

محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی پارامترهای مبتنی بر توپوگرافی*

ابوالفضل اکبرپور⁽¹⁾محمد باقر شریفی⁽²⁾

چکیده در گذشته هیدروگراف واحد لحظه ای ژئومورفولوژی به عنوان ابزاری برای تولید هیدروگراف سیل از بارندگی پیشنهاد شده بود. اما امروزه با کمک سیستم اطلاعات جغرافیایی از هیدروگراف توزیع مکانی که شبیه هیدروگراف واحد ژئومورفولوژی است، استفاده می‌شود. در این مقاله یک مدل شبیه سازی هیدروگراف سیل بر پایه مفهوم هیدروگراف واحد مکانی ارائه می‌شود. ابتدا حوضه آبریز به سلول‌های مربعی تقسیم می‌شود و سپس روندیابی رواناب هر سلول تا خروجی حوضه با استفاده از تابع پاسخ چگالی معکوس گوس و بر اساس میانگین و واریانس توزیع زمان جریان که از معادله انتقال-انتشار مشتق شده است، محاسبه می‌گردد. سرعت جریان برای سلول‌های سطح زمین از معادله اورتون و برای سلول‌هایی که کانال‌های جریان را تشکیل می‌دهند از معادله مانینگ و بر اساس شیب، ضریب زبری و شعاع هیدرولیکی محاسبه می‌شود. رواناب کل حوضه آبریز در خروجی با توجه به اصل جمع آثار و با کمک انتگرال پیچش با مشارکت همه سلول‌های شبکه به دست می‌آید. مدل برای حوضه آبریز معرف کامه که در استان خراسان رضوی قرار دارد، آزمایش می‌گردد و نتایج تطابق قابل قبولی با هیدروگراف سیل مشاهده ای دارا می‌باشند. آنالیز حساسیت نشان می‌دهد که پارامترهای ضریب زبری مانینگ و آستانه شیب حداقل، اثر بیشتری نسبت به پارامتر آستانه سطح زهکشی در رسم شبکه جریان در دبی ماکزیمم و زمان اوج و شکل هیدروگراف خروجی دارند. از طرفی چون مدل توزیع مکانی هیدرولوژی و خصوصیات فیزیوگرافی حوضه را بیان می‌کند پس پتانسیل زیادی در مطالعه اثرات تغییرات کاربری اراضی یا پوشش زمین در رفتار هیدرولوژی حوضه آبریز دارد.

واژه‌های کلیدی هیدروگراف واحد، سیستم اطلاعات جغرافیایی، تابع چگالی احتمال معکوس گوس.

Runoff Computation using Spatially Distributed Terrain Parameters

A. Akbarpour

M. B. Sharifi

Abstract In the past, Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH) had been proposed as a tool to generation of flood hydrographs from storm rainfall data. Nowadays, Spatial Unit Hydrograph is used instead, with making use of Geographic Information Systems (GIS). First, watershed is divided into small square cells, and then routing of runoff from each cell to the basin outlet is calculated using the first passage time response function based on the mean and variance of the flow time distribution, which is derived from advection- dispersion transport equation. The flow velocity for ground surface cells is calculated by Overton's equation and for channel flow cells by Manning's equation based on the local slope, roughness coefficient and hydraulic radius. The total direct runoff at the basin outlet is obtained by superimposing all contributions from every grid cell. The model is tested on kameh catchment in Khorasan Razavi state. Results are in excellent agreement with the measured hydrograph at the basin outlet. Sensitivity analysis shows that parameters of channel roughness coefficient and minimum slope threshold have larger influence than parameter of threshold of drainage area in delineating channel networks on peak discharge, time to peak and on the outflow hydrograph. Since the model accounts for spatially distributed hydrologic and geophysical characteristics of the catchments, it has great potential for study of the influence of changes in land use or soil cover on the hydrologic behavior of a river basin.

Key Words Unit Hydrograph, GIS, First Passage Time Distribution Function.

* نسخه اولیه مقاله در تاریخ 84/7/30 و نسخه نهایی آن در تاریخ 85/9/18 به دفتر نشریه رسیده است.

(1) دانشجوی دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده مهندسی، آب و هیدرولیک

(2) استادیار دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده مهندسی، گروه عمران

مقدمه

حوضه و زمان پیمایش آن در هر مرحله به دست آوردند.

به نقل از مرجع [5] میسا و میفلاین (Mesa and Miffline) در سال 1986 هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفو-لوژیکی را بر اساس مفهوم یک تابع عرضی و تابع چگالی احتمال معکوس گوس پیشنهاد دادند. در تحقیق آنها پاسخ حوضه آبریز با تلفیق پاسخ شبکه آبراهه‌ای و پاسخ اراضی دامنه‌ای (Hillslope) با حل معادله انتشار-انتقال (Advection - Dispersion) محاسبه شد. تروچ (Troch) و همکاران در سال 1994 روش‌های مشابهی را به منظور تأثیر متغیرهای مکانی در پاسخ حوضه آبریز با حل معادله انتشار-انتقال انجام دادند [6].

ون در تاک و براس (Van Der Tak and Bras) در سال 1990 اثرات اراضی دامنه‌ای را در فرمول هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک با استفاده از یک توزیع گاما برای توزیع زمان پیمایش از طریق مسیرهای جریان و معرفی عبارت سرعت ترکیب نمودند [7]. آنها با کمک روش گشتاورها سرعت‌های اراضی دامنه‌ای را محاسبه نمودند و نتیجه گرفتند که این سرعت‌ها نسبتاً از سرعت جریان در کانال کوچکتر می‌شود و تأثیر ویژه ای بر GIUH می‌گذارد. رینالدو (Rinaldo) در سال 1991 با استفاده از معادله انتشار-انتقال، جریان در آبراهه‌ها را بررسی کرد [8]. او یک عبارت پخشیدگی را معرفی نمود و نشان داد که اثر پخشیدگی نه تنها در کانال‌های مجزا وجود دارد، بلکه ساختار شبکه جریان نیز موجب پخشیدگی می‌گردد.

اسنل و سیوपालن (Snell and Sivapalan) در سال 1994 نشان دادند که ضریب پخشیدگی ژئومورفولوژی به دو گشتاور اول طول مسیر جریان، با فرض سرعت ثابت و پخشیدگی طولی در سرتاسر حوضه، وابسته است [9].

به طور کلی پیش بینی سیلاب و مدل کردن حوضه آبریز موضوعات اصلی هستند که جزئیات هیدروولوژی با فرآیندهایی از تبدیل بارندگی به هیدروگراف سیل و انتقال هیدروگراف در سرتاسر حوضه را تصویر میکنند. تئوری هیدروگراف واحد برای پیش بینی جریان در یک حوضه نقش اساسی را در هیدروولوژی برای چندین دهه بازی کرده است و هم چنان در حال توسعه است. در تئوری هیدروگراف واحد فرض می‌شود که پاسخ حوضه برای یک بارندگی، خطی و نسبت به زمان ثابت است و پاسخ حوضه در خروجی با تلفیق بارندگی و هیدروگراف واحد لحظه‌ای به دست می‌آید [1].

هیدروولوژیست‌ها سال‌های زیادی تلاش کرده‌اند تا پاسخ هیدروولوژیکی حوضه آبریز را با مورفولوژی حوضه و ساختار توپوگرافی آن بیان کنند. اخیراً روش هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی (Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH)) بیشتر از سایر روش‌ها مورد توجه قرار گرفته است.

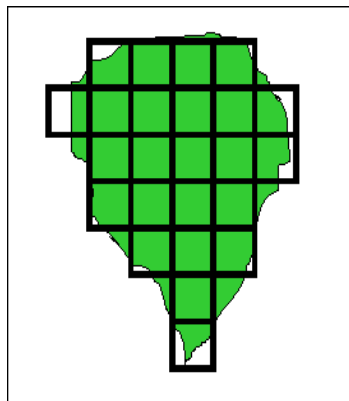
مفهوم هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی ابتدا توسط رودریگوئز-ایتورب و والس (Rodriguez- Iturbe and Valdes) در سال 1979 معرفی شد [2]. آنها ساختار ژئومورفولوژی حوضه را با استفاده از بحث‌های احتمالاتی به هیدروگراف واحد لحظه‌ای مرتبط کردند. در تحقیق آنها از قانون تجربی هورتن و قانون تعداد آبراهه‌ها، طول‌ها و مساحت‌ها برای ژئومورفولوژی سیستم استفاده شد. این تئوری به وسیله گوپتا (Gupta) در سال 1980 و گوپتا و وایمایر (Gupta and Waymire) در سال 1983 توسعه پیدا کرد [3 و 4].

آنها هیدروگراف واحد لحظه‌ای را با استفاده از تابع چگالی احتمال (Probability Density Function (PDF)) زمان پیمایش قطرهای از منشاء تا خروجی

2003 با استفاده از معادله انتشار-انتقال و با کمک GIS رواناب را در خروجی حوضه محاسبه کردند [1]. آنها برای محاسبه سرعت جریان جهت تعیین تابع پاسخ مسیر جریان از روش مانینگ و با فرض شعاع هیدرولیکی معادل عرض کانال استفاده نمودند. در این مقاله هدف محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی پارامترهای مبتنی بر توپوگرافی با کمک معادله انتقال-انتشار و تأثیر توزیع پارامترهای هیدرودینامیکی بر پاسخ حوضه است. در این مقاله تأثیر گام زمانی در سرعت جریان و در تابع پاسخ مسیر جریان و هیدروگراف جریان مد نظر قرار گرفته است. خاطر نشان می‌سازد در تحقیقات گذشته به این موضوع پرداخته نشده است.

تئوری مدل

مدل مورد استفاده در این پژوهش بر اساس ساختار داده‌های شبکه سلولی خواهد بود. ساختار داده‌های شبکه نمایشی از زمین بر اساس سلول‌های مربعی است که به صورت ردیف‌ها و ستون‌هایی معرفی می‌شوند. از شبکه بیشتر برای توصیف توزیع مکانی پارامترها (ارتفاع، کاربری اراضی، پوشش،...) استفاده می‌شود. شکل (1) تقسیم یک حوضه آبریز به سلول‌های شبکه را به صورت شماتیک نشان می‌دهد.



شکل 1 نمایش شماتیک تقسیم حوضه به سلول‌های شبکه

پالوداودوریکو (Palo D' Odorico) در سال 2003 سهم اراضی دامنه‌ای و کانال را در پاسخ حوضه مورد بررسی قرار داد [10]. او ارتباط بین پاسخ حوضه با عوارض ژئومورفولوژی کانال‌ها و اراضی دامنه‌ای را با تحلیل میانگین و واریانس زمان پیمایش با استفاده از معادله انتشار-انتقال نشان داد. او بیان کرد که بین سرعت جریان در اراضی دامنه‌ای و کانال‌ها اختلاف وجود دارد و سرعت جریان تحت تأثیر تابع احتمال زمان پیمایش می‌باشد.

میدمنت (Maidment) در سال 1993 با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (Geographical Information System (GIS) هیدروگراف توزیع مکانی را که خصوصیات توزیع مکانی جریان حوضه را منعکس می‌کند، پیشنهاد داد [11 و 5]. هیدروگراف توزیع مکانی شبیه GIUH است؛ با این تفاوت که در آن از GIS برای توصیف ارتباط اتصالات و شبکه جریان حوضه به جای بحث‌های احتمالاتی استفاده می‌شود. میدمنت از روش منحنی مساحت-زمان برای توسعه هیدروگراف واحد مصنوعی استفاده کرد. مازیک (Muzik) و اجوارد (Ajward) در سال 1996 روش میدمنت را برای دو حوضه در کانادا با موفقیت به کار بردند [11]. میدمنت در سال 1996 یک مدل جریان را که هم اثرات ذخیره و هم اثرات انتقال را در حوضه نشان می‌داد، با استفاده از معادله انتشار-انتقال بیان کرد. در مقاله او پاسخ حوضه از مجموع پاسخ‌های سلول‌های شبکه محاسبه می‌شد [12].

اولیورا و میدمنت (Olivera and Maidment) در سال 1999 روشی را برای محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی پارامترهای ناحیه‌ای با کمک معادله انتشار-انتقال پیشنهاد کردند [5]. آنها برای هر سلول شبکه یک تابع پاسخ واحد مستقل از سلول‌های دیگر در نظر گرفته و با تلفیق این توابع پاسخ در طول سلول به سلول مسیر جریان پاسخ حوضه را در خروجی محاسبه نمودند. لیو و همکاران (Liu et al) در سال

$u(t)$ معادل با تابع چگالی احتمال زمان پیمایش از یک متغیر تصادفی X [T] در سلول است که سلول مستقل از عناصر دیگر می باشد. از نقطه نظر فیزیکی استقلال عناصر جریان دلالت دارد بر:

1- زمانی که یک قطره آب در سلول شبکه می پیماید به زمان پیمایش در سلول های دیگر ربطی ندارد.

2- حرکت انتقالی منحصراً به متغیرها و پارامترهای سلول وابسته است نه به شرایط اطراف سلولها در نتیجه سه گشتاور اول که می توانند از تابع توزیع معکوس گوس استنتاج شوند، توسط دی گروت (De Groot) در سال 1986 به صورت زیر به دست آمدند [16].

$$E(X) = \frac{1}{c}$$

$$\text{var}(X) = \frac{2Dl}{c^3}$$

$$\text{skw}(X) = \frac{12D^2l}{c^5} \quad (4)$$

$E(X)$ ، $\text{var}(X)$ و $\text{skw}(X)$ به ترتیب میانگین، واریانس و چولگی متغیر تصادفی X هستند.

زمان کل پیمایش در مسیر جریان Y معادل مجموع زمان های پیموده شده در هر کدام از سلولها در طول مسیر جریان می باشد، یعنی:

$$Y_i = X_1 + X_2 + \dots + X_N \quad (5)$$

در رابطه فوق، Y_i متغیر تصادفی است که زمان پیمایش مربوط به سلول i در مسیر جریان را بیان می کند و X_1, X_2, \dots, X_N متغیرهای تصادفی هستند که زمان پیمایش در هر سلول از مسیر جریان را نشان می دهند. شکل (2) نمایشی از مسیر جریان را نشان می دهند.

اگر یک سلول به عنوان یک بازه (Reach) در نظر گرفته شود، به نقل از مرجع [1 و 12]، با فرض جریان غیردائمی یک بعدی و با چشم پوشی از عبارات حرکت در معادلات سنت و نانت و جریان جانبی، فرآیند جریان در سلول می تواند با معادله پخشیدگی که توسط میلر و کانژ (Miller and Cunge) در سال 1975 پیشنهاد شد، مدل گردد.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} - D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (1)$$

که در این رابطه، Q دبی در زمان t و موقعیت x, t زمان، x فاصله در راستای جهت جریان، c سرعت موج سینماتیک و D ضریب پخشیدگی است. با فرض ثابت ماندن شیب کف و نظریه هایی که شعاع هیدرولیکی معادل عمق جریان برای جریان روسطحی و آبراهه ها عریض است، c و D را می توان با استفاده از معادله مایننگ به صورت زیر محاسبه نمود [13 و 14].

$$c = \frac{5}{3} V$$

$$D = \frac{VR}{2S_0} \quad (2)$$

V سرعت جریان و S_0 شیب کف می باشد. با توجه به یک سیستم محدود با دیواره انتقالی بالادست (مرز باز) و یک دیواره جذب کننده در پایین دست (مرز بسته)، حل معادله (1) با استفاده از تبدلات لاپلاس برای یک ورودی حرکت واحد (تابع دلتا) به صورت یک تابع چگالی احتمال (PDF) معکوس گوس توسط ایگلسون (Eagleson) در سال 1970 به دست آمد [15].

$$u(t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi Dt^3}} \exp\left[-\frac{(ct-l)^2}{4Dt}\right] \quad (3)$$

که در آن $u(t)$ [T⁻¹]، تابع پاسخ سلول و l طول سلول است.

$$E(Y) = t_0 = \int_c \frac{1}{c} dx$$

$$\text{var}(Y) = \sigma^2 = 2 \int_c \frac{D}{c^3} dx \quad (7)$$

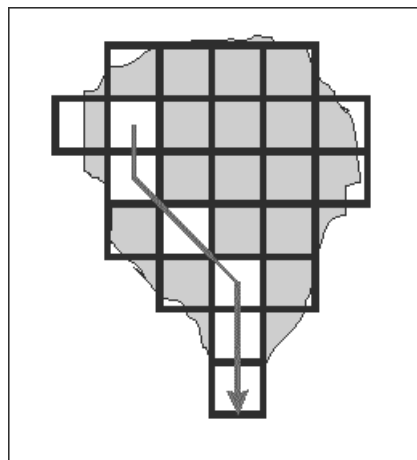
t_0 میانگین زمان پیمایش کلیه سلول‌ها تا خروجی حوضه در طول مسیر جریان و σ^2 واریانس زمان جریان می‌باشد. از این رو، حل تقریبی از تابع پاسخ مسیر جریان با توزیع معکوس گوس به صورت زیر ارائه شد [1]:

$$U(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi t^3 / t_0^3}} \exp\left[-\frac{(t-t_0)^2}{2\sigma^2 t / t_0}\right] \quad (8)$$

$[T^{-1}]U(t)$ تابع پاسخ واحد مسیر جریان و $[T]\sigma$ انحراف از معیار زمان جریان است. پارامترهای t_0 و σ در معادله (7) که تابعی از c و D هستند، به طور مکانی توزیع می‌شوند. در نتیجه هر مسیر جریان پارامترهای مختلف وابسته‌ای به طول مسیر جریان و مشخصات فیزیکی از عناصر جریان دارد. اولیورا و میدمنت در سال 1999 بهترین تقریب را با سه توزیع احتمال نرمال، گاما و معکوس گوس با حل انتگرال عددی برای $U(t)$ مقایسه کردند. آنها نتیجه گرفتند که هیچ دلیل آماری برای انتخاب بهترین تابع نسبت به توابع دیگر وجود ندارد.

تابع پاسخ مسیر جریان با توجه به رابطه (8) به میانگین زمان پیمایش مسیر جریان و واریانس زمان جریان بستگی دارد. از طرفی رابطه (8) به سرعت موج سینماتیکی و ضریب پخشیدگی وابسته است. دو پارامتر یاد شده به سرعت جریان وابسته‌اند.

با توجه به اینکه سرعت جریان از دو بخش تشکیل شده است: 1- سرعت جریان ورقه‌ای 2- سرعت جریان کانالی؛ برای محاسبه آن به صورت زیر عمل می‌شود:



شکل 2 نمایش مسیر جریان

پس رابطه بین تابع پاسخ در سلول با تابع پاسخ در مسیر جریان به صورت زیر به دست می‌آید.

$$U_i(t) = u_1(t) * u_2(t) * \dots * u_N(t) \quad (6)$$

در رابطه فوق، $U_i(t)$ ، $u_1(t)$ ، $u_2(t)$ ، \dots ، $u_N(t)$ توابع چگالی احتمال $Y_i, X_1, X_2, \dots, X_N$ و * تلفیق را بیان می‌کند. بنابراین تابع پاسخ مسیر جریان با انتگرال تلفیق توابع پاسخ سلول محاسبه می‌شود.

از نظر ریاضی، این تلفیق‌ها می‌توانند با انتگرال گیری عددی به دست آیند و حل تحلیلی برای آنها وجود ندارد. اولیورا و میدمنت در سال 1999 برای یک مسیر جریان که شامل N عنصر و $N-1$ تلفیق می‌شود تابع پاسخ مسیر جریان را با استفاده از روش عددی به دست آوردند [12 و 5]. از آنجا که این روش حجم محاسباتی بسیار زیادی دارد، روش مناسب و قابل انعطافی نیست. در این صورت یک حل عددی تقریبی برای تابع پاسخ مسیر جریان توسط آنها پیشنهاد شد. دی گرووت در سال 1986 بیان کرد که میانگین و واریانس مجموع متغیرهای تصادفی معادل مجموع میانگین و واریانس متغیرهای تصادفی می‌باشند [16] و به صورت معادلات زیر ارائه می‌گردد:

محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی...

S_0 شیب کف کانال است.

با معلوم بودن عمق جریان می توان سرعت جریان در کانال را محاسبه نمود:

$$V_{channel} = \frac{Q}{By} \quad (13)$$

برای محاسبه سرعت ورقه ای و کانالی نیاز است که سلول هایی که سطح زمین را مشخص می نمایند و آنهایی که شبکه جریان را تعیین می کنند، مشخص شوند. برای اینکار از نقشه جریان تجمعی استفاده می شود. با تعیین عدد آستانه می توان شبکه جریان را رسم کرد. پس کلیه سلول هایی که ارزش آنها از این عدد آستانه کمتر هستند، جزء سطح زمین و آنهایی که ارزش آنها بیشتر از عدد آستانه باشد جزء شبکه جریان محسوب می شوند.

با تعیین $U(t)$ ، هیدروگراف کل جریان در خروجی حوضه با کمک انتگرال هم گردش از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{N_w} A_i \int_0^t I_i(t - \tau) U_i(\tau) d\tau \quad (14)$$

که در رابطه فوق، N_w تعداد سلول ها، A_i مساحت سلول i ، $I_i(\tau)$ بارش اضافی سلول i و $U_i(\tau)$ پاسخ در خروجی حوضه با یک ورودی لحظه ای واحد در سلول i است.

در این تحقیق زمان پیمایش مجموع زمان پیمایش جریان سطح الارض (t_n) و جریان آبراهه ای (t_c) به صورت زیر در نظر گرفته می شود:

$$t = t_c + t_n \quad (15)$$

از طرفی توزیع احتمال زمان پیمایش $t = t_c + t_n$ در مسیر جریان که طولی معادل $X = X_c + X_n$ دارد، می تواند از روابط زیر تخمین زده شود [8 و 10]:

الف- محاسبه سرعت جریان ورقه ای. برای محاسبه سرعت جریان ورقه ای از معادله موج سینماتیک استفاده می شود. به نقل از مرجع [11] عمق جریان از رابطه زیر که توسط اورتون و میدوز (Overton and Meadows) در سال 1976 پیشنهاد شده، به دست می آید.

$$y = \left(\frac{i_e n x}{\sqrt{S_0}} \right)^{0.6} \quad (9)$$

در این رابطه y عمق جریان رواناب بر حسب متر، i_e شدت بارش اضافی بر حسب متر بر ثانیه، n ضریب زبری مانینگ، x فاصله در طول مسیر جریان بر حسب متر، S_0 شیب (متر بر متر) است. با معلوم شدن عمق جریان می توان از معادله مانینگ سرعت جریان را طبق رابطه زیر به دست آورد:

$$v_0 = \frac{(i_e x)^{0.4} S_0^{0.3}}{n^{0.6}} \quad (10)$$

ب- سرعت جریان کانالی. به منظور محاسبه سرعت جریان کانالی به نقل از مرجع [11 و 17] می توان ابتدا از رابطه زیر که توسط اجوارد در سال 1996 پیشنهاد شده است، دبی در هر سلول مستقل را محاسبه نمود.

$$Q_{cell} = i_e A_{cell} \quad (11)$$

که در این رابطه، Q_{cell} میزان دبی سلول $\left(\frac{m^3}{s} \right)$ ، i_e شدت بارش اضافی $\left(\frac{m}{s} \right)$ ، A_{cell} مساحت سلول (m^2) است. اکنون با استفاده از معادله پیوستگی و جهت جریان دبی کل در هر سلول محاسبه و با کمک معادله مانینگ عمق جریان به دست می آید.

$$\left(\frac{By}{B+2y} \right)^{\frac{2}{3}} (By) = \frac{Qn}{\sqrt{S_0}} \quad (12)$$

Q دبی کل در هر سلول، B عرض مقطع کانال (m^2) ، y عمق جریان (m) ، n ضریب زبری مانینگ،

$$V_{\alpha} = 2[D_L + D_G] \sum_{j=1}^n \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i^3} \right) \right) \quad (21)$$

$$D_L = \frac{\left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{D_i l_i}{c_i^3} \right) \right) \right)_j}{\left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i^3} \right) \right) \right)_j} \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i^3} \right) \right)_j \quad (22)$$

$$D_G = \frac{\left\{ \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i} \right)^2 \right) - \sum_{j=1}^N \left(\left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i} \right) \right)^2 \right) \right\}_j}{\left\{ 2 \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i^3} \right) \right) \right\}_j} \quad (23)$$

D_L ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی حوضه و D_G ضریب پخشیدگی ژئومورفولوژی حوضه است. در رابطه (20) ترم اول پاسخ واریانس زمان پیمایش حوضه را نسبت به انتشار به دلیل وجود ضریب پخشیدگی و ترم دوم پاسخ واریانس زمان پیمایش را نسبت به انتقال به دلیل سرعت موج نشان می‌دهد. به عبارتی مشاهده می‌شود که واریانس زمان پیمایش حوضه به موقعیت شبکه زهکشی یا به عبارتی تأثیر مکانیزم ژئومورفولوژی حوضه و به مکانیزم پیمایش آبراهه‌های مجزا شبکه زهکشی (حرکت آب در آبراهه) بستگی دارد که منعکس کننده اثرات تنش برشی و تلاطم در طول روند رواناب می‌باشد. در این مقاله با توجه به روابط به دست آمده تأثیر توزیع پارامترهای هیدرودینامیکی در شکل هیدروگراف مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کاربرد مدل و نتایج

خصوصیات منطقه مورد مطالعه. حوضه آبریز معرف کامه، سر شاخه رودخانه کال سالار بوده و در شمال

$$f(t) = f_h(t_h) * f_c(t_c) \\ = \int_0^t f_h(t-t_c) f_c(t_c) dt_c \quad (16)$$

که $f_c(t_c)$ و $f_h(t_h)$ می‌توانند به صورت زیر تعریف شوند. (17)

$$f_h(t_h) = \frac{X_h}{\sqrt{4\pi D_h t_h^3}} \exp \left[-\frac{(X_h - c_h t_h)^2}{4D_h t_h} \right]$$

$$f_c(t_c) = \frac{X_c}{\sqrt{4\pi D_c t_c^3}} \exp \left[-\frac{(X_c - c_c t_c)^2}{4D_c t_c} \right] \quad (18)$$

D_h و D_c ضرایب پخشیدگی برای جریان کانال و جریان سطح الارض، c_h و c_c سرعت در سطح الارض و کانال می‌باشند.

پس میانگین و واریانس زمان پیمایش حوضه با توجه به تابع مولد گشتاور $f(t)$ می‌تواند به صورت زیر محاسبه شود:

$$E[T] = \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i} \right) \right)_j \quad (19)$$

$$V_{\alpha} = 2 \sum_{j=1}^n \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{D_i l_i}{c_i^3} \right) \right) + \left\{ \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i} \right)^2 \right) - \sum_{j=1}^N \left(\left(\sum_{i=1}^{N_i} \left(\frac{l_i}{c_i} \right) \right)^2 \right) \right\}_j \quad (20)$$

c_i سرعت موج در سلول i ام، N_i تعداد سلول‌های مسیر جریان i ام، N تعداد کل مسیر جریان حوضه، l_i طول جریان در سلول i ام. رابطه (20) را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

اضافی وجود دارد، یکی از روش‌های تخمین بارش اضافی روش شماره منحنی رواناب SCS است. در روش SCS تعیین شماره منحنی که تابعی از ویژگی‌های خاک، کاربری اراضی و خصوصیات هیدرولوژیکی دیگری مانند موقعیت رطوبت پیشین خاک می‌باشد، ضروری است [17].

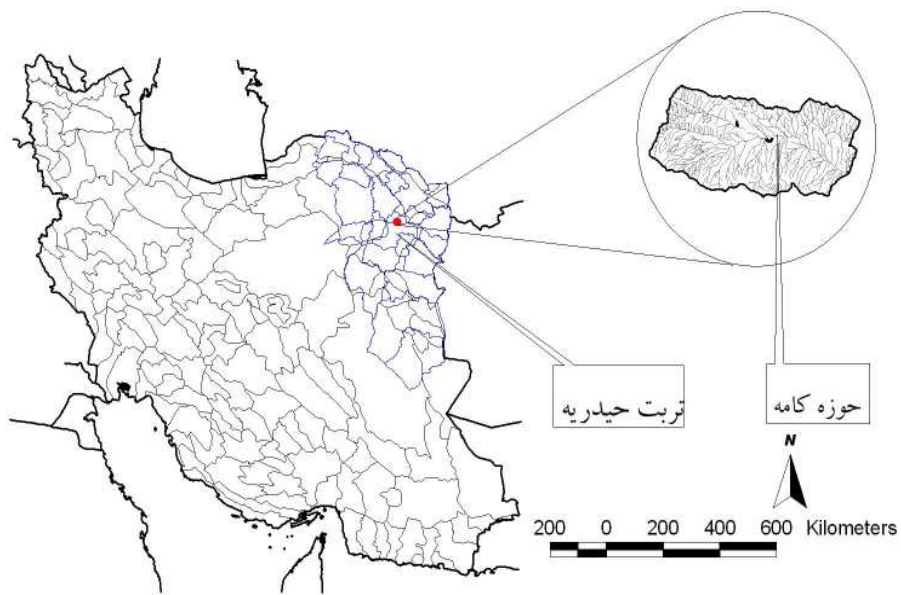
در این روش برای تعیین بارش اضافی هر سلول لازم است ابتدا نقشه‌های کاربری اراضی، پوشش و گروه‌های هیدرولوژیکی خاک تهیه شود. نقشه کاربری اراضی و پوشش حوضه کامه با استفاده از اطلاعات سنجنده (ETM+) ماهواره لندست به تاریخ 6 آگوست 2002 میلادی با پنجره ای به ابعاد 512×315 و نقشه‌های رقمی 1:25000 و سایر اطلاعات کاغذی و رقمی تهیه گردید. پیش از استفاده از داده‌های ماهواره‌ای ابتدا تصحیحات رادیومتری و هندسی بر روی داده‌های ETM+ صورت گرفت. سپس به منظور ادغام داده‌های ماهواره ای از روش مبتنی بر تحلیل مولفه‌های اصلی و از باند 8 که دارای اندازه تفکیک 15 متر می‌باشد، استفاده شد. برای انجام عمل تطابق هندسی از 10 نقطه کنترل زمینی با استفاده از نقشه توپوگرافی 1:25000 که دارای پراکنش مناسب در سطح منطقه می‌باشد، استفاده شد. در نهایت 3 نقطه که دارای خطای بیش از یک پیکسل بودند حذف و هفت نقطه کنترل برای تصحیح مورد استفاده قرار گرفتند. بارزسازی تصاویر با توجه به روش گوس انجام گرفت. سپس با بازدید میدانی کلاس‌های مختلف کاربری تعریف و نمونه‌های آموزشی انتخاب شد. طبقه‌بندی تصاویر با روش فازی انجام گرفت و صحت طبقه بندی با استفاده از ضریب کایا مورد بررسی قرار گرفت. بدین ترتیب نقشه کاربری اراضی حوضه تهیه شد. به منظور تهیه نقشه پوشش از شاخص تسلدکپ استفاده شد و مراتع به سه کلاس متوسط، فقیر و خیلی فقیر تقسیم

شهرستان تربت حیدریه واقع شده است. این حوضه نمونه حوضه‌های آبریز کوهستانی منطقه میانی خراسان بشمار میرود. رودخانه کال سالار زهکش اصلی این حوضه بوده و در امتداد شمال غرب به جنوب شرق جریان دارد. این حوضه در حد فاصل طول جغرافیایی 32، 59، 05 تا 13، 45، 59 شرقی و عرض جغرافیایی 36، 27، 35 تا 30، 47، 35 شمالی قرار گرفته است. ارتفاع متوسط حوضه 1952/5 متر از سطح دریا، مساحت حوضه 52/05 کیلومتر مربع، متوسط حرارت و رطوبت سالیانه آن به ترتیب 11/9 درجه سانتیگراد و 53/9 درصد و متوسط تبخیر و بارش سالیانه به ترتیب 2110 و 361 میلی‌متر می‌باشد. حوضه کامه دارای یک ایستگاه تبخیر سنجی درجه یک در محل روستای بکاول که دارای ادوات ثبات و معمولی شامل الف- باران سنج ثابت هفتگی، باران سنج معمولی، باران سنج ذخیره ای و سکوی اندازه گیری برف ب- دماسنج تر و خشک، حداقل و حداکثر، دما نگار، دماسنج اعماق مختلف خاک ج- تشتک تبخیر کلاس A د- رطوبت نگار و باد نگار می‌باشد و یک ایستگاه هیدرومتری که در محل خروجی حوضه واقع در روستای تروسک احداث شده است و دارای تجهیزات اشل و لیمنوگراف می‌باشد و در رتبه بندی ایستگاه‌های هیدرومتری براساس ادوات موجود از درجه 3 برخوردار است، می‌باشد. این ایستگاه در سال‌های 1371-1372 تأسیس و مورد بهره برداری قرار گرفته است. شکل (3) موقعیت حوضه را بر روی نقشه ایران و استان و شکل (4) موقعیت ایستگاه‌های تبخیرسنجی و هیدرومتری را نمایش می‌دهد.

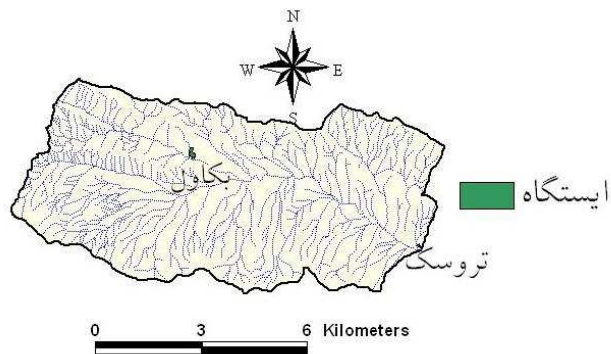
بارش اضافی

روش‌های مختلفی برای محاسبه شدت بارش

گردیدند. با کمک نقشه‌های خاک، تشکیلات زمین شناسی و بازدیدهای صحرائی نقشه گروه‌های هیدرولوژیکی تهیه گردید. نقشه‌های فوق برای اندازه سلول 50×50 متر برای کاربرد مدل تهیه شدند. شکل (5) نقشه‌های کاربری اراضی و پوشش و شکل (6) نقشه گروه‌های هیدرولوژیکی را نشان می‌دهد.

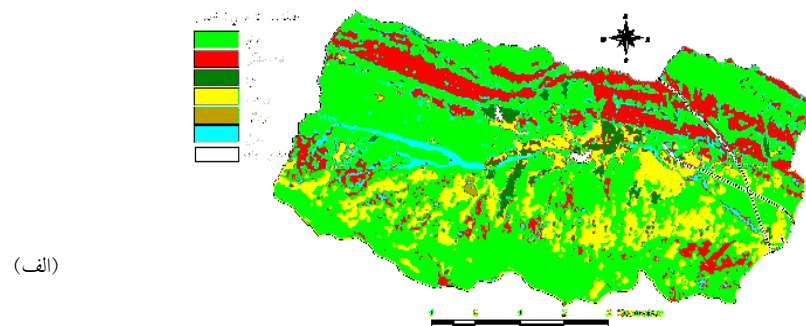


شکل 3 موقعیت منطقه مورد مطالعه

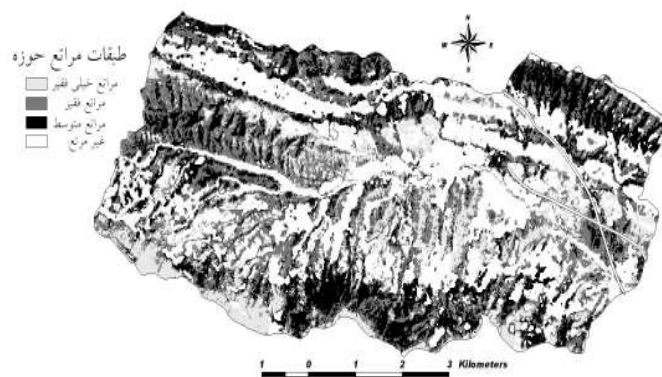


شکل 4 موقعیت ایستگاه های تبخیرسنجی بکاول و هیدرومتری تروسک

محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی...

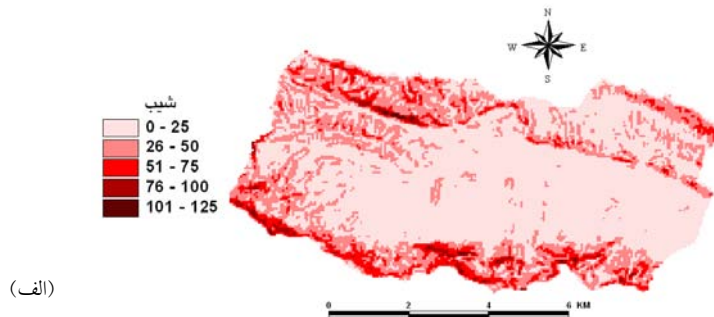


(الف)

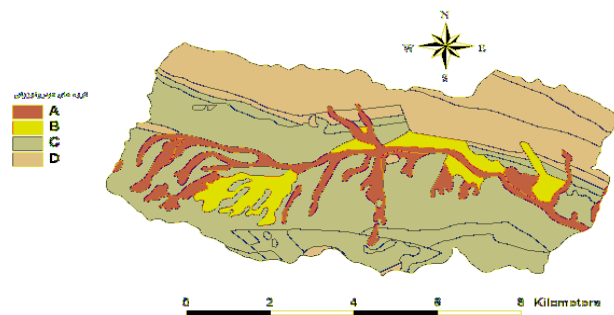


(ب)

شکل 5 (الف) نقشه کاربری اراضی (ب) نقشه پوشش

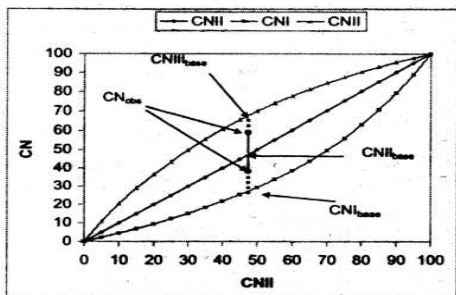


(الف)



(ب)

شکل 6 (الف) نقشه شیب حوزه کامه تهیه شده از روی مدل رقمی ارتفاع (ب) نقشه گروه‌های هیدرولوژیکی



شکل 7 ارتباط شرایط رطوبتی با شماره منحنی رواناب های مختلف [11].

برای حالتی که حجم رواناب مشاهده‌ای بزرگتر از حجم رواناب محاسباتی باشد، لازم است که CN افزایش یابد. بنابراین از معادله زیر استفاده می‌شود. [11]

$$CN_{III_{calibrated}} = CN_{II_{base}} + \left[\frac{23CN_{II_{Cell}}}{10 + 0.13CN_{II_{Cell}}} - CN_{II_{Cell}} \right] \quad (26)$$

$$\left[\frac{CN_{Obs} - CN_{II_{base}}}{CN_{III_{base}} - CN_{II_{base}}} \right]$$

برای حالتی که حجم رواناب مشاهده‌ای کمتر از حجم رواناب محاسباتی باشد، لازم است که CN کاهش پیدا کند. بنابراین از معادله زیر استفاده می‌گردد [11].

$$CN_{Calibrated} = CN_{II_{Cell}}$$

$$\left[CN_{II_{Cell}} - \frac{4.2CN_{II_{Cell}}}{10 - 0.05CN_{II_{Cell}}} \right]$$

$$\left[\frac{CN_{II_{base}} - CN_{Obs}}{CN_{II_{base}} - CN_{I_{base}}} \right] \quad (27)$$

سپس با کمک نقشه‌های فوق مقادیر شماره منحنی رواناب با استفاده از جدول SCS برای هر سلول مشخص و با توجه به شماره منحنی‌های رواناب بارش مازاد برای هر سلول از فرمول‌های زیر محاسبه گردید.

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (24)$$

که در این رابطه، S ضریب نگهداشت سطحی، CN شماره منحنی رواناب، P_e ارتفاع بارش اضافی بر حسب میلی‌متر و P ارتفاع بارندگی بر حسب میلی‌متر است.

در صورتی که بخواهیم با توجه به هیدروگراف سیل مشاهده‌ای شماره منحنی رواناب هر سلول را کالیبره نماییم ابتدا به هر سلول یک شماره منحنی رواناب با توجه به پوشش زمین، کاربری اراضی و گروه‌های هیدرولوژیکی خاک با شرایط رطوبتی متوسط اختصاص می‌دهیم. سپس با توجه به روابط زیر و سعی و خطا شماره منحنی سلول را کالیبره می‌نماییم. روابط بین شماره منحنی رواناب با شرایط رطوبتی III (نزدیک اشباع) و شرایط رطوبتی I (خاک خشک) با شماره منحنی رواناب در حالت II (متوسط) به صورت زیر می‌باشد.

$$CN_{III} = \frac{23CN_{II}}{10 + 0.13CN_{II}}$$

$$CN_{I} = \frac{4.2CN_{II}}{10 - 0.05CN_{II}} \quad (25)$$

CNI شماره منحنی رواناب در حالت I، CNII شماره منحنی رواناب در حالت II، CNIII شماره منحنی رواناب در حالت III است. شکل (7) شرایط رطوبتی و شماره منحنی‌های رواناب مختلف را نشان می‌دهد.

از روی نقشه جهت جریان می‌توان جریان تجمعی برای هر سلول را که برابر تعداد سلول‌های بالادست است و آب مربوط به آنها به سمت آن سلول جریان پیدا می‌کند، تعیین کرد. با کمک نقشه جریان تجمعی می‌توان شبکه جریان را رسم و سلول‌های سطح زمین و کانال را مشخص کرد. بدین منظور برنامه‌ای نوشته شده که توانایی محاسبه طول جریان، جریان تجمعی و مشخص نمودن سلول‌های سطح زمین و مدل کانال‌ها را دارد. شکل (8) نقشه جهت جریان و مدل رقمی ارتفاع را نشان می‌دهد.

ضریب زبری مانینگ از روابط تجربی تعیین می‌گردد. این روابط بر اساس این فرض که مقاومت جریان به طور عمده تحت تأثیر زبری مواد تشکیل دهنده کف و دیواره‌ها است تا شکل و فرم زبری بستر بنا شده اند.

فرم کلی این روابط تجربی به صورت زیر است:

$$n = aD_g^b \quad (28)$$

که در آن D_g^b شاخص اندازه مواد بستر، a و b ضرایب ثابت معادله و n ضریب زبری مانینگ است. جدول (1) بعضی از روابط تجربی ضریب زبری مانینگ را نشان می‌دهد. در این مطالعه پس از نمونه گیری از مقاطع مختلف مسیرهای جریان و تهیه منحنی دانه بندی از روش Bray استفاده گردید [19].

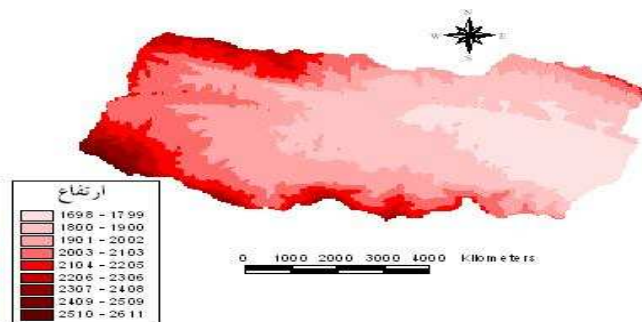
مقادیر ضریب زبری برای سلول‌های سطح زمین با توجه به نقشه کاربری اراضی وجداول ارائه شده تخمین زده می‌شود [2]. اکنون با محاسبه سرعت جریان، تابع پاسخ مسیر جریان تا خروجی برای هر سلول با توجه به جهت جریان تعیین می‌شود.

که $CN_{Calibrated}$ شماره منحنی رواناب کالیبره شده برای هر سلول، $CN_{II_{Cell}}$ شماره منحنی رواناب برای هر سلول در شرایط رطوبتی II، CN_{base} شماره منحنی رواناب به دست آمده از نقشه کاربری اراضی و گروه‌های هیدرولوژیکی خاک در شرایط رطوبتی $CN_{obs_{II}}$ شماره منحنی رواناب برای شرایط رطوبتی II با توجه به حجم رواناب مشاهده‌ای، $CN_{I_{bas}}$ شماره منحنی رواناب برای شرایط رطوبتی I با توجه به CN_{base} ، $CN_{III_{base}}$ شماره منحنی رواناب برای شرایط رطوبتی III با توجه به $CN_{II_{bas}}$ است. برای محاسبه CN از روش سعی و خطا استفاده می‌شود.

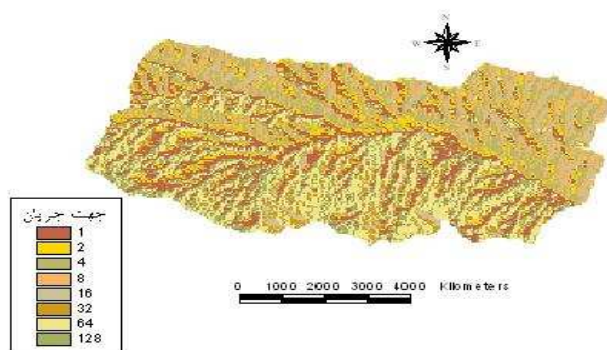
تابع پاسخ مسیر جریان

تابع پاسخ مسیر جریان با توجه به روابط (8) به میانگین و واریانس زمان پیمایش مسیر جریان بستگی دارد. از طرفی این دو پارامتر به سرعت جریان نیز وابسته‌اند. برای محاسبه سرعت جریان ابتدا باید نقشه جهت جریان و جریان تجمعی تهیه و ضریب زبری مانینگ تعیین گردد.

نقشه جهت جریان مشخص می‌کند که آب موجود در هر سلول به کدام از یک سلول‌های مجاور خود جریان پیدا می‌کند. این نقشه بر اساس الگوریتم D8 که اولین بار توسط مارک و اوکالان [18] در سال 1984 مطرح شد، از روی مدل رقمی ارتفاع و با کمک توابع GIS تهیه می‌شود. در هنگام تهیه مدل رقمی ارتفاع گودال‌های رقمی و مناطق بدون شیب و مسطح پدید می‌آید که برای برطرف کردن آن از روش (Filling) که باعث تبدیل افزایش ارتفاع گودال به کمترین ارتفاع هشت سلول همسایه می‌گردد، استفاده می‌شود. نقشه جهت جریان برای حوضه کامه از روی مدل رقمی ارتفاع بعد از برطرف کردن خطا تهیه شد.



(الف)



(ب)

شکل 8 (الف) مدل ارتفاع رقومی (ب) نقشه جهت جریان

جدول 1 روابط تجربی برای تعیین ضریب زبری مانینگ [19].

فرمول	روش	ش.ع.م
$n = 0.047 \frac{D}{50}^{\frac{1}{6}}, D(m)$	میر- پیتر ومولر (1948)	1
$n = 0.026 \frac{D}{75}^{\frac{1}{6}}, D(\text{inch})$	لین و کارلسون (1953)	2
$n = 0.034 D \frac{D}{50}^{\frac{1}{6}}, D(\text{ft})$	هندرسون (1966)	3
$n = 0.013 \frac{D}{65}^{\frac{1}{6}}, D(\text{mm})$	رادکیوی (1976)	4
$n = 0.039 \frac{D}{50}^{\frac{1}{6}}, D(\text{ft})$	گرید وراجا (1978)	5
$n = 0.0561 \frac{D}{65}^{(0.179)}, D(m)$	بری (1979)	6
$n = 0.047 \frac{D}{50}^{\frac{1}{6}}, D(m)$	سویرامانیا (1982)	7

دادند [22].

$$DV = \frac{V - V'}{V} \cdot 100 \quad (31)$$

که در این رابطه V حجم رواناب محاسباتی و V' حجم رواناب مشاهده‌ای است.

با مقادیر به دست آمده معیارهای فوق می‌توان بیان نمود که مدل تا حدودی برازش خوبی انجام داده است با توجه به میانگین PEP مدل توانسته است دبی ماکزیمم را نسبتاً به طور موفقیت آمیزی شبیه سازی نماید. همچنین می‌توان برای زمان رسیدن به نقطه اوج هم مقدار میانگین خطا در زمان اوج را به دست آورد. با توجه به شکل (10) در جدول (2) ملاحظه می‌شود که زمان اوج به خوبی شبیه سازی شده است که حاکی از پاسخ خوب مدل می‌باشد. برای برازش خوب در تخمین شکل هیدروگراف می‌توان از معیار R^2 و DV استفاده کرد. با مشاهده مقادیر R^2 و DV و میانگین آنها برای حوادث انجام شده نتیجه گیری می‌شود که مدل توانسته است تا حد قابل قبولی شکل هیدروگراف را شبیه سازی نماید.

همچنین مدل توانایی کالیبره نمودن شماره منحنی‌های رواناب بر اساس حجم‌های رواناب را دارد. شکل (10) هیدروگراف سیل محاسباتی باتوجه به کالیبره نمودن شماره منحنی را نشان می‌دهد.

حال می‌توان با محاسبه هیدروگراف رواناب تأثیر پارامترهای هیدرودینامیکی را در شکل هیدروگراف بررسی نمود. وقتی ضریب پخشیدگی برای سلول‌های شبکه صفر است، به طور کلی جریان تحت تأثیر مکانیزم‌های ژئومورفولوژی قرار دارد و شکل هیدروگراف به سمت توزیع نرمال (انتقال خالص) تغییر می‌کند. برعکس، وقتی ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی افزایش می‌یابد شکل هیدروگراف نرم تر می‌شود.

هیدروگراف سیل

هیدروگراف سیل با توجه به رابطه (14) برای چند حادثه بارندگی محاسبه شد. ارزیابی عملکرد مدل با مقایسه چشمی بین هیدروگراف محاسباتی و مشاهده‌ای انجام گرفت. مقایسه چشمی اغلب یک طرح گرافیکی از جریان‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده است که اولین گام برای ارزیابی مدل می‌باشد. به عنوان مثال تطابق خوب هیدروگراف مشاهده‌ای و محاسباتی در شکل (9) برای چند حادثه بارش - رواناب دقت عملکرد مدل را نشان می‌دهد.

برای ارزیابی مدل از معیارهای آماری نیز استفاده می‌شود. گرین و استیونس (1986) معیاری برای ارزیابی مدل پیشنهاد کردند. آنها پیشنهاد نمودند که نرخ‌های جریان ماکزیمم به وسیله درصدی از خطا در پیک ارزیابی می‌شود [20].

$$PEP = \frac{Q_{PS} - Q_{PO}}{Q_{PO}} \cdot 100 \quad (29)$$

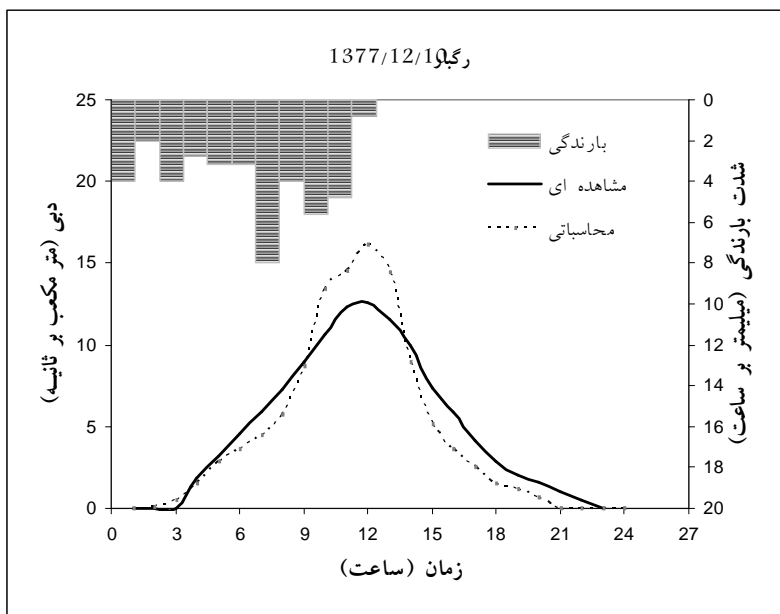
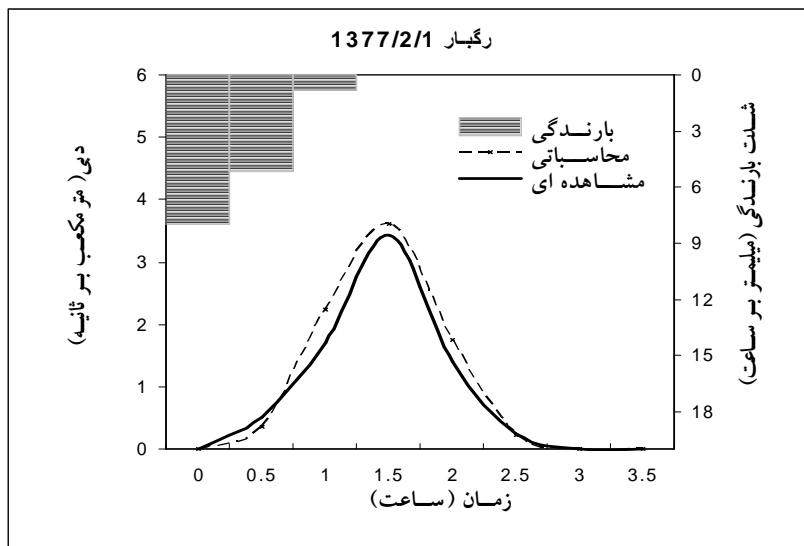
که در آن Q_{PS} دبی ماکزیمم شبیه سازی شده، Q_{PO} دبی ماکزیمم مشاهده‌ای است.

ناش و شاتکلیف در سال 1970 معیاری برای برازش خوب به صورت رابطه زیر که معروف به ضریب ناش - شاتکلیف است، ارائه کردند [21].

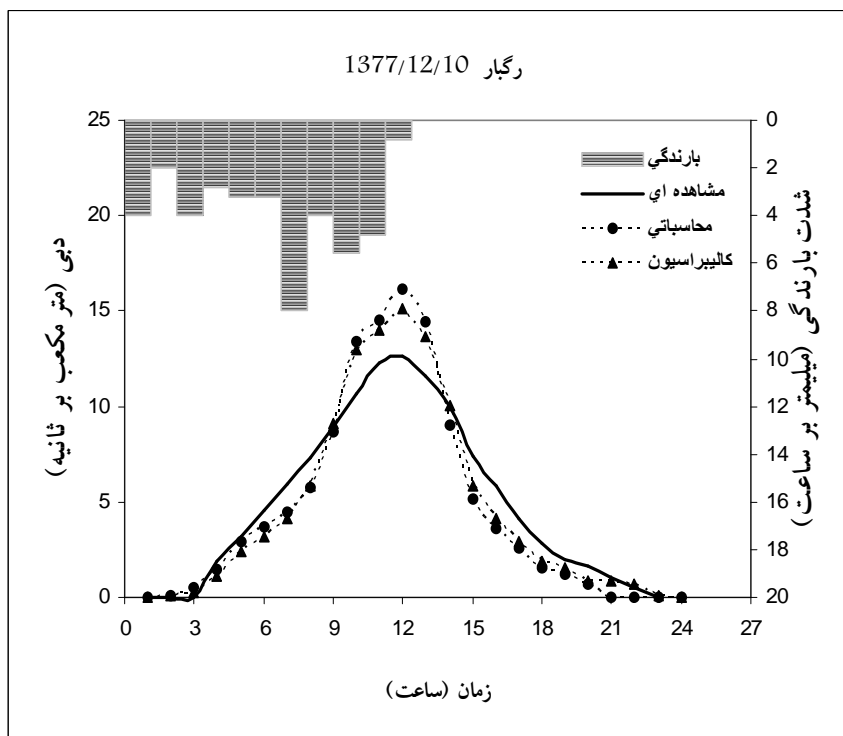
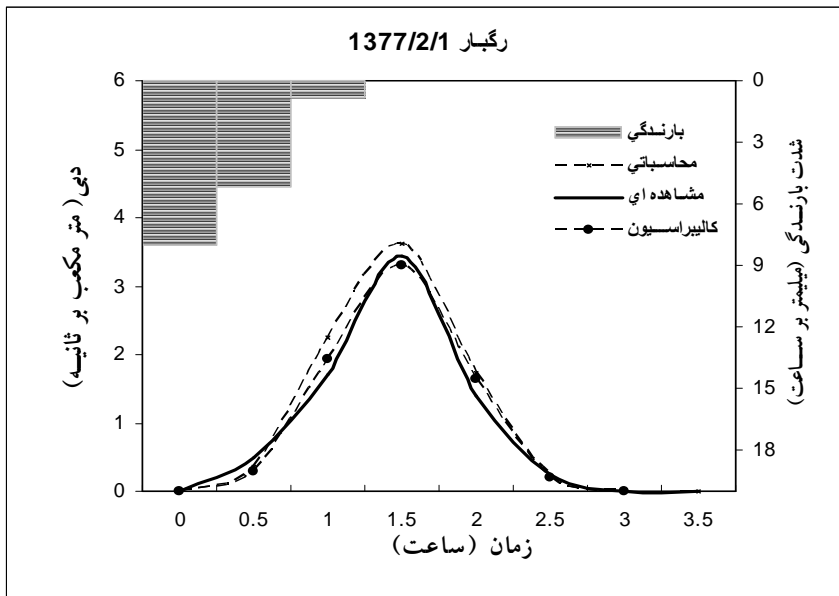
$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q - Q')^2}{\sum_{i=1}^n (Q - \bar{Q})^2} \quad (30)$$

که در آن Q دبی مشاهده‌ای، Q' دبی محاسباتی، Q متوسط دبی مشاهده‌ای، n شماره‌ای از مقادیر دبی می‌باشد. مقدار R^2 بین صفر و یک متغیر است و مقدار آن هنگامی که معادل یک باشد، برازش کامل را نشان می‌دهد.

مارتینگ و رانگو در سال 1989 یک معیار ساده به نام انحراف از حجم‌های رواناب (DV) را پیشنهاد



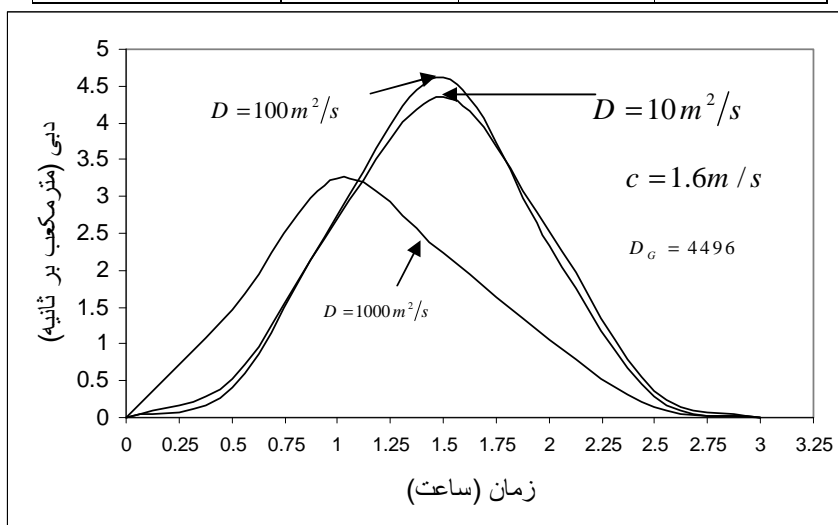
شکل 9 مقایسه رواناب مشاهده ای و محاسباتی



شکل 10 هیدروگراف های محاسباتی بعداز کالیبره نمودن شماره منحنی رواناب

جدول 2 مقادیر معیارهای ارزیابی محاسبه شده

تاریخ بارندگی	معیار		
	PEP	DV	R ²
1377/12/10	27/94	77/14	0/92
1377/2/1	5/16	6/53	0/72
1377/2/10	21/42	31/54	0/60
1377/3/11	8/87	32/64	0/46
1372/12/19	15/1	3/7	0/87
1372/12/21	21/55	15/3	0/86
میانگین	15/69	16/14	0/73



شکل 11 تغییر شکل هیدروگراف به ازای پارامترهای هیدرودینامیکی مختلف

اثر ضریب زبری کانال

رواناب سطحی هر سلول شبکه در جریان کانال مشارکت دارد و وقتی هیدروگراف سیلی روندیابی می شود ضریب زبری اثر مستقیمی بر زمان پیمایش و مقدار تلفاتی که اتفاق خواهد افتاد می گذارد. به طور کلی ضریب زبری برای کانالهای بالا دست بیشتر است و با بزرگ شدن رده کانال و کم شدن شیب کاهش می یابد. برای راحتی محاسبات و مقایسه نتایج مدل، ضریب زبری برای همه کانالها ثابت در نظر گرفته شد. شکل (12) هیدروگراف رواناب مستقیم شیب- سازی شده به ازای سه مقدار مختلف ضریب زبری 0/03، 0/04، 0/05 را نشان می دهد. مقدار 0/03 برای

شکل (11) تغییرات شکل هیدروگراف را به ازای

تغییر پارامترهای هیدرودینامیکی مختلف نشان می دهد.

آنالیز حساسیت

هدف اساسی از آنالیز حساسیت، محاسبه اختلاف پاسخهای مدل به ازای تغییرات مقادیری از پارامترهای خاص است. در این مطالعه آنالیز حساسیت برای ضریب زبری، آستانه شیب مینیمم و آستانه سطح برای رسم شبکه جریان انجام گرفت. نتایج آنالیز حساسیت حالتی از شرایط خاص می باشد و ممکن است با موقعیت، مساحت حوضه، خاک، کاربری اراضی و شیب تغییر کند.

آستانه‌ای برای شیب حداقل در نظر گرفته می‌شود به طوری که مقادیر شیب کمتر از این مقدار برابر با آن در نظر گرفته می‌شوند. آنالیز حساسیت برای آستانه سه شیب حداقل 0/01، 0/05، 0/1 درصد با ثابت نگهداشتن همه پارامترها مد نظر قرار گرفت و هیدروگراف خروجی حوضه محاسبه شد.

نتایج مطابق شکل (13) نشان می‌دهد که دبی ماکزیمم و زمان رسیدن به اوج با کاهش مقدار آستانه شیب کاهش پیدا می‌کند. کم شدن شیب موجب کاهش سرعت موج (Celerity) سیل و افزایش زمان پیمایش و طولانی نمودن شکل هیدروگراف می‌شود. از آنجا که تعداد سلول‌هایی که شیب آنها کمتر از آستانه می‌باشد در این حوضه زیاد هستند، شیب مینیمم تأثیر زیادی در دبی ماکزیمم دارد و شاید در حوضه‌های دیگر به این صورت نباشد.

اثر آستانه مساحت تجمعی

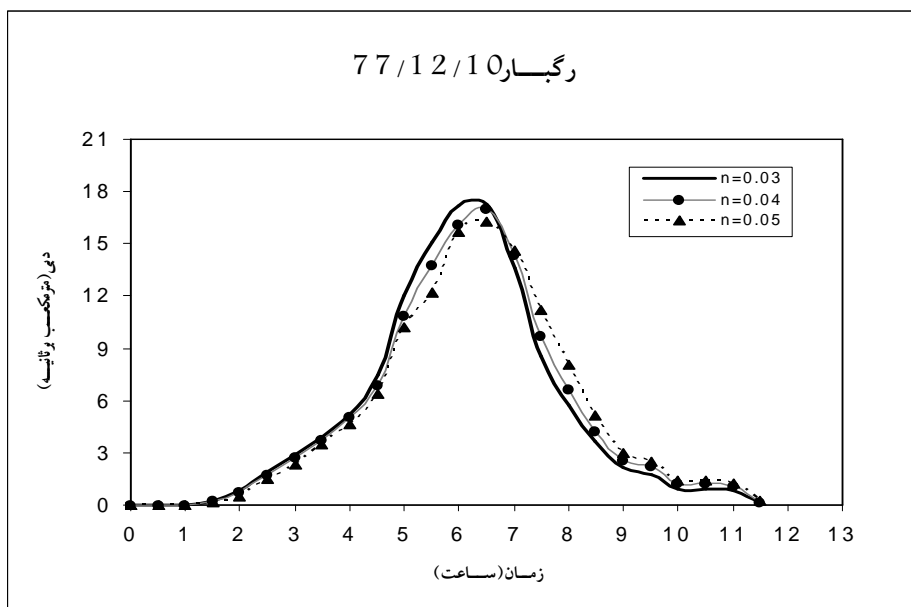
کانال‌های حوضه آبریز بر اساس مساحت بالادست هر سلول رسم می‌شوند. پس هر چه مقدار آستانه کمتر

جریان‌های مستقیم و رودخانه‌های فاقد جاهای گود، مقدار 0/04 برای جریان‌های تند و رودخانه‌هایی با مکان‌های کم عمق و مقدار 0/05 برای جریان‌های تند با مکان‌های سنگی در نظر گرفته شد [14].

دبی ماکزیمم با افزایش ضریب زبری تغییر می‌کند. با توجه به اینکه حجم کل رواناب ثابت است، کاهش دبی ماکزیمم و تأخیر زمان اوج با طولانی شدن شاخه نزولی هیدروگراف جبران می‌شود. با افزایش ضریب زبری، میانگین و زمان پیمایش افزایش می‌یابد و هم چنین افزایش ضریب زبری باعث افزایش تنش برشی و تلفات و در نتیجه کند شدن موج سیل می‌گردد.

اثر شیب مینیمم

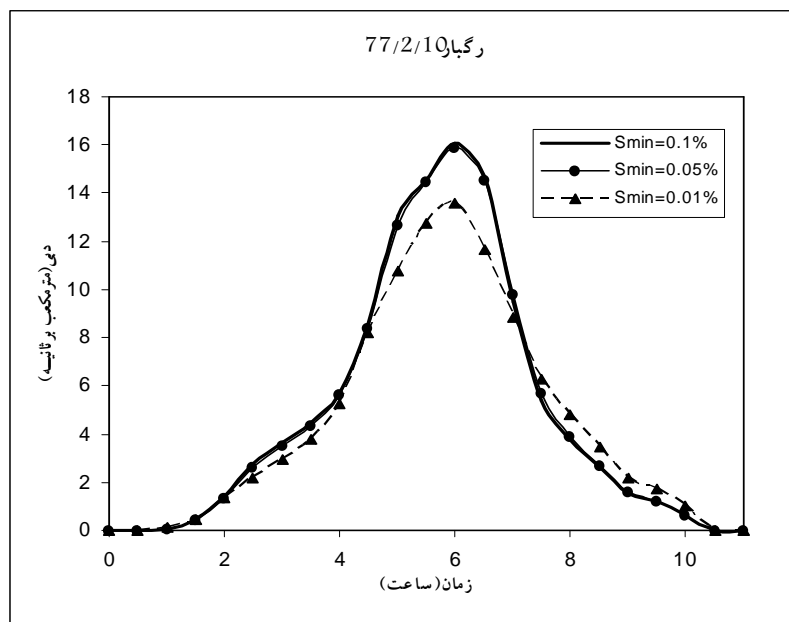
باتوجه به اینکه شیب هر سلول از روی مدل ارتفاع رقومی و بر اساس سلول‌های اطراف تعیین می‌شود امکان شیب‌های نزدیک به صفر در بعضی از مناطق وجود دارد. این مسئله باعث بینهایت شدن زمان پیمایش و بیشتر شدن تلفات می‌گردد. بدین منظور



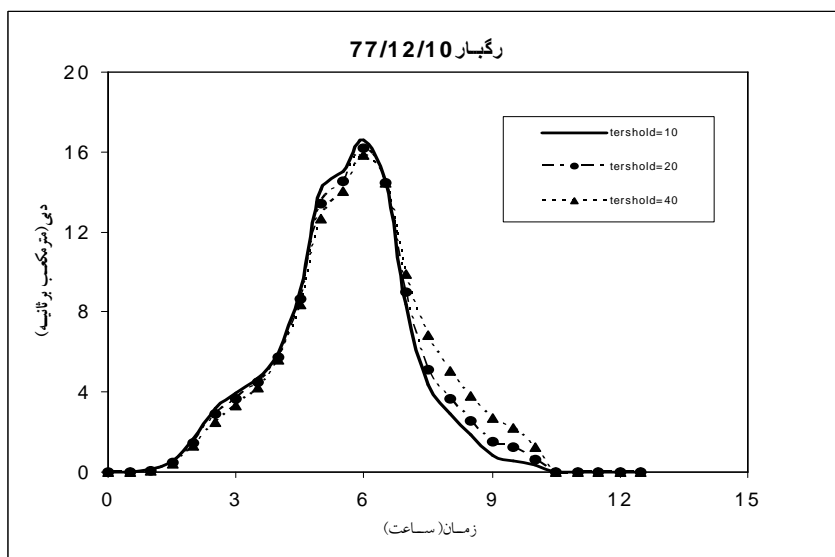
شکل 12 تغییرات شکل هیدروگراف به ازای ضریب زبری های متفاوت

می‌شود زیرا اراضی دامنه‌ای تأثیر زیادی در زبری جریان
 روسطحی دارند و این خود باعث طولانی‌تر شدن زمان
 جریان و در نتیجه باعث طولانی‌تر شدن زمان جریان در
 بخش انتهایی مسیر می‌شود.

باشد سلول‌های بیشتری در شبکه جریان نقش دارند.
 آنالیز حساسیت برای آستانه مساحت با مقادیر
 10,20,40 سلول انجام شد. شکل (14) نشان می‌دهد
 که به ازای آستانه بیشتر هیدروگراف خروجی طولانی
 تر



شکل 13 اثر شیب مینیمم در هیدروگراف خروجی



شکل 14 اثر آستانه مساحت در هیدروگراف خروجی

بحث و نتیجه گیری

این تحقیق یک روش هیدروگراف واحد توزیع مکانی را بر اساس نظریه انتقال-پخشیدگی برای شبیه سازی هیدروگراف رواناب و مدلسازی پارامترهای حوضه آبریز با GIS ارائه می‌دهد. این روش با کارهای قبلی تفاوت دارد. در روش‌های قبلی هیدروگراف رواناب با توجه به ساختار شبکه سلولی به صورتی محاسبه می‌شد که اولاً به هیدروگراف سیل مشاهده‌ای وابسته بوده، ثانیاً سرعت جریان در تمام سلول‌ها ثابت در نظر گرفته می‌شد و ثالثاً در اکثر روش‌های قبلی اثرات ذخیره و تنش برشی در نظر گرفته نمی‌شد. در این مقاله با مشخص شدن سلول‌های سطح زمین و کانال‌ها توسط برنامه نوشته شده به زبان فرترن تأثیر گام زمانی در سرعت جریان به نحوی در محاسبات دخالت داده شد. عمق و سرعت جریان با توجه به جهت جریان، معادله پیوستگی که با توجه به میزان دبی ورودی به هر سلول که شامل دبی‌های جریان‌های روسطحی از سلول‌های بالادست و دبی محاسبه شده در هر سلول و دبی‌های سلول‌های بالادست کانال‌های جریان است، از معادله مانینگ و با سعی و خطا و با کمک برنامه نوشته شده به دست آمد. سپس میانگین زمان پیمایش و انحراف از معیار مسیر جریان با توجه به طول جریان هر سلول تا خروجی با توجه به برنامه یاد شده محاسبه شد. در نهایت هیدروگراف خروجی حوضه بر اساس میانگین و واریانس زمان پیمایش و با استفاده از تابع چگالی احتمال معکوس گوس و با کمک انتگرال هم‌گردش

محاسبه شد.

مدل برای حوضه کامه که در استان خراسان رضوی قرار دارد برای چند واقعه بارش- رواناب آزمایش شد. نتایج تطابق خوبی با هیدروگراف مشاهده‌ای در خروجی حوضه نشان داد. با استفاده از معادله انتقال-انتشار و محاسبه میانگین و واریانس زمان پیمایش حوضه تأثیر پارامترهای هیدرودینامیکی بر روی شکل هیدروگراف مد نظر قرار گرفت. مشخص گردید که پاسخ حوضه تحت تأثیر مکانیزم‌های ژئومورفولوژی و هیدرودینامیکی قرار دارد. هنگامی که ضریب پخشیدگی به سمت صفر میل پیدا کند شکل هیدروگراف به سمت توزیع نرمال پیش می‌رود. در این مطالعه آنالیز حساسیت اثرات ضریب زبری کانال، آستانه شیب حداقل و آستانه مساحت را در هیدروگراف خروجی مورد بررسی قرار داد. مشخص شد که ضریب زبری و آستانه شیب حداقل نسبت به پارامتر آستانه مساحت تأثیر بیشتری بر شکل هیدروگراف می‌گذارد.

ضمناً از آنجا که مدل توزیع مکانی هیدروولوژی و خصوصیات فیزیوگرافی حوضه را بیان می‌کند، در مطالعه اثرات تغییرات کاربری اراضی و پوشش در رفتار هیدروولوژی حوضه آبریز پتانسیل زیادی دارد.

در صورت آزمایش مدل برای حوضه‌های معرف دیگر و نتایج قابل قبول می‌توان از آن برای حوضه‌های فاقد ایستگاه هیدرومتری استفاده نمود.

مراجع

1. Liu, Y.R., Gebremeskel, S., Demedt, F., Pfister., "A diffusive transport approach for flow routing in GIS-based flood modelling", Journal of Hydrology, PP. 91-106, (2003).
2. Rodrigueze-Iturbe, I., Valdes, J.B., "The geomorphologic structure of hydrologic response", Water Resour. Res. Vol.15, No.6, Pages 1409-1420, (1979).

3. Gupta, V. K., Waymire, E., Wang., C. T., "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Resour. Res.* 16(5),855-862, (1980).
4. Gupta, V. K., Waymire, E., "On the formulation of an analytical approach to hydrologic response and similarity at the basin scale", *J. Hydrol.* 65,95- 123,(1983).
5. Olivera,F., and Maidment, D., "Geographic information systems(GIS)-based spatially distributed model for runoff routing",*Water Resour. Res.*,Vol.35, No.4, Pages 1155-1164, (1999).
6. Troch, P.A., Smith, J.A., Wood, E.F., de Torch, F.p., "Hydrologic controls of large floods in a small basin", *J. Hydrol.* 156, 285-309, (1994).
7. VanDer Tak, L.D., Bras, R.L., "Incorporating hillslope effects into the geomorphological instantaneous unit hydrograph", *Water Resour. Res.* Vol.26, No.1, Pages 2393-2400, (1990).
8. Rinaldo, A., "Geomorphological dispersion", *Water Resour. Res.*, Vol.27, No.4, Pages 513-525, (1991).
9. Snell, J.D., Sivapalan, M., "On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph", *Water Resour. Res.* Vol.30, No.7, Pages 2311-2323, (1994).
10. D'odorico,P., "Hillslope and channel contributions to the hydrologic response", *Water Resour.Res.*, Vol.39, No.5, 1113, doi:10.1029, (2002).
11. Al -Smadi, M., "Incorprating spatial and temporal variation of watershed response in a GIS-based hydrologic model", M.SC. Thesis, Biological systems engineering, University of Virginia, (1998).
12. Olivera, F., and Maidment, D., "Runoff computation using spatially distributed terrain parameters", *Proceedings of the ASCE-North American Water and Environment Congrees'96*, Anaheim, California, June 22-28, (1996).
13. Chaudhry, M. H., "Open-Channel Flow", PrenticeHall, Englewood Cliffs, New Jersey, (1993).
14. Henderson, F.M., "Open Channel Flow", McMillan, New york, p.522, (1966).
15. Eaglson, P.S., "Dynamic Hydrology", McGraw-Hill, New York, P.364, (1970).
16. DeGroot,M.H., "Probability and statistics", Addison- Wesley, Reading, MA, USA,(1986).
17. Melesse, A., Graham,W. D., Jordan, J.D., "Spatially distributed watershed maping and modeling: GIS-Based storm runoff response and hydrograph analysis:Part 2", *Journal of Spatial Hydrology*, Vol.3, No.2, Pages 300-320, Fall (2003).
18. Ocallaghan. J. F., and Mark, D.M., "The extraction of drainage networks from Digital Elevation Data", *Computer Vision, Graphics and Image processing*, PP. 328-344, (1984).
19. نیک محضری، رضا، "تعیین ضریب زبری مائینگ در رودخانه‌ها با روابط تجربی با استفاده از روش Grid-by-umber. ششمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، دانشگاه شهید چمران اهواز، (1381).
20. ASCE, "Criteria for evaluation of watershed models", *J.Irrig.drain.Engrg.*, Vol.119, No.3, PP. 425-449, (1993).

21. Nash.J.E., Sutcliffe,J.v., "River flow forecasting through conceptual models", J.Hydrol.10,282-290,(1970).
22. Martinec,J., and Rango, A., "Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models", Water Resour.Bull., , Vol.25, No.2, Pages 421-432, (1989).