

کاربرد مدل مخزن جهت استخراج هیدروگراف‌های واحد رواناب سریع و آهسته

در فرایند بارش - رواناب (مطالعه موردی: حوضه ناورود)

اسماعیل اسدی^{1*}، احمد فاخری فرد² و محمد علی قربانی³

تاریخ دریافت: 88/6/14 تاریخ پذیرش: 89/2/18

1- دانشجوی دکترا، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
3,2- استاد و دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

* مسئول مکاتبه E-mail: esasadi@gmail.com

چکیده

در میان انواع متعدد مدل‌های بارش-رواناب، روش‌های متکی بر هیدروگراف واحد، هنوز به عنوان یکی از رایج-ترین ابزارها برای هیدرولوژیست‌ها جهت برآورد سیلاب به خصوص در حوضه‌های فاقد آمار به شمار می‌رود. در مطالعه حاضر با استفاده از مفهوم تئوری سیستم خطی توابع پاسخ پالس واحد اجزای رواناب (رواناب سریع و رواناب آهسته) به کمک مدل مفهومی مخزن استخراج گردید. پارامترهای مدل با استفاده از روش بهینه‌سازی جستجوی مستقیم تخمین زده شدند. کارایی و دقت مدل با استفاده از داده‌های بارش-رواناب حوضه ناورود واقع در استان گیلان مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج تحقیق نشان داد که مدل مفهومی مخزن بدون نیاز به استخراج بارش مازاد و با لحاظ کردن شرایط رطوبتی خاک قبل از رگبار، از دقت قابل قبولی در شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب برخوردار می‌باشد. واژه‌های کلیدی: بارش-رواناب، بهینه‌سازی، تابع پاسخ پالس واحد، حوضه ناورود، مدل مخزن، هیدروگراف واحد

Tank Model Application to Derive Unit Hydrographs of Quick and Slow Runoff for Rainfall- Runoff Process (Case Study: Navrood Basin, Iran)

E Asady^{1*}, A Fakheri Fard² and MA Ghorbani³

Received: 5 September 2009 Accepted: 8 May 2010

¹PhD Student, Irrig. and Drain., University of Tabriz, Iran

^{2,3}Prof. and Assoc. Prof., Dept. of Water Engineering, University of Tabriz, Iran

*Corresponding author E-mail: esasadi@gmail.com

Abstract

In several types of rainfall-runoff models, the unit hydrograph based methods are useful tools for flood estimation in many, except non-gauged, basins. In this study, unit pulse response functions (quick and slow runoff) derived, considering linear system theory concept and using tank conceptual model. The model parameters were estimated with direct search optimization method. The model applicability and validity were verified using observed rainfall-runoff data of Navrood basin in Gillan province. The results showed that the tank model could simulate rainfall-runoff process with acceptable precision by taking into account the antecedent soil moisture conditions and without need to define excess rainfall.

Keywords: Navrood Basin, Optimization, Rainfall-runoff, Tank model, Unit hydrograph, Unit pulse response function

مخزن (ساگاوارا 1995 و 1974) از جمله مشهورترین مدل‌های مفهومی بارش- رواناب می‌باشند. بر اساس اینکه روابط حاکم مابین ورودی، خروجی و عکس‌العمل سیستم، توابعی از زمان و مکان باشند مدل‌ها به مدل‌های گردهای² و مدل‌های توزیعی³ طبقه‌بندی می‌شوند. مدل‌های گردهای بطور صریح تغییرات مکانی فرایندهای هیدرولوژیکی را به حساب نمی‌آورند و معمولاً فرض می‌شود که بارش به طور یکنواخت روی سطح حوضه توزیع می‌شود و پارامترهای مدل از یک مکان به مکان دیگر در سراسر حوضه تغییر نمی‌کنند. اما مدل‌های توزیعی به منظور نشان دادن تغییرات در

مقدمه

هدف اولیه یک مدل شبیه‌سازی، پیش‌بینی عمل یک سیستم پیچیده و بررسی اثر تغییرات، روی عملکرد سیستم است. مدل‌های پیش‌بینی هیدرولوژیکی عمدتاً در قالب مدل‌های فیزیکی و مدل‌های ریاضی طبقه بندی می‌شوند (چائو و همکاران 1988). مدل‌های ریاضی در شبیه‌سازی رواناب در قالب مدل‌های تئوریک، مدل‌های مفهومی¹ و مدل‌های تجربی طبقه بندی می‌شوند (سینگ 1988). از مدل‌های مفهومی بعلت داشتن مبنای فیزیکی، نتایج واقع بینانه‌تری انتظار می‌رود. لذا به طور گسترده در مدلسازی بارش- رواناب بکار گرفته می‌شوند. مدل‌های ناش (1957)، دوگ (1959) و مدل

² Lumped Models

³ Distributed Models

¹ Conceptual Models

پرداخته شده است. شبیه‌سازی فرایند بارش- رواناب با در نظر گرفتن نقش تمامی اجزای شرکت‌کننده در رواناب کل شامل رواناب سطحی، زیرسطحی سریع، زیرسطحی تاخیری و زیرزمینی، که به طور تحلیلی انجام خواهد پذیرفت، از جمله اهداف تحقیق حاضر می‌باشد.

مواد و روش‌ها

شکل 1 ساختار مدل مخزن را نشان می‌دهد که از نظر ساختار کلی، شبیه مدل اولیه مخزن ساگاوارا (1974) می‌باشد که با یک سری تغییرات توسط یو و هاشینو (2000) در یکی از حوضه‌های ژاپن بکار گرفته شده است. در این مدل نیازی به تعریف بارش مازاد و جداکردن رواناب مستقیم نمی‌باشد. در مدل مذکور، حوضه بوسیله مخازن مرتبط به هم نشان داده می‌شود که با استفاده از توابع نمایی از پارامترهای مدل، ورود، انتقال و خروج آب از مخزن‌ها توصیف می‌گردد. جریان رواناب متأثر از رگبارهای سیلابی، شامل رواناب سریع (جریان‌های سطحی) و رواناب آهسته (جریان‌های زیرسطحی سریع، زیرسطحی تاخیری و آب زیرزمینی) می‌باشد که منشاء متفاوتی دارند. مدل با ساختار فوق به منظور شبیه‌سازی رواناب چند جزئی یک حوضه توسعه داده شده است. در شکل 1، q_1 ، q_2 و q_3 به ترتیب نشان‌دهنده جریان‌های زیرسطحی سریع، زیرسطحی تاخیری و رواناب زیرزمینی می‌باشند. f_1 و f_2 به ترتیب نشان‌دهنده نفوذ از مخزن 1 به مخزن 2 و از مخزن 2 به مخزن 3 می‌باشند. شاخص S_c معادل تلفات اولیه بارش در نظر گرفته می‌شود که تاثیر شرایط رطوبتی پیشین خاک را بر روی فرایند تولید رواناب نشان می‌دهد. در مدل، بارش P در ابتدا مخزن 1 را پر می‌کند. رواناب زیر سطحی سریع q_1 و نفوذ f_1 از مخزن 1 به مخزن 2 زمانی اتفاق می‌افتد که $S_1 > 0$ باشد. رواناب زیر سطحی تاخیری q_2 و نفوذ f_2 از مخزن 2 به مخزن 3 زمانی اتفاق می‌افتد که $S_2 > 0$ باشد. جریان زیرزمینی q_3 زمانی اتفاق می‌افتد که $S_3 > 0$ باشد و رواناب سطحی q_0 از مخزن صفر زمانی اتفاق می‌افتد که مخزن 1 پر باشد یعنی $S_1 > S_c$.

خصوصیات فیزیکی حوضه‌ها توسعه داده می‌شوند (سینگ و ولهایزر 2002).

انواع متعددی از مدل‌های بارش- رواناب توسط محققان مختلفی بررسی شده‌اند. با این وجود روش‌های مبتنی بر تئوری هیدروگراف واحد هنوز به عنوان یکی از رایج‌ترین ابزارها برای هیدرولوژیست‌ها جهت برآورد سیلاب به خصوص در حوضه‌های فاقد آمار به شمار می‌رود. تئوری هیدروگراف واحد که اولین بار توسط شرمن در سال 1932 برای محاسبه هیدروگراف رواناب مستقیم ناشی از هیستوگرام بارندگی موثر حوضه‌ها ارائه گردید، نمونه بارزی از یک سیستم گردهای بارش- رواناب است که تابع سیستم با استفاده از داده‌های ورودی و خروجی محاسبه می‌گردد (سینگ 1988). در واقع هیدروگراف واحد همان تابع پاسخ پالس واحد یک سیستم خطی است که از داده‌های بارش و رواناب استخراج می‌گردد. تئوری هیدروگراف واحد علیرغم مزایای بسیار، دارای محدودیت‌هایی نیز بوده که سبب شده است تا در استفاده از این روش همیشه مشکلاتی وجود داشته باشد. از آن جمله می‌توان به چگونگی جداسازی اجزای رواناب از جریان پایه دائمی رودخانه (چائو و همکاران 1988)، چگونگی تعریف بارش مازاد¹ و نیز عدم در نظر گرفتن تاثیر شرایط رطوبتی خاک قبل از رگبار در تولید فرایند رواناب اشاره نمود (مایز و تائور 1982، تودینی 1988). موارد ذکر شده می‌تواند منجر به بروز خطاهایی گردد که تاثیرات آن در اختلافات مابین مقادیر رواناب مشاهداتی و مقادیر محاسباتی دیده خواهد شد. مطالعه حاضر با حفظ فرضیات اساسی برآورد هیدروگراف واحد از قبیل توزیع یکنواخت بارش در سراسر حوضه و پاسخ خطی جریان به فرایند بارش، توابع پاسخ پالس واحد را برای اجزای رواناب سریع و آهسته به کمک مدل مخزن استخراج می‌نماید. در اغلب مطالعات بارش- رواناب که در سطح کشور صورت گرفته است، جریان پایه دائمی به طور تئوریک از رواناب کل جدا شده، فقط به شبیه‌سازی رواناب مستقیم

¹ Excess rainfall

که t متغیری جزئی از زمان و C_i ثابت انتگرال می باشد. با فرض اینکه در تئوری سیستم خطی، ارتفاع ذخیره اولیه و به تبع آن دبی اولیه صفر در نظر گرفته شود $(S_i(t)|_{t=0} = 0 \rightarrow Q_i(t)|_{t=0} = 0)$ در این صورت ورودی $I_i(t)$ در زمان $t=0$ نیز صفر خواهد شد، بنابراین ثابت C_i در انتگرال به صورت زیر در خواهد آمد:

$$C_i = \frac{S_i(t)|_{t=0}}{e^{-C_i t}|_{t=0}} = S_i(0) = 0 \quad [8]$$

بنابراین معادله 7 به صورت زیر بازنویسی خواهد شد:

$$S_i(t) = \int_0^{\infty} I_i(t) e^{-C_i(t-t)} dt \quad [9]$$

با حل معادله انتگرالی بالا به ازای یک ورودی واحد $(I_i = r_u / \Delta t)$ که در آن r_u معادل یک میلی متر یا یک سانتیمتر می باشد که در مدت زمان Δt اتفاق می افتد می توان ارتفاع ذخیره تولید شده برای هر یک از مخزن ها را محاسبه نمود:

$$S_i(t) = \int_0^t I_i(t) e^{-C_i(t-t)} dt \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [10]$$

$$S_i(t) = \int_0^{\Delta t} [I_i(t)]_{0 < t \leq \Delta t} e^{-C_i(t-t)} dt + \int_{\Delta t}^t [I_i(t)]_{t > \Delta t} e^{-C_i(t-t)} dt \quad \Delta t < t \quad [11]$$

با استفاده از معادلات 10 و 11 به ازای یک ورودی واحد $(I_i = r_u / \Delta t)$ میزان ذخیره برای مخزن 1 به صورت زیر خواهد بود:

$$S_1(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \left[\frac{1 - e^{-C_1 t}}{C_1} \right] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [12]$$

$$S_1(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \left[\frac{(e^{C_1 \Delta t} - 1) e^{-C_1 t}}{C_1} \right] \quad \Delta t < t \quad [13]$$

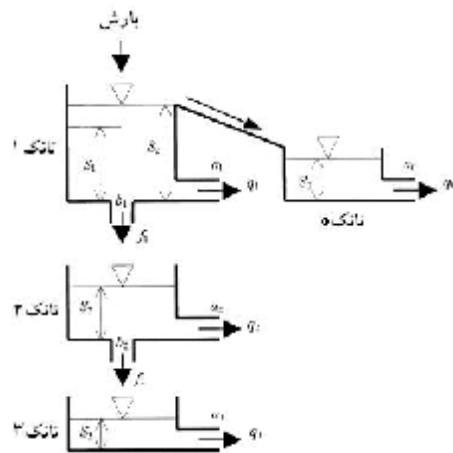
با جایگذاری معادلات 12 و 13 در معادله 2 خواهیم داشت:

$$f_1(t) = \frac{r_u b_1}{\Delta t} \left[\frac{1 - e^{-C_1 t}}{C_1} \right] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [14]$$

$$f_1(t) = \frac{r_u b_1}{\Delta t} \left[\frac{(e^{C_1 \Delta t} - 1) e^{-C_1 t}}{C_1} \right] \quad \Delta t < t \quad [15]$$

بنابراین به طور مشابه برای مخزن 2 خواهیم داشت:

$$0 < t \leq \Delta t \quad [16]$$



شکل 1- ساختار مدل مخزن (یو و هاشینو 2000)

با فرض اینکه q_i و f_i توابعی از ارتفاع ذخیره S_i بر حسب میلی متر در مخزن i ام باشند، می توان از معادلات زیر استفاده نمود (یو و هاشینو 2000):

$$q_i(t) = a_i S_i(t) \quad (i=1,2,3) \quad [1]$$

$$f_i(t) = b_i S_i(t) \quad (i=1,2,3) \quad [2]$$

برای تابع ذخیره ای که یک سیستم خطی را توصیف می کند تا ارتفاع ذخیره $S_i(t)$ می تواند به میزان ورودی $I_i(t)$ و خروجی $Q_i(t)$ (بر حسب میلی متر بر ساعت) از مخزن i ام با استفاده از معادله پیوستگی مرتبط شود:

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = I_i(t) - Q_i(t) \quad (i=1,2,3) \quad [3]$$

میزان جریان خروجی از مخزن ها به شرح زیر می باشد:

$$Q_i(t) = f_i(t) + q_i(t) = a_i S_i(t) + b_i S_i(t) = (a_i + b_i) S_i(t) \quad [4]$$

با فرض $C_i = a_i + b_i$ می توان معادله 4 را به صورت زیر نوشت:

$$Q_i(t) = C_i S_i(t) \quad [5]$$

با توجه به معادله 5، معادله 3 به صورت زیر درمی آید:

$$\frac{dS_i(t)}{dt} + C_i S_i(t) = I_i(t) \quad [6]$$

معادله 6 یک معادله دیفرانسیل خطی مرتبه اول است که حل آن به فرم انتگرالی به صورت زیر در می آید:

$$S_i(t) = \int_0^{\infty} I_i(t) e^{-C_i(t-t)} dt + C_i e^{-C_i t} \quad [7]$$

$$U_{1-3}(t) = \sum_{i=1}^3 q_i(t) = \sum_{i=1}^3 a_i S_i(t) \quad [22]$$

$$= a_1 S_1(t) + a_2 S_2(t) + a_3 S_3(t)$$

$$U_{1-3}(t) = \frac{r_u}{\Delta t} [1 + D_{11} e^{-C_1 t} + D_{12} e^{-C_2 t} + D_{13} e^{-a_3 t}] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [23]$$

$$U_{1-3}(t) = \frac{r_u}{\Delta t} [1 + D_{21} e^{-C_1 t} + D_{22} e^{-C_2 t} + D_{23} e^{-a_3 t}] \quad \Delta t < t \quad [24]$$

$$D_{11} = \frac{b_1}{C_1} \left[\frac{(C_1 a_2 - C_2 a_3)}{(C_1 - C_2)(C_1 - a_3)} - \frac{a_1}{b_1} \right] \quad [25]$$

$$D_{12} = \frac{b_1(a_3 - a_2)}{(C_1 - C_2)(C_2 - a_3)} \quad [26]$$

$$D_{13} = \frac{-b_1 b_2}{(C_1 - a_3)(C_2 - a_3)} \quad [27]$$

$$D_{21} = -D_{11}(e^{C_1 \Delta t} - 1) \quad [28]$$

$$D_{22} = -D_{12}(e^{C_2 \Delta t} - 1) \quad [29]$$

$$D_{23} = -D_{13}(e^{a_3 \Delta t} - 1) \quad [30]$$

به ازای یک ورودی واحد که در مدت Δt اتفاق افتاده باشد ($I_0 = r_u / \Delta t$) با استفاده از معادلات 10 و 11 تابع پاسخ پالس واحد برای رواناب سریع از مخزن صفر به صورت زیر خواهد بود:

$$S_0(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \left[\frac{(1 - e^{-a_0 t})}{a_0} \right] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [31]$$

$$S_0(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \left[\frac{(e^{-a_0 \Delta t} - 1)e^{-a_0 t}}{a_0} \right] \quad \Delta t < t \quad [32]$$

$$u_0(t) = q_0(t) = a_0 S_0(t) \quad [33]$$

$$u_0(t) = \frac{r_u}{\Delta t} (1 - e^{-a_0 t}) \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [34]$$

$$u_0(t) = \frac{r_u}{\Delta t} (e^{-a_0 \Delta t} - 1)e^{-a_0 t} \quad \Delta t < t \quad [35]$$

رواناب محاسباتی

توابع پاسخ پالس واحد پیوسته را در یک بازه زمانی می‌توان به صورت یک سیستم زمان منقطع نشان داد. هرگاه تعداد پالس‌های بارش M باشد، در این صورت تابع پاسخ پالس واحد برای m امین پالس در زمان $t = n\Delta t$ به صورت زیر خواهد بود (سینگ: 1998):

$$S_2(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1}{C_1 C_2} \left[1 + \frac{C_2}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} - \frac{C_1}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right] \quad \Delta t < t \quad [17]$$

$$S_2(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1}{C_1 C_2} \left[\frac{-C_2(e^{C_1 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} + \frac{C_1(e^{C_2 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [18]$$

$$f_2(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2} \left[1 + \frac{C_2}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} - \frac{C_1}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right] \quad \Delta t < t \quad [19]$$

$$f_2(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2} \left[\frac{-C_2(e^{C_1 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_1 t} + \frac{C_1(e^{C_2 \Delta t} - 1)}{C_1 - C_2} e^{-C_2 t} \right]$$

برای مخزن 3 نیز معادله های مشابه به صورت زیر در می‌آیند:

$$S_3(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2 a_3} \left[1 - \frac{C_2 a_3 e^{-C_1 t}}{(C_1 - C_2)(C_1 - a_3)} + \frac{C_1 a_3 e^{-C_2 t}}{(C_1 - C_2)(C_2 - a_3)} - \frac{C_1 C_2 e^{-a_3 t}}{(C_1 - a_3)(C_2 - a_3)} \right] \quad 0 < t \leq \Delta t \quad [20]$$

$$S_3(t) = \frac{r_u}{\Delta t} \frac{b_1 b_2}{C_1 C_2 a_3} \left[\frac{C_2 a_3 (e^{C_1 \Delta t} - 1) e^{-C_1 t}}{(C_1 - C_2)(C_1 - a_3)} - \frac{C_1 a_3 (e^{C_2 \Delta t} - 1) e^{-C_2 t}}{(C_1 - C_2)(C_2 - a_3)} + \frac{C_1 C_2 (e^{-a_3 \Delta t} - 1) e^{-a_3 t}}{(C_1 - a_3)(C_2 - a_3)} \right] \quad \Delta t < t \quad [21]$$

بعد از محاسبه S_1 و S_2 و S_3 می‌توان میزان دبی q_1 ، q_2 ، q_3 ، f_1 و f_2 را با توجه به روابط 2 و 3 محاسبه کرد و در نهایت تابع پاسخ پالس واحد رواناب آهسته را به صورت زیر توصیف کرد:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t)]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad [41]$$

$$RAE_p(\%) = \frac{|Q_{pobs} - Q_{pcal}|}{Q_{pobs}} * 100 \quad [42]$$

که در آنها $Q_{obs}(t)$ و $Q_{cal}(t)$ به ترتیب جریان‌های مشاهداتی و محاسباتی در زمان‌های t ، Q_{pobs} و Q_{pcal} به ترتیب دبی اوج مشاهداتی و محاسباتی و \bar{Q}_{obs} متوسط دبی‌های مشاهداتی می‌باشند.

منطقه مورد مطالعه

جهت بررسی کارایی و دقت مدل، داده‌های بارش- رواناب حوضه ناورود واقع در استان گیلان مورد استفاده قرار گرفته است. حوضه ناورود یکی از حوضه‌های آبریز مهم غرب استان گیلان در محدوده شهرستان تالش بین طول جغرافیایی 48 درجه و 35 دقیقه تا 48 درجه و 54 دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی 37 درجه و 36 دقیقه تا 27 درجه و 45 دقیقه شمالی قرار گرفته است. ناورود یک حوضه جنگلی-کوهستانی با مساحتی معادل 274 کیلومتر مربع، طول آبراهه اصلی 32/5 کیلومتر و دارای شیب متوسط 31/16 درصد می‌باشد. ارتفاع حوضه در نقطه خروجی معادل 130 متر و در مرتفع‌ترین نقطه 3016 متر است. از لحاظ ساختار زمین‌شناسی بیش از 85 درصد از سطح حوضه را سنگ‌های آذرآواری و توفی همراه با سنگ-های آتشفشانی و آهک ناخالص تشکیل می‌دهند که دارای نفوذپذیری بالایی می‌باشند (بی نام 1382).

در سطح حوضه دو ایستگاه هیدرومتری یکی واقع در مرکز ثقل حوضه (ایستگاه خلیان) و دیگری در نقطه خروجی (ایستگاه خرگیل) وجود دارد که داده-های عمق آب به کمک منحنی دبی- اشل به جریان تبدیل می‌شود. رویدادهای بارش در سطح حوضه بوسیله سه ایستگاه بارانسنجی ثبات اندازه‌گیری می‌شوند. همچنین با تجهیز ایستگاه‌های بارانسنجی پارامترهای دیگر اقلیمی نظیر دما، سرعت باد، تبخیر، رطوبت نسبی و

$$U_{n-m+1} = U_{1-3}(n-m+1) = u_{1-3}[(n-m+1)\Delta t] \quad S_1 \leq S_c \quad [36]$$

$$S_1 > S_c \quad [37]$$

$$U_{n-m+1} = U_{1-3}(n-m+1) + U_0(n-m+1) = u_{1-3}[(n-m+1)\Delta t] + u_0[(n-m+1)\Delta t]$$

هرگاه هیدروگراف واحد در دسترس باشد مولفه‌های جریان به صورت زیر محاسبه خواهند شد:

$$Q_N(n) = \frac{A}{3.6} \left[\sum_{m=1}^{n \leq M} \frac{P_m}{r_u} U_{1-3}(n-m+1) + \sum_{m=1}^{n \leq M} \frac{Z_0(m)}{r_u} U_0(n-m+1) \right] \quad [38]$$

که در آن $Q_N(n)$ میزان دبی جریان در زمان $t = n\Delta t$ برحسب متر مکعب بر ثانیه، A مساحت حوضه برحسب کیلومتر مربع، P_m ارتفاع بارش برحسب میلی متر در مدت m امین فاصله زمانی و Z_0 میزان ورودی به مخزن صفر از مخزن 1 خواهد بود. هرگاه $S_1 < S_c$ در اینصورت $Z_0 = 0$ اگر $S_1 > S_c$ باشد در اینصورت $Z_0 = S_1 - S_c$ می‌باشد.

دبی کل جریانی که از خروجی حوضه، زهکشی می‌گردد معادل خواهد بود با:

$$Q_T(n) = Q_0 + Q_N(n) \quad [39]$$

که در آن Q_0 دبی رودخانه قبل از بارش است.

جهت بررسی دقت مدل در پیش‌بینی جریان رواناب از سه معیار آماری شامل میانگین خطای مطلق نسبی¹ ($RMAE$)، معیار ناش-ساتکلیف² (NSE) و خطای مطلق نسبی دبی اوج (RAE_p) به صورت زیر استفاده گردید:

$$RMAE(\%) = \left[\frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \frac{|Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t)|}{Q_{obs}(t)} \right] * 100 \quad [40]$$

¹ Relative mean absolute error

² Nash - Satcliff efficiency

تبخیر- تعرق می‌افزاید. عبارت دوم معادله 44 به صورت زیر محاسبه می‌شود (شاتل ورث 1993):

$$a_i P = \frac{0.95 N_s (S + 0.2 t_s)}{N_d} \quad [45]$$

که در آن N_d یک دوره زمانی بر حسب روز، N_s تعداد رگبارهای ثبت شده در دوره زمانی N_d ، t_s متوسط تداوم رگبار بر حسب ساعت، S گنجایش ظرفیت ذخیره گیرش بر حسب میلی‌متر که برای پوشش جنگلی پهن برگ معادل 0/8 میلی‌متر توصیه شده است.

تخمین تخمین پارامترهای مدل

با توجه به روابط 22 و 33، توابع پاسخ پالس واحد توابعی از پارامترهای مدل مخزن $(a_0, a_1, a_2, a_3, b_1, b_2)$ می‌باشند که به طور ترکیبی فرایندهای ذخیره، تولید و تخلیه رواناب از حوضه را مدلسازی می‌کنند. بنابراین اگر مقادیر پارامترها شناخته شوند، هیدروگراف‌های واحد نیز قابل محاسبه خواهند بود. روش‌های بهینه‌سازی متعددی به منظور تخمین پارامترها توسعه داده شده‌اند. هر روش استدلالی برای تخمین پارامترها شامل چهار بخش تابع هدف، الگوریتم بهینه‌سازی، معیاری برای خاتمه بهینه‌سازی و داده‌هایی برای واسنجی می‌باشد.

تابع هدف

انتخاب نوع تابع هدف، تخمین پارامترها و کیفیت نتایج مدل را تحت تاثیر قرار می‌دهد (سینگ و ولهایزر 2002). توابع هدف مختلفی در مقالات متعدد ارائه شده است. در مطالعه حاضر رابطه زیر به عنوان تابع هدف مورد استفاده قرار گرفته است (یو و هاشینو 2000):

$$F(a_0, a_1, a_2, a_3, b_1, b_2) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \left\{ \frac{[Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t)]^2}{Q_{obs}(t)} \right\} \quad [46]$$

ساعات آفتابی نیز اندازه‌گیری می‌گردد. در تحقیق حاضر از سیلاب‌های مشاهداتی ایستگاه خرجگیل استفاده شده است. به دلیل اینکه در اطراف حوضه بارانسنج از نوع ثبات وجود نداشته است و در داخل حوضه نیز تنها سه بارانسنج ثبات موجود می‌باشد رگبارهای ثبت شده در هر سه ایستگاه که از لحاظ زمانی متعلق به سیلاب‌های مشاهداتی بوده‌اند استخراج و با روش تیسن (چائو 1988) پس از تبدیل به رگبار متوسط ناحیه‌ای در مدل مورد استفاده قرار گرفتند. سطح تاثیر ایستگاه‌های بارانسنجی در شکل 2 نشان داده شده است.

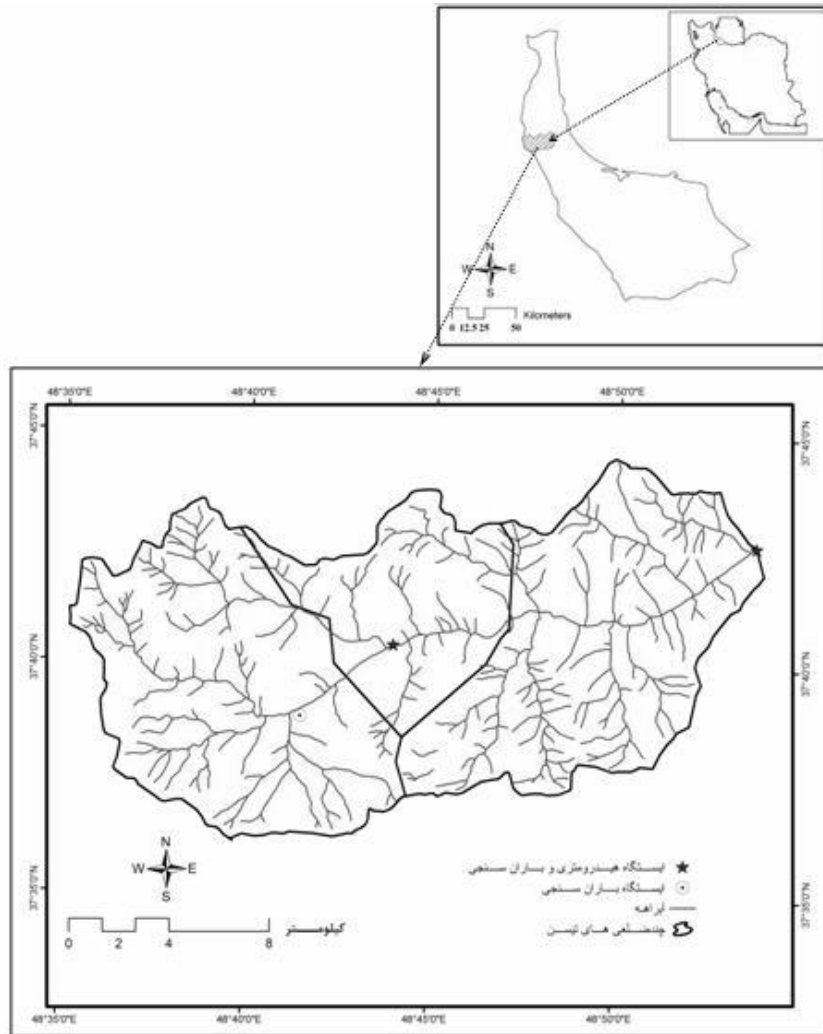
ارتفاع ذخیره S_c با استفاده از معادله بیلان روزانه آب (ساکستون و لنز 1967) از رابطه زیر محاسبه شدند:

$$S_c = \sum_{i=1}^m [ET_{day}(i) - P_{day}(i)] \quad [43]$$

که در آن m فاصله مابین آخرین رگبار جریان‌ساز قبلی با رگبار فعلی بر حسب روز، ET_{day} تبخیر- تعرق روزانه بر حسب میلی‌متر، P_{day} مقدار بارش روزانه غیر جریان ساز بر حسب میلی‌متر می‌باشد. محاسبه S_c بلافاصله پس از آخرین رگبار جریان ساز شروع می‌شود که در واقع گنجایش رطوبتی خاک، معادل شرایط اشباع متوسط حوضه خواهد بود. مقادیر بارش و داده‌های تبخیر روزانه از تشت در هر سه ایستگاه پس از تبدیل به مقادیر تبخیر- تعرق پتانسیل، با استفاده از روش تیسن به مقادیر متوسط ناحیه‌ای تبدیل سپس در معادله زیر جهت برآورد تبخیر- تعرق واقعی مورد استفاده واقع شده‌اند:

$$ET_{Forest} = 0.8 ET_o + a_i P \quad [44]$$

که در آن ET_{forest} تبخیر- تعرق پوشش جنگلی بر حسب میلی‌متر بر روز می‌باشد. عبارت اول در رابطه 44 یک تخمین از میزان تبخیر- تعرقی است که در نواحی جنگلی اتفاق می‌افتد و عبارت دوم درصدی از تلفات گیرش است که در روزهای بارانی بر میزان



شکل 2- موقعیت حوضه رودخانه ناو رود در استان گیلان

جدول 1- مشخصات رگبارها و مقدار S_c برای سیلاب‌های انتخابی حوضه مورد مطالعه

| سیلاب | میزان رواناب (میلی متر) | میزان رگبار (میلی متر) | مدت رگبار (ساعت) | حداکثر شدت رگبار | مقدار S_c (میلی متر) |
|-----------|----------------------------|---------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|
| 1375/7/9 | 10/85 | 39/63 | 23 | 5/15 | 13/03 |
| 1374/7/19 | 4/21 | 21/85 | 31 | 2/24 | 5/40 |
| 1378/8/10 | 5/09 | 22/59 | 13 | 4/21 | 9/01 |
| 1380/7/16 | 6/54 | 29/37 | 12 | 11/64 | 15/45 |

الگوریتم بهینه‌سازی

روش‌های بهینه‌سازی متعددی نظیر روش‌های جستجوی مستقیم، روش‌های جستجوی گرادیان، روش‌های جستجوی تصادفی، الگوریتم‌های چند آغازی

که در آن $Q_{obs}(t)$ و $Q_{cal}(t)$ به ترتیب مقادیر دبی‌های مشاهداتی و محاسباتی در زمان t و n تعداد دبی‌های مشاهداتی می‌باشد.

$$|F^{(t+1)}(P_{opt}^{(t+1)}) - F^{(t)}(P_{opt}^{(t)})| \leq 0.0001 \quad [47]$$

که در آن $F^{(t)}$ و $F^{(t+1)}$ به ترتیب مقادیر تابع هدف حاصل از بهینه‌سازی در دو تکرار t و $t+1$ و $P_{opt}^{(t)}$ و $P_{opt}^{(t+1)}$ پارامترهای بهینه‌سازی شده در دو تکرار می‌باشند.

نتایج و بحث

به منظور استخراج پارامترهای مدل، داده‌های بارش- رواناب سیلاب 1375/7/9 مورد استفاده قرار گرفت. پارامترهای استخراج شده مدل مخزن به ازای S_c معادل 13/03 میلی‌متر که از رابطه 43 برآورد شده است در جدول 2 ارائه شده است.

جدول 2- پارامترهای استخراج شده برای مدل مخزن

| a_0 | a_1 | a_2 | a_3 | b_1 | b_2 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 0/06057 | 0/00290 | 0/00200 | 0/00001 | 0/17156 | 0/01534 |

با استفاده از پارامترهای استخراج شده و به کمک روابط 12 تا 37 هیدروگراف‌های واحد رواناب آهسته و سریع، محاسبه و در شکل 3 ارائه شده است. همانطور که از شکل استنباط می‌گردد دبی اوج هیدروگراف واحد رواناب سریع (0/059 میلی متر بر ساعت) در مقایسه با دبی اوج هیدروگراف واحد رواناب آهسته (0/0028 میلی‌متر بر ساعت) به طور قابل ملاحظه‌ای بزرگتر می‌باشد. از لحاظ زمانی، هیدروگراف واحد رواناب آهسته نسبت به هیدروگراف واحد رواناب سریع از زمان تداوم طولانی‌تری برخوردار می‌باشد. با این توصیف می‌توان نتیجه گرفت که در مطالعه حوضه‌ها پاسخ رواناب سطحی به فرایند بارش از حساسیت بیشتری نسبت به رواناب آهسته برخوردار است. پس از محاسبه هیدروگراف‌های واحد، با استفاده از رابطه 38 اجزای تشکیل دهنده رواناب سیلاب 1375/7/9 محاسبه و در شکل 4 نشان داده شده است. مقادیر تابع هدف، خطا-های نسبی و معیار نش- ساتکلیف به ترتیب با استفاده از روابط 40، 41، 42 و 46 محاسبه و در جدول 3 قابل

و الگوریتم‌های چند جزئی آمیخته توسعه داده شده‌اند (سروشیان و گوپتا 1995).

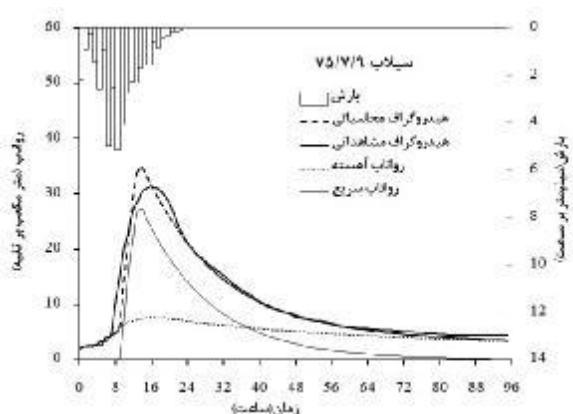
جانستون و پیلگریم (1976) برای شناسایی پارامترهای مدل‌های بارش-رواناب روش‌های جستجوی مستقیم را توصیه نمودند. آنها دریافتند که روش‌های مذکور در مقابل بی‌قاعدگی سطح پاسخ حساسیت کمتری دارند لذا در رسیدن به مقادیر بهینه، از کارآیی بهتری برخوردار است. روش‌های جستجوی مستقیم یکی از راهکارهای مناسب برای توابع هدفی است که به راحتی مشتقات نسبی‌شان قابل حل به طور تحلیلی نمی‌باشد (میرنیا و هدایتی 1373). در این مطالعه از روش جستجوی مستقیم هوک و جویس (1961) که به الگوریتم جستجوی الگو¹ مشهور است، جهت تخمین پارامترهای مدل به نحوی که تابع هدف مینیمم گردد، استفاده شده است.

به منظور جلوگیری از تخمین مقادیر غیر واقعی برای پارامترها و اطمینان از اینکه مقادیری صحیح برای پارامترها به دست خواهد آمد، محدودیت‌هایی بر اساس مفهوم فیزیکی پارامترهای مدل در نظر گرفته شد (یو و هاشینو 2000):

$$\begin{aligned} a_0 - a_1 &> 0 \\ a_1 - a_2 &\geq 0 \\ a_2 - a_3 &\geq 0 \\ 1 - (a_1 + b_1) &\geq 0 \\ 1 - (a_2 + b_2) &\geq 0 \\ b_1 - b_2 &> 0 \end{aligned}$$

به منظور تصمیم‌گیری برای متوقف ساختن عمل تکرار در تخمین پارامترها زمانیکه مقدار کمینه تابع هدف حاصل شده باشد از معیاری با عنوان معیار همگرایی²، استفاده می‌گردد. بدین منظور با انتخاب یک سری اولیه از پارامترها، الگوریتم بهینه‌سازی تا زمانی تکرار گردید که تابع هدف در دو تکرار متوالی از یک معیار متقاعد کننده نتواند بیشتر کاهش یابد. رابطه 47 معیار همگرایی برای رسیدن به این منظور است:

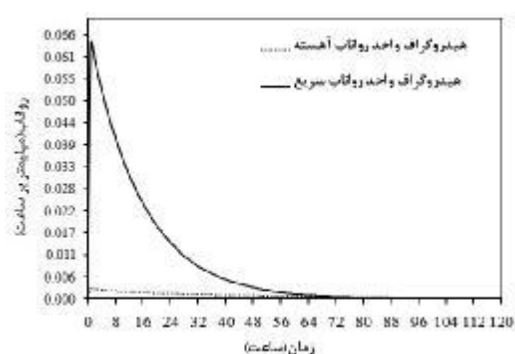
¹Pattern search algorithm
²Convergence criterion



شکل 4- هیدروگراف‌های محاسباتی و مشاهداتی سیلاب
1375/7/9

حوضه مورد مطالعه از جمله حوضه‌های معرف استان گیلان می‌باشد که با کمترین تغییرات در نحوه کاربری اراضی طی سال‌های مورد مطالعه در این تحقیق روبرو بوده است. با این توصیف ساختار حوضه در تبدیل بارش به رواناب برای رویدادهای مشابه بایستی ثابت بوده و پارامترهای مدل مخزن که نماینده منشأ رواناب‌های مختلف نسبت به فرایند بارش هستند، نیز ثابت باشند. در این صورت تنها ارتفاع ذخیره رطوبت خاک (S_c) در رویدادهای مختلف متفاوت خواهد بود که با استفاده از رابطه 43 قابل برآورد می‌باشد. به منظور تعیین کارایی مدل در پیش‌بینی جریان، در این تحقیق رگبارهای کمتر از 50 میلی‌متر مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت سه رویداد رگباری که در سرتاسر حوضه از توزیع بارش یکنواختی برخوردار بودند انتخاب گردید. ویژه گی‌های رگبارها و سیلاب متناظر آنها در جدول 1 ارائه شده است. با استفاده از هیدروگراف‌های واحد رواناب آهسته و سریع که برای حوضه استخراج شده بود، هیدروگراف کل سیلاب‌های مذکور محاسبه و در شکل 5 قابل مشاهده است. همانطور که از شکل‌ها استنباط می‌گردد هیدروگراف‌های محاسباتی با مقادیر مشابه مشاهداتی همبستگی خوبی دارند. شیب شاخه صعودی، مقدار دبی اوج و این شکل خاص هر یک از هیدروگراف‌ها متفاوت بوده و این تفاوت‌ها به طور اساسی به وسیله الگوی رگبار، خصوصیات و ظرفیت رطوبت اولیه خاک هر یک از

روئت است. مقایسه هیدروگراف‌های محاسباتی و مشاهداتی سیلاب 1375/7/9 نشان می‌دهد که مقادیر مذکور از همبستگی خوبی برخوردار می‌باشند. با توجه به شکل 4 می‌توان دریافت که رواناب سریع که معمولاً به صورت جریان‌های ارضی و آبراه‌ای در حوضه نمایان می‌شود در طول فرایند سیلاب بخش اعظمی از هیدروگراف کل سیلاب را به خود اختصاص داده و از لحاظ دوام، دارای زمان تداوم کوتاهتری نسبت به رواناب آهسته می‌باشد. هیدروگراف رواناب آهسته در طول فرایند سیلاب به آرامی تحت تاثیر بارش قرار گرفته اما از لحاظ دوام دارای زمان تداوم طولانی‌تری است. این نتایج هیدرولوژیکی که به خوبی توسط مدل مخزن توصیف می‌گردد به خصوصیات فیزیوگرافیکی حوضه بر می‌گردد. شیب تند حوضه (شیب متوسط حوضه در حدود 31/16 درصد) و تراکم زهکشی (1/13 کیلومتر در کیلومتر مربع) و نسبت انشعابات (3/83) مناسب باعث گردیده که رگبارها اساساً در طول شیب‌های تند به سرعت زهکشی شوند. مخزن صفر فرایند‌های عادی رواناب سطحی در طول آبراهه را نشان می‌دهد و مخزن‌های سه گانه متوالی فرایند جریان‌های آهسته را نشان می‌دهند.



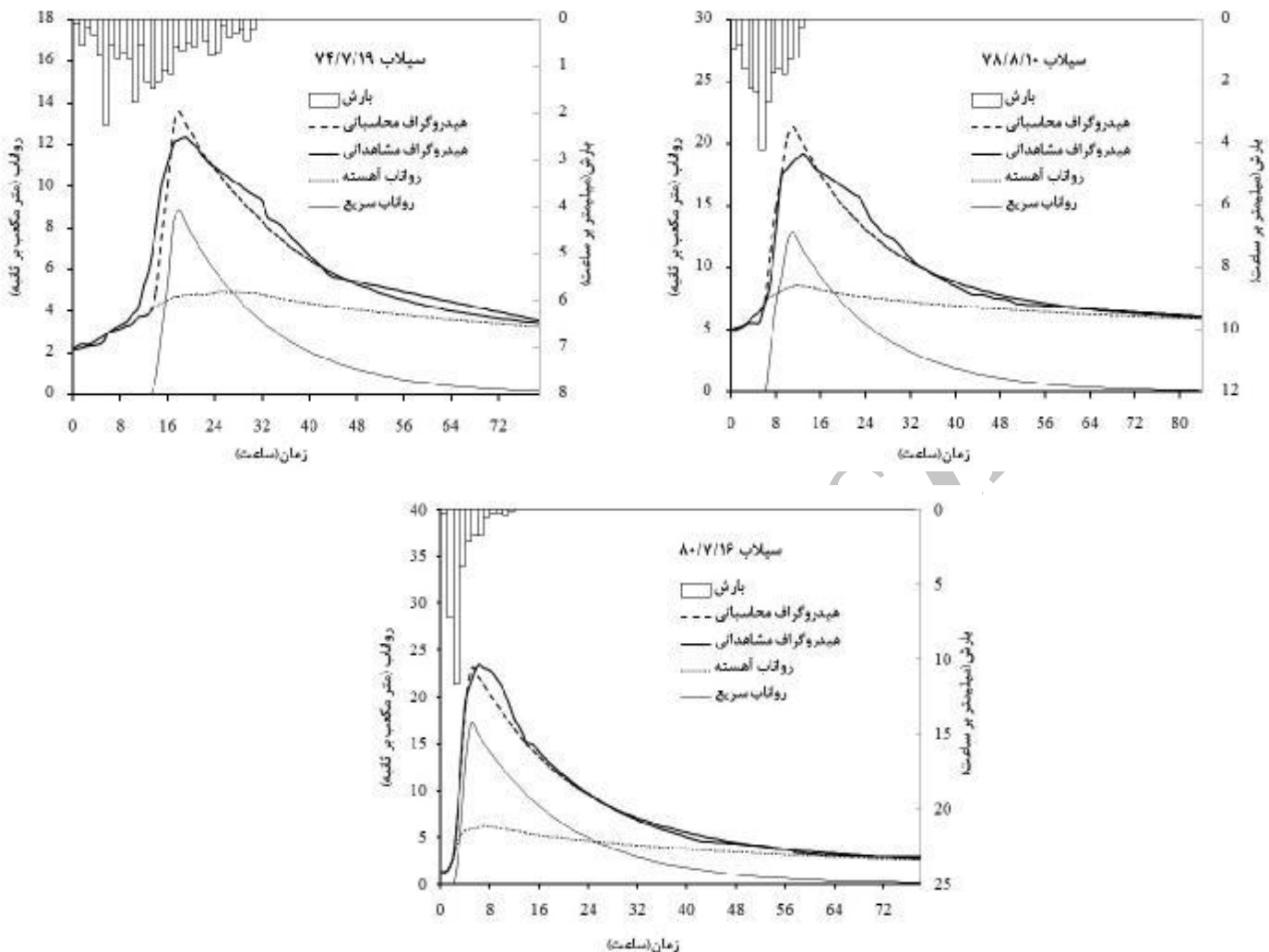
شکل 3- هیدروگراف‌های واحد رواناب آهسته و سریع

آمده در این تحقیق از لحاظ چگونگی تاثیرپذیری اجزای رواناب بر رواناب کل با نتایج ساگاورا (1995) و یو و هاشینو (2000) همخوانی دارد. آنها در بررسی‌های خود به این نتیجه دست یافتند که رواناب سریع بخش اصلی رواناب کل را تشکیل داده و رواناب آهسته خیلی به آرامی تحت تاثیر رگبار قرار می‌گیرد. در این تحقیق پارامتر b_1 مربوط به روزنه تحتانی مخزن دوم، بزرگتر از سایر پارامترها حاصل شده است که نشان دهنده نفوذپذیری زیاد خاک منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بررسی رواناب و رگبارهای ارائه شده در جدول 1 نیز نشان داد که ضریب رواناب حوضه به طور متوسط معادل 22 درصد می‌باشد که حکایت از تلفات بالای نفوذی در حوضه دارد. ساگاورا (1995) در مطالعات خود گزارش نمود که در حوضه‌های با نفوذپذیری بالا مقدار ضریب b_1 نسبت به سایر ضرایب عدد بزرگتری می‌باشد.

رگبارها ایجاد شده‌اند که مدل مخزن تا اندازه‌ای توانسته است این تفاوت‌ها و خصوصیات را برای این نوع از رگبارها نشان دهد. اگر بارشی ناگهانی در سطح حوضه اتفاق افتاده باشد (سیلاب 78/8/10 و سیلاب 80/7/16) در این صورت رواناب سریع در قسمت شاخه صعودی هیدروگراف، سهم بیشتری را به خود اختصاص خواهد داد. شاخه نزولی هیدروگراف چگونگی تخلیه رواناب را در حوضه نشان می‌دهد. همانطور که از نتایج بدست آمده در این تحقیق استنباط می‌گردد رواناب آهسته بخش عمده‌ای از رواناب کل را در بخش شاخه نزولی به خود اختصاص می‌دهد. این اجزاء در تحقیقات مختلف طی سیال‌های گذشته به تفکیک طوری بررسی شده‌اند که به نظر می‌رسد هر یک با دیگری ارتباطی ندارد. مدل‌های ناش (1957)، دوگ (1959) و ... اغلب با توجه به اینکه رواناب مستقیم قسمت عمده‌ای از سیلاب را به خود اختصاص می‌دهد به تحلیل و شبیه‌سازی آن پرداختند. نتایج به دست

جدول 3- مقادیر کمینه تابع هدف و خطاهای نسبی بین جریان‌های محاسباتی و مشاهداتی

| مقدار کمینه تابع هدف | $E(\%)$ | $RAE_p(\%)$ | $RMAE(\%)$ | دبی اوج | | تاریخ وقوع سیلاب |
|-------------------------|---------|-------------|------------|------------------------------|----------|---------------------|
| | | | | مترمکعب بر ثانیه محاسباتی | مشاهداتی | |
| 0/0026 | 86/69 | 5/29 | 7/89 | 33/06 | 31/40 | 1375/7/9 |
| 0/0042 | 85/18 | 4/50 | 5/37 | 12/93 | 12/35 | 1374/7/19 |
| 0/0029 | 78/11 | 7/86 | 6/96 | 20/71 | 19/20 | 1378/8/10 |
| 0/0012 | 85/53 | 6/03 | 8/46 | 21/99 | 23/40 | 1380/7/16 |



شکل 5- هیستوگرام بارش و هیدروگراف‌های مشاهداتی و محاسباتی

منابع مورد استفاده

بی‌نام. 1382. گزارش طرح جامع چند منظوره حوضه آبریز ناورود. اداره کل منابع طبیعی استان گیلان.
 میرنیا م ک و هدایتی ن، 1373. روشهای عددی برای به‌گزینی نامقید. (ترجمه). انتشارات دانشگاه تبریز.

Chow VT, Maidement DR and Mays LW, 1988. Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York.

Doog JCI, 1959. A general theory of the unit hydrograph . J Geophys Res 64: 241-256.

Hooke R and Jeeves TA, 1961. Direct search solutions of numerical and statistical problems. J Assoc Comput Mach 8: 212-229.

Johnston P and Pilgrim D, 1976. Parameter optimization for watershed models. Water Resour Res 12: 477-486

- Mays LW and Taur CK, 1982. Unit hydrograph via nonlinear programming. *Water Resour Res* 18: 744-752.
- Nash JE, 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *Hydrol Sci Bull* 3: 114-121.
- Saxton KE and Lenz AT, 1967. Antecedent retention indexes predict soil moisture. *J Hydrol Div ASCE* 93: 223-241.
- Sherman LK, 1932. Stream flow from rainfall by the unit graph method. *Eng News-Rec* 108: 501-505.
- Shuttleworth WJ, 1993. Evaporation. Pp. 4.1-4.53. In: Maidment DR (ed). *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York .
- Singh VP, 1988. *Hydrologic System Rainfall-Runoff Modeling*. Vol.1. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Singh VP and Woolhiser DA, 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *J Hydrologic Eng* 7: 270-292.
- Sorooshian S and Gupta VK, 1995. Model Calibration. Pp. 23-68. In: Singh VP (ed) .*Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, Co.
- Sugawara, M., 1974. Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. Research note of the National Research Center for disaster prevention, No. 11:1-64.
- Sugawara M, 1995. Tank model. Pp. 177-189. In: Singh VP (ed). *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, , Littleton, Co.
- Todini E, 1988. Rainfall-Runoff modeling – past, present and future. *J Hydrol* 100: 341-352.
- Yue S, and Hashino M, 2000. Unit hydrographs to model quick and slow runoff components streamflow. *J Hydrol* 227: 195-206.