برآورد جريان كمينه به روش هيبريد در شمال شرق ايران

كاظم نصرتي*[١]، افسانه شهبازي[٢]
[١] هيات علمي دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي، ايران
[٢] دانشجوي دكتري محيط زيست، دانشكده منابع طبيعي و علوم دريايي، دانشگاه تربيت مدرس، ايران
(تاريخ دريافت: ٨٤/٣/٢، تاريخ تصويب: ٨٥/١١/٨)

چكيده

برآورد معتبر جريان كمينه در مناطق خشك و نيمه‌خشك براي مديريت آب در زمان وقوع خشكسالي بسيار مهم است. با وجود اين، انتخاب روش‌هاي قابل اعتماد براي برآورد جريان كمينه، سخت است و فقدان يا كمبود داده‌هاي آب و هواشناسي از توسعه‌ي برخي روش‌ها جلوگيري مي‌كند. آمار كوتاه‌مدت نه تنها به انتخاب نامناسب تابع توزيع، بلكه موجب عدم انتخاب صحيح شاخص‌هاي مدل مي‌شود. منطقه‌اي كردن فراواني جريان كمينه رويكردي عمومي براي كاهش اين مشكلات است. هدف از اين تحقيق ارزيابي روش هيبريد در برآورد جريان كمينه در شمال شرق كشور است. به اين منظور از روش جريان كمينه شاخص استفاده شد. ابتدا سري‌هاي جريان‌هاي كمينه با تداوم ٧ روزه محاسبه و مناسب‌ترين تابع توزيع بر داده‌ها برازش داده شد. سپس با بهترين تابع توزيع (لوگ پيرسون تيپ سه) مقادير جريان كمينه با تداوم ٧ روزه و دوره بازگشت‌هاي مختلف برآورد شد. منطقة مورد بررسي بر اساس نتايج تحليل خوشه‌اي در روش جريان كمينه شاخص و بر اساس مساحت در روش هيبريد گروه‌بندي شد. سپس مدل‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه بنابر روش‌هاي ياد شده تعيين و با آزمون خطا اعتبار دو روش بررسي شد. نتايج نشان داد روش هيبريد نسبت به روش جريان كمينه شاخص دقت بيشتري دارد و با توجه به خطاي كمتر در منابع داده استفاده از آن توصيه مي‌شود.

واژه‌هاي كليدي: روش هيبريد، جريان كمينه شاخص، تحليل خوشه‌اي، خشكسالي و شمال شرق ايران

* نويسنده مسئول: تلفن: ٠٢١-٢٩٩٠٢٦١٢ فاكس: ٠٢١-٢٩٩٠٢٦٢٦ E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir

مقدمه

برآورد دقيق جريان كمينه به عنوان معياري براي اهداف وسيعي در مديريت منابع آب و مهندسي مانند خشكسالي، نيازهاي زيست‌محيطي، كاربري آب و تأسيسات آبي نياز است. جريان‌هاي كمينه به‌طور طبيعي ممكن است در طي وقوع خشكسالي تجربه شوند و عنصر مهم آن يعني بزرگي خشكسالي را مشخص سازند. خشكسالي شامل دوره‌هاي جريان كمينه است، اما رخداد فصلي جريان كمينه ايجاد خشكسالي نمي‌كند، اگرچه برخي محققان جريان كمينه سالانه را به عنوان خشكسالي سالانه در نظر مي‌گيرند(١٤، ٣٠). مطالعات جريان كمينه براي درك گستره فيزيكي جريان‌هاي رودخانه‌اي در فاصله زماني كوتاه (براي مثال، روزانه) در نقطه‌اي در طول يك رودخانه انجام مي‌شوند. از نظر كمي شاخص‌هاي جريان كمينه كه به وفور از آن استفاده شده، شاخص حداقل سالانه جريان متوسط n روزه است كه وضعيت جريان رودخانه را از نظر وقوع يا عدم وقوع خشكسالي مشخص، و تداوم خشكسالي را تعيين مي‌كند(٢٩).

براي به حداقل رساندن تاثير تغييرات و نوسانات جريان كمينه اغلب آن را به‌صورت كمترين جريان متوسط در چند روز پياپي از مانند ٧، ١٥، ٣٠ و ٦٠ روز در طول يك سال تعريف مي‌كنند. در اغلب تحقيقات انجام‌شده جريان كمينه با تداوم ٧ روز در دوره بازگشت‌هاي مختلف بررسي شده است (٦, ٩, ١١, ١٩, ٢١, ٢٧ ، ٢٩). به‌منظور تعميم تحليل فراواني جريان كمينه در هر ايستگاه به مناطق فاقد آمار يا داراي آمار كوتاه‌مدت، از روش‌هاي تحليل منطقه‌اي استفاده مي‌شود. در تحليل منطقه‌اي، برآورد جريان‌ها با دوره بازگشت مختلف بر اساس مناسب‌ترين تابع توزيع منطقه‌اي صورت مي‌گيرد، بنابراين شناخت تابع توزيع مناسب براي تحليل فراواني جريان كمينه ضروري است. در روش هيبريد با تركيب آمار ايستگاه‌هاي موجود در منطقة همگن، آمار مركب پايداري ايجاد و به برازش بهتر توابع توزيع احتمال منجر مي‌شود(١٥).

كرول و ووگل (٢٠٠٢)، تابع توزيع لوگ نرمال سه پارامتري را براي جريان كمينه پيشنهاد دادند (١٦). تابع توريع لوگ پيرسون تيپ سه را ASCE (١٩٨٠) به علت انعطاف‌پذيري و تنوع وسيع پارامترهاي تابع توصيه كرد (٤). زايدمن و همكاران (٢٠٠٣) با مقايسه توابع توزيع مختلف براي شاخص‌هاي جريان كمينه نشان دادند كه براي دوره‌هاي تداوم كوتاه (٦٠ روزه و كمتر) توزيع لجستيك تعميم‌يافته (Generalized Logistic) و توزيع پيرسون نوع سه (Pearson Type-3) و براي تداوم‌هاي طولاني (بيشتر از ٩٠ روز) توزيع پارتو تعميم‌يافته (Generalized Pareto) و توزيع مقادير حد تعميم‌يافته (Generalized Extreme Value) برازش مي‌يابند (٣٦). گتچاك و همكاران (١٩٩٧) منحني‌هاي خشكيدگي يا فروكش آب (Recession Curve) را براي اشتقاق توابع توزيع به‌كار بردند (١٢). بايزيت و اوناز (٢٠٠٢) گشتاورهاي خطي(LL-Moment) را كه براي داده‌هاي كوچك مناسب است، به جاي گشتاور (L-Moment) براي برازش توابع توزيع و برآورد چندك‌هاي جريان كمينه استفاده كرده و تفاوت معني‌داري مشاهده كردند (٧). اوناز و بايزيت (١٩٩٩) گشتاورهاي وزني احتمال را از توزيع مقادير حد براي جريان كمينه استخراج و بنابر اين روش توزيع ويبول برازش مناسب‌تري نسبت به لوگ نرمال نشان داد (٢٤).

تحقيقات زيادي در زمينه تحليل فراواني جريان كمينه در مناطق فاقد ايستگاه صورت گرفته است كه به كمك مدل‌ها و يا رابطه بين آمار جريان و ويژگي‌هاي حوزه آبخيز، جريان كمينه برآورد مي‌شود (٩، ٢٣، ٢٥، ٢٨ ، ٣٣). چالیز و همكاران (٢٠٠٣) براي برآورد جريان كمينه در مناطق فاقد ايستگاه از تحليل رگرسيون چندمتغيره داده‌هاي هيدرومتري و ويژگي‌هاي حوزه استفاده كردند و آن را روشي مناسب براي ارزيابي منابع آب، طراحي سدها و آبياري معرفي كردند (٨). يو و همكاران (٢٠٠٢) در مناطق همگن كه با روش تحليل خوشه‌اي تعيين شد، مدل‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه را از روش‌هاي آماري چندمتغيره

براي مناطق فاقد ايستگاه تعيين كردند(٣٥). مانسيولا و كاسادي (١٩٩١) و شرايبر و ديموس (١٩٩٧) از خصوصيات هيدروژئولوژيک حوزه‌هاي آبخيز براي تهيه مدل منطقه‌اي براي برآورد جريان كمينه استفاده كردند(٢٠ ، ٢٨).

مطالعات جريان كمينه به گستردگي مطالعات سيل نيست و روش‌هاي مورد استفاده در تحليل فراواني جريان كمينه اغلب برگرفته از روش‌هاي تحليل منطقه‌اي سيل است.

روش سيل شاخص تا كنون در سطح گسترده‌اي براي برآورد منطقه‌اي سيلاب به‌كار گرفته شده است به‌طور مثال گروور و همكاران (٢٠٠٢)، ليم و همكاران (٢٠٠٣) و كومار و همكاران (٢٠٠٣) (١٣، ١٧، ١٨)، اما پيلون (١٩٩٠) و مانسيولا و كاسادي (١٩٩١) روش سيل شاخص را با نام جريان كمينه شاخص براي تحليل منطقه‌اي فراواني جريان كمينه استفاده كردند (٢٠، ٢٦). مانسيولا و كاسادي (١٩٩٢) مساحت را به عنوان مهم‌ترين ويژگي موثر بر جريان كمينه هفت روزه با دوره بازگشت ده سال به دست آوردند و روش جريان كمينه شاخص را در اين دوره بازگشت مناسب‌تر از روش رگرسيون چندمتغيره عنوان كردند (٢١).

جالمارسون (١٩٩٢) براي اولين بار روش هيبريد را براي بررسي روابط منطقه‌اي سيلاب براي مناطق خشك جنوب غربي ايالات متحده به‌كار برد (١٥). تحليل منطقه‌اي سيلاب به روش هيبريد توسط سيف (١٣٨٠)، محسني ساروي و همكاران (١٣٨٢) و نجاتي (١٣٧٨) در مناطق مختلف ايران بررسي شده‌است (١، ٢ و ٣). محسني ساروي و همكاران(١٣٨٢) در بررسي تحليل فراواني منطقه‌اي سيلاب به روش هيبريد در شرق و شمال شرق ايران نتيجه گرفتند كه در دو ايستگاه منطقه شاهد، در تمامي دوره بازگشت‌ها روش هيبريد نسبت به روش سيل شاخص دقت بيشتري دارد و به منزله روشي برتر براي تحليل منطقه‌اي سيل معرفي شده است (٢).

با بررسي منابع، مشخص مي‌شود روش هيبريد در مطالعه منطقه‌اي جريان كمينه استفاده نشده است. هدف از اين تحقيق بررسي كارايي روش هيبريد در برآورد جريان‌هاي كمينه در مناطق خشك و نيمه‌خشك و مقايسه آن با روش جريان كمينه شاخص در حوزه آبخيز اترک واقع در شمال شرق ايران است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد بررسي

حوزه آبريز اترك در شمال شرق ايران در محدوده طول‌هاي ٥٤° ٤َ الي ٥٩° ٤َ شرقي و عرض‌هاي ٣٦° ٥٧َ وَ ١٧ ٣٨° شمالي قرار گرفته است . وسعت اين حوزه در داخل كشور ٢٦٥٨٠٠٠ هكتار است. عوامل جغرافيايي تاثيرگذار بر اقليم در اين حوزه را درياي خزر درغرب، مناطق بياباني تركمنستان در شرق و شمال غرب و ارتفاعات شمالي و جنوبي تشكيل مي‌دهند. قسمت وسيعي از حوزه داراي بارش بين ٤٠٠- ٢٥٠ ميليمتر در سال است. به علت قانونمند نبودن تغييرات بارش برحسب ارتفاع در تمامي حوزه، تدوين مدل رياضي كه بيانگر تغيير اقليم برحسب ارتفاع باشد، امكان‌پذير نيست. به‌علت كارايي روش كريجينگ براي به‌دست آوردن بارندگي متوسط، خطوط همبارش با اين روش با استفاده از نرم‌افزار WinSurf ترسيم شد. از ديد كلي حوزه آبريز اترك از نظر آب و هوايي خشك و نيمه خشك طبقه‌بندي مي‌شود. ابتدا زير حوزه‌هاي منطقه مطالعاتي بر اساس عواملي مانند زمين‌شناسي، كابري اراضي و تنظيم و كنترل جريان كه بر جريان‌هاي كمينه تاثير مي‌گذارند، بررسي و ايستگاه‌هاي مناسب از لحاظ دوره آماري انتخاب شدند. شكل ١، موقعيت منطقه مطالعاتي و ايستگاه‌ها را نشان مي‌دهد.

آماده‌سازي داده‌ها

با استفاده از نقشه‌هاي توپوگرافي، زمين‌شناسي و مدل رقومي ارتفاع ١٧ ويژگي مساحت، محيط، ضريب گراوليوس، طول مستطيل معادل، عرض مستطيل معادل، ضريب شكل، ارتفاع متوسط وزني، طول آبراهه اصلي، شيب آبراهه اصلي، شيب متوسط وزني، زمان تمركز، ارتفاع

حداكثر، ارتفاع حداقل، تراكم آبراهه، ضريب جريان، بارندگي متوسط سالانه و درصد سازند نفوذپذير در هر يك از حوزه‌ها به‌دست آمد. سپس سري زماني جريان با تداوم ۷ روزه آماده و خلاهاي آماري به روش همبستگي با ايستگاه‌هاي مجاور بازسازي شد. به‌منظور كاهش خطاي ناشي از جريان‌هاي صفر، از قضيه احتمال كل استفاده شد. در اين روش نخست داده‌هاي غير صفر را با توزيع برازش مي‌دهيم، سپس احتمالات حاصل را در نسبت تعداد داده‌هاي غيرصفر به كل داده‌ها ضرب مي‌كنيم. بدين‌ترتيب فراواني جريان كمينه براي جريان‌هاي غير صفر تحليل، سپس با لحاظ احتمال جريان هاي صفر اصلاح مي‌شوند(۲۲).

بر اساس داده‌هاي جريان كمينه با تداوم هفت روز در هر يك از ايستگاه‌ها با برازش هشت تابع توزيع نرمال، لوگ نرمال دو پارامتري، لوگ نرمال سه پارامتري، مقدار حد نوع يک ، مقدار حد نوع سه، پيرسون تيپ سه، لوگ پيرسون تيپ سه و گاماي دو پارامتري به داده‌ها، با استفاده از برنامه HYFA ، توزيع لوگ پيرسون نوع سوم به عنوان مناسب‌ترين توزيع براي برازش به داده‌هاي جريان كمينه با تداوم هفت روز انتخاب و تحليل فراواني جريان كمينه به كمك اين توزيع انجام شد.

بررسي همگني منطقه مورد بررسي

تعيين مناطق همگن در روش جريان كمينه شاخص

نتايج تحليل منطقه‌اي در صورتي معتبر خواهد بود كه منطقه مورد بررسي همگن باشد. براي بررسي همگني منطقه در روش جريان كمينه شاخص از روش تحليل خوشه‌اي استفاده شد (۵).

ابتدا با روش تحليل عاملي از ميان ۱۷ متغير از ويژگي‌هاي حوزه‌هاي آبخيز منطقه مطالعاتي چهار متغير مساحت، شيب متوسط، بارش سالیانه و درصد سازند نفوذپذير كه ۸۷/۸ درصد واريانس را توجيه مي‌كنند، استخراج شدند. اين متغيرها براي تفكيك مناطق همگن هيدرولوژيك مورد تحليل خوشه‌اي قرار گرفتند كه پس از تحليل نمودار خوشه‌اي در فاصله تشابه شش، دو منطقه همگن ايجاد شد. حوزه‌هايي كه در هر گروه قرار گرفتند، به شرح زيرند:

گروه همگن يك: شامل پنج حوزه دانشمند، داشلي برون، قازانقايه، هوتن و بهار.

گروه همگن دو: شامل حوزه‌هاي شيرآباد، دركش، هي‌هي قوچان، فيروزه، بارزو، قتلش، بابامان، دربند، قلعه‌بربر، چهارخروار و آيرقايه.

تعيين مناطق همگن در روش هيبريد

تشخيص مناطق همگن، پايه و اساس روش هيبريد است بايد موارد زير را در همگن‌بندي لحاظ كرد: الف) در اين روش حداقل سه طبقه همگن براي تحليل منطقه‌اي جريان كمينه مورد نياز است، ب) به‌منظور افزايش دقت مدل‌هاي پيشنهادي حداقل صد ايستگاه-سال داده مشاهداتي مورد نياز است، ج) براي تقسيم‌بندي منطقه به مناطق همگن، از ويژگي‌هاي مهم فيزيكي حوزه‌هاي آبخيز استفاده مي‌شود.

بر اساس موارد قبل و رابطه ۱ گروه‌بندي بر اساس مساحت كه مهمترين عامل هيدرولوژيكي است انجام گرفت.

$$J \le \frac{NF}{100} \qquad (۱)$$

در اين رابطه J تعداد طبقات و NF تعداد كل داده‌هاي آماري در هر طبقه است.

از آنجا كه حداقل ۱۰۰ ايستگاه سال داده مشاهداتي در هر طبقه مورد نياز است و با در نظر گرفتن تعداد كل داده‌هاي مشاهداتي در منطقه مطالعاتي، حداكثر نواحي بر اساس رابطه ۱ سه ناحيه است كه عبارتند از:

گروه همگن يك: با وسعت كمتر از ۸۰۰ كيلومتر مربع شامل حوزه‌هاي چري، جلو شيروان، بارزو، فيروزه، داش چشمه، كيكانلو، دركش، شيرآباد و پيش قلعه و در مجموع داراي ۱۱۲ سال آماري،

گروه همگـن دو: بـا وسـعت ١٥٠٠-٨٠٠ كيلـومتر مربـع شامل حوزه‌هاي هي‌هي قوچان، بابا امان، دربنـد، آيرقايـه و بهار و در مجموع داراي ١١٨ سال آمار،

گروه همگن سه: با وسعت بيشتر از ١٥٠٠ كيلـومتر مربـع شامل حوزه‌هاي چهار خـروار، قـتلش، قازانقايـه، دانشـمند، داشلي برون، هوتن، قلعه بربر و قره‌خان‌بندي و در مجمـوع داراي ١٣٢ سال آمار.

مدل‌هاي منطقه‌اي برآورد جريان كمينه

روش جريان كمينه شاخص

اين روش طي دو مرحله انجام شد، مرحلـه اول بـه‌دسـت آوردن منحني توزيع فراواني تجمعي احتمال اسـت كـه در آن نسبت جريان كمينه T ساله به ميانگين جريان كمينـه سالانه ($Q_T/\overline{Q}$) در مقابل دوره بازگشت ترسيم مـي‌شـود. براي به‌دست آوردن منحني فراواني تجمعي احتمـال، ابتـدا تحليل فراواني در هر ايستگاه انجام و نسبت $Q_T/\overline{Q}$ بـراي دوره بازگشت‌هاي مختلف در هـر ايسـتگاه بـه‌دسـت آمـد. سپس اين نسبت‌ها در كل منطقه محاسبه شد و در نهايـت منحني منطقه‌اي با ترسيم مقادير متوسـط در مقابـل دوره بازگشت به‌دست آمد. در مرحله دوم رابطـه منطقـه‌اي بـين ميانگين جريان كمينه سالانه و ويژگي‌هاي حوزه آبخيـز بـا استفاده از رگرسيون چندمتغيره به‌دست آمد.

روش هيبريد

در اين روش از تمام آمار قابل دسترس ايسـتگاه‌هـا بـراي غلبه بر مشكلات ايستگاه‌هاي محدود و كمبود آمار استفاده مي‌شود. مدل مـورد اسـتفاده در روش هيبريـد بـه صـورت معادله ٢ است:

$$Q_T = aA^b B^c C^d \ldots \qquad (٢)$$

كه در آن:

Q_T: دبي متوسط با دوره بازگشت T؛

a: مقدار ثابت؛

C, B, A : پارامترهاي مستقل اقليمـي و فيزيكـي حـوزه آبخيز؛

c, b, a : ضرايب رگرسيون است.

در گام نخست سطح حوزه (مهم‌ترين ويژگي حوزه كه بـر جريان كمينه اثر مي‌گذارد) براي تعيين مؤلفه b انتخـاب و ساير شاخص‌ها معادل با يك در نظر گرفته شدند. ميـانگين وزني سطح حوزه در هر منطقه همگن از رابطه ٣ بـه‌دسـت آمد:

$$\overline{A}_i = anti\log\left[\frac{\sum_{j=1}^{g}\sum_{k=1}^{h}\log A_{ijk}}{gh}\right] \qquad (٣)$$

كه در آن:

A_i: ميانگين وزني سطح حوزه در طبقه i؛

A_{ijk}: سطح حوزه براي ايستگاه j در طبقـه i و ايسـتگاه-سال k؛

i: تعداد طبقات (F , ...,٢,١)؛

j: تعداد ايستگاه‌هاي موجود در هر طبقه (g , ...,٢,١)؛

k: تعداد سال‌هاي ايستگاه j در طبقه i (h , ...,٢,١).

بر اساس رابطه ٤ با شروع فرآيند تكراري با در نظر گرفتن مقدار اوليه b براي تكرار اول معـادل بـا يـك، جريـان‌هـاي كمينه سالانه استاندارد شدند:

$$S_{ijk} = \frac{Q_{ijk}}{\overline{A}_{ijk}^{b}} \qquad (٤)$$

كه در آن:

S_{ijk}: جريان كمينه استاندارد k در ايستگاه j و طبقه i؛

Q_{ijk}: جريان كمينه سالانه k در ايستگاه j و طبقه i؛

$\overline{A}_{ijk}$: ميانگين وزني سطح k در ايستگاه j و طبقه i؛

با تعيين مقادير جريان كمينه بـا دوره بازگشـت t (S_{ti}) بر اساس رابطه ٥ با غير استاندارد كردن مقادير S_{ti} ، مقادير جريان كمينه بـا دوره بازگشـت t در هـر طبقـه بـه‌دسـت مي‌آيند:

$$Q_{ti} = S_{ti}\left(\overline{A}_i\right)^b \qquad (۵)$$

كه در آن:

Q_{ti}: جريان كمينه با دوره بازگشت t در طبقه i؛

S_{ti} : جريان كمينه استاندارد با دوره بازگشت t در طبقه i؛

$\overline{A}_i$: ميانگين وزني سطح در طبقه i.

ضريب b در نخستين تكرار مساوي يك در نظر گرفته شد. متغير وابسته Q_{ti} در هر مرحله از فرايند تكراري تغيير مي‌كند تا زماني كه ضريب b به مقدار ثابت برسد. ضريب جديد b_t براي دورة بازگشت مورد نظر بر اساس رابطه ۶ به‌دست مي‌آيد:

(۶)

$$b_t = \frac{\sum_{i=1}^{F}\overline{A}_i Q_{ti} - \frac{\sum_{i=1}^{F}A_i \sum_{i=1}^{F}Q_{ti}}{F}}{\sum_{i=1}^{F}\overline{A}_i^2 - \frac{\left[\sum_{i=1}^{F}A_i\right]^2}{F}}$$

اين فرايند براي ويژگي‌هاي مختلف حوزه از جمله مساحت، شيب، بارندگي و درصد سازند نفوذپذير تكرار شد تا ضرايب مدل‌هاي منطقه‌اي تعيين شوند. پس از تعيين ضرايب، مدل‌هاي برآورد جريان كمينه با دوره بازگشت‌هاي مختلف در روش هيبريد به‌دست آمد.

محاسبة خطا

چندين روش براي محاسبة خطا بين مقادير اندازه‌گيري‌شده و برآوردي وجود دارد. براي ارزيابي روش‌ها و مقايسه با يكديگر، از اندازه‌گيري جذر مربعات ميانگين خطا ((Root Mean Square Error(RMSE) استفاده شد(۳۲).

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(O_i - P_i)^2}{n}} \qquad (۷)$$

كه O_i مقادير مشاهده‌شده در زمان i ، P_i مقادير برآوردي و n تعداد داده‌هاست. اين رابطه فقط بزرگي مقادير مشاهده‌شده و پيش‌بيني شده را نشان مي‌دهد و براي مقايسة دو مدل ايجاد مشكل مي‌كند(۳۲). تامپسون(۱۹۹۹) شاخصي را به نام شاخص توافق (Index of Agreement (d)) براي بيان توافق و همگني داده‌هاي برآوردي و اندازه‌گيري‌شده ارائه كرد. مقادير d بين صفر و يك هستند. هر چه شاخص به يك نزديك‌تر باشد، بين مقادير مشاهده‌اي و پيش‌بيني‌شده هماهنگي بيشتري وجود دارد(۳۲).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|P_i'| + |O_i'|)^2}\right] \qquad (۸)$$

كه:

$$P_i' = P_i - \overline{O}$$

$$O_i' = O_i - \overline{O}$$

نتايج

مدل‌هاي منطقه‌اي جريان كمينه شاخص

در مناطق همگن نسبت Q_T/Q_2 محاسبه شد و متوسط نسبت‌هاي حاصل بين ايستگاه‌ها براي دوره بازگشت‌هاي مختلف به‌دست آمد. با ترسيم مقادير متوسط در مقابل دوره بازگشت، منحني منطقه‌اي جريان كمينه به‌دست آمد. شكل ۲، منحني‌هاي تداوم هفت‌روزه را براي دو منطقه همگن نشان مي‌دهد. براي محاسبه جريان كمينه در مناطق فاقد ايستگاه اندازه‌گيري جريان، به كمك همبستگي چندگانه روابط منطقه‌اي بين ميانگين جريان كمينه ۷ روزه و ويژگي‌هاي حوزه به‌دست آمد. بر اساس ضريب همبستگي و خطاي استاندارد، بهترين روابط براي مناطق همگن يك و دو به ترتيب روابط ۹ و ۱۰ به‌دست آمد:

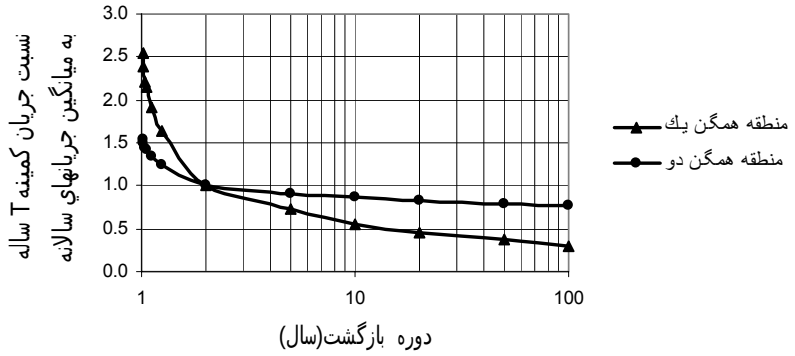
(٩)

$$MQ_7(1) = 0.13\times10^{-5}A - 3.65\times10^{-3}R + 2.613$$

(١٠)

$$MQ_7(2) = 7.01\times10^{-5}A + 3.1\times10^{-3}PPF + 0.134$$

که در آن $MQ_7(1,2)$ میانگین جریان کمینه با تداوم ٧ روز بر حسب متر مکعب بر ثانیه، A مساحت حوزه بر حسب کیلومتر مربع، R بارش سالانه به میلیمتر و PPF درصد سازند نفوذپذیر است.



شکل ٢- منحني‌هاي منطقه‌اي جريان کمينه با تداوم ٧ روزه در مناطق همگن

مدل‌هاي منطقه‌اي هيبريد

در فرايند هيبريد، جريان کمينه ٧ روزه مشاهداتي نواحي همگن در منطقه مطالعاتي بنابر رابطه ۴ استاندارد شدند. بدين ترتيب در هر ناحيه آمار طولاني‌مدت يکنواخت جهت تحليل منطقه‌اي جريان کمينه به‌دست آمد. سپس با برازش بهترين توزيع در هر ناحيه بر داده‌ها، جريان کمينه با تداوم ٧ روز و دوره بازگشت‌هاي مختلف استخراج شد (مقادير s_{ti}). براي تعيين جريان کمينه t ساله در هر ناحيه مقادير Q_{ti} بنابر رابطه ۵ محاسبه شدند. مقادير b براي هر دوره بازگشت(b_t) براي استفاده در تکرار دوم، مطابق رابطه ۶ بدست آمد. تکرار دوم از رابطه ۴ آغاز و فرايند آنقدر تکرار شد تا مقادير b ثابت شدند. اين مقادير در جدول ١ نشان داده شده‌اند و توان عامل مساحت (A) در رابطه ٢ هستند. به منظور تعيين ضريب c عامل دوم، که شيب متوسط حوزه لحاظ شده است، ساير عوامل ثابت در نظر گرفته شده و مانند مراحل تعيين مؤلفه b انجام شد. در اين مرحله به جاي مقادير Q_{ijk} محاسباتي در مرحله قبل، از مقادير S_{ijk} (جدول ٢) که در آخرين تکرار عامل اول (مساحت) به دست آمده، استفاده مي‌شود. مقادير c پس از سه تکرار فرايند، ثابت شد و ضرايب عامل دوم يعني شيب به‌دست آمد. اين مقادير در جدول ١ نشان داده شده است. همين روند براي عوامل ديگر مانند بارش سالانه و درصد سازند نفوذپذير انجام شد که در آنها مقدار توان ثابت نشد، که به‌دليل عدم رابطه خطي بين اين ويژگي‌ها و جريان کمينه در روش هيبريد است. پس از تعيين ضرايب b و c با در نظر گرفتن ويژگي‌هاي حوزه‌ها در هر مدل براي دوره‌بازگشت‌هاي مختلف، مقدار ثابت a بر اساس فرايند آخرين عامل مورد استفاده(درصد سازندهاي نفوذپذير) در مدل تعيين شد و مدل‌هاي منطقه‌اي برآورد جريان کمينه با دوره بازگشت‌هاي مختلف بر اساس روش هيبريد بدست آمدند (جدول ٣).

جدول ۱- مقادیر **b** و **c** در تکرار نهایي در دوره بازگشت‌هاي مختلف

دوره بازگشت	۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰
b	۰/۱۰۷	۰/۰۱۵۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰۹۵	۰/۰۰۰۸
c	-۰/۰۱	-۰/۰۰۷	-۰/۰۰٦	-۰/۰۰۵	-۰/۰۰٤۵	-۰/۰۰۳

جدول ۲- مقادیر S_{ijk} در نواحي مطالعاتي در تکرار آخر

دوره بازگشت	مقادیر S_{ijk}		
	ناحیه یك	ناحیه دو	ناحیه سه
۲	۰/۱۳۸	۰/۷۲٦	۰/۹۷۱
۵	۰/۱۲۹	۰/٤۸٦	۰/۵۷٦
۱۰	۰/۱۱۷	۰/۳۰۵	۰/۳۲۵
۲۵	۰/۱۱۳	۰/۲۵۸	۰/۲٦۷
۵۰	۰/۰۹۸	۰/۱٤۲	۰/۱۳٦
۱۰۰	۰/۰۷۸	۰/۰٦٦	۰/۰٦۲

جدول ۳- مدل‌هاي منطقه‌اي جریان کمینه به روش هیبرید

دوره بازگشت	مدل
۲	$Q_{7,2} = 0.17A^{0.107}I^{-0.01}$
۵	$Q_{7,5} = 0.15A^{0.0152}I^{-0.007}$
۱۰	$Q_{7,10} = 0.023A^{0.003}I^{-0.006}$
۲۵	$Q_{7,25} = 0.022A^{0.002}I^{-0.005}$
۵۰	$Q_{7,50} = 0.019A^{0.00095}I^{-0.0045}$
۱۰۰	$Q_{7,100} = 0.0098A^{0.0008}I^{-0.003}$

A: مساحت حوزه، I: شیب متوسط حوزه

جدول ٤- مقایسه مقادیر خطا در روش هیبرید و جریان کمینه شاخص

روش برآورد	معیار مقایسه	دوره بازگشت					
		۲	۵	۱۰	۲۵	۵۰	۱۰۰
هیبرید	RMSE	۰/۰۸۳	۰/۰۸٤	۰/۱۱۲	۰/۱۵۸	۰/۰۲۰	۰/۰۱۱
	D	۰/۹۵٤	۰/۷۲۸	۰/٤۷۸	۰/۳۲۹	۰/٤۵٦	۰/۲۹۵
جریان کمینه شاخص	RMSE	۰/٦٤٤	۰/۵۸٦	۰/۵٦٦	۰/۵٤۵	۰/۵۳٤	۰/٤۹٦
	D	۰/٤۰٦	۰/۳۳۲	۰/۳۲۹	۰/۲۱۱	۰/۰۵۱	۰/۰۰۱

مقايسه مدل‌هاي تحليل منطقه‌اي جريان كمينه

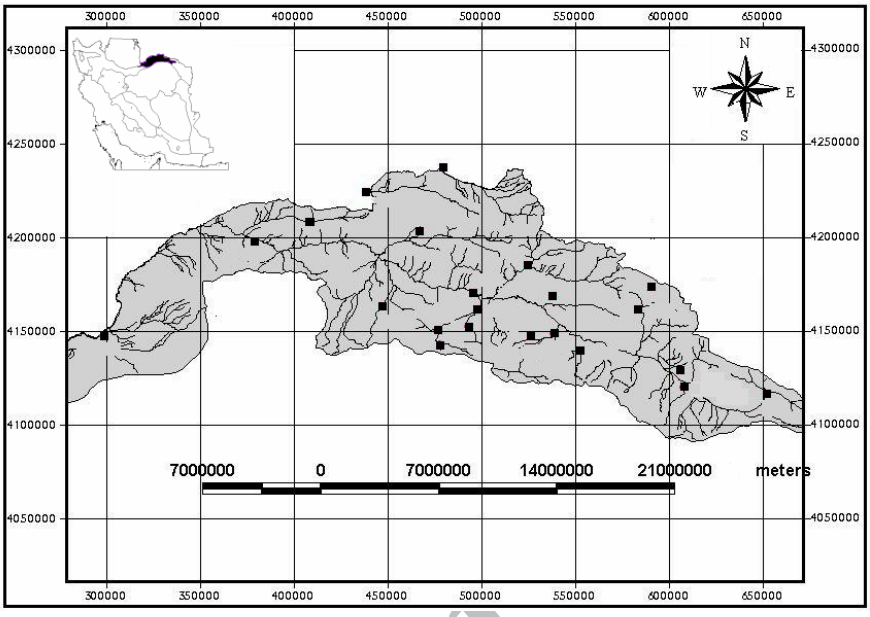
براي برآورد خطا از سه ايستگاه كه كيفيت و طول دوره آماري مناسب داشتند و در مدل منطقه‌اي شركت داده نشده بودند، استفاده شد. ايستگاه بارزو در ناحيه يك، ايستگاه هي‌هي قوچان در ناحيه دو و ايستگاه هوتن در ناحيه سه، انتخاب و تحليل فراواني در آنها انجام شد. همچنين بسته به قرارگيري در مناطق همگن با مدل‌هاي منطقه‌اي روش هيبريد و جريان كمينه شاخص مورد تحليل منطقه‌اي قرار گرفتند. سپس مقادير خطاي جذر ميانگين مربعات خطا (RMSE) و شاخص توافق (d) براي آنها محاسبه شد كه مقادير آن در جدول ٤ نشان داده شده است.

نتايج نشان مي‌دهد با توجه به مقادير جذر ميانگين مربعات خطا، روش هيبريد در تمام دوره بازگشت‌ها نسبت به روش جريان كمينه شاخص، برتري دارد. همچنين مقادير شاخص توافق در روش هيبريد بيشتر بوده و به عدد يك نزديك‌تر است كه بيانگر همگني بيشتر بين مقادير مشاهده‌اي و پيش‌بيني شده در اين روش است.

بحث

در بررسي انجام‌شده در مناطق همگن، در روش جريان كمينه شاخص ويژگي‌هاي مساحت حوزه، ميانگين بارش سالانه و درصد سازند نفوذپذير به‌عنوان عوامل اصلي وارد مدل شده‌اند. در روش هيبريد مساحت حوزه و شيب متوسط حوزه مدل‌هاي مناسب‌تري با جريان‌هاي ٧ روزه ايجاد كرده‌اند. نتايج نشان مي‌دهد كه در روش هيبريد، جريان‌هاي ٧ روزه ٢ ساله و ٥ ساله داراي خطاي ٠/٠٨٣ و ٠/٠٨٤ و شاخص توافق ٠/٩٥٤ و ٠/٧٢٨ است. كه با مقايسه با ساير دوره بازگشت‌ها نتايج مناسب‌تر است، يعني با توجه به خطاي كمتر، بين مقادير برآوردي و مشاهده‌اي همگني بيشتري وجود دارد. كاسي و الجايي(١٩٩٥) تحليل فراواني ٧ روزه جريان كمينه را مناسب‌ترين روش برآورد جريان كمينه پيشنهاد كردند(٦). وگل و كرول(١٩٩٢)، مساحت حوزه و شيب متوسط حوزه را براي مدل‌هاي منطقه‌اي به كار بردند و خطاي استاندارد ٢٧ درصد به‌دست آوردند (٣٤). دينگمن و لاولور (١٩٩٥) در مناطق همگن براي جريان كمينه ٧ روزه ١٠ ساله خطاي نسبي ٣٣ درصد و خطاي برآورد ٦٤ درصد به‌دست آوردند (٩). دورانز و تاميك (١٩٩٦) در برآورد جريان كمينه از تحليل فراواني سيل بهره گرفتند و با برازش توزيع لوگ پيرسون نوع سه مدل‌هاي برآورد جريان كمينه را تعيين كردند(١٠). ريفاي و همكاران (٢٠٠٠) ويژگي‌هاي مساحت حوزه، شيب حوزه و ميانگين بارش سالانه را به‌عنوان عوامل مهم در ايجاد جريان كمينه منطقه‌اي شناسايي كرده‌اند (٢٧).

مشكلات ويژه در تحليل جريان كمينه بويژه در مناطق خشك و نيمه‌خشك مربوط به آمار كوتاه‌مدت و نقص آمار است كه در نهايت موجب ايجاد جريان كمينه سالانه با مقادير صفر مي‌شود، از اين‌رو ممكن است در تحليل فراواني خطاهايي به‌وجود آيد، يكي خطاي ناشي از ناشناخته بودن توزيع واقعي است، بويژه در صورت كوتاه بودن دوره آماري موجود، چنين خطايي با انتخاب توزيع مناسب منطقه‌اي به حداقل مي‌رسد، ديگري خطاي برآورد شاخص‌هاي توزيع احتمال از روي داده‌هاي نمونه بوجود مي‌آيد كه در اين مورد نيز با انتخاب ايستگاه‌هاي داراي آمار طولاني‌مدت تلاش مي‌شود تا چنين خطايي تا حد امكان كاهش يابد. يكي از مزيت‌هاي روش هيبريد، اين است كه مي‌توان تعداد ايستگاه‌هاي هيدرومتري بيشتري را نسبت به ديگر روش‌هاي تحليل منطقه‌اي جريان كمينه در نظر گرفت. همچنين با تركيب آمارهاي ايستگاه‌ها داده‌هاي ورودي براي برازش تابع توزيع در هر ناحيه افزايش مي‌يابد كه خود موجب شناخته شدن توزيع واقعي مي‌شود. از اين‌رو استفاده از اين روش به همراه مدل‌هايي كه براي تحليل فراواني نمونه‌هاي با مقادير صفر ارائه شده (استراپزيوسكي و همكاران،٢٠٠٣)، (كه توزيع احتمالي جديد به‌نام Kinermatic Diffusion Model براي تحليل فراواني نمونه‌هاي با مقادير صفر ارائه كرده‌اند) (٣١)، براي برآورد جريان كمينه در مناطق فاقد آمار توصيه مي‌شود.



شكل ۱- موقعيت منطقه مطالعاتي و پراكنش ايستگاه‌های هيدرومتری

منابع

۱- سيف، علي، ۱۳۸۰. بررسي روش تركيبي داده‌ها در برآورد دبي سيلاب بخشي از جنوب غربي كشور، پايان‌نامه كارشناسي‌ارشد آبخيزداري، دانشكده منابع طبيعي، دانشگاه تربيت مدرس، ص ۱۲۶.

۲- محسني‌ساروي، محسن، روحاني حامد، تلوري عبدالرسول، زهتابيان غلامرضا، ۱۳۸۲. تحليل فراواني سيلاب به روش هيبريد در شرق و شمال شرق ايران، مجله منابع طبيعي ايران، جلد ٥٦، شماره ۳، ۱۷۷-۱٦٥.

۳- نجاتي، آرش، ۱۳۷۸. استفاده از روش هيبريد در زيرحوزه‌هاي رودخانه كرخه، پايان‌نامه كارشناسي‌ارشد آبياري، دانشكده كشاورزي، دانشگاه تهران، ص ۱۲۰.

4- ASCE Task Committee on low- flow evaluation, methods, and needs of the Committee on Surface-Water Hydrology of the Hydraulics Division. (1980). “Characteristics of low flows.” J. Hydraulics, ASCE 106(HY5), 717-731

5- Brison, G., & Bates, F., 1998. Climatic and physical factors that influence the homogeneity of regional floods in southeastern Australia, Water Resource Research, v 34, n 12, p 3369-3381

6- Caissie, D., & El-Jabi, N., 1995. Comparison and regionalization of hydrologically based instream flow techniques in Atlantic Canada, Canadian Journal of Civil Engineering, v 22, n 2, p 235-246

7- Bayazit, M., & Onoz, B., 2002. LL-moments for estimating low flow quantiles, Hydrological Sciences Journal, v 47, n 5, p 707-720

8- Chalise, S. R., Kansakar, S. R., Rees, G., Croker, K., & Zaidman, M., 2003. Management of water resources and low flow estimation for the Himalayan basins of Nepal, Journal of Hydrology, v 282, n 1-4, p 25-35

9- Dingman, S. L., & Lawlor, S. C., 1995. Estimating low flow quintiles from drainage basin characteristics in New Hampshire and Vermont, Water Resources Bulletin, v 31, n. 2, p 243-256

10- Durrans, S. R., & Tomic, S., 1996. Regionalization of low-flow frequency estimates: an Alabama case study, Water Resources Bulletin, v 32, n 1, p 23-37

11- Durrans, S. R., & Tomic, S., 2001. Comparison of parametric tail estimators for low-flow frequency analysis, Journal of the American Water Resources Association, v 37, n 5, p 1203-1214

12- Gottschalk, L., Tallaksen, L. M., & Perzyna, G., 1997. Derivation of low flow distribution functions using recession curves, Journal of Hydrology, v 194, n 1-4, p 239-262

13- Grover, P. L., Cunderlik, J. M., & Burn, D. H., 2002. A comparison of index flood estimation procedures for ungauged catchments, Canadian Journal of Civil Engineering, v 29, n 5, p 734-741

14- Gustard, A., Bullock, A., & Dixon, J.M., 1992. Low flow estimation in the United Kingdom. Institute of Hydrology, Report No. 108, 88 pp.

15- Hjalmarson, H. W., & Thomas, B. E., 1992. New look at regional flood-frequency relations for arid lands, Journal of Hydraulic Engineering, v 118, n 6, p 868-886

16- Kroll, C. N. & Vogel, R. M. (2002). “Probability Distribution of Low Streamflow Series in the United States.” J. Hydrologic *Engrg.*, ASCE 7(2), 137-146.

17- Kumar, R., Chatterjee, C., & Kumar, S., 2003. Regional flood formulas using L-moments for small watersheds of zone subzone of India, Applied Engineering in Agriculture, v 19, n 1, p 47-53

18- Lim, Y., Howe L., & Leonard M., 2003. Regional flood estimation for ungauged basins in Sarawak, Malaysia, Hydrological Sciences Journal, v 48, n 1, p 79-94

19- Liu, S., Lu, J. C., & Unal, C., 1996. Analysis of bivariate censored low flows, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE v 122, n 2, p 97-103

20- Manciola, P., & Casadei, S., 1991. Low flow index and hydrogeological characteristics, Proceedings - National Conference on Hydraulic Engineering, p 930-936

21- Manciola, P., & Casadei, S., 1992. 7-day 10-yr low flow relationships for ungauged sites in Central Italy, Irrigation and Drainage: Saving a Threatened Resource - In Search of Solutions, Proceedings of the Irrigation and Drainage Sessions at Water Forum, p 250-256

22- Nathan, R. J., & McMahon, T. A., 1990. Practical aspect of low-flow frequency analysis, Water Resources Research, 26: 2135-2141

23- Nathan, R. J., & McMahon, T. A., 1991. Overview of a systems approach to the prediction of low flow characteristics in ungauged catchments, National Conference Publication Institution of Engineers, Australia, v 1, n 91 pt 22, Challenges for Sustainable Development, p 187-192

24- Onaz, B., & Bayazit, M., 1999. GEV-PWM model for distribution of minimum flow, Journal of Hydrologic Engineering, v 4, n 3, p 289-292

25- Pearson, C.P., 1995. Regional frequency analyses of low flows in New Zealand rivers, Journal of Hydrology, (NZ) 33 (2): 94-122

26- Pilon, P.G., 1990. The weibol distribution applied to regional low flow frequency analysis, Symposium Regionalization in Hydrology, IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), n 191, p 227-237

27- Rifai, H. S., Brock, S. M., Ensor, K. B., & Bedient, P. B., 2000. Determination of low-flow characteristics for Texas streams, Journal of Water Resources Planning and Management, ASCE v 126, n 5, p 310-319

28- Schreiber, P., & Demuth, S., 1997. Regionalization of low flows in southwest Germany, Hydrological Sciences Journal, v 42, n 6, p 845-858

29- Smakhtin, V. Y., 1997. Regional low-flow studies in South Africa, IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), n 246, Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management, p. 125-132

30- Smakhtin, V.U., 2001. Low flow hydrology: a review. Journal of Hydrology 240, 147–186.

31- Strupczewski, W. G., Weglarczyk, S., & Singh, V. P., 2003. Impulse response of the kinematic diffusion model as a probability distribution of hydrologic samples with zero values, Journal of Hydrology, v 270, n 3-4, p 328-351

32- Thompson, S. A., 1999. Hydrology for Water Management, A. A. Balkema Publication, Rotterdam, 362 pp

33- Vogel, R. M., & Kroll, C. N., 1990. Generalized low-flow frequency relationships for ungaged sites in Massachusetts, Water Resources Bulletin, v 26, n 2, p 241-253

34- Vogel, R. M., & Kroll, C. N., 1992. Regional geohydrologic-genorphil relationships for the estimation of low flow statistics, Water Resources Research, v 28, n 9, p 2451-2458

35- Yu, P. S., Yang, T. C., & Liu, C. W., 2002. A regional model of low flow for southern Taiwan, Hydrological Processes, v 16, n 10, p 2017-2034

36- Zaidman, M. D., Keller, V., Young, A. R., & Cadman, D., 2003. Flow-duration-frequency behavior of British rivers based on annual minima data, Journal of Hydrology, v 277, n 3-4 p 195-213

Low Flow Estimation Using Hybrid Method in Northeast of Iran

K. Nosrati[*1], A. Shahbazi[2]
[1] Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, I.R. Iran
[2] Ph.D. Student, Department of Environment, Faculty of Natural Resources and Marine Sciences, Tarbiat Modares University, I.R. Iran
(Received2005 May 23, Accepted 2007 Feb 27)

Abstract

Reliable estimations of low flow are extremely important for water management in arid and semiarid regions in drought periods. However, selecting reliable methods to determine low flows is difficult, and the lack of hydro-meteorological data as in the selection of a distribution for modeling purpose but also in the estimates of the parameters of a chosen model. In low flow estimation, the common approach for the mitigation of some of these problems is the regionalization of frequency. This study was carried out to evaluate the Hybrid method to estimate low flows in northeast of Iran and compare this method with Index Low-Flow method. At first, low flow series with duration of 7 days were chosen, then the best regional distribution function (Log Pearson Type III) was fitted and low flows value with different return periods were calculated. The region was divided into section based on the results of the cluster analysis, in the Index low flow, and based on area, in the Hybrid method. Then, related regionalized models were determined and compared using trial and error. The results showed that the Hybrid method enjoys higher degree of precision as compared to the Index low flow method, and regarding less error in data resources of the Hybrid method this method is recommended.

Keywords: Hybrid method, Index low-flow, Cluster analysis, Drought, Northeastern of Iran

* Corresponding author: Tel: 021-29902612 , Fax: 021-29902626 E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir