

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 آبیاری، 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 متونومی 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 سلسه 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 برخلاف 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 فوی 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 نفاونی 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 ژئومورفوژوی، 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, Gemorpho-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 شرمن [۳] و اشتاینر [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، اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک (GIUH) را ارائه دادند [۶] که این خود شروع تازه‌ای در تحقیقات هیدرو-ژئومورفولوژی بود. تئوری اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک پس از استفاده در چند حوضه در کشور ونزوئلا مورد تایید قرار گرفت [۷]. روش‌های بکار رفته در اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک به منظور پیش‌بینی وقایع سیلابی با مدل‌های اینمود واحد لحظه‌ای (IUIH) مقایسه شده‌اند و عمدتاً مورد تایید قرار گرفته‌اند [۸ الی ۱۱]. تعدادی از محققین [۶، ۱۱، ۱۲] نشان دادند که اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک نسبت به تغییرات سرعت در پیش‌بینی رواناب بسیار حساس می‌باشد، وجود چنین حساسیتی احتمالاً انگیزه لازم را برای ارائه تئوری اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولو-

آب و هوایی ایجاد نموده است [۱۲]. در این رابطه قهرمان [۱۳] آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفولوژیک را با آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفو-آب و هوایی برای دو حوضه در ایران مقایسه نمود که در این مورد آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفو-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 دقیق‌تر سرعت جریان در دست نمی‌باشد. در واقع فرض ثابت بودن سرعت جریان سبب شده است که از آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفولوژیک و یا آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفو-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.

چین [۱۴] در سال ۱۹۹۲ نوع دیگری از آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفو-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 فینیب (بدون در نظر گرفتن پارامتر ثابت) به منظور برآورد تلفات بارندگی در طول یک رگبار استفاده می‌شود. پارامتر ثابت در معادله فینیب خصوصیات فیزیکی خاک را بیان می‌کند که چین [۱۴] مقدار آن را از طریق سعی و خطا با مسأوی 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 چین [۱۴] با استفاده از برآورد بهتر سرعت جریان و همچنین بکارگیری تئوری گرین - آبت [۱۵] بر محاسبه نمود و مقایسه آن با روش بکاررفته توسط چین [۱۴] می‌باشد.

بررسی مدل ارائه شده توسط چین [۱۴]

مدل ارائه شده توسط چین در واقع یک مدل آبنمود واحد لحظه‌ای ژنومورفولوژیک 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 استراهر مسیرهای زهکشی جریان سطحی یک حوضه بر اساس موقعیت مکانی و تقاطع‌های موجود در جهندی 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 این گونه مسیرها بر اساس نوع مسیر تعیین می‌گردد.

در مدل چین [۱۴] یک رشته از مسیرهای جریان یا درجه C، طول R، و زمان تاخیر T با یک زیرحوضه خاص مرتبط می‌شوند. در صورتیکه یک زیرحوضه بیش از یک خروجی داشته باشد، گوناگون‌ترین 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 T پخش گردد، آبنمود واحد محاسبه در نقطه خروجی سنگین یک معادله گامای سه پارامتری خواهد بود:

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

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 T، بر اساس طول مسیر، A، و سرعت جریان، V، محاسبه شده و سپس با برآورد K و n می‌توان $u(t)$ را محاسبه نمود. 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 فوقی m تعداد زیر حوضه‌ها می‌باشد.
در مدل جین [۱۴] از روابط زیر برای معادلات اینمود و حد لحظه‌ای استفاده شده است:

$$\tau = L_{in}/V \quad (4)$$

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

در معادلات فوقی V میانگین سرعت جریان و L_{in} فاصله کوتاه‌ترین فاصله بین مرکز تفن و نقطه خروجی کل حوضه می‌باشد. جین [۱۴] در مدلسازی n را از طریق بهیسه‌سازی تخمین زد. رابطه دیگری نیز بصورت زیر توسط کرون [۱۸] ارائه شده است:

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

که در آن R_A و R_B و R_L به ترتیب نسبت‌های مساحت، اشباع و طول هورتون می‌باشد. استفاده از معادلات (۴)، (۵) و (۶) در معادلات (۱) و (۲) اینمود واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیک ارائه می‌دهد. اینمود واحد لحظه‌ای بدست آمده با استفاده از باران اضافی طی عمل سنگران پیمایشی به آنموده، سلاب تبدیل می‌شود که می‌توان آن را با آنموده 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 نفوذ پذیری از معادله زیر محاسبه می‌شود:

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

که در آن K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (cm/hr)، F_r نفوذ تجمعی $\Psi \cdot \Delta \theta$ (cm) مکش موتور 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].

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

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

که در آن‌ها پارامتر π از معادلات زیر محاسبه می‌شود:

$$\pi = \frac{L_{\Omega}}{i_c \cdot A_{\Omega} \cdot R_f \cdot (\alpha \Omega)^{0.5}} \quad (13 \text{ الف})$$

$$\alpha \Omega = \frac{\sqrt{S_0}}{m \cdot P_{\Omega}^{2.0}} \quad (13 \text{ ب})$$

که در آن L_{Ω} طول مسیر جریان با بالاترین درجه (km)، A_{Ω} مساحت حوضه (km^2) و P_{Ω} ، S_0 و m به ترتیب شیب طولی، محیط خیس شده (m) و ضریب زبری مانسنگ می‌باشند. در معادلات فوق i_c شدت باران اضافی (cm/hr) و به q_p پارامتر موج سینماتیکی گفته می‌شود. دو مورد اصلاحی بر روی معادلات (۱۱) و (۱۲) توسط قهرمان [۱۲] صورت گرفته است تا توجه به اینکه نسبت R_B/R_A در حوضه مورد مطالعه این تحقیق بیش از ۲۰ درصد از میزان پیشنهادی ۰.۱۸ [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 عرضی کف کانال با محضه خیس شده جایگزین گردید.

میانگین سرعت جریان

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

$$V = 0.665 \cdot (\alpha \Omega)^{0.04} \cdot i_c \cdot A_{\Omega} \quad (14)$$

که در آن V سرعت جریان بر حسب (m/sec) بوده و V و α هر دو تابعی از دبی جریان، Q می باشند (ترتیب ۱۷ و ۱۳).

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

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

در معادلات فوق پارامترهای a و b برای هر حوضه از روابط دبی - مثل قابل برآورد می باشد. بنابراین V بطور مستقیم با Q و A_{Ω} ارتباط پیدا می کند [۱۸].

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

که در آن

$$\beta = \left[0.665 \cdot a_2^{0.6} \cdot a_1^{-0.6} \cdot b_2 / b_1 \cdot A_{\Omega}^{0.4} \right]^{\frac{1}{\xi}} \quad (18)$$

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

منطقه مورد مطالعه

هرگونه مطالعه بر روی رفتار هیدرولوژیکی حوضه‌های قافد 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 دادند [۱۸ الی ۲۱].

این حوضه در محدوده عرض‌های جغرافیایی $21^{\circ} 51'$ تا $20^{\circ} 57'$ و طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 32'$ تا $31^{\circ} 28'$ واقع شده است. ارتفاع حوضه بین ۱۹۰۰ و ۲۸۷۰ از سطح دریا متغیر است. خصوصیات دیگر این حوضه توسط نحوی [۲۰] گزارش شده است. حوضه با دو باران نگار ثابت و سه باران سنج معمولی تجهیز شده است. ایستگاه‌های آب‌سنجی باغ تنگه و کمرخانی بیرتیب 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 - اس اینموده‌های وقایع سیلابی و هاییدروگراف‌های بارندگی جهت انجام تحقیقات موجود است.

پس از انتخاب وقایع مختلف بارندگی، با در نظر گرفتن روابط نفوذ گرین - امپت (معادلات ۱۷ الی ۱۰)، هاییدروگراف 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 T و سپس اینمود واحد ژئومورفو- آب و هوایی را استخراج کرد. سپس با بستی با استفاده از باران موثر و انتگرال پیچشی اینمودهای واحد جمع شود و در نهایت اینمود سیلاب استخراج گردد. بعد از آن اینمودهای محاسبه شده با اینمودهای 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. هرچند نسبت‌های R_L و R_H برای ایستگاه باغ تنگه یا آنچه قبلاً در منابع گزارش شده [۲۳] کاملاً توافق ندارد، اما تفاوت‌ها ناچیز می‌باشند. با استفاده از معادله ۵ مقدار عددی پارامتر برابر با ۲/۳۳ می‌باشد. در این رابطه قهرمان [۲۴] با استفاده از یک روش سعی و خطا (مشابه یا آنچه جین، ۱۹۹۲ بکار برده) مقدار n را معادل ۲/۵۱۱ 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 بطوری که خاک آن عمدتاً با بافت رس می‌باشد، لذا $K_s = 0.05 \text{ cm/hr}$ و $K_r = 30 \text{ cm}$ انتخاب گردیدند. از طرفی حداقل و حداکثر مقادیر عددی $\Delta \theta$ به ترتیب معادل ۰/۱۵ و ۰/۴۰۵ تعیین شدند، که برای پیشینه‌های رطوبتی (AMC) در طبقه‌های ۱ و ۲ می‌باشند. در طول هر واقعه بارندگی به ازاء هر پالس بارندگی، یک آبشود واحد (ژئومورفو-اب و هوایی تهیه گردید. سپس با استفاده از باران مومتر و اینتگرال بیچسبی، آبشودهای واحد جمع شده و در نهایت آبشود سیلاب استخراج گردید. اصلاحات مربوط به آبشودهای استخراج شده و آبشودهای مشاهده‌ای (پس از جداسازی دبی پایه)، در شکل ۲ آورده شده است. همان گونه که در شکل مشاهده می‌شود، نتایج استخراج آبشودها رضایت بخش می‌باشد. اما دو نوع تفاوت تیز به چشم می‌خورد. اول آنکه قسمت فروکش آبشودهای مشاهده‌ای طولانی‌تر از آبشودهای محاسبه شده می‌باشند. در این مورد، روش تجزیه آبشودهای مشاهده‌ای برای تفکیک دبی پایه می‌تواند موثر بوده باشد، چون بهر حال این روش‌ها کیفی می‌باشند البته در این تحقیق از روش تحلیل باروی پایین رونده استفاده شده است. تفاوت دوم در رابطه با تاخیر زمانی آبشودهای مشاهده‌ای نسبت به آبشودهای استخراج شده می‌باشد (به عنوان مثال آبشود مورخ ۱۳۵۳/۴/۲۸). 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 شده‌اند 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 هوربون مربوط به این قسمت در جدول ۱ آورده شده است. مقدار n در این مورد معادل ۲/۵۸ بوده است، که در مطالعه قهرمان [۲۴] با استفاده از روش بهینه‌سازی ۲/۳۷ - گزارش شده است. حوضه آبریز امامه تا ایستگاه آبسنجی کمرخانی یک حوضه همگن نمی‌باشد. زیر حوضه‌های ۱ و ۲ و قسمتی از زیر حوضه ۴ بافت خاکی مشابه با قسمت باغ تنگه دارند. اما باقیمانده زیر حوضه ۴ و زیر حوضه ۳ دارای بافت لومی -رسی می‌باشند. لذا $K_s = 0.115 \text{ cm/hr}$ و $K_r = 10 \text{ cm}$ انتخاب گردیدند. همچنین مقادیر عددی $\Delta \theta$ معادل ۰/۳۸ و ۰/۱۵ برای طبقه‌های ۱ و ۲ AMC تعیین گردیدند. هرچند همانند باغ تنگه در این قسمت نیز بارندگی یکنواخت بر روی حوضه بکار گرفته شد، اما بعلاوه عدم همگنی حوضه منحنی نفوذپذیری و در نتیجه هایئوگراف باران اضافی نتایج متفاوتی را ارائه دادند. این خود یک سری مشکلات محاسباتی را در برداشت بنابراین علیرغم ماهیت گرده‌ای آبشود واحد ژئومورفو-اب و هوایی، پیچیدگی روش‌های محاسبه آبشود و محاسبه نمود و سرعت جریان بصورت دقیق بر حایز اهمیت می‌باشد. شکل ۵ مقایسه بین آبشودهای مشاهده‌ای (پس از تفکیک جریان پایه) و آبشودهای 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 ۱۳۵۳/۴/۲۸، ۱۳۵۳/۴/۴، ۱۳۵۳/۷/۲). 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 آبشود بخوبی انجام گرفته است.

تعمیم مدل به حوضه‌های فاقد آمار

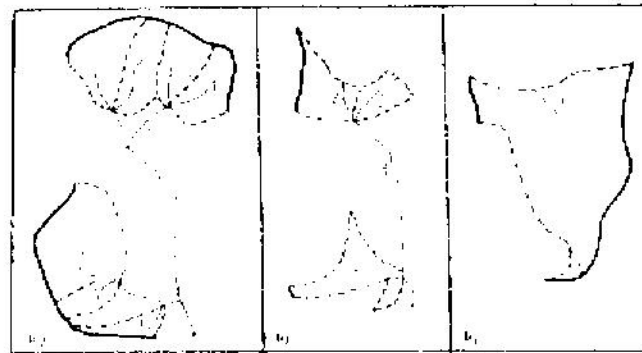
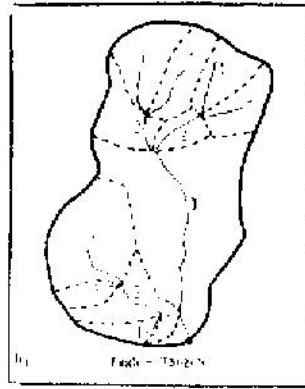
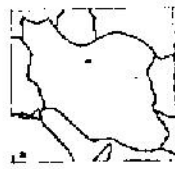
هرگونه کاربرد معادله (۱۷) نیازمند ورود پارامترهای معادلات (۱۵) و (۱۶) می‌باشد که معمولاً این پارامترها برای حوضه‌های فاقد آمار موجود نمی‌باشند. در این صورت، می‌توان در معادله (۱۳b) بجای P (محدوده جریسی شده) از A (عرض کف مسیر جریان)، که مقدار آن نیز مشخص است، استفاده کرد. کارایی این روش برای ایستگاه باغ تنگه مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۲). نتایج نشان می‌دهند که دلتا کللی انموده‌های شبیه‌سازی شده جدید دارای دبی اوج بیشتر و زمان دبی اوج کمتری نسبت به انموده‌های شبیه‌سازی شده قبلی می‌باشند. علاوه‌کارایی این روش نظیر کمی 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٪ داشتند. این نتایج با ادعای قبلی مبنی بر حساسیت زیاد انموده واحد ژئومورفولوژیک به سرعت جریان مغایر می‌باشد (مثلاً جین، ۱۴۱۰). این امری است که دلیل کاهش تأثیرپذیری سرعت جریان در روش انموده واحد ژئومورفولوژی و هوایی باشد. دلیل دیگر ممکن است این واقعیت باشد که در این تحقیق در ضلوع واقع بارندگی - رواناب از سرعت ثابت استفاده نشده است و عملاً انموده واحد ژئومورفولوژی آب و هوایی که در زمان متغیر می‌باشد بکار رفته است.

بررسی سرعت جریان

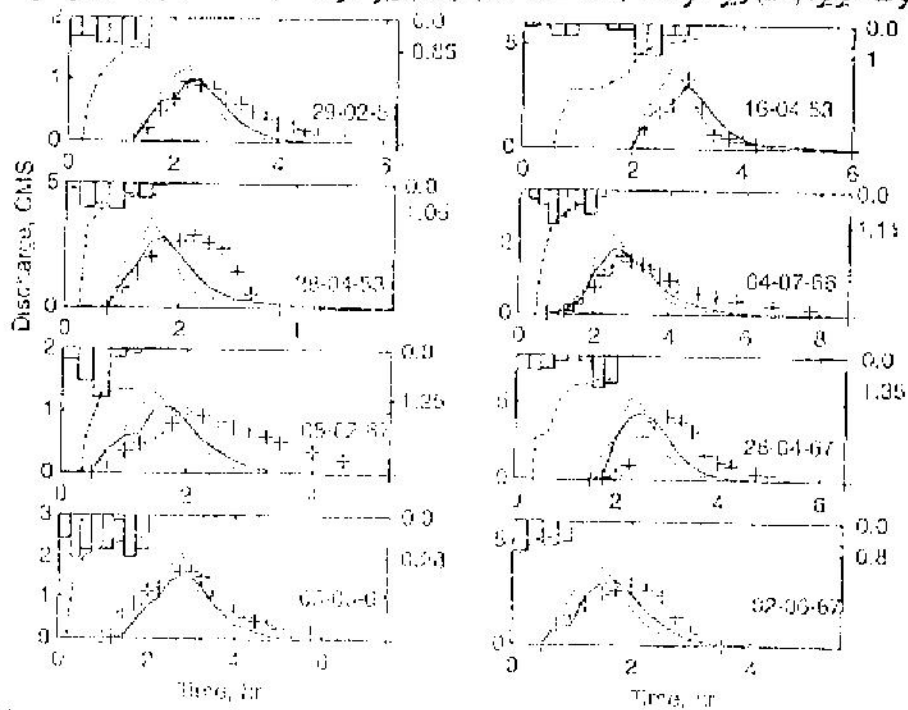
فرضی ثابت بودن سرعت جریان در طول واقعه بارندگی - رواناب توسط قهرمان [۲۲] مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. بدین منظور معادله (۱۷) برای برآورد سرعت جریان در ایستگاه‌های باغ تنگه و کمر خانی به ترتیب به صورت‌های $V = 1.841101_0^{2445} V^{0.4689}$ و $V = 4.0209 V^{0.4689}$ قابل ارائه خواهند بود. بر اساس رواناب بدست آمده مشخص است که پالس‌های باران اضافی (۱) هرکدام میانگین سرعت‌های جریان متفاوتی را ارائه می‌دهند. پیلگریج [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 نباید می‌نماید لذا حتی برای یک بارندگی با توزیع بکنواخت بر روی سطح حوضه نیز، سرعت جریان در زمان و همچنین در طول مسیر جریان متغیر می‌باشد.

نتیجه‌گیری

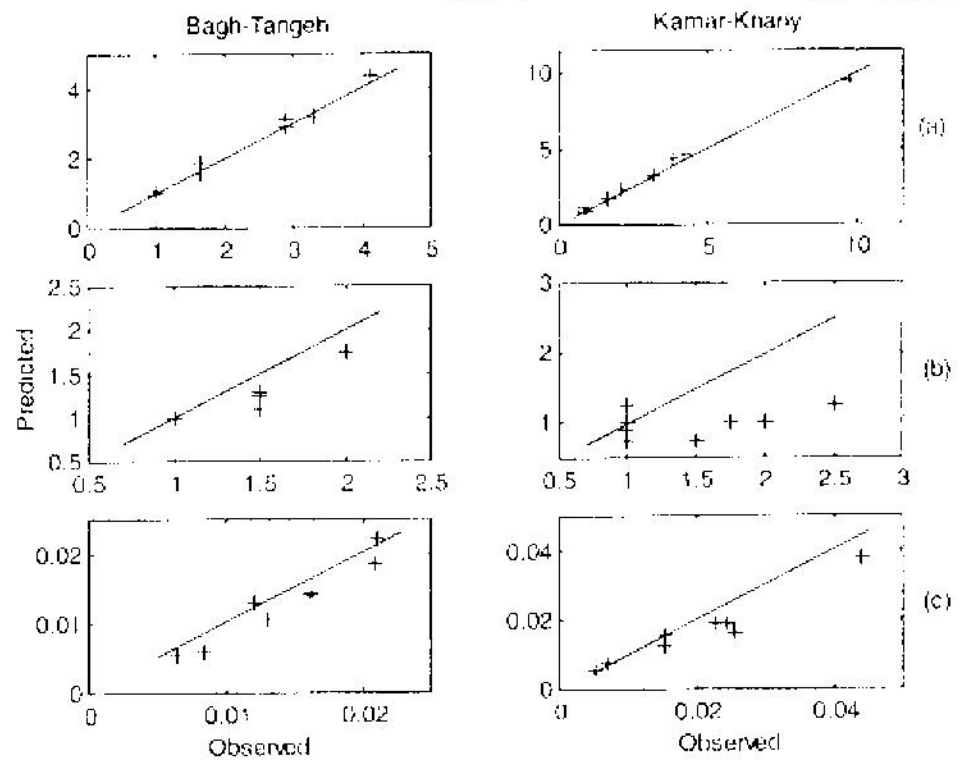
رفتار هیدرولوژیکی یک حوضه در طول واقعه بارندگی - رواناب تابع ژئومورفولوژی، خصوصیات فیزیکی حوضه و همچنین خصوصیات بارندگی می‌باشد. هدف اصلی این تحقیق بررسی عوامل فوق بوده است. با توجه به حساسیت بسیار زیاد روش GIUH به میانگین سرعت جریان، از روش GIUH از نوع گاما استفاده شده است که خود سبب کم رنگ شدن نقش سرعت در مسیر جریان گردیده است. همچنین نشان داده شده است که سرعت جریان مسیر به تنهایی در طول واقعه بارندگی تغییر می‌کند، بلکه در ضلوع مسیر نیز متغیر بوده بطوریکه بسمت پایین دست سرعت افزایش نشان می‌دهد. بنابراین ارائه روش انموده واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژی 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 - امیت، 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 تأیید 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 انموده‌های هستند. اما به منظور بهبود کارایی 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، (b1) تعریف زیر حوضه های حوضه آبریز؛ (b2) زیر حوضه ۱ (C1-C2-C3)؛ (b3) زیر حوضه ۲ (C2-C3) و (b4) زیر حوضه ۳ (C3).



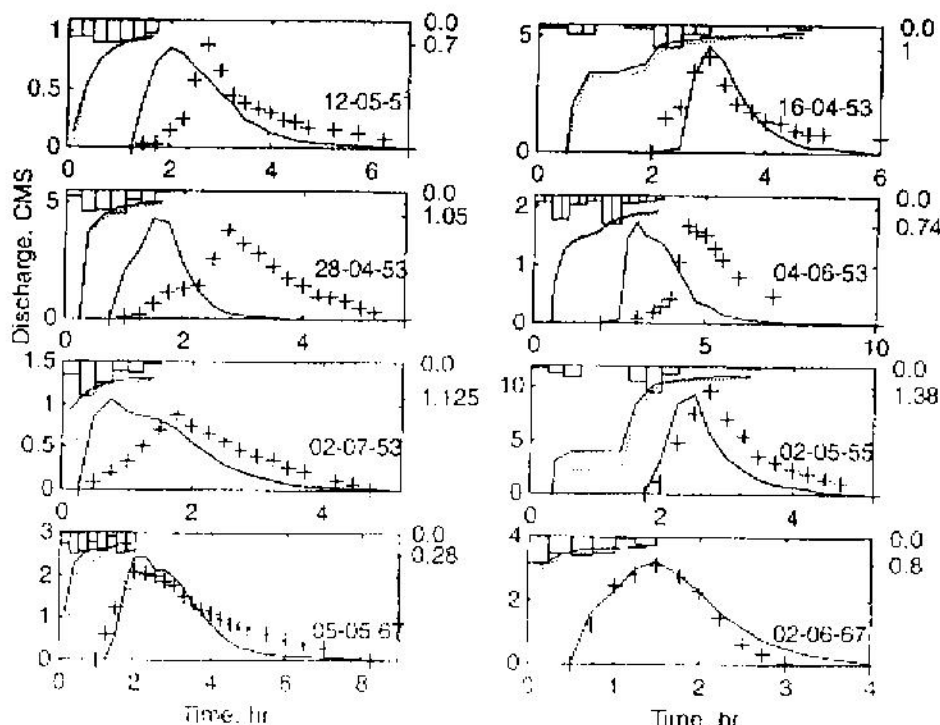
شکل (۲) هیدروگراف سیلاب برآورد شده (خط ممند: مدل پیشنهادی؛ خط منقطع: بسط مدل برای حوضه فاقد آمار) و مشاهده شده (علامت +)، هیتوگراف باران (نمودار ستونی) و منحنی نفوذ (خط-قطعه) برای وقایع انتخابی در ایستگاه باغ تنگه محور عمودی سمت راست مربوط به شدت باران (mm/hr) می باشد.



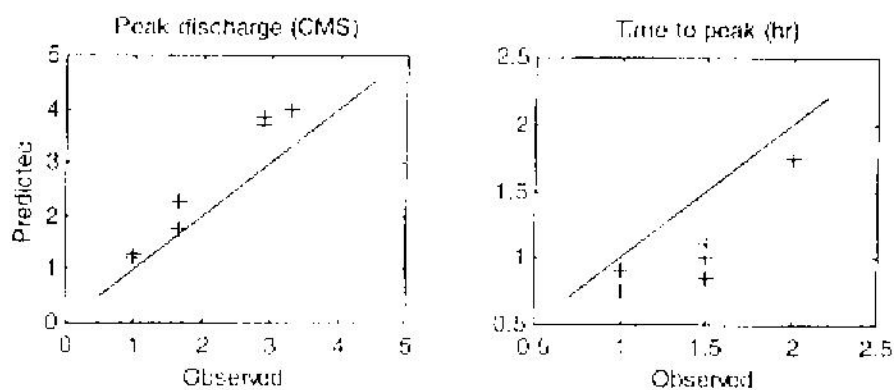
شکل (۳) عملکرد کلی مدل برای ایستگاه‌های باغ‌تنگه و کمرخالی: ردیف اول دبی اوج (CMS)، ردیف دوم زمان اوج (hr)، ردیف سوم حجم روان آب (خط مماس بیانگر تطابق کامل است).



شکل (۴) حوضه آبریز امامه تا محل ایستگاه کمرخالی. (a) تعریف زیرحوضه‌های حوضه آبریز، (b1) زیرحوضه ۱، (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 ۱) برای وقایع انتخابی در ایستگاه کمربانی. 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

- a: ضرایب ثابت
- A_{ij} : مساحت حوضه
- b_1, b_2 : ضرایب ثابت
- 1: سرعت بالقوه نفوذپذیری
- F: نفوذ جمعی
- F_0 : ارتفاع آب نفوذ یافته تا لحظه غرقانی

- ۱۰: ارتفاع آب شوره‌نازه در لحظه برداشتی،
 ۱۱: شدت باران اضافی،
 ۱۲: پارامتر ثابت در معادله گامای سه پارامتری اینمود و واحد لحظه‌ای،
 ۱۳: هدایت هیدرولیکی اشباع خاک،
 ۱۴: طول مسیر،
 ۱۵: فاصله کوتاه‌ترین فاصله بین مرکز نقل و نفاذ خروجی کل حوضه،
 ۱۶: طول مسیر جریان با بالاترین درجه،
 ۱۷: تعداد زیر حوضه ها،
 ۱۸: پارامتر ثابت در معادله گامای سه پارامتری اینمود واحد لحظه‌ای،
 ۱۹: ضریب زبری مانینگ بالاترین مرتبه آبراهه‌ای،
 ۲۰: محیط خمی شده بالاترین مرتبه آبراهه‌ای،
 ۲۱: دبی اوج ویژه،
 ۲۲: دبی جریان،
 ۲۳: شدت بارندگی،
 ۲۴: شیب طولی بالاترین مرتبه آبراهه‌ای.
- ۱: بارش،
 ۲: زمان غرقابی،
 ۳: زمان پس از زمان غرقابی،
 ۴: بار زمان دبی اوج،
 ۵: عرض اینمود واحد لحظه‌ای زیر حوضه،
 ۶: عرض اینمود واحد لحظه‌ای کل حوضه،
 ۷: میانگین سرعت جریان،
 ۸: درصد وزنی مساحت زیر حوضه.

فهرست علائم یونانی

- ۱: پارامتر موج سینماتیک،
 ۲: زمان تاخیر،
 ۳: مکش موثر جبهه رطوبتی،
 ۴: کمبود رطوبت خاک،
 ۵: تابع توزیع گاما،
 ۶: بالاترین مرتبه آبراهه‌ای.

جدول (۱) نسبهای هورتن و سایر پارامترهای فیزیوگرافی مورد نیاز حوضه آبریز امامه در محل ایستگاه مشخص ۱۲۲.

پارامتر	ایستگاه	
	باغ تنگه	کمرخانی
مرتبه رودخانه ای	۳	۲
نسبت انشعاب	۲/۲۴	۴/۱۷۲
نسبت مساحت	۲/۳۶	۶/۷۷۲
نسبت طول	۱/۴۸	۲/۱۹۲
طول رودخانه اصلی (کیلومتر)	۲/۳۰	۱۰-۴۸
مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	۱۴/۶۸	۲۸/۳۶
متوسط شیب (%)	۲۳/۶	۱۴/۲

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 درشروز قبل (mm)
۵۱/۲/۲۹	۶۰/۲۶	۰/۹۵	۱/۰	۶۴۰۸	-
۵۲/۴/۱۶	۶۵/۷۵	۳/۲۰	۱/۰	۱۲۱۵۲	۳۶/۸
۵۲/۴/۲۸	۶۰/۰۶	۲/۴۰	۱/۵	۱۶۲۳۵	-
۶۶/۷/۴	۱۲/۲	۱/۸۸	۱/۷۵	۱۶۲۴۸	-
۶۷/۲/۵	۶/۲	۰/۹۸	۱/۵	۸۴۴۲	-
۶۷/۴/۲۸	۲۰/۴	۴/۱۲	۱/۵	۲۰۹۶۰	-
۶۷/۵/۵	۴/۰	۱/۶۴	۲/۰	۱۳۰۷۶	۳۶/۴
۶۷/۶/۲	۶/۲	۲/۸۸	۱/۵	۲۰۸۴۷	-

* پس از کسر دبی پایه

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

ارتفاع بارندگی در دره روز قبل (mm)	حجم رواناب (m ³)	زمان اوج (hr)	دبی اوج* (CMS)	ارتفاع بارندگی (mm)	تاریخ
-	۵۱۱۵	۱/۷۵	۱/۸۹	۲۵/۱۱	۵۱/۵/۱۲
۳۶/۸	۲۴۴۱۶	۱/۰	۴/۱۵	۱۵/۷۵	۵۳/۴/۱۶
-	۳۵۴۴۵	۲/۰	۲/۸۱	۱۰/۰۱	۵۳/۴/۲۸
-	۱۵۴۵۹	۲/۵	۱/۶۷	۱۱/۹۵	۵۳/۶/۴
-	۷۲۶۹	۱/۵	۱/۸۸	۷/۳۹	۵۳/۷/۲
۳۰/۵	۴۳۸۴۴	۱/۰	۹/۷	۸/۴۵	۵۵/۵/۲
۲۶/۴	۲۲۹۱۵	۱/۰	۲/۱	۶/۶۵	۶۷/۵/۵
۲۲/۲	۱۵۵۱۲	۱/۰	۲/۱۶	۶/۸	۶۷/۶/۳

* دبی اوج کمتر نمی باشد.

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 FL-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-Iturbe 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. Fiaño 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(3):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. Zavoiana, Morphometry of Drainage Basins. Development in Water Science, 20, Elsevier, The Netherlands, p. 238 (1985).
- [17] I.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).

۱۸۱. ن. اسدی، تعیین استسود واحد لحظه ای رتومورفولوژی و هوایی از نوع گاما با استفاده از سرساخته های جریان به کسلا، معادله نمود کوبی اهمیت در

- موسسه برتر نامه بایر نامه فوق لیسانس بخش آبرازاری، دانشگاه کشاورزی دانشگاه سیستان، (۱۳۷۸).
- [19] س. آهنگاری، فرید، آبرازاری، روش های SCS در محضه های معروف ایران، ایران شماره ۹، وین سانس، گروه مهندسی آبرازی و آبادانی، دانشگاه گدازوری، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).
- [20] م.ب. جوی، آبرازاری روسی، CN در برز آبرازاری، ناشی از بارندگی در محضه امامیه، باال نامه فوق لیسانس گروه مهندسی آبرازی و آبادانی، دانشگاه گدازوری، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).
- [21] ا. اکبری، آبرازاری، عساک و عدال، های هندولوریک در محضه های آبرازاری معروف امامیه و کسبیبان، آبرازاری نامه فوق لیسانس، گروه مهندسی راه و ساختمان، دانشگاه سیستان، (۱۳۷۷).
- [22] B. Ghalraman, 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. 6-13 (1990).
- [24] B. Ghalraman, Flood forecasting as affected by complete shape of IUH, Iran. J. of Sci. and Tech., 19(3):289-300 (1995).