



دانشگاه گوارزی و منابع طبیعی

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک

جلد بیستم، شماره ششم، ۱۳۹۲

<http://jwsc.gau.ac.ir>

تأثیر تغییرات زمانی بارندگی بر پاسخ هیدرولوژیکی خطی - غیر خطی حوضه‌های آبریز کوهستانی

* حسن رضایی صدر^۱، علی محمد آخوندعلی^۲، فریدون رادمنش^۳ و غلامعلی پرهام^۴

^۱دانشجوی دکتری گروه هیدرولوژی، دانشگاه شهید چمران اهواز، آستاد گروه هیدرولوژی، دانشگاه شهید چمران اهواز،

^۲آستادیار گروه هیدرولوژی، دانشگاه شهید چمران اهواز، ^۳دانشیار گروه آمار، دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۱/۵؛ تاریخ پذیرش: ۹۱/۸/۲۲

چکیده

در این مطالعه تأثیر تغییرات زمانی باران نمود بارندگی بر روی پاسخ خطی - غیرخطی سه حوضه آبریز کوهستانی شامل ابوالعباس، رودزرد و الله در جنوب غرب ایران بررسی گردید. نخست وقایع بارندگی براساس ناهمگنی‌های زمانی به دو گروه شامل تغییرات زمانی ملایم (LT) و شدید (HT) تقسیم شده و سپس "مدل شبکه محصور زیرحوضه‌ها (WBNM)" جهت ارزیابی واکنش حوضه‌ها به ناهمگنی‌های زمانی بارندگی به کار گرفته شد. سه پارامتر غیرخطی شامل $m = 0.61$ ، $m = 0.50$ و $m = 0.77$ به همراه $m = 1.0$ (پاسخ خطی) مورد استفاده قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهند که تغییرات زمانی بارندگی نقش مهمی در پاسخ هیدرولوژیکی حوضه آبریز ایفاء می‌کند. با کاهش ناهمگنی در سری زمانی بارندگی، پاسخ حوضه به سمت غیرخطی شدید تمایل پیدا کرده و مقدار $m = 0.50$ برآورد بهتری را از هیدروگراف خروجی به دست می‌دهد. اما با افزایش ناهمگنی زمانی بارندگی، پاسخ غیرخطی ملایم‌تر و یا خطی کامل به دست آمد. برای شبیه‌سازی هیدروگراف خروجی از حوضه ناشی از بارندگی با تغییرات زمانی شدید، بهترین نتیجه از پارامتر غیرخطی برابر با $m = 0.61$ حاصل گردید. همچنین مشاهده گردید که رطوبت خاک قبل از وقوع بارندگی تأثیر مهمی بر روی پاسخ حوضه دارد به طوری که برای خاک خشک، واکنش غیرخطی شدیدتر از خاک

*مسئول مکاتبه: mcsadr1@yahoo.com

مرطوب قابل انتظار می‌باشد. هنگامی که خاک حوضه به دلیل بارندگی قبلی مرطوب و یا اشباع باشد، به ترتیب پارامتر غیرخطی برابر با $m = 0.77$ و حالت خطی ($m = 1.0$) قابل استفاده می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: بارندگی، پاسخ حوضه، هیدروگراف، سیلاب

مقدمه

بارندگی پدیده‌ای است که تغییرات زیادی در ابعاد زمان و مکان دارد. در طی دو دهه گذشته مطالعات زیادی در زمینه شناسایی عوامل مختلف مؤثر بر هیدروگراف خروجی از حوضه آبریز صورت گرفته است (سید و همکاران، ۲۰۰۳، بابتیرت و همکاران، ۲۰۰۶، نیکوتینا و همکاران، ۲۰۰۷). کرایوسکی و همکاران (۱۹۹۱) در مطالعات خود به این نتیجه رسیدند که تغییرات زمانی بارندگی نقشی بیشتر از تغییرات مکانی بارندگی بر روی پاسخ حوضه آبریز ایفا می‌کند. شاه و همکاران (۱۹۹۶) پاسخ حوضه به بارندگی را متأثر از رطوبت اولیه خاک گزارش کردند. در نتیجه‌گیری مشابه، سیگاند و همکاران (۲۰۰۷) پاسخ حوضه را با مکانیزم تولید رواناب مرتبط دانستند. گابلانی و همکاران (۲۰۰۷) تغییرات ۲۵ درصدی مشاهده شده در دبی اوج حوضه را ناشی از تغییرات خصوصیات زمانی و مکانی بارندگی گزارش کردند. ویگلیون و همکاران (۲۰۱۰) پنج واقعه سیلاب با خصوصیات مختلف را بررسی کرده و نتیجه گرفتند برای رگبارهای کوتاه مدت، اجزاء زمانی و مکانی و همچنین حرکت توده باران‌زا بر روی هیدروگراف خروجی مؤثر می‌باشند اما برای بارش‌های بلندمدت، تغییرات زمانی بارندگی نسبت به تغییرات مکانی از اهمیت بیشتری در تولید رواناب برخوردار می‌باشند. تغییرات الگوی زمانی بارندگی از مهم‌ترین عوامل تغییر در وقایع هیدرولوژیکی می‌باشد (اوماخانتان، ۲۰۰۲). شناسایی خصوصیات زمانی و مکانی بارندگی از اهمیت زیادی در مدل‌سازی حوضه آبریز، طراحی سازه‌های هیدرولیکی و پیش‌بینی زمان واقعی سیلاب برخوردار می‌باشد (سید و همکاران، ۲۰۰۳، نوربیاتو و همکاران، ۲۰۰۸). روش‌های مختلفی جهت بررسی تغییرات زمانی و مکانی بارندگی ارائه گردیده است. در بسیاری از این روش‌ها فقط به مطالعه مقادیر تجمعی بارندگی در یک بازه زمانی معین اکتفا شده و مطالعه تغییرات زمانی و مکانی هیتوگراف بارش‌های مجزا کمتر مورد توجه قرار گرفته است. اوماخانتان (۲۰۰۲) و اوماخانتان و بال (۲۰۰۲) با استفاده از تئوری واریوگرام، تغییرات زمانی و مکانی هیتوگراف بارندگی را در طی یک بارش مجزا

بررسی کرده و اهمیت آنرا در شبیه‌سازی حوضه آبریز در دو حوضه شهری (سیدنی) را مورد مطالعه قرار دادند. تئوری واریوگرام نخستین بار در مطالعات زمین آمار به‌طور وسیع مورد استفاده قرار گرفت (ژورنل و هویبرختس، ۱۹۷۸). این تئوری سپس جهت استفاده در هیدرولوژی بسط داده شد و برای حل مسائل مربوط به میدان دوبعدی داده‌ها توسط کروتین و اوپلد (۱۹۸۲)، باستین و گورس (۱۹۸۵) و لبل و همکاران (۱۹۸۷) به‌کار گرفته شد.

هدف از این مطالعه، تعیین ناهمگنی‌های زمانی مؤلفه‌های هیتوگراف بارندگی و مطالعه تأثیر این ناهمگنی‌ها بر نحوه پاسخ حوضه می‌باشد. جهت ارزیابی ناهمگنی‌های زمانی هیتوگراف بارندگی از تئوری واریوگرام (اوماخانتان و بال، ۲۰۰۲) و جهت شبیه‌سازی هیدروگراف سیلاب از مدل شبکه محصور زیرحوضه‌ها (WBNM) استفاده گردید.

مواد و روش‌ها

تقسیم‌بندی وقایع بارش با استفاده از تئوری واریوگرام: با استفاده از تئوری واریوگرام می‌توان ناهمگنی‌های زمانی بارندگی را شناسایی کرده و وقایع مورد مطالعه را به دو دسته شامل تغییرات زمانی شدید (HT) و تغییرات زمانی ملایم (LT) تقسیم‌بندی کرد (اوماخانتان و بال، ۲۰۰۲). یک بارندگی با تغییرات زمانی شدید به بارشی اطلاق می‌گردد که بین گام‌های زمانی هیتوگراف آن همبستگی معنی‌داری وجود نداشته باشد. تابع واریوگرام زمانی (شبیه به تابع خودهمبستگی) به‌صورت ذیل می‌باشد (اوماخانتان، ۲۰۰۲):

$$\gamma_t^* = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{1}{(T-k)\sigma_i^2} \sum_{t=1}^{T-k} [P(t, Z_i) - P(t+k, Z_i)]^2 \right\} \quad (1)$$

در این رابطه γ_t^* واریوگرام زمانی، T تعداد مؤلفه‌های هیتوگراف، N تعداد ایستگاه‌ها، k گام زمانی، $P(t, Z_i)$ ارتفاع بارندگی در هر گام زمانی و σ_i^2 واریانس داده‌ها می‌باشند. رسم مقادیر واریوگرام زمانی محاسبه شده از رابطه بالا (γ_t^*) در مقابل گام‌های زمانی (k) به روشنی نشان دهنده تغییرات هیتوگراف بارندگی در بعد زمان می‌باشد (اوماخانتان، ۲۰۰۲). هنگامی که منحنی به سرعت و پس از طی تعداد کم گام زمانی به مقدار ۱ برسد، تابع واریوگرام زمانی مورد مطالعه دارای ماندگاری کم یا حافظه کوتاه مدت بوده که نشانگر تغییرات زمانی شدید (HT) هیتوگراف بارندگی می‌باشد. اما

در صورتی که منحنی به صورت کند و پس از طی تعداد زیاد گام زمانی به مقدار ۱ برسد، تابع واریوگرام زمانی مورد مطالعه دارای ماندگاری زیاد یا حافظه بلندمدت بوده که نشانگر تغییرات زمانی ملایم (LT) هیتوگراف بارندگی می‌باشد.

مدل بارش - رواناب: استفاده از مدل‌های بارش - رواناب که بر پایه روندیابی رواناب سطحی استوار می‌باشند در طی چند دهه گذشته مورد استقبال وسیع پژوهش‌گران قرار گرفته است (رحمان و گونتیلگ، ۲۰۰۱). تاکنون انواع مختلفی از این مدل‌ها ارائه گردیده است که از میان آن‌ها مدل‌های شبکه‌ای با در نظر گرفتن طبیعت توزیعی ذخیره سطحی مورد استقبال وسیع قرار گرفته‌اند. مدل شبکه محصور زیرحوضه‌ها (WBNM) (بوید و همکاران، ۱۹۷۹) بر پایه روندیابی رواناب در سطح حوضه استوار می‌باشد. این مدل بر اساس خصوصیات ژئومورفولوژیکی در تبدیل بارندگی به رواناب خروجی از حوضه بنا نهاده شده و پارامتر غالب آن زمان تأخیر حوضه می‌باشد. رابطه بین ذخیره و خروجی در این مدل به صورت زیر می‌باشد (بوید و همکاران، ۲۰۰۷):

$$S = 60.K.Q \quad (2)$$

$$K = c.A^{0.57}.Q^{-0.23} \quad (3)$$

در این رابطه، Q خروجی از حوضه بر حسب مترمکعب بر ثانیه، S ذخیره سطحی بر حسب مترمکعب، K زمان تأخیر بر حسب دقیقه، A مساحت حوضه بر حسب کیلومتر مربع و c پارامتر زمان تأخیر می‌باشند. رابطه (۳) نشان دهنده رابطه غیرخطی بین زمان تأخیر، دبی سیلاب و مساحت حوضه می‌باشد. برای پارامتر زمان تأخیر (c) مدل WBNM مقدار ثابتی برابر با ۱/۶ پیشنهاد می‌دهد مگر این که شواهدی قوی دال بر تغییر آن در دست باشد. رابطه غیر خطی را می‌توان به شکل زیر نشان داد (بوید و همکاران، ۲۰۰۷):

$$K = k.Q^{m-1} \quad (4)$$

$$S = K.Q = k.Q^m \quad (5)$$

مدل WBNM ضریب غیرخطی را به صورت $m-1$ در نظر می‌گیرد. در این مدل ضریب غیرخطی برای کلیه حوضه‌ها برابر با $m-1 = -0.23$ ($m = 0.77$) پیشنهاد شده (آسکیو، ۱۹۶۸، ۱۹۷۰)، اما در صورتی که شواهدی قوی دال بر وجود مقدار دیگری در دست باشد، می‌توان آن را جایگزین نمود. همچنین در صورتی که $m-1 = 0$ در نظر گرفته شود، پاسخ حوضه خطی بوده و زمان تأخیر برای دبی‌های مختلف، ثابت می‌باشد.

شاخص‌های ارزیابی: شاخص ناش- سات کلیف (NSE): شاخص ناش- سات کلیف برای مقایسه واریانس باقی‌مانده و واریانس مشاهدات با یکدیگر به کار می‌رود (ناش و سات کلیف، ۱۹۷۰). این شاخص نشان می‌دهد که نمایش داده‌های مشاهداتی در مقابل داده‌های محاسباتی بر روی محورهای مختصات تاچه اندازه با خط ۱:۱ مطابقت دارد (موریاسی و همکاران، ۲۰۰۷).

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{min})^2} \right] \quad (6)$$

در این رابطه y_i^{obs} مشاهده i ام، y_i^{sim} محاسبه i ام و n تعداد مشاهدات می‌باشند. دامنه تغییرات شاخص ناش- سات کلیف بین $-\infty$ تا ۱ می‌باشد. مقدار عددی برابر با ۱ نشانگر بهترین برازش و مقادیر صفر تا ۱ محدوده قابل پذیرش برای این شاخص می‌باشد.

شاخص انحراف حجم رواناب (D_v): این شاخص برای نشان دادن تفاوت حجم رواناب هیدروگراف محاسبه شده و مشاهده شده به کار می‌رود (موریاسی و همکاران، ۲۰۰۷). این شاخص از رابطه زیر محاسبه می‌شود (ASCE, 1993):

$$\%D_v = \left[\frac{(V_{obs} - V_{sim}) \times 100}{V_{obs}} \right] \quad (7)$$

در این رابطه V_{obs} حجم مشاهده شده و V_{sim} حجم محاسبه شده می‌باشند. محدوده مقدار شاخص انحراف حجم رواناب بین $-\infty$ و $+\infty$ بوده و هرچه به سمت صفر میل کند نشانه دقت بیشتر محاسبات می‌باشد. (استراتون و همکاران، ۲۰۰۹).

حوضه‌های تحت مطالعه: سه حوضه کوهستانی با مساحت‌های متفاوت در رشته کوه‌های زاگرس در جنوب غرب ایران انتخاب گردید. هر سه حوضه در مجاورت یکدیگر قرار داشته و از خصوصیات بارز آن‌ها توپوگرافی پیچیده در بالادست (شمال و شمال‌شرق) و ملایم در پایین‌دست (جنوب و جنوب‌غرب) می‌باشد. هر حوضه بر اساس معیارهای بوید و همکاران (۲۰۰۷) و با توجه به مساحت به تعدادی زیر حوضه تقسیم گردید. مشخصات حوضه‌ها در جدول ۱ منعکس شده‌اند. منطقه مورد مطالعه دارای ۵ ایستگاه باران‌نگاری بوده که داده‌های ثبت شده بارندگی در آن‌ها در دوره اقلیمی ۸۲-۱۳۵۶ مورد استفاده قرار گرفت (جدول ۲). آمار مورد استفاده شامل هیتوگراف رگبارهای نازل شده و هیدروگراف سیلاب‌های متناظر، از بانک اطلاعات سازمان آب و برق خوزستان تهیه گردید. جهت توصیف مناسب‌تر تأثیر وقایع بارندگی، بارش‌های فراگیر که کمترین در چهار ایستگاه ثبت شده بودند به‌عنوان رگبارهای تحت مطالعه انتخاب و استخراج گردیدند. برای شبیه‌سازی هیدروگراف سیلاب‌های خروجی از حوضه‌ها، هیتوگراف‌های ثبت شده در نزدیک‌ترین ایستگاه (نسبت به خروجی هر حوضه) مورد استفاده قرار گرفته و اطلاعات بارندگی ایستگاه‌های مجاور برای بررسی و تعیین تغییرات زمانی بارندگی‌ها به‌کار گرفته شد. برای جداسازی جریان پایه از هیدروگراف‌های ثبت شده، از روش جداسازی خط مستقیم استفاده گردید. همچنین جهت به‌دست آوردن بارش مازاد از مدل تلفات "نفوذ اولیه - نفوذ ثابت ثانویه" (I.E. 1987) استفاده گردید.

جدول ۱- مشخصات حوضه‌های تحت مطالعه.

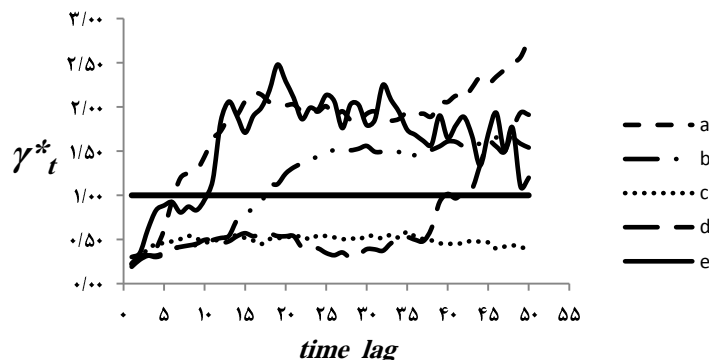
حوضه	ایستگاه هیدرومتری	مساحت (km ²)	تعداد زیرحوضه‌ها	تعداد رگبارها
ابوالعباس	پل منجینق	۲۹۰	۱۷	۹
رود زرد	ماشین	۸۷۵	۳۷	۱۰
الله	جوکنک	۲۲۶۰	۴۹	۱۰

جدول ۲- مشخصات ایستگاه‌های باران‌سنجی.

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)
پل شالو	۵۰ ۰۸	۳۱ ۴۴	۷۰۰
ایذه	۴۹ ۵۱	۳۱ ۴۹	۷۶۴
باغ ملک	۴۹ ۵۴	۳۱ ۳۱	۷۰۰
ماشین	۴۹ ۴۳	۳۱ ۲۳	۳۸۰
پا گچی	۴۹ ۳۵	۳۱ ۱۸	۱۵۵

نتایج و بحث

تقسیم‌بندی وقایع بارندگی از دیدگاه تغییرات زمانی: جهت تقسیم‌بندی بارش‌های فراگیر از دیدگاه تغییرات زمانی، واریوگرام‌های زمانی برای هر رگبار فراگیر با استفاده از رابطه (۱) محاسبه و سپس مقادیر واریوگرام زمانی به دست آمده به همراه گام زمانی متناظر بر روی دستگاه مختصات دو بعدی رسم گردید. در شکل ۱ واریوگرام‌های زمانی رسم شده برای پنج بارش فراگیر در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. یک بارش با تغییرات زمانی شدید (HT) پس از طی تعداد کم گام زمانی به مقدار ۱ رسیده و بنابراین دارای ماندگاری کم می‌باشد. به عبارت دیگر سیستم بارندگی دارای حافظه کوتاه مدت می‌باشد. در نتیجه، هرچه تعداد گام‌های زمانی طی شده جهت رسیدن به مقدار ۱ کمتر باشد، بارش دارای تغییرات زمانی شدیدتر می‌باشد. متقابلاً، هرچه تعداد گام‌های زمانی طی شده جهت رسیدن به مقدار ۱ بیشتر باشد، بارش دارای تغییرات زمانی ملایم‌تر می‌باشد. جهت تقسیم‌بندی وقایع بارندگی به دو دسته شامل تغییرات زمانی شدید (HT) و تغییرات زمانی ملایم (LT)، به یک حد آستانه نیاز می‌باشد. این حد آستانه پارامتر خصوصیات زمانی (t_s) نامیده می‌شود. در این مطالعه، براساس پیشنهاد اوماخانان (۲۰۰۲) و همچنین براساس قضاوت کارشناسی، حد آستانه یا پارامتر خصوصیات زمانی برابر با ۲۰ گام زمانی به عنوان معیار تقسیم‌بندی بارش‌ها استفاده گردید. به عبارت دیگر، در صورتی که واریوگرام زمانی قبل از طی ۲۰ گام زمانی (۶۰۰ دقیقه) به عدد ۱ برسد، بارش دارای حافظه کوتاه مدت بوده و دارای تغییرات زمانی شدید می‌باشد و بالعکس. کلیه رگبارهای مورد مطالعه براین اساس تقسیم‌بندی شده و نتایج حاصله در جدول ۳ خلاصه گردیده‌اند.



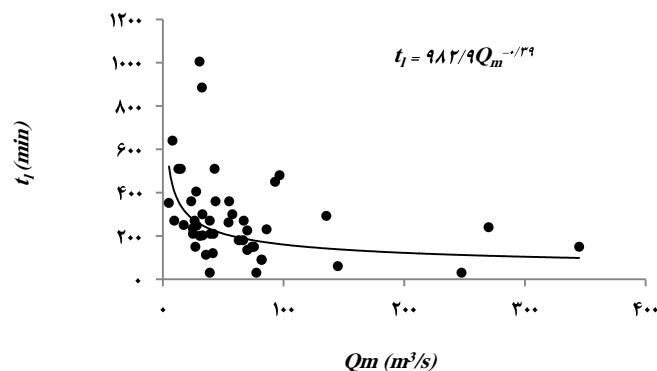
شکل ۱- واریوگرام‌های زمانی رسم شده برای پنج رگبار رخ داده در (a) ۱۳۶۹/۱۲/۱۵ (b) ۱۳۷۱/۱۰/۱۷ (c) ۱۳۷۲/۱۲/۲۱ (d) ۱۳۷۳/۱۲/۰۴ و (e) ۱۳۸۰/۱۰/۱۷.

جدول ۳- تقسیم‌بندی وقایع بارش براساس تغییرات زمانی هیتوگراف در سه حوضه تحت مطالعه.

الله		رود زرد		ابوالعباس		تغییرات زمانی
t_s (min)	تاریخ	t_s (min)	تاریخ	t_s (min)	تاریخ	بارندگی
۳۰۰	۱۳۷۰/۱۲/۰۶	۵۴۰	۱۳۷۱/۱۰/۱۷	۳۰۰	۱۳۷۰/۱۲/۰۶	HT
۴۵۰	۱۳۸۲/۱۰/۲۳	۱۸۰	۱۳۸۲/۰۹/۱۱	۵۴۰	۱۳۷۱/۱۰/۱۷	
۲۱۰	۱۳۶۹/۱۲/۱۵	۴۵۰	۱۳۸۲/۱۰/۲۳	۴۵۰	۱۳۸۲/۱۰/۲۳	
۳۳۰	۱۳۸۰/۱۰/۱۷	۲۱۰	۱۳۶۹/۱۲/۱۵	۳۳۰	۱۳۸۰/۱۰/۱۷	
۲۴۰	۱۳۸۲/۱۰/۱۳	۳۳۰	۱۳۸۰/۱۰/۱۷	۱۲۰	۱۳۸۲/۱۰/۱۷	
۹۰۰	۱۳۷۳/۱۱/۱۸	۹۰۰	۱۳۷۳/۱۱/۱۸	۱۴۵۵	۱۳۷۰/۱۰/۱۲	LT
۶۰۰	۱۳۷۳/۰۸/۱۴	۶۹۰	۱۳۷۳/۰۸/۲۶	۱۲۶۰	۱۳۷۳/۱۲/۰۴	
۶۹۰	۱۳۷۳/۰۸/۲۶	۱۲۶۰	۱۳۷۳/۱۲/۰۴	۲۷۰۰	۱۳۷۲/۱۲/۲۱	
۱۲۶۰	۱۳۷۳/۱۲/۰۴	۲۷۰۰	۱۳۷۲/۱۲/۲۱	۳۳۳۰	۱۳۷۳/۰۹/۰۴	
۲۷۰۰	۱۳۷۲/۱۲/۲۱	۳۳۳۰	۱۳۷۳/۰۹/۰۴			

برآورد پارامتر غیر خطی سه حوضه تحت مطالعه: همان‌طور که قبلاً اشاره شد در مدل WBNM از پارامتر غیرخطی برابر با $m-1 = -0.23 (m = 0.77)$ استفاده می‌گردد. جهت بررسی این موضوع، رابطه منطقه‌ای بین زمان تأخیر و دبی میانگین سیلاب محاسبه گردید. نخست زمان تأخیر هر سیلاب (فاصله زمانی بین مرکز ثقل بارش مازاد و نقطه اوج هیدروگراف سیلاب) برای هر سه حوضه محاسبه و مقادیر به‌دست آمده در مقابل دبی میانگین هر سیلاب رسم گردید. سپس بهترین رابطه ریاضی بر نقاط به‌دست آمده برازش داده شد. نتایج نشان می‌دهند که رابطه بین زمان تأخیر و دبی سیلاب در منطقه تحت مطالعه از نوع غیرخطی (توانی) می‌باشد. به‌عبارت دیگر با افزایش دبی سیلاب زمان تأخیر و یا زمان پیمایش سیلاب به‌صورت توانی کاهش می‌یابد. این رابطه در شکل ۲ برای سه حوضه تحت مطالعه نشان داده شده است. مقدار پارامتر غیرخطی به‌دست آمده برای سه حوضه تحت مطالعه برابر با $m-1 = -0.39 (m = 0.61)$ بوده که متفاوت با مقدار پیشنهادی در مدل WBNM، $(m = 0.77)$ می‌باشد. دلیل این تفاوت احتمالاً به مساحت حوضه‌های تحت مطالعه مربوط می‌شود. ضریب توانی $m = 0.77$ که مدل WBNM براساس آن بنا نهاده شده است برای حوضه‌های کوچک به‌دست آمده (بوید و کوردری، ۱۹۸۹) در حالی که مساحت حوضه‌های تحت مطالعه شامل سه اندازه

کوچک (ابوالعباس)، متوسط (رودزرد) و بزرگ (الله) می‌باشد. با توجه به این‌که سه حوضه تحت مطالعه در یک موقعیت یکسان جغرافیایی قرار دارند، مقدار پارامتر غیرخطی به‌دست آمده برای حوضه‌های کوهستانی در جنوب غرب ایران قابل اعتبار می‌باشد.



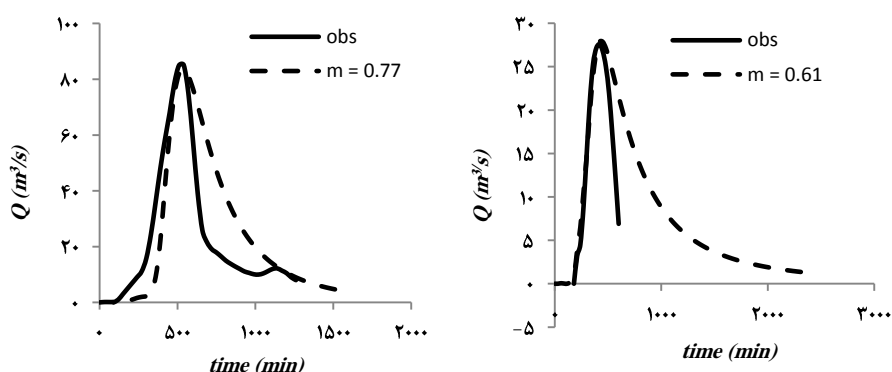
شکل ۲- رابطه بین زمان تأخیر و میانگین دبی سیلاب در سه حوضه تحت مطالعه.

واسنجی و اعتبارسنجی: جهت کالیبره کردن مدل WBNM نخست هیتوگراف رگبارها در نزدیک‌ترین ایستگاه (نسبت به خروجی حوضه) به‌عنوان ورودی به مدل معرفی گردید با این فرض که کل حوضه از الگوی بارندگی مشابه با ایستگاه برخوردار می‌باشد. سپس ضریب زمان تأخیر برای سه حوضه تحت مطالعه به‌دست آمد که نتایج در جدول ۴ منعکس گردیده‌اند. محاسبات برای سه پارامتر مختلف بارندگی انجام گرفت. مقادیر به‌دست آمده برای ضریب زمان تأخیر در سه حوضه تحت مطالعه در جدول ۴ منعکس گردیده‌اند. بوید و کوردری (۱۹۸۹) مقدار میانگین این ضریب را برای ۳۶ حوضه آبریز در استرالیا برابر با ۱/۸ پیشنهاد دادند. کاملاً واضح است که این مقدار تفاوت زیادی با نتایج به‌دست آمده از کالیبراسیون داشته و بر لزوم استفاده از کالیبراسیون منطقه‌ای تأکید می‌کند. سپس با استفاده از میانگین ضرائب حاصله از مرحله کالیبراسیون، هیدروگراف سیلاب برای تعدادی از رگبارهایی که در مرحله کالیبراسیون مورد استفاده قرار نگرفته بودند، محاسبه گردید. هیدروگراف‌های به‌دست آمده برای شش رگبار مورد استفاده در مرحله اعتبارسنجی در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ در مقایسه

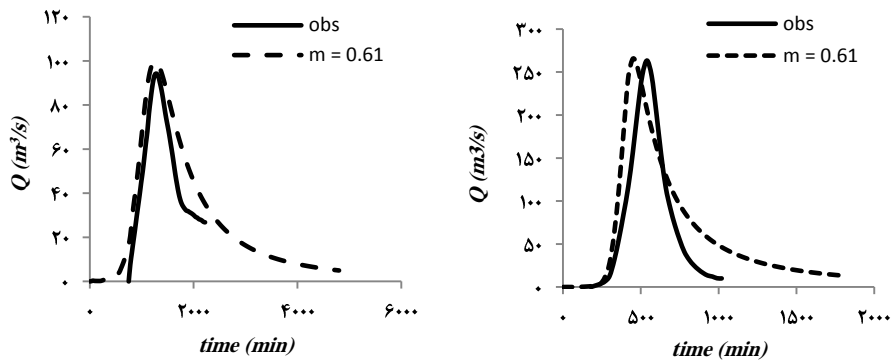
با هیدروگراف‌های مشاهده شده نشان داده شده‌اند. تطابق بسیار مناسب بین هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده مخصوصاً در رابطه با دبی اوج، زمان دبی اوج و بازوی بالا رونده نشان می‌دهد که در صورت استفاده از ضرائب منطقه‌ای، مدل WBNM جهت پیش‌بینی هیدروگراف سیلاب در منطقه مورد مطالعه از دقت بسیار خوبی برخوردار می‌باشد.

جدول ۴- مقادیر ضریب زمان تأخیر (c) به دست آمده در مرحله کالیبراسیون.

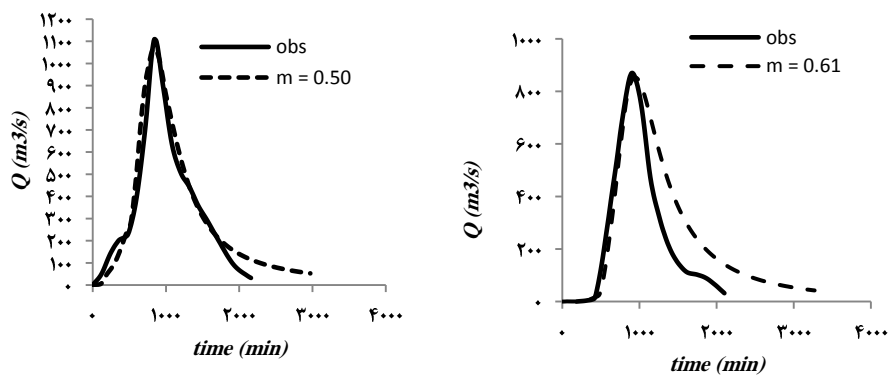
تغییرات زمانی بارندگی	حوضه	$m = 0.50$	$m = 0.61$	$m = 0.77$	$m = 1.0$
HT	ابوالعباس	۱/۵۸ - ۳/۰	۱/۱۰ - ۲/۴۱	۰/۶۴ - ۱/۶۵	۰/۳۱ - ۰/۹۲
	رود زرد	۱/۷۰ - ۴/۹۲	۱/۴۰ - ۲/۹۵	۰/۷۰ - ۱/۳۲	۰/۲۵ - ۰/۴۷
	الله	۲/۰۴ - ۴/۴۶	۱/۱۷ - ۳/۴۴	۰/۵۴ - ۲/۶۰	۰/۲۵ - ۱/۵۸
LT	ابوالعباس	۱/۴۸ - ۲/۳۱	۱/۱۸ - ۱/۸۲	۰/۷۲ - ۱/۲۸	۰/۳۳ - ۰/۷۰
	رود زرد	۱/۶۰ - ۲/۱۷	۱/۲۴ - ۱/۶۷	۰/۷۸ - ۱/۴۲	۰/۳۰ - ۰/۹۹
	الله	۱/۸۵ - ۲/۷۱	۱/۳۹ - ۱/۷۲	۰/۸۷ - ۱/۰۴	۰/۳۶ - ۰/۴۰



شکل ۳- مقایسه بین آبنمودهای شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در مرحله اعتبارسنجی برای رگبار ۱۳۵۹/۱۰/۱۳ (راست) و ۱۳۶۱/۱۱/۰۴ (چپ) در حوضه آبریز ابوالعباس.



شکل ۴- مقایسه بین آبنمودهای شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در مرحله اعتبارسنجی برای رگبار ۱۳۶۳/۰۸/۲۴ (راست) و ۱۳۶۶/۱۰/۰۶ (چپ) در حوضه آبریز رودزرد.



شکل ۵- مقایسه بین آبنمودهای شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در مرحله اعتبارسنجی برای رگبار ۱۳۶۶/۱۰/۰۶ (راست) و ۱۳۷۳/۰۸/۲۵ (چپ) در حوضه آبریزالله.

تأثیر تغییرات زمانی بارندگی بر روی هیدروگراف خروجی از حوضه: نتایج به دست آمده از ارزیابی تعدادی از رگبارها در جداول ۵، ۶ و ۷ نشان داده شده‌اند. نتایج نشان می‌دهند که اگرچه هر دو گروه بارندگی دارای واکنش غیرخطی می‌باشند ولی بارندگی‌های با تغییرات زمانی شدید (HT) واکنش غیرخطی کمتری نسبت به بارندگی‌های با تغییرات زمانی ملایم (LT) دارند. نتایج همچنین نشان می‌دهند که میزان دقت در پیش‌بینی هیدروگراف خروجی از حوضه به رطوبت خاک قبل از وقوع بارندگی نیز بستگی دارد به طوری که با افزایش رطوبت اولیه خاک، حوضه به سمت واکنش خطی

گرایش پیدا می‌کند. به‌عنوان مثال در مورد رگبار ۱۷ دی‌ماه ۱۳۷۱ در حوضه رودزرد که در شرایط خشک بودن خاک حادث شده است، پارامتر غیرخطی برابر با $m=0.61$ بهترین برآورد از هیدروگراف خروجی از حوضه را باعث شده است. اما در مورد بارندگی حادث شده در تاریخ ۲۳ دی‌ماه ۱۳۸۲ در حوضه‌الله، به‌دلیل وقوع بارندگی در چند ساعت قبل و اشباع بودن خاک حوضه، واکنش حوضه به بارندگی به‌صورت کاملاً خطی ظاهر شده است ($m=1.0$). همچنین، در مورد بارندگی حادث شده در تاریخ ۶ اسفندماه ۱۳۷۰ در حوضه ابوالعباس، به‌دلیل وقوع بارندگی به‌میزان $8/3$ میلی‌متر در یک روز قبل و افزایش جزئی رطوبت خاک، پارامتر غیرخطی برابر با $m=0.77$ بهترین برآورد را از هیدروگراف خروجی از حوضه به‌دست داده است. اما در مورد بارندگی‌های با تغییرات زمانی ملایم (LT)، هر سه حوضه به سمت واکنش غیرخطی شدیدتری تمایل پیدا نموده و پارامتر غیرخطی برابر با $m=0.50$ باعث برآورد بسیار بهتری از هیدروگراف خروجی از حوضه شده است. تعبیر فیزیکی این پدیده با در نظر گرفتن این موضوع که هیدروگراف خروجی از حوضه به‌شدت تحت تأثیر مکانیسم تولید رواناب می‌باشد، امکان‌پذیر می‌گردد. هنگامی که شدت بارندگی از شدت نفوذ آب در خاک بیشتر گردد، مکانیزم تولید رواناب از نوع هورتونین (Hortonian) بوده و قبل از اشباع شدن خاک باعث ایجاد رواناب در سطح زمین می‌شود (نیکوتینا و همکاران، ۲۰۰۷). در صورتی که زمان بارندگی به‌قدر کافی طولانی باشد، جبهه رطوبتی به سمت پایین حرکت کرده و باعث اشباع لایه سطحی خاک می‌شود (دینگمن، ۱۹۹۴). از این زمان به بعد رواناب ناشی از بارش مازاد بر ظرفیت اشباع خاک ایجاد می‌گردد. مکانیزم تشکیل این دو نوع رواناب توسط رابطه گرین-آمت به‌خوبی بیان شده است (نیکوتینا و همکاران، ۲۰۰۷). در چنین حالتی درصد قابل توجهی از بارندگی به داخل خاک نفوذ کرده و سهم رواناب زیرسطحی در شکل‌گیری هیدروگراف خروجی افزایش می‌یابد. با توجه به این که رواناب زیرسطحی دیرتر از رواناب سطحی به خروجی حوضه می‌رسد، واکنش حوضه به سمت غیرخطی شدید تمایل پیدا کرده، شیب بازوی پایین رونده هیدروگراف ملایم بوده و همچنین زمان پایه و زمان وقوع دبی اوج افزایش می‌یابند. این حالت به‌طور عمده در هنگام وقوع بارندگی‌هایی اتفاق می‌افتد که دارای تغییرات کم در بعد زمان می‌باشند (LT). اما در صورتی که بارندگی دارای تغییرات زمانی شدید باشد (HT)، رواناب ناشی از شدت بارش مازاد بر سرعت نفوذ خاک (هورتونین) مکانیزم غالب در تولید رواناب بوده که باعث می‌شود واکنش حوضه به بارندگی سریع بوده و به سمت غیرخطی ملایم و یا خطی کامل (بسته به رطوبت اولیه خاک) تمایل پیدا کند. این

پدیده باعث می شود که تخلیه رواناب در نقطه خروجی سریع اتفاق افتاده و شیب بازوی پایین رونده هیدروگراف افزایش یابد.

جدول ۵- ارزیابی دقت مقادیر متفاوت پارامتر خطی- غیرخطی (m) در پیش بینی هیدروگراف خروجی از حوضه های تحت مطالعه.

حوضه	تاریخ	تغییرات زمانی بارندگی	آماره	m = ۰/۵۰	m = ۰/۶۱	m = ۰/۷۷	m = ۱/۰
ابوالعباس	۱۳۷۰/۱۲/۱۰	LT	%Dv	۳۴/۴۰	۴۶/۹۰	۶۱/۳۰	۷۴/۰
			NSE	۰/۷۲۲	۰/۵۵۳	۰/۲۹۲	-۰/۰۱۱
	۱۳۷۰/۱۲/۰۶	HT	%Dv	-۱۴/۵	-۸/۵۰	-۱/۶۰	۴/۴۰
			NSE	۰/۸۶۵	۰/۸۹۵	۰/۹۰۴	۰/۸۷۷
رودزرد	۱۳۷۳/۰۹/۰۴	LT	%Dv	-۱/۵۰	۷/۸۰	۱۹/۹۰	۳۲/۸۰
			NSE	۰/۹۰۸	۰/۸۴	۰/۷۳۱	۰/۶۱۸
	۱۳۷۱/۱۰/۱۷	HT	%Dv	-۱۳/۸۰	۸/۸۰	۱۹/۷۰	۲۷/۹۰
			NSE	۰/۶۶۶	۰/۸۴۲	۰/۷۳۲	۰/۶۱۹
الله	۱۳۷۳/۱۱/۱۸	LT	%Dv	۶/۳۰	۱۹/۲۰	۲۹/۰۰	۴۰/۸۰
			NSE	۰/۷۸۷	۰/۷۵۴	۰/۶۵۸	۰/۵۳۸
	۱۳۸۲/۱۰/۲۳	HT	%Dv	-۲۴/۶۰	-۱۹/۲۰	-۱۵/۱	-۱۲/۴
			NSE	۰/۴۷۵	۰/۵۹	۰/۶۱۸	۰/۴۳۶

نتیجه گیری

نتایج بررسی ها جهت ارزیابی تأثیر تغییرات زمانی بارندگی بر روی هیدروگراف رواناب در سه حوضه آبریز کوهستانی در رشته کوه زاگرس در جنوب غرب ایران نشان داد که تغییرات زمانی بارندگی عامل بسیار مهمی در مکانیزم تشکیل رواناب بوده و اهمیت زیادی در شبیه سازی هیدروگراف خروجی از حوضه دارد. با استفاده از مدل شبکه محصور زیرحوضه ها (بوید و همکاران، ۱۹۷۹) آشکار گردید که در صورتی که ناهمگنی در سری زمانی هیتوگراف بارندگی کاهش یابد، پاسخ غیرخطی حوضه در مقابل بارندگی شدیدتر شده و در این شرایط پارامتر غیرخطی برابر با $m=0.50$ دارای دقت بسیار بیشتری در شبیه سازی هیدروگراف خروجی از حوضه می باشد. متقابلاً، در

صورتی که ناهمگنی در سری زمانی هیتوگراف بارندگی افزایش یابد، پاسخ غیرخطی حوضه در مقابل بارندگی ملایم‌تر شده و در شرایط ناچیز بودن رطوبت اولیه خاک، پارامتر غیرخطی برابر با $m = 0.61$ دارای دقتی به مراتب بهتر می‌باشد. به علاوه، مشاهده گردید که رطوبت اولیه خاک به دلیل تأثیر بر روی مکانیسم تولید رواناب، اهمیت زیادی در نحوه پاسخ حوضه به بارندگی دارد به طوری که هرچه رطوبت اولیه خاک بیشتر باشد، تمایل حوضه به بروز واکنش خطی بیشتر می‌شود و بالعکس. بنابراین، بسته به میزان رطوبت خاک قبل از بارندگی، مقادیر $m = 0.77$ و $m = 1.0$ قابل استفاده می‌باشند.

منابع

1. American Society of Civil Engineers. 1993. Criteria for evaluation of watershed models. *J. Irrig. and Drain. Eng.* 119: 3. 429-442.
2. Askew, A.J., 1968. Lag Time of Natural catchments. University of NSW Water Research Laboratory Report No. 107. 90p.
3. Askew, A.J., 1970. Derivation of formulae for variable lag time. *J. Hydrol.* 10: 225-242.
4. Bastin, G., and Gevers, M., 1985. Identification and Optimal estimation of random fields from scattered point-wise data. *Automatica.* 21: 2. 139-155.
5. Boyd, M., Pilgrim, D.H., and Cordery, I., 1979. A storage routing model based on catchment geomorphology. *J. Hydrol.* 42: 209-230.
6. Boyd, M., and Cordery, I., 1989. A study of design parameters for flood hydrograph models. P119-123, *Instn. Engineers Australia, Hydrology and Water Resources Symposium, National Conference Publication, Instn. Engineers Australia, Sydney, Australia.*
7. Boyd, M., Rigby, E.H., Van Drie, R., and Schymitzek, L., 2007. Watershed Bounded Network Model user manual, Available at: <http://www.uow.edu.au/eng/cme/research/wbnm.html>.
8. Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Bevre, B. and Wyseure, G. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A Case Study from the south Ecuadoraian Andes *J. Hydrol.* 329: 413-421.
9. Creutin, J.D., and Obled, C., 1982. Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields. *Water Resour. Res.* 18: 2. 413-431.
10. Dingman, S.L., 1994. *Physical Hydrology.* Macmillian, New York. 575p.
11. Gabellani, I., Boni, G., Ferraris, L., Von Hardenberg, J., and Provenzale, A. 2007. Propagation of uncertainty from rainfall to runoff: A case study with a stochastic rainfall generator. *Ad. in Water Resour.* 30: 2061-2071.
12. Institution of Engineers Australia. 1987. *Australian rainfall and runoff: A guide to flood estimation.* ISBN 085825 434 4, Vol. 1, Sydney. 365p.

13. Journel, A.G., and Huijbregts, C.J., 1978. Mining geostatistics. Academic Press Inc. London, 600p.
14. Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., and Creutin, G.D., 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation: a case Study. *Water Resour. Res.* 23: 11. 2123-2135.
15. Krajewski, W.F., Lakshmi, V., Georgakakos, K.P., and Subashi, C.J., 1991. A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. *Water Resour. Res.* 27: 1, 119–128.
16. Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., and Veith, T.L. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulation. *Trans. ASABE*, 50: 3. 885–900.
17. Nash, J.E., and Sutcliffe, J., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part 1- a discussion of principles. *J. Hydrol.* 10: 3, 282-290.
18. Nicotina, L., Alessi Celegon, E., Rinaldo, A., and Marani, M., 2007. On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resour. Res.* 44: 1-14.
19. Norbiato, D., Borga, M., Degli, S., Espositi, E., Gaume, E, and Anquetin, S., 2008. Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins. *J. Hydrol.* 362: 274-290.
20. Rahman, A., and Goonetilleke, A., 2001. Effects of nonlinearity in storage-discharge relationship on design flood estimates. P113-117, Proceedings of the Conference: MODSIM. International Congress on Modeling and Simulation, Sydney, Australia.
21. Segond, M., Wheeler, H., and Onof, C., 2007. The significance of spatial rainfall representation for flood runoff estimation: A numerical evaluation based on the Lee catchment, UK. *J. Hydrol.* 347: 116-131.
22. Shah, S., O'Connell, P., and Hosking, J., 1996. Modeling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *J. Hydrol.* 175: 89-111.
23. Stratton, B.T., Sridhar, V., Gribb, M.M., MvNamara, J.P., and Narasimhan, B. 2009. Modeling the spatial varying water balance processes in a semiarid mountainous watershed of Idaho. *J. Am. Water Resour. As.* 45: 6. 1390-1408.
24. Syed, K.H., Goodrich, D.C., Myers, D.E., and Sorooshian, S., 2003. Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff. *J. Hydrol.* 271: 1-21.
25. Umakhanthan, K., 2002. Estimation of the spatio-temporal heterogeneity of rainfall and its importance towards robust catchment simulation within a hydroinformatic environment. Ph.D. thesis. University of New South Walse. 342p.

25. Umakhanthan, K., and Ball, J.E., 2002. Estimation of rainfall heterogeneity across space and time. P303-318, 9th International Conference on Urban Drainage, Sep. 8-13, Portland, Oregon, USA.
26. Viglione, A., Chirico, G.B., Komma, J., Woods, R., Borga, M., and Bloschl, G., 2010. Quantifying space-time dynamics of flood event types J. Hydrol, 394: 213-229.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 20(6), 2013
<http://jwsc.gau.ac.ir>

The influence of temporal variation of rainfall on linear-nonlinear response of mountainous catchments

***H. Rezaei Sadr¹, A.M. Akhoond-Ali², F. Radmanesh³ and G.A. Parham⁴**

¹Ph.D. Student, Dept. of Hydrology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran, ²Professor Dept. of Hydrology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran, ³Assistant Prof., Dept. of Hydrology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran, ⁴Associate Prof., Dept. of Statistics, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran

Received: 01/25/2012 ; Accepted: 11/12/2012

Abstract

In this study, the influence of temporal variation of rainfall on linear-nonlinear response of three mountainous catchments in south west of Iran was examined. At first, the storm events were categorized into two categories including low temporal (LT) and high temporal (HT) heterogeneous events according to their temporal variation. Then, Watershed Bounded Network Model was applied to assess the catchment response influenced by rainfall temporal heterogeneity. Three different nonlinear parameters of $m=0.50$, $m=0.61$, $m=0.77$ as well as $m=1.0$ (linear response) were used. The obtained results indicated that rainfall temporal variability plays an important role on the hydrologic response of the catchments. When temporal heterogeneity of rainfall was decreased, the response of catchment tended to be more nonlinear and the value of $m=0.50$ resulted in more appropriate estimation of outlet hydrograph. However, by increasing temporal heterogeneity of rainfall, less nonlinear response of catchment was obtained. The nonlinear value of $m=0.61$ resulted in the most appropriate simulation of outlet hydrographs for high temporal variation events. Moreover, it was found that antecedent wetness of soil has an important effect on the response of catchment so that more nonlinear response can be expected in dry condition of soil rather than wet condition. When the catchment is in wet and saturated conditions due to previous rainfall, the nonlinear value of $m=0.77$ and linear value ($m=1.0$) can be used respectively.

Keywords: Rainfall, Catchment response, Hydrograph, Flood

* Corresponding Author; Email: mcsadr1@yahoo.com

