



Effects of Topography on Runoff Coefficient and Flood of Hillslopes Watershed Using TOPMODEL

M.H. Pishvaei¹, T. Sabzevari^{2*}, R. Mohammadpour³
and Sh. Noroozpour⁴

Abstract

Runoff coefficient (RC) is included in the rational method for computation of runoff, and is used in water balance to measure infiltration and the excess rainfall. The RC is the percentage of rainfall which is made runoff, and depends on topography, slope, soil texture, plant coverage, and rainfall. These features alter temporally and spatially along the watershed. A semi-distributive model, TOPMODEL is such that the topography of the hillslope and the contributing levels play the main role in runoff generation. It is also capable of computing soil moisture deficit at each point along the hillslope. In the current research, the effects of the hillslope topography on infiltration, temporally and spatially, and its spatial changes are examined using TOPMODEL and according to the topography. To this end, first, the parameters of TOPMODEL and its equations for complex hillslopes were developed. By combining with SCS-CN model, the impact of geometry of complex hillslopes on RC was investigated. The runoff hydrograph of the hillslopes was scrutinized using the rational method combined with the complex time-area model. According to the results, the divergent hillslopes have a smaller RC, as well as flood, than the parallel and convergent ones. Also, the convex hillslopes have smaller RC, as well as flood, with respect to the straight and concave ones. As for the convergent-concave hillslopes, the runoff is 80% more than that for the divergent-convex.

Keywords: Runoff Coefficients, TOPMODEL, Complex Hillslopes, SCS-CN, Time-Area.

Received: October 7, 2019

Accepted: December 27, 2019

بررسی اثر توپوگرافی زمین بر ضریب رواناب و سیلاب دامنه‌های حوضه آبخیز با استفاده از TOPMODEL

محمدحسین پیشوائی^۱، تورج سبزواری^{۲*}، رضا محمدپور^۳
و شبنم نوروزپور^۴

چکیده

ضریب رواناب در روش مشهور استدلالی برای محاسبه سیلاب طراحی و در روش بیلان برای محاسبه نفوذ و ارتفاع بارش مازاد استفاده می‌گردد. ضریب رواناب حوضه در صدی از بارندگی است که به رواناب تبدیل می‌شود. مقدار ضریب رواناب به ویژگی‌های دامنه‌های حوضه مانند توپوگرافی، شیب، بافت خاک، پوشش گیاهی و بارش بستگی دارد که این ویژگی‌ها در زمان و مکان در سطح حوضه تغییر می‌کنند. TOPMODEL یک مدل نیمه توزیعی است که در آن توپوگرافی دامنه و سطوح مشارکت‌کننده در تولید رواناب نقش اصلی را ایفا کرده و قابلیت محاسبه مقدار کمبود رطوبت خاک در هر نقطه در طول دامنه را دارد. در این تحقیق با استفاده از TOPMODEL اثر توپوگرافی دامنه بر روی نفوذ، ضریب رواناب و تغییرات مکانی آن طبق توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور ابتدا پارامترهای TOPMODEL و معادلات آن برای دامنه‌های مرکب توسعه یافته و با ترکیب مدل SCS-CN، تأثیر هندسه توپوگرافی دامنه‌های مرکب روی ضریب رواناب مورد بررسی قرار گرفت. هیدروگراف رواناب دامنه‌ها با استفاده از روش استدلالی ترکیب شده با مدل زمان-مساحت مرکب نیز مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج، دامنه‌های واگرا ضریب رواناب و سیلاب کمتری نسبت به دامنه‌های موازی و همگرا دارند، همچنین دامنه‌های محدب نیز نسبت به دامنه‌های صاف و مقعر ضریب رواناب و سیلاب کمتری دارند. رواناب دامنه همگرا-مقعر ۸۰ درصد بیشتر از دامنه واگرا-محدب است.

کلمات کلیدی: ضریب رواناب، TOPMODEL، دامنه‌های مرکب، SCS-CN، زمان-مساحت.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۸/۷/۱۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۱۰/۶

1- Ph.D. Candidate in Civil Engineering, Estahban Branch, Islamic Azad University, Estahban, Iran. Email: mhossainp@yahoo.com

2- Associate Professor, Department of Civil Engineering, Estahban Branch, Islamic Azad University, Estahban, Iran. Email: tooraj.sabzevari@gmail.com

3- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Estahban Branch, Islamic Azad University, Estahban, Iran. Email: Reza564@gmail.com

4- Young Researchers and Elite Club, Estahban Branch, Islamic Azad University, Estahban, Iran. Email: shabnam_noroozpour@yahoo.com

*- Corresponding Author

۱- دانشجوی دکتری مهندسی عمران، گرایش آب و سازه‌های هیدرولیکی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.

۲- دانشیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.

۳- استادیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.

۴- عضو باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان بهار ۱۳۹۹ امکانپذیر است.

از ضریب رواناب را نشان داد، به طوری که از صفر تا ۴۰ درصد تغییر می‌کند.

برای محاسبه ضریب رواناب احتیاج به تعیین نفوذ است. نفوذ یکی از فرآیندهای مهم در چرخه هیدرولوژیکی و مؤلفه کلیدی در محاسبه تلفات در تمام مدل‌های بارندگی- رواناب است. مدل‌های بارندگی- رواناب برای محاسبه رواناب حوضه‌های آبخیز نیازمند یک مدل نفوذ جهت محاسبه بارش مازاد هستند. مدل‌هایی همچون اشنايدر، کلارک، SCS و هیدروگراف واحد لحظه‌ای مدل‌هایی هستند که مشکل اساسی آن‌ها محاسبه متغیر ورودی یعنی بارش مازاد است. از آنجاکه بارش مازاد حاصل کم کردن نفوذ از بارش است عملاً می‌توان گفت هر چه پارامتر نفوذ دقیق‌تر محاسبه گردد، بارش مازاد و به دنبال آن مقدار ضریب رواناب و هیدروگراف‌های جریان نیز دقیق‌تر محاسبه می‌گردد. تخمین نفوذ به دلیل تعدد عوامل مؤثر بر آن و تغییرات مکانی و زمانی آن عوامل کار پیچیده‌ای است. در مورد الگوی زمانی و مکانی نفوذ در حوضه‌های آبخیز می‌توان به تحقیقات (Tricker, 1981), (Jaynes and Hunsaker, 1989), (Appels et al., 2011) و (Eldridge et al., 2015) اشاره کرد.

TOPMODEL یک مدل نیمه توزیعی است که برای مدل‌سازی جریان سطحی و زیرسطحی حوضه‌های آبخیز استفاده می‌گردد. اساس این مدل بر مبنای شاخص رطوبت توپوگرافی (λ) است. این شاخص به شکل حوضه و انحناى حوضه ارتباط دارد. TOPMODEL قابلیت محاسبه پارامتر کمبود رطوبت خاک (SMD) را در نقاط مختلف حوضه داشته و می‌تواند توزیع مکانی رطوبت خاک را در نظر بگیرد (Beven, 1995). در راستای توسعه مدل‌های توزیعی و نیمه توزیعی، تحقیقاتی نیز در زمینه چگونگی تأثیر شکل حوضه بر مشخصات هیدرولوژیکی انجام گرفته است. در گذشته اکثر محققین جهت مدل‌سازی دامنه‌ها از ساده‌ترین هندسه قابل تصور یعنی یک صفحه مستطیلی ساده که دارای یک شیب یکنواخت در جهت جریان بود استفاده می‌نمودند؛ اما با پیشرفت مدل‌های هیدرولوژیکی امکان بررسی اثر شکل دامنه یا حوضه آبریز فراهم گردیده و محققین پس از بررسی دقیق‌تر هندسه واقعی دامنه‌ها در طبیعت، سعی می‌نمایند در تحقیقات خود از هندسه‌هایی که تشابه بیشتری با هندسه دامنه‌های طبیعی دارند، استفاده کرده و به مقایسه پاسخ هیدرولوژیکی حاصل از این نوع هندسه‌ها با پاسخ حاصل از دامنه مستطیلی ساده بپردازند. هندسه دامنه‌ها موضوع مهمی است که در این تحقیق مورد توجه قرار می‌گیرد. در این تحقیق مدل‌هایی که در آن‌ها هندسه دامنه به‌عنوان یک متغیر در ساختار مدل وارد می‌گردد؛ توسعه داده می‌شود. به این ترتیب امکان بررسی تأثیر هندسه دامنه فراهم می‌آید. در زمینه

تخمین سیلاب حوضه‌های آبخیز در طراحی سازه‌های هیدرولیکی و برنامه‌ریزی به منظور کنترل و مدیریت سیلاب حائز اهمیت فراوانی است. بویژه اینکه در سال‌های اخیر شاهد وقوع حوادث ناشی از سیلاب و پیامدهای آن هستیم. لذا ارائه مدل‌های دقیقی که بتوانند این فرآیند را به‌طور مناسبی شبیه‌سازی نمایند ضرورت دارد. ضریب رواناب یک ضریب بدون بعد است که درصد رواناب تولیدشده در اثر بارش را نشان می‌دهد. این ضریب به خصوصیات بارش و حوضه آبریز بستگی دارد. عوامل مختلفی مانند هندسه، شیب، بارندگی، پوشش گیاهی، زمان تمرکز، کاربری، رطوبت و نوع خاک می‌تواند بر ضریب رواناب اثر بگذارد. این عوامل اکثراً در زمان و مکان متغیر هستند. لذا محاسبه دقیق ضریب رواناب در سطح حوضه مشکل بوده و ارائه روشی که بتواند اثر تغییرات زمانی و مکانی این عوامل را بر ضریب رواناب اعمال کند دارای اهمیت فراوان است. مفهوم ضریب رواناب به ابتدای قرن بیستم برمی‌گردد (Sherman, 1932)؛ اما هنوز هم برای طراحی‌های مهندسی و هیدرولوژیکی به‌طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. تحقیقات بسیاری در خصوص ضریب رواناب در مناطق مختلف صورت گرفته است. (Merz et al., 2006) تغییرات مکانی- زمانی ضریب رواناب را از روی داده‌های ساعتی بارندگی، برف و رواناب برای ۶ منطقه آب و هوایی در ۵۰۰۰۰ رویداد در ۳۳۷ حوضه اتریش مورد مطالعه قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان داد که توزیع مکانی ضریب رواناب ارتباط نزدیکی با میانگین بارش سالانه داشته و همبستگی کمی با نوع خاک و کاربری اراضی دارد. (Sriwongsitanon and Taesombat, 2011) به بررسی اثرات پوشش و کاربری زمین مانند مناطق جنگلی، کشاورزی، شهری بر روی ضریب رواناب پرداختند. آن‌ها دریافتند که همبستگی بین ضریب رواناب و جریان رواناب حداکثر برای کاربری‌های مختلف زمین بسیار متفاوت بوده و به شدت بارندگی وابسته است. (Porhemmat et al., 2013) میزان ضریب رواناب و نفوذ در منطقه کارستی دلی بجک سپیدار واقع در استان کهگیلویه و بویراحمد در دو مقیاس حوضه و پلات بررسی کردند. بدین منظور آن‌ها مؤلفه‌های بارش (در سه ایستگاه باران‌سنجی) و رواناب را در سطح حوضه به‌طور مداوم طی سالهای آبی ۸۸-۱۳۸۷ و ۸۹-۱۳۸۸ اندازه‌گیری کرده و بر اساس آن ضریب رواناب برآورد گردید. نتایج بررسی بارش و رواناب آن‌ها در این حوضه نشان داد که منطقه مورد مطالعه از ظرفیت نفوذ بالایی برخوردار بوده به نحوی که در بارش‌های ۱۳۳، ۱۳۰ و ۹۵ میلی‌متری در سطح حوضه، به ترتیب ضرایب روانابی معادل ۱/۵، ۰/۵۴ و ۰/۴۵ درصد به دست آمده است. آزمایش‌های انجام شده توسط ایشان به وسیله باران‌ساز مصنوعی نیز دامنه وسیعی

شماره منحنی حوضه را با سرعت زیاد، هزینه کم و دقت قابل قبول بدست آورد. رابطه پیشنهادی در این روش به سه پارامتر تخلخل خاک، متوسط فاصله از سطح زمین تا تراز سطح ایستابی حوضه و پارامتر کنترل کننده عمق مؤثر خاک اشباع وابسته می‌باشد. آن‌ها همچنین مطالعه خود را بر روی حوضه کسلیان کاربردی کرده و نتیجه گرفتند که استفاده از مفهوم مازاد اشباع علاوه بر شناسایی مناطق اشباع در سطح حوضه، مقادیر شماره منحنی را با دقت قابل قبولی برآورد می‌نماید.

در این تحقیق با استفاده از TOPMODEL و پارامتر شاخص توپوگرافی (L)، اثر هندسه دامنه‌های مرکب بر روی پارامتر کمبود رطوبت خاک (SMD) با استفاده از معادله ریاضیاتی Fan-Bras (1998) مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای این منظور ابتدا پارامترهای TOPMODEL و معادلات آن برای دامنه‌های مرکب توسعه یافتند که مدل حاصله Complex TOPMODEL نامیده شد. در نهایت مدل مزبور با مدل نفوذ SCS-CN ترکیب گردید و تأثیر هندسه دامنه‌های مرکب بر روی ضریب رواناب مورد بررسی قرار گرفت. سپس یک معادله زمان پیمایش جدید بر مبنای معادله زمان تعادل موج سینماتیک (Saghafian and Julien (1995) برای محاسبه زمان پیمایش دامنه‌های مرکب ارائه و هیدروگراف‌های جریان سطحی با اعمال تغییرات مکانی ضریب رواناب محاسبه و مقایسه شد.

۲- هندسه دامنه‌ها

هندسه دامنه‌ها یک عامل مؤثر در تعیین پاسخ هیدرولوژیکی آن‌ها از جنبه‌های مختلف مانند جریان سطحی، جریان زیرسطحی، اشباع‌پذیری و حتی انتقال رسوبات است. دامنه‌ها در طبیعت از هندسه‌های متفاوتی تشکیل شده‌اند و دارای شکل پلان و انحنای پروفیل متفاوتی هستند. شکل ۱ دامنه‌های مرکب حوضه New Hampshire در آمریکا را نشان می‌دهد.

همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌گردد دامنه‌ها از لحاظ شکل پلان دارای سه شکل همگرا، واگرا و موازی هستند. بر اساس نقشه توپوگرافی سطح دامنه، دامنه‌ها از لحاظ انحنای دارای سه شکل مقعر، محدب و صاف هستند؛ مثلاً دامنه‌های شماره ۸، ۹ و ۱۰ به ترتیب واگرا-محدب، همگرا-مقعر و موازی-صاف هستند. مطابق شکل ۲ با ترکیب شکل پلان و انحنای پروفیل، ۹ هندسه مختلف به وجود می‌آید که به آن‌ها دامنه‌های مرکب (Complex Hillslopes) گفته می‌شود.

تأثیر هندسه دامنه بر روی پاسخ جریان سطحی و زیرسطحی دامنه‌های مرکب می‌توان به تحقیقات Philip (1991 a,b)، Troch (2002, 2003)، Hilbert (2004, 2007)، Aryal et al. (2005)، Talebi (2008)، Sabzevari et al. (2013)، Noroozpoor et al. (2014)، Sabzevari and Noroozpoor (2014) و Sabzevari et al. (2015) اشاره نمود. شاخص‌های توپوگرافی دامنه‌های حوضه‌های آبخیز (شامل انحنای پروفیل و شکل پلان) بر روی نفوذ تأثیر دارد. شیب زمین یکی از پارامترهای مؤثر بر روی نفوذ است. شیب در واقع پارامتری است که در طول دامنه‌های حوضه‌های آبخیز از هر نقطه به نقطه دیگر تغییر می‌کند. دامنه‌های حوضه از انحنای سطح برخوردار هستند و این انحنا ناشی از تغییرات شیب مکانی است. به طور کلی انتظار می‌رود هر چه مقدار شیب بیشتر گردد، فرصت نفوذ کمتر شده و مقدار رواناب سطحی زیادتر می‌شود (Ward and Robinson, 1967). در این زمینه تحقیقات مختلفی انجام شده ولی نتایج تحقیقات یکسان نبوده است. به عنوان نمونه Poesen (1984) و Govers (1991) کاهش رواناب را با افزایش شیب مشاهده کردند ولی De Ploey et al. (1976)، Fox et al. (1983, 1986)، Sharma et al. (1997)، Chaplot and Le Bissonnais (2000) افزایش رواناب را با افزایش شیب گزارش کردند و Lal (1976)، Mah et al. (1992)، Grosh and Jarrett (1994) رابطه‌ای میان تأثیر شیب و رواناب پیدا نکردند. علت این تفاوت‌ها در نتایج را می‌توان به تفاوت در فرضیات اولیه محققین، نوع خاک، نحوه تحقیقات (تجربی یا تئوری یا آزمایشگاهی)، شدت بارش و سایر عوامل مؤثر بر نفوذ جستجو کرد.

دامنه‌های حوضه‌های آبخیز به‌ندرت همگن هستند و اغلب ویژگی‌های هیدرولوژیکی آن‌ها نه تنها در مکان بلکه در زمان تغییر می‌کند. لذا برای بررسی تغییرات مکانی ضریب رواناب و تأثیر برخی ویژگی‌های مهم مانند بارندگی، شیب و هندسه بایستی از مدل‌های بارندگی-روانابی که دارای قابلیت اعمال این تغییرات هستند؛ استفاده شود. از جمله این مدل‌ها، مدل پیشنهادی سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) و مدل زمان-مساحت و TOPMODEL است که هرکدام قابلیت‌های مهمی دارند. محققین نشان داده‌اند که روش شماره منحنی SCS را به‌نوعی می‌توان با مفهوم مازاد اشباع که اساس مدل نیمه توزیعی TOPMODEL است مرتبط دانست (Nachabe, 2006؛ Azizian and Shokoohi, 2015). در تحقیقات خود با استفاده از مفهوم مازاد اشباع، روشی برای تخمین شماره منحنی حوضه ارائه کردند. ایشان در تحقیق خود با استفاده از مفهوم مازاد اشباع به کار رفته در ساختار مدل نیمه توزیعی TOPMODEL، روشی ارائه کردند که به کمک آن می‌توان مقدار

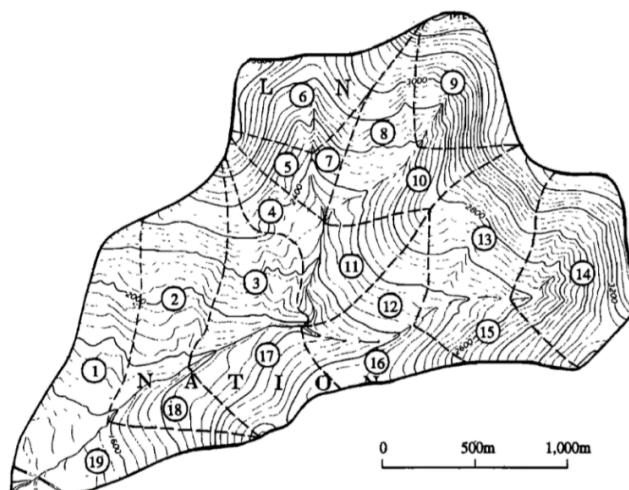


Fig. 1- Topographic map and plan shape of the hillslopes of the New Hampshire basin in the United States (Fan-Bras, 1998)

شکل ۱- نقشه توپوگرافی و شکل پلان دامنه‌های حوضه New Hampshire در آمریکا (Fan-Bras, 1998)

Convergent	Parallel	Divergent	
1 	2 	3 	Concave
4 	5 	6 	Straight
7 	8 	9 	Convex

Fig. 2- Plan shape and profile curvature combination of complex hillslopes (Sabzevari et al., 2015)

شکل ۲- ترکیب شکل پلان و انحنا پروفیل دامنه‌های مرکب (Sabzevari et al., 2015)

در این معادله Z رقوم ارتفاعی هر نقطه از سطح دامنه (متر)، x فاصله افقی هر نقطه نسبت به بالادست دامنه (متر)، H حداقل رقوم دامنه (متر) و γ پارامتر نشان‌دهنده میزان انحنای پروفیل است. برای دامنه‌های مقعر $\gamma > 0$ ، دامنه‌های صاف $\gamma = 0$ و دامنه‌های محدب $\gamma < 0$ هست. مقدار β نیز همواره منفی بوده که بر اساس زاویه شیب متوسط از معادله (۲) قابل محاسبه است:

$$s = \tan\theta = \frac{Z(0) - Z(L)}{L} = -(\beta + \gamma L) \quad (2)$$

محققین سعی کردند با استفاده از تعریف توپوگرافی به کمک معادلات ریاضی به‌طور مصنوعی دامنه‌هایی با خصوصیات هندسی مختلف ایجاد نموده و به بررسی اثر هندسه بر پارامتر موردنظرشان بپردازند. یکی از روابطی که امکان تولید دامنه‌هایی با خصوصیات هندسی مختلف و بررسی تأثیر تغییرات شیب بستر و عرض جریان بر پاسخ هیدرولوژیکی دامنه (دامنه‌های مرکب) را فراهم می‌کند معادله Fan-Bras (1998) است. آن‌ها معادله (۱) را برای تولید انحنای پروفیل دامنه‌ها ارائه دادند:

$$Z(x) = H + \beta x + \gamma x^2 \quad (1)$$

که در آن R میزان رواناب مستقیم، P ارتفاع کل بارندگی، I_a تلفات اولیه و $S = \left(\frac{1000}{CN} - 10\right) \times 25.4$ پتانسیل نگهداشت رطوبت است و به عواملی مانند پوشش گیاهی، نوع خاک و وضعیت رطوبتی بستگی دارد. با توجه به اینکه در این تحقیق، هدف محاسبه کل تلفات (شامل تلفات اولیه و نفوذ) است لذا با در نظر گرفتن $F_t = F + I_a$ و $I_a \approx 0.2S$ مقدار نفوذ تجمعی از معادله (۷) محاسبه می‌گردد:

$$F_t = \begin{cases} \frac{S(P-0.2S)}{(P+0.8S)} + I_a & P > I_a \\ P & P \leq I_a \end{cases} \quad (7)$$

در معادله (۷) و در شرایط $P \leq I_a$ تمام بارندگی نفوذ می‌کند و لذا مقدار $F_t = P$ است.

۴- معرفی TOPMODEL

TOPMODEL یک مدل هیدرولوژیکی بارندگی- رواناب است که تغییرات توپوگرافی دامنه و سطوح مشارکت‌کننده در رواناب نقش اصلی را در آن ایفا می‌کند. اطلاعات توپوگرافی مورد استفاده در این مدل در قالب شاخص توپوگرافی ($\lambda = \ln \left[\frac{a}{\tan \theta} \right]$) معرفی می‌گردد که تمایل جریان را به تجمع نشان می‌دهد (Beven and Kirkby, 1979). این مدل قابلیت محاسبه مقدار کمبود رطوبت خاک (SMD) در هر نقطه در طول دامنه را دارد.

به همین دلیل از این مدل برای تشخیص نقاط اشباع حوضه‌های آبخیز نیز استفاده می‌گردد. بر اساس TOPMODEL، مقدار SMD برای هر نقطه از دامنه طبق معادله (۸) محاسبه می‌گردد (Beven and Kirkby, 1979):

$$D_x = \bar{D} - m_1 [\lambda(x) - \bar{\lambda}] \quad (8)$$

که در آن D_x مقدار SMD در نقطه x نسبت به بالادست دامنه، \bar{D} متوسط SMD در کل دامنه، $m_1 = \frac{\theta_e}{f}$ (θ_e تخلخل مؤثر خاک و f فاکتور کاهش است که نشان می‌دهد ضریب هدایت هیدرولیکی خاک چگونه با عمق کاهش می‌یابد) و $\lambda(x)$ شاخص توپوگرافی است که برای هر نقطه x در طول دامنه از معادله (۹) محاسبه می‌گردد:

$$\lambda(x) = \ln \left[\frac{a(x)}{s(x)} \right] = \ln \left[\frac{A(x)}{s(x)} \right] \quad (9)$$

با مشخص بودن مقدار زاویه شیب متوسط دامنه، طول دامنه (L) و پارامتر λ ، مقدار β برای هر دامنه محاسبه می‌شود. در هندسه Fan-Bras (1998) تابع عرض دامنه به صورت معادله (۳) و در نتیجه تابع مساحت در بالادست نقطه x به صورت معادله (۴) تعریف می‌شود (Troch et al., 2004):

$$w(x) = C \exp(ax) \quad (3)$$

$$A(x) = \int_0^x w(x) dx \quad (4)$$

در این معادله ضریب C تعیین‌کننده عرض دامنه و a درجه همگرایی است. برای دامنه‌های واگرا $a > 0$ ، برای دامنه‌های همگرا $a < 0$ و برای دامنه‌های مستطیلی $a = 0$ است. به عنوان مثال شکل ۳ یک دامنه همگرا را با تغییرات عرض دامنه نشان می‌دهد.

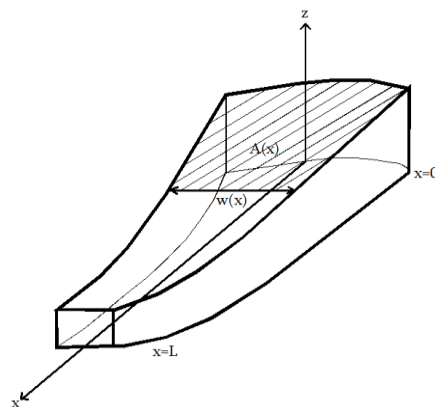


Fig. 3- A convergent hillslope with width changes
شکل ۳- یک دامنه همگرا با تغییرات عرض دامنه

چنانچه از معادله (۱) نسبت به پارامتر x مشتق گرفته شود؛ مقدار شیب محلی در هر نقطه x از معادله (۵) تعیین می‌شود:

$$s(x) = \left| \frac{dz}{dx} \right| = |\beta + 2\gamma x| \quad (5)$$

معادلات (۱) تا (۵) در واقع مشخصات توپوگرافی دامنه‌ها را شامل ارتفاع، شیب متوسط، عرض، مساحت و شیب محلی در هر نقطه دلخواه x از بالادست دامنه ارائه نموده و قابلیت بررسی تغییرات آن‌ها را دارند.

۳- معرفی مدل نفوذ SCS-CN

سازمان حفاظت خاک آمریکا مدل تجربی SCS-CN را برای محاسبه ارتفاع رواناب حاصل از بارندگی مطابق معادله (۶) ارائه نمود:

$$R = \begin{cases} \frac{(P-I_a)^2}{(P-I_a+S)} & P > I_a \\ 0 & P \leq I_a \end{cases} \quad (6)$$

نشان می‌دهد. در این تکنیک، عملاً می‌توان تغییرات مکانی SMD را در طول دامنه‌های مرکب مورد بررسی قرارداد. برای حل معادله (۱۲) از نرم‌افزار MATLAB استفاده شده است.

۶- تغییرات مکانی نفوذ و ضریب رواناب

شکل ۴ یک دامنه مرکب را که تحت بارش و نفوذ قرار دارد نمایش می‌دهد. چنانچه فاصله سطح آب زیرزمینی تا سطح زمین در فاصله x از بالادست z_x باشد و رطوبت اولیه این لایه خاک به عمق z_x صفر فرض گردد مقدار کمبود رطوبت خاک تا حالت اشباع $D_x = \theta_0$ است (Beven, 1995). اگر در یک نقطه از دامنه، تراز سطح آب زیرسطحی با تراز زمین یکسان شود، این نقطه یک نقطه از سطح اشباع خواهد بود.

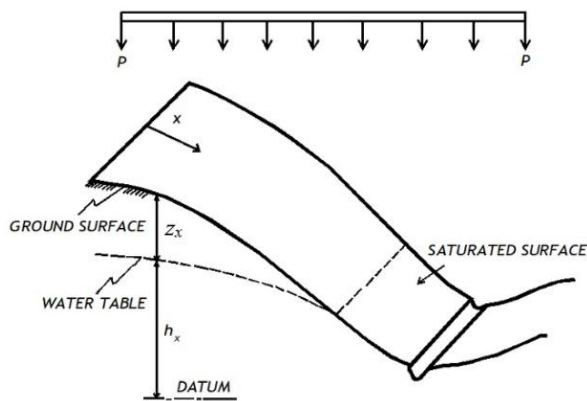


Fig. 4- Complex hillslope with subsurface flow (Sivapalan et al., 1987)

شکل ۴- دامنه مرکب با سطح آب زیرسطحی (Sivapalan et al., 1987)

مقدار z_x در شکل ۴ در واقع نشان‌دهنده فاصله از تراز سطح ایستابی است. مقدار z_x همچنین مبین ظرفیت باقیمانده برای رسیدن به حالت اشباع است؛ به عبارت دیگر z_x نشان‌دهنده کمبود رطوبت تا حالت اشباع و پتانسیل نگهداشت آب در خاک است. هر چه مقدار z_x بیشتر باشد سلول مربوطه از ظرفیت نگهداشت بالایی برخوردار بوده و هر چه مقدار z_i کمتر باشد حاکی از پایین بودن پتانسیل نگهداشت آب در خاک است. در حالت اشباع نیز که z_i برابر صفر است، مقدار ظرفیت نگهداشت خاک و کمبود رطوبت تا حالت اشباع برابر صفر است. در این تحقیق مقدار SMD در هر نقطه با مقدار S در آن نقطه معادل در نظر گرفته می‌شود (Azizian and shokoohi, Nachabe, 2006) و لذا می‌توان تغییرات مکانی SMD را بر اساس معادله (۱۳) و مقدار عدد منحنی در هر نقطه x از معادله (۱۴) بیان کرد:

در این معادله $s(x)$ شیب محلی و $a(x)$ سطح ویژه دامنه (SHA) است. مقدار $a(x)$ برابر $\frac{A(x)}{w(x)}$ است. $A(x)$ سطح بالادست و $w(x)$ عرض جریان در نقطه x است. مقدار $\bar{\lambda}$ متوسط λ در کل سطح دامنه است که برای دامنه‌های مرکب معادله (۱۰) به صورت زیر پیشنهاد می‌گردد:

$$\bar{\lambda} = \frac{\int_0^L \ln \left[\frac{a(x)}{s(x)} \right] w(x) dx}{\int_0^L w(x) dx} \quad (10)$$

پارامترهای معادلات (۹) و (۱۰) تابعی از مشخصات توپوگرافی دامنه‌ها هستند. این ویژگی می‌تواند اثر تغییرات هندسه (انحنای پروفیل و شکل پلان) را بر SMD نشان دهد.

۵- گسترش معادلات TOPMODEL بر اساس توپوگرافی دامنه‌ها

در این بخش معادلات TOPMODEL به گونه‌ای تغییر می‌یابد تا بتوان هندسه دامنه‌های مرکب ۹ گانه را در محاسبات در نظر گرفت. اگر معادله (۳) عرض دامنه و معادله (۴) مساحت بالادست و معادله (۵) شیب محلی در حالت مرکب در معادله (۹) قرار داده شود، شاخص توپوگرافی $\lambda(x)$ برای دامنه‌های مرکب بر مبنای هندسه (Fan-Bras 1998) مطابق معادله (۱۱) قابل محاسبه است:

$$\lambda(x) = \ln \left[\frac{a(x)}{s(x)} \right] = \ln \left[\frac{\int_0^x w(x) dx}{w(x) s(x)} \right] = \ln \left[\frac{\int_0^x C \exp(ax) dx}{C \exp(ax) |\beta + 2\gamma x|} \right]$$

این معادله مقدار $\lambda(x)$ را در هر نقطه x از دامنه ۹ گانه مرکب نمایش می‌دهد. مقدار $\bar{\lambda}$ نیز بر اساس معادله (۱۰) برای دامنه‌های مرکب قابل محاسبه است. اگر مقادیر $\lambda(x)$ از معادله (۱۱) و $\bar{\lambda}$ از معادله (۱۰) در معادله (۸) قرار داده شوند؛ پارامتر کمبود رطوبت خاک (D_x) در حالت مرکب برای هر نقطه از دامنه از معادله (۱۲) محاسبه می‌شود:

$$D_x = \bar{D} - m_1 \left[\ln \left[\frac{\int_0^x \exp(ax) dx}{\exp(ax) |\beta + 2\gamma x|} \right] - \frac{\int_0^L \ln \left[\frac{a(x)}{s(x)} \right] w(x) dx}{\int_0^L w(x) dx} \right]$$

در این شرایط، معادله (۱۲) تأثیر شکل و هندسه دامنه‌های مرکب (شامل تغییرات شکل پلان و انحنای پروفیل کف) را بر روی SMD

(۱۸) محاسبه می‌گردد (Saghafian et al., 2016). به این هیدروگراف، هیدروگراف زمان-مساحت می‌گویند.

(۱۸)

$$Q_i = \begin{cases} \sum_{j=1}^i E_{i+1-j} A_j & 1 \leq i \leq \max(n_0, m_0) \\ \sum_{j=\max(i-m_0+1, 1)}^{\min(i, n_0)} E_{i+1-j} A_j & \max(n_0, m_0) < i < n_0 + m_0 \end{cases}$$

در معادله فوق Q دبی رواناب خروجی، i تعداد گام زمانی، n_0 تعداد زیرمسطحاتها، A مساحت محدود به دو خط هم‌زمان پیمایش متوالی، E شدت بارش مؤثر و m_0 نسبت تداوم بارش مازاد به تداوم بارش در زمان Δt است. برای تعیین موقعیت مکانی خطوط هم‌زمان پیمایش (ایزوکرون) احتیاج به محاسبه زمان پیمایش تا نقطه خروجی است.

بدین منظور با وارد کردن معادلات هندسه Fan-Bras (1998) در معادله زمان تعادل موج سینماتیک Saghafian and Julien (1995) روابطی برای محاسبه زمان تعادل دامنه‌های مرکب ارائه می‌شود. ایشان یک رابطه کلی برای تعیین زمان تعادل موج سینماتیک بر روی دامنه‌های متغیر مکانی مطابق معادله (۱۹) ارائه کردند:

$$t_e = K \int_0^L \left(\frac{A(x)}{w(x)} \right)^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{s(x)}} \right)^{1/m} dx \quad (19)$$

در این معادله $K = \frac{1}{m} E^{m-1} n^{\frac{1}{m}}$ مستقل از خصوصیات هندسی دامنه است. همچنین n ضریب زبری و m پارامتر رژیم جریان است. ظاهر شدن $w(x)$ در معادله (۱۹) این معادله را از حالت یک‌بعدی محض خارج می‌کند و دامنه کاربرد آن را به جریان‌های همگرا و واگرا توسعه می‌دهد. چنانچه معادلات (۳) و (۴) و (۵) در معادله (۱۹) جایگزین گردد آنگاه زمان تعادل دامنه‌های مرکب با استفاده از هندسه Fan-Bras (1998) از معادله (۲۰) محاسبه می‌شود:

$$t_e = K \int_0^L \left[\frac{\int_0^x C \exp(ax) dx}{C \exp(ax)} \right]^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta+2\gamma x}} \right)^{1/m} dx \quad (20)$$

با توجه به نحوه انتشار و حرکت موج سینماتیک در راستای صفحه و با ساده‌سازی و انجام یک سری عملیات ریاضی بر روی این معادله، در نهایت معادله (۲۱) برای زمان تعادل دامنه‌های موازی (محدب، مقعر و صاف) و معادله (۲۲) برای زمان تعادل دامنه‌های غیر موازی (همگرا و واگرا) ارائه می‌گردد:

$$D_x = S_x = \left(\frac{1000}{CN_x} - 10 \right) \times 25.4 \quad (13)$$

$$CN_x = \left(\frac{25400}{D_x + 254} \right) \quad (14)$$

معادله (۱۴) تغییرات مکانی پارامتر عدد منحنی را در طول دامنه نمایش می‌دهد. چنانچه مقدار D_x به دست آمده از معادله (۱۲) در معادله (۷) جایگزین شود آنگاه مقدار نفوذ تجمعی برای هر نقطه x به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$F_t = \begin{cases} \frac{D_x(P-0.2D_x)}{P+0.8D_x} + 0.2D_x & P > 0.2D_x \\ P & P \leq 0.2D_x \end{cases} \quad (15)$$

با توجه به اینکه در معادله (۱۲) D_x تابعی از خصوصیات هندسه دامنه است بنابراین معادله (۱۵) در واقع نشان‌دهنده مقادیر نفوذ مکانی با ترکیب TOPMODEL و SCS-CN برای دامنه‌های مرکب تولید شده با استفاده از هندسه Fan-Bras (1998) خواهد بود. با داشتن مقادیر نفوذ، مقدار ضریب رواناب در هر المان از طول دامنه از معادله (۱۶) و مقدار متوسط آن از معادله (۱۷) محاسبه می‌شود:

$$c_x = 1 - \frac{F_x}{P} \quad (16)$$

$$c = \frac{\sum c_x \cdot w_x \cdot \Delta x}{\sum w_x \cdot \Delta x} = \frac{\sum c_x \cdot w_x}{\sum w_x} \quad (17)$$

با استفاده از معادلات (۱۵) و (۱۶) و (۱۷) می‌توان تغییرات مکانی نفوذ و ضرایب رواناب را در هر فاصله دلخواه x از بالادست دامنه و متوسط وزنی این ضریب در طول دامنه‌های مرکب تعیین و سپس مقادیر رواناب حاصل از یک بارش را بر روی دامنه محاسبه کرد.

۷- تخمین هیدروگراف رواناب سطحی با استفاده از روش استدلالی ترکیب شده با مدل زمان-مساحت مرکب

بحث رواناب و رابطه بارندگی- رواناب از مهم‌ترین و در واقع اساسی‌ترین موضوعات در هیدرولوژی آب‌های سطحی است. مدل‌های متعددی به منظور برآورد میزان رواناب ناشی از بارندگی‌ها، چه از نظر حجم رواناب و چه از نظر شدت جریان در بازه‌های زمانی مختلف وجود دارد. در این تحقیق از روش استدلالی ترکیب شده با مدل زمان-مساحت استفاده می‌شود.

اگر مقادیر هیستوگرام زمان-مساحت (TAH) حوضه در هایتوگراف بارش مازاد کانولوشن گردد، هیدروگراف رواناب حوضه مطابق معادله

$$t_o = K \int_0^L \left(\frac{A(x)}{w(x)} \right)^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{s(x)}} \right)^{1/m} dx = K \int_x^L \left(\frac{A(u)-A(x)}{w(u)} \right)^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{s(u)}} \right)^{1/m} du$$

$$= K \int_x^L \left(\{u-x\}^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta+2\gamma u}} \right)^{1/m} \right) du \quad (21)$$

$$t_o = K \int_0^L \left(\frac{A(x)}{w(x)} \right)^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{s(x)}} \right)^{1/m} dx = K \int_x^L \left(\frac{A(u)-A(x)}{w(u)} \right)^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{s(u)}} \right)^{1/m} du$$

$$= K \int_x^L \left(\left\{ \frac{1}{a} \left[(1-e^{-a \cdot u}) - \left(\frac{e^{a \cdot x} - 1}{e^{a \cdot u}} \right) \right] \right\}^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta+2\gamma u}} \right)^{1/m} \right) du \quad (22)$$

با داشتن معادلات مربوط به زمان تعادل دامنه‌های مرکب و پیدا کردن موقعیت مکانی خطوط ایزوکرون، هیستوگرام زمان-مساحت برای هر دامنه محاسبه می‌شود. توجه شود که هیستوگرام زمان-مساحت تابع هندسه، شدت بارش، ضریب زبری و پارامتر رژیم جریان است و در این مطالعه به جز هندسه بقیه موارد ثابت فرض شده تا بتوان اثر خالص شاخص‌های هندسی را بررسی کرد.

با داشتن معادلات مربوط به زمان تعادل دامنه‌های مرکب و پیدا کردن موقعیت مکانی خطوط ایزوکرون، هیستوگرام زمان-مساحت برای هر دامنه محاسبه می‌شود. توجه شود که هیستوگرام زمان-مساحت تابع هندسه، شدت بارش، ضریب زبری و پارامتر رژیم جریان است و در این مطالعه به جز هندسه بقیه موارد ثابت فرض شده تا بتوان اثر خالص شاخص‌های هندسی را بررسی کرد.

شکل ۵ تغییرات ضریب رواناب و جدول ۳ مقادیر متوسط ضریب رواناب در طول ۹ دامنه مرکب برای زاویه شیب ۱۰ درجه و بارندگی‌های ۲۰، ۵۰ و ۷۰ میلی‌متر به ترتیب بر اساس معادله (۱۶) و (۱۷) نشان می‌دهد.

۸- مطالعه موردی و نتایج

برای بررسی تأثیر هندسه، شیب و بارندگی‌های مختلف بر روی تغییرات مکانی ضریب رواناب و هیدروگراف رواناب سطحی، دامنه‌ای

Table 1- The geometrical and soil properties of the case study

جدول ۱- مشخصات هندسی و خاک دامنه مورد بررسی

Characteristic	Unit	Symbol	Value
length	m	L	100
width	m	w	50
slope angle	degree	Θ	10-20-30
hydraulic conductivity coefficient	m/hr	K_0	0.65
decay factor	-	f	2
Space step	m	dx	1
rainfall depth	mm	P	20-50-70
soil roughness coefficient	-	n	0.5
rainfall duration	sec	Du	2500

Table 2- Geometrical values of hillslope in case study (based on Fan-Bras, 1998)

جدول ۲- مقادیر هندسی دامنه مرکب طرح مطالعاتی بر اساس هندسه (Fan-Bras, 1998)

Hillslope No.	a	γ	C	β		
				$\Theta=10^\circ$	$\Theta=20^\circ$	$\Theta=30^\circ$
1	-0.016	0.001	50	-0.276	-0.464	-0.677
2	0	0.001	30	-0.276	-0.464	-0.677
3	0.036	0.001	3	-0.276	-0.464	-0.677
4	-0.016	0	50	-0.176	-0.364	-0.577
5	0	0	30	-0.176	-0.364	-0.577
6	0.036	0	3	-0.176	-0.364	-0.577
7	-0.016	-0.001	50	-0.076	-0.264	-0.477
8	0	-0.001	30	-0.076	-0.264	-0.477
9	0.036	-0.001	3	-0.076	-0.264	-0.477

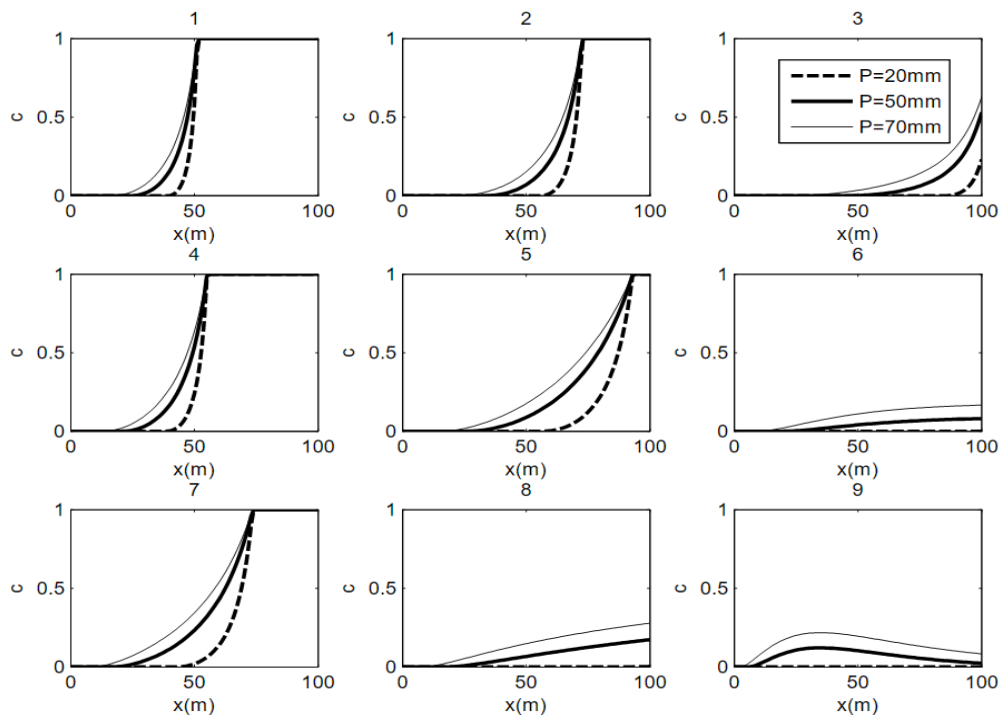


Fig. 5- Location profile of runoff coefficient for different rainfall and mean slope of 10 degree

شکل ۵- پروفیل مکانی ضریب رواناب برای بارندگی‌های مختلف و شیب متوسط ۱۰ درجه

دامنه‌های همگرا (شماره ۱، ۴ و ۷) و موازی (شماره ۲ و ۵) ضریب رواناب از حدود ۵۰ متری طول دامنه (نیمه پایین دست دامنه) مقادیر بزرگ‌تر از صفر را نشان می‌دهد. در دامنه موازی و محدب (شماره ۸) نیز ضریب رواناب در تمام طول دامنه صفر است. این به دلیل تأثیر تحدب در کاهش ضریب رواناب و ارتفاع کم بارندگی است.

در بالادست دامنه‌ها ضریب رواناب صفر و در پایین دست دامنه‌ها عمدتاً دارای مقدار بزرگ‌تر از صفر است. این نشان‌دهنده نفوذپذیری بیشتر در بالادست دامنه به نسبت پایین دست و مناطق خروجی است. مناطق نزدیک به نهر در خروجی معمولاً اشباع هستند و این با مکانیسم دانی بلاک مطابقت دارد. در مکانیسم رواناب دانی بلاک، جریان زیرسطحی در اثر نفوذ ایجاد می‌گردد و این جریان زیرسطحی است که دامنه را از زیر اشباع می‌کند. در این مکانیسم، جریان سطحی رواناب در منطقه اشباع ایجاد می‌گردد.

اثر شکل پلان دامنه‌ها بر روی ضریب رواناب از اثر انحنای پروفیل بیشتر است. برای بررسی دقیق‌تر این موضوع مقادیر متوسط مکانی ضریب رواناب در سطح دامنه‌های مرکب برای بارش‌های متفاوت در جدول ۴ نشان داده شده است. با مقایسه ضرایب رواناب دامنه‌ها به ضریب رواناب دامنه مستطیلی مبنا می‌توان متوجه شد که خطای در

Table 3- Average values of runoff coefficient for different rainfall and mean slope of 10 degree

جدول ۳- مقادیر متوسط ضریب رواناب برای بارندگی‌های مختلف و شیب متوسط ۱۰ درجه

Hillslope No.	P=20mm	P=50mm	P=70mm
1	0.319	0.352	0.375
2	0.308	0.357	0.387
3	0.031	0.159	0.239
4	0.295	0.339	0.368
5	0.155	0.253	0.307
6	0.000	0.063	0.141
7	0.177	0.248	0.292
8	0.000	0.071	0.138
9	0.000	0.053	0.126

نتایج شکل ۵ و جدول ۳ از چند منظر قابل تحلیل است. به‌طور کلی دامنه‌های واگرا ضریب رواناب کمتری نسبت به دامنه‌های موازی و همگرا دارند. همچنین دامنه‌های محدب نیز نسبت به دامنه‌های صاف و مقعر ضریب رواناب کمتری دارند؛ بنابراین در دامنه‌های همگرا-مقعر رواناب بیشتری به نسبت دامنه‌های موازی-صاف و دامنه‌های واگرا-محدب ایجاد می‌شود که این به دلیل نفوذ کمتر و اشباع‌پذیری بیشتر در آن‌هاست. برای مثال ضریب رواناب برای بارندگی ۲۰ میلی‌متری در دامنه‌های واگرا شماره ۶ و ۹ در تمام طول دامنه و در دامنه شماره ۳ در حدود ۹۰ درصد طول دامنه صفر است. این یعنی تمام بارش در آن‌ها نفوذ کرده و روانابی ایجاد نمی‌شود؛ اما در

نظر نگرفتن اثر هندسه دامنه‌ها بر ضریب رواناب بر اساس روش ارائه شده در این تحقیق تا چه حدی است.

از اثر انحنای پروفیل است. متوسط ضریب رواناب دامنه همگرا-مقعر حدود ۸۰ درصد بیشتر از دامنه واگرا-محدب است. این یک نتیجه قابل توجه است. به عبارت دیگر در شرایط یکسان یک دامنه همگرا-مقعر حدود ۸۰ درصد بیشتر از یک دامنه واگرا-محدب رواناب تولید می‌کند. مقدار بارندگی با ضریب رواناب رابطه مستقیم داشته و افزایش مقدار بارندگی باعث افزایش ضریب رواناب می‌شود. با افزایش میزان بارندگی، تأثیر هندسه بر روی ضریب رواناب کاهش می‌یابد. این موضوع به روابط بین پارامترهای مختلف و میزان تأثیر آن‌ها بر فرآیندهای هیدرولوژیکی بستگی داشته و در این چارچوب قابل ارزیابی است. به طور کلی وقتی مقدار یک مشخصه زیاد می‌شود اثر بقیه مشخصه‌ها طبیعتاً کاهش خواهد یافت.

برای بررسی بیشتر تأثیر درجه همگرایی و واگرایی همچنین تغییرات درجه انحنای، طیفی از تغییرات پارامترهای a و γ بر روی ضریب رواناب در شکل‌های ۶ و ۷ نشان داده شده است. شکل ۶ تأثیر تغییرات درجه همگرایی و واگرایی را که در هندسه (Fan-Bras 1998) با پارامتر a لحاظ می‌شود نشان داده است. بدین منظور مقادیر a بر اساس شیب متوسط ۱۰ درجه (مندرج در جدول ۴)، ۲ برابر a و ۳ برابر a در نظر گرفته شده است. به عبارت دیگر پارامتر درجه شکل پلان ۲ و ۳ برابر شده‌اند.

Table 4- Average runoff coefficient of hillslopes to rectangular hillslopes (\bar{C}/\bar{C}_{rec}) for 50 mm rainfall and slope 10 degree

جدول ۴- متوسط ضریب رواناب دامنه‌ها به دامنه مستطیلی (\bar{C}/\bar{C}_{rec}) برای بارندگی ۵۰ میلی‌متر و شیب ۱۰ درجه

Hillslope No.	P=20mm	P=50mm	P=70mm
1	2.06	1.39	1.22
2	1.99	1.41	1.26
3	0.20	0.63	0.78
4	1.90	1.34	1.20
5	1.00	1.00	1.00
6	0.00	0.25	0.46
7	1.14	0.98	0.95
8	0.00	0.28	0.45
9	0.00	0.21	0.41

به عنوان مثال برای بارندگی ۷۰ میلی‌متر، متوسط ضریب رواناب در دامنه همگرا-مقعر (شماره ۱) ۲۷ درصد بیشتر از دامنه همگرا-محدب (شماره ۷) است. همچنین متوسط ضریب رواناب دامنه همگرا-مقعر (شماره ۱) ۴۴ درصد بیشتر از دامنه واگرا-مقعر (شماره ۳) است. این مقایسه نشان می‌دهد که اثر شکل پلان بر روی ضریب رواناب بیشتر

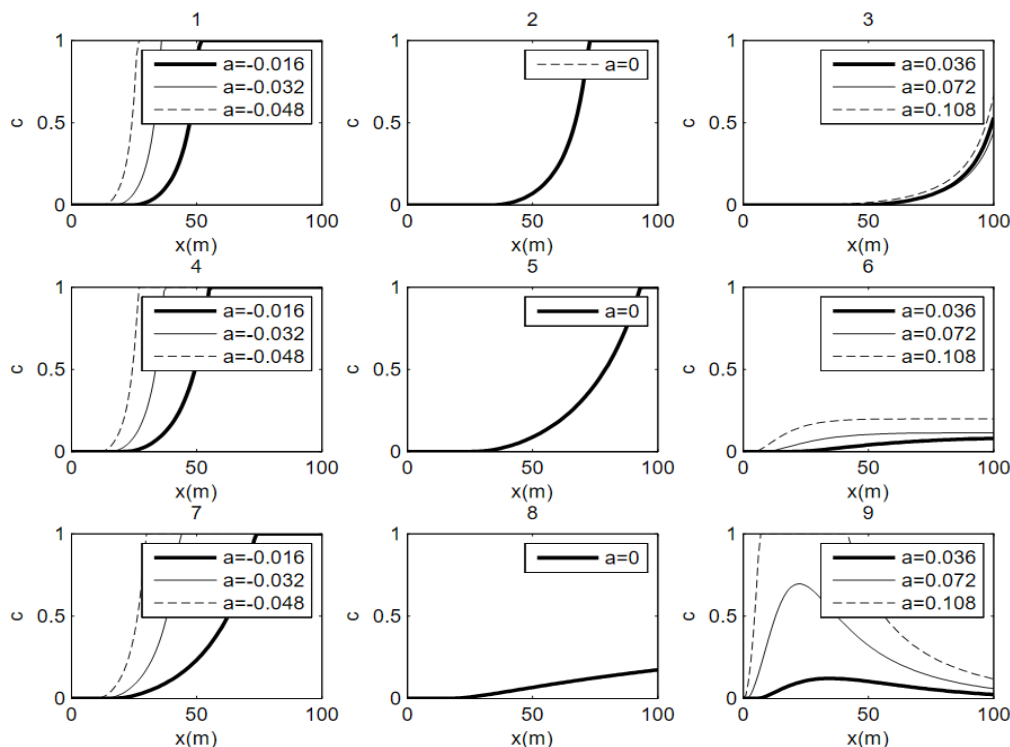


Fig. 6- Influence of a parameter changes on runoff coefficient for slope 10 degree

شکل ۶- تأثیر تغییرات پارامتر a بر روی ضریب رواناب برای شیب ۱۰ درجه

براساس نتایج شکل ۷ نمی‌توان قانون کلی و ثابتی برای میزان تأثیر زاویه شیب بر ضریب رواناب بیان کرد. هرچند می‌توان گفت عمدتاً افزایش شیب در دامنه‌های محدب باعث افزایش ضریب رواناب و در دامنه‌های مقعر باعث کاهش ضریب رواناب می‌شود. همچنین تغییرات زاویه شیب اثر قابل‌توجهی بر روی ضریب رواناب دامنه‌های صاف نداشته است. ذکر این نکته نیز ضروری است که تغییرات زاویه شیب متوسط بر روی پارامتر β در هندسه استفاده شده در این تحقیق اثر می‌گذارد؛ بنابراین تغییرات ضریب رواناب در شکل پلان‌های مختلف ناشی از تأثیر خالص شیب متوسط نبوده و به درجه همگرایی و واگرایی نیز ارتباط دارد.

برای بررسی تأثیر هندسه، شیب و بارندگی‌های مختلف بر روی هیدروگراف رواناب سطحی، محاسبات شاخه صعودی هیدروگراف با استفاده از ترکیب ۴ روش استدلالی، TOPMODEL، SCS-CN و زمان-مساحت برای دامنه فرض شده با مشخصات مندرج در جدول (۱) انجام می‌شود. بدین ترتیب که:

۱- TAH برای هر دامنه با استفاده از معادله تعادل دامنه‌های مرکب و تعیین موقعیت خطوط ایزوکرون محاسبه می‌شود (معادلات ۲۱ و ۲۲).

همان‌گونه که در شکل ۶ نشان داده شده افزایش درجه همگرایی و واگرایی باعث افزایش ضریب رواناب می‌شود. به‌عنوان نمونه در دامنه شماره ۱ به ازای مقدار a ضریب رواناب از حدود نصف دامنه به سمت پایین‌دست مقدار ۱ دارد و لذا از این فاصله به بعد دامنه اشباع بوده و رواناب تولید می‌شود. با ۲ و ۳ برابر کردن درجه همگرایی، ضریب رواناب در طول بیشتری از دامنه مقدار ۱ دارد. به‌طوری‌که مثلاً با ۳ برابر کردن مقدار a ، از فاصله حدود ۲۵ متری بالادست دامنه به سمت پایین‌دست اشباع می‌شود. به‌عبارت‌دیگر تفاوت مقدار a با ۳ برابر کردن در دامنه مورد بررسی حدود ۲۵ درصد افزایش ضریب رواناب را به همراه داشته است. در دامنه‌های موازی (۲، ۵ و ۷) تغییرات a تأثیری بر روی نمودارها نداشته که درست است (چون a در هندسه Fan-Bras (1998) درجه همگرایی و واگرایی را نشان می‌دهد).

شکل ۷ تأثیر زاویه شیب متوسط را بر روی ضریب رواناب در دامنه‌های مرکب برای بارندگی ۷۰ میلی‌متر نشان داده است. محاسبات برای زوایای ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درجه انجام شده است.

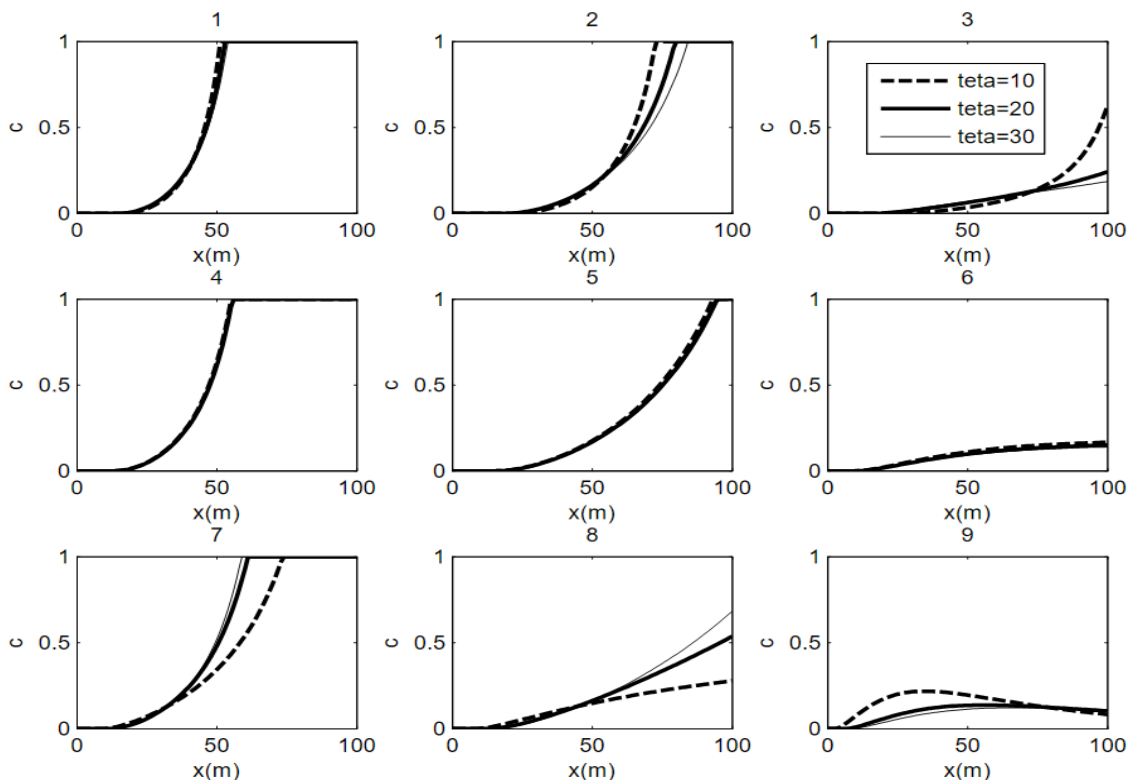


Fig. 7- Runoff coefficient variations for hillslope angles of 10, 20 and 30 degrees and 70mm rainfall

شکل ۷- تغییرات ضریب رواناب برای زوایای شیب ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درجه و بارندگی ۷۰ میلی‌متر

- ۲- متوسط ضریب رواناب مکانی در هر زیر مساحت A_i از ترکیب TOPMODEL و SCS-CN تعیین می‌شود (معادلات ۱۶ و ۱۷).
- ۳- مقدار دبی حداکثر هر زیر مساحت از معادله استدلالی به ازای بارش ثابت فرض شده محاسبه می‌شود.
- ۴- با استفاده از معادله کانولوشن هیدروگراف سیلاب دامنه محاسبه می‌شود (معادله ۱۸).

همگرا- مقعر است. همچنین اثر شکل پلان بر روی زمان تمرکز اثر انحنای پروفیل بیشتر است. مثلاً تفاوت زمان تمرکز دامنه همگرا- مقعر حدود ۴۳ درصد بیشتر از دامنه واگرا- مقعر است؛ اما این تفاوت در مورد دامنه همگرا- مقعر با همگرا- محدب حدود ۱۰ درصد است. این نتایج با نتایج تحقیقات Sabzevari et al. (2015) مطابقت دارد.

شکل ۸ نمودار TAH برای شیب متوسط ۱۰ درجه نشان می‌دهد. در این تحقیق گام زمانی بین خطوط ایزوکرون (Δt) ۲۰۰ ثانیه در نظر گرفته شده است.

همان‌گونه که در شکل ۸ مشاهده می‌شود در دامنه‌های همگرا (شماره ۱ و ۴ و ۷) میزان افزایش سطح مشارکت‌کننده در تولید رواناب در زمان‌های شروع بارش کند بوده و با نزدیک شدن به زمان تعادل سریع‌تر می‌گردد. این بدان معناست که حجم دبی در زمان‌های شروع بارش کم بوده و در زمان‌های نزدیک به زمان تعادل به یک‌باره زیاد شده و به دبی پیک نزدیک می‌شود. در دامنه‌های واگرا (شماره ۳ و ۶ و ۹) میزان سطح مشارکت‌کننده در تولید رواناب در زمان‌های نزدیک به زمان تعادل کاهش می‌یابد. لذا حجم دبی سیلاب در بازه زمانی کمتری به دبی پیک نزدیک می‌شود.

جدول ۶ مقادیر نسبت رواناب حداکثر محاسبه شده دامنه‌ها به دامنه مستطیلی ($Q_{max}/(Q_{max})_{rec}$) و شکل ۹ هیدروگراف محاسبه شده با روش استدلالی ترکیب شده با مدل زمان-مساحت مرکب برای زاویه شیب ۱۰ درجه و ارتفاع بارندگی ۲۰، ۵۰ و ۷۰ میلی‌متر با تداوم بارش ۲۵۰۰ ثانیه بر اساس روش کار بیان شده نشان می‌دهد.

نتایج جدول ۶ و شکل ۹ نشان می‌دهد با افزایش ارتفاع بارندگی حجم رواناب حداکثر در کلیه دامنه‌ها افزایش یافته است. همچنین دامنه‌های واگرا حجم رواناب ماکزیمم کمتری به نسبت دامنه‌های همگرا و موازی تولید می‌کنند. به‌عنوان نمونه به ازای ارتفاع بارندگی ۲۰ میلی‌متر، رواناب ماکزیمم ایجادشده در دامنه همگرا- مقعر حدود ۸۰ درصد بیشتر از دامنه واگرا- محدب است. این یک نتیجه قابل توجه است. در دامنه‌های شماره ۶ و ۸ و ۹ به ازای این بارندگی به دلیل نفوذ کل بارش، هیچ روانابی ایجاد نمی‌شود.

لازم به ذکر است که در این مطالعه به‌جز هندسه بقیه موارد ثابت فرض شده تا بتوان اثر خالص شاخص‌های هندسی را بررسی کرد.

جدول ۵ زمان تمرکز دامنه‌های مرکب را نسبت به زمان تمرکز دامنه مستطیلی مبنا ($T_c/T_{c rec}$) برای شیب متوسط ۱۰ درجه بر اساس معادلات (۲۳) و (۲۴) (به ترتیب برای دامنه‌های موازی و غیر موازی) نشان می‌دهد. با توجه به ثابت گرفتن بقیه پارامترها، تنها عوامل مؤثر بر زمان تمرکز، هندسه و شیب متوسط دامنه است.

$$\frac{T_c}{T_{c rec}} = \frac{\int_0^L \left(x^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta+2\gamma x}} \right)^{1/m} \right) dx}{\int_0^L \left(x^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta}} \right)^{1/m} \right) dx} \quad (23)$$

$$\frac{T_c}{T_{c rec}} = \frac{\int_0^L \left(\left[\frac{1}{a} (1-\exp(-a.x)) \right]^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta+2\gamma x}} \right)^{1/m} \right) dx}{\int_0^L \left(x^{1/m-1} \left(\frac{1}{\sqrt{\beta}} \right)^{1/m} \right) dx} \quad (24)$$

جدول ۵ نشان می‌دهد که زمان تمرکز دامنه‌های واگرا بیشتر از دامنه‌های موازی و همگرا است. بیشترین زمان تمرکز متعلق به دامنه واگرا- محدب و کمترین زمان تمرکز متعلق به دامنه همگرا- مقعر است. تحذب باعث افزایش زمان تمرکز و تقعر باعث کاهش زمان تمرکز شده است. بیشترین زمان تمرکز متعلق به دامنه واگرا- محدب و کمترین زمان تمرکز متعلق به دامنه همگرا- مقعر است. به‌طوری‌که زمان تمرکز دامنه واگرا- محدب حدود ۵۰ درصد بیشتر از دامنه

Table 5- The ratio of the concentration time of the complex hillslopes to the concentration time of the rectangular hillslopes ($T_c/T_{c rec}$)

جدول ۵- نسبت زمان تمرکز دامنه‌های مرکب به زمان تمرکز دامنه مستطیلی ($T_c/T_{c rec}$)

Hillslope No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
($T_c/T_{c rec}$)(sec)	0.86	0.99	1.29	0.88	1	1.3	0.95	1.07	1.35

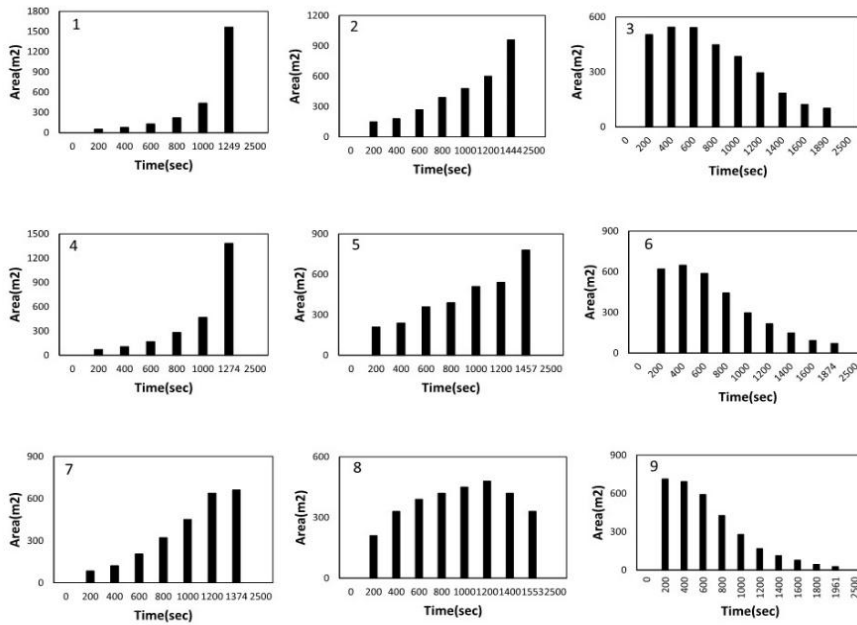


Fig. 8- TAH in slopoe 10 degrees
 شکل ۸- نمودار TAH برای شیب ۱۰ درجه

Table 6- Ratio of maximum calculated slope runoff to rectangular slope ($Q_{max}/(Q_{max})_{rec.}$ (lit/s)) using complex time-area modeling rational method

جدول ۶- نسبت رواناب حداکثر محاسبه شده دامنه‌ها به دامنه مستطیلی ($Q_{max}/(Q_{max})_{rec.}$ (lit/s)) با روش استدلالی ترکیب شده با

مدل زمان-مساحت مرکب

Hillslope No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P=20mm	1.78	2.06	0.19	1.62	1	0	0.98	0	0
P=50mm	1.17	1.43	0.59	1.03	1	0.26	0.82	0.28	0.22
P=70mm	1.03	1.27	0.72	1.06	1	0.47	0.8	0.46	0.43

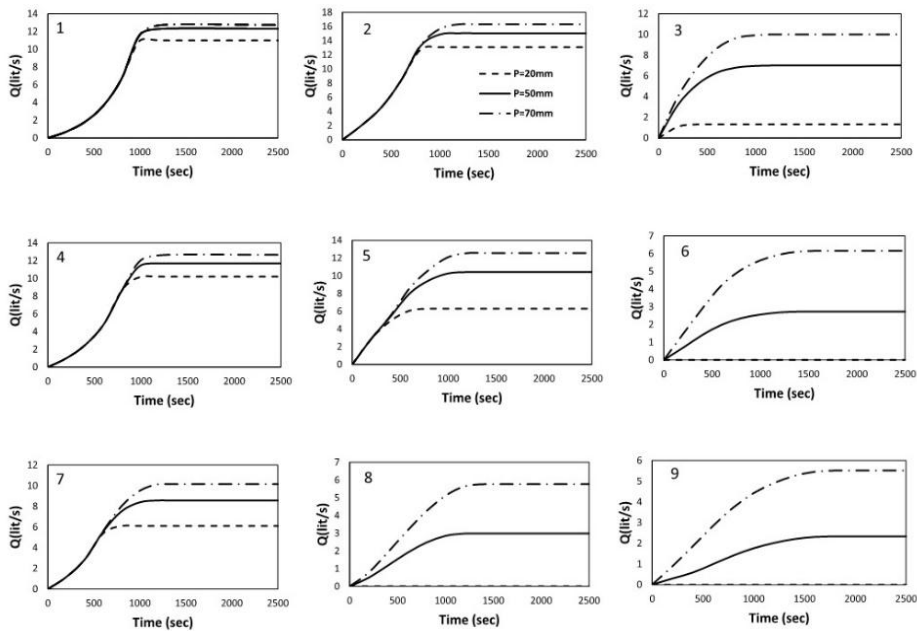


Fig. 9- Comparison of surface runoff hydrograph with time-area model with 2500 seconds rainfall duration and slope 10 degrees

شکل ۹- مقایسه هیدروگراف رواناب سطحی با مدل زمان-مساحت با تداوم بارش ۲۵۰۰ ثانیه و زاویه شیب ۱۰ درجه

که ممکن است تأثیرات هر یک متفاوت باشد. تغییرات شیب انحنای پروفیل را عوض می‌کند و تأثیری بر شکل پلان‌ها ندارد.

برای بررسی اثر تغییرات زاویه شیب بر روی رواناب ماکزیمم، دامنه فرض شده با بارندگی ۵۰ میلی‌متر و زوایای شیب ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درجه مورد بررسی قرار می‌گیرد. نتایج در جدول ۷ و مقایسه هیدروگراف‌ها در شکل ۱۰ ارائه شده است.

۹- خلاصه و جمع‌بندی

دامنه‌های طبیعی حوضه‌های آبخیز دارای شکل پلان (همگرایی-واگرایی-موازی) و انحنای کف (محدب-مقعر-صاف) متفاوتی هستند. در بیشتر تحقیقات گذشته که اثر این هندسه دامنه‌ها بر روی پارامترهایی مانند رواناب سطحی مورد بررسی قرار گرفته است، تأثیر هندسه روی نفوذ و ضریب رواناب در نظر گرفته نشده است. در این تحقیق بر اساس مکانیسم دانی-بلاک به بررسی تأثیر شکل پلان و انحنای دامنه بر روی نفوذ و ضریب رواناب و هیدروگراف رواناب سطحی پرداخته شده است.

نتایج نشان می‌دهد که برای میزان تأثیر شیب بر روی رواناب حداکثر نمی‌توان یک قانون کلی تعیین کرد و رابطه دبی و شیب خطی نیست. در هر حال بر اساس نتایج می‌توان گفت رواناب حداکثر در دامنه‌های مقعر با افزایش شیب کاهش یافته است. در دامنه‌های محدب افزایش شیب باعث افزایش دبی شده است. تغییر شیب در دامنه‌های صاف نیز اثر قابل توجهی نداشته است. تذکر این نکته ضروری است که تغییرات مقادیر رواناب از طرفی تحت تأثیر شکل پلان و از طرف دیگر تحت تأثیر انحنای پروفیل است. لذا تغییرات نتایج تحت تأثیر دو عامل است

Table 7- Maximum runoff values calculated with time-area model (Lit/s) (50 mm rainfall and 10, 20 and 30 degrees slope angles)

جدول ۷- مقادیر رواناب حداکثر محاسبه شده با مدل زمان-مساحت (Lit/s) (بارندگی ۵۰ میلی‌متر و زاویه شیب ۱۰ و ۲۰ و ۳۰ درجه)

Hillslope No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\Theta=10$ degree	12.03	14.63	6.08	10.6	10.26	2.62	8.42	2.92	2.28
$\Theta=20$ degree	11.83	13.1	2.95	11.43	9.83	2.19	10.57	5.15	1.9
$\Theta=30$ degree	11.64	12	2.3	11.34	9.57	1.94	10.84	6.25	1.72

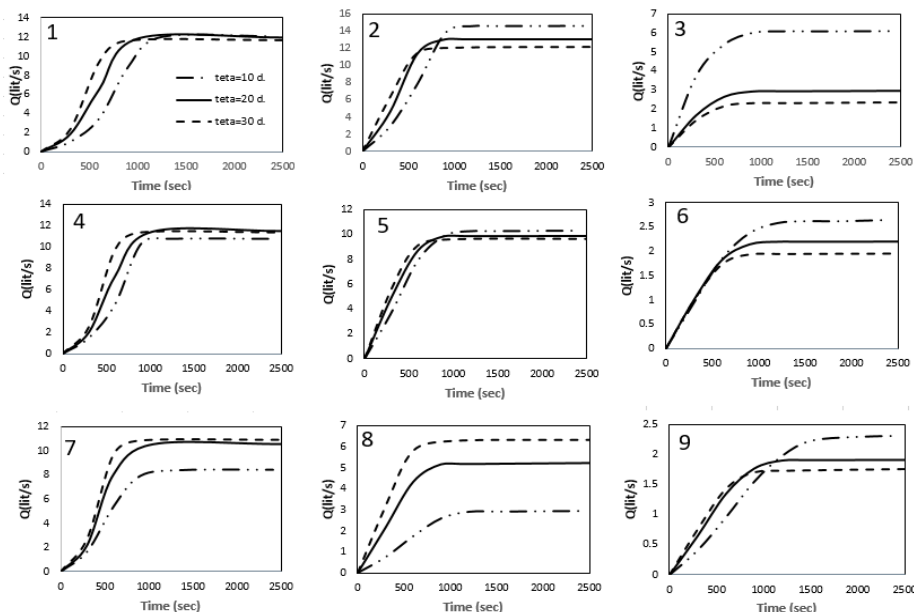


Fig. 10- Comparison of surface runoff hydrograph with time-area model for 50 mm rainfall and 10, 20 and 30 degrees slope angle

شکل ۱۰- مقایسه هیدروگراف رواناب سطحی با مدل زمان-مساحت برای بارندگی ۵۰ میلی‌متر و زاویه شیب ۱۰ و ۲۰ و ۳۰ درجه

۱۱- مراجع

- Appels WM, Bogaart PW, van der Zee SE (2011) Influence of spatial variations of microtopography and infiltration on surface runoff and field scale hydrological connectivity. *Advances in Water Resources*, 34(2):303–313
- Aryal SK, O'Loughlin EM, Mein RG (2005) A similarity approach to determine response times to steady-state saturation in landscapes. *Advances in Water Resources* 28(2):99–115
- Azizian A, Shokoohi A (2015) Development of a new method for estimation of SCS curve number based on saturation excess concept. *Iran-Water Resources Research* 10(3), Winter 2015 (IR-WRR) (In Persian)
- Beven K, Kirkby M (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal* 24(1):43-69
- Beven K (1995) TOPMODEL in: VP Singh (Ed.) computer models of watershed hydrology. Water Resource Publications 627-668
- Chaplot V, Le Bissonnais Y (2000) Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 25(2):145–153
- DePloey J, Savat J, Moeyersons J (1976) The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. *Earth Surface Processes* 1(2):151–161
- Eldridge DJ, Wang L, Ruiz-Colmenero M (2015) Shrub encroachment alters the spatial patterns of infiltration. *Ecology* 8(1):83–93
- Fan Y, Bras RL (1998) Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow. *Water Resources Research* 34(4):921–7
- Fox DM, Bryan RB, Price AG (1997) The influence of slopeangle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma* 80(1–2):181–194
- Govers G (1991) Afield study on topographical and topsoil effects on runoff generation. *Catena* 18(1):91–111
- Grosh JL, Jarrett AR (1994) Interrill erosion and runoff on very steep slopes. *Transactions of the ASAE* 37(4): 1127–1133
- Hilberts AGJ, Van Loon EE, Troch PA, Paniconi C (2004) The hill slope-storage Boussinesq model for non-constant bedrock slope. *Journal of Hydrology* 291(3-4):160-173
- Hilberts A, Troch PA, Paniconi C, Boll J (2007) Low dimensional modeling of hillslope subsurface flow: The relationship between rainfall, recharge, and
- برای این منظور از قابلیت TOPMODEL استفاده گردید. این مدل می‌تواند نقش تغییرات توپوگرافی را در محاسبات کمبود رطوبت خاک (SMD) مورد بررسی قرار دهد. در ابتدای تحقیق معادلات حاکم بر TOPMODEL به حالت مرکب تبدیل گردید و معادلات طوری تغییر داده شد تا بتواند هندسه دامنه‌های مرکب را در نظر بگیرد. با معادل گرفتن پارامتر SMD در روابط TOPMODEL با پارامتر S در روابط SCS-CN مقادیر تغییرات مکانی نفوذ در طول دامنه تعیین شد. سپس یک معادله جدید برای محاسبه زمان تعادل دامنه‌های مرکب با استفاده از هندسه Fan-Bras (1998) ارائه و از مدل زمان-مساحت برای محاسبه هیدروگراف جریان سطحی استفاده شد. با فرض یکسان بودن دیگر خصوصیات مرتبط با نفوذ خاک، خلاصه نتایج را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:
- ۱- دامنه‌های واگرا ضریب رواناب کمتری نسبت به دامنه‌های موازی و همگرا دارند. همچنین دامنه‌های محدب نیز نسبت به دامنه‌های صاف و مقعر ضریب رواناب کمتری دارند.
 - ۲- در بالادست دامنه‌ها ضریب رواناب صفر و در پایین‌دست دامنه‌ها عمدتاً دارای مقدار بزرگ‌تر از صفر است. این نشان‌دهنده نفوذپذیری بیشتر در بالادست دامنه به نسبت پایین‌دست و مناطق خروجی است.
 - ۳- اثر شکل پلان دامنه‌ها بر روی ضریب رواناب از اثر انحنای پروفیل بیشتر است.
 - ۴- مقدار بارندگی با ضریب رواناب رابطه مستقیم داشته و افزایش مقدار بارندگی باعث افزایش ضریب رواناب می‌شود. همچنین با افزایش میزان بارندگی، تأثیر هندسه بر روی ضریب رواناب کاهش می‌یابد.
 - ۵- رواناب حداکثر ایجاد شده در دامنه‌های همگرا بیشتر از دامنه‌های موازی و واگراست. همچنین رواناب حداکثر در دامنه‌های مقعر بیشتر از دامنه‌های صاف و محدب است.
 - ۶- زمان تمرکز دامنه‌های واگرا بیشتر از دامنه‌های موازی و همگرا است. بیشترین زمان تمرکز متعلق به دامنه واگرا-محدب و کمترین زمان تمرکز متعلق به دامنه همگرا-مقعر است. تحدب باعث افزایش زمان تمرکز و تقعر باعث کاهش زمان تمرکز شده است.

۱۰- تقدیر و تشکر

این مقاله از رساله دکتری نویسنده اول در گروه مهندسی عمران (گرایش آب و سازه‌های هیدرولیکی) دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان استخراج شده است.

- area histogram of hillslopes. *Journal of Hydrology* 531:638–648
- Saghafian B, Julien PY (1995) Time to equilibrium for spatially variable watersheds. *Journal of Hydrology* 172(1-4):231-245
- Saghafian B, Noroozpour S, Kiani M, Nasab AR (2016) A coupled ModClark-curve number rainfall-runoff model. *Arabian Journal of Geosciences* 9(4):277
- Sharma KD, Singh HP, Pareek OP (1983) Rainwater infiltration into a bare loamy sand. *Hydrological Sciences Journal* 28(3):417–424
- Sharma KD, Pareek OP, Singh HP (1986) Microcatchment water harvesting for raising Jujube orchards in an arid climate. *Transactions of the ASAE* 29(1):112–0118
- Sherman LK (1932) Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record* 108:501-505
- Sivapalan M, Beven K, Wood EF (1987) On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research* 23(12):2266–2278
- Sriwongsitanon N, Taesombat W (2011) Effects of land cover on runoff coefficient. *Journal of Hydrology* 410(3–4):226-238
- Talebi A, Troch PA, Uijlenhoet R (2008) A steady-state analytical slope stability model for complex hillslopes. *Hydrological Processes* 22(4):546–553
- Tricker AS (1981) Spatial and temporal patterns of infiltration. *Journal of Hydrology* 49(3–4):261–277
- Troch PA, Van Loon E, Hilberts A (2002) Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Advances in Water Resources* 25(6):637–649
- Troch PA, Paniconi C, Van Loon E (2003) Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. formulation and characteristic response. *Water Resources Research* 39(11), 1316
- Troch PA, Van Loon AH, Hilberts AG (2004) Analytical solution of the linearized hillslope storage Boussinesq equation for exponential hillslope width functions. *Water Resources Research* 40(8)
- Ward RC, Robinson M (1967) *Principles of hydrology*. New York: McGraw-Hill, No. 551.49/W262
- unsaturated storage. *Water Resources Research*, 43 W03445
- Jaynes DB, Hunsaker DJ (1989) Spatial and temporal variability of water content and infiltration on a flood irrigated field. *Transactions of the ASAE* 32(4):1229-1238
- Lal R (1976) Soil erosion of Alfisols in western Nigeria: Effects of slope, crop rotation and residue management. *Geoderma* 16:363–375
- Mah MGC, Douglas LA, Ringrose-Voase AJ (1992) Effects of crust development and surface slope on erosion by rainfall. *Soil Science* 154(1):37–43
- Merz R, Blöschl G, Parajka J (2006) Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology* 331(3-4):591-604
- Nachabe MH (2006) Equivalence between TOPMODEL and the NRCS curve number method in predicting variable runoff source areas 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 42(1):225–235
- Noroozpour S, Saghafian B, Akhondali AM, Radmanesh F (2013) Travel time of curved parallel hillslopes. *Hydrology Research* 45(2):190-199
- Philip JR (1991a) Hillslope infiltration: Planar slopes. *Water Resources Research* 27(1):109–117
- Philip JR (1991b) Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies. *Water Resources Research* 27:1041–1048
- Poesen J (1984) The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement*, 49:117–131
- Porhemmat R, Nasser HR, Porhemmat J, Molaei A (2013) Estimation of runoff coefficient in karstic area (A case study: Delibajak Sepidar, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province). *Iran-Water Resources Research* 9(1) (In Persian)
- Sabzevari T, Saghafian B, Talebi A, Ardakanian R (2013) Time of concentration of surface flow in complex hillslopes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 61(4):269-277
- Sabzevari T, Noroozpour S (2014) Effects of hillslope geometry on surface and subsurface flows. *Hydrogeology Journal* 22(7):1593–1604
- Sabzevari T, Noroozpour S, Pishvaei MH (2015) Effects of geometry on runoff time characteristics and time-