

## تأثیر تغییرات مکانی بارندگی بر پیش‌بینی هیدروگراف سیلاب در حوضه‌های آبریز کوهستانی

حسن رضایی صدر<sup>۱\*</sup>، علی محمد آخوندعلی<sup>۱</sup>، فریدون رادمنش<sup>۱</sup> و غلامعلی پرهام<sup>۲</sup>

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۲۵؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۷)

### چکیده

در این مطالعه، تأثیر ناهمگنی‌های مکانی بارندگی بر پیش‌بینی هیدروگراف سیلاب در سه حوضه آبریز کوهستانی در جنوب غرب ایران مورد ارزیابی قرار گرفت. جهت شبیه‌سازی هیدروگراف سیلاب خروجی از حوضه‌های آبریز، از مدل شبکه محصور زیرحوضه‌ها (WBNM) استفاده گردید. هم‌چنین، جهت درون‌یابی هیتوگراف بارندگی ایستگاه‌های اطراف، دو روش درون‌یابی تیسن و عکس مجذور فاصله به کار گرفته شد و نتایج به دست آمده با هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه مقایسه و مشاهده گردید که بهترین هیدروگراف شبیه‌سازی شده از هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه حاصل می‌شود. نتایج به دست آمده هم‌چنین هیچ‌گونه رابطه‌ای بین تغییرات مکانی بارندگی و هیدروگراف خروجی به دست نداد. میدان دو بعدی نامانای بارندگی ناشی از توپوگرافی نامنظم باعث تشکیل الگوهای مختلف بارندگی در منطقه شده که دخالت این الگوها در فرآیند درون‌یابی باعث ایجاد انحرافات زیاد در هیتوگراف‌های درون‌یابی شده توسط روش‌های تیسن و عکس مجذور فاصله گردید. نتیجه‌گیری شد که انحرافات مشاهده شده بیشتر از آن‌که ناشی از عدم وجود رابطه بین تغییرات مکانی بارندگی و پاسخ حوضه آبریز باشد، ناشی از عدم برآورد صحیح میانگین هیتوگراف‌های بارندگی در بین ایستگاه‌ها می‌باشد. در نتیجه، در حوضه‌های آبریز کوهستانی با توپوگرافی نامنظم، فقدان داده‌های کافی ناشی از شبکه غیرمتراکم ایستگاه‌ها را می‌توان مهم‌ترین عامل عدم قطعیت در مدل‌سازی تغییرات مکانی بارندگی قلمداد نمود.

واژه‌های کلیدی: ناهمگنی‌های مکانی بارندگی، رواناب، تیسن، WBNM، IDW

۱. گروه هیدرولوژی، دانشکده علوم مهندسی آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. گروه آمار، دانشکده علوم ریاضی و کامپیوتر، دانشگاه شهید چمران اهواز

\*: مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: mcsdr1@yahoo.com

## مقدمه

بارندگی پدیده ایست که تغییرات زیادی در ابعاد زمان و مکان دارد (۲۶). این پدیده مخصوصاً در حوضه‌های کوهستانی از شدت بیشتری برخوردار می‌باشد زیرا علاوه بر طبیعت تصادفی بارندگی، تغییرات توپوگرافی نیز بر مقدار بارندگی در ابعاد زمان و مکان تأثیر مستقیم دارد (۱۴). شناخت این تغییرات از اهمیت زیادی در پیش‌بینی هیدروگراف سیلاب، طراحی سازه‌های هیدرولیکی و پیش‌بینی زمان واقعی سیلاب برخوردار می‌باشد (۲۹). در زمینه شناخت تغییرات مکانی بارندگی و تأثیر آن بر هیدروگراف خروجی از حوضه آبریز مطالعات متعددی صورت گرفته است (۲۱، ۳۰، ۳۱، ۳۶، ۳۸ و ۴۳). وینچل و همکاران (۴۳) در مرور مطالعات گذشته به این نتیجه رسیدند که هیدروگراف خروجی از حوضه آبریز به تغییرات مکانی و زمانی بارندگی بسیار حساس می‌باشد. مطالعات انجام شده توسط لی لای و سالنیر (۲۳)، چانسی بالت و همکاران (۱۶) و برن و همکاران (۶) به تغییرات مکانی و زمانی بارندگی به‌عنوان عامل اصلی کنترل‌کننده پاسخ هیدرولوژیک حوضه اشاره دارد. گابلانی و همکاران (۱۸) نشان دادند که تغییرات مشاهده شده در پاسخ هیدرولوژیک حوضه‌های آبریز ناشی از ساختار مکانی و زمانی بارندگی می‌باشد. ویگلیون و همکاران (۴۲) نتیجه گرفتند که برای رگبارهای کوتاه مدت، اجزای زمانی و مکانی و همچنین حرکت توده بارانزا بر هیدروگراف خروجی مؤثر می‌باشند. متقابلاً، تصویر متفاوتی از موضوع توسط عده‌ای دیگر از محققین ارائه شده است. کرایوسکی و همکاران (۲۱) در مطالعات خود به این نتیجه رسیدند که تغییرات مکانی بارندگی نقشی به مراتب کمتر از تغییرات زمانی بارندگی در پاسخ حوضه آبریز ایفا می‌کند. اسمیت و همکاران (۳۸) گزارش کردند که حتی تغییرات مکانی شدید بارندگی هم نمی‌تواند بر هیدروگراف خروجی از حوضه‌های آبریز تأثیر قابل توجهی بگذارد. در نتیجه‌گیری مشابه، سیگاند و همکاران (۳۵) پاسخ حوضه را نه با تغییرات مکانی بلکه با مکانیزم تولید رواناب مرتبط دانستند. نیکوتینا و همکاران (۲۸) تأثیر الگوهای مختلف

مکانی و زمانی بارندگی بر پاسخ هیدرولوژیک حوضه را با هدف تعیین مقیاس ناهمگنی مکانی بارندگی و تأثیر آن بر شکل هیدروگراف رواناب را بررسی کرده و مشاهده کردند که تغییرات مکانی بارندگی تأثیر قابل توجهی بر پاسخ حوضه‌های با مساحت کمتر از ۳۵۰۰ کیلومتر مربع ندارد. در بسیاری از این تحقیقات، اطلاعات بارندگی به‌دست آمده از رادار و یا شبکه متراکم باران‌نگاری مورد استفاده قرار گرفته و حوضه‌های دارای شبکه کم تراکم بارندگی، مخصوصاً حوضه‌های کوهستانی، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند (۴۰). هدف از این تحقیق امکان‌سنجی مدل‌سازی تغییرات مکانی بارندگی جهت پیش‌بینی هیدروگراف خروجی از حوضه‌های آبریز کوهستانی با استفاده از اطلاعات شبکه باران‌نگاری کم تراکم بوده که در بسیاری از نقاط ایران به چشم می‌خورند.

## مواد و روش‌ها

## مدل بارش رواناب

تاکنون انواع مختلفی از مدل‌های بارش- رواناب مبتنی بر روندیابی رواناب در سطح حوضه ارائه گردیده است که از میان آنها مدل‌های شبکه‌ای با در نظر گرفتن طبیعت توزیعی ذخیره سطحی مورد استقبال وسیع قرار گرفته‌اند (۹، ۱۰، ۱۵، ۲۲، ۳۲ و ۳۴). "مدل شبکه محصور زیرحوضه‌ها (WBNM)" (۸) یکی از این مدل‌ها می‌باشد. کارایی این مدل توسط بیتس و پیلگریم (۵)، بوید و همکاران (۱۱ و ۱۲) و بودهینایکی (۷) مورد تأیید قرار گرفت. در ایران نیز رضایی صدر (۱) و رضایی صدر و همکاران (۳۳) از این مدل جهت بررسی تغییرات زمانی و مکانی بارندگی و تأثیر آن بر رابطه خطی- غیرخطی بارش- رواناب استفاده کردند. این مدل براساس خصوصیات ژئومورفولوژیک حوضه در تبدیل بارندگی به رواناب بنا نهاده شده و پارامتر غالب آن زمان تأخیر حوضه می‌باشد. در این مدل، حوضه براساس مساحت به چندین زیرحوضه تقسیم می‌گردد. میزان ذخیره در هر زیرحوضه در مرکز آن متمرکز بوده که در کنار هم شبکه توزیعی از ذخیره سطحی را تشکیل

روابط ذخیره-دبی غیرخطی را مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفتند که نمی‌توان مقدار ثابتی برای نمای  $m$  در نظر گرفت.

### روش‌های درون‌یابی

#### روش پلی‌گون‌های تیسن

در این روش حوضه به پلی‌گون‌هایی تقسیم شده که هر کدام نشانگر محدوده تحت پوشش یک ایستگاه در مرکز پلی‌گون می‌باشد. فرض می‌شود که محدوده تحت پوشش هر پلی‌گون دارای الگوی بارندگی مشابه نقطه مرکزی پلی‌گون یا ایستگاه می‌باشد (۲۵). این روش علی‌رغم سادگی و قدیمی بودن هنوز در سطح وسیع استفاده می‌شود.

#### روش عکس مجذور فاصله (IDW)

در این روش با استفاده از میانگین وزنی نقاط در دسترس، مقدار پارامتر مورد نظر در نقاط بینابین به دست آمده و در نتیجه هر نقطه تابع معکوس فاصله‌اش تا نقاط اطراف می‌باشد (۳۹). رابطه عمومی این روش برای درون‌یابی مکانی به صورت زیر می‌باشد (۲۵).

$$P_o = \sum_{i=1}^n w_i p_i \quad [5]$$

$$w_i = \frac{\frac{1}{|D_i|^d}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{|D_i|^d}} \quad d > 1 \quad [6]$$

در این روابط  $P_o$  مقدار درون‌یابی شده،  $p_i$  مقدار مشاهده شده در نقطه  $i$ ام،  $n$  تعداد نقاط مشاهداتی (تعداد ایستگاه‌ها)،  $w_i$  ضریب وزنی هر نقطه مشاهداتی (ایستگاه)،  $D_i$  فاصله بین نقطه مشاهداتی و نقطه مورد نظر و  $d$  ضریب هندسی می‌باشد. در این مطالعه مقدار ضریب  $d$  براساس پیشنهاد گوویرت (۱۹) و لوید (۲۴)، برابر با ۲ در نظر گرفته می‌شود.

#### حوضه‌های آبریز تحت مطالعه

سه حوضه آبریز کوهستانی در رشته کوه‌های زاگرس در جنوب

می‌دهند. رابطه بین ذخیره و خروجی به صورت زیر می‌باشد.

$$S = 60.K.Q \quad [1]$$

در این رابطه،  $Q$  خروجی از حوضه برحسب مترمکعب بر ثانیه،  $S$  ذخیره سطحی برحسب مترمکعب،  $K$  زمان تأخیر برحسب دقیقه، می‌باشند. در صورتی که زمان تأخیر برای سیلاب‌های با ابعاد مختلف در یک حوضه معین ثابت بماند، رابطه بین بارش و رواناب خطی می‌باشد. اما براساس اطلاعات ثبت شده بارندگی و رواناب (۲ و ۳)، رابطه بین بارش و رواناب در مدل WBNM به صورت غیرخطی در نظر گرفته می‌شود یعنی با افزایش دبی سیلاب، زمان تأخیر کاهش می‌یابد. زمان تأخیر در این مدل به صورت زیر است:

$$K = c.A^{0.57}.Q^{-0.23} \quad [2]$$

در این رابطه  $A$  مساحت حوضه برحسب کیلومتر مربع و  $c$  پارامتر زمان تأخیر می‌باشند. این رابطه نشان‌دهنده ارتباط غیرخطی بین زمان تأخیر، دبی سیلاب و مساحت حوضه می‌باشد. برای ضریب زمان تأخیر ( $c$ )، مدل WBNM مقدار ثابتی برابر با  $1/6$  پیشنهاد می‌دهد (۱۳). در این مدل، پارامتر بیان‌کننده شدت غیرخطی بودن پاسخ حوضه برابر با  $-0.23$  می‌باشد. این مقدار برای حوضه‌های مختلف تقریباً ثابت فرض می‌شود. این خاصیت باعث می‌شود که با افزایش دبی سیلاب، زمان تأخیر کاهش می‌یابد. رابطه غیرخطی بین ذخیره و دبی را می‌توان به شکل زیر نشان داد (۱۳):

$$K = k.Q^{m-1} \quad [3]$$

$$S = K.Q = kQ^m \quad [4]$$

مدل WBNM نمای غیرخطی را به صورت  $m-1$  در نظر می‌گیرد. در این مدل نمای غیرخطی برای کلیه حوضه‌ها برابر با  $(m=0.77)$   $-0.23$  پیشنهاد شده اما در صورتی که شواهدی قوی دال بر وجود مقدار دیگری در دست باشد، می‌توان آنرا جایگزین نمود. در صورتی که از مقدار کمتری استفاده شود، میزان غیرخطی بودن افزایش یافته و بالعکس. هم‌چنین اگر  $m-1=0$  در نظر گرفته شود، پاسخ حوضه خطی بوده و زمان تأخیر برای دبی‌های مختلف، ثابت می‌باشد. بیتس و پیلگریم (۴)

جدول ۱. مشخصات حوضه‌های تحت مطالعه

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

جدول ۲. مشخصات ایستگاه‌های باران سنجی

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

### شاخص‌های ارزیابی

#### شاخص ناش- سات کلیف (NSE)

این شاخص نشان می‌دهد که نمایش داده‌های مشاهداتی در مقابل داده‌های محاسباتی روی محورهای مختصات تا چه اندازه با خط ۱:۱ مطابقت دارد (۲۷). دامنه تغییرات این شاخص بین  $-\infty$  تا ۱ می‌باشد. مقدار NSE برابر با ۱ نشانگر بهترین برازش و مقادیر صفر تا ۱، محدوده قابل پذیرش این شاخص می‌باشد.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{min})^2} \quad [7]$$

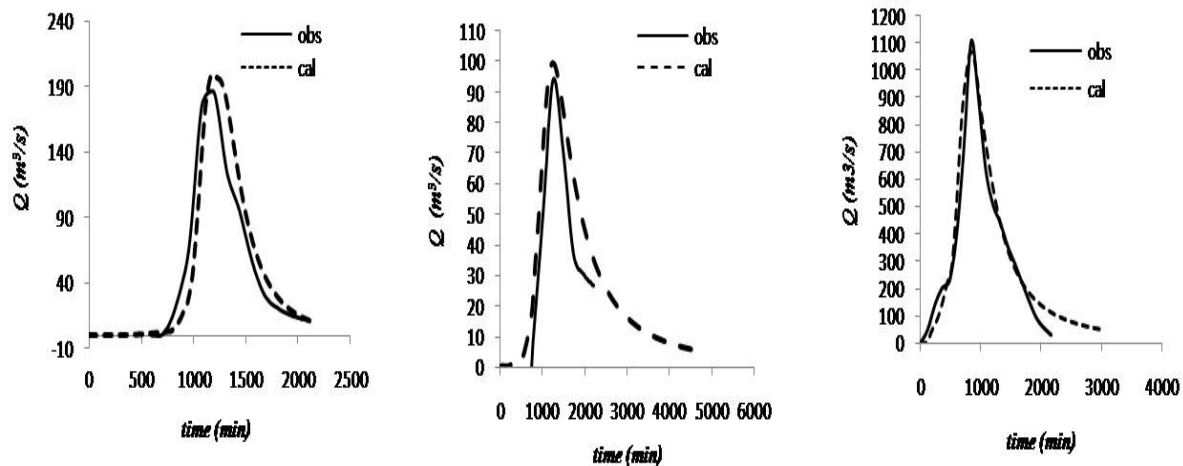
در این رابطه  $y_i^{obs}$  مشاهده  $i$ ام،  $y_i^{sim}$  محاسبه  $i$ ام و  $n$  تعداد مشاهدات می‌باشند.

#### شاخص نسبت ریشه میانگین مربع خطا به انحراف معیار

#### مشاهدات (RSR)

این آماره براساس مطالعات سینگ و همکاران (۳۷) پیشنهاد

غرب ایران انتخاب گردید. هر حوضه با توجه به مساحت به تعدادی زیر حوضه تقسیم گردید (۱۳). مشخصات حوضه‌ها از جمله مساحت، تعداد زیر حوضه‌ها و تعداد رگبارهای مورد استفاده در جدول ۱ منعکس شده‌اند. منطقه مورد مطالعه دارای ۵ ایستگاه باران نگاری بوده که داده‌های ثبت شده بارندگی در آنها در دوره اقلیمی ۸۲-۱۳۵۶ مورد استفاده قرار گرفت. مشخصات ایستگاه‌های باران نگاری در جدول ۲ ارائه گردیده است. 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 تغییرات مکانی بارندگی، بارش‌های فراگیر که حداقل در چهار ایستگاه ثبت شده بودند به‌عنوان رگبارهای تحت مطالعه انتخاب و استخراج گردیدند. 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" پیشنهاد شده توسط انجمن مهندسين استرالیا (۲۰) استفاده گردید.



شکل ۱. مقایسه هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده در مرحله اعتبارسنجی با هیدروگراف‌های مشاهداتی مربوط به سه رگبار حادث شده در تاریخ‌های ۲۸ نوامبر ۱۹۸۶ (چپ) و ۲۷ دسامبر ۱۹۸۷ (وسط) و ۱۶ نوامبر ۱۹۹۴ (چپ) در حوضه‌های (به ترتیب) ابوالعباس، رودزرد و الله

شده است. مقدار بهینه این آماره صفر بوده که بیانگر عدم تغییر در باقی‌مانده و در نتیجه شبیه‌سازی کامل مشاهدات می‌باشد و هر اندازه بزرگ‌تر شود بیانگر ضعیف‌تر شدن شبیه‌سازی می‌باشد (۲۷).

۱/۸ پیشنهاد دادند. کاملاً واضح است که این مقدار تفاوت زیادی با نتایج به‌دست آمده از واسنجی داشته و بر لزوم استفاده از واسنجی منطقه‌ای تأکید می‌کند. سپس با استفاده از میانگین ضرائب حاصله از مرحله واسنجی، هیدروگراف سیلاب برای تعدادی از رگبارهایی که در مرحله واسنجی مورد استفاده قرار نگرفته بودند، محاسبه شد. هیدروگراف‌های به‌دست آمده برای سه رگبار مورد استفاده در مرحله اعتبارسنجی در شکل ۱ 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.

### تأثیر تغییرات مکانی بارندگی روی هیدروگراف خروجی از حوضه آبریز

جهت ارزیابی تأثیر تغییرات مکانی بارندگی بر هیدروگراف خروجی از حوضه آبریز، دو آماره NSE و RSR مورد استفاده قرار گرفت. نتایج به‌دست آمده برای تعدادی از رگبارها در جدول ۴ نشان داده شده است. همچنین مقایسه بین هیدروگراف‌های

شده است. مقدار بهینه این آماره صفر بوده که بیانگر عدم تغییر در باقی‌مانده و در نتیجه شبیه‌سازی کامل مشاهدات می‌باشد و هر اندازه بزرگ‌تر شود بیانگر ضعیف‌تر شدن شبیه‌سازی می‌باشد (۲۷).

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{mean})^2}} \quad [8]$$

در این رابطه  $RMSE$  ریشه میانگین مربع خطا،  $STDEV_{obs}$  انحراف معیار مشاهدات و  $y_i^{mean}$  میانگین مشاهدات می‌باشند.

## نتایج و بحث

### واسنجی و اعتبارسنجی

جهت واسنجی مدل WBNM نخست هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه (نسبت به خروجی حوضه) و همچنین هیتوگراف‌های بارندگی به‌دست آمده از روش‌های تیسن و IDW به‌عنوان ورودی به مدل معرفی گردید. سپس ضریب زمان تأخیر برای سه حوضه تحت مطالعه به‌دست آمد که در جدول ۳ منعکس گردیده‌اند. بوید و کوردری (۱۰) مقدار میانگین این ضریب را برای ۳۶ حوضه آبریز در استرالیا برابر با

جدول ۳. مقادیر ضریب زمان تأخیر (c) به دست آمده در مرحله کالیبراسیون

حوضه	نزدیکترین ایستگاه	متوسط نزدیکترین ایستگاه	تیسن	متوسط تیسن	IDW	متوسط IDW
ابوالعباس	۰/۶۴-۱/۶۵	۱/۱۵	۰/۴۴-۲/۶۴	۱/۴۴	۰/۴۶-۱/۳۹	۰/۹۳
رود زرد	۰/۷۰-۱/۴۲	۱/۰۶	۰/۷۰-۳/۷۵	۲/۲۲	۰/۶۹-۳/۵۵	۲/۱۲
الله	۰/۵۴-۲/۶۰	۱/۵۷	۰/۷۰-۲/۷۰	۱/۵۷	۰/۴۶-۲/۸۴	۱/۶۵

حوضه می‌باشد. در نتیجه چند سیستم بارانزا با خصوصیات مختلف در منطقه حاکم می‌گردد. استفاده از هیتوگراف بارندگی نزدیکترین ایستگاه این مزیت را دارد که خصوصیات بارندگی نقاط دوردست که احتمالاً متفاوت با خصوصیات بارندگی حاکم بر حوضه هستند در فرآیند شبیه‌سازی دخالت داده نمی‌شوند.

#### تغییر در خصوصیات بارندگی ناشی از فرآیند درونیابی

تقسیم‌بندی حوضه به چندین پلی‌گون توسط روش تیسن در منطقه‌ای با شبکه کم تراکی از ایستگاه‌ها باعث می‌شود که قسمت‌هایی از حوضه به نقاط دور دستی منتسب گردند که دارای هیتوگراف بارندگی متفاوتی نسبت به حوضه تحت مطالعه می‌باشند. به‌عنوان مثال در تقسیم‌بندی تیسن، قسمت‌هایی از حوضه آبریز ابوالعباس تحت پوشش ایستگاه پل شالو قرار گرفته که دارای خصوصیات کاملاً متفاوتی با حوضه آبریز ابوالعباس می‌باشد. اعمال این هیتوگراف‌های متفاوت در مدل باعث تغییرات قابل توجهی در هیتوگراف شبیه‌سازی شده می‌گردد. هم‌چنین فرآیند درونیابی که در روش‌هایی چون IDW استفاده می‌شود بدین معنی است که تغییرات شدید پارامتر تحت مطالعه (بارندگی) در بین نقاط مختلف هموارسازی شده و از شدت این تغییرات کاسته می‌شود. بنابراین هیتوگراف‌های به‌دست آمده از روش‌های تیسن و IDW دارای خصوصیات متفاوتی نسبت به هیتوگراف بارندگی حادث شده در منطقه خواهند بود. این تفاوت‌ها معمولاً به گونه‌ایست که الگوهای منتجه از این روش‌های درونیابی اکثراً

شبیه‌سازی شده و مشاهده شده برای سه رگبار دیگر در شکل ۲ نشان داده شده است. برای شبیه‌سازی هیتوگراف‌ها از مقادیر واسنجی شده ضریب زمان تأخیر (جدول ۳) استفاده گردید. نتایج نشان می‌دهند که هیتوگراف‌های شبیه‌سازی شده با استفاده از هیتوگراف‌های بارندگی بدست آمده از روش‌های تیسن و IDW دارای تفاوت‌های آشکاری با هیتوگراف‌های مشاهداتی مخصوصاً در رابطه با حجم رواناب و زمان وقوع دبی اوج می‌باشند. متقابلاً، نتایج بدست آمده از کاربرد هیتوگراف بارندگی نزدیکترین ایستگاه منجر به شبیه‌سازی هیتوگراف‌هایی شده که سازگاری بسیار مناسبی با هیتوگراف‌های مشاهداتی دارند. دلیل این پدیده را می‌توان در موارد زیر خلاصه کرد.

#### گسترش مکانی سیستم بارانزا

حوضه‌های آبریز تحت مطالعه دارای توپوگرافی نامنظم بوده و تغییرات ارتفاع در آنها در محدوده ۳۷۰۰-۳۸۰ متر از سطح دریا می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در پایین دست (جنوب و جنوب غرب) دارای تغییرات ارتفاعی ملایم بوده و کاربری اراضی در این مناطق عمدتاً کشاورزی سنتی می‌باشد. ولی در قسمت‌های میانی و بالادست (شمال و شمال شرق) توپوگرافی شدید و نامنظم همراه با پوشش گیاهی فقیر از خصوصیات بارز منطقه می‌باشد به‌طوری‌که کوهستان مانعی مرتفع بر سر راه توده‌های هوا ایجاد می‌کند. این موضوع باعث صعود سریع توده‌های بارانزا شده و به تشکیل سلول‌های همرفتی منجر می‌شود که گسترش مکانی آنها معمولاً کوچک‌تر از وسعت

جدول ۴. ارزیابی دقت الگوهای مختلف بارندگی در پیش‌بینی هیدروگراف خروجی از حوضه‌های تحت مطالعه

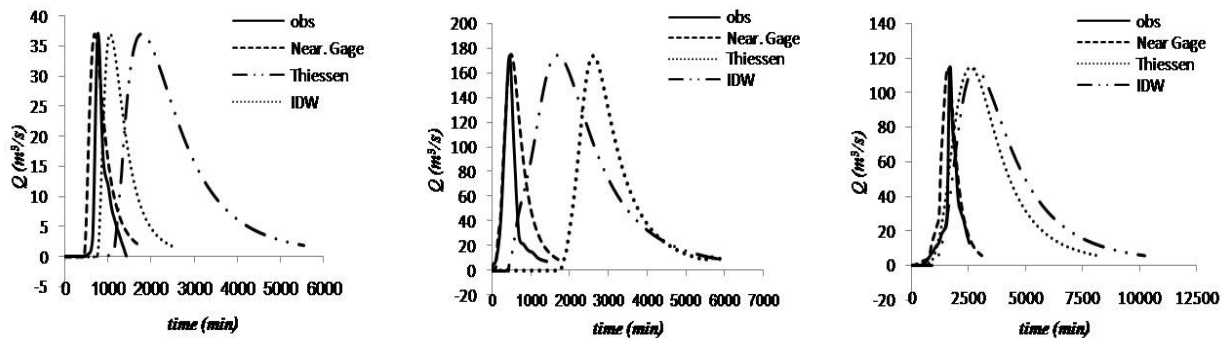
الگوی بارندگی		نزدیک‌ترین ایستگاه	آماره	تاریخ	حوضه آبریز
IDW	تیسن				
-۱/۹۷۰	۰/۸۲۰	۰/۹۰۰	NSE	۲۵ فوریه ۱۹۹۲	ابوالعباس
۱/۳۰	۰/۳۲	۰/۲۴	RSR		
-۱/۷۹۲	-۰/۷۱۷	۰/۰۱۸	NSE	۲۳ فوریه ۱۹۹۵	
۰/۹۸	۱/۸۴	۰/۵۵	RSR		
۰/۴۸۶	-۰/۶۸۶	۰/۲۸۷	NSE	۲ ژانویه ۱۹۹۲	
۰/۵۵	۱/۴۶	۰/۶۶	RSR		
-۰/۶۸۱	-۲/۶۷۷	۰/۶۶۷	NSE	۷ ژانویه ۲۰۰۲	رودزرد
۰/۱۲	۳/۷۹	۰/۰۸	RSR		
-۲/۰۱۵	-۱/۵۹۰	۰/۷۳۲	NSE	۷ ژانویه ۱۹۹۳	
۱/۲۱	۱/۱۴	۰/۱۸	RSR		
-۱/۹۲۵	-۱/۰۲۷	۰/۷۳۷	NSE	۷ ژانویه ۲۰۰۲	
۱/۱۵	۰/۸۸	۰/۲۶	RSR		
۰/۶۷۵	۰/۶۴۹	۰/۸۷۷	NSE	۵ مارس ۱۹۹۱	الله
۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۳۳	RSR		
۰/۶۰۷	-۰/۴۴۴	۰/۹۳۴	NSE	۷ فوریه ۱۹۹۵	
۰/۴۳	۰/۸۶	۰/۱۷	RSR		
-۱/۰۹۴	-۱/۸۱۳	۰/۷۰۳	NSE	۱۳ ژانویه ۲۰۰۴	
۱/۲۹	۱/۴۷	۰/۵۵	RSR		
-۱/۶۳۷	-۱/۴۴۱	۰/۶۵۸	NSE	۷ فوریه ۱۹۹۵	الله
۱/۱۷	۱/۱۲	۰/۳۸	RSR		
-۱/۱۸۰	-۱/۲۰۲	۰/۵۶۶	NSE	۱۷ نوامبر ۱۹۹۴	
۱/۴۴	۱/۴۰	۰/۳۱	RSR		
-۱/۰۷۳	-۱/۲۴۷	۰/۵۹۱	NSE	۱۱ مارس ۱۹۹۴	
۱/۷۱	۱/۵۶	۰/۳۳	RSR		

دارای شدتی کمتر از الگوی بارش واقعی می‌باشند.

#### مکانیزم تولید رواناب و شبکه زه‌کشی حوضه‌ها

هنگامی که شدت بارندگی زیاد و تداوم آن کم باشد، مکانیزم تولید رواناب از نوع هورتونی بوده که قبل از اشباع شدن خاک باعث ایجاد رواناب در سطح زمین می‌شود (۲۸). اما در صورتی که زمان بارندگی به قدر کافی طولانی باشد، جبهه

رطوبتی به سمت پایین حرکت کرده و باعث اشباع لایه سطحی خاک می‌شود (۱۷). از این زمان به بعد رواناب ناشی از بارش مازاد بر ظرفیت اشباع خاک ایجاد می‌گردد. در چنین شرایطی درصد قابل توجهی از بارندگی به داخل خاک نفوذ یافته و سهم رواناب زیرسطحی در شکل‌گیری هیدروگراف خروجی افزایش می‌یابد. بنابراین شیب بازوی پایین رونده هیدروگراف ملایم بوده و هم‌چنین زمان وقوع دبی اوج افزایش می‌یابد. این شرایط



شکل ۲. مقایسه هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده با سه الگوی بارش نزدیک‌ترین ایستگاه، تیسن و IDW با هیدروگراف مشاهداتی مربوط به سه رگبار حادث شده در تاریخ‌های ۲۳ فوریه ۱۹۹۵ (چپ)، ۱۱ مارس ۱۹۹۴ (وسط) و ۵ نوامبر ۱۹۹۴ (چپ) در حوضه‌های ابوالعباس، رودزرد و الله

هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده توسط هیتوگراف‌های بارندگی به‌دست آمده از روش‌های تیسن و IDW تفاوت قابل توجهی هم در شیب بازوهای بالا رونده و پایین رونده و هم در زمان وقوع دبی اوج با هیدروگراف مشاهداتی دارند. این موضوع نشان می‌دهد که تغییرات ایجاد شده در شدت بارندگی ناشی از فرآیند درونیابی باعث گردیده که سهم رواناب روی سطحی کاهش یابد زیرا با کاهش شدت بارندگی، عمق آب فرود آمده بر سطح خاک کمتر شده ولی همچنان مقدار ثابتی از آن (نفوذ ثانویه) به درون خاک نفوذ می‌کند. بنابراین سهم رواناب زیر سطحی یا رواناب دیررس بیشتر شده و مشخصات هیدروگراف خروجی دستخوش تغییرات قابل توجهی می‌گردد.

نتایج حاکی است داده‌های در دسترس وجود رابطه‌ای بین تغییرات مکانی بارندگی و پاسخ حوضه را تأیید نمی‌کنند اما با در نظر گرفتن توضیحات فوق می‌توان استنباط کرد که تفاوت‌های مشاهده شده در هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده با هیتوگراف‌های بارش به‌دست آمده از روش‌های تیسن و IDW، احتمالاً ناشی از عدم برآورد صحیح میانگین مکانی مؤلفه‌های هیتوگراف بارندگی حادث شده بوده که خود نتیجه عدم وجود شبکه باران‌نگاری مترکم در منطقه می‌باشد و نمی‌توان با قاطعیت تفاوت‌های مشاهده شده را به عدم وجود رابطه بین تغییرات مکانی بارندگی و هیدروگراف خروجی از حوضه منتسب کرد. بنابراین در مناطق کوهستانی که فاقد شبکه باران‌نگاری مترکم هستند، استفاده از الگوی بارندگی

معمولاً در مناطق با توپوگرافی ملایم یعنی مناطقی که جریان روی سطحی رواناب غالب بر جریان آبراهه‌ای می‌باشد اتفاق می‌افتد. اما در توپوگرافی‌های شدید، سرعت جریان آب در سطح حوضه زیاد بوده و باعث می‌شود رواناب سطحی سریعاً به شبکه آبراهه‌ها پیوسته و در نتیجه جریان آبراهه‌ای غالب بر جریان روی سطحی می‌باشد. این خاصیت باعث می‌شود که فرصت نفوذ آب به درون خاک کاهش یافته و مکانیزم تولید رواناب از نوع هورتونی برقرار شده، جریان روی سطحی قبل از اشباع خاک اتفاق افتاده و سهم جریان سطحی در تولید رواناب افزایش یابد. در نتیجه حجم بیشتری از رواناب در سطح جاری شده و به سرعت به شبکه آبراهه‌ای می‌پیوندد که نتیجه آن تخلیه سریع‌تر رواناب در خروجی حوضه بوده که باعث می‌شود که بازوهای بالا رونده و پایین رونده هیدروگراف دارای شیب تندتری بوده، دبی اوج افزایش یافته و زمان وقوع دبی اوج کمتر شود. همان‌طور که در شکل ۲ نشان داده شده است، بازوهای بالا رونده و پایین رونده هیدروگراف شبیه‌سازی شده توسط هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه همانند هیدروگراف مشاهداتی دارای شیب تند بوده و سازگاری مناسبی با هم دارند. همچنین، زمان وقوع دبی اوج در این دو هیدروگراف شباهت زیادی با هم دارند. چنین شباهت‌هایی دال بر این موضوع است که هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه به خوبی توانسته است شرایط تولید رواناب در توپوگرافی پیچیده منطقه تحت مطالعه را شبیه‌سازی کند. اما



حوضه‌های آبریز مورد مطالعه باشد. حوضه‌های آبریز مورد مطالعه در تحقیقات اوماخانتان (۴۰) و اوماخانتان و بال (۴۱) شامل دو حوضه آبریز شهری (سیدنی) با مساحت‌های کم، توپوگرافی یکنواخت و شبکه متراکم ایستگاه‌های باران‌نگاری بوده‌اند. اما حوضه‌های آبریز مورد مطالعه در این تحقیق دارای توپوگرافی پیچیده، مساحت‌های بسیار بزرگ‌تر و شبکه فقیر ایستگاه‌های باران‌نگاری می‌باشند که این عوامل باعث ایجاد خطا در استفاده از روش‌های درونیابی گردید. به نظر می‌رسد که این خطاهای شدید بیشتر از آن‌که ناشی از عدم وجود رابطه بین تغییرات مکانی بارندگی و پاسخ حوضه آبریز باشند، ناشی از عدم برآورد صحیح میانگین مؤلفه‌های بارندگی در بین ایستگاه‌ها باشد که این موضوع خود ناشی از تأثیر عوامل مذکور مخصوصاً شبکه کم تراکم و فقیر ایستگاه‌های باران‌نگاری در منطقه می‌باشد. بنابراین صرف نظر از این‌که بین تغییرات مکانی بارندگی و واکنش حوضه رابطه‌ای وجود داشته باشد یا خیر، در مناطق کوهستانی که توپوگرافی پیچیده میدان دوبرعدی نامانایی از داده‌ها را حاکم می‌کند، استفاده از شبکه متراکم ایستگاه‌های باران‌نگاری اولین الزام جهت پیش‌بینی پاسخ حوضه نسبت به بارندگی می‌باشد.

نزدیک‌ترین ایستگاه می‌تواند برآورد دقیق‌تری از رفتار حوضه در مقابل بارندگی را به دست دهد.

## نتیجه‌گیری

به منظور ارزیابی اهمیت تغییرات مکانی بارندگی بر پاسخ هیدرولوژیک سه حوضه کوهستانی در جنوب غرب ایران، هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه از خروجی حوضه آبریز به همراه هیتوگراف‌های بارندگی به دست آمده از دو روش درونیابی تیسن و عکس مجذور فاصله مورد استفاده قرار گرفت. نتایج به دست آمده نشان دادند که استفاده از هیتوگراف بارندگی نزدیک‌ترین ایستگاه از دقتی به مراتب بیشتر از دو الگوی دیگر برخوردار بوده و به نحو رضایت بخشی قادر به شبیه‌سازی هیدروگراف خروجی از حوضه می‌باشد در حالی‌که هیدروگراف‌های به دست آمده از هیتوگراف‌های بارش درونیابی شده دارای خطای قابل توجهی می‌باشند. این نتیجه‌گیری متفاوت با نتایج به دست آمده توسط اوماخانتان (۴۰) و اوماخانتان و بال (۴۱) می‌باشد که استفاده از مدل‌های درونیابی را جهت به دست آوردن هیتوگراف بارندگی بارش‌های مجزا توصیه کردند. به نظر می‌رسد که این تفاوت ناشی از نوع

## منابع مورد استفاده

۱. رضایی صدر، ح. ۱۳۹۱. تعیین تغییرات مکانی-زمانی بارندگی و رابطه آن با پاسخ خطی و غیر خطی فرآیند بارش-رواناب در حوضه‌های کوهستانی. پایان‌نامه دکتری هیدرولوژی، دانشگاه شهید چمران اهواز. ۱۸۵ صفحه.
2. Askew, A. J. 1968. Lag time of natural catchments. University of NSW Water Res. Lab. Report. No.107
3. Askew, A. J. 1970. Derivation of formulae for variable lag time. J. Hydrol. 10: 225-242.
4. Bates, B.C. and D.H. Pilgrim. 1982. Investigation of storage-discharge relations for river reaches and runoff routing models. Hydrology and Water Resources Symposium, Melbourne. I.E. Aust. National Conference, Pub. 82/3, pp: 120-126.
5. Bates, B.C. and D.H. Pilgrim. 1983. Simple model for nonlinear runoff routing. Hydrology and Water Resources Symposium, Hobart. I.E. Aust. National Conference Pub., 83/13, pp: 141-147.
6. Berne, A., G. Delrieu and B. Biudevillain. 2009. Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. Adv. Water Resour. 32: 1031-1042.
7. Bodhinayake, N.D. 2004. Influence of hydrological, geomorphological and climatological characteristics of natural catchments on lag parameters. PhD. Thesis, University of Wollongong, 375p.
8. Boyd, M.J., D.H. Pilgrim and I. Cordery. 1979. A storage routing model based on catchment geomorphology. J. Hydrol. 42: 209-230.
9. Boyd, M.J., B.C. Bates, D.H. Pilgrim and I. Cordery. 1987. WBNM a general runoff routing model. University of New South Wales Water Research Laboratory Report 170.

10. Boyd, M.J. and I. Cordery. 1989. A study of design parameters for flood hydrograph models. Instn. Engineers Australia, Hydrology and Water Resources Symposium, National Conference Pub., 89/19, PP: 119-123.
11. Boyd, M.J., E.H. Rigby and R. Van Drie. 1996. A comprehensive flood model for natural and urban catchments. 7th International Conference on Urban Storm Drainage, Hannover, Germany.
12. Boyd, M.J., E.H. Rigby, and R. Van Drie. 2001. WBNM Version 3.0, Runoff routing model for floods on natural, urban and part urban catchments. University of Wollongong, Australia.
13. Boyd, M.J., E.H. Rigby, R. Van Drie and L. Schymitzek. 2007. Watershed Bounded Network Model user manual. Available at: <http://www.uow.edu.au/eng/cme/research/wbnm.html>.
14. Buytaert, W., R. Celleri, P. Willems, B. De Bièvre and G. Wyseure. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *J. Hydrol.* 329: 413-421.
15. Carroll, D.G. 1994. The BCC catchment management runoff routing model manual. Version 3.3, Brisbane City Council, Brisbane, Australia.
16. Chancibault, K., S. Anquetin, V. Ducrocq and G.M. Saulnier. 2007. Hydrological evaluation of high-resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 September 2002). *Quar. J. Royal Meteorol. Soc.* 132(617): 1091-1107.
17. Dingman, S.L. 1994. *Physical Hydrology*. Mc Millian Pub., New York.
18. Gabellani, I., G. Boni, L. Ferraris, J. Von Hardenberg and A. Provenzale. 2007. Propagation of uncertainty from rainfall to runoff: A case study with a stochastic rainfall generator. *Adv. in Water Resour.* 30: 2061-2071.
19. Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.* 228: 113-129.
20. I.E. (Institution of Engineers Australia). 1987. *Australian Rainfall and Runoff. A Guide to Flood Estimation*. Vol. 1, Sydney. 365p.
21. Krajewski, W.F., V. Lakshmi, K.P. Georgakakos and C.J. Subashi. 1991. A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. *Water Resour. Res.* 27(1): 119-128.
22. Laurenson, E.M. and R.G. Mein. 1997. RORB version 4 runoff routing program user manual, Dep. Of Civil Engineering, Monash University.
23. Le Lay M. and G.M. Saulnier. 2007. Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event. *Geophysics Res. Let.* 34: L13401.
24. Lloyd, C.D. 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *J. Hydrol.* 308: 128-150.
25. Ly, S., C. Charles and A. Degre. 2011. Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. *Hydrol. and Earth Sys. Sci.* 15: 2259-2274
26. Marani, M. 2005. Non-power-law scale properties of rainfall in space and time. *Water Resour. Res.* 41: W08413.
27. Moriasi, D.N., J.G. Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Bingner, R.D. Harmel and T.L. Veith. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulation. *Trans. ASAE.* 50(3): 885-900.
28. Nicotina, L., E. Alessi Celegon, A. Rinaldo and M. Marani. 2008. On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resour. Res.* 44: 1-14.
29. Norbiato, D., M. Borga, S. Degli, E. Esposito, E. Gaume and S. Anquetin. 2008. Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins. *J. Hydrol.* 362: 274-290.
30. Pilgrim, D.H. 1976. Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. *Water Resour. Res.* 12(3): 587-595.
31. Pilgrim, D.H. 1982. Characteristics of nonlinearity and spatial variations of flood runoff from two tracing studies. *Civil. Eng. Trans., Inst. Eng. Australia CE24:* 226-234.
32. Rahman, A. and A. Goonetilleke. 2001. Effects on non-linearity in storage-discharge relationship on design flood estimates. *Proceedings of the conference: MODSIM 2001, Intl. Cong. on Modeling and Simulation.* pp: 113-117.
33. Rezaei-Sadr, H., A.M. Akhoond-Ali, F. Radmanesh and G.A. Parham. 2012. Nonlinearity in storage- discharge relationship and its influence on flood hydrograph prediction in mountainous catchments. *Intl. J. of Water Resour. Env. Eng.* 4(6): 208-217.
34. Rigby, E.H., M.J. Boyd and R. VanDire. 1999. Experiences in developing the hydrology model: WBNM 2000, *Proce. 8<sup>th</sup> Intl. Conf. Urban Storm Drainage,* pp: 1374-1381.
35. Segond, M., H. Wheeler and C. Onof. 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.
36. Shah, S., P. O'Connell and J. Hosking. 1996. Modeling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *J. Hydrol.* 175: 89-111.

37. Singh, J., H.V. Knapp and M. Demissie. 2004. Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT ISWS CR 2004-08. Champaign, Ill.: Illinois State Water Survey. Available at: [www.sws.uiuc.edu/pubdoc/CR/ISWSCR2004-08.pdf](http://www.sws.uiuc.edu/pubdoc/CR/ISWSCR2004-08.pdf). Accessed 8 September 2005.
38. Smith, J.A., M.L. Baack, K.L. Meierdiercks, P.A. Nelson, A.J. Miller and E. J. Holland. 2005. Field studies of the storm event hydrologic response in an urbanizing watershed. *Water Resour. Res.* 41(10): DOI: 10. 1029/2004 WR003712.
39. Teegavarapu, R. and V. Chandramouli. 2005. Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *J. Hydrol.* 312: 191–206.
40. Umakhanthan, K. 2002. Estimation of the spatio-temporal heterogeneity of rainfall and its importance towards robust catchment simulation within a hydroinformatic environment. PhD. Thesis, University of New South Wales, 194p.
41. Umakhanthan, K. and J. E. Ball. 2002. Estimation of rainfall heterogeneity across space and time. 9<sup>th</sup> Intl. Conference on Urban Drainage, Sep. 8-13, Portlan, Oregon, USA.
42. Viglione, A., G.B. Chirico, J. Komma, R. Woods, M. Borga and G. Bloschl. 2010. Quantifying space-time dynamics of flood event typrs. *J. Hydrol.* 394: 213-229.
43. Winchell, M., H.V. Gupta and S. Sorooshian. 1998. On the simulation of infiltration- and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates: Effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation. *Water Resour. Res.* 34(10): 2655–2670.

## Effect of Rainfall Spatial Heterogeneity on Flood Hydrograph Prediction in Mountainous Catchments

H. Rezaei-Sadr<sup>1\*</sup>, A. M. Akhoond-Ali<sup>1</sup>, F. Radmanesh<sup>1</sup>  
and G. A. Parham<sup>2</sup>

(Received : Feb. 14-2012 ; Accepted : Jan. 26 -2013)

### Abstract

In this study, the influence of spatial heterogeneity of rainfall on flood hydrograph prediction in three mountainous catchments in south west of Iran was studied. Two interpolation techniques including Thiessen polygons method and Inverse Distance Weighting method were applied to compare the rainfall patterns of surrounding rain-gages in hydrograph simulation with rainfall patterns of nearest rain-gage from the catchment outlet. It was found that the best simulated hydrograph is obtained from rainfall pattern of the nearest rain gage. Moreover, the results did not show any relationship between spatial variation of rainfall and outlet hydrograph. Formation of different local rainfall patterns due to non-stationary rainfall field provoked by irregular topography and their effect on interpolation procedure caused important biases in interpolated rainfall hyetographs obtained by Thiessen and IDW methods. It seems that the observed biases in the response of the catchments are the result of inaccurate representation of spatially averaged rainfall rather than its spatial variability. Hence, in mountainous catchments with irregular topography, the lack of sufficient records caused by poor rain gage arrangement can be highlighted as the dominant source of uncertainty in modeling the spatial variations of rainfall.

**Keywords:** Spatial Heterogeneity of rainfall, Runoff, Thiessen, IDW, WBNM.

---

1. Dept. of Hydrol., College of Water Eng., Shahid Chamran Univ. of Avaz, Ahvaz, Iran.

2. College of Math. and Computer Sci., Shahid Chamran Univ. of Avaz, Ahvaz, Iran.

\*: Corresponding Author, Email: mcsdr1@yahoo.com