

استفاده از مسیرهای جریان در تئوری آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو- آب و هوایی از نوع گاما

بیژن قهرمان

داور خلیلی

استادیار

استادیار

گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

نصرت‌اله اسدی

کارشناس ارشد

گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

چکیده

رفتار هیدرولوژیکی یک حوضه در طول وقایع بارندگی- رواناب تابع ژئومورفولوژی، خصوصیات فیزیکی حوضه و همچنین خصوصیات بارندگی می باشد. به منظور بررسی تاثیر متغیرهای فوق بر روی ایجاد آبنمود سیلاب، هنوز امروزه از تئوری آبنمود واحد استفاده می گردد. بدین منظور در این تحقیق از تئوری آبنمود واحد ژئومورفو- آب و هوایی از نوع گاما با تاکید بر تاثیر مسیرهای جریان استفاده شده است. این روش در واقع ادامه تحقیقات متنوعی در زمینه‌های آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک (GIUH)، آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو- آب و هوایی (GeIUH) و همچنین تاثیر نوع مسیرهای جریان در ایجاد آبنمود در زیر حوضه‌ها می باشد. برای آزمون روش پیشنهادی، از اطلاعات حوضه آبریز امامه واقع در قسمت جنوبی سلسله کوه های البرز استفاده گردیده است. مقایسه نتایج حاصله با اطلاعات مشاهده شده بیانگر قابلیت بسیار مناسب روش پیشنهادی در شبیه سازی آبنمود های سیلاب می باشد. اما زمان دبی های حداکثر در بعضی وقایع بعلا تاثیر عدم هماهنگی بین ساعت های ثبت وقایع بارندگی و رواناب کم برآورد شده است. موضوع ثابت بودن سرعت جریان در طول مسیر مورد بررسی قرار گرفت و نشان داده شد که نه تنها سرعت جریان ثابت نبوده بلکه چه در طول بارندگی و چه در طول مسیر جریان متغیر می باشد. در این رابطه نشان داده شد که بر خلاف روش GIUH که حساسیت زیادی را به میانگین سرعت جریان نشان می دهد، روش GeIUH از نوع گاما که مورد استفاده این تحقیق بوده است، سبب کم رنگ شدن نقش سرعت در مسیر جریان گردیده است. به منظور برآورد بهتر مقادیر باران اضافی در طول هر واقعه بارندگی از تئوری نفوذ گرین - امپت که مبنای ریاضی و فیزیکی قوی داشت استفاده شد. با توجه به نتایج حاصله ارائه روش آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو- آب و هوایی از نوع گاما که در زمان نیز متغیر می باشد، به صورت واقع بینانه تری نسبت به گذشته می تواند جریان های سیلابی را شبیه سازی نماید. همچنین قابلیت روش ارائه شده برای کاربرد در حوضه‌های فاقد آمار مورد بررسی قرار گرفت. مقادیر برآورد شده حداکثر دبی جریان تفاوتی در محدوده ۲۵٪ نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشتند که نشان می دهد نتایج تا حدود زیادی امیدوار کننده می باشد. اما به منظور بهبود در کارایی روش برای حوضه‌های فاقد آمار لازم است تحقیقات بیشتری در نحوه به کارگیری اطلاعات موجود صورت گیرد.

کلمات کلیدی

آبنمود واحد، آبنمود واحد لحظه‌ای، آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی، آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو- آب و هوایی، حوضه‌های فاقد آمار، امامه، ایران.

Using Current Paths in Theory of Geomorpho-Climatic Instantaneous Unit Hydrograph of Gamma Type

B. Ghahraman
Assistant Professor
Irrigation Engineering Department,
Faculty of Agriculture,
Ferdowsi University of Mashhad

D. Khalili
Assistant Professor
Irrigation Engineering Department, Faculty
of Agriculture, Shiraz University

N. Assadi
Former Graduate Student
Irrigation Engineering, Faculty of Agriculture, Shiraz University, Shiraz

Abstract

Watershed hydrologic response is viewed as a function of rainfall characteristics, geomorphology, and soil physical properties. In this research a Gamma type geomorpho-climatic instantaneous unit hydrograph method with special emphasis to path types is presented as a physically based technique for modeling of watershed runoff. The proposed approach is an out-growth of the research on geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH), geomorpho-climatic instantaneous unit hydrograph (GcIUH) and also the effect of path type on distributed runoff generation (Jin's model). Emameh, a representative watershed in northern I.R. Iran, is selected for actual evaluation of the proposed methodology. The ensuing results showed the applicability of the proposed method to simulation of flood hydrographs. However, due to not-synchronized rainfall and runoff records, there was a low prediction for time to peaks of some events. The hypothesis of constant velocity was considered and it was shown that velocity is not constant neither in time nor in space. It was clearly shown that in contrast to high sensitivity of GIUH to mean velocity changes, such sensitivity is remarkably alleviated. Green-Ampt infiltration theory is used for a more proper treatment of soil physical behavior, i.e., more realistic separation of excess rainfall values. Therefore, the proposed method brings out a chance for a better determination of flood events. Suitability of the proposed method was evaluated for application to ungaged watersheds. The results are within a 25% variation of the observed values, and so to some extent promising. However, in order to improve the capability of the method to be applied to ungaged watershed, additional research for information utilization is required.

Keywords

Unit hydrograph, Instantaneous Unit Hydrograph, Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph, Geomorpho-climatic Instantaneous Unit Hydrograph, Un-gaged watersheds, Emameh, I.R. Iran.

مقدمه

تهیه جریان‌های رودخانه‌ای به صورت مصنوعی برای حوضه‌های فاقد آمار همواره موضوع بحث و تجزیه و تحلیل علمی بوده است، که بدین منظور روش‌های تجربی، روش‌های مفهومی و یا روش‌های فیزیکی استفاده می‌شود [۱، ۲]. از جمله کارهای اولیه در بکارگیری روش‌های شبیه‌سازی جریان رودخانه‌ای، می‌توان به تحقیقات شرمین [۳] و اشنایدر [۴] اشاره نمود. در این رابطه معمولاً سرعت جریان در زمان و مکان ثابت فرض می‌شود [۵]. برای اولین بار رادریگز-ایتورب و والدز در سال ۱۹۷۹ با استفاده از فرض ثابت بودن سرعت جریان، آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک (GIUH) را ارائه دادند [۶] که این خود شروع تازه‌ای در تحقیقات هیدرو-ژئومورفولوژی بود. تئوری آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک پس از استفاده در چند حوضه در کشور ونزوئلا مورد تایید قرار گرفت [۷]. روش‌های بکار رفته در آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک به منظور پیش بینی وقایع سیلابی با مدل‌های آبنمود واحد لحظه‌ای (IUH) مقایسه شده‌اند و عمدتاً مورد تایید قرار گرفته‌اند [۸ الی ۱۱]. تعدادی از محققین [۶، ۱۱، ۱۲] نشان دادند که آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک نسبت به تغییرات سرعت در پیش بینی رواناب بسیار حساس می‌باشد. وجود چنین حساسیتی احتمالاً انگیزه لازم را برای ارائه تئوری آبنمود لحظه‌ای ژئومورفو-

آب و هوایی ایجاد نموده است [۱۲]. در این رابطه قهرمان [۱۳] آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک را با آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو-آب و هوایی برای دو حوضه در ایران مقایسه نمود که در این مورد آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو-آب و هوایی ترجیح داده شده است. در تحقیق فوق میانگین سرعت جریان با شدت باران اضافی جایگزین شده است. اما به هر حال سابقه هیچگونه تحقیقات قبلی برای برآورد دقیق تر سرعت جریان در دست نمی‌باشد. در واقع فرض ثابت بودن سرعت جریان سبب شده است که از آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک و یا آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو-آب و هوایی در غالب مدل‌های گرده‌ای استفاده شود. طبیعی است که با در نظر گرفتن تغییرات سرعت جریان (در زمان و مکان)، پدیده بارندگی - رواناب بهتر بیان شده و لذا یک مدل گرده‌ای می‌تواند بسوی یک مدل توزیعی سوق داده شود.

جین [۱۴] در سال ۱۹۹۲ نوع دیگری از آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو-آب و هوایی را ارائه داد. بدین منظور بر اساس نوع مسیر جریان یک حوضه به تعدادی زیر حوضه تقسیم می‌گردد. سپس با استفاده از یک تابع گامای دو پارامتری، آبنمود واحد لحظه‌ای تهیه شده که با استفاده از زمان تاخیر مناسب می‌تواند به نقطه خروجی حوضه انتقال یابد. از معادله فیلیپ (بدون در نظر گرفتن پارامتر ثابت) به منظور برآورد تلفات بارندگی در طول یک رگبار استفاده می‌شود. پارامتر ثابت در معادله فیلیپ خصوصیات فیزیکی خاک را بیان می‌کند که جین [۱۴] مقدار آن را از طریق سعی و خطا با مساوی قرار دادن باران اضافی و رواناب سطحی برآورد نموده است. البته استفاده از این روش در حوضه‌های فاقد آمار عملی نیست. اهداف این تحقیق شامل اصلاح مدل جین [۱۴] با استفاده از برآورد بهتر سرعت جریان و همچنین بکارگیری تئوری گرین - امیت [۱۵] در محاسبه نفوذ و مقایسه آن با روش بکاررفته توسط جین [۱۴] می‌باشد.

بررسی مدل ارائه شده توسط جین [۱۴]

مدل ارائه شده توسط جین در واقع یک مدل آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک است. در این مدل بررسی و شناخت شرایط فیزیکی حاکم بر مسیرهای جریان در ایجاد آبنمود حائز اهمیت است. لذا می‌بایست از یکی از روش‌های ارزیابی مسیر جریان استفاده نمود. بعنوان مثال در روش استراهلر مسیرهای زهکشی جریان سطحی یک حوضه بر اساس موقعیت مکانی و تقاطع‌های موجود درجه‌بندی می‌شوند [۱۶]. از طرفی با توجه به زیر حوضه مولد جریان و شرایط حاکم از شروع بارندگی تا مراحل مختلف ایجاد رواناب، حرکت جریان سطحی معمولاً در مسیرهای خاصی صورت می‌گیرد. خصوصیات این‌گونه مسیرها بر اساس نوع مسیر تعیین می‌گردد.

در مدل جین [۱۴] یک رشته از مسیرهای جریان با درجه C_1 ، طول L_0 و زمان تاخیر τ با یک زیرحوضه خاص مرتبط می‌شوند. در صورتیکه یک زیرحوضه بیش از یک خروجی داشته باشد، کوتاه ترین مسیر پیوسته جریان به خروجی حوضه انتخاب می‌گردد. برای تولید رواناب از تئوری آبنمود واحد لحظه‌ای استفاده شده است. اگر فرض شود در لحظه t یک واحد باران اضافی بطور یکنواخت در سطح یک زیرحوضه با زمان تاخیر τ پخش گردد، آبنمود واحد حاصله در نقطه خروجی بشکل یک معادله گامای سه پارامتری خواهد بود:

$$u(t) = \frac{1}{K \cdot \Gamma(n)} \cdot \left(-\frac{t-\tau}{K} \right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t-\tau}{K}} \quad (1)$$

که در آن $u(t)$ آبنمود واحد لحظه‌ای، K و n پارامترهای معادله و $\Gamma(n)$ تابع توزیع گاما می‌باشند. برای هر زیر حوضه زمان تاخیر، τ ، بر اساس طول مسیر، L_0 ، و سرعت جریان، V ، محاسبه شده و سپس با برآورد K و n می‌توان $u(t)$ را محاسبه نمود. $u(t)$ برای هر زیرحوضه محاسبه شده و با در نظر گرفتن درصد وزنی مساحت هر زیرحوضه (w_i)، آبنمود واحد لحظه‌ای حوضه بصورت زیر بدست می‌آید:

$$U(t) = \sum_{i=1}^m w_i \cdot u_i(t) \quad (2)$$

که در آن:

$$\sum_{i=1}^m w_i = 1 \quad (3)$$

در دو معادله فوق m تعداد زیر حوضه‌ها می‌باشد.
در مدل جین [۱۴] از روابط زیر برای معادلات آبنمود واحد لحظه‌ای استفاده شده است:

$$\tau = L_0/V \quad (4)$$

$$n \cdot K + \tau = L_{ca}/V \quad (5)$$

در معادلات فوق V میانگین سرعت جریان و L_{ca} فاصله کوتاه‌ترین فاصله بین مرکز ثقل و نقطه خروجی کل حوضه می‌باشد. جین [۱۴] در مدلش پارامتر n را از طریق بهینه‌سازی تخمین زد. رابطه دیگری نیز بصورت زیر توسط کریم [۸] ارائه شده است:

$$\frac{n-1}{\Gamma(n)} \cdot e^{1-n} \cdot (n-1)^{n-1} = 0.5764 \cdot (R_B/R_A)^{0.55} \cdot (R_L)^{0.5} \quad (6)$$

که در آن R_A و R_B و R_L به ترتیب نسبت‌های مساحت، انشعاب و طول هورتون می‌باشد. استفاده از معادلات (۴)، (۵) و (۶) در معادلات (۱) و (۲) آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک را ارائه می‌دهد. آبنمود واحد لحظه‌ای بدست آمده با استفاده از باران اضافی طی عمل انتگرال پیچشی به آبنمود سیلاب تبدیل می‌شود که می‌توان آن را با آبنمود مشاهده‌ای مقایسه نمود.

مدل نفوذ گرین - امپت

این مدل توسط گرین و امپت [۱۵] ارائه شد که احتمالاً قدیمی‌ترین روش محاسبه نفوذ است، که بخاطر آنکه یک مدل فیزیکی بوده و از بنیاد ریاضی خوبی برخوردار می‌باشد مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش سرعت بالقوه نفوذپذیری از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$f_t = K_s \cdot \left\{ \frac{\Psi \cdot \Delta\theta}{F_t} + 1 \right\} \quad (7)$$

که در آن K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (cm/hr)، F_t نفوذ تجمعی (cm)، Ψ مکش موثر جبهه رطوبتی (cm) و $\Delta\theta$ کمبود رطوبت خاک بصورت درصد می‌باشد. مقادیر K_s و Ψ با توجه به خصوصیات بافت خاک انتخاب می‌گردند. اما $\Delta\theta$ با توجه به وضعیت رطوبتی خاک تعیین می‌شود، که مقدار آن بر اساس سابقه ۵ روزه بارندگی پیشین در منطقه قابل برآورد است. در طول مدت بارندگی، ارتفاع آب نفوذ یافته تا لحظه ایجاد رواناب (زمان غرقابی) با استفاده از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$F_p = \frac{\Psi \cdot \Delta\theta}{\frac{R}{K_s} - 1} \quad (8)$$

که در آن F_p ارتفاع آب نفوذ یافته تا لحظه غرقابی (cm)، و R شدت بارندگی (cm/hr) می‌باشد. با تقسیم ارتفاع آب نفوذ یافته بر شدت بارندگی، زمان غرقابی محاسبه می‌شود. اگر زمان غرقابی در بازه زمانی محاسباتی واقع نشد، بازه زمانی بعدی بررسی می‌شود. به منظور محاسبه ارتفاع آب نفوذ یافته پس از زمان غرقابی از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$t = (t_p - t'_p) + \frac{F}{K_s} - \frac{\Psi \cdot \Delta\theta}{K_s} \cdot \text{Ln} \left[1 + \frac{F}{\Psi \cdot \Delta\theta} \right] \quad (9)$$

که در معادله فوق t_p بروش زیر محاسبه می‌شود:

$$t'_p = \frac{F'_p}{K_s} - \frac{\Psi \cdot \Delta\theta}{K_s} \cdot \text{Ln} \left[1 + \frac{F'_p}{\Psi \cdot \Delta\theta} \right] \quad (10)$$

در معادله فوق F'_p ارتفاع آب نفوذ یافته تا زمان غرقابی می‌باشد. معادله (۹) یک معادله ضمنی است که بایستی به روش سعی و خطا حل شود.

آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو - آب و هوایی

پارامترهای اصلی آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو- آب و هوایی، دبی اوج ویژه، q_p (hr^{-1}) و زمان دبی اوج t_p (hr) می‌باشند که از معادلات زیر قابل محاسبه می‌باشند [۱۲]:

$$q_p = 0.871 \pi^{-0.4} \quad (11)$$

$$t_p = 0.661 \pi^{0.4} \cdot \left(\frac{R_B}{R_A} \right)^{0.55} \quad (12)$$

که در آن‌ها پارامتر π از معادلات زیر محاسبه می‌شود:

$$\pi = \frac{L_\Omega}{i_r \cdot A_\Omega \cdot R_L \cdot (\alpha_\Omega)^{1.5}} \quad (13\text{-الف})$$

$$\alpha_\Omega = \frac{\sqrt{S_\Omega}}{n_\Omega \cdot P_\Omega^{2/3}} \quad (13\text{-ب})$$

که در آن‌ها L_Ω طول مسیر جریان با بالاترین درجه (km) ، A_Ω مساحت حوضه (km^2) و P_Ω و n_Ω به ترتیب شیب طولی، محیط خیس شده (m) و ضریب زبری مانینگ می‌باشند. در معادلات فوق i_r شدت باران اضافی (cm/hr) و به پارامتر موج سینماتیکی گفته می‌شود. دو مورد اصلاحی بر روی معادلات (۱۱) و (۱۲) توسط قهرمان [۱۳] صورت گرفته است. با توجه به اینکه نسبت R_B/R_A در حوضه مورد مطالعه این تحقیق بیش از ۲۰ درصد از میزان پیشنهادی 0.18 [۱۲] تغییرات داشت، مقدار واقعی جایگزین شد. در اصلاحیه دوم با توجه به اینکه فرض کانال مستطیلی عریض برای منطقه مورد مطالعه مناسب نبود، لذا عرض کف کانال با محیط خیس شده جایگزین گردید.

میانگین سرعت جریان

بر اساس تحقیقات انجام شده توسط رادریگز-ایتورب و همکاران [۱۲]، میانگین سرعت جریان بطور مستقیم با بارندگی و ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه مرتبط می‌شود:

$$V = 0.665 \cdot (\alpha_\Omega)^{0.6} \cdot i_r \cdot A_\Omega \quad (14)$$

که در آن V سرعت جریان بر حسب (m/sec) بوده و V و α_Ω هر دو تابعی از دبی جریان، Q می باشند [بترتیب ۱۷ و ۱۳]:

$$V = a_1 \cdot Q^{b_1} \quad (15)$$

$$\alpha_\Omega = a_2 \cdot Q^{b_2} \quad (16)$$

در معادلات فوق پارامترهای a و b برای هر حوضه از روابط دبی - اشل قابل برآورد می باشند. بنابراین V بطور مستقیم با i_r و A_Ω ارتباط پیدا می کند [۱۸]:

$$V = \beta \cdot (i_r)^\xi \quad (17)$$

که در آن:

$$\beta = \left\{ 0.665 \cdot a_2^{0.6} \cdot a_1^{-0.6} \cdot b_2 / b_1 \cdot A_\Omega^{0.4} \right\}^\xi \quad (18)$$

$$\xi = \frac{b_1}{b_1 - 0.6 b_2} \quad (19)$$

منطقه مورد مطالعه

هرگونه مطالعه بر روی رفتار هیدرولوژیکی حوضه‌های فاقد آمار، نیازمند کسب اطلاعات لازم از حوضه‌های معرف هر منطقه می باشد. متأسفانه فقط تعداد معدودی حوضه‌های معرف در ایران وجود دارند و آمار آنها هم در بسیاری از موارد ناقص می باشد. حوضه معرف امامه که در قسمت جنوبی رشته کوه‌های البرز و در شمال تهران واقع شده، از آمار نسبتاً دقیقی برخوردار می باشد. به همین خاطر دانشجویان کارشناسی ارشد در رشته‌های مرتبط با هیدرولوژی و منابع آب جنبه‌هایی از ویژگی‌های مختلف هیدرولوژیکی این حوضه را مورد مطالعه قرار داده‌اند [۱۸ الی ۲۱].

این حوضه در محدوده عرض‌های جغرافیایی $21^\circ-51'$ تا $20^\circ-57'$ و طول‌های جغرافیایی $30^\circ-32'$ تا $51^\circ-38'$ واقع شده است. ارتفاع حوضه بین ۱۹۰۰ و ۳۸۷۰ از سطح دریا متغیر است. خصوصیات دیگر این حوضه توسط نحوی [۲۰] گزارش شده است. حوضه با دو باران نگار ثبات و سه باران سنج معمولی تجهیز شده است. ایستگاه‌های آب‌سنجی باغ تنگه و کمرخانی بترتیب در وسط و در نقطه خروجی حوضه مستقر می باشند. نقشه توپوگرافی منطقه با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ از بخش جغرافیایی وزارت دفاع جمهوری اسلامی ایران موجود است. همچنین آمار مربوط به روابط دبی - اشل آبنمودهای وقایع سیلابی و هایتوگراف‌های بارندگی جهت انجام تحقیقات موجود است.

پس از انتخاب وقایع مختلف بارندگی، با در نظر گرفتن روابط نفوذ گرین - امپت (معادلات ۷ الی ۱۰)، هیتوگراف بارش خالص محاسبه می شود. میانگین سرعت جریان با داشتن شدت باران خالص قابل محاسبه (معادله ۱۷) بوده و لذا می توان مقادیر K و τ و سپس آبنمود واحد ژئومورفو- آب و هوایی را استخراج کرد. سپس بایستی با استفاده از باران موثر و انتگرال پیچشی آبنمودهای واحد جمع شود و در نهایت آبنمود سیلاب استخراج گردد. بعد از آن آبنمودهای محاسبه شده با آبنمودهای مشاهده شده مقایسه می گردند.

نتایج و بحث

حوضه آبریز امامه تا محل ایستگاه آب‌سنجی باغ تنگه

شکل ۱ موقعیت حوضه آبریز امامه در ایران و این قسمت از حوضه با سه نوع مسیر عمده جریان آن را نشان می دهد. نتایج

متغیرهای خصوصیات ژئومورفولوژیک حوضه آبریز امامه در جدول ۱ آورده شده است. هر چند نسبت‌های R_L و R_B برای ایستگاه باغ تنگه با آنچه قبلاً در منابع گزارش شده [۲۳] کاملاً توافق ندارد، اما تفاوت‌ها ناچیز می‌باشند. با استفاده از معادله ۵ مقدار عددی پارامتر برابر با $2/33$ می‌باشد. در این رابطه قهرمان [۲۴] با استفاده از یک روش سعی و خطا (مشابه با آنچه جین، ۱۹۹۲ بکار برده) مقدار n را معادل $2/511$ محاسبه نموده است.

خصوصیات مربوط به وقایع بارندگی - رواناب در فصول بدون ذوب برف (بطوریکه رگبارها بطور یکنواخت در سطح حوضه توزیع شده بودند)، در جدول ۲ خلاصه شده است. این حوضه از همگنی خوبی برخوردار است بطوری‌که خاک آن عمدتاً با بافت رس می‌باشد، لذا $K_s = 0/05 \text{ cm/hr}$ و $\Psi = 30 \text{ cm}$ انتخاب گردیدند. از طرفی حداقل و حداکثر مقادیر عددی $\Delta \theta$ به ترتیب معادل $0/15$ و $0/405$ تعیین شدند، که برای پیشینه‌های رطوبتی (AMC) در طبقه‌های ۱ و ۲ می‌باشند. در طول هر واقعه بارندگی به ازاء هر پالس بارندگی، یک آبنمود واحد ژئومورفو- آب و هوایی تهیه گردید. سپس با استفاده از باران موثر و انتگرال پیچشی، آبنمودهای واحد جمع شده و در نهایت آبنمود سیلاب استخراج گردید. اطلاعات مربوط به آبنمودهای استخراج شده و آبنمودهای مشاهده‌ای (پس از جداسازی دبی پایه)، در شکل ۲ آورده شده است. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، نتایج استخراج آبنمودها رضایت بخش می‌باشد. اما دو نوع تفاوت نیز به چشم می‌خورد. اول آنکه قسمت فروکش آبنمودهای مشاهده‌ای طولانی‌تر از آبنمودهای محاسبه شده می‌باشند. در این مورد، روش تجزیه آبنمودهای مشاهده‌ای برای تفکیک دبی پایه می‌تواند موثر بوده باشد، چون به‌رحال این روش‌ها کیفی می‌باشند. البته در این تحقیق از روش تحلیل بازوی پایین رونده استفاده شده است. تفاوت دوم در رابطه با تاخیر زمانی آبنمودهای مشاهده‌ای نسبت به آبنمودهای استخراج شده می‌باشد (به عنوان مثال آبنمود مورخ $1353/4/28$). بنظر می‌آید این مشکل ناشی از عدم هماهنگی بین ساعت‌های ثبت وقایع بارندگی و رواناب بوده باشد [۲۲].

مقایسه کلی بین دبی‌های حداکثر مشاهده‌ای و استخراج شده، زمان دبی حداکثر و حجم رواناب برای حوضه امامه تا محل ایستگاه آب‌سنجی باغ تنگه در شکل ۳ آورده شده است. تقریباً برای تمامی وقایع مطالعه شده مقادیر دبی‌های حداکثر بخوبی شبیه‌سازی شده‌اند و حجم رواناب‌های حاصله نیز قابل قبول می‌باشند. اما زمان‌های دبی‌های حداکثر در تمامی وقایع کمتر برآورد شد اند که البته می‌توان گفت در محدوده قابل قبولی می‌باشند.

حوضه آبریز امامه تا ایستگاه آب‌سنجی کمرخانی

همانند ایستگاه آب‌سنجی باغ تنگه، چهار زیر حوضه مرتبط با ایستگاه آب‌سنجی کمرخانی می‌باشند (شکل ۴). نسبت‌های هورتون مربوط به این قسمت در جدول ۱ آورده شده است. مقدار n در این مورد معادل $2/58$ بوده است، که در مطالعه قهرمان [۲۴] با استفاده از روش بهینه‌سازی $n = 2/37$ گزارش شده است. حوضه آبریز امامه تا ایستگاه آب‌سنجی کمرخانی یک حوضه همگن نمی‌باشد. زیرحوضه‌های ۱ و ۲ و قسمتی از زیرحوضه ۴ بافت خاکی مشابه با قسمت باغ تنگه دارند. اما باقیمانده زیرحوضه ۴ و زیرحوضه ۳ دارای بافت لومی - رسی می‌باشند. لذا $K_s = 0/115 \text{ cm/hr}$ و $\Psi = 10 \text{ cm}$ انتخاب گردیدند. همچنین مقادیر عددی $\Delta \theta$ معادل $0/38$ و $0/15$ برای طبقه‌های ۱ و ۲ AMC تعیین گردیدند. هر چند همانند باغ تنگه در این قسمت نیز بارندگی یکنواخت بر روی حوضه بکار گرفته شد، اما بعلاوه همگنی حوضه منحنی نفوذپذیری و در نتیجه هایتوگراف باران اضافی نتایج متفاوتی را ارائه دادند. این خود یک سری مشکلات محاسباتی را در برداشت. بنابراین علیرغم ماهیت گرده‌ای آبنمود واحد ژئومورفو - آب و هوایی، بهبود روش‌های محاسبه آبنمود و محاسبه نفوذ و سرعت جریان بصورت دقیق‌تر حایز اهمیت می‌باشد. شکل ۵ مقایسه بین آبنمودهای مشاهده‌ای (پس از تفکیک جریان پایه) و آبنمودهای استخراج شده را برای ۸ واقعه (جدول ۳) ارائه می‌دهد. همانگونه که در قسمت باغ تنگه نیز بحث شد، در این مورد نیز عدم هماهنگی بین زمان‌های دبی حداکثر وجود دارد (مثلاً وقایع $1353/4/28$ ، $1353/6/4$ ، $1353/7/2$). در این مورد نیز عدم هماهنگی در ساعت‌های ثبت وقایع بارندگی و رواناب می‌تواند تاثیر گذاشته باشد. همانگونه که در شکل ۳ آورده شده بطور کلی شبیه‌سازی پارامترهای عمده آبنمود بخوبی انجام گرفته است.

تعمیم مدل به حوضه‌های فاقد آمار

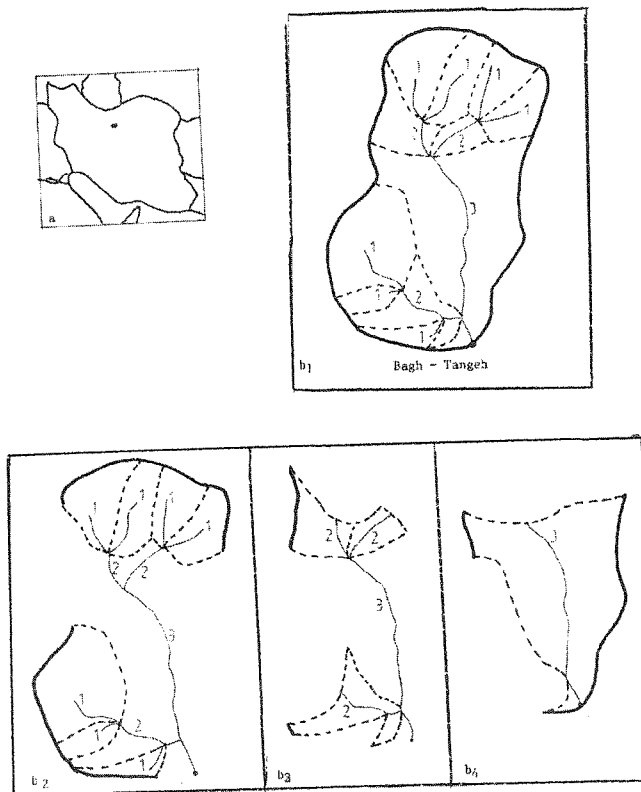
هرگونه کاربرد معادله (۱۷) نیازمند برآورد پارامترهای معادلات (۱۵) و (۱۶) می‌باشد که معمولاً این پارامترها برای حوضه‌های فاقد آمار موجود نمی‌باشند. در این صورت می‌توان در معادله (۱۳b) بجای P (محیط خیس شده) از b (عرض کف مسیر جریان)، که مقدار آن نیز مشخص است، استفاده کرد. کارآیی این روش برای ایستگاه باغ تنگه مورد آزمون قرار گرفته است (شکل ۲). نتایج نشان می‌دهند که بطور کلی آبنمودهای شبیه‌سازی شده جدید دارای دبی اوج بیشتر و زمان دبی اوج کمتری نسبت به آبنمودهای شبیه‌سازی شده قبلی می‌باشند. بعلاوه کارآیی این روش بطور کلی ضعیف‌تر می‌باشد (شکل ۶ در مقایسه با شکل ۳). دلیل این امر آن است که میانگین سرعت جریان به میزان ۲۰٪ بیشتر از حالت قبلی بوده است [۱۸]. با وجود تغییرات حاصله در میانگین سرعت جریان، نتایج هنوز امیدوارکننده می‌باشند چون مقادیر حداکثر دبی جریان تفاوتی کمتر از ۲۵٪ داشته‌اند. این نتایج با ادعای قبلی مبنی بر حساسیت زیاد آبنمود واحد ژئومورفولوژیک به سرعت جریان مغایر می‌باشد (مثلاً جین، [۱۴]). این ممکن است به دلیل کاهش تاثیرپذیری سرعت جریان در روش آبنمود واحد ژئومورفو-آب و هوایی باشد. دلیل دیگر ممکن است این واقعیت باشد که در این تحقیق در طول وقایع بارندگی - رواناب از سرعت ثابت استفاده نشده است و عملاً آبنمود واحد ژئومورفو-آب و هوایی که در زمان متغیر می‌باشد بکار رفته است.

بررسی سرعت جریان

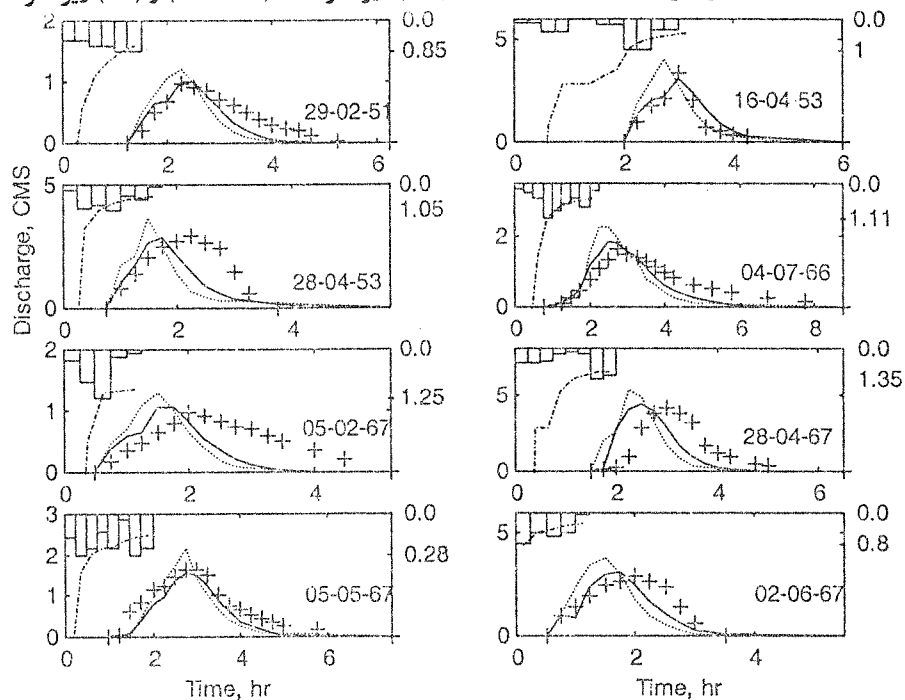
فرض ثابت بودن سرعت جریان در طول واقعه بارندگی - رواناب توسط قهرمان [۲۲] مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. بدین منظور معادله (۱۷) برای برآورد سرعت جریان در ایستگاه‌های باغ تنگه و کمرخانی به ترتیب به صورت‌های $v = 1.8410i_{r0}^{0.2945}$ و $V = 4.0209i_r^{0.4049}$ قابل ارائه خواهند بود. بر اساس روابط بدست آمده مشخص است که پالس‌های باران اضافی (i_r) هرکدام میانگین سرعت‌های جریان متفاوتی را ارائه می‌دهند. پیلگریم [۵] اظهار نظر کرده بود می‌توان فرض نمود که سرعت جریان در مدت زمان یک واقعه بارندگی - رواناب در قسمت‌های مختلف حوضه ثابت می‌ماند. اما روابط فوق بوضوح این فرضیه را نقض نموده، تحقیقات صورت گرفته توسط قهرمان [۲۲] را تایید می‌نماید. لذا حتی برای یک بارندگی با توزیع یکنواخت بر روی سطح حوضه نیز، سرعت جریان در زمان و همچنین در طول مسیر جریان متغیر می‌باشد.

نتیجه گیری

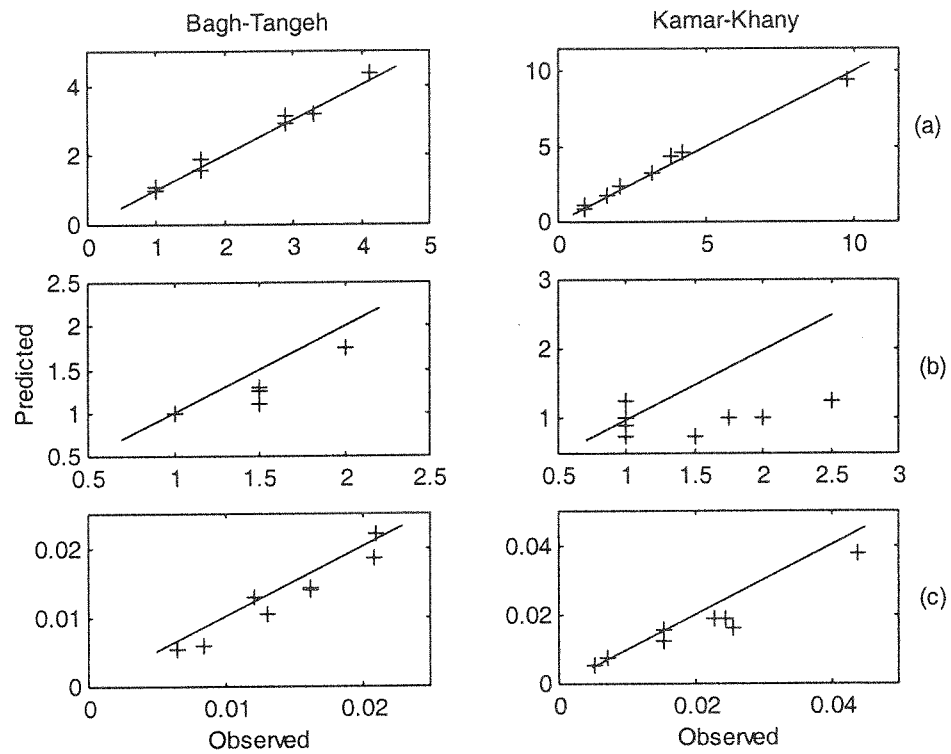
رفتار هیدرولوژیکی یک حوضه در طول وقایع بارندگی - رواناب تابع ژئومورفولوژی، خصوصیات فیزیکی حوضه و همچنین خصوصیات بارندگی می‌باشد. هدف اصلی این تحقیق بررسی عوامل فوق بوده است. با توجه به حساسیت بسیار زیاد روش GIUH به میانگین سرعت جریان، از روش GcIUH از نوع گاما استفاده شده است که خود سبب کم رنگ شدن نقش سرعت در مسیر جریان گردیده است. همچنین نشان داده شده است که سرعت جریان مسیر نه تنها در طول واقعه بارندگی تغییر می‌کند، بلکه در طول مسیر نیز متغیر بوده بطوریکه بسمت پایین دست سرعت افزایش نشان می‌دهد. بنابراین ارائه روش آبنمود واحد لحظه‌ای ژئومورفو-آب و هوایی که در زمان نیز متغیر می‌باشد، به صورت واقع بینانه‌تری نسبت به گذشته می‌تواند جریان‌های سیلابی را شبیه‌سازی نماید. به منظور برآورد بهتر مقادیر باران اضافی در طول هر واقعه بارندگی از تئوری نفوذ گرین - امپت، که مبنای ریاضی و فیزیک قوی دارد، استفاده شده که می‌تواند در برآورد دقیق‌تر روان‌آب موثر باشد. کارایی روش بکاررفته بر روی ۱۶ واقعه بارندگی ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه آبریز امامه واقع در قسمت جنوبی سلسله کوه‌های البرز مورد بررسی و تایید قرار گرفته است. قابلیت روش ارائه شده برای کاربرد در حوضه‌های فاقد آمار مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج تا حدود زیادی امیدوارکننده می‌باشد و مبین توانایی روش پیشنهادی در شبیه‌سازی آبنمودهای هستند. اما به منظور بهبود کارآیی روش لازم است تحقیقات بیشتری در خصوص نحوه به‌کارگیری اطلاعات موجود در حوضه‌های فاقد آمار صورت گیرد.



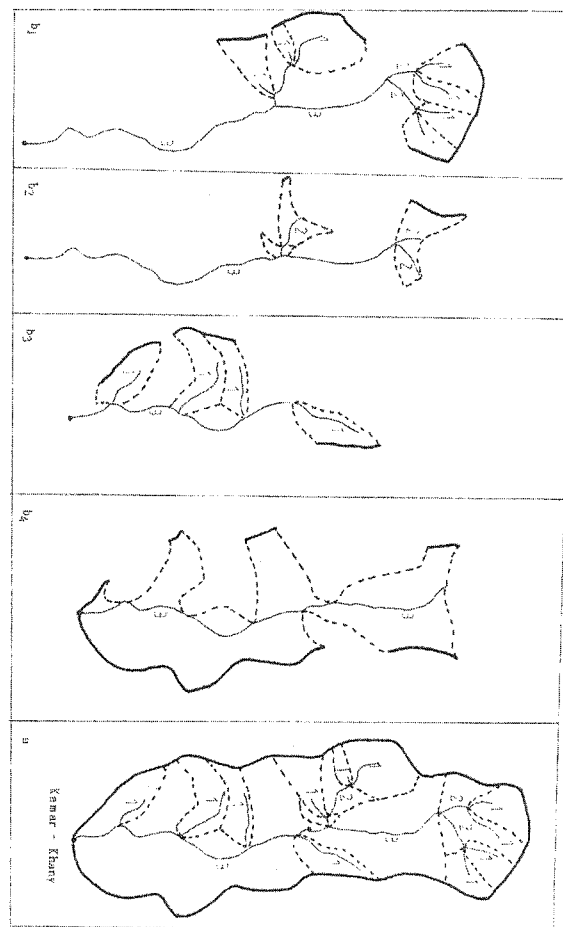
شکل (۱) حوضه آبریز امامه تا محل ایستگاه باغ تنگه: (a) موقعیت حوزه آبریز در ایران، (b۱) تعریف زیر حوضه‌های حوضه آبریز؛ (b۲) زیر حوضه ۱ (C1-C2-C3)؛ (b۳) زیر حوضه ۲ (C2-C3) و (b۴) زیر حوضه ۳ (C3).



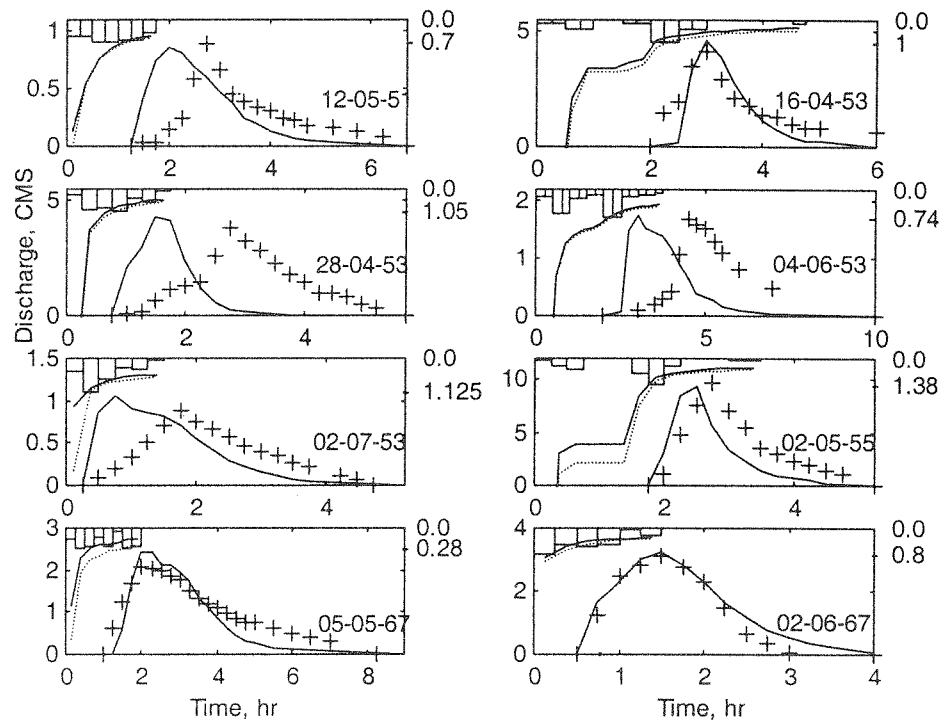
شکل (۲) هیدروگراف سیلاب برآورد شده (خط ممتد: مدل پیشنهادی؛ خط منقطع: بسط مدل برای حوضه فاقد آمار) و مشاهده شده (علامت +)، هیتوگراف باران (نمودار ستونی) و منحنی نفوذ (خط-نقطه) برای وقایع انتخابی در ایستگاه باغ تنگه محور عمودی سمت راست مربوط به شدت باران (mm/hr) می‌باشد.



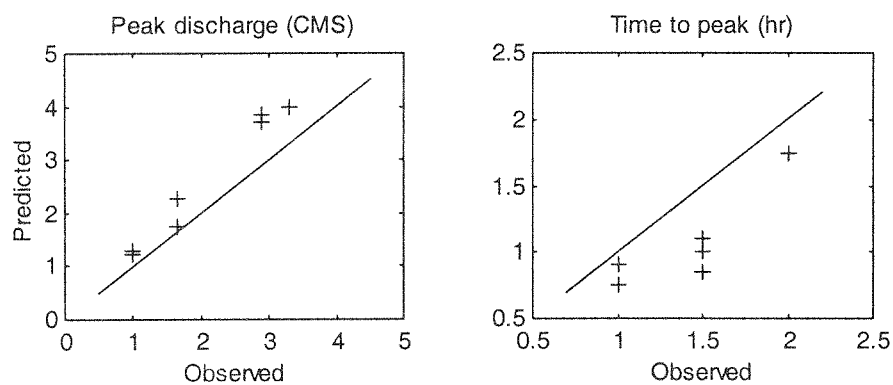
شکل (۳) عملکرد کلی مدل برای ایستگاه‌های باغ تنگه و کمرخانی: ردیف اول دبی اوج (CMS)، ردیف دوم زمان اوج (hr)، ردیف سوم حجم روان آب (خط مممتد بیانگر تطابق کامل است).



شکل (۴) حوضه آبریز امامه تا محل ایستگاه کمرخانی. (a) تعریف زیرحوضه‌های حوضه آبریز، (b1) زیرحوضه ۱ (C1-C2-C3)، (b2) زیرحوضه ۲ (C2-C3)، (b3) زیرحوضه ۳ (C1-C3) و (b4) زیرحوضه ۴ (C3).



شکل (۵) هیدروگراف سیلاب برآورد شده (خط ممتد) و مشاهده شده (علامت +)، هیتوگراف باران (نمودار ستونی) و منحنی‌های نفوذ (خط ممتد: زیرحوضه‌های ۱ و ۲ و قسمتی از ۳، خط منقطع: زیرحوضه ۳ و بقیه ۴) برای وقایع انتخابی در ایستگاه کمرخانی. محور عمودی سمت راست مربوط به شدت باران (mm/hr) می‌باشد.



شکل (۶) عملکرد کلی مدل بسط داده شده به حوضه‌های فاقد آمار در ایستگاه باغ تنگه.

فهرست علائم انگلیسی

f : سرعت بالقوه نفوذپذیری،	a_1, a_2 : ضرایب ثابت،
F : نفوذ تجمعی،	A_{Ω} : مساحت حوضه،
F_p : ارتفاع آب نفوذ یافته تا لحظه غرقابی،	b_1, b_2 : ضرایب ثابت،

F_p : ارتفاع آب نفوذ یافته پس از لحظه غرقابی،	t : زمان،
i_f : شدت باران اضافی،	t_p : زمان غرقابی،
K : پارامتر ثابت در معادله گامای سه پارامتری آبنمود واحد لحظه‌ای،	t_p : زمان پس از زمان غرقابی،
K_s : هدایت هیدرولیکی اشباع خاک،	t_p : زمان دبی اوج،
L_0 : طول مسیر،	u : عرض آبنمود واحد لحظه‌ای زیرحوضه،
L_{ca} : فاصله کوتاه‌ترین فاصله بین مرکز ثقل و نقطه خروجی کل حوضه،	U : عرض آبنمود واحد لحظه‌ای کل حوضه،
L_{Ω} : طول مسیر جریان با بالاترین درجه،	V : میانگین سرعت جریان،
m : تعداد زیر حوضه‌ها،	W : درصد وزنی مساحت زیرحوضه.
n : پارامتر ثابت در معادله گامای سه پارامتری آبنمود لحظه‌ای،	
n_{Ω} : ضریب زبری مانینگ بالاترین مرتبه آبراهه‌ای،	
P_{Ω} : محیط خیس شده بالاترین مرتبه آبراهه‌ای،	
q_p : دبی اوج ویژه،	
Q : دبی جریان،	
R : شدت بارندگی،	
S_{Ω} : شیب طولی بالاترین مرتبه آبراهه‌ای،	

فهرست علائم یونانی

α_{Ω} : پارامتر موج سینماتیکی،
τ : زمان تاخیر،
Ψ : مکش موثر جبهه رطوبتی،
$\Delta\theta$: کمبود رطوبت خاک،
$\Gamma(\cdot)$: تابع توزیع گاما،
Ω : بالاترین مرتبه آبراهه‌ای.

جدول (۱) نسبت‌های هورتن و سایر پارامترهای فیزیوگرافی مورد نیاز حوضه آبریز امامه در محل ایستگاه مشخص [۲۲].

پارامتر	ایستگاه	
	کمرخانی	باغ تنگه
مرتبه رودخانه ای	۳	۳
نسبت انشعاب	۴/۱۲	۲/۲۴
نسبت مساحت	۶/۷۲	۲/۳۱
نسبت طول	۲/۹۲	۱/۴۱
طول رودخانه اصلی (کیلومتر)	۱۰/۴۸	۳/۳۰
مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	۳۸/۳۱	۱۴/۶۸
متوسط شیب (%)	۱۴/۲	۲۲/۶

جدول (۲) خصوصیات وقایع انتخابی بارش - روان آب برای ایستگاه باغ تنگه.

تاریخ	ارتفاع بارندگی (mm)	دبی اوج* (CMS)	زمان اوج (hr)	حجم رواناب (m3)	ارتفاع بارندگی در دره روز قبل (mm)
۵۱/۲/۲۹	۱۰/۲۱	۰/۹۵	۱/۰	۶۴۰۸	۰
۵۲/۴/۱۶	۱۵/۷۵	۳/۳۰	۱/۰	۱۲۱۵۲	۳۶/۸
۵۲/۴/۲۸	۱۰/۰۱	۲/۴۰	۱/۵	۱۶۲۳۵	۰
۶۶/۷/۴	۱۲/۳	۱/۸۸	۱/۷۵	۱۶۲۴۸	۰
۶۷/۲/۵	۶/۲	۰/۹۸	۱/۵	۸۴۴۲	۰
۶۷/۴/۲۸	۲۰/۴	۴/۱۲	۱/۵	۲۰۹۶۰	۰
۶۷/۵/۵	۴/۰	۱/۶۴	۲/۰	۱۳۰۷۶	۲۶/۴
۶۷/۶/۲	۶/۲	۲/۸۸	۱/۵	۲۰۸۴۷	۰

* پس از کسر دبی پایه

جدول (۳) خصوصیات وقایع انتخابی بارش - روان آب برای ایستگاه کمرخانی.

تاریخ	ارتفاع بارندگی (mm)	دبی اوج* (CMS)	زمان اوج (hr)	حجم رواناب (m3)	ارتفاع بارندگی در دره روز قبل (mm)
۰۱/۰۵/۱۲	۲۵/۱۱	۰/۸۹	۱/۷۵	۵۱۱۵	.
۰۳/۰۴/۱۶	۱۵/۷۵	۴/۱۵	۱/۰	۲۴۴۱۶	۳۶/۸
۰۳/۰۴/۲۸	۱۰/۰۱	۳/۸۱	۲/۰	۲۵۴۴۵	.
۰۳/۰۶/۰۴	۱۱/۹۵	۱/۶۷	۲/۵	۱۵۴۵۹	.
۰۳/۰۷/۰۲	۷/۳۹	۰/۸۸	۱/۵	۷۲۶۹	.
۰۵/۰۵/۰۲	۸/۴۵	۹/۷	۱/۰	۴۳۸۴۴	۳۰/۵
۰۶/۰۵/۰۵	۶/۶۵	۲/۱	۱/۰	۲۲۹۱۵	۲۶/۴
۰۶/۰۶/۰۲	۶/۸	۳/۱۶	۱/۰	۱۵۵۱۲	۲۲/۳

* پس از کسر دبی پایه

مراجع

- [1] J.C.I. Dooge, Problems and methods of rainfall-runoff modeling. In: T.A. Ciriani, U. Maione and J.R. Wallis (eds.) Mathematical Models for Surface Water hydrology, John Wiley and Sons (1976).
 - [2] V.P. Singh, A Qusai-conceptual Linear Model for Synthesis of Direct Runoff with Potential Application to Ungaged Basins. Military Hydrology, Miscellaneous Paper EL-79, Prepared by Mississippi State University, Starkville, MS, for the US Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS (1989).
 - [3] L.K. Sherman, Stream-flow from rainfall by the unit graph methods. Eng. News Res, 108:501-505 (1932).
 - [4] F.R. Snyder, Synthetic unit graph. Trans. Am. Geophys. Union, 19:447-454 (1938).
 - [5] D.H. Pilgrim, Isochrones of travel time and distribution of flood storage from a tracer study on a small watershed. Water Resour. Res., 13(30):587-597 (1977).
 - [6] I. Rodriguez-Itrube and J.B. Valdes, The geomorphologic structure of hydrologic response. Water Resour. Res., 15(6):1409-1420 (1979).
 - [7] I. Rodriguez-Iturbe, G. Deveto and J.B. Valdes, Discharge Response analysis and hydrologic similarity, the interrelation between the geomorphologic IUH and the storm characteristics. Water Resour. Res., 15(6):1435-1444 (1979).
 - [8] A.Q. Karim, Flood forecasting using geomorphologic instantaneous unit hydrograph. M.E. thesis, University of Roorkee, Roorkee, India (1992).
 - [9] R.K. Panigrahi, Derivation of Nash model parameters from geomorphologic instantaneous unit hydrograph. M.E. thesis, University of Roorkee, Roorkee, India (1991).
 - [10] V.P. Singh, C. Corradini and F. Melone, Comparison of some methods of deriving the instantaneous unit hydrograph. Nordic Hydrol., 16:1-10 (1985).
 - [11] J.B. Valdes, Y. Fiallo and I. Rodriguez-Iturbe, A rainfall-runoff analysis of the geomorphologic IUH. Water Resour. Res., 15(6):1421-1435 (1979).
 - [12] I. Rodriguez-Iturbe, M. Gonzales-Sanabria and R.L. Bras, A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph. Water Resour. Res., 18(4):877-886 (1982).
 - [13] B. Ghahraman, GIUH-GcIUH comparison for two watersheds in Iran. International J. of Engineering (I.R. Iran), 9(4):221-229 (1996).
 - [14] C.X. Jin, A deterministic gamma-type geomorphologic instantaneous unit hydrograph based on path types. Water Resour. Res., 28(2):479-489 (1992).
 - [15] W.H. Green and G.A. Ampt, Studies in soil physics, 1, The flow of air and water through soils. J. Agric. Sci., 4:1-24 (1911).
 - [16] I. Zavoianu, Morphometry of Drainage Basins. Development in Water Science, 20, Elsevier, The Netherlands, p. 238 (1985).
 - [17] L.B. Leopold and T.Jr. Maddock, The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological Survey professional Paper No. 257, Washington, DC (1953).
- [۱۸] ن. اسدی، تعیین آبنمود واحد لحظه ای ژئومورفو-آب و هوایی از نوع گاما با تاکید بر سرشاخه های جریان به کمک معادله نفوذ گرین-امپت در

- حوضه آبریز امامه. پایان نامه فوق لیسانس بخش آبیاری، دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز، (۱۳۷۸).
- [۱۹] س. انصاری فرد، ارزیابی روش های SCS در حوضه های معرف ایران. پایان نامه فوق لیسانس گروه مهندسی آبیاری و آبادانی. دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).
- [۲۰] م.ب. نحوی، ارزیابی روش CN در برآورد روان آب ناشی از بارندگی در حوضه امامه. پایان نامه فوق لیسانس گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).
- [۲۱] ا. اکبرپور، ارزیابی عملکرد مدل های هیدرولوژیک در حوزه های آبریز معرف امامه و کسلیان. پایان نامه فوق لیسانس، گروه مهندسی راه و ساختمان، دانشکده مهندسی دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۷۷).
- [22] B. Ghahraman, Velocity analysis in GIUH theory. Iran. J. of Sci. and Tech., 21(4):381-394 (1997).
- [23] R.L. Bras, Hydrology: An Introduction to Hydrologic Science. Addison-Wesley Publishing Company Inc. USA, p. 643 (1990).
- [24] B. Ghahraman, Flood forecasting as affected by complete shape of IUH. Iran. J. of Sci. and Tech., 19(3):289-300 (1995).