

بررسی فرآیندهای انتقال و پخشیدگی هیدرودینامیکی بر رواناب حوضه (مطالعه موردی: حوضه آبریز کامه در استان خراسان رضوی)

ابوالفضل اکبرپور^۱* و محمد باقر شریفی^۲

چکیده

در گذشته هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی به‌عنوان 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 تحقیق براساس مفهوم هیدروگراف واحد مکانی مدلی برای تخمین پاسخ حوضه بیان می‌شود و تعیین می‌شود که چگونه اندازه حوضه و متغیرهای مکانی هیدرودینامیکی از قبیل سرعت موج و ضریب پخشیدگی به‌عنوان فرآیندهای انتقال و پخشیدگی هیدرودینامیکی بر رواناب حوضه مؤثرند. پارامتر W برای مقایسه کمی این فرآیندها تعریف می‌شود. شبیه‌سازی براساس اندازه‌های مختلف حوضه و توزیع مکانی مختلف پارامترهای هیدرودینامیکی صورت می‌گیرد. نتایج نشان داد که چنانچه ضرایب پخشیدگی هیدرودینامیکی معادل صفر باشد، فقط مکانیزم ژئومورفولوژی حوضه حاکم خواهد بود. در این‌صورت انتقال خالص صورت می‌گیرد و شکل هیدروگراف بدون تغییر به پایین دست انتقال می‌یابد و در این حالت هیدروگراف رواناب می‌تواند از منحنی مدت- مساحت به دست آید. چنانچه ضریب پخشیدگی افزایش یابد، شاخه نزولی هیدروگراف نرم‌تر شده و هیدروگراف به سمت چپ متمایل می‌شود و دبی پیک هیدروگراف کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: رواناب، GIS، سرعت موج، پخشیدگی هیدرودینامیکی، ژئومورفولوژی.

ارجاع: اکبرپور ا. و شریفی م.ب. ۱۳۹۰. بررسی فرآیندهای انتقال و پخشیدگی هیدرودینامیکی بر رواناب حوضه (مطالعه موردی: حوضه آبریز کامه در استان خراسان رضوی). مجله پژوهش آب ایران. ۵(۸): ۷۱-۸۰.

۱- استادیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند.

۲- استادیار گروه مهندسی عمران دانشگاه فردوسی مشهد.

* نویسنده مسئول: Akbar331@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۲/۲۷

مقدمه

هیدرولوژیست‌ها سال‌های زیاد تلاش کرده‌اند تا پاسخ هیدرولوژیکی حوضه آبریز را با مورفولوژی حوضه و ساختار توپوگرافی آن بیان کنند. اخیراً روش هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی بیشتر از سایر روشها مورد توجه قرار گرفته‌است. مفهوم هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی ابتدا توسط رودریگوئز-ایتورب و والدس (۱۹۷۹) معرفی شد. آن‌ها ساختار ژئومورفولوژی حوضه را با استفاده از بحثهای احتمالاتی به هیدروگراف واحد لحظه‌ای مرتبط کردند. در تحقیق از قانون تجربی هورتن و قانون تعداد آبراهه‌ها، طول‌ها و مساحت‌ها برای ژئومورفولوژی سیستم استفاده شد. این تئوری به‌وسیله گوپتا (۱۹۸۰) و گوپتا و همکاران (۱۹۸۳) توسعه پیدا کرد. آن‌ها هیدروگراف واحد لحظه‌ای را با استفاده از تابع چگالی احتمال زمان پیمایش قطره‌ای از منشاء تا خروجی حوضه و زمان پیمایش آن در هر مرحله به‌دست آوردند.

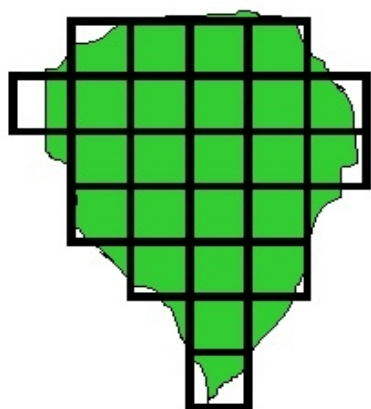
میسا و میفلاین (۱۹۸۶) هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفیک را براساس مفهوم یک تابع عرضی و تابع چگالی احتمال معکوس گوس پیشنهاد دادند (نقل از لیو و همکاران ۲۰۰۳). وندر تاک و براس (۱۹۹۰) اثرات اراضی دامنه‌ای را در فرمول هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک در نظر گرفتند. آن‌ها برای توزیع زمان پیمایش از طریق مسیره‌های جریان از توزیع گاما استفاده کردند. رینالدو و همکاران (۱۹۹۱) با استفاده از معادله انتشار-انتقال، جریان در آبراهه‌ها را بررسی کردند. آن‌ها یک عبارت پخشیدگی را معرفی کردند و نشان دادند که اثر پخشیدگی نه تنها در کانال‌های مجزا وجود دارد، بلکه ساختار شبکه جریان نیز موجب پخشیدگی می‌شود.

اسنل و سیوایالن (۱۹۹۴) 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. رابینسون و همکاران (۱۹۹۵) پاسخ حوضه را به‌صورت دو فاز مستقل، جریان سطح‌الارض و جریان آبراهه‌ای بررسی کردند. ساکو و کومار (۲۰۰۲) ضریب پخشیدگی سینماتیکی از شبکه جریان را با توجه به هیدرولیک و ساختار شبکه رودخانه معرفی کردند. آن‌ها بیان نمودند که با وجود تغییرات مکانی سرعت می‌توان یک اثر پخشیدگی به نام

پخشیدگی سینماتیک را معرفی کرد. داودریکو (۲۰۰۳) سهم اراضی دامنه‌ای و کانال را در پاسخ حوضه بررسی کرد. 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. میدمنت (۱۹۹۳) با استفاده از GIS هیدروگراف توزیع مکانی را که خصوصیات توزیع مکانی جریان حوضه را منعکس می‌کند، پیشنهاد داد. هیدروگراف توزیع مکانی شبیه GIUH است. با این تفاوت که در آن از GIS برای توصیف ارتباطات اتصالات و شبکه جریان حوضه به‌جای بحثهای احتمالاتی استفاده می‌شود. اولیورا و میدمنت (۱۹۹۶) یک مدل جریان را که هم اثرات ذخیره و هم اثرات انتقال را در حوضه نشان می‌دهد، با استفاده از معادله انتشار-انتقال بیان کردند.

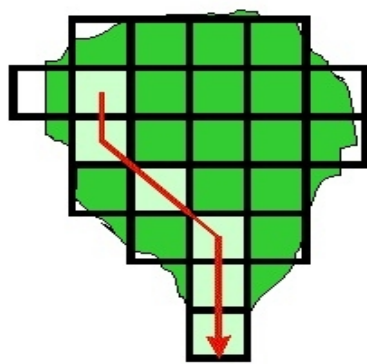
اولیورا و میدمنت (۱۹۹۹) روشی را برای محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی پارامترهای مبتنی بر توپوگرافی با کمک معادله انتشار-انتقال پیشنهاد کردند. اجوارد و مازیک (۲۰۰۰) مدل هیدروگراف واحد توزیع مکانی را معرفی کردند که در آن زمان پیمایش از ترکیب جریان سطح‌الارض و جریان آبراهه‌ای و یک زمان ذخیره به‌دست می‌آید.

لیو و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از معادله انتشار-انتقال و با کمک GIS رواناب را در خروجی حوضه محاسبه کردند. آن‌ها برای محاسبه سرعت جریان جهت تعیین تابع پاسخ مسیر جریان از معادله مانینگ و با فرض شعاع هیدرولیکی معادل عرض کانال است، استفاده کردند. ملسی و همکاران (۲۰۰۳) مدل‌سازی توزیع مکانی حوضه آبریز را جهت پاسخ رواناب با GIS انجام دادند. ثقفیان و شکوهی (۱۳۸۳) تئوری استخراج هیدروگراف واحد غیر خطی بر مبنای ارتقاء هیدرولیکی روش زمان-مساحت را ارائه دادند. صالحی و همکاران (۱۳۸۵) یک مدل ریاضی هیدرولیکی-هیدرولوژیکی مبنی بر GIS را برای شبیه‌سازی فرآیند بارش-رواناب در حوضه کامه توسعه دادند. اکبرپور و شریفی (۱۳۸۵) شبیه‌سازی توزیع مکانی رواناب را با تأکید بر توزیع زمانی سرعت در حوضه کامه مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها با استفاده از معادله انتشار-انتقال و با کمک GIS رواناب را در خروجی حوضه محاسبه کردند.



شکل ۱- تقسیم حوضه به سلول‌های شبکه

با توجه به اینکه سیستم خطی است و از جمله خصوصیات سیستم خطی اصل جمع‌پذیری است، لذا پاسخ کل حوضه می‌تواند به صورت مجموعی از پاسخ سلول‌ها به صورت معادله ۲ محاسبه شود. یک مسیر جریان با دنباله‌ای از سلول‌ها که از طریق یک سلول خاص به سلول دیگر در پایین دست متصل شده‌اند، تعریف می‌شود. شکل ۲ نمایشی از مسیر جریان بر اساس سلول را نشان می‌دهد.



شکل ۲- نمایشی از مسیر جریان بر اساس سلول

کلاً برای اهداف روش سه سطح تجزیه و تحلیل بیان می‌شود:

- ۱- تجزیه و تحلیل در سطح سلول
- ۲- تجزیه و تحلیل در سطح مسیر جریان
- ۳- تجزیه و تحلیل در سطح حوضه

در این تحقیق هدف تغییرات مکانی پارامترهای هیدرودینامیکی با توزیع غیر یکنواخت و یکنواخت در شکل هیدروگراف خروجی و تأثیر فرآیندهای انتقال و پخشیدگی هیدرودینامیکی بر رواناب حوضه است و از GIS جهت ارتباط شبکه جریان به جای بحث‌های احتمال استفاده خواهد شد.

مواد و روش‌ها

تئوری مدل

هیدروگراف واحد توزیع مکانی بر اساس ساختار داده‌های شبکه است. ساختار داده‌های شبکه نمایشی از زمین بر اساس سلول‌های مربعی است که به صورت ردیف‌ها و ستون‌هایی معرفی می‌شوند. از شبکه بیشتر برای توصیف پارامترهای توزیع مکانی (ارتفاع، کاربری اراضی، پوشش) استفاده می‌شود. به طور کلی برای یک سیستم هیدرولوژی یکنواخت مکانی، مدل هیدروگراف واحد به صورت زیر بیان می‌شود.

$$Q(t) = \int_0^{\infty} A_w I(\tau) u(t-\tau) d\tau \quad (1)$$

که در آن: t زمان، $Q(t)$ جریان در خروجی حوضه، A_w مساحت حوضه، $I(\tau)$ بارش اضافی و $u(t-\tau)$ هیدروگراف واحد حوضه است. مطابق رابطه ۱ برای یک سیستم خطی توزیع مکانی که به سلول‌های یکنواخت مستقلی تقسیم شده است می‌توان رابطه زیر را نوشت:

$$Q(t) = \sum_{i=1}^{N_w} \int_0^{\infty} A_i I_i(\tau) U_i(t-\tau) d\tau \quad (2)$$

که در آن: N_w تعداد سلول‌ها، A_i مساحت سلول i ، $I_i(\tau)$ بارش اضافی سلول i و $U_i(t-\tau)$ پاسخ در خروجی حوضه با یک ورودی لحظه‌ای واحد در سلول i است. شکل ۱ تقسیم حوضه آبریز به سلول‌های شبکه را به صورت شماتیک نشان می‌دهد.

مدل جریان

اگر یک سلول به عنوان یک بازه (Reach) در نظر گرفته شود، با فرض جریان غیر دائمی یک بعدی و با صرف نظر از عبارات شتاب در معادله اندازه حرکت و جریان جانبی در معادله پیوستگی، فرآیند جریان در سلول می تواند با معادله پخشیدگی پیشنهاد شده توسط میلر و کونژ (۱۹۷۵) مدل شود (نقل از لیو و همکاران، ۲۰۰۳):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} - D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \quad (۳)$$

که در این رابطه، Q دبی در زمان، t و موقعیت X ، t زمان X فاصله در امتداد جهت جریان، c سرعت موج سینماتیک و D ضریب پخشیدگی است. با فرض ثابت ماندن شیب کف و در نظر گرفتن شعاع هیدرولیکی معادل عمق جریان برای جریان روستحی و آبراهه ها c و D می تواند با استفاده از معادله مانینگ به صورت زیر محاسبه شوند:

$$c = \frac{5}{3} v \quad D = \frac{vy}{2S_0} \quad (۴)$$

جریان آبراهه های

$$c = \frac{1}{B} \left[\left\{ \frac{5}{3} \frac{1}{n} \frac{B (By)^{\frac{2}{3}}}{(B+2y)^{\frac{2}{3}}} \right\} S^{\frac{1}{2}} - \left\{ \frac{4}{3} \frac{1}{n} \frac{(By)^{\frac{5}{3}}}{(B+2y)^{\frac{5}{3}}} \right\} S^{\frac{1}{2}} \right] \quad (۵)$$

$$D = \frac{Q}{2BS_0}$$

پیمایش در هر سلول از مسیر جریان را نشان می دهد. رابطه بین تابع پاسخ در سلول با تابع پاسخ در مسیر جریان به صورت زیر به دست می آید.

$$U_i(t) = u_1(t) * u_2(t) * \dots * u_N(t) \quad (۸)$$

که در معادله فوق، $U_i(t)$ ، $u_1(t)$ ، $u_2(t)$ ، ...، $u_N(t)$ توابع چگالی احتمال Y_i ، X_1 ، X_2 ، ...، X_N را بیان می کنند. یعنی تابع پاسخ مسیر جریان با انتگرال تلفیق توابع پاسخ سلول محاسبه می شود. با برازش توابع مولد گشتاور نرمال، گاما و معکوس گوس و مقایسه آن با حل تحلیلی، تابع توزیع معکوس گوس به عنوان حل تقریبی تابع پاسخ مسیر جریان برای سلول در خروجی به صورت زیر ارائه شد (لیو و همکاران ۲۰۰۳):

$$U(t) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi t^3/t_0^3}} \exp \left[-\frac{(t-t_0)^2}{2\sigma^2 t/t_0} \right] \quad (۹)$$

که $U(t)$ $[T^{-1}]$ تابع پاسخ واحد مسیر جریان و σ $[T]$ انحراف از معیار زمان جریان است. پارامترهای t_0 و σ در معادله ۹ که تابعی از c و D هستند، به طور مکانی توزیع می شوند. در نتیجه هر مسیر جریان پارامترهای مختلفی وابسته به طول مسیر جریان و مشخصات فیزیکی از عناصر جریان دارد. هیدروگراف واحد توزیع مکانی به دست

که در معادله فوق v سرعت جریان در بازه مورد نظر، y عمق جریان و S_0 شیب کف و B عرض آبراهه است. با توجه به یک سیستم محدود با دیواره انتقالی بالادست (مرز باز) و یک دیواره جذب کننده در پایین دست (مرز بسته)، حل معادله ۳ با استفاده از تبدیلات لاپلاس برای یک ورودی حرکت واحد (تابع دلتا) به صورت یک تابع چگالی احتمال معکوس گوس به دست می آید. در نهایت مقدار تابع پاسخ سلول به صورت زیر به دست می آید که اگلسون (۱۹۷۰) آن را ارائه داد.

$$u(t) = \frac{l}{2\sqrt{\pi Dt^3}} \exp \left[-\frac{(ct-l)^2}{4Dt} \right] \quad (۶)$$

که در آن: $u(t)$ $[T^{-1}]$ ، تابع پاسخ سلول و l طول سلول است. $u(t)$ معادل با تابع چگالی احتمال زمان پیمایش از یک متغیر تصادفی X $[T]$ در سلول است که در آن سلول مستقل از عناصر دیگر است.

زمان کل پیمایش در مسیر جریان Y معادل مجموع زمان های پیموده شده در هر کدام از سلول ها در امتداد مسیر جریان است. یعنی:

$$Y_i = X_1 + X_2 + \dots + X_N \quad (۷)$$

که 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

میانگین زمان پیمایش حوضه می‌تواند به صورت زیر محاسبه شود.

$$E[T] = \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right) \quad (11)$$

که c_i سرعت موج در سلول i ام، N_j تعداد سلولهای مسیر جریان i ام، N تعداد کل مسیر جریان حوضه، I_i طول جریان در سلول i ام است. محاسبه واریانس زمان پیمایش مسیر جریان به طول $X = X_c + X_h$ را می‌توان از معادله زیر به دست آورد.

$$\text{Var}(T) = 2 \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{D_i I_i}{c_i^3} \right) \right) + \left\{ \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right)^2 \right\} - \left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right) \right)^2 \quad (12)$$

مکانیزم‌های ژئومورفولوژی است که به مورفولوژی و موقعیت شبکه زهکشی مربوط می‌شود. بخش دوم مکانیزم‌های حرکت در آبراهه را مشخص می‌کند و منعکس کننده اثرات تنش برشی و تلاطم در طول روند رواناب است. پس در حقیقت واریانس حوضه، تابع یک ضریب پخشیدگی ژئومورفولوژی و یک ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی است که می‌توان اثرهای تغییرات مکانی مکانیزم‌های هیدرودینامیکی و ژئومورفولوژی بر روی واکنش حوضه آبریز را مشاهده کرد که تاکنون مورد تجزیه و تحلیل قرار نگرفته است.

کاله و وارس (۲۰۰۳) پارامتر بدون بعدی مانند رابطه ۱۴ را ارائه دادند. اگر W به سمت یک میل پیدا کند نشان‌دهنده این است که فرآیند انتقال حاکم است و اگر W به سمت صفر میل کند، نشان می‌دهد که پخشیدگی هیدرودینامیکی حاکم و اثرات ذخیره و تنش برشی وجود دارد.

$$W = \frac{D_G}{D_G + D_L} \quad (14)$$

که W پارامتر بدون بعد، D_G ضریب پخشیدگی ژئومورفولوژی، D_L ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی است.

کاربرد مدل و نتایج

خصوصیات منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز معرف کامه در شمال شهرستان تربت حیدریه واقع شده است. این حوضه نمونه‌ای از حوضه‌های آبریز کوهستانی منطقه میانی خراسان به شمار می‌رود. رودخانه

آمده (SDUH) تابعی از میانگین و واریانس زمان پیمایش است.

میانگین زمان پیمایش

موجی که در دورترین نقطه حوضه ایجاد شده، با عبور از دو فاز فوق‌الذکر خود را به خروجی می‌رساند. پس می‌توان زمان پیمایش را مجموع زمان پیمایش موج روی سطح‌الارضی و در آبراهه دانست.

$$t = t_c + t_h \quad (10)$$

در این تحقیق با توجه به معادلات استخراج شده فوق، تغییرات مکانی پارامترها هیدرودینامیکی با توزیع غیر یکنواخت و یکنواخت در شکل هیدروگراف خروجی منظور می‌شود. از GIS برای ارتباط شبکه جریان به جای بحث‌های احتمالی استفاده خواهد شد. واریانس زمان پیمایش حوضه به صورت معادله ۱۳ تعریف می‌شود.

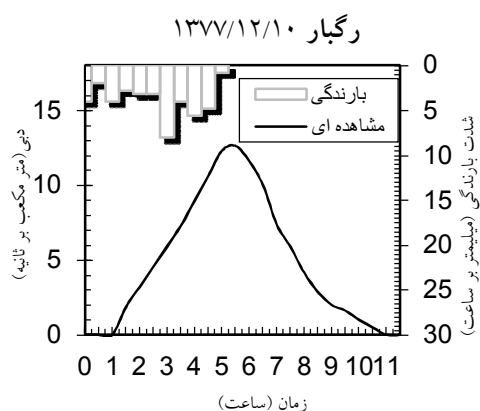
$$D_G = \frac{\left\{ \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right)^2 \right\} - \left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right) \right)^2}{\left\{ 2 \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i^3} \right) \right) \right\}} \quad (13)$$

$$\text{Var}(T) = 2 \left[D_L + D_G \right] \sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right)$$

$$D_L = \frac{\left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{D_i I_i}{c_i^3} \right) \right) \right)}{\left(\sum_{j=1}^N \left(\sum_{i=1}^{N_j} \left(\frac{I_i}{c_i} \right) \right) \right)^2}$$

معادله ۱۳ نشان می‌دهد که واریانس زمان پیمایش حوضه از دو بخش تشکیل شده است. یک بخش مربوط به اثر

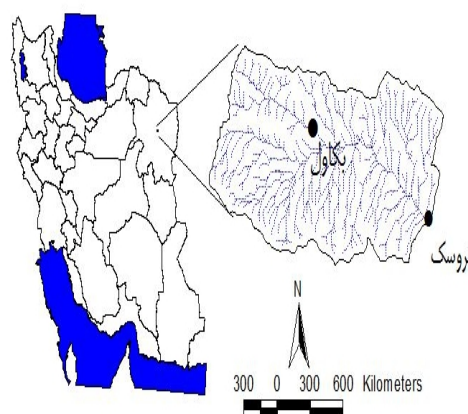
- مساحت باشد. منحنی مدت- مساحت معرف توزیع زمان پیمایش بخش‌های مختلف حوضه آبریز است. بر این اساس هر نقطه از دیاگرام مزبور معرف مساحتی از حوضه است که در زمان مشخصی بعد از وقوع حرکت واحد در خروجی حوضه برای تشکیل رواناب دخالت دارد. یا به عبارتی سطح حوضه آبریز براساس زمان پیمایش تا خروجی حوضه به تعدادی زیر مساحت تقسیم می‌شود که این تقسیم‌بندی به توسط خطوط همزمان پیمایش صورت می‌گیرد. در این صورت حرکت موج به صورت انتقال خالص صورت می‌گیرد و شکل منحنی مشابه منحنی نرمال است.



شکل ۴- رگبار و هیدروگراف مشاهده‌ای در محل ایستگاه تروسک

اگر پارامترهای هیدرودینامیکی به صورت یکنواخت در نظر گرفته شوند با توجه به این که برای رگبار (۱۳۷۷/۱۲/۱۰) محدوده سرعت موج در سطح‌الارض بین $0/001$ تا $0/5$ متر بر ثانیه و محدوده سرعت موج در آبراهه $0/01$ تا $6/5$ متر بر ثانیه و محدوده ضریب پخشیدگی سطح‌الارض بین 10^{-7} تا 4×10^{-7} تا $0/01$ مترمربع بر ثانیه و ضریب پخشیدگی آبراهه‌ای بین $0/01$ تا 365 متر مربع بر ثانیه پیدا می‌کند. پس اگر به‌عنوان مثال سرعت موج در سطح‌الارض (C_0) معادل $0/08$ متر بر ثانیه و ضریب پخشیدگی سطح‌الارض (D_0) معادل $0/01$ متر مربع بر ثانیه و سرعت موج در آبراهه (C_s) معادل $0/8$ متر بر ثانیه در نظر گرفته شود. برای ضرایب پخشیدگی آبراهه‌ای (D_s) معادل با 10 ، 100 ، 1000 متر مربع بر ثانیه هیدروگراف خروجی حوضه کامه به‌ازای رگبار انتخابی (۱۳۷۷/۱۲/۱۰) می‌تواند به صورت شکل ۵ محاسبه شود. با

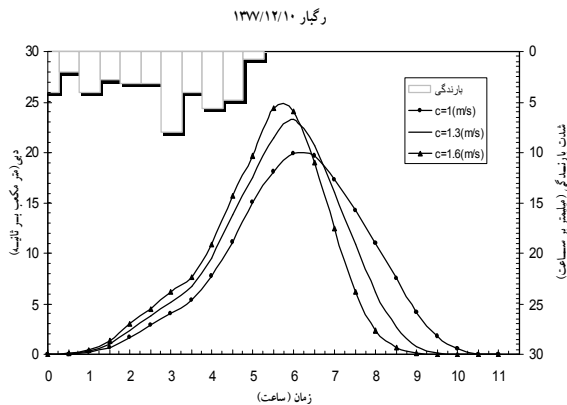
کال سالار زهکش اصلی این حوضه بوده و در امتداد شمال غرب به جنوب شرق جریان دارد. این حوضه در حد فاصل طول جغرافیایی 32° ، 59° ، $05'$ تا 32° ، 59° ، $13'$ شرقی و عرض جغرافیایی 36° ، $27'$ تا 35° ، $30'$ شمالی قرار گرفته است. حوضه کامه یک ایستگاه تبخیرسنجی درجه یک در محل روستای بکاول دارد و یک ایستگاه هیدرومتری که در محل خروجی حوضه واقع در روستای تروسک احداث شده است. شکل ۳ موقعیت حوضه را بر روی نقشه ایران و استان و موقعیت ایستگاه‌های تبخیرسنجی و هیدرومتری را نمایش می‌دهد.



شکل ۳- موقعیت حوضه در استان خراسان رضوی و موقعیت ایستگاه‌ها در حوضه

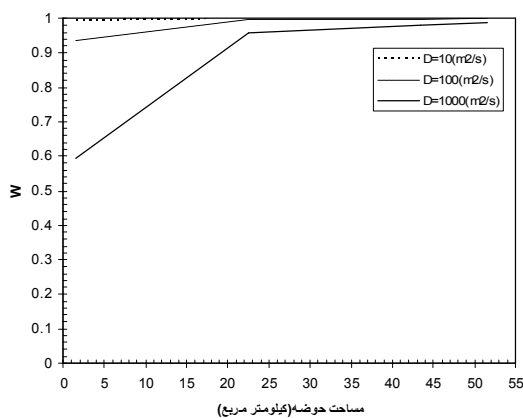
با توجه به معادله ۱۴ مشاهده می‌شود که دو عبارت ضریب پخشیدگی و سرعت موج در میانگین و واریانس زمان پیمایش تأثیرگذار هستند. واریانس حوضه از دو عبارت که یکی نشان‌دهنده پخشیدگی هیدرودینامیکی و دیگری نشان‌دهنده پخشیدگی ژئومورفولوژی است، تشکیل شده است. چنانچه عبارت اول نسبت به عبارت دوم ارجح باشد اثرات تنش برشی و تلاطم خود را در شکل هیدروگراف نشان خواهند داد. در صورتی که عبارت دوم دارای اهمیت باشد، یا به عبارتی ضریب پخشیدگی ژئومورفولوژی تأثیر بیشتری داشته باشد، در این صورت اندازه حوضه و موقعیت شبکه زهکشی (طول مسیر جریان، سرعت موج) در شکل هیدروگراف تأثیر خواهند گذاشت (شکل ۴). به عبارتی در چنین حالتی هیدروگراف می‌تواند شکلی از منحنی مدت- مساحت را منعکس کند و یا به عبارتی تابعی از منحنی مدت

مدت زمان منحنی مساحت کمتر می‌شود و هیدروگراف ازمدت زمان پایه کوتاهتری برخوردار می‌گردد. همچنین زمان رسیدن به دبی اوج کوچک‌تر و هیدروگراف از دبی اوج بیشتری برخوردار می‌شود.



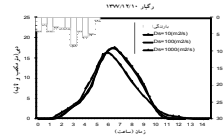
شکل ۷- هیدروگراف رواناب حوضه آبریز کامه به‌ازای سرعت‌های موج آبراه‌های مختلف ($C_0 = 0.08 \text{ m/s}$, $D_0 = 0.01 \text{ m}^2/\text{s}$, $D_s = 100 \text{ m}^2/\text{s}$)

چنانچه سرعت‌های موج ثابت باشد و اندازه حوضه یا به‌عبارتی طول مسیر جریان افزایش پیدا کند، شکل ۸ به‌دست می‌آید. با مشاهده شکل ۸ نتیجه می‌شود که با افزایش مساحت حوضه به‌ازای یک ضریب پخشیدگی ثابت، W به سمت یک میل پیدا می‌کند و نشان‌دهنده این است که با افزایش مساحت حوضه اثرات تنش برشی و ذخیره کاهش می‌یابد یا به‌عبارتی پخشیدگی هیدرودینامیکی تأثیری در شکل هیدروگراف ندارد و حرکت موج به‌صورت انتقال خالص صورت می‌گیرد.



شکل ۸- تغییرات W به‌ازای افزایش سطح حوضه و ضرایب پخشیدگی هیدرودینامیکی مختلف (سرعت موج برای کلیه سلولها معادل 0.001 متر بر ثانیه)

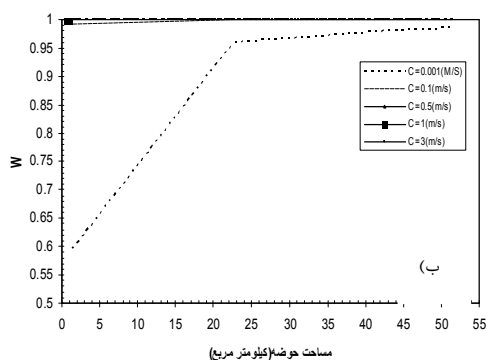
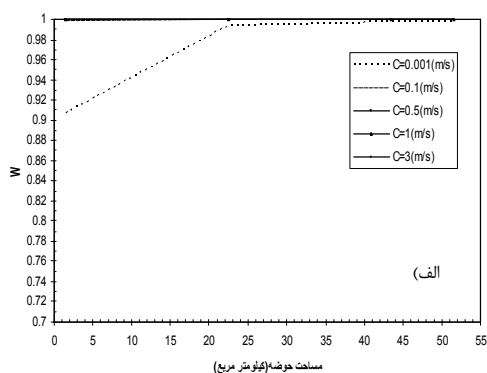
توجه شکل ۵ مشاهده می‌شود که با افزایش ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی (افزایش قابل توجه) هیدروگراف به‌سمت چپ متمایل شده و شاخه نزولی هیدروگراف نرم‌تر شده است. تمایل هیدروگراف به‌سمت چپ نشان‌دهنده چولگی منحنی و انحراف آن از منحنی نرمال است. انحراف منحنی از حالت نرمال نشان‌دهنده وجود اثرات تنش برشی و ذخیره در شکل هیدروگراف است.



شکل ۵- تغییر شکل هیدروگراف به‌ازای ضرایب پخشیدگی هیدرودینامیکی آبراه‌های مختلف ($C_0 = 0.08 \text{ m/s}$, $C_s = 0.8 \text{ m/s}$, $D_0 = 0.01 \text{ m}^2/\text{s}$)

پس با توجه به تغییرات ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی حوضه به‌ازای رگبار ($1377/12/10$)، تأثیر ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی حوضه کم یا به‌عبارتی این ضریب تأثیر چندانی در شکل هیدروگراف خروجی ندارد. چنانچه ضرایب پخشیدگی طولی یا هیدرودینامیکی معادل صفر باشند، یا فقط مکانیزم ژئومورفولوژی حوضه حاکم باشد در این‌صورت طول مسیر پیمایش و سرعت موج در شکل هیدروگراف نقش خواهند داشت. در این‌صورت حرکت موج به‌صورت انتقال خالص صورت می‌گیرد و هیدروگراف می‌تواند از منحنی مدت-مساحت منعکس شود، یا به‌عبارتی تابعی از منحنی مدت-مساحت باشد.

برای رگبار انتخابی ($1377/12/10$) منحنی‌های مدت-مساحت با توجه به سرعت‌های موج در سطح‌الارض، سرعت موج در آبراهه و ضرایب پخشیدگی سطح‌الارضی و آبراهه در محدوده وقوعشان به‌دست آمدند که در شکل ۶ نشان داده شده است. منحنی‌های مدت-مساحت به‌دست آمده نوسانات زیادی دارند که با نتایج کاله و وارس (۲۰۰۳) همخوانی دارد. با مشاهده شکل ۷ نتیجه‌گیری می‌شود که به‌ازای افزایش سرعت جریان آبراهه‌ای یا به‌عبارتی سرعت موج در آبراهه در صورت ثابت بودن سایر پارامترها طول

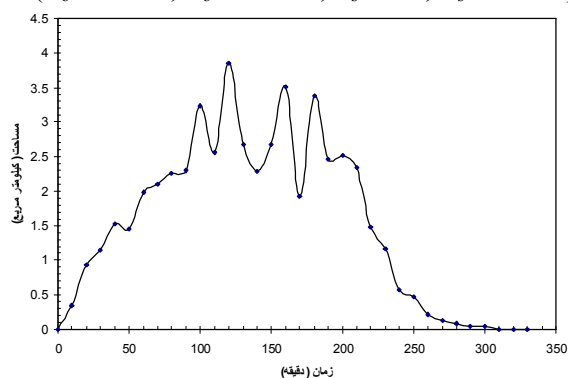


شکل ۹- تغییرات W به ازای افزایش سطح حوضه و سرعت‌های موج مختلف (الف) - ضریب پخشیدگی برای کلیه سلولها معادل 150 متر مربع بر ثانیه و ب- 1000 متر مربع بر ثانیه)

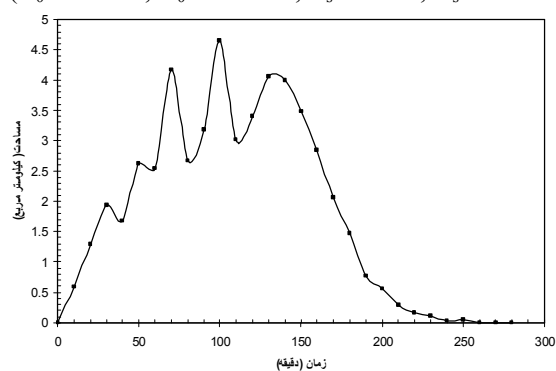
نتیجه‌گیری

در این تحقیق تأثیر فرآیند انتقال خالص و پخشیدگی هیدرودینامیکی مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد که چنانچه ضرایب پخشیدگی طولی یا هیدرودینامیکی معادل صفر باشند، یا به عبارتی فقط مکانیزم ژئومورفولوژی حوضه حاکم باشد در این صورت طول مسیر پیمایش و سرعت موج در شکل هیدروگراف نقش خواهند داشت. در این صورت حرکت موج به صورت انتقال خالص صورت می‌گیرد و هیدروگراف می‌تواند از منحنی مدت- مساحت منعکس شود، یا به عبارتی تابعی از منحنی مدت- مساحت باشد. از طرفی با افزایش سطح حوضه اثرات پخشیدگی هیدرودینامیکی کم می‌شود و می‌توان در حوضه‌های بزرگ برای پیش‌بینی هیدروگراف رواناب از روش مدت- مساحت استفاده کرد. و چنانچه ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی افزایش یابد هیدروگراف به سمت چپ متمایل و شاخه نزولی هیدروگراف نرم‌تر می‌شود. تمایل هیدروگراف به سمت چپ

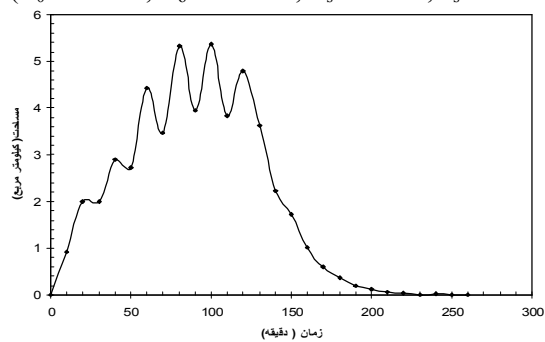
$$(C_0=0.08\text{m/s}, D_0=0.01\text{m}^2/\text{s}, C_s=1\text{m/s}, D_s=100\text{m}^2/\text{s})$$



$$(C_0=0.08\text{m/s}, D_0=0.01\text{m}^2/\text{s}, C_s=1.3\text{m/s}, D_s=100\text{m}^2/\text{s})$$



$$(C_0=0.08\text{m/s}, D_0=0.01\text{m}^2/\text{s}, C_s=106\text{m/s}, D_s=100\text{m}^2/\text{s})$$



شکل ۶- منحنی مدت- مساحت حوضه آبریز کامه به ازای پارامترهای هیدرودینامیکی مختلف (رگبار ۱۳۷۷/۱۲/۱۰)

چنانچه ضریب پخشیدگی هیدرودینامیکی ثابت در نظر گرفته شود با افزایش اندازه مساحت حوضه به ازای یک سرعت موج ثابت اثرات پخشیدگی هیدرودینامیکی کم می‌شود. هم‌چنین به ازای یک مساحت ثابت با افزایش سرعت موج تأثیر پخشیدگی هیدرودینامیکی کاهش می‌یابد و W به سمت یک میل پیدا می‌کند که در شکل ۹ نشان داده شده است.

- transport approach for flow routing in GIS-based flood modeling. *Journal of Hydrology*. 283: 91-106.
- 13- Maidment D.R. 1993. Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS, In *HydroGIS 93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources*, Proceedings of the Vienna Conference, eds. K. Dovar and H. P. Natchnebel, Vienna: Int. Assoc. of Hydrological Sci. 181 - 192.
- 14- Melesse A.M. Graham W.D. and Jordan J.D. 2003. Spatially distributed watershed mapping and modeling, GIS- Based storm runoff response and hydrograph analysis: Part II, *Journal of Spatial Hydrology*. 3(2): 320-348.
- 15- Olivera F. Maidment D.R. and Charbenau R.J. 1995. Non-point source pollution analysis with GIS, paper present at Spring Meeting. Am. Soc. Civ. Eng. Tex. Sect. Waco. Tex. 26-28.
- 16- Olivera. F. and Maidment D. 1999. Geographic information systems(GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. *Water Resource Resarch*. 35(4): 1155-1164.
- 17- Olivera F. 1996. Spatially distributed modeling of storm runoff and nonpoint source pollution using geographic information systems (GIS), Ph.D. dissertation, Dep. of Civ. Eng., Univ. of Tex. at Austin.
- 18- Rinaldo A. 1991. Geomorphological dispersion, *Water Resour Res*, 27(4): 513-525.
- 19- Robinson J.S. Sivapalan M. and Snell J.D. 1995. On the relative roles of hillslope processes. Channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments. *Water Resour. Res.* 31(12): 3089-3101.
- 20- Rodrigueze-Iturbe I. and Valdes J.B. 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.* 15(6): 1409-1420.
- 21- Saco P.M. and Kumar P. 2002. Kinematic dispersion in stream networks, I: coupling hydraulic and network geometry. *Water Resour. Res.* 38(11): 26.1-26.14.
- 22- Snell J.D. and Sivapalan M. 1994. On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph. *Water Resour. Res.* 30(7): 2311-2323.
- 23- VanDer Tak L.D. and Bras R.L. 1990. Incorporating hillslope effects into the geomorphological instantaneous unit hydrograph. *Water Resour. Res.* 26(1): 2393-2400.
- نشان‌دهنده خمیدگی منحنی و انحراف آن از منحنی نرمال است. انحراف منحنی از حالت نرمال نشان‌دهنده وجود اثرات تنش برشی و ذخیره در شکل هیدروگراف است.
- ### منابع
- ۱- اکبریور ا. و شریفی م.ب. ۱۳۸۵. محاسبه رواناب با استفاده از توزیع مکانی پارامترهای مبتنی بر توپوگرافی. نشریه پژوهشی دانشکده مهندسی دانشگاه فردوسی مشهد. ۱۹(۱): ۸۵-۱۰۶.
- ۲- ثقفیان ب. و شکوهی ع. ۱۳۸۳. استخراج هیدروگراف واحد توزیعی غیر خطی به منظور تهیه هیدروگراف سیل طراحی، گزارش طرح پژوهشی سازمان مدیریت منابع آب ایران. ص ۱۳۰.
- ۳- شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان. ۱۳۷۵. گزارش آماری حوضه معرف کامه سال ۱۳۷۶-۱۳۷۵. امور مطالعات و بررسی منابع آب. ص ۵۰.
- ۴- صالحی م. رائینی م. شکوهی ع. و احمدی ض. ۱۳۸۵. تدوین مدل ریاضی هیدرولیکی- هیدرولوژیکی مبتنی بر GIS برای شبیه‌سازی فرآیند بارش- رواناب درحوضه آبریز کامه، مجموعه مقالات همایش ملی مدیریت شبکه‌های آبیاری و زهکشی.
- 5- Ajward M.H. Muzik I. 2000. A spatially varied unit hydrograph model, *Journal of Environmental Hydrology*, 7(1): 1-8.
- 6- Calle G. R. Varas E.A. 2003. Hydrodynamic and geomorphologic mechanisms in the hydrological response of a watershed. XXX IAHR Congress. Greece, 201-208.
- 7- Chow V.T. Maidment D.R. and Mays L.W. 1988. *Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company.
- 8- D'odorico P. 2003. Hillslope and channel contributions to the hydrologic response. *Water Resour. Res.* 39(5): 1009-1113.
- 9- Eaglson P.S. 1970. *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- 10- Gupta V. K. Waymire E. and Wang C.T. 1980. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resour. Res.* 16(5): 855-862.
- 11- Gupta V.K. and Waymire E. 1983. On the formulation of an analytical approach to hydrologic response and similarity at the basin scale. *J. Hydrol.* 65: 95- 123.
- 12- Liu Y.B. Gebremeskel S. De Smedt F. Hoffmann L. and Pfister L. 2003. A diffusive

