

بررسی قابلیت مدل تابع انتقال در تخمین ابعاد هیدروگراف واحد

محمد علی قربانی^{۱*}، یوسف حسن زاده^۲، حکیمه اسدی^۳ و پیمان یوسفی^۴

چکیده

به دلیل اهمیت برآورد ابعاد هیدروگراف واحد در حوضه‌های آبریز، روش‌های مختلفی برای تخمین آن توسعه یافته است. مدل تابع انتقال (TF) به دلیل حذف مقادیر منفی، پایداری نوسانات و تعداد کم پارامترهای لازم، به تازگی مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. با تخمین پارامترهای این مدل، مقادیر هیدروگراف واحد به دست آمده و سپس رواناب خروجی نیز برآورد می‌شود. برای ارزیابی قابلیت تابع انتقال، دو رویداد از حوضه آبریز ليقوان در ایران و دو رویداد از حوضه آبریز پوتوماک در آمریکای شمالی بررسی و نتایج به دست آمده با نتایج روش کلاسیک حداقل مربعات مقایسه شده است. نتایج نشان داد که مدل تابع انتقال در استخراج هیدروگراف واحد و هیدروگراف جریان ضمن کاهش نوسانات و پوشش مقادیر منفی تولید شده، مربعات با ضریب‌های تعیین ۰/۹۹ برای رویدادهای حوضه ليقوان و ۰/۹۸ برای حوضه پوتوماک، دارای دقت خوبی بوده و می‌توان این روش نوین را در سایر حوضه‌ها به کار برد.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبریز پوتوماک، حوضه آبریز ليقوان، مدل تابع انتقال، هیدروگراف واحد.

ارجاع: قربانی م. ع. حسن زاده ی. اسدی ح. و یوسفی پ. ۱۳۹۳. بررسی قابلیت مدل تابع انتقال در تخمین ابعاد هیدروگراف واحد. مجله پژوهش آب ایران. ۸ (۱۴): ۳۹-۴۵.

۱- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

۲- استاد گروه مهندسی آب، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز.

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد منابع آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی آب، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز.

* نویسنده مسئول: ghorbani@tabrizu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۵/۰۸

مقدمه

از زمان ارائه هیدروگراف واحد توسط شرمان (۱۹۳۲)، هیدروگراف‌های واحد حوضه‌های آبی تاکنون در زمینه‌های مختلف علوم مرتبط با مهندسی آب مورد استفاده قرار گرفته است (مهدوی، ۱۳۸۴). روش‌های زیادی برای استخراج هیدروگراف واحد پیشنهاد شده که می‌توان به روش تک رخدادی^۱، آنالیز هارمونیک^۲، تبدیل فوریه^۳، تبدیل Z^۴، توابع میکسرن^۵، حداقل مربعات^۶، برنامه‌ریزی خطی و غیرخطی^۷ و توابع توزیع احتمالاتی^۸ اشاره کرد. نیوتن و وینیارد (۱۹۷۶) از روش تقریب متوالی برای محاسبه هیدروگراف واحد از سیل استفاده و پس از ارزیابی خطاهای موجود محاسبه شده، مقادیر بارش مازاد را تصحیح کردند. لارنس و همکاران (۱۹۶۹) چهار روش تحلیل هارمونیک، چند جمله‌ای ترکیبی، حداقل مربعات و مدل‌های ناش را با توجه به توانایی نسبی و ضعف آن‌ها و میزان حساسیت آن‌ها نسبت به خطای موجود در داده‌های بارش-رواناب مقایسه کرده و چنین نتیجه‌گیری کردند که هیچ‌یک از این روش‌ها به طور یکنواخت بر دیگری برتری ندارد. بروم و اشپیگل (۱۹۸۲) روش آنالیز هارمونیک را در هفت حوضه شهری نیویورک برای ۱۵۹ رویداد بارش-رواناب برای تعیین هیدروگراف واحد با دبی اوج و زمان به دست آمده از آنالیز هارمونیک و با شکلی مشابه شکل توزیع گاما و با داشتن هیتوگراف بارش معلوم به طور رضایت بخشی به کار بردند. سینگ (۲۰۰۰) نشان داد که یک نوع توزیع گامای دو پارامتری می‌تواند به‌عنوان یک مدل برای استخراج هیدروگراف باشد. جین و همکاران (۲۰۰۵) محاسبه هیدروگراف واحد را با رویکرد الگوریتم ژنتیک ارائه کردند. هرچند در این روش به مشکلاتی به‌دلیل نوع الگوریتم ژنتیک اشاره شده است. کومار (۲۰۰۴) با استفاده از الگوریتم ژنتیک، پارامترهای مختلف توابع توزیع مانند توزیع گاما و لوگ نرمال را به دست آورده و نشان داد که عملکرد این روش بسیار مناسب‌تر از روش‌های کلاسیک خطی و غیرخطی است. مهم‌ترین اشکال روش‌های یاد شده، زیاد بودن تعداد مجهولات و

ارائه مقادیر منفی برای برخی از مؤلفه‌های هیدروگراف واحد است که در بازه‌های زمانی بیشتر به‌دلیل پیچیدگی، مشکلاتی را ایجاد می‌کند. مدل تابع انتقال (TF)^۹ اولین بار توسط هان در سال ۱۹۹۱ مطرح شد (هان و همکاران، ۱۹۹۴). این مدل برای به دست آوردن هیدروگراف واحد با شرایط عدم وجود مقادیر منفی و نوسان، که بتواند با شرایط فیزیکی مختلف در حوضه‌های آبریز عملکرد مناسب داشته و روش پارامتریک آن از قابلیت به روز رسانی در زمان‌های واقعی برخوردار باشد، توسعه یافته است (هان و همکاران، ۱۹۹۴ و یانگ و همکاران، ۲۰۰۶). رومانوویچ و یونگ (۲۰۰۰) در طرح پژوهشی خود، کیفیت آب رودخانه الب^{۱۰} را با مدل تابع انتقال بررسی کردند. آن‌ها در این مطالعه با داشتن اطلاعات مشاهداتی ۴ ساله از میزان نیترات و فسفات موجود، با مدل تابع انتقال، این مقادیر را محاسبه و با اطلاعات مشاهداتی مقایسه کرده و به نتایج مطلوبی دست یافتند.

هدف از این پژوهش برآورد هیدروگراف واحد در دو حوضه آبریز لیقوان در استان آذربایجان شرقی و حوضه پوتوماک^{۱۱} در کامبرلند ایالت مریلند^{۱۲} آمریکا با مدل تابع انتقال و مقایسه نتایج آن‌ها با روش کلاسیک ماتریس معکوس (حداقل مربعات) برای پوشش نقاط ضعف این روش است. انتخاب حوضه خارجی به این دلیل است که این حوضه جزو حوضه‌های معرف ایالت مریلند بوده و برای تحلیل و بررسی مدل‌های جدید که به آمار و اطلاعات مطمئن نیاز دارند مورد استفاده قرار می‌گیرد.

مواد و روش‌ها

الف) حوضه لیقوان: حوضه آبریز لیقوان در شمال غرب ایران با وسعتی معادل ۷۵ کیلومترمربع، با طول‌های شرقی ۴۶°۲۰'۳۰" تا ۴۶°۲۷'۳۰" و عرض‌های شمالی ۳۷°۴۲'۵۷" تا ۳۷°۴۹'۳۰" و طول رودخانه اصلی ۱۴ کیلومتر گسترده شده است. حجم جریان سالانه براساس آمار هیدرومتری لیقوان در سال آبی ۸۵ - ۱۳۸۴ برابر ۳۰/۸۵ میلیون مترمکعب و متوسط بارندگی سالانه محاسبه شده از پلیگون تیسن ۳۹۶/۳ میلی‌متر است (قدس نیرو، ۱۳۷۴).

- 1- Single-event method
- 2- Harmonic analysis
- 3- Fourier Z transform
- 4- The Zransform
- 5- Mixner function
- 6- Least square
- 7- Linear and non-linear programming
- 8- Probability distribution function

9- Transfer Function (TF)

10- Elba River

11- Potomac Watershed

12- Maryland

دیگر بهینه‌سازی خواهد بود. با در نظر گرفتن معادله ۱، تبدیل Z به صورت زیر اعمال می‌شود:

$$Z[y(t) - \sum_{i=1}^m a_i y(t-i)] = Z[\sum_{j=0}^n b_j r(t-j)] \quad (4)$$

که پارامترهای $A(z)$ و $B(z)$ بدین صورت در نظر گرفته می‌شوند (یونگ، ۱۹۸۴):

$$A(z) = 1 - a_1 z^{-1} - a_2 z^{-2} - \dots - a_m z^{-m} \quad (5)$$

$$B(z) = b_0 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2} + \dots + b_n z^{-n}$$

با توجه به معادله بالا می‌توان گفت که، $A(z)Y(z) = B(z)R(z)$ که در نهایت با اعمال تبدیل Z در معادله ۱ طبق معادله‌های بالا و ترکیب آن‌ها با معادله ذکر شده، معادله زیر حاصل خواهد شد (هان و همکاران، ۱۹۹۴ و یونگ، ۱۹۸۴):

$$U(z) = \frac{Y(z)}{R(z)} = \frac{B(z)}{A(z)} = \frac{\sum_{i=0}^n b_i z^{-i}}{1 - \sum_{i=1}^m a_i z^{-i}} \quad (6)$$

که در معادله ۶، $U(z)$ تابع پاسخ برای مدل تابع انتقال در محدوده تبدیل Z است. همچنین برای تبدیل آن به حالت اولیه، تبدیل Z معکوس را می‌توان طبق معادله ۷ بیان کرد (یانگ و هان، ۲۰۰۶):

$$u(k) = Z^{-1}[U(z)] = \sum_{i=1}^N \text{Res}_{x=p_i} [U_0[z]] \quad (7)$$

که N یک عدد صحیح مثبت و $U_0(z)$ همان تابع پاسخ TF، pها اعداد قطبی، x و y مختصات قطبی و Res نیز قسمت صحیح اعداد قطبی هستند. با توجه به معادله ۷، تابع پاسخ ضربه واحد به صورت زیر بیان می‌شود:

$$u(k) = \text{Res}_{x=p_i} [U_0[z]] = b_0 p^k \quad (8)$$

که مقدار k برابر ۰، ۱، ۲، ۳، ... و $|p| < 1$ است. این نشان می‌دهد که مقدار منفی، منحنی‌های پاسخ نامطلوب را حاصل می‌کند که به صورت یک در میان مقادیر مثبت و منفی خواهند داشت. برای تابع مدل انتقال با دو عدد مختلط قطبی مزدوج ($p_2 = x - jy, p_1 = x + jy$) هم می‌توان منحنی پاسخ ضربه را به صورت زیر درآورد:

$$\text{Res}_{z=x-jy} [U_0[z]] = \frac{c^k}{\sin \phi} \sin[(k+1)\phi] \quad (9)$$

که $c = \sqrt{x^2 + y^2}$ و $\phi = \tan^{-1}(\frac{y}{x})$ است. می‌توان مشاهده کرد که $u(k)$ نشان دهنده حالت میرایی منحنی سینوسی است که مقدار نهایی را به صفر میل می‌دهد. برای دوری

(ب) حوضه پوتوماک: حوضه رودخانه پوتوماک در کامبرلند ایالت مریلند آمریکا است. برای تصریح هر چه بهتر و دقیق‌تر مدل TF، علاوه بر یک حوضه داخلی، به دلیل اطلاعات آماری بارش و رواناب بسیار دقیق این حوضه که طی روش‌های مختلف در مطالعات مایز (۱۹۸۰) و سینگ (۱۹۷۶) برای مقایسه داده‌های محاسباتی و مشاهداتی آن‌ها استفاده شده است، در این مطالعه بررسی می‌شود. اطلاعات مشاهداتی شامل دو رویداد ۱۹۶۳/۰۵/۲۶ که طی دوره ۲۴ ساعته از ۲۴ تا ۲۶ آوریل و ۱۹۴۲/۰۳/۱۵ که در طول دوره ۸ ساعته از ۱۵ تا ۱۶ مارس جمع‌آوری شده است (سینگ و هان، ۲۰۰۶). اطلاعات موجود برای این دو رویداد برای محاسبه مقادیر هیدروگراف ۴ ساعته استفاده شده است.

مدل تابع انتقال

مدل (TF) هر چند به عنوان یک مدل جعبه سیاه^۱ مدنظر قرار می‌گیرد، ولی به دلیل توانایی تصریح اصولی مکانیسم ورودی‌ها و خروجی‌ها در سیستم‌های هیدرولوژیک، نقش مهمی در هیدرولوژی دارد (هان و همکاران، ۲۰۰۷). در این مدل تابع پاسخ لحظه‌ای در زمان پیوسته برابر هیدروگراف واحد لحظه‌ای و در زمان‌های گسسته برابر هیدروگراف واحد خواهد بود. اگر جریان رودخانه‌ای در زمان t، $r(t)$ میزان بارش در زمان t، a_i و b_j و m و n پارامترهای مدل تابع انتقال باشند آنگاه خواهیم داشت (یانگ، ۲۰۰۰):

$$y(t) = \sum_{i=1}^m a_i y(t-i) + \sum_{j=0}^n b_j r(t-j) \quad (1)$$

$$t = 1, 2, \dots$$

اگر تابع پاسخ ضربه ای واحد^۲ $u(k)$ یا هیدروگراف واحد را به صورت زیر نشان دهیم:

$$u(k) = b_k - \sum_{i=1}^k a_i u(k-i) \quad (2)$$

$$u(0) = b_0$$

$$k = 1, 2, \dots$$

با ترکیب معادله ۱ و ۲ داریم (هان و همکاران، ۲۰۰۷):

$$y(t) = \sum_{k=0}^t r(t-k) u(k) = \sum_{k=0}^t r(k) u(t-k) \quad (3)$$

اختصاص مقادیر و ترکیب‌های مختلف به m و n برای تخمین a_i و b_j با روش کمترین مربعات خطا یا روش‌های

1- Black box

2- Unit Impulse Response Function

روشن است که s و p رابطه غیرخطی دارند. متغیر جدیدی در بسط بالا نشان داده شده که به صورت غیرخطی است (یانگ و هان، ۲۰۰۶):

$$w(t) = y(t) = 3py(t-1) - 3p^2y(t-2) + p^3y(t-3) \quad (۱۳)$$

و در حالت کلی:

$$w(t) = \sum_{j=0}^n b_j r(t-j) \quad (۱۴)$$

که معادله بالا یک تابع خطی بوده و b_j می‌تواند با توجه به روش‌های مجذور مربعات و ماتریس معکوس تخمین زده شود. روش حداقل مربعات بر مبنای کمینه کردن مجموع مربعات تفاضل‌های بین مقادیر هیدروگراف واحد لحظه‌ای است براساس معادله پیچشی زیر است (نجفی، ۱۳۸۱).

$$[Q] = [I][h] \quad (۱۵)$$

که در آن ماتریس Q مؤلفه هیدروگراف رواناب مستقیم، I مؤلفه‌های هیتوگراف بارش مازاد و h مؤلفه‌های هیدروگراف واحد است. با محاسبه مجموع مربعات تفاضل‌های تعیین شده با معادله ۱۵ و با ضرب داخلی معادله ۱۶، در نهایت ۱۷ حاصل می‌شود.

$$E = \sum_{i=1}^p r_2^1 = \sum_{i=1}^p (a_{11}h_1 + \dots + a_{mn}h_n - Q_1)^2 \quad (۱۶)$$

$$E = \sum_{i=1}^p r_2^1 = [r]^T[r] = [Q - Ih]^T[Q - Ih] \quad (۱۷)$$

که با مشتق‌گیری از E نسبت به $[h]$ و برابر صفر قرار دادن آن، رابطه زیر حاصل شده که ابعاد هیدروگراف واحد با این رابطه به راحتی محاسبه می‌شود.

$$[h] = [[I]^T[I]]^{-1}[I]^T[Q] \quad (۱۸)$$

جهت انجام تمام محاسبات یک بسته نرم‌افزاری در محیط Mathematica 8 نوشته شد.

نتایج و بحث

مواد دو رویداد از هر دو حوضه آبریز ليقوان و پوتوماک انتخاب شده است که در شکل‌های ۱ و ۲ و همین‌طور برای حوضه پوتوماک در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. براساس مقدار p بهینه تخمین زده شده، مقادیر پارامتر b_j در معادله‌های ۱ تا ۶ به روش سعی و خطا و با توجه به حداقل مقدار RMSE حاصله، از بین b_j ها انتخاب می‌شود.

از پاسخ نوسانی، ϕ باید صفر شود. این یعنی در اعداد قطبی برای پایداری و عدم نوسان، نباید قسمت نامفهوم داشته باشد. از آنجایی که $u(z)$ فاکتور تابع انتقال $u(z) = \frac{B(z)}{A(z)}$ است، تابع پاسخ ضربه‌ای می‌تواند از این دو قسمت استخراج شود. به عنوان مثال اگر پاسخ ضربه‌ای واحد $B(z)$ به عنوان مقدار بارش و $\frac{1}{A(z)}$ به عنوان مقادیر هیدروگراف واحد مدنظر قرار گیرد، مقدار پاسخ واحد $u(z)$ می‌تواند بیانگر سری‌های جریان رودخانه باشد. در این صورت به طور مستقیم رسیدن تابع به مدل، خوب نشان داده خواهد شد وقتی که، $\frac{1}{A(z)}$ باید مقدار مثبت و پایدار تابع انتقال بدون نوسانات در منحنی‌های پاسخ باشد. با توجه به معادله ۸ تابع عمومی PRTF^۱ تابع پاسخ به این صورت است (یانگ، ۲۰۰۰):

$$U(z) = \frac{Y(z)}{R(z)} = \frac{B(z)}{A(z)} = \frac{\sum_{i=0}^n b_i z^{-i}}{\prod_{i=1}^N (1 - p_i z^{-1})^{m_i}} \quad (۱۰)$$

که در آن مقادیر قطبی به $(1,0)$ محدود شده‌اند.

براساس معادله ۱۰، مقدار $y(t)$ با مقدار تک‌قطبی p به‌صورت زیر قابل بیان است (یانگ، ۲۰۰۰):

$$y(t) = \sum_{i=1}^m a_i y(t-i) + \sum_{j=0}^n b_j r(t-j) \quad (۱۱)$$

$$a_i = -\binom{m}{i} (-p)^i$$

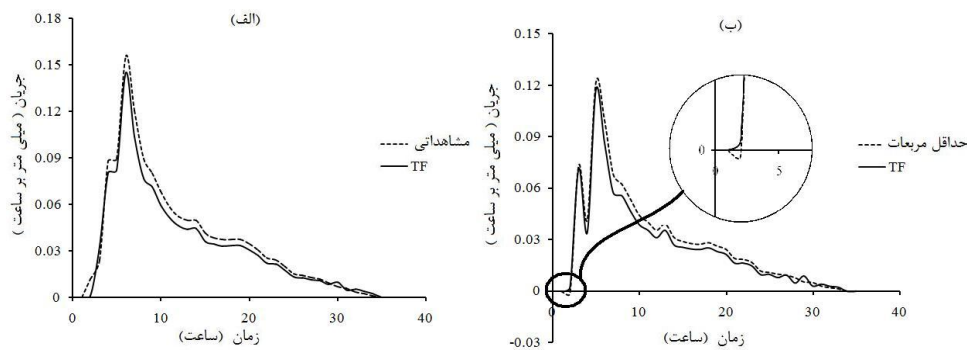
$$p_i \in R, 0 < p_i < 1$$

برای توسعه مدل‌های تابع انتقال به طور عمده روش حداقل مجذور مربعات استفاده می‌شود. تابع عملکرد بهینه مدل PRTF در معادله ۱۱، تابعی متشکل از مقدار قطبی p و پارامتر b_j که بر پایه RMSE و یک گام پیش‌بینی مدل است به‌صورت زیر بیان می‌شود:

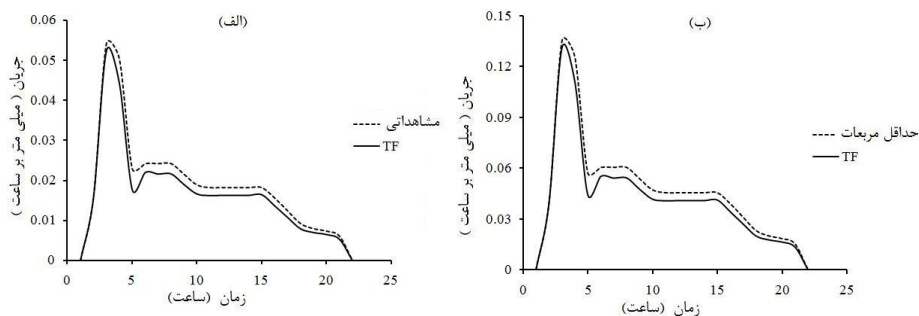
$$\min S(p, b) = \sum_t [y(t) - y(t)]^2 = \sum_t \{y(t) - [3py(t-1) - 3p^2y(t-2) + p^3y(t-3) + \sum_{j=0}^n b_j r(t-j-\tau)]^2\} \quad (۱۲)$$

برای رویداد (۱۳۸۲/۱۲/۱۶) و (۱۳۸۴/۰۲/۲۶)، برابر 0.02364 و 0.014217 است که با در نظر گرفتن معادله‌های ۱ تا ۶ مقدار p بهینه به دست آمده و در نتیجه با استفاده از مدل تابع انتقال مقادیر هیدروگراف حاصل شده و براساس آن هیدروگراف جریان به دست می‌آید.

الف) نتایج حوضه آبریز ليقوان: هیدروگراف‌های حوضه آبریز ليقوان با رویدادهای (۱۳۸۲/۱۲/۱۶) و (۱۳۸۴/۰۲/۲۶) در شکل‌های ۱ و ۲ نمایش داده شده است. با توجه به شکل (۱-ب)، دیده می‌شود مقادیر منفی موجود در زمان‌های اولیه بازه زمانی، در هیدروگراف مدل PRTF به مقادیر مثبت، تبدیل و پایدار شده است. مقدار b_j محاسبه شده



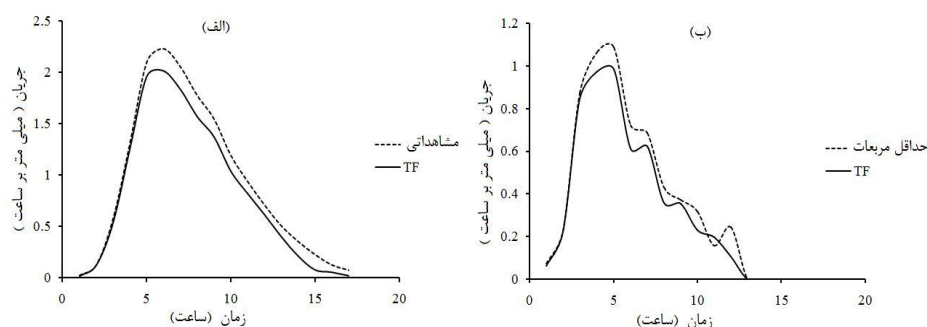
شکل ۱- الف) جریان، ب) هیدروگراف واحد رویداد ۱۳۸۲/۱۲/۱۶ حوضه آبریز ليقوان



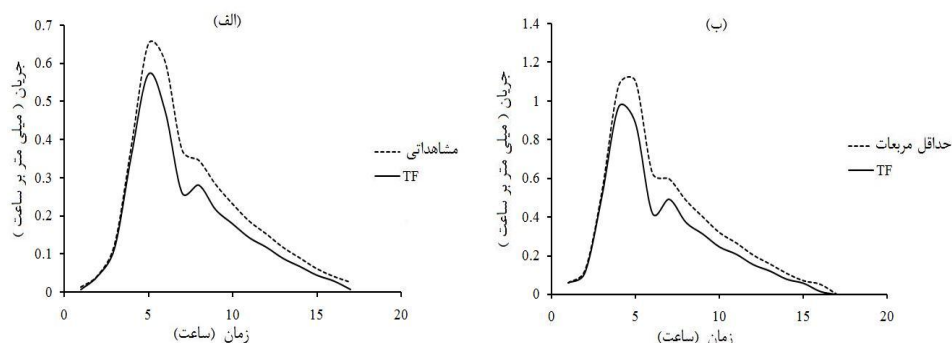
شکل ۲- الف) جریان، ب) هیدروگراف واحد رویداد ۱۳۸۴/۰۲/۲۶ حوضه آبریز ليقوان

مقدار b_j حداقل محاسبه شده برای رویداد ۱۳۳۷/۰۶/۲۶ و ۱۹۴۲/۰۳/۱۵، برابر 0.000045 و 0.000085 است که با در نظر گرفتن آن در معادله‌های ۱ تا ۶ مقدار p بهینه به دست آمده و در نتیجه با مدل تابع انتقال مقادیر هیدروگراف حاصل شده است. همچنین با توجه به شکل (۴-الف)، مدل تابع انتقال، دو نقطه حدی را به‌عنوان پیک نشان داده است و در پیش‌بینی سیلاب یا طراحی آبراهه‌ها به طور بهینه، تأثیر زیادی خواهد داشت. هیدروگراف واحد محاسبه شده به روش حداقل مربعات فقط یک نقطه حدی را نشان می‌دهد.

ب) نتایج حوضه آبریز پوتوماک: علاوه بر مزیت مدل تابع انتقال در پوشش مقادیر منفی حاصل از محاسبه هیدروگراف‌های واحد، با دیگر روش‌های یاد شده، برای بررسی نوسانات حاصل در هیدروگراف واحد و عملکرد مدل PRTF برای پایدار کردن این نوسانات و پذیرش عملکرد مطلوب مدل PRTF، اطلاعات دو رویداد حوضه پوتوماک نیز بررسی شدند. همان‌طور که در شکل (۳-ب) مشاهده می‌شود هیدروگراف ترسیمی با روش حداقل مربعات نوسانات دارد که مدل PRTF علاوه بر مثبت کردن مقادیر، توانایی پایدار کردن این نوسانات را نیز دارد.



شکل ۳- الف) جریان، ب) هیدروگراف واحد رویداد ۱۹۳۷/۰۵/۲۶ حوضه آبریز پوتوماک



شکل ۴- الف) جریان، ب) هیدروگراف واحد رویداد ۱۹۴۲/۰۳/۱۵ حوضه آبریز پوتوماک

آمده دارای شرایط بهتری نسبت به دیگر روش‌ها خواهد بود و مقادیر شبیه‌سازی حاصل شده بسیار نزدیک به واقعیت خواهند بود. مقایسه بین محاسبات انجام شده به طور خلاصه در جدول ۱ که براساس ضریب تعیین (R^2) و RMSE هیدروگراف واحد و جریان ارائه شده است.

برای برازش نکویی هیدروگراف محاسبه شده با مدل PRTF مقدار جریان خروجی برای هر رویداد محاسبه شده و با مقدار جریان واقعی مقایسه شده است. زمانی که ساختار مدل PRTF که بر پایه رابطه ۱۴ است، در محاسبات در نظر گرفته شود، هیدروگراف واحد به وجود

جدول ۱- مقادیر برازش نکویی و پارامترهای مدل PRTF در شبیه‌سازی هیدروگراف واحد و هیدروگراف جریان

حوضه	رویداد	مقادیر پارامتر*	RMSE (m ³ /sec)		R ²	
			جریان خروجی	هیدروگراف واحد	جریان خروجی	هیدروگراف واحد
حوضه لبقوان	۱۳۸۲/۱۲/۱۶	$b_j=0.02364$ $p=0.019031$	۰/۰۰۶۳۷۴	۰/۰۰۴۶۲۳	۰/۹۹۱۰۵۹	۰/۹۹۱۸۱۹
	۱۳۸۴/۰۲/۲۶	$b_j=0.014217$ $p=0.019031$	۰/۰۰۲۴۹۳	۰/۰۰۶۲۳۲	۰/۹۹۰۹۷۸	۰/۹۹۰۷۹۸
حوضه پوتوماک	۱۹۳۷/۰۵/۲۶	$b_j=0.00045$ $p=0.017593$	۰/۰۰۵۱۷۴	۰/۰۰۳۰۰۹	۰/۹۹۶۰۵۱	۰/۹۸۰۰۰۴
	۱۹۴۲/۰۳/۱۵	$b_j=0.00085$ $p=0.036202$	۰/۰۰۲۱۹۰	۰/۰۰۳۸۳۰	۰/۹۸۵۳۷۱	۰/۹۸۱۶۹۲

به دلیل تعداد محدود پارامترهای مورد استفاده و پایداری مدل، مدل PRTF توانایی غلبه بر حوضه‌های با ساختار شکلی پیچیده و مشکلات زیاد وابسته به این ساختار را دارد. برتری چشم‌گیر این ساختار به دلیل زمان لازم

نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه بررسی‌ها در هر رویداد به طور مستقل با مدل تابع انتقال انجام می‌گیرد، پس مدل تابع انتقال نیازی به واسنجی و صحت‌سنجی ندارد.

6. Hann C. T. Barfield B. J. and Hayes J. C. 1994. Design Hydrology and sedimentology for small catchment. Academics (New York). 588 p.
7. Jain A. Srinivasalu S. and Rajib K. B. 2005. Determination of an optimal unit pulse response function using real-coded genetic algorithm. Journal of hydrology. 33(4):199-204.
8. Kumar Bhattacharjya R. 2004. Optimal design of unit hydrographs using probability distribution and genetic algorithms. Sadhana. 29(5):499-508.
9. Laurenson E. M. and O'Donnell T. 1969. Data error effects in unit hydrograph derivation. Journal of Hydraulics Division, Proceeding of the American Society of Civil Engineers. 95(HY6):1899-1917.
10. Mays L. W. and Coles L. 1980. Optimization of unit hydrograph determination. Journal of the Hydraulics Division. 106 (HY1):85-97.
11. Newton D. W. and Vinyard J. W. 1976. Computer-Determined Unit Hydrograph from Floods. Journal of the Hydraulics Division. 93(HY 5):219-235.
12. Romanowicz R. and Young P. 2000. River ELBA Water Quality: MISO Transfer Function Modeling. CRES (Lancaster University) 7 p.
13. Sherman L. K. 1932. Stream flow from rainfall by the unit-graph method. Engineering News Record. 108:501-505.
14. Singh K. P. 1976. Unit hydrographs: a comparative study. Water Resources Bulletin. 2(2): 381-392.
15. Singh S. K. 2000. Transmuting synthetic hydrographs in to gamma distribution. Journal of Hydrologic Engineering. 5(4):380-385.
16. Yang Z. 2000. Application of all-pole physically realizable transfer function models to flow simulation and real time flood forecasting. Ph.D. thesis, University of Bristol. (Bristol, U. K.) 225 p.
17. Yang Z. and Hann D. 2006. Derivation of unit hydrograph using a transfer function approach. Water Resources Research. 42(10):1501.
18. Young P. C. 1984. Recursive Estimation and Time-Series Analysis An Introduction. Springer (New York). 320 p.

کمتر، اطلاعات و نتایج به دست آمده خوب (از لحاظ مقادیر منفی و نوسانات)، پایداری عددی و کاربرد آسان آن در شرایط واقعی، است.

البته لازم به ذکر است این مدل نقصان‌هایی نیز دارد که بهتر است به آن‌ها اشاره‌ای شود؛ پیچیدگی محاسبات ریاضی نسبت به روش حداقل مربعات، رابطه غیرخطی پارامتر a_i با مقادیر قطبی مدل و محدود بودن منابع و پیشینه پژوهشی کم به دلیل جدید بودن روش از جمله مواردی است که در مطالعات آینده باید مدنظر قرار گیرند. البته برای کاربرانی که با روش‌های تابع انتقال خطی آشنایی دارند، ساختار PRTF مفهوم ساده‌تری دارد و فقط، مشکلات کمی در زمینه پیاده‌سازی مسائل عملی وجود خواهد داشت. همچنین ساختار ساده تک‌قطبی مدل باعث شده پارامترهای موجود با روش‌های غیرخطی ساده‌تر به دست آید و بدون استفاده از روش‌های پیچیده مانند الگوریتم ژنتیک، دارای مقادیر قابل قبولی باشد. البته در حال حاضر مسائل حل نشده زیادی در برابر این مدل جدید وجود دارد (به عنوان مثال می‌توان به مدل بهینه برای بازه‌های زمانی کوچک‌تر، ارتباط حالت فیزیکی حوضه با مقادیر قطبی مدل، نیازمند بودن به بعضی از این فیلترها و روش‌های جانبی برای استخراج مقادیر محاسباتی لازم و غیره اشاره کرد).

منابع

۱. قدس نیرو (شرکت مهندسين مشاور). ۱۳۷۴. طرح حوضه آبریز آجی چای. خلاصه گزارشات پروژه سد مخزنی ونبار، وزارت نیرو، شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و اردبیل.
۲. مهدوی م. ۱۳۸۴. هیدرولوژی کاربردی. جلد دوم. انتشارات دانشگاه تهران. ۴۴۰ ص.
۳. نجفی م. ۱۳۸۱. سیستم‌های هیدرولوژیکی مدل‌سازی بارندگی رواناب (ترجمه). جلد اول. انتشارات دانشگاه تهران. ۵۷۸ ص.
4. Broome P. and Spigel R. H. 1982. A linear model of storm runoff from some urban catchments in New Zealand. Journal of Hydrology. 21(1):13-33.
5. Han D. Lwong T. and Li S. 2007. Uncertainties in real time flood forecasting with neural network. Hydrological Processes. 21(2):223-228.

