# بررسي كارايي هيدروگراف واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوكليماتيك در برآورد دبي سيلاب[۱]

علي حشمت‌پور[۲] محسن محسني ساروي[۳] اميرسعدالدين[٤] مهدي عرفانيان[۵]


## چكيده

از اهداف مهم هيدرولوژي، پيش‌بيني كمي چگونگي فرايند بارش – رواناب و انتقال آن به نقطه خروجي و در نهايت تعيين ميزان دبي عبوري در خروجي حوزه است. بدين منظور در حوزه‌هاي آبخيز مي‌توان درصد كارايي مدل‌هاي منطبق با تئوري‌هاي علمي تشريح‌كننده پديده‌هاي هيدرولوژيكي را با مقايسه خروجي اين مدل‌ها با داده‌هاي هيدرولوژيكي ثبت‌شده تعيين كرد. تحقيق حاضر با هدف بررسي دقت، صحت و درجه اطمينان تئوري‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوكليماتيك در تعيين شكل و ابعاد آبنمود رواناب خروجي يك رگبار با شدت و مدت معين انجام شده است. سپس مدل‌هاي مورد تحقيق با مدل‌هاي ناش، روسو و SCS[٦] مقايسه شده و كارامدترين مدل در برآورد آبنمود جريان خروجي براي مناطق مشابه معرفي گرديده است. مقايسه كارايي روش‌هاي مورد بررسي از شاخص آماري ميانگين خطاي نسبي (MRE)[۷] و ميانگين توان دوم خطا (MSE)[۸]، حاكي از آن است كه روش ژئومورفولوژيك نسبت به ژئومورفوكليماتيك، ناش، روسو و SCS به ترتيب ۱۰٦/۵٦، ۱۷۱/۱۲، ۱۰٦/۷۹ و ۱۱۲/٦٤ درصد و روش ژئومورفوكليماتيك نسبت به ناش، روسو، SCS به ترتيب ۱٦۰/۵۷، ۱۰۰/۲۱ و ۱۰۵/٦۹ درصد برتري دارند. در نتيجه، روش ژئومورفولوژيك نسبت به مدل‌هاي ديگر از كارايي بالاتري برخوردار است.


**واژه‌هاي كليدي:** مدل بارش – رواناب، آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك، ژئومورفوكليماتيك، مدل ناش، مدل روسو و مدل SCS

---

۱- تاريخ دريافت: ۷۹/۱۲/۲۱، تايخ تصويب نهايي: ۸۰/۱۰/۳۰

۲- عضو هيات علمي دانشگاه علوم كشاورزي و منابع طبيعي گرگان
۳- دانشيار دانشكده منابع طبيعي دانشگاه تهران
٤- عضو هيات علمي دانشگاه علوم كشاورزي و منابع طبيعي گرگان
۵- عضو هيات علمي مركز تحقيقات حفاظت خاك و آبخيزداري

٦- Soil Conservation Service
۷- Mean Relative Error
۸- Mean Square Error

## مقدمه

حوزه آبخيز به‌عنوان يك هيدروسيستم، عامل تبديل بارش نازله به بارش مازاد و تخليه آن به نقطه خروجي است. در تبديل بارش نازله به بارش مازاد به‌عنوان پتانسيل جريان سطحي، اجزاي طبيعي سيستم، دخالت تعيين‌كننده‌اي دارند. در هيدرولوژي پيش‌بيني كمي چگونگي فرايند بارش – رواناب و انتقال آن به نقطه خروجي و در نهايت تعيين ميزان دبي عبوري در مقطع كنترلي از اهداف مهم است.

تئوري‌هاي علمي تشريح‌كننده پديده‌هاي هيدرولوژيك در حوزه‌هاي آبخيز به‌دليل ناهمگني، پيچيدگي ارتباط و تعدد مولفه‌هاي تاثيرگذار بر پديده‌ها، هرگز قادر به توصيف كامل آنها در مقياس وسيع نيستند. با توجه به اين موضوع مي‌توان از خروجي مدل‌هاي طراحي‌شده منطبق با تئوري‌هاي علمي كه پس از تجزيه و تحليل مولفه‌هاي تاثيرگذار حاصل شده‌اند، درصد كارايي مدل را نسبت به نمونه‌هاي ثبت‌شده تعيين كرد. اگر مولفه‌هاي آبنمود جريان خروجي به‌عنوان نتيجه نهايي عكس‌العمل حوزه در قبال بارش نازله درنظر گرفته شود، لازم است تا جهت درك صحيح آن، اين ابعاد از نظر مقدار در بعد زماني مشخص شوند. در حوزه‌هاي فاقد آمار، از خصوصيات فيزيكي حوزه آبخيز به‌عنوان عامل نشان‌دهنده عكس‌العمل نسبت به ورودي‌هاي آن استفاده مي‌شود. در نتيجه، هرچه اين خصوصيات بهتر شناخته شوند، پيش‌بيني عملكرد حوزه دقيق‌تر خواهد بود. بنابراين مي‌توان به اهميت تئوري‌هايي كه براساس ساختار ژئومورفولوژي حوزه پايه‌ريزي شده‌اند، پي برد. در همين راستا، تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوكليماتيك به‌عنوان مدلي در پيش‌بيني عكس‌العمل هيدرولوژيك حوزه آبخيز در ارتباط با بارش ورودي به آن، در گستره اين اهميت واقع مي‌شود.

تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك توسط رودريگوئز – ايتورب و والدرس[1] (۱۹۷۹) به‌عنوان عكس‌العمل هيدرولوژيك حوزه نسبت به ورود يك واحد بارش مازاد لحظه‌اي شكل گرفته است. نتايج بررسي‌هاي آنها كه در يك حوزه آبخيز فرضي با رتبه ۳ انجام شد، نشان داد كه عكس‌العمل هيدرولوژيك حوزه آبخيز تابعي از پارامترهاي ثابت ژئومورفولوژيك و پارامتر ديناميكي سرعت جريان است.

والدرس و همكاران (۱۹۷۹) در حوزه آبخيز ونزوئلا و پورتوريكو با استفاده از مدل باران رواناب و آبنمودهاي مشاهده‌اي، آبنمود واحد لحظه‌اي هر حوزه آبخيز را استخراج و با آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك مورد مقايسه قرار داداند. نتايج اين بررسي تحت شرايط سرعت ثابت جريان با دو روش مذكور در حوزه‌هاي مورد مطالعه مطابقت داشت.

گوپتا[2] و همكاران(۱۹۸۰) در سه حوزه آبخيز در منطقه ايلنويز[3] پارامترهاي نسبت انشعاب، نسبت مساحت و نسبت طول را با توجه به سيستم رتبه‌بندي استرالر و پارامتر ديناميكي زمان انتظار به‌عنوان تابعي از طول آبراهه‌ها و سرعت جريان محاسبه و آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و به تبع آن آبنمود جريان خروجي حوزه‌هاي تحت مطالعه را استخراج و با آبنمودهاي مشاهده‌اي آنها مقايسه كردند كه نتايج آن در حوزه‌هاي آبخيز ورميلون[4] و كازكازكيا[5] خوب، ولي در حوزه آبخيز ساگامون[6] رضايت بخش‌نبود.

رودريگوئز – ايتورب و همكاران (۱۹۷۹) تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك را با قبول پايه‌هاي اصلي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك ارائه كردند كه در آن علاوه بر عوامل فيزيكي حوزه، عوامل اقليمي نيز ابعاد آبنمود خروجي را تحت تاثير قرار مي‌دهند. اين مدل در مقايسه با مدل ناش درحوزه آبخيز مامون[7] براي سه اقليم مختلف از كارايي بالايي برخوردار بود.

[1] - Rodriguez-Iturbe & Valders
[2] - Gupta
[3] - IIIinois
[4] - Vermilon
[5] - Kaskaskia
[6] - Sagamon
[7] - Mamon

رودريگوئز – ايتورب و همكاران (۱۹۸۲) تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك را براي دبي‌هاي حداكثر سيلاب با دوره بازگشت مختلف در يك حوزه آبخيز در ونزوئلا مورد تجزيه و تحليل قراردادند و نتايج خوبي به‌دست آوردند.

دياز - گراندس[۱] و همكاران (۱۹۸٤) تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك را مبتني بر هيدروليك جريان، توسعه و بسط دادند و آلام[۲] (۱۹۹۰) آن را در سه حوزه آبخيز واقع در عربستان سعودي مورد ارزيابي قرار داد كه در نتيجه در حوزه خات[۳] مطابقت بالايي نشان داد، ولي درحوزه‌هاي آبخيز جاف[٤] و ميدهناب[۵] به‌علت خطي فرض‌كردن نفوذ در جريان آبراهه‌اي و همچنين فرضيات مدل و شرايط توزيع مكاني بارش تطابق خوبي نشان نداد.

سورمن[٦] (۱۹۹۵) از مدل آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك براي برآورد حجم، دبي و زمان اوج آبنمود خروجي در حوزه‌هاي واقع در شمال‌شرق عربستان براي سيلاب‌هايي با دوره بازگشت ۵ تا ۱۰ ساله استفاده كرد كه نتايج اين بررسي همبستگي بالايي را بين اجزاي مدل نشان داده است.

عباسي (۱۳۷۱) آبنمود واحد مصنوعي اشنايدر، مثلثي، SCS را در دو حوزه آبخيز كسيليان و امامه مورد تجزيه و تحليل قرار داد و پس از بررسي نتايج نشان داد كه روش‌هاي اشنايدر در حوزه معرف كسيليان و روش اشنايدر و مثلثي هر دو در حوزه امامه براي تهيه آبنمود خروجي جريان مناسب‌ترند.

قهرمان (۱۳۷٤) با انتخاب وقايع متناظر باران – رواناب تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك را براي دو حوزه آبخيز امامه و كسيليان مورد بررسي قرار داد و نشان داد كه تئوري مذكور در برآورد دبي و زمان اوج جريان‌هاي سطحي حوزه‌هاي مورد مطالعه ا ز كارايي مناسبي برخوردار است.

غياثي (۱۳۷۵) براساس تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و داده‌هاي بارندگي – رواناب حوزه امامه ابعاد آبنمود واحد لحظه‌اي را براي هر واقعه متناظر باران – رواناب با تقريب مثلثي و ابعاد آبنمود واحد لحظه‌اي روسو را براساس پارامتر ديناميكي سرعت جريان و نسبت‌هاي هورتوني محاسبه كرد. در اين مطالعه، روش روسو نسبت به روش SCS داراي كارايي يكسان و نسبت به روش اشنايدر از كارايي كمتري برخوردار بوده است. همچنين مقايسه دبي محاسبه‌اي و مشاهده‌اي وقايع انتخابي نشان داد كه روش‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و روسو در مقايسه با روش‌هاي آبنمود واحد مصنوعي اشنايدر و مثلثي كارايي بيشتري دارند.

عرفانيان (۱۳۷۷) در حوزه آبخيز درجزين سمنان آبنمود جريان خروجي روش‌هاي ژئومورفولوژيك، ژئومورفوكليماتيك، ناش، روسو و SCS را با آبنمودهاي مشاهده‌اي وقايع انتخابي متناظر باران – رواناب با هم مقايسه كرد و نشان داد كه درصد كارايي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك نسبت به ساير روش‌ها كاراتر بوده است.

در تحقيق حاضر، سعي شده است تا دقت، صحت و درجه اطمينان تئوري‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوكليماتيك در تعيين شكل و ابعاد آبنمود رواناب خروجي از يك رگبار با شدت و مدت معين به‌منظور استفاده از نتايج حاصله به‌عنوان ارائه يك راهكار اساسي در تعيين آبنمود واحد لحظه‌اي حوزه آبخيز با شرايط مشابه و فاقد ايستگاه هيدرومتري جهت برنامه‌ريزي‌هاي لازم براي پروژه‌هاي حفاظت خاك و آبخيزداري تعيين گردد و سپس مقايسه‌اي بين اين دو روش با مدل‌هاي ناش، روسو و SCS در برآورد رواناب خروجي انجام گيرد و كارامدترين روش براي مناطق مشابه معرفي گردد.

---
۱ - Diaz-Grandos
۲ - Allam
۳ - Khat
٤ - Jawf
۵ - Midhnab
٦ - Sorman

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه حوزه معرف كسيليان با مساحتي معادل ۶۷/۷۸كيلومترمربع درمحدوده ″۳۰ ′۵۸ °۳۵ تا ′۷ °۳۶ عرض شمالي و ″ ۳۰ ′۱۰ °۵۳ تا ′۱۸ °۵۳ طول شرقي در استان مازندران در ۲۹ كيلومتري جنوب‌شرقي شهرستان سوادكوه واقع شده است (شكل ۱).

رودخانه كسيليان در دامنه شمالي كوه‌هاي البرز مركزي واقع شده است. دو شاخه رودخانه اصلي حوزه به نام‌هاي تيله‌سره و تالار سربند از جنوب به شمال جريان دارند و در جنوب روستاي سنگده در ارتفاعي معادل ۱۵۲۰ متر از سطح دريا با هم تلاقي كرده و يكي مي‌شوند. اين رودخانه پس از طي مسافتي در حوالي شيرگاه به رودخانه تالار پيوسته و از آنجا به درياي خزر مي‌ريزد.

حوزه مورد مطالعه در زون زمين‌ساختي البرز واقع شده است. رسوبات غالب حوزه جزئي از سازند شمشك شامل شيل، مارن، سيلتستون و كلسيتوي با ساخت لايه لايه‌اي و چينه‌بندي مورب است.

اقليم حوزه براساس روش آمبرژه شامل اقليم ارتفاعات، اقليم مرطوب سرد و اقليم نيمه‌مرطوب سرد است و ميانگين بارندگي سالانه حوزه ۸۰۰ ميلي‌متر مي‌باشد.

خاك منطقه شامل گروه‌هاي هيدرولوژيكي C ،B و D بوده و از نظر كاربري اراضي داراي وضعيتي به‌شرح جدول ۱ است (۱).

جدول ۱- وضعيت كاربري اراضي حوزه معرف كسيليان

| نوع كاربري | مساحت ($Km^2$) | درصد |
|---|---|---|
| جنگل | ۳۸/۰۶۵ | ۵۶/۱۶ |
| مرتع | ۱۰/۶۰۸ | ۱۵/۶۵ |
| زراعت | ۱۸/۳۹۶ | ۲۷/۱۴ |
| مسكوني و بدون پوشش | ۰/۷۱۱ | ۱/۰۵ |

در اين تحقيق به‌منظور دستيابي به اهداف موردنظر، مراحل كار در پنج مرحله انجام گرفت. مرحله اول شامل بررسي منابع، جمع‌آوري اطلاعات پايه و شناخت منطقه بود. در مرحله دوم به منظور شناخت خصوصيات حوزه، كميت‌هاي مورفومتريك شامل محيط، مساحت، ضريب شكل، تراكم زهكشي، ارتفاع و شيب متوسط حوزه، نيمرخ طولي و شيب متوسط آبراهه اصلي محاسبه شد. نقشه شبكه آبراهه‌هاي حوزه با استفاده از نقشه‌هاي توپوگرافي با مقياس ۱:۵۰۰۰۰ و عكس‌هاي هوايي منطقه و تطبيق با وضعيت موجود آبراهه‌ها در طبيعت از طريق بازبيني تهيه و طبق سيستم استرالر رتبه‌بندي شد پس از آن نسبت‌هاي هورتوني مانند نسبت مساحت، نسبت انشعاب و نسبت طول تعيين گرديد كه درجدول ۲ خلاصه شده است (۱).

در مرحله سوم، با بررسي آمار و اطلاعات موجود در زمينه بارندگي و هيدرومتري حوزه مورد مطالعه، تعداد ۸ واقعه متناظر باران – رواناب كه از تطابق زماني مناسبي برخوردار بودند، براي ارزيابي كارايي مدل‌هاي مختلف مورد تحقيق در برآورد آبنمود واحد لحظه‌اي انتخاب گرديدند. سپس هيتوگراف بارش مازاد با توجه به روش SCS و همچنين ابعاد آبنمود مشاهده‌اي با كسر دبي پايه از ابعاد آبنمود سيلاب مشخص شد. آنگاه، روابط دبي – سرعت و دبي – سطح مقطع جريان و نيز ميزان پارامتر موج جنبشي در محل ايستگاه هيدرومتري (وليك‌بن) تعيين شد.

در مرحله چهارم، با توجه به سيستم‌هاي هورتوني و سرعت‌هاي برآوردي ابعاد آبنمود واحد لحظه‌اي براي وقايع انتخابي براساس تئوري‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك، ژئومورفوكليماتيك، ناش، روسو و به تبع آن ابعاد آبنمود واحد و ابعاد آبنمود رواناب خروجي يك ساعته حوزه استخراج گرديد. پس از آن، آبنمود واحد شاخص حوزه با استفاده از

شكل ۱- نقشه موقعيت حوزه آبخيز معرف كسيليان (مازندران )

آبنمود واحد طبيعي يك‌ساعته وقايع انتخابي تعيين شد. سپس آبنمود واحد يك‌ساعته SCS با توجه به زمان اوج آبنمود واحد شاخص و به تبع آن آبنمود خروجي در اين روش برآورد گرديد.

در مرحله پنجم، ميزان كارايي مدل‌هاي مختلف مورد تحقيق در برآورد آبنمود رواناب خروجي حوزه از طريق مقايسه آماري آبنمود استخراجي و مشاهده‌اي با روش‌هاي ميانگين خطاي نسبي و ميانگين مجموع مربعات خطا تعيين شد.

جدول ۲- كميت‌هاي مورفومتري حوزه معرف كسيليان

| | | |
|---|---|---|
| مساحت ($Km^2$) | A | ٦٧/٧٨ |
| محيط (Km) | P | ٤٤/٥ |
| ضريب فرم هورتون | FF | ۰/٣٧١٩ |
| ضريب فشردگي گراوليوس | CC | ١/٥١٣٤ |
| ضريب گردي ميلر | $R_c$ | ۰/٤٣۰١ |
| ضريب شكل شيوم | $R_e$ | ۰/٦٨٧٩ |
| تراكم زهكشي ($Km/Km^2$) | $D_d$ | ٢/٢٧٢۰ |
| ميانگين وزني شيب حوزه (درصد) | S | ١٥/٨ |
| طول آبراهه اصلي (Km) | L | ١٦/٥ |
| طول آبراهه رتبه ٤ (Km) | $L_\Omega$ | ١۰ |
| فاصله خروجي از مركز ثقل (Km) | $L_{ca}$ | ٦/٥ |
| ارتفاع حداقل حوزه (m) | $H_m$ | ١١٢۰ |
| ارتفاع حداكثر حوزه (m) | $H_M$ | ٣٣٥۰ |
| ميانگين وزني شيب آبراهه اصلي (درصد) | SW | ١٣/٣ |
| نسبت انشعاب هورتون | $R_B$ | ٤/٣٤٢٦ |
| نسبت طول هورتون | $R_L$ | ٢/۰٣٤٨ |
| نسبت مساحت هورتون | $R_A$ | ٥/٢٢٥٣ |
| طول حوزه (Km) | L | ١٣/٥ |
| ميانگين وزني ارتفاع حوزه (m) | H | ١٦٧٢/٤٥ |

الف- استخراج آبنمود واحد لحظه‌اي با مدل‌هاي مختلف مورد تحقيق

۱-آبنمود واحدلحظه‌اي ژئومورفولوژيك

تابع واكنش هيدرولوژيك حوزه آبخيز معرف كسيليان را كه بنابر سيستم رتبه‌بندي استرالر، رتبه ٤ را به خود اختصاص مي‌دهد، به شكل ذيل مي‌توان نشان داد (۳):

$$GIUH_{(t)} = \theta_1(o)\frac{d\phi_{16}(t)}{dt} + \theta_2(o)\frac{d\phi_{26}(t)}{dt} + \theta_3(o)\frac{d\phi_{36}(t)}{dt} + \theta_4(o)\frac{d\phi_{46}(t)}{dt}$$

براي محاسبه مقدار تابع آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك (برساعت) [$GIUH_{(t)}$] در فواصل زماني t ساعته لازم است تا با استفاده از روابط كاربردي موجود مقادير ماتريس احتمال انتقال فاصله زماني [$\phi_{(t)}$]، احتمال اوليه [$\theta_i(o)$]، احتمال انتقال

[$P_{ij}$]، ميانگين تعداد اتصالات دروني [E] و ميانگين زمان انتظار آبراهه‌هاي رتبه‌هاي ٤، ٣، ٢ و ١ [$\lambda_i^{-1}$] در حوزه آبخيز مورد مطالعه مشخص شوند. نتايج محاسبات در جدول ٣ براي حوزه معرف كسيليان آمده است.

$$\theta_i = \frac{\text{مساحتي از حوزه آبخيز كه مستقيما به آبراهه‌هاي رتبه (i) زهكشي مي شوند}}{\text{مساحت كل حوزه آبخيز}}$$

$i = 1,2,3,4$

$$P_{ji} = \frac{\text{تعداد آبراهه‌هاي رتبه (i) كه به آبراهه رتبه (j) مي ريزند}}{\text{تعداد كل آبراهه‌هاي رتبه } (i)}$$

$j = 2,3,4$

$$E(\gamma,\omega,\Omega)\omega = N_\omega \prod_{a=2}^{\omega} \frac{N_{a-1}-1}{2N_a-1}$$

$\lambda_1 = \frac{V}{\bar{L}_1}$ و $\lambda_2 = \lambda_1 R_L^{-1}$ و $\lambda_3 = \lambda_1 R_L^{-2}$ و $\lambda_4 = \lambda_1 R_L^{-3}$

كه در آن، V سرعت اوج جريان (متربرثانيه)، $\bar{L}_1$ ميانگين طول آبراهه‌هاي رتبه يك (متر)، $R_L$ نسبت طول هورتون و $\lambda_i$ عكس ميانگين زمان انتظار آبراهه رتبه (i) (برساعت) است.

خاطرنشان مي‌شود كه به‌دليل تغيير سرعت اوج جريان در هر واقعه باران – رواناب، مقادير عكس ميانگين زمان انتظار ($\lambda_i$) و به تبع آن مقادير ميانگين زمان انتظار آبراهه‌ها با رتبه مختلف ($\lambda_i^{-1}$) دچار تغيير مي‌شوند.

جدول ٣- مقادير ميانگين تعداد اتصالات دروني، احتمال اوليه و احتمال انتقال در حوزه آبخيز معرف كسيليان

| رتبه آبراهه | تعداد آبراهه | مساحت زهكشي | احتمال اوليه | ميانگين تعداد اتصالات دروني | احتمال انتقال |
|---|---|---|---|---|---|
| ١ | ٨٨ | ٣٤/٦١٨ | ٠/٥١٠٧ | - | $P_{۱۲}$=٠/٨١٨ , $P_{۱۳}$=٠/٠٤٥<br>$P_{۱٤}$=٠/١٣٦ , $P_{۲۳}$=٠/٦٦٦<br>$P_{۲٤}$=٠/٣٣٣ , $P_{۳٤}$=١/٠٠٠ |
| ٢ | ٢١ | ١٧/٨٧٥ | ٠/٦٢٣٧ | ٤٢/٤٨٨ | |
| ٣ | ٦ | ٦/٢٥٥ | ٠/٠٩٢٣ | ٢٢/٠٧٢ | |
| ٤ | ١ | ٨/٤٢٥ | ٠/١٢٤٣ | ١٨/٣٩٣ | |
| Σ | | ٦٧/٧٨٠ | – | – | |

در تئوري، آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك دبي و زمان اوج از رابطه ذيل محاسبه مي‌شوند (١١):

$$q_p = 1.31 R_L^{0.43} (L_\Omega)^{-1} V$$

$$t_p = 0.44 L_\Omega (R_B)^{0.55} (R_A)^{-0.55} (R_L)^{-0.38} (V)^{-1}$$

$$q_p . t_b = 2$$

كه در آن، $q_p$ دبي اوج جريان (بر ساعت)، $t_p$ زمان اوج (ساعت)، $L_\Omega$، طول آبراهه بالاترين رتبه حوزه (كيلومتر)، $R_b$ نسبت انشعاب ، $R_A$ نسبت مساحت، $R_L$ نسبت طول، v سرعت اوج جريان (متر بر ثانيه) و $t_b$ زمان پايه آبنمود واحد لحظه‌اي (ساعت) است.

## ٢-آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك

رودريگوئز-ايتوربه و همكاران (١٩٨٢) با قبول پايه‌هاي اصلي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و نتايج مطالعاتشان در مورد سرعت جريان مبني بر اينكه سرعت اوج جريان تابعي از شدت بارش مازاد و پارامتر موج جنبشي است، تئوري آبنمود واحدلحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك را ارائه كردند. نامبردگان براي محاسبه دبي و زمان اوج آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك روابط ذير را ارائه دادند.:

$$q_p = 1.971 (\Pi)^{0.4}$$

$$t_p = 0.2587 (\Pi)^{0.4}$$

$$\Pi_i = \frac{(L_\Omega)^{2.5}}{i_r A_\Omega R_L (\alpha_\Omega)^{1.5}}$$

$$q_p . t_p = 2$$

همچنين محققان فوق جهت محاسبه دبي و زمان اوج آبنمود رواناب خروجي ناشي از يك رگبار روابط ذير را ارائه كرده‌اند:

$$Q_p = 5.475(\frac{A_\Omega i_r t_r}{(\Pi_i)^{0.4}})(1-\frac{0.4927 t_r}{(\Pi_i)^{0.4}})$$

$$T_p = 0.2587(\Pi_i)^{0.4} + 0.75 t_r$$

۳-آبنمود واحد لحظه‌اي ناش

ناش (۱۹۵۷) حوزه آبخيز را به‌عنوان يك سيستم با n منبع خطي سري با مشخصات ذخيره S و ثابت ذخيره K معرفي كرد. نامبرده آبنمود واحد لحظه‌اي را براساس رونديابي[۱] لحظه‌اي جريان ورودي در مخازن خطي فرضي به‌صورت زير ارائه كرد:

$$h(t) = \frac{1}{K\Gamma_{(n)}}(\frac{t}{K})^{n-1}(e)^{\frac{-t}{K}}$$

پارامترهاي n و K در تابع مذكور براساس گشتاور اول و دوم بارش اضافي و رواناب خروجي محاسبه مي‌شوند:

$$MDRH_1 - MERH_1 = nK$$

$$MDRH_2 - MERH_2 = n(n+1)K^2 + nK(MERH_1)$$

$MDRH_1$ = گشتاور اول رواناب خروجي

$MDRH_2$ = گشتاور دوم رواناب خروجي

$MERH_1$ = گشتاور اول بارش مازاد

$MERH_2$ = گشتاور دوم بارش مازاد

روابط فوق، با تعيين ثابت ذخيره K (ساعت) و پارامتر n، مي‌توانيم مقدار تابع آبنمود واحد لحظه‌اي ناش را در زمان t (ساعت) برحسب عكس زمان (برساعت) برآوردكنيم.

٤-آبنمود واحد لحظه‌اي روسو (گاما)

روسو (۱۹۸٤) پارامترهاي مدل ناش را از طريق برازش مقادير دبي و زمان اوج آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك با توزيع گاما به‌صورت تابعي از نسبت‌هاي هورتون معرفي و تابع آبنمود واحد لحظه‌اي گاما را به‌صورت زير ارائه كرد:

$$h_{(t)} = (\frac{t}{K})^{a-1}(\frac{(e)^{\frac{-t}{K}}}{K\Gamma_{(a)}})$$

$$a = 3.29(\frac{R_B}{R_A})^{0.78} R_L^{0.07}$$

$$K = 0.7(\frac{R_A}{R_B R_L})^{048} L_\Omega (V)^{-1}$$

كه در آن، $h_{(t)}$ مولفه آبنمود واحد لحظه‌اي گاما (برساعت)، a پارامتر شكل، K پارامتر مقياس (ساعت)، $R_A$ نسبت مساحت، $R_B$ نسبت انشعاب، $R_L$ نسبت طول، V پارامتر ديناميكي سرعت اوج جريان (متر برثانيه) و $L\Omega$ طول آبراهه بالاترين رتبه حوزه است. مقدار تابع گاما براي حوزه مورد مطالعه در جدول ٤ آمده است.

$$\Gamma(a+1) = a\Gamma(a)$$

برآورد سرعت اوج جريان

بيشتر حجم رواناب ناشي از يك رگبار در محدوده سرعت اوج جريان از خروجي حوزه عبورمي‌كند(۱۲). نظر به اينكه دبي و زمان اوج آبنمود واحد لحظه‌اي تابعي از سرعت جريان است. و پارامتر ديناميكي سرعت جريان در تئوري‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوكليماتيك روسو (گاما) نقش اساسي دارد، از اين رو برآورد دقيق سرعت ضروري است. براي برآورد سرعت اوج جريان در رگبارهاي انتخابي، از روش استدلالي ارائه‌شده رودريگوئز-ايتورب (۱۹۸۲) و فرمول تواني استفاده مي‌شود:

$$V_\Omega = (\alpha_\Omega^{1/ms})(Q)^{(m_s-1)/ms} \qquad m_s = \frac{5}{3}$$

$$V_\Omega = (\alpha_\Omega)^{0.6}(A_\Omega i_r)^{0.4}$$

$$V = mQ^n$$

$$\alpha_\Omega = \frac{\sqrt{S}}{n\sqrt[3]{P^2}}$$

كه در آن، $V_\Omega$ سرعت اوج جريان (متر بر ثانيه)، Q دبي اوج جريان سيلاب (مترمكعب برثانيه)، $A_\Omega$ مساحت حوزه (كيلومتر مربع)، $i_r$ شدت بارش مازاد (متر بر ثانيه)، $\alpha_\Omega$ پارامتر موجب جنبشي $S,(1/S\sqrt[3]{m})$ شيب آبراهه اصلي (متر به كيلومتر)، n متوسط ضريب زبري مانينگ و P محيط خيس شده (متر) است.

در فرمول تواني مقدار پارامترهاي n و m از طريق ايجاد رابطه همبستگي بين دبي و سرعت

۱ - Flood routing

جريان سيلاب به‌دست مي‌آيد. اصولا درتئوري آبنمود واحدلحظه‌اي ژئومورفولوژيك، روسو و ناش از رابطه تواني و در تئوري آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفوكليماتيك از روش استدلالي براي برآورد سرعت اوج جريان استفاده مي‌شود (جدول ٥).

جدول ٤- مقدار تابع گاما براساس نسبت‌هاي هورتون در حوزه معرف كسيليان

| $R_A$ | $R_B$ | $R_L$ | a | $\Gamma(a)$ |
|---|---|---|---|---|
| ٥/٢٢٥٣ | ٤/٣٤٢٦ | ٢/٠٣٤٨ | ٢/٩٩٣٠ | ١/٩٨٤٦ |

جدول ٥- مقادير سرعت اوج محاسبه‌اي براي وقايع انتخابي از رابطه استدلالي و تواني (متربرثانيه)

| تاريخ | Qp | $V=(0.61)^{0.6}Q^{0.4}$ | $V=(0.61)^{0.6}(A.Lr)^{0.4}$ | $V=0.71Q^{0.46}$ |
|---|---|---|---|---|
| ٥١/٦/٢٧ | ٣/٥٠٠ | ١/٢٢٧٠ | ١/٣٨١٠ | ١/٢٦٣٠ |
| ٥٢/٧/٦ | ٠/٩٢٠ | ٠/٧١٨٩ | ٠/٨٣٧٩ | ٠/٦٨٣٢ |
| ٥٤/٧/٦ | ٠/٨٠٥ | ٠/٦٨١٥ | ٠/٨٠٠٩ | ٠/٦٤٢٥ |
| ٦٥/٥/١٤ | ١/٥٩٠ | ٠/٨٩٤٨ | ٠/٩١٧٩ | ٠/٨٧٨٨ |
| ٦٧/٦/٣٠ | ٣/٣٠٠ | ١/١٩٨٠ | ١/١٣٥٠ | ١/٢٢٩٠ |
| ٦٧/٨/٢٩ | ٣/٦٦٠ | ١/٢٤٩٠ | ١/٢٣١٠ | ١/٢٨٩٠ |
| ٧١/٣/٣٠ | ١/٧٠٠ | ٠/٩١٩٠ | ٠/٨٨٦٠ | ٠/٩٠٦٠ |
| ٧٢/٣/١٤ | ٢/٠٤٣ | ٠/٩٨٩٠ | ١/٠٢٤٠ | ٠/٩٨٦٠ |

همچنين پارامتر موج جنبشي را مي‌توان با ايجاد رابطه بين دبي جريان و سطح مقطع خيس‌شده به‌دست آورد. مقدار پارامتر موج جنبشي براي حوزه مورد مطالعه با توجه به آمار و اطلاعات ثبت‌شده (منتشرنشده) در محل ايستگاه هيدرومتري به‌صورت ذيل تعيين شد:

$$V = mQ^n \rightarrow V = 0.71(Q)^{0.46} \quad R^2 = 0.9746$$

$$Q = \alpha_\Omega A^m \rightarrow Q = 0.61(A)^{1.6} \quad R^2 = 0.9989$$

ب- استخراج‌آبنمود واحد از آبنمود واحدلحظه‌اي

در اين تحقيق ابعاد آبنمود واحد لحظه‌اي يك‌ساعته روش‌هاي مختلف (ژئومورفولوژيك، ژئومورفوكليماتيك، ناش و روسو) برحسب عكس زمان (برساعت) به ازاي يك واحد بارش مازاد براي رگبارهاي انتخابي محاسبه شد. حال چنانچه هدف، استخراج آبنمود واحد يك‌ساعته به ازاي $P_e$ واحد بارش اضافي باشد، بايد آبنمود واحد لحظه‌اي استخراجي از مدل‌هاي مورد تحقيق را كه برحسب عكس زمان (برساعت) برآورد گرديده‌اند برحسب مترمكعب برثانيه به دست آوريم:

$$u_{(t)} = (IUH_{(t)})(P_e)(A\Omega)$$

كه در آن، $IUH_{(t)}$ ابعاد آبنمود واحد لحظه‌اي در زمان t برحسب عكس زمان(برساعت) در روش‌هاي مختلف، $A\Omega$ مساحت حوزه آبخيز برحسب مترمربع و $P_e$ بارش مازاد برحسب متر است.

ج – آبنمود واحد **SCS**

يكي از روش‌هاي تعيين آبنمود واحد حوزه‌هاي بدون اطلاعات و آمار، استفاده از آبنمود واحد بدون بعد SCS است، كه با استفاده از آبنمودهاي واحد تعداد بسيار زيادي از حوزه‌هاي آبخيز داراي آمار و اطلاعات به‌دست آمده است. با توجه به زمان اوج هيدروگراف شاخص حوزه (١) و همچنين زمان تمركز به‌دست آمده از روش سرعت متوسط SCS براي حوزه (٦)، مقدار ٠/٨ = $\Delta_D$ ساعته به‌دست آمد. همچنين با استفاده از جدول بدون بعد SCS آبنمود واحد ٠/٨ ساعته حوزه برآورد گرديد. آبنمود واحد ٠/٨ ساعته به ٤ ساعته و سپس آبنمود واحد يك‌ساعته روش SCS استخراج شد.

د- استخراج آبنمود رواناب خروجي براي وقايع انتخابي

در مطالعه حاضر، براي محاسبه ابعاد آبنمود رواناب خروجي وقايع انتخابي براي روش‌هاي مختلف مورد تحقيق، به‌دليل اينكه توزيع زماني بارش در هيتوگراف هر رگبار يكنواخت نيست و در فواصل زماني مختلف، بارش مازاد مقادير متفاوتي را به خود اختصاص مي‌دهد، از روش ماتريسي و حل همزمان معادلات استفاده شد. شكل كلي معادلات به‌صورت زير است:

$$[P]_{m.n}[U]_m = [Q]_m$$

ه- مقايسه آبنمودهاي محاسبه‌اي و مشاهده‌اي

به‌منظور بررسي ميزان كارايي آبنمودهاي استخراجي در روش‌هاي ژئومورفولوژيك، ژئومورفوكليماتيك، ناش، روسو و SCS لازم است تا مشخصات برجسته آبنمودهاي محاسبه‌اي و مشاهده‌اي از نظر ابعاد، خصوصا دبي و زمان با همديگر مقايسه و درصد اختلاف آنها مشخص شود و از آن به‌عنوان معيار مناسبي جهت رسيدن به برتري مدل‌ها نسبت به يكديگر استفاده به عمل آيد. در اين راستا، از دو شاخص سنجش ميانگين خطاي نسبي (MRE) و ميانگين توان دوم خطا (MSE) براي ارزيابي ميزان كارايي مدل‌هاي به‌كار گرفته شده، استفاده‌گرديد(۳). شاخص آماري MRE درصد خطاي مقدار يك بعد برآوردي را حول مقدار متناظر همان بعد به‌صورت مشاهده‌اي و ثبت‌شده نشان مي‌دهد و در شاخص MSE مقايسه بر مبناي ميزان اريبي و نحوه پراكندگي ابعاد برآوردي هيدروگراف حول ابعاد مشاهده‌اي انجام مي‌گيرد. از آنجايي‌كه هدف تحقيق مقايسه ابعاد هيدروگراف مشاهده‌اي و محاسبه‌اي در ساعت متناظر است، از نظر تئوري برحسب ميزان كارايي مدل، ابعاد متناظر بايد بر هم منطبق شوند، ولي در عمق مقداري اريبي مشاهده شده و لازم است تا درصد آن تعيين گردد به‌همين دليل از شاخص‌هاي MRE و MSE كه كارايي سنجش اين صفت را دارند، استفاده شده است. بديهي است هرچه داده‌هاي به‌دست آمده از مدل‌هاي برآوردكننده به داده‌هاي مشاهده‌اي نزديكتر باشد، نشان‌دهنده دقت، اعتبار و كارايي مدل است:

شاخص ميانگين خطاي نسبي **(MRE)**

اين شاخص آماري بصورت زير است (۸):

$$MRE = 1/n\sum_{i=1}^{n} \mathrm{RE_i}$$

$$\%RE_{TP} = \left|\frac{Q_{Po}-Q_{Oc}}{Q_{Po}}\right| *100$$

$$\%RE_{QP} = \left|\frac{T_{Po}-T_{Pc}}{T_{Po}}\right| *100$$

كه در آن، $RE_i$ خطاي نسبي در هر برآورد، $n$ تعداد برآورد، $\%RE_{QP}$ درصد خطاي نسبي در برآورد دبي اوج، $\%RE_{TP}$ درصد خطاي نسبي در برآورد زمان اوج، $Q_{PO}$ دبي اوج آبنمود مشاهده‌اي، $Q_{Pc}$ دبي اوج آبنمود محاسبه‌اي، $T_{Po}$ زمان اوج آبنمود مشاهده‌اي و $T_{Pc}$ زمان اوج آبنمود محاسبه‌اي است.

اين شاخص آماري بدون بعد است و مقايسه‌اي تك‌بعدي انجام مي‌دهد و درصد خطاي دبي و زمان اوج برآوردي را حول دبي و زمان اوج مشاهده‌اي نشان مي‌دهد.

ميانگين توان دوم خطا **(MSE)**

اين شاخص آماري چنين تعريف مي‌شود (۳):

$$MSE = 1/n\sum_{i=1}^{n} SE_i$$

$$SE_i = (Q_{oi} - Q_{ci})^2$$

كه در آن، $SE_i$ مجموع مربع خطاي بين ابعاد آبنمود مشاهده‌اي و محاسبه‌اي در هر فاصله زماني، $n$ تعداد برآورد، $Q_{oi}$ ابعاد آبنمود مشاهده‌اي و $Q_{ci}$ ابعاد آبنمود محاسبه‌اي است.

در شاخص آماري ميانگين توان دوم خطا، مقايسه بر مبناي ميزان اريبي و نحوه پراكندگي (واريانس) ابعاد برآوردي حول ابعاد مشاهده‌اي انجام مي‌گيرد، به‌طوري‌كه در مقايسه دو مدل با واريانس مساوي، آنكه اريبي كمتر دارد و در دو مدل نااريب آنكه واريانس كمتري دارد، ارجح‌تر است.

تعيين درصد كارايي نسبي مدل‌هاي موردتحقيق

به‌منظور تعيين درصد برتري مدل‌هاي مورد تحقيق نسبت به هم در برآورد ابعاد آبنمود جريان خروجي در حوزه مورد مطالعه طبق تعريف از ميزان ميانگين

توان دوم خطاي هر مدل نسبت به مدل ديگر براساس رابطه زير استفاده شده است (۳):

$$100*\left(\frac{MSE_2}{MSE_1}\right) = \text{درصد كارايي برآوردكننده (۱) نسبت به برآوردكننده (۲)}$$

## نتايج

با توجه به اهداف تعيين‌شده و فرض تحقيق ، نتايج حاصله در برآورد ابعاد آبنمود خروجي ناشي از بارش مازاد (جدول ٦) از روش‌هاي مختلف مورد تحقيق در مقايسه با آبنمود مشاهده‌اي (جدول ۷) براي رگبارش‌هاي انتخابي در فواصل زماني يك‌ساعته در شكل‌هاي ۲ تا ۹ نشان داده شده است. نتايج بررسي ميزان كارايي آبنمودهاي استخراجي در روش‌هاي مختلف با دو شاخص ميانگين خطاي نسبي و ميانگين توان دوم خطا در جداول ۸ و ۹ ارائه شده است.

به‌منظور تعيين درصد كارايي مدل‌هاي مورد تحقيق نسبت به‌هم در برآورد ابعاد آبنمود جريان خروجي در حوزه مورد مطالعه، از ميانگين توان دوم خطاي هر مدل استفاده شد كه نتايج آن در جدول ۱۰ نشان داده شده است.

جدول ٦- مقادير بارش اضافي رگبارهاي انتخابي (ميلي‌متر) در روش **SCS**

| تاريخ / ساعت | ٥١/٦/٢٧ | ٥٢/٧/٦ | ٥٤/٧/٦ | ٦٥/٥/١٤ | ٦٧/٦/٣٠ | ٦٧/٨/٢٩ | ٧١/٣/٣٠ | ٧٢/٣/١٤ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| ۱ | ۰/۰٤٦٤ | ۰/۰۰٦ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۳٤ | ۰/۰۳۷ | ۰/۰۳۷ | ۰/۲٤۰ | ۰/۰۰٥ |
| ۲ | ۰/۰۳٦ | ۰/۰۲۰ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۷۰ | ۰/۱۳۰ | ۰/۲۰۲ | ۰/۰۱۰ | ۰/۱٥۲ |
| ۳ | | ۰/۰٥٥ | ۰/۰۹۸ | ۰/۱۳۲ | ۰/۱۳٦ | ۰/۰۲۰٥ | ۰/۰۱۰ | ۰/۲۰۰ |
| ٤ | | ۰/۱۲۷ | ۰/۱۳٤ | ۰/۱٥۳ | ۰/۲۹۳ | ۰/۳۰٥ | ۰/۰٦۸ | ۰/۱٥۹ |
| ٥ | | ۰/۱٤۱ | ۰/۰٤۲ | ۰/۰۸۹ | ۰/۲۲٦ | | | ۰/۱۳٦ |
| ٦ | | ۰/۰٥۹ | | | ۰/۰۹۹ | | | ۰/۰۹۸ |
| ۷ | | | | | | | | ۰/۰۷۷ |
| N | ۲ | ٦ | ٥ | ٥ | ٦ | ٤ | ٤ | ۷ |
| شدت (ميلي‌متر برساعت) | ۰/۲٥ | ۰/۰۷۱ | ۰/۰٦٤ | ۰/۰۹۰ | ۰/۱٥۳ | ۰/۱۸۷ | ۰/۰۸۲ | ۰/۱۱۸ |

جدول ۷-ابعاد آبنمود مشاهده‌اي وقایع انتخابي (مترمکعب بر ثانیه)

| تاریخ / ساعت | ۵۱/۶/۲۷ | ۵۲/۷/۶ | ۵۴/۷/۶ | ۶۵/۵/۱۴ | ۶۶/۷/۲۸ | ۶۷/۶/۳۰ | ۶۷/۸/۲۹ | ۷۱/۳/۳۰ | ۷۲/۳/۱۴ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| ۱ | ۰/۱۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۱ | ۰/۱۶ | ۰/۲۸ | ۰/۹۸ | ۰/۵۰ | ۰/۰۵ | ۰/۲۳ |
| ۲ | ۰/۸۳۵ | ۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۵ | ۰/۳۲ | ۰/۳۹ | ۱/۷۵ | ۰/۲۵ | ۰/۴۰ |
| ۳ | ۲/۶۰۹ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | ۰/۳۴ | ۰/۳۵ | ۱/۶۹ | ۲/۴۰ | ۰/۴۴ | ۰/۵۶ |
| ۴ | ۱/۸۷۹ | ۰/۰۴ | ۰/۰۶ | ۰/۶۱ | ۰/۳۷ | ۲/۱۴ | ۲/۶۸ | ۰/۶۶ | ۱/۰۲ |
| ۵ | ۱/۲۵۲ | ۰/۱۱ | ۰/۱۴ | ۰/۸۵ | ۰/۴۳ | ۲/۶۰ | ۲/۷۸ | ۱/۰۶ | ۱/۲۹ |
| ۶ | ۰/۸۸۷ | ۰/۲۴ | ۰/۲۲ | ۱/۰۴ | ۰/۴۹ | ۲/۸۰ | ۲/۶۸ | ۰/۹۱ | ۱/۴۴ |
| ۷ | ۰/۵۷۴ | ۰/۶۷ | ۰/۶۰ | ۱/۳۷ | ۰/۶۵ | ۲/۹۰ | ۲/۴۰ | ۰/۶۹ | ۱/۹۰ |
| ۸ | ۰/۳۶۶ | ۰/۸۹ | ۰/۷۰ | ۱/۱۸ | ۱/۰۹ | ۲/۹۶ | ۱/۸۴ | ۰/۵۲ | ۱/۳۶ |
| ۹ | /۲۰۹ | ۰/۸۳ | ۰/۶۴ | ۱/۰۴ | ۱/۸۵ | ۲/۸۰ | ۱/۵۰ | ۰/۳۶ | ۱/۲۹ |
| ۱۰ | ۱۰ | ۰/۱۵۷ | ۰/۷۳ | ۰/۵۴ | ۰/۹۲ | ۲/۴۱ | ۱/۳۳ | ۰/۲۶ | ۱/۲۲ |
| ۱۱ | ۰/۱۰۵ | ۰/۶۴ | ۰/۴۷ | ۰/۷۳ | ۲/۹۰ | ۱/۶۹ | ۱/۰۸ | ۰/۰۰ | ۱/۰۸ |
| ۱۲ | ۰/۰۵۲ | ۰/۵۷ | ۰/۴۲ | ۰/۶۱ | ۲/۷۹ | ۱/۳۲ | ۰/۹۴ | | ۱/۰۱ |
| ۱۳ | ۰/۰۰۰ | ۰/۵۰ | ۰/۳۸ | ۰/۵۵ | ۲/۳۵ | ۱/۱۸ | ۰/۷۳ | | ۰/۸۷ |
| ۱۴ | | ۰/۴۴ | ۰/۳۲ | ۰/۴۳ | ۱/۹۵ | ۱/۰۴ | ۰/۶۶ | | ۰/۷۳ |
| ۱۵ | | ۰/۴۰ | ۰/۲۹ | ۰/۳۴ | ۱/۸۲ | ۰/۹۰ | ۰/۵۹ | | ۰/۶۷ |
| ۱۶ | | ۰/۳۴ | ۰/۲۴ | ۰/۲۵ | ۱/۶۵ | ۰/۸۴ | ۰/۵۲ | | ۰/۶۱ |
| ۱۷ | | ۰/۲۹ | ۰/۱۹ | ۰/۲۰ | ۱/۴۶ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | | ۰/۵۱ |
| ۱۸ | | ۰/۲۶ | ۰/۱۸ | ۰/۰۰ | ۱/۳۷ | | | | ۰/۴۵ |
| ۱۹ | | ۰/۲۳ | ۰/۱۶ | | ۱/۲۷ | | | | ۰/۴۰ |
| ۲۰ | | ۰/۲۰ | ۰/۱۵ | | ۰/۱۹ | | | | ۰/۳۷ |
| ۲۱ | | | ۰/۱۹ | ۰/۱۱ | ۱/۰۰ | | | | ۰/۳۴ |
| ۲۲ | | ۰/۱۶ | ۰/۰۰ | | ۰/۹۲ | | | | ۰/۲۹ |
| ۲۳ | | ۰/۰۰ | | | ۰/۳۷ | | | | ۰/۲۳ |
| ۲۴ | | | | | ۰/۶۵ | | | | ۰/۰۰ |
| ۲۵ | | | | | ۰/۴۹ | | | | |
| ۲۶ | | | | | ۰/۴۳ | | | | |
| ۲۷ | | | | | ۰/۳۵ | | | | |
| ۲۸ | | | | | ۰/۲۸ | | | | |
| ۲۹ | | | | | ۰/۰۰ | | | | |

جدول ٨- مقادير ميانگين خطاي نسبي (**MRE**) دبي و زمان اوج در روش‌هاي مختلف براي وقايع انتخابي

| تاريخ / روش | | | ٥١/٦/٢٧ | ٥٢/٧/٦ | ٥٤/٧/٦ | ٦٥/٥/١ | ٤٦/٦/٣٠ | ٦٧/٨/٢٩ | ٧١/٣/٣٠ | ٧٢/٣/١٤ | **MRE** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| مقادير دبي و زمان اوج آبنمودهاي برآوردي و درصد اختلاف آنها با دبي و زمان آبنمودمشاهده‌اي | ژئومورفوكليماتيك **(GCIUH)** | Qp | ٢/٣٦٥ | ١/١٩٧ | ٠/٨٥٣ | ١/٣٣٦ | ٢/٩٥٢ | ٢/٨٢٩ | ٠/٨٦٩ | ٢/١٩٦ | - |
| | | %REQp | ٩/٣٥ | ٣٤/٤٩ | ٢١/٨٦ | ٢/٤٨ | ٠/٢٧ | ١/٧٦ | ١٨/٠٢ | ١٥/٥٧ | ١٢/٩٧ |
| | | Qp | ٣ | ٨ | ٧ | ٧ | ٧ | ٥ | ٥ | ٧ | - |
| | | %RETp | ٠ | ٠ | ١٢/٥ | ٠ | ١٢/٥ | ٠ | ٠ | ٠ | ٣/١٢ |
| | ژئومورفوكليماتيك **(GCIUH)** | Qp | ٢/٢١٢ | ١/٠٠٤ | ٠/٧٠٠ | ١/٢٩٥ | ٣/٠٤١ | ٢/٩٥٨ | ٠/٨٨٢ | ٢/١٥٠ | - |
| | | %REQp | ١٥/٢٢ | ١٢/٨١ | ٠ | ٥/٤٧ | ٢/٧٤ | ٦/٤٠ | ١٦/٧٩ | ١٣/١٦ | ٩/٠٧ |
| | | Qp | ٣ | ٩ | ٨ | ٧ | ٦ | ٥ | ٥ | ٧ | - |
| | | %RETp | ٠ | ١٢/٥ | ٠ | ٠ | ٢٥ | ٠ | ٠ | ٠ | ٤/٦٨ |
| | ناش | Qp | ٢/٠٩٢ | ٠/٨٦١ | ٠/٦٤٦ | ١/١٤١ | ٢/٣٧٤ | ٢/١٣٩ | ١/١٧٤ | ١/٥٤٨ | - |
| | | %REQp | ١٩/٨١ | ٣/٢٦ | ٧/٧١ | ١٦/٧١ | ١٩/٧٩ | ٢٣/٠٥ | ١٠/٧٥ | ١٨/٥٣ | ١٤/٩٥ |
| | | Qp | ٢ | ٩ | ٨ | ٦ | ٥ | ٤ | ٤ | ٧ | - |
| | | %RETp | ٣٣/٣٣ | ١٢/٥ | ٠ | ١٤/٢٨ | ٣٧/٥ | ٢٠ | ٢٠ | ٠ | ١٧/٢٠ |
| | روسو | Qp | ٢/٠٠٨ | ٠/٩٥٢ | ٠/٦٦٠ | ١/٢٢٢ | ٢/٦٩١ | ٢/٨١٥ | ٠/٨٣٩ | ٢/١١٢ | - |
| | | %RETp | ٢٣/٠٣ | ٩/٩٦ | ٥/٧١ | ١٠/٨٠ | ٩/٠٩ | ١/٢٦ | ٢٠/٨٥ | ١١/١٦ | ١١/١٠ |
| | | Qp | ٣ | ٨ | ٧ | ٦ | ٥ | ٥ | ٤ | ٧ | - |
| | | %RETp | ٠ | ٠ | ١٢/٥ | ١٤/٢٨ | ٣٧/٥ | ٠ | ٠ | ٢٠ | ١٠/٥٣ |
| | **SCS** | Qp | ١/٧١٣ | ١/٣٢١ | ٠/٩٩١ | ١/٣٨٤ | ٢/٥٦٦ | ٢/٢٧٢ | ٠/٩٠٩ | ٢/١٠١ | - |
| | | %RETp | ٣٤/٣٣ | ٤٨/٥٢ | ٤٨/٥٥ | ١/٠٦ | ١٣/٣١ | ١٨/٢٧ | ١٤/٢٤ | ١٠/٥٨ | ٢٢/٧٣ |
| | | Qp | ٤ | ٩ | ٩ | ٧ | ٧ | ٧ | ٤ | ٧ | - |
| | | %RETp | ٣٣/٣٣ | ١٢/٥ | ١٢/٥ | ٠ | ١٢/٥ | ٤٠ | ٢٠ | ٠ | ١٦/٣٥ |
| | | Qp | | | ٠/٧٠٠ | ١/٣٧٠ | ٢/٩٦٠ | ٢/٧٨٠ | ١/٠٦٠ | ١/٩٠٠ | - |
| دبي و زمان اوج آبنمود مشاهده‌اي | | Tp | ٣ | ٨ | ٨ | ٧ | ٨ | ٥ | ٥ | ٧ | - |

جدول ٩- مقادير ميانگين توان دوم خطا (**MSE**) در روش‌هاي مختلف براي وقايع انتخابي

| | مجموع مربع خطا **($SE_i$)** | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| تاريخ / روش | ٥١/٦/٢٧ | ٥٢/٧/٦ | ٥٤/٧/٦ | ٦٥/٥/١ | ٦٦/٦/٣٠ | ٦٧/٨/٢٩ | ٧١/٣/٣٠ | ٧٢/٣/١٤ | MRE |
| ژئومورفوكليماتيك **GCIUH** | ٢/٠١٩٩ | ١/١٥٩٩ | ٠/٧٥٠٢ | ٠/٧٢٦٠ | ١٢/٤٠٣ | ٩/٤٢١٥ | ٠/١٤٢٨ | ٣/٧٦١١ | ٣/٧٩٧ |
| ژئومورفولوژيك **GCIUH** | ١/١٠٩١١ | ٠/٣٥١١ | ٠/١٧٠٥ | ٠/٦١٧٢ | ١٣/٢٧٢٣ | ٩/٣٧٠٨ | ٠/١٦١٦ | ٣/٤٤٩٠ | ٣/٥٦٣ |
| ناش | ١٤/٥٧٠٢ | ٠/٤٢٠٠ | ٠/٢٦٣٥ | ١/١٩١٠ | ١٧/٧٨٧٣ | ١١/٦٣٤٣ | ١/٠٦٦٩ | ١/٨٤٤٠ | ٦/٠٩٧ |
| روسو | ٢/٩١٣٢ | ٠/٦٣١٢ | ٠/٤٠٩٥ | ٠/٧٧٩٩ | ١٣/٤٠٨١ | ٨/٥٣٨٥ | ٠/٣٩٥٦ | ٣/٣٦٨٢ | ٣/٨٠٥ |
| **SCS** | ٢/٢٥٨٨ | ١/٠٨٨٧ | ٠/٥٠٠٧ | ٠/٧٤٥٨ | ١٢/١٣٩٤ | ١٢/١٠٦٣ | ٠/١٥٣٩ | ٣/١١٣٥ | ٤/٠١٣٤ |

جدول ۱۰- كارايي نسبي برآوردكننده (۱) نسبت به برآوردكننده (۲) در برآورد ابعاد آبنمود رواناب خروجي حوزه معرف كسيليان

| برآوردکننده (۲) / برآوردکننده (۱) | ژئومورفوكليماتيك | ژئومورفولوژيك | ناش | روسو | SCS |
|---|---|---|---|---|---|
| ژئومورفوكليماتيك | ۱۰۰ | ۹۳/۸٤ | ۱٦۰/۵۷ | ۱۰۰/۲۱ | ۱۰۵/٦۹ |
| ژئومورفولوژيك | ۱۰٦/۵٦ | ۱۰۰ | ۱۷۱/۱۲ | ۱۰٦/۷۹ | ۱۱۲/٦٤ |
| ناش | ٦۲/۲۷ | ۵۸/٤٤ | ۱۰۰ | ٦۲/٤۱ | ٦۵/۸۲ |
| روسو | ۹۹/۷۹ | ۹۳/٦٤ | ۱٦۰/۲۳ | ۱۰۰ | ۱۰۵/٤۷ |
| SCS | ۹٤/٦۱ | ۸۸/۷۷ | ۱۵۱/۹۱ | ۹٤/۸۱ | ۱۰۰ |



شكل ۲- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ۵۱/٦/۲۷

شكل ۳-مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ۵۲/۷/۶

شكل ٤- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ٥٤/٧/٦

شكل ٥- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ٦٥/٥/١٤

شكل ٦ - مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ٦٧/٦/٣٠



شكل٧- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ٦٧/٨/٢٩

شكل ۸- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ۷۱/۳/۳۰

شکل ۹- مقايسه آبنمود مشاهده‌اي و آبنمود محاسبه‌اي روش‌هاي مختلف براي رگبار تاريخ ۷۲/۳/۱٤

## بحث و نتيجه‌گيري

آنچه از نتايج اين تحقيق حاصل مي‌شود، اين است که مدل‌هاي مورد بررسي در برآورد ابعاد آبنمود رواناب خروجي به‌عنوان واکنش هيدرولوژيك حوزه آبخيز از دقت و کارايي مناسبي برخوردارند. به عبارتي، پارامترهاي اقليمي و فيزيکي مورد استفاده در مدل‌هاي مورد بررسي به‌منزله عوامل دخيل در برآورد آبنمود جريان خروجي به‌عنوان شاخصي که مقادير کمي ابعاد آن از نظر آماري قابل استدراك است، از تاثيرگذاري بالايي برخوردارند.

مقايسه کارايي روش‌هاي مورد بررسي حاکي از آن است که روش ژئومورفولوژيك نسبت به ژئومورفوکليماتيك، ناش، روسو و SCS به ترتيب ۱۰٦/٥٦، ۱۷۱/۱۲، ۱۰٦/۷۹ و ۱۱۲/٦٤ درصد و روش ژئومورفوکليماتيك نسبت به ناش، روسو و SCS به ترتيب ۱٦۰/٥۷، ۱۰۰/۲۱ و ۱۰٥/٦۹ درصد کاراترند. در نتيجه، روش ژئومورفولوژيك نسبت به مدل‌هاي ديگر داراي کارايي بالاتري است.

از دقت مقادير برآوردي دبي و زماني اوج، به عبارتي ابعاد آبنمود محاسبه‌اي در مقايسه با آبنمود مشاهده‌اي، مي‌توان به دقت تعريف اجزاي تشکيل‌دهنده مدل‌هاي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوکليماتيك پي برد و از اين مدل‌ها نسبت به روش‌هاي تجربي درحوزه‌هاي فاقد آمار با درجه اطمينان بالايي استفاده کرد. نتايج به‌دست آمده با نتايج والدرس (۱۹۷۹)؛سورمن (۱۹۹٥)، گوپتا (۱۹۸۰)، رودريگوئز، ايتورب (۱۹۸۲)؛ آلام (۱۹۹۰)؛ قهرمان (۱۳۷٤)؛ غياثي (۱۳۷٥) و عرفانيان (۱۳۷۷) همخواني دارد و بيانگر کارايي و دقت بالاي روش‌هاي برآورد آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوکليماتيك است.

## منابع

۱- حشمت‌پور، علي، ۱۳۷۸. بررسي کارايي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوکليماتيك درحوزه آبخيز معرف کسيليان، پايان‌نامه کارشناسي ارشد، دانشگاه علوم کشاورزي و منابع طبيعي گرگان.

۲-عباس، علي‌اکبر، ۱۳۷۱ . تهيه و کاليبراسيون مدل کامپيوتري برآورد رواناب درحوزه‌هاي آبريز کوچك، پايان‌نامه کارشناسي ارشد، دانشکده عمران، دانشگاه صنعتي شريف.

۳- عرفانيان، مهدي، ۱۳۷۷ . بررسي آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژيك و ژئومورفوکليماتيك در حوزه آبخيز درجزين سمنان، پايان‌نامه کارشناسي ارشد آبخيزداري، دانشگاه علوم کشاورزي و منابع طبيعي گرگان.

٤- غياثي، نجف‌قلي، ۱۳۷٥. واسنجي هيدروگراف واحد لحظه‌اي ژئومورفولوژي و ژئومورفوکليماتولوژي در حوزه آبخيز امامه، پايان‌نامه کارشناسي ارشد آبخيزداري، دانشکده منابع طبيعي دانشگاه تهران.

٥-قهرمان، بيژن ، ۱۳۷٤. آبنمود واحد لحظه‌اي ژئومورفو- آب و هوايي، دانشگاه فردوسي مشهد، نشريه دانشکده مهندسي، سال ۷، شماره۱: ۲۸- ٥٦.

٦-مقدم‌نيا، عليرضا، ١٣٧١. بررسي مقايسه‌اي زمان تمركز، زمان تاخير و زمان رسيدن تا اوج سيلاب براساس روش‌هاي تجربي و تجزيه هيدروگراف در دو منطقه آب و هوايي، پايان‌نامه كارشناسي ارشد آبخيزداري، دانشكده منابع طبيعي دانشگاه تربيت مدرس.

7-Allam, M.N., 1990. Case study evaluation of geomorphologic rainfall-run off model, incorporating linear infiltration expression, Hydrological Processes: 71-84.

8-Diaz-Grandos, M.A., J.B. Valders, & R.L. Bras, 1984. A physically based flood frequency distribution. Water Resour. Res., 20(7):995-1002.

9-Gupta, V.K., E.D. Waymir, & C.T. Wang, 1980. A representation of the instantaneous unit hydrograph from geomorphology, Water Resours. Res.,16(5):855-862.

10- Nash., J.E., 1957. From the instantaneous unit hydrograph . Inern General Assembly of Toronto. Compt. Rend., 3(42):114-118,IASH Publ. Gentbrugge.

11- Rodriguez-Iturbe, I., G. Deveto, & J. B. Valders, 1979. Discharge response analysis and hydrologic similarity, the interrelation between the geomorphological IUH and storm characteristics. Water Resour. Res., 15(6): 1435-1444.

12-Rodriguez-Iturbe, I., M. Gonzales –Sanabria, & G.Cammano, 1982. On the climatic dependence of the IUH : A rainfall – runoff analysis of the Nash model and goemorphoclimatic theory. Water Resour. Res., 18(4):884-903.

13-Rosso, R., 1984. Nash model relation to Horton order ratios. Water Resour. Res., 20(7): 914-920.

14-Sorman, A. U., 1995. Estimation of Peak discharge using GIUH model in Saudi Arabia. J. of Water Res. Planning and Management, 121(4): 287-243.

15-Valders, J.B., Y. Fiallo, & I.Rodriguez-Iturbe, 1979. A rainfall – runoff analysis of the geomorphologic IUH, Water Resour. Res., 15 (6): 1421-1334.

# The Efficiency of Geomorphologic and Geomorphoclimatic Instantaneous Unit Hydrograph Models in Estimating Flood Discharge

**A. Heshmatpour[1] M.Mohseni Saravi[2] A.Sadeddin[3] M.Erfarian[4]**

**Abstract**

Among the main objectives in hydrology are to quantitively forecast the process of rainfall–runoff, and to determine flood discharge at the outlet of a watershed. Flood discharge can be estimated using rainfall-runoff models which explain hydrological phenomena for ungaged watersheds. If the dimensions of flood hydrograph (which is the result of the watershed response to rainfall) are known, then the importance of models which are based on geomorphology of a basin will be very clear. The purpose of this study is to investigate the consistency, accuracy and reliability of geomorphological and geomorphoclimatical models in estimating the shape and discharge of flood resulting from a rainfall with certain intensity and duration. The results of these two models were compared with Nash, Rosso and SCS models. The results showed that the efficiency of geomorphologic model ratio to geomorphoclimatic, Nash, Roso and SCS are 106.56, 171.12, 106.79 and 112.64 percent respectively, and that geomorphoclimatic model ratio to Nash, Rosso and SCS is 106.57, 100,21 and 105.69 percent, respectively. Therefore, the result of geomorphologic model compared to other models (based on this study) is the most efficient model to estimate flood discharge.

**Keywords:** Rainfall–runoff model, Unit hydrograph of geomorphologic and geomorphoclimatic model, Nash, Rosso and SCS models

[1] -*Academic Member, Agricultural Sciences and Natural Resources University of Gorgan*
[2] -*Assc. Prof., Natural Resources Faculty, Tehran University*
[3] -*Academic Member, Agricultural Sciences and Natural Resources University of Gorgan*
[4] -*Scientific Member, SoilCconservation and Watershed Management ResearchCcenter*