعاد سلولی ۵۰، ۷۵، ۱۰۰ و ۲۰۰ متری در جدول (۲) نیز ارائه شده است (با توجه به حجم بالای نتایج، تنها جدول آماری مربوط به حوضه کسپلیان ارائه شده است). همان‌طور که در جدول مزبور نشان داده شده، در تمامی الگوریتم‌ها با افزایش ابعاد سلول DEM ، متوسط شاخص توپوگرافی افزایش می‌یابد. همچنین در یک ابعاد سلولی ثابت مقدار متوسط شاخص توپوگرافی به‌دست آمده از دو روش MFD و D_8 به ترتیب دارای بیشترین و کمترین مقدار می‌باشند. علت اصلی این مسئله را می‌توان به نحوه محاسبه TCA در الگوریتم‌های روندیابی جریان مرتبط دانست. همان‌طور که قبلاً نیز عنوان شد، الگوریتم‌های Lea و MFD نسبت به الگوریتم D_8 که تنها یک مسیر (از ۸ مسیر ممکن) برای انتقال جریان را لحاظ می‌نماید، سلول‌های بیشتری را درگیر توزیع جریان می‌کنند و همین مسئله بر روی TCA و متعاقب آن بر روی توزیع فراوانی و مکانی شاخص توپوگرافی تأثیر معنی‌داری ایجاد می‌نماید. این اختلاف به‌ویژه در سلول‌های با شیب کمتر از ۵ درصد، از نمود بیشتری برخوردار می‌باشد (Shokoochi and Gholami, 2012).

برای شبیه‌سازی سیلاب به نحوی انتخاب شده‌اند که در آنها نقطه شکستی (در اثر عوامل انسانی یا طبیعی) وجود نداشته باشد. برای داده‌های بارش و تبخیر-تعرق در حوضه آبخیز کارده، از آمار ثبت شده در چهار ایستگاه بارانسنجی به نام‌های بلغور، مارشک، جنگ و آل (منبع: سازمان هواشناسی خراسان رضوی) و در حوضه آبخیز کسپلیان از آمار ثبت شده در دو ایستگاه بارانسنجی سنگده و شیرگاه (منبع: سازمان هواشناسی مازندران) استفاده گردید. در پژوهش حاضر از مدل بهینه‌سازی $GLUE^1$ که توسط Beven and Binley (1992) توسعه داده شده، برای کالیبراسیون مدل بارش-رواناب $TOPMODEL$ استفاده شده است. برای دسترسی به این برنامه کاربردی توصیه می‌شود به لینک زیر مراجعه شود:

<http://www.uncertain-future.org.uk/wp-content/uploads/2016/06/R-GLUE.zip>

نتایج

استخراج شاخص توپوگرافی

نتایج حاصل از محاسبه توزیع فراوانی شاخص رطوبت توپوگرافی به روش‌های مختلف و در ابعاد سلولی ۵۰ تا ۲۰۰ متر در

1. Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE)

جدول ۲. پارامترهای آماری شاخص توپوگرافی به‌دست آمده از الگوریتم‌های روندیابی جریان در ابعاد سلولی مختلف (کسپلیان)

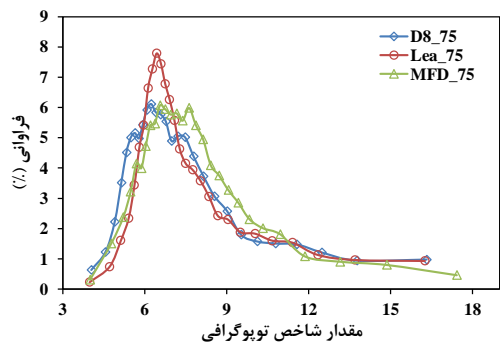
| پارامترهای آماری | | | | | | | | | ابعاد DEM | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------------|-------|-------|------------------|
| حداقل | | | متوسط | | | حداکثر | | | انحراف معیار | | | |
| D_8 | Lea | MFD | D_8 | Lea | MFD | D_8 | Lea | MFD | D_8 | Lea | MFD | 50×50 |
| ۲/۹۸ | ۳/۲۲ | ۳/۱۶ | ۶/۷۱ | ۶/۹۲ | ۶/۹۷ | ۱۸/۶۹ | ۱۸/۷۲ | ۱۹/۴۱ | ۱/۸۱ | ۱/۶۶ | ۱/۷۹ | 75×75 |
| ۳/۷۳ | ۳/۴۹ | ۳/۵۱ | ۶/۹۷ | ۷/۲ | ۷/۴۵ | ۱۸/۰۷ | ۱۷/۹۹ | ۱۹/۰۲ | ۱/۸۷ | ۱/۷۲ | ۱/۷۷ | 100×100 |
| ۴/۰۴ | ۳/۹۶ | ۴/۰۹ | ۷/۲ | ۷/۴۲ | ۷/۴۴ | ۱۸/۱۴ | ۱۸/۶۴ | ۱۹/۵۹ | ۱/۸۶ | ۱/۷۴ | ۱/۹۲ | 200×200 |
| ۴/۹۹ | ۵/۲۸ | ۴/۹۲ | ۷/۸۹ | ۸/۰۷ | ۸/۰۶ | ۱۶/۴۷ | ۱۶/۸۵ | ۱۸ | ۱/۸۶ | ۱/۷۴ | ۲ | 50×50 |

می‌باشد. برای بررسی هرچه بهتر اثر الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان بر شاخص توپوگرافی، توزیع مکانی این شاخص در سطح حوضه‌های مورد مطالعه محاسبه و در شکل‌های (۴ و ۵) ارائه شده است. همان‌طور که در شکل (۴) برای حوضه کسپلیان نشان داده شده، نتایج به‌دست آمده از الگوریتم‌های MFD و Lea حاکی از بالا بودن مقدار شاخص رطوبت توپوگرافی (مناطق با رنگ مشکی) در بیشتر نقاط مختلف حوضه نسبت به الگوریتم D_8 می‌باشد. بنابراین با افزایش ابعاد سلولی بر کمیت و وسعت مناطق با مقدار شاخص توپوگرافی بالا افزوده می‌شود. افزایش این مناطق به معنی افزایش مناطق مستعد تولید رواناب در سطح حوضه در صورت استفاده از

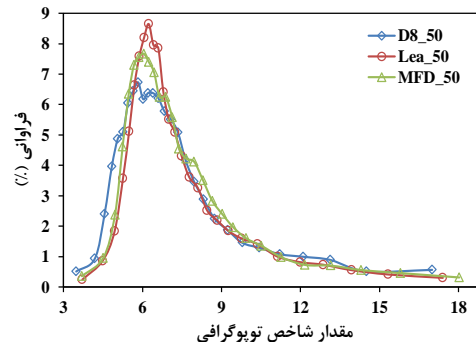
همان‌طوری که دیده می‌شود، $mode$ (مقداری که بیشترین تکرار را داراست) منحنی‌ها با بزرگ شدن ابعاد سلول برای هر سه الگوریتم در حوضه کسپلیان پایین می‌آید ولی در حوضه کارده تغییری نمی‌کند. علت این امر را می‌توان در توزیع یکنواخت‌تر شیب در حوضه کارده نسبت به حوضه کسپلیان دانست. نکته قابل توجه دیگر از شکل (۳) آن است که در حوضه آبخیز کارده عملکرد الگوریتم MFD نسبت به دو روش دیگر تقریباً متفاوت بوده و مقادیر فراوانی کمتری را به‌ویژه در ابعاد سلولی بالاتر از ۱۰۰ متر از خود نشان می‌دهد. همچنین در مقادیر شاخص توپوگرافی بزرگتر از ۸، فراوانی به‌دست آمده از این الگوریتم نیز همواره بالاتر از مقادیر به‌دست آمده از دو الگوریتم D_8 و Lea

et al., 2013). مطابق شکل (۵) برخلاف حوضه آبخیز کسلیان در حوضه آبخیز کارده اختلاف چندان زیادی در توزیع مکانی شاخص توپوگرافی مشاهده نمی‌شود.

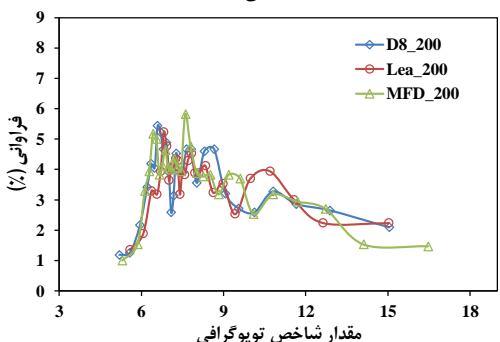
الگوریتم‌های مذکور می‌باشد. یکی از علت‌های اصلی افزایش وسعت مناطق مزبور، کاهش ارتفاع و شیب سلول‌ها در اثر کاهش توان تفکیک مدل‌های رقومی ارتفاعی می‌باشد (Azizian



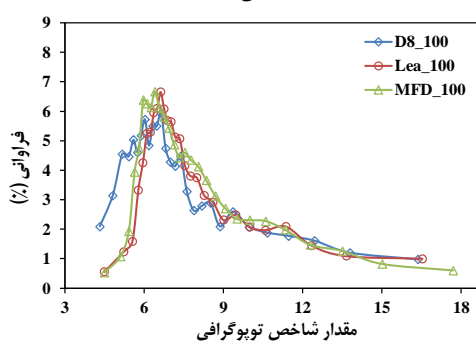
شکل ۲. ب- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کسلیان-۷۵m)



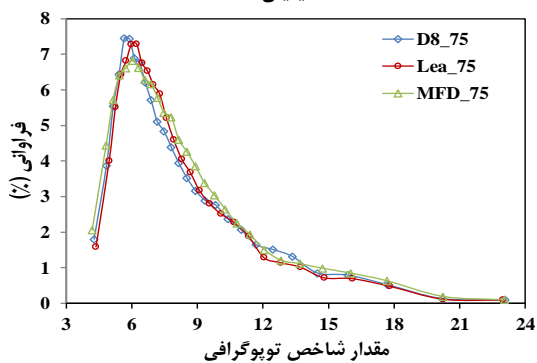
شکل ۲. الف- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کسلیان-۵۰m)



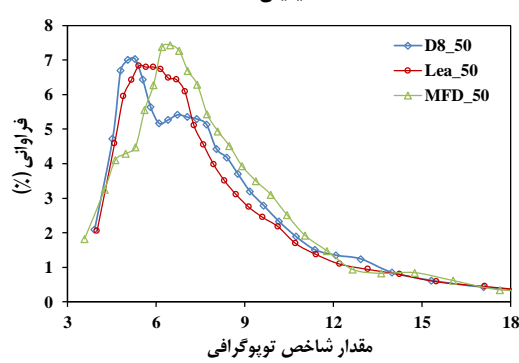
شکل ۲. د- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کسلیان-۲۰۰m)



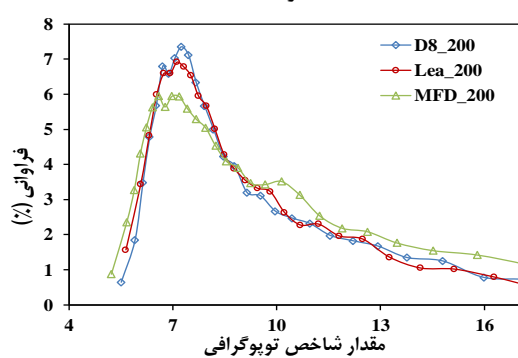
شکل ۲. ج- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کسلیان-۱۰۰ m)



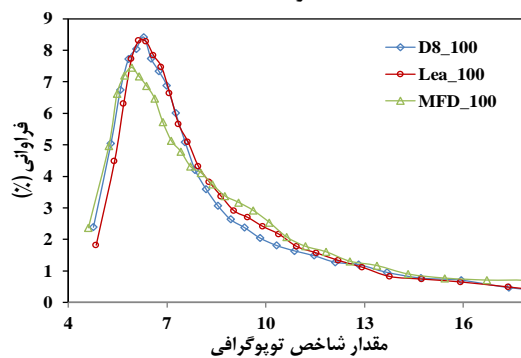
شکل ۳. ب- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کارده-۷۵m)



شکل ۳. الف- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کارده-۵۰ m)



شکل ۳. د- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کارده-۲۰۰m)



شکل ۳. ج- توزیع فراوانی شاخص توپوگرافی (کارده-۱۰۰ m)

اجرای مدل و شبیه‌سازی رواناب

برای اجرای TOPMODEL از داده‌های ساعتی بارش، تبخیر-تعرق و مقادیر شاخص توپوگرافی حاصل از الگوریتم‌های D_8 ، Lea و MFD (در ابعاد سلولی مختلف) استفاده شده و در نهایت نتایج حاصل از شبیه‌سازی با دبی مشاهداتی در دو حوضه آبخیز کارده و کسلیان، مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصل از واسنجی مدل و مقادیر پارامترهای بهینه در دو حوضه آبخیز مذکور، در جدول‌های (۳ و ۴) ارائه شده است. بررسی عملکرد مدل در تمامی ابعاد سلولی و الگوریتم‌های مختلف، به ازای تغییر پارامترهای بنیادین مدل در محدوده قابل قبول حفظ شده و اختلاف بسیاری کمی بین شاخص کارایی مدل در الگوریتم‌های مختلف مشاهده می‌شود.

دقت در نتایج جدول‌های (۳ و ۴) نشان می‌دهد که تغییر پارامتر m می‌تواند یکی از علت‌های اصلی یکسان بودن عملکرد مدل در ابعاد سلولی مختلف باشد. پارامتر m نقش کنترلی بر روی میزان رواناب دارد به طوری که افزایش این پارامتر به معنی افزایش عمق مؤثر خاک و نفوذ بیشتر آب در خاک می‌باشد (Azizian and Shokoohi, 2016). همانطور که در جدول‌های (۳ و ۴) نیز نشان داده شده با افزایش مقدار پارامتر m عملکرد مدل در روش‌ها و ابعاد سلولی مختلف تقریباً ثابت مانده است. البته این بدان معنی نیست که همواره با افزایش یا کاهش مقدار این پارامتر و یا دیگر پارامترهای مدل می‌توان به نتایج قابل قبولی رسید. محدوده تغییرات بایستی به گونه‌ای در نظر گرفته شود که مقادیر پارامترهای به دست آمده در مرحله واسنجی از نظر فیزیکی^۱ قابل توجیه باشد. طبق تحقیقات (Beven (1997)

1. Physically based

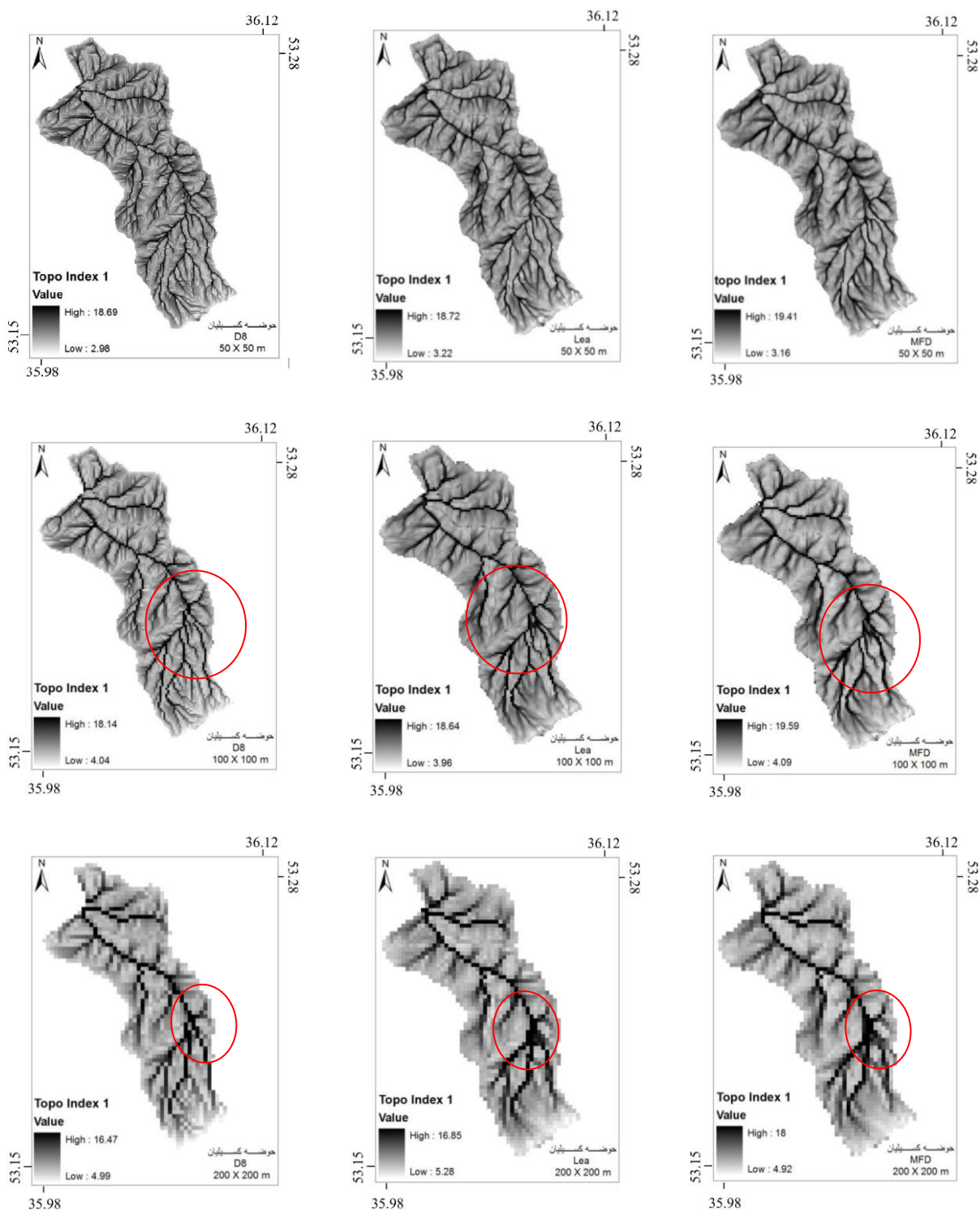
جدول ۳. مقادیر پارامترهای بدست آمده در مرحله واسنجی در ابعاد سلولی و الگوریتم‌های مختلف (حوضه کسلیان)

| MSE (cms ²) | Eff (%) | m | ln(To) | SRmax | SRinit | ChVel | ابعاد سلولی DEM (متر) | الگوریتم |
|-------------------------|---------|-------|--------|-------|--------|-------|-----------------------|----------|
| ۳/۷۵ | ۸۷/۲ | ۰/۰۳۹ | -۸/۸۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۵۵ | ۱۰۲۰ | ۱۰۰ | D8 |
| ۳/۱۸ | ۸۹/۲ | ۰/۰۴۷ | -۸/۵۴ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۶۸ | ۱۰۱۵ | ۱۲۵ | |
| ۳/۲۴ | ۸۹ | ۰/۰۴۹ | -۸/۳۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۵۶ | ۱۰۲۰ | ۱۵۰ | |
| ۳/۵۰ | ۸۸/۱ | ۰/۰۴۹ | -۸/۱۷ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۶ | ۱۰۲۰ | ۲۰۰ | |
| ۳/۷۴ | ۸۷/۳ | ۰/۰۴۹ | -۸/۶۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۸ | ۱۰۴۰ | ۱۰۰ | Lea |
| ۳/۵۰ | ۸۸/۱ | ۰/۰۴۹ | -۸/۲۸ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۸ | ۱۰۴۰ | ۱۲۵ | |
| ۳/۴۵ | ۸۸/۳ | ۰/۰۴۹ | -۸/۱۲ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۷ | ۱۰۴۰ | ۱۵۰ | |
| ۳/۶۰ | ۸۷/۷ | ۰/۰۴۹ | -۸/۰۱ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۸ | ۱۰۳۵ | ۲۰۰ | |
| ۴/۲۸ | ۸۵/۴ | ۰/۰۲۲ | -۷/۹۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۴ | ۱۰۳۰ | ۱۰۰ | MFD |
| ۴/۰۰ | ۸۶/۴ | ۰/۰۲۴ | -۷/۸۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۵ | ۱۰۴۵ | ۱۲۵ | |
| ۳/۹۰ | ۸۶/۷ | ۰/۰۲۶ | -۷/۷۹ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۶ | ۱۰۳۰ | ۱۵۰ | |
| ۳/۸۶ | ۸۶/۸ | ۰/۰۲۷ | -۷/۶۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰۰۶ | ۱۰۴۰ | ۲۰۰ | |

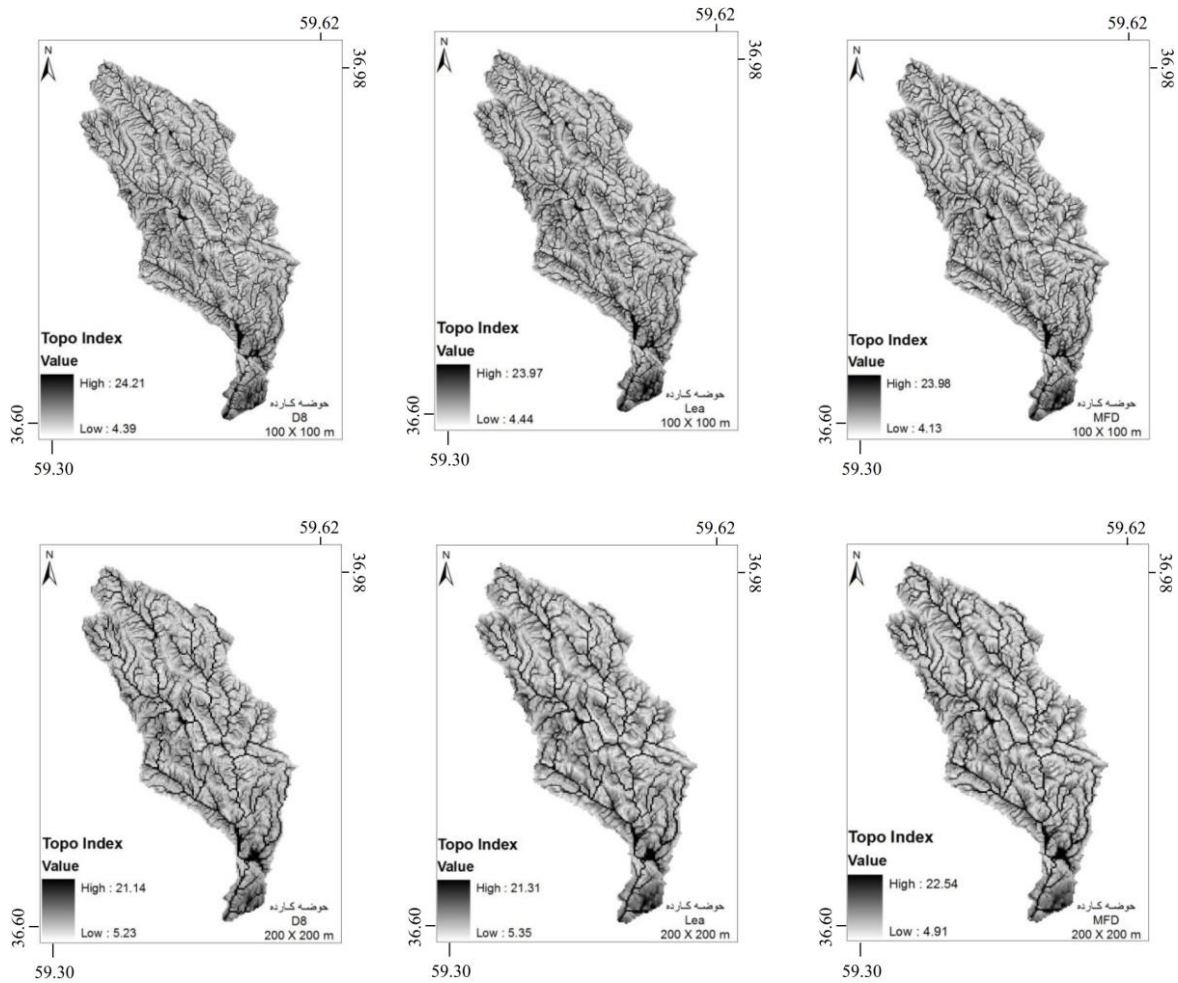
مقدار قابل قبول برای پارامتر m بایستی بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۵ اختیار شود که در این پژوهش نیز این مسئله رعایت شده است. پارامتر $\ln(To)$ نیز مبین ضریب هدایت هیدرولیکی خاک می‌باشد و افزایش آن به معنی افزایش سرعت حرکت جریان زیرسطحی می‌باشد. توضیحات فوق نشان می‌دهد که با تغییر پارامترهای هیدرولیکی جریان زیرسطحی در TOPMODEL می‌توان اثر ابعاد سلولی و الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان را تا حد قابل توجهی کاهش داد. در شکل‌های (۶ و ۷) نیز هیدروگراف شبیه‌سازی شده توسط مدل در الگوریتم‌های مختلف نشان داده شده است. واسنجی پارامترهای TOPMODEL در الگوریتم‌های مختلف برای رسیدن به بهترین تطابق با داده‌های مشاهداتی موجب شده در حوضه آبخیز کسلیان، الگوریتم D_8 نسبت به دو الگوریتم دیگر، به ترتیب جریان سطحی و زیرسطحی کمتر و بیشتری را شبیه‌سازی نماید. همچنین الگوریتم MFD نیز نسبت به دو الگوریتم دیگر، جریان زیرسطحی به مراتب کمتری را نتیجه می‌دهد. علتی که می‌توان برای این رخداد قائل شد آن است که بر خلاف الگوریتم D_8 ، در الگوریتم MFD به علت پائین بودن مقدار پارامتر m در مرحله واسنجی، عمق مؤثر خاک در طول مدل‌سازی کمتر لحاظ شده و به همین خاطر سهم نفوذ عمقی آب در خاک کاهش یافته و متعاقب آن مقدار جریان سطحی بیشتر شده است. بررسی نتایج بدست آمده از تحقیقات Shelef and Hilley (2013) نیز حاکی از آن است که استفاده از الگوریتم D_8 منجر به تشکیل مناطق اشباع کمتری در سطح حوضه خواهد گردید. به عبارت بهتر میزان جریان سطحی شبیه‌سازی شده توسط مدل‌های هیدرولوژیکی که مبتنی بر شاخص‌های توپوگرافی هستند از وابستگی بسیار زیادی به نوع الگوریتم روندیابی جریان برخوردار است.

شده توسط مدل، بسیار ناچیز بوده و تمامی الگوریتم‌ها تقریباً دارای عملکردی یکسان می‌باشند. اما این عملکرد در بخش مربوط به جریان زیرسطحی متفاوت بوده و اختلافی در حدود ۱۲ درصد بین الگوریتم‌های مختلف مشاهده می‌شود.

در حوضه آبخیز کارده که حوضه‌های نسبتاً بزرگتر و معرف حوضه‌های خشک می‌باشد، عملکرد مدل تا حدودی متفاوت می‌باشد. بررسی نتایج به‌دست آمده، حاکی از آن است که تأثیر الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان بر جریان سطحی شبیه‌سازی



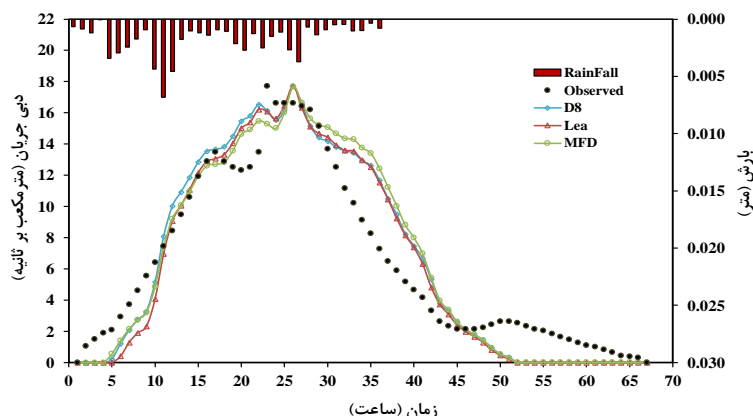
شکل ۴. توزیع مکانی شاخص توپوگرافی در الگوریتم‌های D8، Lea و MFD و در ابعاد سلولی مختلف (حوضه کسلیان)



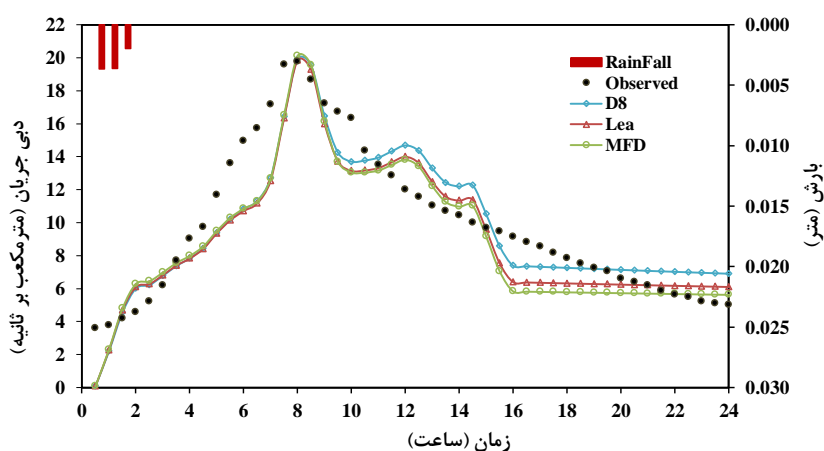
شکل ۵. توزیع مکانی شاخص توپوگرافی در الگوریتم‌های D8، Lea و MFD و در ابعاد سلولی مختلف (حوضه کارده)

جدول ۴. مقادیر پارامترهای بدست آمده در مرحله واسنجی در الگوریتم‌های مختلف (حوضه کارده)

| الگوریتم | ابعاد سلولی DEM (متر) | ChVel | SRinit | SRmax | ln(To) | m | Eff (%) | MSE (cms ²) |
|----------|--------------------------|-------|--------|-------|--------|--------|------------|----------------------------|
| D8 | ۲۵۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۰۶ | ۰/۰۱۰۰ | ۸۱/۴ | ۳/۷۳۴ |
| | ۲۷۵ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱ | ۰/۰۱۰۰ | ۸۱/۲ | ۳/۷۷۶ |
| | ۳۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱ | ۰/۰۱۱۰ | ۸۱/۸ | ۳/۶۵۶ |
| | ۵۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۹۵ | ۰/۰۱۱۵ | ۸۱/۹ | ۳/۶۴۲ |
| Lea | ۲۵۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱ | ۰/۰۱۲۶ | ۸۱/۴ | ۳/۷۳۲ |
| | ۲۷۵ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱ | ۰/۰۱۰۰ | ۸۱ | ۳/۸۲۲ |
| | ۳۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱ | ۰/۰۱۱۴ | ۸۲/۱ | ۳/۵۹۵ |
| | ۵۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۶ | ۰/۰۱۹۰ | ۷۶/۴ | ۴/۷۵۲ |
| MFD | ۲۵۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۳ | ۰/۰۱۵۰ | ۸۰/۶ | ۳/۹۰۲ |
| | ۲۷۵ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۳ | ۰/۰۱۶۰ | ۷۹/۶ | ۴/۱۰۲ |
| | ۳۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۱/۵ | ۰/۰۱۳۰ | ۸۱/۵ | ۳/۷۱۹ |
| | ۵۰۰ | ۵۰۰۰ | ۰ | ۰/۰۵ | ۲/۳۴ | ۰/۰۱۶۰ | ۷۹/۳ | ۴/۱۵۲ |



شکل ۶. هیدروگراف شبیه‌سازی شده در مرحله واسنجی در الگوریتم‌های مختلف (حوضه کسلیبان - DEM-100m)



شکل ۷. هیدروگراف شبیه‌سازی شده در مرحله واسنجی در الگوریتم‌های مختلف (حوضه کارده - DEM-100m)

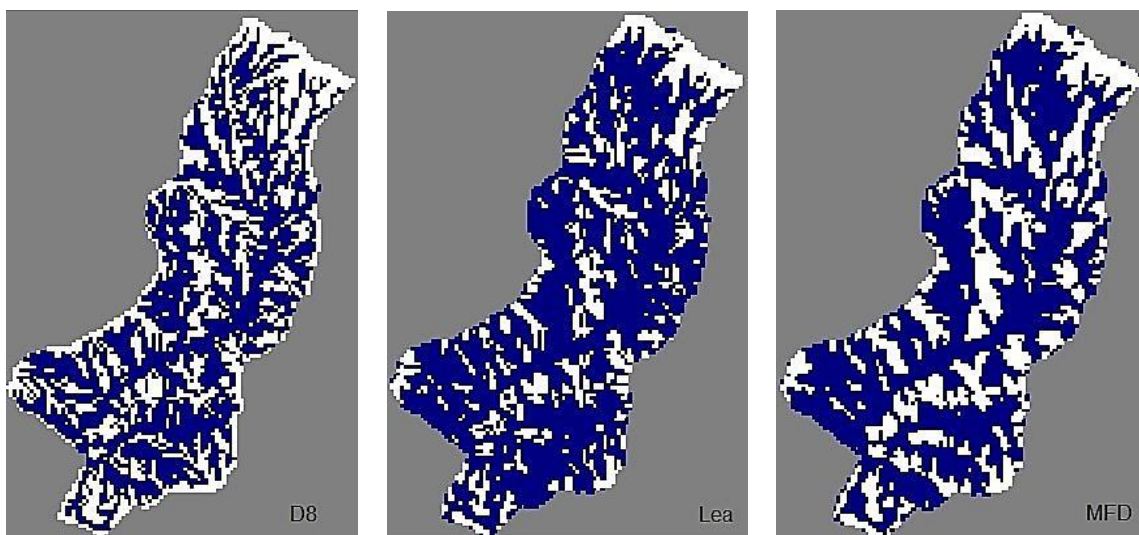
تنها به یک سلول در پائین‌دست می‌باشد. این مسئله موجب انحراف الگوی جریان از جهت شیب واقعی^۱ شده و این امر به نوبه خود منجر به ایجاد خطوط موازی و عدم تولید و یا تضعیف استخراج آبراهه‌های موجود در نقشه DEM خواهد گردید. عدم لحاظ نمودن پخشیدگی جریان^۲ توسط این الگوریتم از دیگر معایب آن بشمار می‌آید که در شیب‌های کمتر از ۵ درصد نمود بیشتری دارد (Shokoohi and Gholami, 2012). بر خلاف روش D₈، الگوریتم MFD به هر یک از سلول‌های مجاور بر حسب شیب و یا توانی از شیب، بخشی از جریان را تخصیص خواهد داد. الگوریتم مزبور این امکان را فراهم می‌نماید که TCA مربوط به هر سلول میان تمام سلول‌هایی که در همسایگی سلول موردنظر قرار داشته و از نظر ارتفاعی پائین‌تر از آن قرار دارند، توزیع شود. بر این اساس اگر سلولی از هر یک از هشت سلول اطراف خود مرتفع‌تر باشد در هر هشت جهت اصلی و قطری، تغذیه خواهد داشت.

بررسی توزیع مکانی مناطق اشباع در سطح حوضه کسلیبان نیز حاکی از وجود اختلاف بین الگوریتم‌های مختلف می‌باشد (شکل ۸). به‌عنوان مثال درصد مناطق اشباع در الگوریتم‌های MFD و D₈ به ترتیب در حدود ۶۰ و ۵۱ درصد می‌باشد. نتایج بدست آمده از ارزیابی دو الگوریتم SFD و MFD توسط Bhawan (2000) نیز مؤید این مطلب است که الگوریتم MFD (به علت لحاظ نمودن مسیرهای مختلف برای انتقال جریان از سلولی به سلول دیگر) نسبت به الگوریتم SFD تمایل بیشتری به تولید مناطق اشباع و متعاقب آن تولید رواناب سطحی دارد، بطوری‌که اختلاف بین دو الگوریتم مذکور در حدود ۱۸/۶ درصد می‌باشد. علت اصلی این امر ماهیت هر کدام از الگوریتم‌های روندیابی می‌باشد. الگوریتم D₈ اگرچه یکی از پرکاربردترین الگوریتم‌ها در محاسبه پارامترهای ژئومورفولوژیکی به شمار می‌آید، اما دارای خطاهایی در تعیین مسیر صحیح حرکت جریان می‌باشد. بزرگترین مشکل و محدودیت الگوریتم D₈، نمایش یک‌بعدی جریان و تخصیص تمام جریان یک سلول

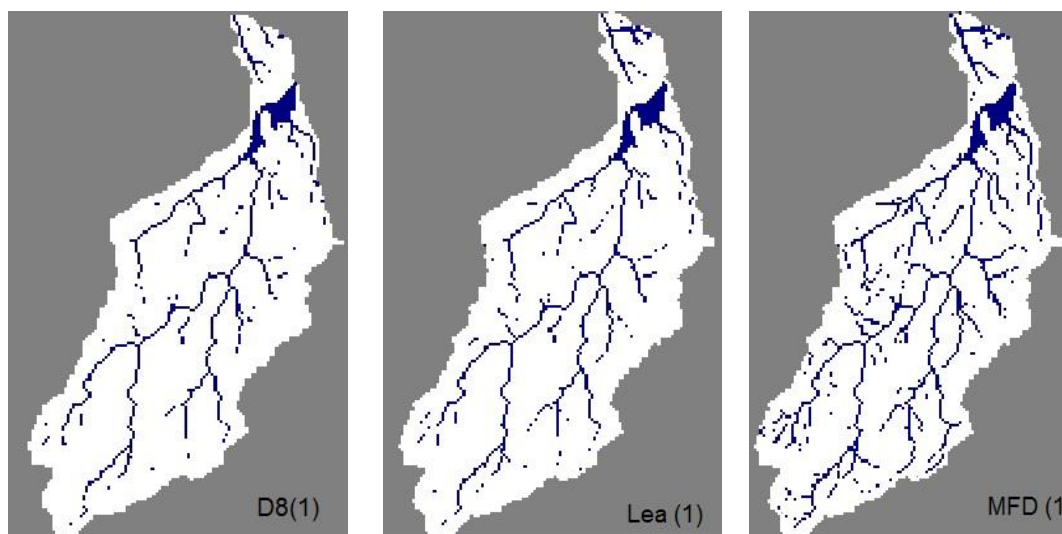
1. Real Aspect
2. Flow Dispersion

برخلاف حوضه کسلیان، در حوضه کارده مقدار پارامتر m بدست آمده از الگوریتم‌های مختلف اختلاف چندان زیادی را نشان نمی‌دهد و مقادیر به‌دست آمده برای پارامتر m تقریباً در بازه بین 0.1 تا 0.3 واقع شده است. Bhawan (2000) نیز نشان داد که چنانچه هدف مدل‌سازی، برآورد هیدروگراف جریان باشد، نوع الگوریتم مورد استفاده از اهمیت بسیار زیادی برخوردار نبوده و اختلاف بین شاخص کارائی مدل (ضریب ناش-ساتکلیف) بدست آمده از کاربرد الگوریتم‌های مذکور به کمتر از 5 درصد محدود می‌گردد. به عبارت دیگر می‌توان چنین عنوان نمود که در حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک عملکرد الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان، تقریباً یکسان می‌باشد (شکل ۹).

بررسی مطالعات انجام شده توسط محققین مختلف (Beven, 1997; Medicine and Sole, 1997 and Azizian and Shokoohi, 2014) حاکی از آن است که مقدار پارامتر m در حوضه‌های مرطوب تقریباً بین 0.3 تا 0.5 (به‌طور متوسط 0.4) می‌باشد و این در صورتی است که برای حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک این بازه بین 0.1 تا 0.3 (به‌طور متوسط 0.2) می‌باشد. نگاهی به نتایج بدست آمده در حوضه کسلیان و در الگوریتم‌های مختلف نشان می‌دهد که مقادیر m به‌دست آمده از الگوریتم MFD با نتایج مطالعات گذشته در حوضه‌های مرطوب، اختلاف زیادی دارد. به عبارت بهتر در حوضه کسلیان الگوریتم MFD از کارائی مطلوبی برخوردار نمی‌باشد و مقادیر پارامترهای واسنجی شده، دارای مبانی فیزیکی نمی‌باشند.



شکل ۸- شکل‌گیری مناطق اشباع در الگوریتم‌های مختلف (حوضه کسلیان)



شکل ۹. شکل‌گیری مناطق اشباع در الگوریتم‌های مختلف (حوضه کارده)

روی تغییر پارامترهای پنج‌گانه TOPMODEL می‌توان دریافت که m در عین حال مهمترین و حساسترین پارامتر مدل نیز به شمار می‌آید.

اگرچه واسنجی پارامترهای TOPMODEL موجب کاهش اختلاف بین شاخص کارایی مدل در الگوریتم‌های مختلف شده است، اما مقادیر متفاوت پارامترهای به‌دست آمده در هر الگوریتم بر میزان جریان سطحی و زیرسطحی تأثیرگذار می‌باشد. به عنوان مثال در حوضه کسلیان، الگوریتم D_8 نسبت به دو الگوریتم دیگر، به ترتیب جریان سطحی کمتر و زیرسطحی بیشتری را شبیه‌سازی می‌نماید. همچنین الگوریتم MFD نیز نسبت به دو الگوریتم دیگر، جریان زیرسطحی به‌مراتب کمتری را نتیجه می‌دهد. همچنین با افزایش توان تفکیک مدل‌های ارتفاعی رقومی، اختلاف بین الگوریتم‌های مختلف کاهش می‌یابد. برخلاف حوضه کسلیان، در حوضه آبخیز کارده الگوریتم D_8 بیشترین میزان جریان سطحی را نتیجه داده است. نتایج به‌دست آمده در این پژوهش، راهکار بسیار مناسبی را برای استفاده از TOPMODEL و الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان در حوضه‌های فاقد آمار ارائه می‌نماید. طبق نتایج بدست آمده توصیه می‌شود که در حوضه‌های مرطوب فاقد آمار برای پارامتر m از مقادیر بین 0.03 تا 0.05 (به‌طور متوسط 0.04) و از الگوریتم‌های D_8 و Lea برای شبیه‌سازی سیلاب استفاده شود. همچنین در حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک فاقد آمار استفاده از مقادیر کم پارامتر m (به‌طور متوسط 0.15) می‌تواند نتایج مناسبی را فارغ از نوع الگوریتم روندیابی، بدست دهد. جهت تکمیل این پژوهش پیشنهاد می‌گردد، در گام‌های زمانی روزانه و ماهانه نیز تأثیر الگوریتم‌های مختلف روندیابی بر خروجی‌های TOPMODEL مورد مطالعه قرار گیرد. همچنین ارزیابی کارایی DEM‌های مبتنی بر سنجش از دور مانند ASTER و SRTM در الگوریتم‌های مختلف نیز می‌تواند به عنوان یکی از موضوعات تحقیق مطرح شود.

نتایج بدست آمده در این پژوهش نشان می‌دهد که در صورت استفاده از TOPMODEL در حوضه‌های فاقد آمار، استفاده از مقادیر پائین و بالای m به ترتیب در حوضه‌های خشک و مرطوب، می‌تواند بهترین انتخاب برای مدل‌سازی باشد. همچنین طبق نتایج بدست آمده، استفاده از الگوریتم‌های D_8 و Lea در حوضه‌های مرطوب فاقد آمار نتایج به واقع نزدیک‌تری را نسبت به الگوریتم MFD بدست می‌دهند. در حوضه‌های خشک و نیمه‌خشک نیز در صورت استفاده از مقادیر m واقع در بازه 0.01 تا 0.03 (به طور میانگین 0.02)، نتایج حاصل از الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان تأثیر چندانی قابل توجهی بر عملکرد مدل ایجاد نمی‌کند.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر به بررسی اثر الگوریتم‌های مختلف روندیابی جریان بر توزیع شاخص توپوگرافی و نیز نتایج حاصل از مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL پرداخته شده است. نتایج حاصل از ارزیابی مدل در دو حوضه آبخیز کسلیان و کارده نشان می‌دهد که در تمامی الگوریتم‌ها با افزایش ابعاد سلول DEM، متوسط شاخص توپوگرافی افزایش می‌یابد. همچنین در یک ابعاد سلولی ثابت مقدار متوسط شاخص توپوگرافی بدست آمده از دو روش MFD و D_8 به ترتیب دارای بیشترین و کمترین مقدار می‌باشند. علت اصلی این مسئله را می‌توان به ماهیت الگوریتم‌های روندیابی جریان در محاسبه TCA مرتبط دانست. عملکرد مدل نیمه‌توزیعی TOPMODEL در دو حوضه مطالعاتی به ازای ابعاد سلولی و الگوریتم‌های مختلف در حد مطلوب حفظ گردید ولی هزینه این کارایی بالا با تغییر پارامترهای بنیادین مدل پرداخت شده است. به عنوان مثال در حوضه کسلیان و با افزایش ابعاد سلولی مقدار پارامتر m افزایش یافت تا رواناب شبیه‌سازی شده توسط مدل را کاهش دهد. همین امر کمک می‌نماید تا به نقش مهم پارامتر m که پارامتر مقیاس نامیده می‌شود و عملاً تصور نقشی فیزیکی برای آن در وهله اول مشکل می‌نماید، در کنترل میزان رواناب پی برد. از

REFERENCES

- Aryal SK and Bates BC, (2008). Effects of catchment discretization on topographic index distributions. *Journal of Hydrology*. 359 (1-2): 150-163.
- Azizian A and Shokoohi AR, (2015). Investigation of the Effects of DEM Creation Methods on the Performance of a Semi distributed Model: TOPMODEL. *Journal of Hydrology Engineering* 1:9.
- Azizian A and Shokoohi AR, 2016. Effects of data resolution on the performance of TOPMODEL. *Modares Civil Engineering Journal* 16 (1): 187-201 (In Persian).
- Azizian A, Shokoohi AR and Amiri Tokaldany E, 2013. Effects of DEM resolution on topographic index and TOPMODEL outputs. *Iranian Journal of Water Research* 1(1): 17-28 (In Persian).
- Azizian, A. and Shokoohi, A.R. (2014). DEM resolution and stream delineation threshold effects on the results of geomorphologic-based rainfall runoff models. *Turkish J Eng Env Sci*, 38: 64-78.
- Beven K, 1984. Infiltration into a class of vertically

- non-uniform soils. *Hydrology. Sci* 29(4): 425-434.
- Beven K and Binley AM, 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6(1): 279–298.
- Beven K, 1997. TOPMODEL: a critique. *Hydrological Processes* 11 (9): 1069-1086.
- Beven KJ and Kirkby MJ, 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24: 43–69.
- Bhawan VJ, (2001). Comparison of single and multiple flow direction algorithm for computing topographic parameters in TOPMODEL. National institute of hydrology, Roorkee, India.
- Costa-Cabral MC, Burges SJ, 1994. Digital elevation model networks (DEMON): A model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research* 30: 1681-92.
- Donker NHW, 1993. Automatic extraction of catchment hydrologic Properties from digital elevation data. *ITC Journal*.
- Freeman GT, 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences* 17: 413-22.
- Huang PC and Lee KT, 2016. Distinctions of geomorphological properties caused by different flow direction predictions from digital elevation models. *International Journal of Geographical Information Science* 30(2): 168–185.
- Lea NL, 1992. An aspect driven kinematic routing algorithm. In Parsons, A. J. and Abrahams, A. D. (eds). *Overland Flow: Hydraulics and Erosion Mechanics*. London, University College London Press.
- Nourani V, Roughani A and Gebremichael M, 2011. Topmodel capability for rainfall-runoff modeling of the Amameh watershed at different time scales using different terrain algorithms. *J Urban Environ Eng* 5: 1-14.
- O'Callaghan JF and Mark DM, 1984. The extraction of drainage network from digital elevation data. *J. Computer division, Graphics and Image Processing* 28: 393-344.
- Orlandini S and Moretti G, 2009. Determination of surface flow paths from gridded elevation data. *Water Resour. Res* 45: W03417.
- Orlandini S, Moretti G, Franchini M, Aldighieri B and Testa B, 2003. Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. *Water Resour. Res* 39(6): 1144.
- Planchon O and Darbox F, 2002. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena* 46(2):159-176.
- Qin C, Zhu A, Pei T, Li B, Zhou C and Yang L, 2007. An adaptive approach to selecting a flow-partition exponent for a multiple-flow-direction algorithm. *Int. J. Geogr. Inf. Sci* 21(4): 443–458.
- Quinn PL, Beven K, Chevallier P and Planchon O, 1991. The Prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological Modelling Using digital terrain Models. *Hydrological Processes* 5: 59-79.
- Shokoohi AR and Gholami P, 2012. Investigation of the Effects of slope on the performance of different flow tracing algorithms. *Iranian Journal of Hydraulic* 7(3): 15-32 (In Persian).
- Shokoohi AR, 2006. Application of mathematical models and GIS for determination of flood control plans. *Iranian Journal of Water and Wastewater* 59: 84-89 (In Persian).
- Shelef E and Hilley GE, 2013. Impact of flow routing on catchment area calculations, slope estimates, and numerical simulations of landscape development. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118(4): 2105–2123.
- Tarboton DG, 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid Digital Elevation Models. *J. Water Resources Research* 33: 309-19.
- Xie SP, Du JK, Luo WJ and Deng M, 2006. The extraction of properties in catchment with complex terrain based on DEM. *Geographical Research* 25(1): 96-102 (In Chinese)
- Zhao GJ, Gao JF, Tian P and Tian K, 2009. Comparison of two different methods for determining flow direction in catchment hydrological modeling. *Water Science and Engineering* 2(2):1-15.