تحليل منطقه‌اي خشكسالي هيدرولوژيک در حوزة آبخيز سفيدرود با بهره‌گيري از شاخص جريان پايه

كاظم نصرتي*[۱]

[۱] استاديار دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي، ايران

(تاريخ دريافت: ۹۰/۳/۱۴، تاريخ تصويب: ۹۰/٦/۲٦۹)

چكيده

خشكسالي هيدرولوژيک به‌منظور نمايش كاهش جريان‌هاي سطحي و افت سطح مخازن آب زيرزميني، درياچه‌ها و رودخانه‌ها به كار مي‌رود. شاخص جريان پايه به‌عنوان يكي از شاخص‌هاي جريان كمينه به صورت نسبت حجم جريان پايه به حجم جريان كل تعريف و به عنوان شاخصي از خشكسالي هيدرولوژيک توانايي حوزة آبخيز را در ذخيره و رهاسازي منابع آب در دوره‌هاي خشكسالي بررسي مي‌نمايد. هدف از اين بررسي تعيين مقادير شاخص جريان پايه و بررسي كارايي آن در تعيين نوع رژيم جريان و تحليل منطقه‌اي خشكسالي هيدرولوژيک در حوزة آبخيز سفيدرود مي‌باشد. به اين منظور ابتدا سه منطقة همگن خشكسالي هيدرولوژيک بر پايه سطح آستانه و تحليل خوشه‌اي تعيين شد. سپس شاخص جريان پايه در مقياس روزانه با استفاده از داده‌هاي روزانه دبي در ۲۸ ايستگاه هيدرومتري مناطق همگن محاسبه شد. نتايج نشان داد ميانگين منطقه‌اي شاخص جريان پايه سالانه, با ميزان ۰/٦٥ با مقدار انحراف معيار ۰/۱۹ در دوره آماري بلندمدت ثابت مي‌باشد. محدودة شاخص جريان پايه ۰/۱۷-۰/٨٦ مي‌باشد و بر پايه صدک‌هاي ۲۵، ۵۰ و ۷۵ رژيم جريان رودخانه‌ها به چهار طبقه تقسيم‌بندي شد كه بيش از ۵۰ درصد حوزه‌هاي آبخيز منطقة مورد مطالعه داراي رژيم كم پايدار و ناپايدار است. بدين ترتيب تامين جريان آب رودخانه در دوره‌هاي خشكسالي با مشكل مواجه است. نتايج اين بررسي مي‌تواند در ارزيابي تغذية آب زيرزميني، سيستم‌هاي تامين آب، مديريت آبياري، پايش خشكسالي هيدرولوژيک و ارايهٔ مدل‌هاي منطقه‌اي در برآورد ذخيرة منابع آب در مناطق فاقد آمار مورد استفاده قرار گيرد.

واژه هاي كليدي: خشكسالي هيدرولوژيک، شاخص جريان پايه، روش سطح آستانه، حوزة آبخيز سفيدرود

---

* نويسنده مسئول: تلفن: ۰۲۱-۲۹۹۲۲٦۰۲ فاكس: ۰۲۱-۲۹۹۰۲٦۲۸ E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir

مقدمه

مخاطرهاي طبيعي به سه دستة فرآيندهاي بيولوژيک، زمين‌شناسي- ژئومورفولوژيك و هيدرومتئورولوژيک تقسيم مي‌شوند. بلاياي هيدرومتئورولوژيک؛ مانند خشکسالي‌ها ,پديده‌هاي بلندمدت هستند که مناطق وسيعي را تحت تاثير قرار مي‌دهند و موجب رکود شديد بيشتر فعاليت‌هاي اقتصادي و اجتماعي مي‌شوند (Wilhite *et al.*, 2000). خشکسالي را مي‌توان به صورت رخداد منطقه‌اي و مداوم کمبود ميانگين دسترسي آب تعريف نمود (Tallaksen and van Lanen, 2004). توزيع منطقه‌اي خشکسالي, يکي از ويژگي‌هاي مهم آن مي‌باشد و بنابراين بررسي منطقه‌اي خشکسالي، موجب درك کاملتري از اين پديده و درنتيجه مديريت بهينة منابع آب مي‌شود.

مطالعات خشکسالي را مي‌توان در چهار طبقة عمدة خشکسالي هواشناسي، کشاورزي، هيدرولوژيک و اقتصاديـاجتماعي تقسيم کرد (Delpla *et al.*, 2009). خشکسالي هيدرولوژيک، کاهش سريع جريان‌هاي سطحي و افت سطح مخازن آب زيرزميني، درياچه‌ها و رودخانه‌ها را بررسي مي‌کند. جريان‌هاي کمينه به‌طور طبيعي طي وقوع خشکسالي تجربه مي‌شوند و عنصر مهم آن, يعني بزرگي خشکسالي را مشخص مي‌نمايند. به طور کلي شناخت سنجه‌هاي فراواني جريان کمينه، در مطالعات خشکسالي هيدرولوژيک، طبقه‌بندي جريان‌هاي رودخانه ها، برآورد نفوذ رواناب سطحي، برآورد تغذيه آبخوان‌ها، پتانسيل رقيق‌شدگي فاضلاب (ظرفيت جذب)، تنظيم ورود فاضلاب به رودها، مطالعات آبرساني شهري، کشاورزي و صنعتي و حفظ شرايط مناسب زيست محيطي بسيار مهم مي‌باشد (Fiala *et al.*, 2010; McCleskey *et al.*, 2010). شاخص‌هاي جريان کمينه وضعيت جريان رودخانه را از نظر وقوع يا به وقوع نپيوستن خشکسالي مشخص، و تداوم خشکسالي را تعيين مي‌کند. شاخص جريان پايه به عنوان يکي از شاخص‌هاي جريان کمينه بيانگر بخشي از رواناب کل است که از منابع ذخيره شده مشتق مي‌گردد (Institute of Hydrology, 1980; Nathan and McMahon 1990). بنابراين شاخصي از اثرات زمين‌شناسي حوزة آبخيز بر دبي خروجي محسوب مي‌شود (McCuen, 1989) و به‌عنوان شاخصي از خشکسالي هيدرولوژيک توانايي حوزة آبخيز را در ذخيره و رهاسازي منابع آب در دوره‌هاي خشکسالي بررسي مي‌کند. تاکنون در اغلب مطالعات انجام شده در ايران , شاخص‌هاي جريان کمينه به‌منظور ارزيابي و بررسي خشکسالي هيدرولوژيک مورد بررسي قرار گرفته‌است (مانند: Nosrati and Shahbazi, 2007) اما شاخص جريان پايه کمتر مورد توجه قرار گرفته است. بنابراين هدف از اين بررسي تعيين مقادير شاخص جريان پايه و بررسي کارايي آن در تعيين نوع رژيم جريان و تحليل منطقه‌اي خشکسالي هيدرولوژيک در حوزة آبخيز سفيدرود مي‌باشد.

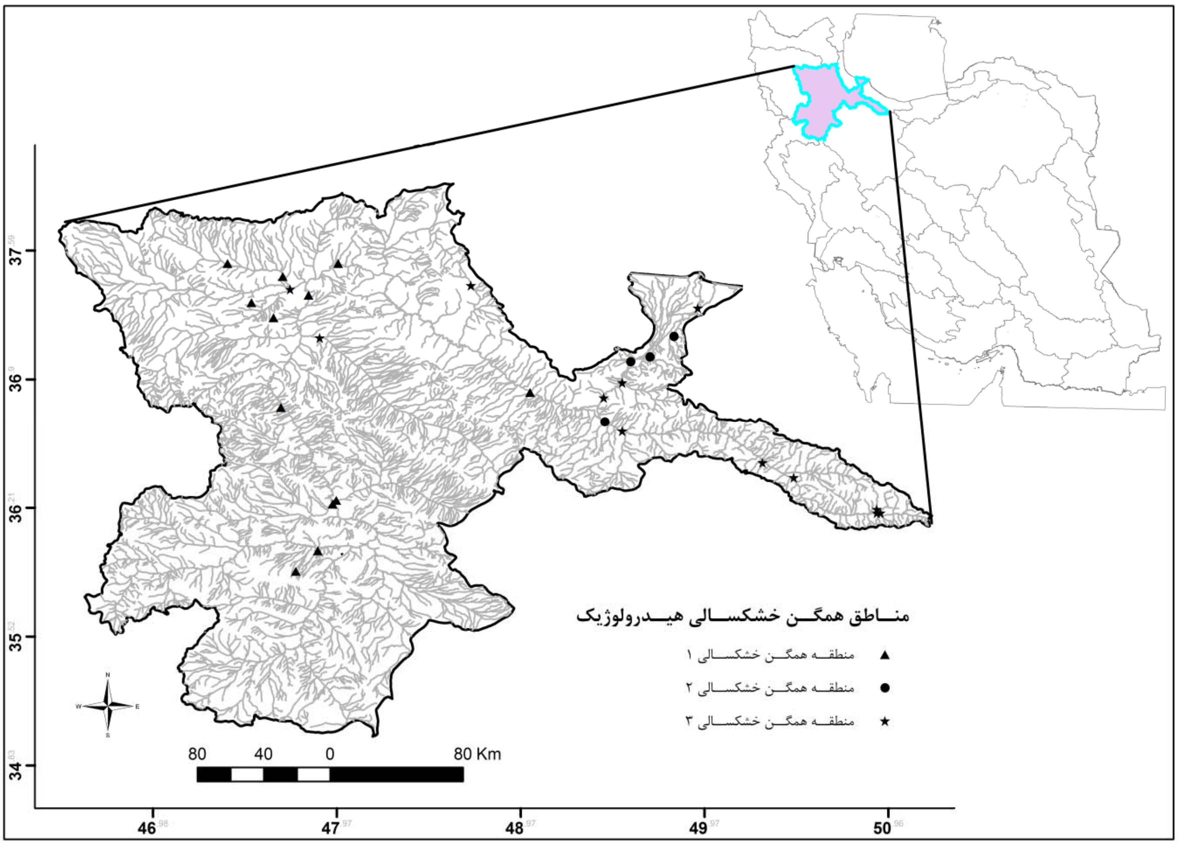
مواد و روش‌ها

آماده‌سازي داده‌ها

ابتدا ايستگاه‌هاي هيدرومتري حوزة آبخيز سفيدرود بر پايه عوامل زمين شناسي، کاربري اراضي و تنظيم و کنترل جريان که بر جريان‌هاي پايه تاثير مي‌گذارند، بررسي و ايستگاه‌هاي مناسب از لحاظ دورة آماري انتخاب شد. آمار دبي روزانه ۲۸ ايستگاه هيدرومتري منتخب حوزة آبخيز سفيدرود (شکل ۲) با دورة آماري ۲۰ سال به صورت متوالي نمودار شد. بررسي‌هاي آمار دبي روزانه نشان داد که خلاءهاي آماري در ايستگاه‌هاي منتخب کمتر از ۰/۵ درصد کل داده‌ها مي‌باشد. خلاءهاي آماري به روش همبستگي با ايستگاه‌هاي مجاور بازسازي شد. در اين روش، همبستگي در سطح معني‌داري ۰/۰۱ در نظر گرفته شد. همگني داده‌هاي دبي با استفاده از آزمون گردش[1]، تأييد گرديد.

---

[1] Run test



شکل ۱- موقعيت و پراکنش ايستگاه‌هاي هيدرومتري حوزة آبخيز سفيدرود.

مناطق همگن خشکسالي هيدرولوژيک

مناطق همگن خشکسالي بر پايه شاخص کمبود[1] (Fleig *et al.*, 2006) تعيين شد. ابتدا سري‌هاي زماني کمبود جريان در هر يک از ايستگاه‌ها استخراج و مناطق همگن بر پايه سري‌هاي زماني حاصل از شاخص کمبود با استفاده از تحليل خوشه‌اي به‌دست آمد. به‌اين منظور ابتدا شاخص کمبود براي سري‌هاي زماني داده‌هاي دبي روزانه براي ارزيابي رخداد يا رخ‌ندادن کمبود جريان زير سطح آستانه[2] محاسبه شد. انتخاب سطح آستانه مناسب بستگي به هدف بررسي و ويژگي‌هاي جريان دارد (Fleig *et al.*, 2006). در اين بررسي احتمال تجاوز ۷۰ درصد جريان (Q70) به عنوان سطح آستانة مناسب براي جريان‌هاي دائمي، مورد استفاده قرار گرفت که بر پايه صدک ۷۰ از منحني تداوم جريان[3] محاسبه مي‌شود. با استفاده از مقادير دبي روزانة مرتب شده در کل دورة آماري مورد نظر (۲۰ سال)، براي روز مشخص j مقدار روزانه Q70 بعلاوة ۱۵ روز در دو طرف روز مورد نظر محاسبه گرديد. منظور نمودن ۱۵ روز در دو طرف روز مورد نظر در مقايسه با اينکه تنها يک مقدار در سال براي روز j در نظر گرفته شود، به يکنواحت شدن منحني تداوم جريان کمک مي‌نمايد. همچنين Fleig *et al.* (2011) از سطح آستانه Q70 و Hannaford *et al.* (2011) از سطح آستانه Q90 در تعيين مناطق همگن خشکسالي هيدرولوژيک در اروپا استفاده کردند. بدين ترتيب سري‌هاي روزانه روزهاي خشکسالي با مقادير يک (زماني‌که جريان روزانه کمتر از Q70 است) و بدون خشکسالي با مقادير صفر (زماني‌که جريان روزانه بيش از

---

[1] Deficiency index
[2] Threshold level
[3] Flow duration curve

Q70 است) بر پايه رابطة ۱ تعيين شد (Fleig *et al.*, 2011; Hannaford *et al.*, 2011).

$$\begin{array}{ll} \mathrm{DI(j)=1} & \text{if } \mathrm{Q(j)\le Q70(j)} \\ \mathrm{DI(j)=0} & \text{if } \mathrm{Q(j)>Q70(j)} \end{array}$$ (۱)

که DI(j) شاخص کمبود در روز j مي‌باشد. مناطق همگن خشکسالي بر پايه سري‌هاي خشکسالي حاصل از شاخص از کمبود با استفاده از تحليل خوشه‌اي تعيين شد. براي خوشه‌بندي سلسله مراتبي از الگوريتم‌روش Ward استفاده شد که به عنوان روشي مناسب مورد توجه قرار گرفته است (Bower *et al.*, 2004).

شاخص جريان پايه[1]

شاخص جريان پايه به عنوان يکي از شاخص‌هاي جريان کمينه به صورت نسبت حجم جريان پايه به حجم جريان کل تعريف و به‌عنوان شاخصي از خشکسالي هيدرولوژيک توانايي حوزه آبخيز را در ذخيره و رهاسازي منابع آب در دوره‌هاي خشکسالي بررسي مي‌کند. اين شاخص با استفاده از هيدروگراف دبي روزانه به صورت سالانه محاسبه و ميانگين سالانه آن در دوره آماري طولاني‌مدت ارائه مي‌شود (Institute of Hydrology, 1980).

به منظور محاسبة شاخص جريان پايه ابتدا ؛دبي روزانه به مجموعه‌هاي ۵ روزه (بدون هم‌پوشاني) تقسيم و مقدارحداقل دبي در هر يک از اين مجموعه داده‌ها به عنوان نقطه عطف يا بازگشت تعيين و مقدار مرکزي نقطه عطف براي تمامي سري زماني مشخص شد. سپس نمودار نقاط عطف از طريق درون‌يابي خطي (بين نقاط عطف) ترسيم شد تا مقدار جريان پايه روزانه مشخص شود. در مرحلة بعد حجم آب جريان پايه (سطح زير منحني جريان پايه) و حجم کل آب (سطح زير منحني هيدروگراف) بر پايه مقياس زماني سالانه محاسبه و بر پايه روابط ۲ و ۳ شاخص جريان پايه و ميانگين سالانه آن در هر يک از ايستگاه‌ها محاسبه شد (Tallaksen and Lanen, 2004; Gustard *et al.* 1992).

$$BFI=\frac{\sum_{i} b_i}{\sum_{i} d_i}$$ (۲)

که BFI شاخص جريان پايه، b_i مقادير جريان پايه و d_i مقادير کل جريان براي کل سري داده در مقياس زماني مورد نظر مي‌باشد.

$$MBFI=\frac{\sum_{a} BFI_a}{n}$$ (۳)

که MBFI ميانگين سالانه شاخص جريان پايه، BFI_a شاخص جريان پايه سالانه، a نشان دهندة سال و n تعداد کل سال مي‌باشد.

به منظور تحليل منطقه‌اي ميانگين سالانه شاخص جريان پايه در دورة آماري بلندمدت، صدک‌هاي ۲۵، ۵۰ و ۷۵ شاخص تعيين و منطقة مطالعاتي بر پايه رژيم جريان رودخانه‌ها تقسيم‌بندي شد.

همچنين ويژگي‌هاي ديگر جريان مانند ميانگين دبي ويژه (از تقسيم دبي روزانه بر مساحت حوضه) و ضريب تغييرات در هر ايستگاه بر پايه دبي روزانه در دوره آماري مشابه محاسبه شد. اين خصوصيات کمک مي‌کند تا ويژگي‌هاي هيدرولوژيک بين مناطق همگن خشکسالي مورد مقايسه قرار گيرد. دبي ويژه, ويژگي بيلان سالانة آب حاصل از بارش را در مقياس حوضه مشخص مي‌کند. ضريب تغييرات، تغييرات بارش را صرف‌نظر از ويژگي‌هاي حوضه در بر مي‌گيرد.

نتايج

مناطق همگن خشکسالي هيدرولوژيک

به منظور جداسازي ۲۸ ايستگاه به مناطق همگن خشکسالي هيدرولوژيک،تحليل خوشه‌اي بر پايه احتمال تجاوز ۷۰ درصد جريان (Q70) به عنوان سطح آستانه

---

[1] Base Flow Index (BFI)

رخداد یا رخ‌ندادن خشکسالي مورد استفاده گرفت. مبناي انتخاب این سطح آستانه ویژگي‌هاي جریان و منطقة مطالعاتي مي‌باشد. از آنجایي‌که ممکن است در مناطق خشک و نیمه‌خشک، درصد بیشتري از داده‌هاي با مقادیر صفر در داده‌هاي دبي روزانه مشاهده شود، در نظر گرفتن سطح آستانة کمتر مانند صدک ۵۰ و یا ۶۰، ممکن است موجب محاسبة سطح آستانه با مقدار صفر شود. بنابراین سطح آستانه مورد مطالعه با ویژگي‌هاي منطقه مورد مطالعه برابري مي‌کند. امکان تغییر مکاني خشکسالي در هر یک از ایستگاه‌ها بر پایه تحلیل خوشه‌اي؛ با استفاده از فاصله اتصال که به صورت نسبتي از فاصلة اتصال[1] براي هر یک از ایستگاه‌ها به حداکثر فاصله[2]؛ تعریف شده است (که به منظور استاندارد نمودن آن در ۱۰۰ ضرب مي‌شود). نمودار درختي، تصویري از گروه‌بندي ایستگاه‌ها را که در فصل‌هاي مختلف با یکدیگر ترکیب شده‌اند در اختیار قرار مي‌دهد. نتایج نشان داد حوزة آبخیز سفیدرود در فاصلة اتصال کمتر از ۴۰ به سه منطقه همگن خشکسالي هیدرولوژیک خوشه‌بندي شد (شکل ۲ الف). از نمودار ادغام[3] گروه‌ها نیز به‌عنوان ابزاري جهت گزینش تعداد بهینة مناطق همگن استفاده شد (شکل ۲ ب). که فاصلة انتخابي جهت جداسازي مناطق همگن را تایید مي‌کند. فاصلة اتصال گروه‌بندي مناطق همگن خشکسالي در مرحلة ۲۷، تفاوت معني‌داري با مراحل قبلي داشته و بنابراین، انتخاب تعداد بهینة خوشه‌ها در حدفاصل فاصلة کمتر از ٤٠ گروه‌بندي امکان‌پذیر است (شکل ۲ ب). منطقه همگن ۱، ۲ و ۳ به ترتیب شامل ۱۲، ۴ و ۱۲ ایستگاه مي‌باشد که این مناطق در شکل ۱ تصویر شده‌اند. Fleig *et al.* (2011) از سطح آستانه Q70 در تعیین مناطق همگن خشکسالي هیدرولوژیک شمال غرب اروپا استفاده و دو منطقه همگن براي دانمارک و ۴ منطقه در بریتانیا شناسایي شد. Hannaford *et al.* (2011) ۵۰۰ ایستگاه در ۱۱ کشور اروپایي را به ۲۴ منطقه همگن خشکسالي بر پایه سطح آستانه احتمال تجاوز ۹۰ درصد خوشه‌بندي نمودند.

شاخص جریان پایه

سري‌هاي زماني جریان پایه به عنوان معیاري مفید در رفتار دینامیک آب‌هاي زیرزمیني شناخته شده است. دامنة نوسانات کلي این شاخص بین صفر و یک مي‌باشد. چنانچه شاخص به عدد یک نزدیکتر باشد، جریان، پایدار و حوضه، نفوذپذیرتر خواهد بود. نتایج نشان داد محدودة شاخص جریان پایه در منطقة مطالعاتي ۰/۱۷-۰/۸٦ و انحراف معیار شاخص جریان پایه بین ۰/۰٤ تا ۰/۰۸ مي‌باشد. میانگین منطقه‌اي شاخص جریان پایه سالانه تا حدودي با میزان ۰/٦٥ با مقدار انحراف معیار ۰/۱۹ در دورة آماري بلندمدت ثابت مي‌باشد. این نتایج اثبات مي‌کند که شاخص جریان پایه به‌طورعمومي انحراف اندکي در مقایسه با دورة آماري طولاني‌مدت نشان مي‌دهد. این نتایج پیشنهاد مي‌کند که شاخص جریان پایه، شاخصي سودمند در نشان دادن واکنش حوزة آبخیز به خشکسالي مي‌باشد. شکل ۳ هیدروگراف میانگین طولاني‌مدت جریان پایه و دبي را در دو ایستگاه نشان مي‌دهد. ایستگاه "لاکان" کمترین (۰/۱۷) و ایستگاه "جوستان-شاهرود" بیشترین مقدار شاخص جریان پایه (۰/۸٦) را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر بالاي این شاخص نشان دهندة این است که حوضة داراي جریان پایدار است و بدین‌ترتیب قادر است جریان رودخانه را در دوره‌هاي شدید خشکي تامین کند. نتایج این مطالعه با نتایج سایر مطالعات مطابقت دارد. در بررسي Clausen (1995) در دانمارک مقادیر انحراف معیار شاخص جریان پایه بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۸ براي چهار سال آماري برآورد شد. Institute of Hydrology (1980) و Gustard *et al.* (1992) میانگین مقادیر انحراف معیار را در رودخانه‌هاي انگلستان بین ۰/۰۴ تا ۰/۰۵ برآورد کردند، در حالي‌که Nathan and McMahon (1990) مقدار ۰/۱۴ را در رودخانه‌هاي استرالیا به دست آوردند. Fleig (2004)

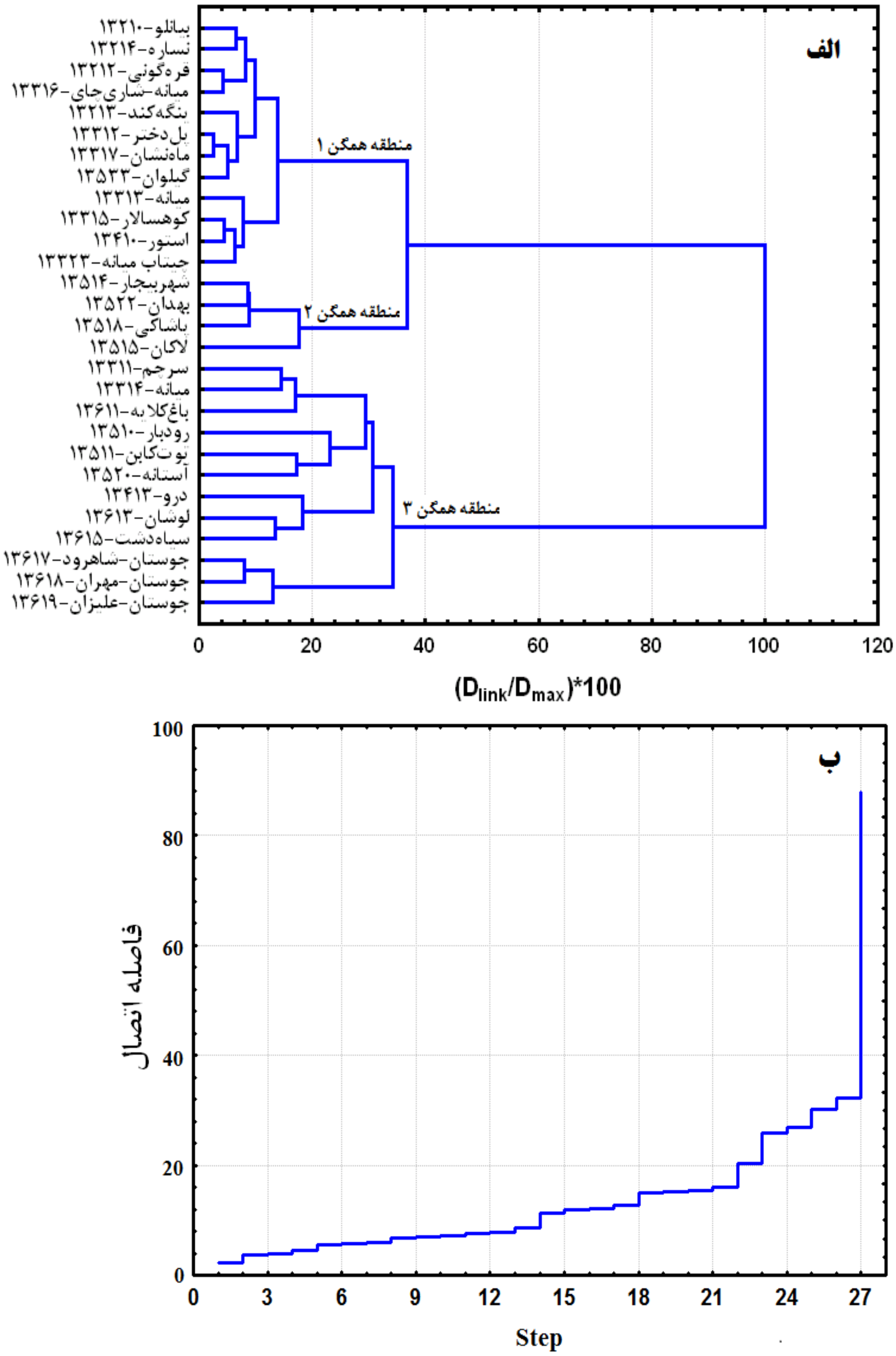
---

[1] Linkage distance (D_{link})

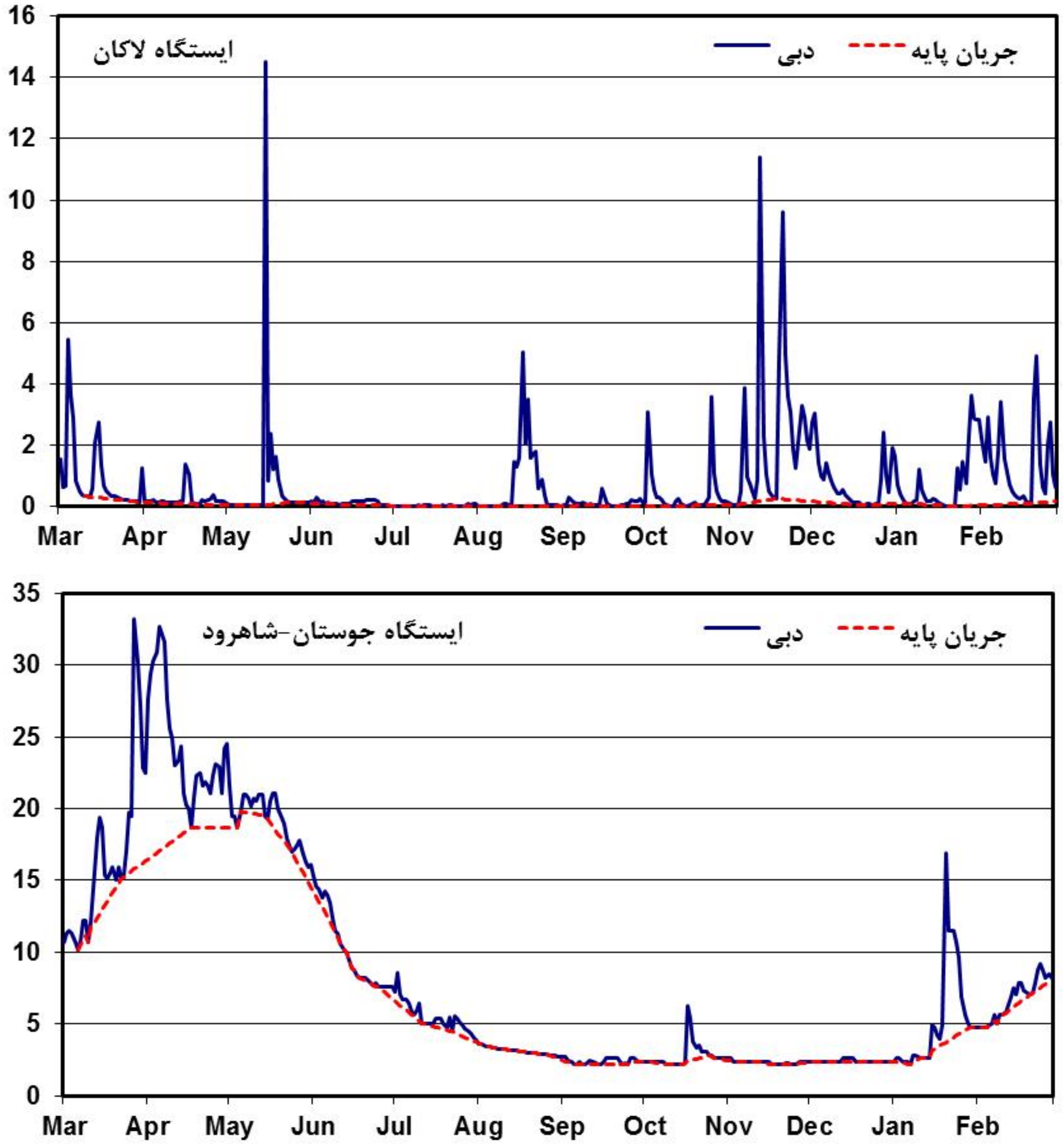
[2] Maximal linkage distance (D_{max})

[3] Graph of amalgamation

مقادیر شاخص جریان پایه را در نروز بین ۰/۱۶ تا ۰/۹۲ برآورد کرد.



شکل ۲- مناطق همگن خشکسالي هیدرولوژیک حاصل از تحلیل خوشه‌اي؛ ایستگاه‌ها با نام و کد نمایش داده شده‌اند (الف)؛ نمودار ادغام گروه‌ها (ب).



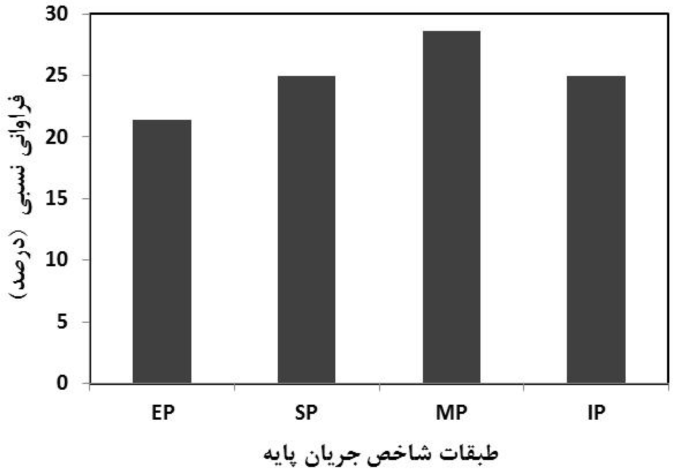
شکل ۳- هیدروگراف روزانه میانگین طولاني‌مدت جریان پایه و دبي در دو ایستگاه منطقة مطالعاتي. واحد جریان پایه و دبي متر مکعب بر ثانیه مي‌باشد.

فراواني میانگین سالانة شاخص جریان پایه در دورة آماري بلندمدت در ایستگاه‌هاي مورد مطالعه بر پایه صدک‌هاي ۲۵، ۵۰ و ۷۵ محاسبه و منطقة مطالعاتي بر پایه رژیم جریان رودخانه‌ها به چهار دسته تقسیم‌بندي شد (جدول ۱). شکل ۴ فراواني هر یک از طبقات شاخص جریان پایه و وضعیت حوزة آبخیز را بر پایه رژیم جریان نشان مي‌دهد. نتایج نشان داد حدود ۳۰ درصد ایستگاه‌هاي منطقة مطالعاتي داراي حوزة آبخیز نفوذپذیر کم (کم تراوا) با رژیم جریان کم ,پایدار است (شکل ۴). بنابراین تامین جریان آب رودخانه در دوره‌هاي خشکسالي محدود مي‌باشد. البته باید توجه کرد تغییر کاربري اراضي مي‌تواند با تغییر میزان نفوذپذیري سطح حوزة آبخیز نقش بسزایي در کاهش شاخص جریان پایه داشته باشد. Clausen (1995) ایستگاه‌هاي مورد بررسي در دانمارک را بر پایه شاخص جریان پایه بیش از ۰/۷ و کمتر از ۰/۷ در دو دسته طبقه‌بندي کردند. Fleig (2004) مقادیر

شاخص جريان پايه را براي حوزه‌هاي آبخيز نفوذپذير با رژيم جريان پايدار بيش از ۰/۸ و براي حوضه‌هاي غيرقابل نفوذ با رژيم جريان زودگذر مقادير كمتر از ۰/۵ گزارش كرد. بديهي است كه اين روش نمي‌تواند منابع آب و جريان آب زيرزميني را شبيه‌سازي نمايد اما روشي هدفمند و ساده را در محاسبه شاخصي از واكنش جريان پايه ارائه مي‌كند. Hutchinson (1983) نشان داد كه مي‌توان شاخص جريان پايه را در رودخانه‌هاي نيوزيلند تنها با دو سال داده با انحراف معيار ۰/۰۴ برآورد كرد.

جدول ١- طبقه‌بندي و دامنة تغييرات شاخص جريان پايه

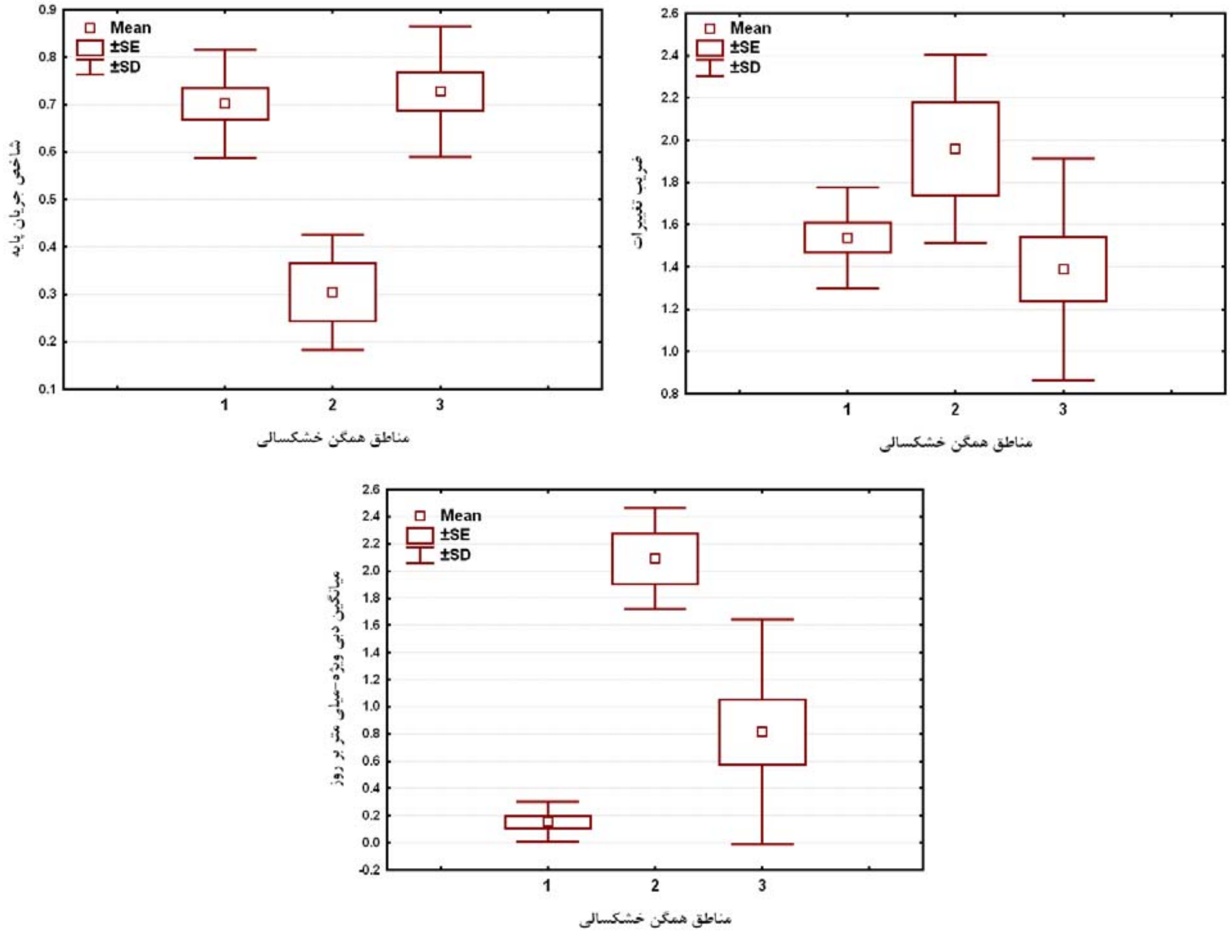
طبقات شاخص	توصيف وضعيت حوزة آبخيز	نماد
بيشتر از ۰/۷۹	نفوذپذير (تراوا) با رژيم جريان پايدار	EP
۰/۷٤ تا ۰/۷۸	نيمه نفوذپذير (نيمه تراوا) با رژيم شبه پايدار	SP
۰/٥٤ تا ۰/۷۳	نفوذپذير كم (كم تراوا) با رژيم كم پايدار	MP
كمتر از ۰/٥۳	غير قابل نفوذ (ناتراوا) با رژيم جريان زودگذر	IP



شكل ٤- فراواني طبقات شاخص جريان پايه در منطقة مطالعاتي. نماد طبقات در جدول ١ معرفي شده‌اند.

نتايج بررسي شاخص جريان پايه در هر يک از مناطق همگن خشكسالي هيدرولوژيک نشان داد كه منطقة همگن ٢ با ميانگين شاخص جريان پايه ۰/۳ داراي كمترين مقدار شاخص است (شكل ٥) و اين منطقه در طبقه غير قابل نفوذ (ناتراوا) با رژيم جريان زودگذر طبقه‌بندي مي‌شود. همچنين ضريب تغييرات جريان و ميانگين دبي ويژه به عنوان ويژگي بيلان سالانه آب در هر يک از مناطق همگن با شاخص جريان پايه مطابقت دارد (شكل ٥).

نتايج تحليل واريانس در مناطق همگن در جدول ٢ ارايه شده است. نتايج نشان داد تفاوت مقادير شاخص جريان پايه و ميانگين دبي ويژه در مناطق همگن مختلف, تحت تاثير خشكسالي، بارز و از نظر آماري معني‌دار است، در حالي‌كه ضريب تغييرات معني‌دار نمي‌باشد (جدول ٢).



شكل ۵- نمودار جعبه‌اي شاخص جريان پايه، ميانگين دبي ويژه و ضريب تغييرات در سه منطقة همگن خشكسالي هيدرولوژيک.

جدول ۲- تحليل واريانس ويژگي‌هاي جريان در مناطق همگن خشكسالي هيدرولوژيک

ويژگي جريان	ميانگين مربعات	خطا	F
شاخص جريان پايه	۰/۲۹	۰/۰۱۶	۱۸/۵**
ميانگين دبي ويژه	۵/۷۴	۰/۳۲۶	۱۷/۶**
ضريب تغييرات	۰/۴۹	۰/۱۷۰	۲/۹ns

** معني دار در سطح ۰/۰۰۱ و ns غير معني دار

شاخص جريان پايه به زمين‌شناسي و ذخيرة منابع آب منطقه بستگي داشته و مي‌تواند به عنوان شاخصي از پاسخ حوزة آبخيز در برآورد جريان كمينه در مناطق فاقد ايستگاه به صورت مستقيم و يا به صورت غيرمستقيم با تهية روابط منطقه‌اي مورد استفاده قرار گيرد.

بحث و نتيجه‌گيري

شاخص جريان پايه بر پايه نسبت جريان پايه به جريان كل با استفاده از هيدروگراف دبي روزانه در ۲۸ ايستگاه در حوزة آبخيز سفيدرود محاسبه و طبقات شاخص تعيين شد. نتايج نشان داد اين شاخص قابليت طبقه‌بندي

انواع رژيم جريان و نفوذپذيري حوزة آبخيز (که نقش آن‌ها در تغذية رودخانه به ويژه در دوره کم‌آبي بسيار مهم است) را دارد. بنابراين، اين شاخص به عنوان معياري از دبي رودخانه که از منابع آب ذخيره شده به ويژه آب زيرزميني تغذيه مي‌شود، مي‌تواند به عنوان مطالعات پايه در برآورد شدت و تداوم خشکسالي هيدرولوژيک در مقياس‌هاي زماني مختلف مورد استفاده قرار گيرد.

بنابراين شاخص جريان پايه مي‌تواند در ارزيابي تغذية آب زيرزميني، سيستم‌هاي تامين آب، مديريت آبياري و پايش خشکسالي هيدرولوژيک و همچنين با توجه به ارتباط هيدروژئولوژيک حوزة آبخيز با جريان پايه به‌منظور ارائه مدل‌هاي منطقه‌اي در برآورد ذخيرة منابع آب و خشکسالي هيدرولوژيک در مناطق فاقد آمار يا داراي آمار کوتاه‌مدت مورد استفاده قرار گيرد.

References

- Bower, D., Hannah, D.M., McGregor, G.R., 2004. Techniques for assessing the climatic sensitivity of river flow regimes. Hydrological Process 18, 2515–2543.
- Clausen, B., 1995. Discharge data collection and analysis strategies in low flow studies. Nordic Hydrology 26, 191 -204.
- Delpla, I., Jung, A.V., Baures, E., Clement, M., Thomas, O., 2009. Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production. Environmental International 35(8), 1225-1233.
- Fiala, T., Ouarda, T.B.M.J., Hladný, J., 2010. Evolution of low flows in the Czech Republic. Journal of Hydrology 393, 206-218.
- Fleig, A., 2004. Hydrological Drought-A comparative study using daily discharge series from around the world. MSc thesis Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Demuth, S., 2006. A global evaluation of discharge drought characteristics. Hydrology and Earth System Sciences 10, 535–552.
- Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Hannah, D.M. 2011. Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types. Hydrological Processes 25, 1163–1179.
- Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J.M., 1992. Low flow estimation in the United Kingdom, IH report 108, Institute of Hydrology, Wallingford, United Kingdom, 300 pp.
- Hannaford, J., Lloyd-Hughes, B., Keef, C., Parry, S. Prudhomme, C., 2011. Examining the large-scale spatial coherence of European drought using regional indicators of precipitation and streamflow deficit. Hydrological Processes 25, 1146–1162.
- Hutchinson, P.D., 1983. Calculation of a base flow index for New Zealand catchments, Report No. WS818, Ministry of Works and Development, Christchurch, New Zealand, 18 pp.
- Institute of Hydrology 1980. Low flow studies, research report No. 1, Institute of Hydrology, Wallingford, United Kingdom.
- McCleskey, R.B., Nordstrom, D.K., Susong, D.D., Ball, J.W., Holloway, J.M., 2010. Source and fate of inorganic solutes in the Gibbon River, Yellowstone National Park, Wyoming, USA: I. Low-flow discharge and major solute chemistry. Journal of Volcanology and Geothermal Research 193: 189-202.
- McCuen, R.H., 1989. Hydrological Analysis and Design. Prentice Hall, New Jersey.

Nathan, R.J., McMahon, T.A., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, Water Resources Research 26 (7), 1465-1473.

- Nosrati, K., Shahbazi, A. 2007. Low flow estimation using hybrid method in Northeastern of Iran, Iranian Journal of Natural Resources. 60 (3), 829-841.
- Tallaksen, L.M., van Lanen, H.A.J., 2004. Hydrological Drought—Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Elsevier: Amsterdam.
- Wilhite, D.A., Hayes, M. Knutson, C. Smith, K. H., 2000. Planning for drought: Moving from crisis to risk management. Journal of the American Water Resources Association 36(4), 697-710.

Regional Analysis of Hydrological Drought in Sefidrood Drainage Basin Using Base Flow Index

K. Nosrati[1*]
[1] Assistant Prof., Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

(Received: 2011/June/04 , Accepted: 2011/September/20)

Abstract

The term hydrological drought is applied to represent low water levels in streams, reservoirs and lakes as well as a low groundwater level. Base flow index (BFI) as one of low flow indices gives the ratio of base flow to total flow and investigates basin’s ability to store and release of water in drought periods. The objectives of this study were to determine BFI and to validate this index in drought studies of Sefidrood Drainage Basin. To view of this, first three homogenous regions were identified based on the threshold level using cluster analysis. Then, daily BFI was calculated in 28 gauging stations of the homogenous regions. The results showed that the regional mean of BFI with value of 0.65 (SD=0.19) is stable during long-period data. BFI ranged between 0.17 and 0.86 and also based on the 25, 50 and 75 percentiles, river flow regime in the study area is divided into four categories that show more than 50 percent of the catchments in the study area have low or unstable regime. So it would be hard that the catchments able to provide river flow during drought periods. Therefore the results of this study can be used in assessment of groundwater recharge, water supply system, irrigation management, and hydrological drought monitoring as well as regional modeling of water resources storage and hydrological drought in ungauged areas.

Keywords: Hydrological drought, Base flow index, Threshold level method, Sefidrood drainage basin

---

*Corresponding author: Tel: +98 21 29902602 Fax: +98 21 9902628 E-mail: k_nosrati@sbu.ac.ir