Archive of SID

تعیین حداکثر شدت بارش طراحی با استفاده از روش تلفیقی تئوری فرکتال و توزیع احتمالاتی مقادیر حدی تعمیم یافته

محمد حسین نوری قیداری

دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زنجان، استادیار گروه مهندسی عمران، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۳/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۶/۲۱

چکیده

تعیین حداکثر شدت بارش در برآورد دبی طرح سازه‌های هیدرولیکی امری ضروری می‌باشد. مقدار مزبور معمولاً با استفاده از منحنی‌های شدت – مدت – فراوانی[1] (IDF) به‌دست می‌آید. در این روش نیاز به وجود داده‌های حداکثر بارش سالانه در تداوم‌های مختلف می‌باشد که معمولاً برخی از تداوم‌ها در دسترس نیست. همچنین این روش نیاز به تعداد زیادی پارامتر بوده و این پارامترها وابسته به دوره بازگشت می‌باشند. در تحقیق حاضر با استفاده از داده‌های حداکثر عمق بارش سالانه با تداوم روزانه، برای محاسبه حداکثر شدت بارش طراحی با تداوم معین از ترکیب تئوری فرکتال[2] و توزیع احتمالاتی مقادیر حدی تعمیم یافته[3] نوع دو استفاده شده است. نتایج در ایستگاه باران سنجی تله زنگ واقع در شمال استان خوزستان با طول جغرافیایی ′۴۶ °۴۸ و عرض جغرافیایی ′۴۹ °۳۲ نشان داد که بارش در بازه زمانی یک تا هشت روز از رفتار مونوفرکتالی[4] برخوردار است و رگبار طرح برآورد شده با تئوری فرکتال با داده‌های مشاهداتی بارش انطباق خوبی دارد.

کلید واژه‌ها: *فرکتال، منحنی‌های* IDF*، توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته، ایستگاه تله زنگ.*

مقدمه

نگرش احتمالاتی برای مقادیر حدی هیدرولوژیکی یکی از پیشرفت‌های علم هیدرولوژیکی بوده که قابلیت زیادی در تحلیل ریسک داشته و با وجود نقاط ضعف نسبت به مفاهیم غیر منطقی مانند حداکثر بارش محتمل و حداکثر سیلاب محتمل ارجعیت دارد(۱۰). حداکثر بارش و سیلاب محتمل به ترتیب به‌عنوان حد بالای بارش و رواناب محسوب می‌شوند و با وجود کاربرد وسیع آنها در طراحی سازه‌های بزرگ ولی هنوز هم به لحاظ منطقی و ریاضی مورد انتقاد شدید قرار دارند(۱۰). پاندی و همکاران[5]، مدل‌های سری زمانی که برای پیش‌بینی و تولید سری زمانی داده‌های هیدرولوژیکی به‌کارگرفته می‌شوند را مورد انتقاد قرار داده و آنها را سازگار با خصوصیات مقیاسی داده‌ها مثل پارامتر هرست[6] و حافظه بلند مدت ندانستند. آنها همچنین روش آنالیز فراوانی داده‌های حدی را که به روش توزیع‌های احتمالاتی انجام می‌شود، مورد بررسی قرار داده و بیان کردند این روش‌ها با وجود روابط ریاضی پیچیده از پشتوانه فیزیکی برخودار نیستند و نقش هیدرولوژیست تنها انتخاب نوع توزیع احتمالاتی و تعیین روش برآورد پارامترها بوده و در این انتخاب فهم فیزیکی فرآیند رواناب دخیل نیست(۱۶). مالامود و تورکات[7] با استفاده از داده‌های سیلاب و مقدار بارش حداکثر سالانه در تداوم روزانه، نشان دادند که بین دوره بازگشت بارش (و یا سیلاب) و مقدار آن یک رابطه توانی[8] برقرار است. نتایج به‌دست آمده نشان داد که این رابطه توانی نسبت به توزیع‌های احتمالاتی متداول برازش بهتری به داده‌های حدی دارد. از بین توزیع‌های احتمالاتی، توزیع‌های پارتو تعمیم یافته[9] و مقادیر حدی تعمیم یافته نتایج نسبتاً قابل قبولی داشتند که این به رابطه توانی که در دنباله انتهایی آنها وجود دارد برمی‌گردد(۱۲). مالامود و تورکات با بررسی داده‌های ثبت شده در ۱۲۰۰ ایستگاه هیدرومتری ایالات متحده آمریکا نشان دادند که همبستگی بهتری بین رابطه توانی و داده‌های حداکثر سیلاب

1- Intensity-Duration-Frequency
2- Fractal
3- Generalized extreme value
4- Mono-fractal
5- Pandey el al.
6- Hurst
7- Malamud and Turcotte
8- Power law
9- Generalized Pareto Distribution

www.SID.ir

Archive of SID

سالانه ثبت شده وجود دارد(۱۲). کوتسویانیس[1] نشان داد که توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته از کارائی بیشتری نسبت به توزیع گامبل (EV1) که یکی از توزیع‌های رایج مقادیر حدی بارش سالانه می‌باشد، برخوردار است، ضمناً او نشان داد که طول دوره آماری بر میزان انطباق داده‌ها در توزیع گامبل تاثیر دارد به‌طوری که برای طول آماری کمتر از ۲۰۰ سال، توزیع گامبل برآورد کمتری از مقدار مقادیر حدی ارائه می‌دهد(۱۱). امروزه در اکثر کشورها مثل استرالیا، چین، ژاپن، اندونزی، مالزی، نیوزلند و ... قابلیت توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته در برآورد رگبار طرح مورد تأیید قرار گرفته است.

اطلاع از خصوصیات مقادیر حدی بارش جهت طراحی سازه‌های هیدرولیکی مورد نیاز است. این اطلاعات معمولاً از روی منحنی‌های IDF استخراج می‌گردد که در این روش، برآورد رگبار طرح در تداوم مورد نظر از توزیع احتمالاتی برآزش داده شده به داده‌های حداکثر بارش در تداوم مورد نظر به‌دست می‌آید. یکی از نارسایی‌های موجود در برآورد رگبار طرح عدم ثبت داده‌های بارش در تداوم مورد نظر است که این در کشور وسیع ایران بیشتر رایج است. تبدیل مقیاس زمانی داده‌ها با استفاده از تئوری فرکتال روش نوینی است که اخیراً مورد توجه محققین قرار گرفته است(۱، ۲ و ۲۰). با استفاده از روش مزبور می‌توان به کمک رابطه توانی، رگبار طرح در دوره‌بازگشت مورد نظر را از یک تداوم به تداوم دیگر انتقال داد(۱۴). برنالدو و روسو[2] با استفاده از تئوری فرکتال توانستند رابطه توانی بر اساس توزیع لوگ نرمال برای برآورد عمق بارش در تداوم و دوره بازگشت معین ارائه دهند. در این رابطه از سه پارامتر استفاده شده بود در حالی‌که در روش متداول محاسبه منحنی‌های IDF برای هر تداوم یک منحنی احتمالاتی استفاده می‌شود و این باعث بالا رفتن پارامتر و در نهایت باعث کاهش اعتمادپذیری می‌گردد(۵). ونزیانو[3] نشان داد که منحنی‌های IDF برای تداوم کوچک و یا دوره بازگشت‌های بزرگ دارای رفتار توانی می‌باشد(۱۸). دیدا[4] با مقایسه سری زمانی مشاهداتی بارش و سری زمانی شبیه‌سازی شده با فرکتال نتیجه گرفت که مدل فرکتال توانسته به‌خوبی خصوصیات آماری داده‌های مشاهداتی را حفظ کند(۷). چنگ و همکاران[5] از تئوری عدم تغییرپذیری مقیاس زمانی[6] بارش جهت استخراج هیتوگراف بی‌بعد و تبدیل آن به تداوم دلخواه استفاده کردند(۶). مولنار و برنالدو[7] قابلیت به‌کارگیری مدل فرکتال جهت ساخت منحنی‌های IDF در مناطق کوهستانی را تأیید کردند(۱۴). ناهات و همکاران[8] با استفاده از مدل فرکتال، روابطی جهت استخراج رگبار طرح در ایستگاه‌های فاقد آمار برای کشور ژاپن ارائه کردند(۱۵). بارا[9] خصوصیات فرکتالی مقادیر حدی بارش را بررسی و وجود خاصیت عدم تغییرپذیری در داده‌های حدی را تأیید کردند(۱ و ۲). وریر و همکاران[10] با بررسی رفتار فرکتالی سری زمانی مقدار بارش‌های ۱۵ ثانیه دریافتند داده‌های بارش در دو بازه زمانی ۱۵ ثانیه تا ۱۵ دقیقه و ۳۰ دقیقه تا ۳ روزه از رفتار مونوفرکتالی تبعیت کرده و می‌توان داده‌های بارش را در این بازه‌ها به تداوم‌های دیگر تبدیل کرد(۱۹). بوچات و همکاران[11] برای تبدیل مقدار بارش روزانه به مقدار بارش با تداوم‌های کمتر از ۲۴ ساعت از تئوری فرکتال استفاده کردند(۴). تاو و باروس[12] برای تبدیل داده‌های بارش به‌دست آمده از تصاویر ماهواره برای استفاده‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی از تئوری فرکتال استفاده کرد(۱۷).

کارائی مدل فرکتال در زمینه برآورد ارتباط بارش در تداوم‌های مختلف به اثبات رسیده و همچنین قابلیت توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته در برآورد مقادیر حدی بارش مورد تایید قرار گرفته است(۱۱)، سبب شد که در تحقیق حاضر اقدام به برآورد حدکثر شدت بارش طراحی با استفاده از تلفیق تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی گردد. از آنجا که یکی از مشکلات در برآورد رگبار طرح، عدم وجود داده بارش در تداوم مورد نظر است، در این تحقیق از مقادیر حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته سالانه استفاده شده است. روش مورد نظر به‌طور موردی برای ایستگاه باران سنجی تله زنگ در بالا دست سد دز به‌کار گرفته شده است.

مواد و روش‌ها

الف) ساخت منحنی‌های IDF با تلفیق تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته

در اغلب موارد، متغیرهای حدی هیدرولوژی مثل حداکثر سیلاب و بارش به‌وسیله توزیع‌های احتمالاتی حدی نظیر توزیع گامبل(۹) قابل توصیف بوده که کاملترین آنها توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته است(۹). در توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته برای برآورد سه پارامتر آن علاوه بر میانگین و انحراف معیار به ضریب چولگی داده‌ها که از عدم‌قطعیت بسیار بالایی برخوردار است، نیاز بوده و این ممکن است باعث رد شدن توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته در آزمون نکویی برآزش گردد و در عوض توزیع‌های احتمالاتی ساده دیگر مثل توزیع گامبل(EV1) که به علت کوتاه بودن طول آماری برآزش خوبی به داده‌ها دارد به اشتباه به عنوان توزیع احتمالاتی مناسب انتخاب گردد(۱۱). تابع تجمعی توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته برای حداکثر شدت بارش سالانه(I_d) در تداوم d به‌صورت زیر است(۹):

1- Kou tsoyiannis
2- Burlando and Rosso
3- Veneziano
4- Deidda
5- Cheng et al.
6- Temporal Scale invariance
7- Molnar and Burlando
8- Nhat et al.
9- Bara
10- Verrier et.al
11- Beuchat et.al
12- Tao and Barros

www.SID.ir

Archive of SID

$$F(I_d) = \exp\{-[1-\frac{k_d(I_d-\varepsilon_d)}{\alpha_d}]^{1/k_d}\} \qquad (۱)$$

در رابطه فوق ε_d، α_d و k_d پارامترهای توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته در تداوم d می‌باشند که با روش گشتاورهای خطی از روی داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه(I_d) در تداوم d به صورت رابطه (۲) برآورد می‌گردند(۹):

$$k_d \approx 7.817740\,c_d + 2.930462\,c_d^{\,2} + 13.641492\,c_d^{\,3} + 17.206675\,c_d^{\,4} \qquad (۲)$$

$$c_d = \frac{2\beta_{1,d}-\beta_{0,d}}{3\beta_{1,d}-\beta_{0,d}} - \frac{Ln2}{Ln3} \qquad (۳)$$

$$\alpha_d = \frac{k_d\ \lambda_{2,d}}{\Gamma(1+k_d)(1-2^{-k_d})} \qquad (۴)$$

$$\varepsilon_d = \lambda_{1,d} + \frac{\alpha_d}{k_d[\Gamma(1+k_d)-1)]} \qquad (۵)$$

در روابط فوق پارامترهای $\beta_{0,d}$ و $\beta_{1,d}$ به ترتیب گشتاورهای وزنی در مرتبه ۰ و ۱ می‌باشند که از روی داده‌های حداکثر بارش سالانه(I_d) در تداوم d محاسبه می‌شوند(۸). پارامترهای $\lambda_{1,d}$ و $\lambda_{2,d}$ به ترتیب گشتاورهای خطی مرتبه ۱ و ۲ در تداوم d می‌باشند که بر حسب گشتاورهای وزنی برابر $\lambda_{1,d}=\beta_{0,d}$ و $\lambda_{2,d}=2\beta_{1,d}-\beta_{0,d}$ می‌باشند. بر اساس روابط ارائه شده توسط گرین وود و همکاران[1] (۸) گشتاور وزنی β_r به‌طور تئوری به صورت زیر تعریف می‌شود(۸):

$$\beta_{r,d} = \int_0^1 I_d(F)\,F^r\,dF \qquad (۶)$$

در رابطه فوق $I_d(F)$ شدت بارش با تداوم d و احتمال تجمعی F می‌باشد. اگر نمونه x_1 تا x_n داده‌های حداکثر بارش سالانه در تداوم d باشند و آنها را به‌طور صعودی مرتب و با y_1 تا y_n نشان داده شوند ، آنگاه گشتاورهای وزنی $\beta_{r,d}$ در تداوم d و مرتبه r از رابطه زیر قابل برآورد است:

$$\beta_{r,d} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{i=n}\binom{i-1}{r}y_i \Big/ \binom{n-1}{r} \qquad (۷)$$

در این رابطه n تعداد داده‌ها (یا طول دوره آماری) r مرتبه گشتاور وزنی می‌باشد.

یو و همکاران نشان دادند که بین گشتاورهای وزنی مرتبه r در دو تداوم d و t دارای رابطه مقیاسی زیر می‌باشد(۲۰):

$$\beta_{r,t} = \left(\frac{t}{d}\right)^{\phi}\beta_{r,d} \qquad (۸)$$

در رابطه فوق ϕ پارامتر توان مقیاس نامیده می‌شود که مقدار آن شیب خط $\log(\beta_{r,t})$ در برابر $\log(t)$ می‌باشد(۲۰). اگر این پارامتر در مرتبه‌های مختلف r ثابت باشد، یعنی مستقل از مرتبه گشتاور باشد، گفته می‌شود فرکتال حاکم بر داده‌ها از نوع مونوفرکتال می‌باشد و در غیر این صورت فرکتال داده‌ها از نوع مالتی فرکتال خواهد بود. در بازه زمانی‌ای که رابطه مقیاسی برقرار باشد، داده‌ها دارای رفتار فرکتالی هستند یعنی در این بازه می‌توان داده‌های بارش را از یک تداوم به تداوم دیگر تبدیل کرد. با استفاده از رابطه مقیاسی می‌توان گشتاور وزنی($\beta_{r,t}$) مرتبه r در تداوم دلخواه t را تنها با داشتن گشتاور وزنی مرتبه r در تداوم d به‌دست آورد. با توجه روابط (۸) و (۳)، پارامتر c_t در تداوم t برابر پارامتر c_d در تداوم d می‌باشد یعنی این پارامتر مستقل از تداوم بارش بوده و برای تمامی تداوم‌ها ثابت است. با توجه به این نتیجه و رابطه (۲) می‌توان گفت پارامتر k_t در تداوم t نیز برابر پارامتر k_d در تداوم d است.

$$c_t = c_d \quad , \quad k_t = k_d \qquad (۹)$$

با توجه به اینکه گشتاورهای خطی دارای رابطه خطی با گشتاورهای وزنی می‌باشند می‌توان گشتاور خطی $\lambda_{r,t}$ مرتبه r در تداوم t را برحسب $\lambda_{r,d}$ نوشت:

$$\lambda_{t,r} = \left(\frac{t}{d}\right)^{\phi}\lambda_{r,d} \qquad (۱۰)$$

با توجه به رابطه (۱۰) پارامترهای ε_t و α_t در تداوم t به کمک روابط (۴) و (۵) بصورت زیر قابل برآورد است:

$$\alpha_t = \alpha_d\left(\frac{t}{d}\right)^{\phi} \qquad (۱۱)$$

$$\varepsilon_t = \varepsilon_d\left(\frac{t}{d}\right)^{\phi} \qquad (۱۲)$$

1- Greenwood et al.

www.SID.ir

Archive of SID

با داشتن پارمترهای ε_t، α_t و k_t در تداوم t می‌توان چندک شدت بارش($I_t(T)$) در تداوم t و دوره بازگشتT را از توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته به‌صورت زیر به‌دست آورد:

$$I_t(T) = \varepsilon_t + \frac{\alpha_t}{k_t}\{1-[-Ln(1-\frac{1}{T})]^{k_t}\} = \{\varepsilon_d + \frac{\alpha_d}{k_d}\{1-[-Ln(1-\frac{1}{T})]^{k_d}\}\left(\frac{t}{d}\right)^{\phi} \quad (۱۳)$$

رابطه (۱۳) که ترکیبی از توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته و تئوری فرکتال است دارای رابطه توانی بوده که تنها شامل چهار پارامتر می‌باشد. این کاهش پارامتر باعث افزایش اعتمادپذیری می‌گردد. با استفاده از رابطه (۱۳) می‌توان رگبار طرح در تداوم دلخواه را تنها از روی داده‌های حداکثر بارش در تداوم d محاسبه کرد. از آنجا که دسترسی به داده‌های حداکثر بارش سالانه در تداوم روزانه آسان‌تر بوده و دقت آنها در حد مناسب است، می‌توان در رابطه (۱۳) از اطلاعات حداکثر بارش روزانه استفاده کرد.

$$I_t(T) = \{\varepsilon_{24} + \frac{\alpha_{24}}{k_{24}}\{1-[-Ln(1-\frac{1}{T})]^{k_{24}}\}\left(\frac{t}{24}\right)^{\phi} \quad (۱۴)$$

با رابطه فوق می‌توان رگبار طرح را در تداوم و دوره بازگشت مورد نظر محاسبه کرد. لازم به ذکر است که روابط (۸) تا (۱۴) برای نخستین بار در این تحقیق استخراج شده است.

ب) ساخت منحنی‌های IDF به روش متداول

حداکثر مقدار بارش ۱ ، ۲، ۶، ۱۲ و ۲۴ ساعته از شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران با طول آماری ۳۴ سال (از سال ۱۳۵۳ تا ۱۳۸۷) تهیه شد و با تقسیم نمودن این داده‌ها به تداوم بارش، داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه با تداوم‌های مذکور به‌دست آمد. سپس توزیع احتمالاتی مقادیر حدی تعمیم یافته به داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در تداوم معین مثلاً ۲۴ ساعته برآزش داده شد که برای بررسی نکویی برآزش از آزمون کای‌اسکور استفاده گردید. به کمک توزیع احتمالاتی برآزش داده شده به داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه با تداوم معین، مقدار بارش با همان تداوم به ازای دوره بازگشت‌های مختلف برآورد گردید. این روند برای تمامی تداوم‌ها انجام شده و در نهایت به داده‌های بارش در تداوم‌های مختلف که دوره بازگشت یکسانی (T) دارند یک منحنی که معمولاً توانی می‌باشد برآزش داده می‌شود که این منحنی IDF در همان دوره بازگشت (T) خواهد بود. این مرحله برای دوره بازگشت‌های مختلف تکرار می‌گردد. در این تحقیق منحنی برآزش داده شده از نوع توانی می‌باشد چون رابطه توانی خاصیت فرکتالی داده‌ها حفظ می‌کند(۲۰).

ج) آزمون نکویی برآزش

برای مقایسه کمی نتایج به‌دست آمده از دو روش تئوری فرکتال و روش متداول، از آماره تفاوت نسبی (RD) به صورت زیر استفاده شده است(۳):

$$RD = \left|\frac{X-Y}{Y}\right| \times 100 \quad (۱۵)$$

که در آن X مقدار شدت بارش به‌دست آمده از تئوری فرکتال Y مقدار شدت بارش به‌دست آمده از روش متداول می‌باشد.

د) محدوده مطالعاتی

در این تحقیق روش معرفی شده به‌طور موردی برای ایستگاه باران سنجی تله زنگ واقع در شمال استان خوزستان با طول جغرافیایی ′۴۶ °۴۸ و عرض جغرافیایی ′۴۹ °۳۲ استفاده شده است. این ایستگاه باران سنجی با ارتفاع ۵۰۰ متر از سطح دریا در بالا دست سد دز قرار دارد. میانگین و انحراف معیار بارش سالانه این ایستگاه به ترتیب ۶۸۵/۱ و ۱۷۴/۵ میلی‌متر می‌باشد. مقدار متوسط بارش حداکثر سالانه در تداوم‌های ۱ ، ۲، ۶، ۱۲ و ۲۴ که آمار آن از شرکت مدیریت منابع آب و نیروی ایران تهیه شده به ترتیب ۳۵/۲، ۴۲/۸، ۶۷/۲، ۷۹/۳ و ۸۶/۰ میلی‌متر می‌باشد.

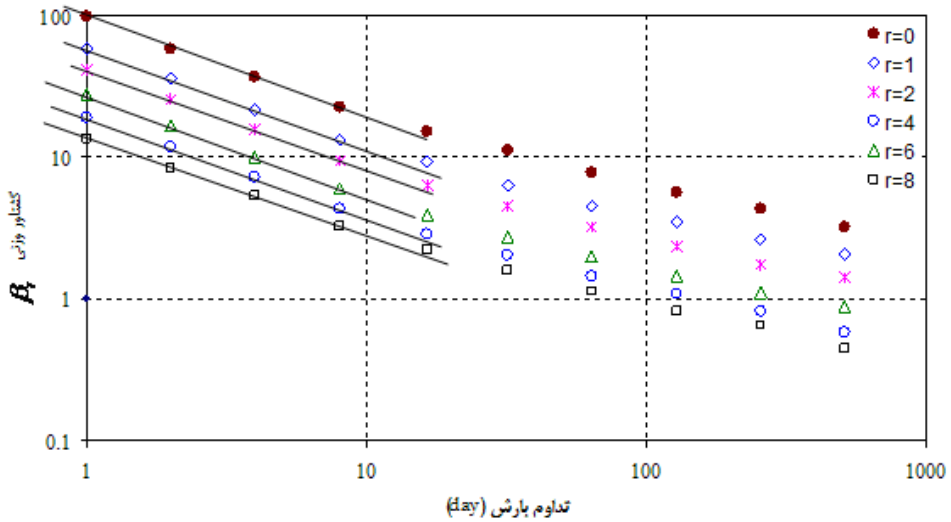
نتایج و بحث

خصوصیات فرکتالی داده‌ها

برای بررسی رفتار فرکتالی داده‌ها، گشتاور وزنی داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در تداوم‌های مختلف محاسبه و در یک مختصات لگاریتمی ترسیم گردید. در شکل (۱) گشتاورهای وزنی در مقابل تداوم بارش برای ایستگاه باران سنجی تله زنگ ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌گردد، در مختصات لگاریتمی گشتاورهای وزنی در بازه یک تا هشت روز نسبت به تداوم بارش دارای رابطه خطی می‌باشند. با توجه به ماهیت توانی تئوری فرکتال اگر گشتاورهای وزنی نسبت به تداوم بارش دارای رابطه توانی باشند و به عبارت دیگر اگر در مختصات لگاریتمی گشتاورهای وزنی نسبت تداوم بارش رابطه خطی داشته باشند گفته می‌شود داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه دارای رفتار فرکتالی است. بنابراین داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در ایستگاه تله زنگ با تداوم ۱ تا ۸ روز از رفتار فرکتالی تبعیت می‌کنند که این با نتایج تحقیقات پیشین سازگاری دارد(۲). در این بازه زمانی می‌توان داده‌های حداکثر بارش سالانه را با تئوری فرکتال از یک تداوم به تداوم دیگر تبدیل کرد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱- گشتاورهای وزنی (β_r) در مرتبه (r) برای داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در تداوم مختلف در ایستگاه باران سنجی تله زنگ

برای بررسی نوع فرکتال حاکم بر داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه، شیب خطوط ترسیم شده در مقیاس لگاریتمی در شکل (۱) در بازه زمانی یک تا هشت روز استخراج گردید. همانطور که مشاهده می‌گردد این شیب مستقل از مرتبه گشتاور وزنی بوده و برای همه مرتبه تقریباً یکسان می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت رفتار فرکتالی حاکم بر داده‌های حداکثر بارش سالانه از نوع مونوفرکتال می‌باشد. متوسط شیب خطوط شکل(۱) برابر ۰/۷۱- بوده که این همان توان مقیاس (ϕ) می‌باشد.

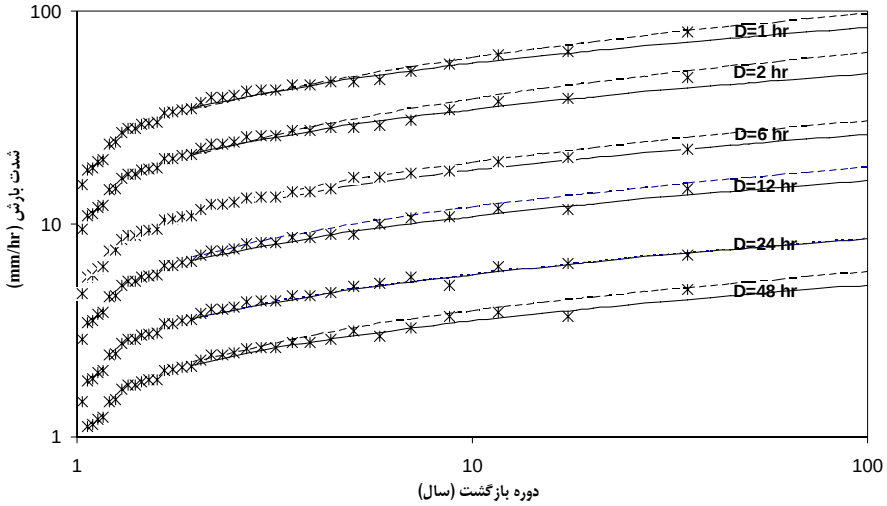
برآورد منحنی‌های IDF با ترکیب تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته

در سطح پنج درصد با استفاده از آزمون کای اسکور، نکویی برآزش توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته به داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه با تداوم ۲۴ ساعته مورد تأیید قرار گرفت. سپس با استفاده از روابط (۲) تا (۵) به روش گشتاورهای خطی پارامترهای آن یعنی ε_{24}، α_{24} و k_{24} محاسبه گردید و سپس با استفاده از رابطه (۱۴) که ترکیبی از تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته است، رگبار طرح در تداوم و دوره بازگشت‌های مختلف محاسبه گردید. در شکل (۲) مقادیر مشاهده شده حداکثر شدت بارش با تداوم‌های مختلف و مقادیر برآورد شده با روش تلفیقی فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته برای دوره بازگشت‌های مختلف در ایستگاه باران سنجی تله زنگ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود رگبار طرح بدست آمده از مدل فرکتال که تنها از اطلاعات داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه در تداوم روزانه استفاده کرده، بخوبی با داده‌های مشاهده شده مطابقت دارد و در دوره بازگشت‌های بالا تفاوت داده‌های مشاهده شده و برآورد شده با تئوری فرکتال افزایش می‌یابد. متوسط تفاوت نسبی آنها که از رابطه (۱۵) قابل محاسبه است، در تداوم‌های ۱، ۲، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ساعته به ترتیب ۱۱/۴، ۱۲/۲، ۱۳/۵، ۱۱/۷ ، ۷/۹ و ۱۲/۸ درصد می‌باشد. از آنجا که در ساخت منحنی‌های IDF به روش ترکیبی از داده های حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته سالانه استفاده شده است، حداقل خطای برآورد حداکثر بارش طراحی نیز در تداوم ۲۴ ساعته مشاهده می‌گردد.

در شکل (۲) که در مختصات لگاریتمی ترسیم شده، با افزایش دوره بازگشت، مقادیر رگبار طرح به‌دست آمده از مدل ترکیبی فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نسبت به دوره بازگشت رابطه خطی دارد یعنی بین مقادیر حدی بالا و دوره بازگشت یک رابطه توانی وجود دارد. این رابطه توانی مؤید این مطلب است که توزیع مقادیر حدی در دنباله انتهایی دارای رفتار توانی می‌باشد که نتیجه در تحقیقات گذشته نیز تأیید شده است. مالامود و توکات، با استفاده از داده‌های سیلاب و بارش حداکثر سالانه نشان دادند که بین دوره بازگشت بارش (و یا سیلاب) و مقدار آن یک رابطه توانی برقرار است(۱۲). در شکل (۳) منحنی‌های IDF بارش در ایستگاه تله زنگ با ترکیب تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی تنها با استفاده از داده‌های حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته سالانه در تداوم یک روز ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌گردد این منحنی‌ها در مختصات لگاریتمی کاملاً خطی بوده و شیب آنها همان توان مقیاس یعنی برابر ۰/۷۱- = ϕ می‌باشد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۲- مقایسه حداکثر شدت بارش مشاهده شده (که با علامت × نشان داده شده) و برآورد شده با دو روش تئوری فرکتال(که خط چین نان داده شده) و روش متداول (که با خط ممتد نشان داده شده) با تداوم های ۱، ۲، ٦، ۱۲، ۲٤ و ٤٨ ساعته و در دوره‌بازگشت‌های مختلف در ایستگاه باران سنجی تله زنگ

استخراج منحنی‌های IDF به روش متداول:

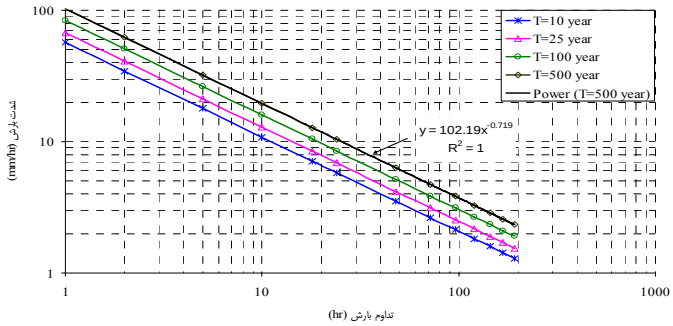
از بین توزیع‌های احتمالاتی، توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نتایج نسبتاً قابل قبولی ارائه می‌دهد که این به رابطه توانی که در دنباله انتهایی آن وجود دارد برمی‌گردد(۱۲). در این تحقیق از این توزیع احتمالاتی برای برآورد منحنی‌های IDF به روش متداول استفاده شده. داده‌های حداکثر شدت بارش سالانه با تداوم‌های مختلف در سطح پنج درصد با آزمون کای اسکور، از توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته تبعیت می‌کنند. در شکل (۲) منحنی‌های IDF استخراج شده به روش متداول بر اساس توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته نمایش داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌گردد منحنی‌های به‌دست آمده به روش متداول به خوبی توانسته با داده‌های مشاهده شده انطباق داشته باشد. متوسط تفاوت نسبی داده‌های مشاهده شده و برآورد شده به روش متداول که از رابطه (۱۵) قابل محاسبه است، در تداوم‌های ۱، ۲، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ساعته به ترتیب ۶/۳، ۵/۸، ۸/۳، ۵/۸ ، ۷/۹ و ۸/۲ درصد می‌باشد.

مقایسه منحنی IDF برآورد شده با تئوری فرکتال و روش متداول

از آنجا که برای محاسبه منحنی‌های IDF به روش متداول نیاز به وجود داده‌های حداکثر بارش در تداوم‌های مختلف می‌باشد و این ممکن است محقق نشود، می‌توان این منحنی‌ها را با استفاده از تئوری فرکتال تنها با اطلاعات داده‌های حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته استخراج کرد. با توجه به شکل (۲)، از آنجا که برای ساخت منحنی‌های IDF با تئوری فرکتال تنها از داده‌های حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته سالانه استفاده شده، بدیهی است که خطای برآورد حداکثر شدت بارش طراحی در مقایسه با روش متداول که از داده‌های حداکثر شدت بارش در تداوم‌های مختلف استفاده شده، افزایش یابد. اما با توجه به نتایج به‌دست آمده که در بخش‌های قبلی ذکر شد، خطای برآورد تئوری فرکتال در مقایسه با روش متداول چندان هم زیاد نبوده و نتایج قابل قبول است. به‌طور متوسط تفاوت منحنی‌های IDF به دست آمده از تئوری فرکتال نسبت به روش متداول در تداوم‌های ۱، ۲، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ساعته به ترتیب ۸/۹، ۱۳/۱، ۱۰/۳، ۱۱/۳، ۰ و ۱۱/۴ می‌باشد. از آنجا که در ساخت منحنی‌های IDF به روش تئوری فرکتال از داده‌های حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته استفاده شده است، نتایج در تداوم ۲۴ ساعته برای هر دو روش یکسان می‌باشد. حداکثر شدت بارش طراحی برآورد شده با تئوری فرکتال به ویژه برای مقادیر حدی (با دوره بازگشت‌های بالا) بزرگتر از روش متداول می‌باشد. مالامود و همکاران با بررسی آمار سیلاب رودخانه مسی‌سی‌پی دریافتند که توزیع توانی برای مقادیر حدی برآورد بیشتری در مقایسه به با توزیع‌های احتمالاتی متداول ارائه می‌دهد، به‌طوری‌که آنها نشان دادند سیل بزرگ رودخانه مسی‌سی‌پی در ۱۹۹۳ با رابطه توانی دارای دوره بازگشت ۱۰۰ ساله بوده در حالیکه با توزیع احتمالاتی لگ‌پیرسون تیپ سه که مورد قبول برای USA است، دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال برآورد گردید(۱۳). یکی دیگر از مشکلات استخراج منحنی‌های IDF به روش متداول زیاد بودن تعداد پارامترهای مورد نیاز می‌باشد. زیرا در روش متداول باید آنالیز فراوانی برای تک تک تداوم‌ها صورت پذیرد که این باعث بالا رفتن تعداد پارامترها و در نهایت باعث کاهش اعتمادپذیری می‌گردد(۵). در این تحقیق منحنی‌های IDF برای شش تداوم، ۲، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ساعته استخراج

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۳- منحنی‌های شدت – مدت – فراوانی استخراج شده با تئوری فرکتال در ایستگاه باران سنجی تله زنگ

گردید. در روش متداول توزیع مقادیر حدی سه پارامتره برای هرکدام از این تداوم‌ها برآزش داده شد. بنابراین منحنی‌های IDF استخراج به روش متداول دارای ۱۸ پارامتر می‌باشد. که علاوه بر افزایش عدم قطعیت نتایج باعث بالا رفتن مراحل محاسباتی نیز می‌گردد. در حالی‌که در رابطه ارائه شده با روش تلفیقی فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته تنها چهار پارامتر وجود دارد و پارامترهای آن بر خلاف روش متداول مستقل از دوره بازگشت می‌باشد.

نتیجه‌گیری

بررسی رفتار فرکتالی داده‌های بارش در ایستگاه باران سنجی تله زنگ نشان داد که بارش‌های یک تا هشت روزه از خصوصیات مونوفرکتالی برخوردار بوده به‌طوری‌که می‌توان در محدوده تداوم‌های مذکور اقدام به تبدیل حداکثر شدت بارش سالانه از یک تداوم به تداوم دیگر نمود. در این تحقیق با استفاده از این خاصیت رابطه‌ای برای برآورد بارش طراحی برای تداوم و دوره بازگشت معین ارائه گردید که در آن تنها از اطلاعات حداکثر شدت بارش ۲۴ ساعته سالانه استفاده گردیده است. برای ساخت منحنی‌های IDF به روش متداول در شش تداوم به ۱۸ پارامتر نیاز است که زیادن بودن تعداد پارامترها، مراحل محاسباتی را طولانی کرده و عدم قطعیت نتایج را بالا خواهد برد. در رابطه استخراج شده با تلفیق تئوری فرکتال و توزیع مقادیر حدی تعمیم یافته صرفاً از چهار پارامتر برای تخمین شدت بارش طراحی استفاده گردید که همگی مستقل از دوره بازگشت هستند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که رابطه ارائه شده انطباق خوبی با داده‌های مشاهده شده دارد و حداکثر تفاوت نسبی آنها کمتر از ۱۳/۵ درصد می‌باشد. اما در روش متداول با وجود استفاده از داده‌های حداکثر بارش سالانه با تداوم‌های مختلف، این حداکثر خطا تنها به ۸/۳ درصد کاهش یافته است. بنابراین می‌توان با جود آمار بارش در یک تداوم معین، منحنی‌های IDF را به کمک تئوری فرکتال برآورد کرد. به عنوان یک نتیجه کلی می‌توان گفت تئوری فرکتال که از پشتوانه فیزیکی قوی برخوردار بوده و امروزه کاربرد وسیعی در علوم زمین[1] دارد، قابلیت لازم جهت استخراج رگبار طرح با حداقل داده را دارد و می‌تواند برای انتقال داده‌هایی بارش از یک مقیاس زمانی به مقیاس زمانی دیگر مورد استفاده قرار گیرد.

منابع

1- Bara, M. 2008. Analysis of short-term rainfall intensities the simple scaling approach. Proceedings of the 20th Conference of Young Hydrologists. SHMI, Bratislava. CD. 10 p.

2- Bara, M. 2009. Scaling properties of extreme rainfall in Slovakia. Proceedings of the 11th International Science Conference of Ph. D. Students. VUT Brno. CD. 6 p.

3- Bell, F. C. 1969. Generalized rainfall duration frequency relationships. Journal of the Hydraulics Division, 95(1): 311-327.

4- Beuchat, X., Schaefli, B., Soutter, M. and A. Mermoud. 2011. Toward a robust method for sub daily rainfall downscaling from daily data. Water Resources Research, 47: 58-69.

1- Earth sciences

www.SID.ir

Archive of SID

5- Burlando, P. and R. Rosso. 1996. Scaling and multiscaling models of depth–duration–frequency curves for storm precipitation. Journal of Hydrology, 187:45-64.

6- Cheng, K. S., Hueter, I., Hsu, E. C. and H.C. Yeh. 2001. A Scaling Gauss-Markov for design storm hyetographs. Journal of the American Water Resources Association, 37(3): 723-736.

7- Deidda, R. 2000. Rainfall downscaling in space – time multifractal framework. Water Resources Research, 36: 1779-1794.

8- Greenwood, J. A., Landwehr, J. M., Matalas, N. C. and J. R. Wallis. 1979. Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. Water Resources Research, 15(5):1049–1054.

9- Gumbel, E .J. 1954. Statistics of extremes. Columbia University Press: New York.

10- Koutsoyiannis, D. 1999. A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. Water Resources Research, 35:1313–1322.

11- Koutsoyiannis, D. 2004. Statistical of extremes and estimation of extreme rainfall: I. theoretical investigation. Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques, 49(4): 575-590.

12- Malamud, B. D. and D. L. Turcotte. 2006. The applicability of power law frequency statistics of floods. Journal of hydrology, 322:168-180.

13- Malamud, B. D., Turcotte D. L. and C. C. Barton. 1996. The 1993 Mississippi River flood: a one-handred or a one-thousand year event? Environmental and Engineering Geology, 4: 479-486.

14- Molnar, P. and P. Burlando. 2005. Preservation of rainfall properties in stochastic is aggregation by a simple random cascade model. Atmospheric Research, 77:137-151.

15- Nhat, L. M., Tachikawa, Y., Sayama, T. and K. Takara. 2007. Regional rainfall intensity – duration – frequency relationships for ungauged catchments based on scaling properties. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 50(B):33-43.

16- Pandey, G., Lovejoy, S. and D. Schertzer. 1998. Multifractal analysis of daily river flows including extremes for basins of five to two million square kilometers, one day to 75 years. Journal of Hydrology, 208:62-81.

17- Tao, K. and A. Barros. 2010. Using fractal downscaling of satellite precipitation products for hydrometeorological application. Journal of the Atmospheric Sciences, 27: 409-427.

18- Veneziano, D. 2002. Multifractality of rainfall and scaling of intensity-duration – frequency curves. Water Resources Research, 18(12):1306-1314.

19- Verrier, S., Mallet, C. and L. Barthes. 2011. Multifractal properties of rain in time domain, taking into account rain support biases. Journal of Geophysical Research, 116: 156-172.

20- Yu, P. S. Yang, T. C. and C. S. Chin-Sheng. 2004. Regional rainfall intensity formulas based on scaling property of rainfall. Journal of Hydrology, 295: 108–123.

www.SID.ir