

## Analysis of Spatiotemporal Changes in the Baseflow of Iran's Rivers over the Past 30 Years

E. Parizi<sup>1\*</sup>, E. Hosseinizadeh<sup>2\*</sup>, S. M. Hosseini<sup>3\*</sup>

1,3- Ph.D. in Hydrogeomorphology & Associate Professor of Water Resources Engineering, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran. 2- Ph.D. Student of Environmental Engineering, Department of Water Resources, Faculty of Environment, University of Tehran, Tehran, Iran.

\* (Corresponding Author Email: smhosseini@ut.ac.ir)

Received: 02-08-2023

Revised: 28-09-2023

Accepted: 30-09-2023

Available Online: 08-02-2024

## تحلیل تغییرات مکانی- زمانی جریان پایه رودخانه‌های ایران طی ۳۰ سال اخیر

اسماعیل پاریزی<sup>۱\*</sup>، عماد حسینی‌زاده<sup>۲\*</sup>، سید موسی حسینی<sup>۳\*</sup>

۱ و ۳- به ترتیب دانش‌آموخته دکتری هیدروژئومورفولوژی و دانشیار مهندسی منابع آب، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران. ۲- دانشجوی دکتری مهندسی محیط‌زیست، گروه منابع آب، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

\* (E-Mail: smhosseini@ut.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۷/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۱/۱۹

### Abstract

The aim of this study is to estimate and analyze the spatio-temporal changes in the baseflow of 266 rivers across Iran in a 30-year period (1987-2017) in order to determine the degree of influence of groundwater sources and snowmelt in the studied rivers. The daily baseflows were separated from the streamflows recorded at the hydrometric stations using the Chapman-Maxwell digital filter method. A non-parametric Mann-Kendall test was used to analyze the baseflow time trend, and Moran's I spatial autocorrelation index was used to analyze the spatial autocorrelation of baseflow and baseflow index (baseflow ratio to streamflow). The monthly analysis of baseflow showed a regular seasonal pattern with the highest and lowest values of 9.08 and 1.95 million cubic meters per month, corresponding to the months of April and September, respectively. The results of the baseflow index showed that the share of baseflow in the surface water supply of the studied rivers is between 0.15% and 0.99% (72% on average). The results of the long-term trend of the baseflow indicated that 83.08% of the rivers experienced a significant downward trend (at a level of 0.95) in the studied period. The findings of the spatial autocorrelation test confirmed that there are several clusters with high baseflow and baseflow indexes in the Zagros and Alborz mountain ranges. The results of this research can provide a general picture of the temporal and spatial changes in the baseflow of rivers at the scale of the country and provide outstanding help to decision-makers in order to achieve integrated management of surface water resources.

**Keywords:** River Baseflow, Surface Water Resources, Mann-Kendall Test, Moran's I Spatial Autocorrelation, Ecosystem Sustainability.

### چکیده

هدف از تحقیق حاضر، برآورد و تحلیل تغییرات مکانی- زمانی جریان پایه ۲۶۶ رودخانه در سرتاسر ایران در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۷) به منظور آگاهی از میزان تأثیر منابع آب زیرزمینی و رواناب ذوب برف در رودخانه‌های مورد مطالعه می‌باشد. در این راستا، جریان‌های پایه روزانه با استفاده از روش فیلتر دیجیتالی چپمن- ماکسول (Chapman-Maxwell) از جریان‌های کل ثبت‌شده در محل ایستگاه‌های هیدرومتری تفکیک شدند. از آزمون ناپارامتری من- کندال برای تحلیل روند زمانی جریان پایه و از شاخص خودهمبستگی فضایی موران (Moran's) برای تحلیل خودهمبستگی مکانی جریان پایه و شاخص جریان پایه (نسبت جریان پایه به جریان کل) بهره گرفته شد. تحلیل ماهانه جریان پایه، یک الگوی منظم فصلی را نشان داد که بیشترین و کمترین آن با مقادیر ۹/۰۸ و ۱/۹۵ میلیون مترمکعب در ماه به ترتیب مربوط به ماه‌های فروردین و شهریور بودند. نتایج شاخص جریان پایه نشان داد که سهم جریان پایه در تأمین آب سطحی رودخانه‌های مطالعاتی، بین ۰/۱۵ تا ۰/۹۹ درصد (به‌طور متوسط ۷۲ درصد) است. نتایج روند درازمدت جریان پایه حاکی از آن بود که ۸۳/۰۸ درصد رودخانه‌ها، یک روند نزولی معنی‌دار (در سطح ۰/۹۵) را در بازه زمانی مورد مطالعه تجربه کرده‌اند. یافته‌های آزمون خودهمبستگی مکانی مؤید آن بود که چندین خوشه با جریان پایه و شاخص جریان پایه بالا در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز وجود دارند. نتایج این تحقیق می‌تواند تصویر کلی از تغییرات مکانی و زمانی دبی پایه رودخانه‌ها در مقیاس کشور ارائه نموده و کمک شایانی به تصمیم‌گیران در راستای دستیابی به مدیریت یکپارچه منابع آب سطحی نماید.

**واژه‌های کلیدی:** جریان پایه رودخانه، منابع آب سطحی، آزمون من- کندال، خودهمبستگی فضایی موران، پایداری اکوسیستم.

جریان پایه به حفظ حداقل جریان آب در طول دوره خشکی کمک می‌کند و منبع آب قابل‌اعتمادی را برای اهداف مختلف مانند آب آشامیدنی، کشاورزی و مصارف صنعتی فراهم می‌نماید (زارعی و همکاران، ۱۳۹۹). در این راستا، ارزیابی تغییرات مقدار دبی پایه رودخانه‌ها ضروری به نظر می‌رسد و می‌تواند در مدیریت بهینه منابع آب مؤثر باشد. از طرف دیگر، به دلیل آنکه جریان رودخانه‌های ایران دارای تغییرپذیری زیادی در مقیاس‌های زمانی و مکانی است، بررسی تغییرات مکانی-زمانی دبی پایه رودخانه‌ها که اکثراً متأثر از جریان آب‌های زیرزمینی و آب حاصل از ذوب برف می‌باشد، اهمیت ویژه‌ای دارد (مهری و همکاران، ۱۳۹۶). اگرچه آگاهی از تغییرات مکانی-زمانی جریان پایه نقش مهمی در برنامه‌ریزی و اولویت‌بندی منابع آب ایران دارد اما تاکنون چنین ارزیابی در سطح ایران انجام نشده است و این پژوهش قصد دارد برای اولین بار این خلأ تحقیقاتی را در راستای ارائه تصویر کلی از تغییرات مکانی-زمانی دبی پایه رودخانه‌های کشور که دارای آمار کافی (حداقل ۳۰ ساله) باشند، پر نماید.

#### مواد و روش‌ها

##### • داده‌ها

داده‌های اولیه این پژوهش بر اساس داده‌های روزانه جریان کل رودخانه‌ها<sup>۱</sup> برای ۲۶۶ ایستگاه هیدرومتری در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۷) از دفتر پایه مطالعات منابع آب ایران گردآوری شدند (<https://data.wrm.ir>). با توجه به روش مورد مطالعه، از بین ۱۷۷۷ ایستگاه هیدرومتری فعال کشور، آن‌هایی که ۴ شرط لازم ذیل را داشتند، انتخاب شدند: ۱- ایستگاه‌های هیدرومتری بر روی رودخانه اصلی واقع باشند. ۲- به دلیل اهمیت طول مسیر جریان آب<sup>۲</sup> (Santhi و همکاران، ۲۰۰۸)، مساحت حوضه بالادست ایستگاه‌ها کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع باشد (برآورد جریان پایه با استفاده از روش‌های فیلتر دیجیتال در حوضه‌های آبریز بزرگ مرسوم نمی‌باشد (Santhi و همکاران، ۲۰۰۸)). ۳- جهت کاهش دخالت‌های انسانی، کمتر از ۲ درصد مساحت حوضه توسط مناطق غیرقابل نفوذ مصنوعی (برای مثال مناطق شهری) اشغال شده باشد و بالادست ایستگاه هیدرومتری سدی وجود نداشته نباشد (Beck و همکاران، ۲۰۱۳). ۴- ۳۰ سال داده جریان کل (Santhi و همکاران، ۲۰۰۸؛ Beck و همکاران، ۲۰۱۳) به صورت پیوسته با حداقل کمبود داده داشته باشد (شکل ۱). شایان ذکر است که برای برآورد کردن شرط سوم از نقشه کاربری اراضی (ESA-WorldCover) Shapefile موقعیت سدهای ایران (۲۰۲۰) با وضوح ۱۰ متر و Shapefile موقعیت سدهای ایران استفاده شد. (<https://data.wrm.ir>)

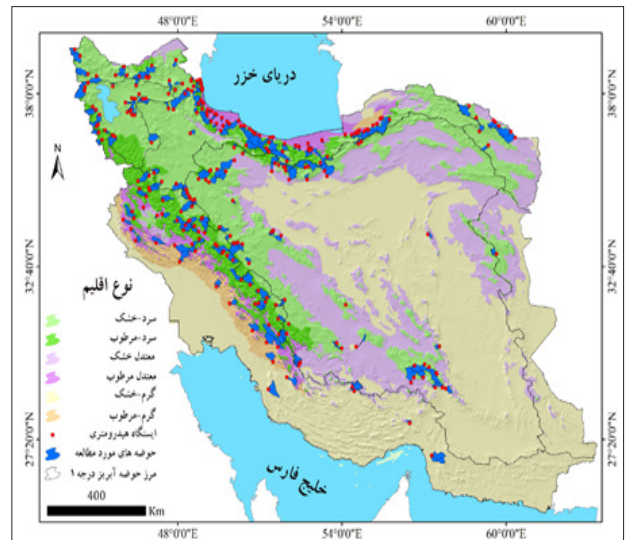
حوضه‌های درجه ۱ دریای مازندران و خلیج فارس با ۹۶ و ۶۸ ایستگاه، بیشترین تعداد حوضه مورد مطالعه و حوضه‌های قره

جریان پایه<sup>۱</sup> یکی از مؤلفه‌های مهم جریان رودخانه است که بین رویدادهای بارش یا دوره‌های خشک‌سالی رخ می‌دهد، در نتیجه اکوسیستم‌های آبی را حفظ می‌کند و قابلیت اطمینان بهره‌برداری از سیستم‌های آب‌های سطحی را افزایش می‌دهد (Partington و همکاران، ۲۰۱۲). جریان پایه از منابع مختلف از جمله آب‌های زیرزمینی، ذوب شدن برف و یخ، تالاب‌ها، دریاچه‌ها و دیگر آب‌های سطحی با تأخیر زمان نسبت به رواناب سطحی ناشی از وقوع بارش، منشأ می‌گیرد (Beck و همکاران، ۲۰۱۳). با افزایش رویدادهای ناگهانی، از جمله کاهش رواناب در طول خشک‌سالی‌ها و تغییرات آب و هوایی، مطالعه جریان پایه رودخانه اهمیت فزاینده‌ای پیدا می‌کند زیرا اغلب عامل اصلی جریان آب رودخانه‌ای در طول خشک‌سالی است (Ayers و همکاران، ۲۰۱۹). بنابراین، نظارت بر الگوهای فصلی جریان پایه و تغییرات آن در طول زمان می‌تواند به توسعه استراتژی‌ها برای استفاده پایدار از منابع آب سطحی، حفاظت از اکوسیستم‌ها و برنامه‌ریزی برای نیازهای آبی آینده کمک کند (Tan و همکاران، ۲۰۲۰).

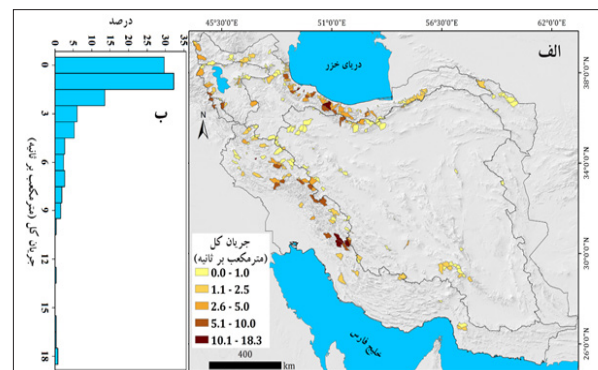
میزان جریان پایه در رودخانه‌ها توسط عوامل پیچیده‌ای از جمله شرایط آب زیرزمینی، ویژگی‌های زمین‌شناسی، فاکتورهای آب و هوایی (به‌عنوان مثال، بارش، دما، تبخیر و تعرق و پوشش برف)، ویژگی‌های خاک (بافت، رطوبت و عمق)، پوشش گیاهی، توپوگرافی (شیب و ارتفاع) و فعالیت‌های انسانی (به‌عنوان مثال، استخراج آب و تغییر کاربری زمین) کنترل می‌شود (Rumsey و همکاران، ۲۰۱۵). جریان پایه معمولاً با استفاده از سه رویکرد برآورد می‌شود: ۱) رویکردهای آماری، تجربی و نیمه تجربی از جمله روش‌های گرافیکی (Sloto و Crouse، ۱۹۹۶) و فیلترهای دیجیتال (Eckhardt، ۲۰۰۵)، ۲) مدل‌های فیزیکی تعامل آب سطحی/آب زیرزمینی (Werner و همکاران، ۲۰۰۶) و ۳) روش‌های مبتنی بر ردیاب شیمیایی (Stewart و همکاران، ۲۰۰۷). روش‌های دیگر شامل اندازه‌گیری مستقیم دبی آب‌های زیرزمینی (به‌عنوان مثال، استفاده از نشت سنج<sup>۲</sup>)، اندازه‌گیری جریان تفاضلی<sup>۳</sup>، مدل‌های رودخانه و رویکردهای تعادل آب هستند که اغلب به توصیف جریان پایه در مقیاس حوضه اجازه نمی‌دهند یا از خطاهای بزرگ در نمایش جریان کم، رنج می‌برند (Frederiksen و همکاران، ۲۰۱۸). در میان این روش‌ها، فیلترهای دیجیتال<sup>۴</sup> یکی از کاربردی‌ترین روش‌ها در عمل هستند، از نظر محاسباتی کارآمد می‌باشند، به پارامترهای کمی متکی هستند و می‌توانند برای تجزیه و تحلیل رکوردهای جریان طولانی‌مدت استفاده شوند (Li و همکاران، ۲۰۱۳).

در مناطق خشک و نیمه‌خشک مانند ایران که بارندگی کم و نامنظم است، معمولاً جریان پایه خیلی محدود است. با این وجود،

قوم و مرزی شرق با ۹ و ۱ ایستگاه، کمترین حوضه مطالعاتی در این پژوهش را دارند. حوضه‌های آبریز بالادست این ۲۶۶ ایستگاه هیدرومتری دارای طیف وسیعی از اقلیم‌ها (از سرد-خشک تا گرم-مرطوب) توپوگرافی‌ها، زمین‌شناسی، خاک و پوشش گیاهی هستند و تنوع بالا برای حصول به نتیجه جامع که بتواند نماینده ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه‌های ایران باشد، دارند. توزیع مکانی داده‌های روزانه جریان کل رودخانه‌ها برای مناطق مورد مطالعه در شکل (۲) نشان داده شده است. حوضه‌هایی با میانگین کل جریان بالا (بیش از ۵ مترمکعب بر ثانیه) در شمال، غرب و شمال غرب ایران بر رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس واقع شده‌اند (شکل ۲). حداقل و حداکثر دبی کل جریان با مقادیر ۰/۰۳ و ۱۸/۲۶ مترمکعب بر ثانیه به ترتیب مربوط به حوضه‌های نیرپشتکوه در استان یزد و تنگ بریم در استان فارس می‌باشد. هیستوگرام داده‌های جریان کل نشان می‌دهد که میانگین و انحراف معیار داده‌ها به ترتیب برابر با ۲/۰۹ و ۲/۹۰ است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های هیدرومتری و حوضه‌های مورد مطالعه (منبع نقشه اقلیم‌ها: سازمان هواشناسی و موسسه تحقیقات خاک و آب، ۱۳۹۸)



شکل ۲- توزیع مکانی (الف) و هیستوگرام (ب) میانگین درازمدت دبی کل جریان برای حوضه‌های مورد مطالعه (۱۹۸۷-۲۰۱۷)

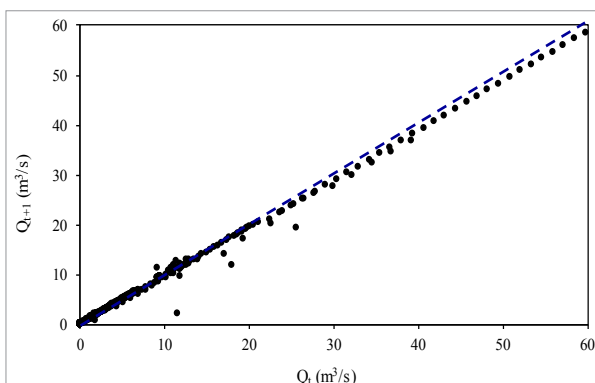
## • روش‌ها

### ۱- محاسبه جریان پایه

در این مطالعه، جهت تفکیک جریان پایه<sup>۷</sup> روزانه از کل جریان روزانه در ۲۶۶ ایستگاه با داده‌های بلندمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۷) از روش چپمن-ماکسول<sup>۸</sup> (Chapman و Maxwell، ۱۹۹۶) استفاده شد. عملکرد بهتر فیلتر دیجیتال چپمن-ماکسول در سرتاسر جهان توسط Tan و همکاران (۲۰۲۰) گزارش شده است. آن‌ها بر اساس تحلیل ۲۳۷۴ ایستگاه هیدرومتری در سرتاسر جهان، نشان دادند که این روش نسبت به روش‌های UKIH، Lynne-Hollick و Eckhardt می‌تواند جریان پایه را از جریان کل با دقت بالاتری تفکیک نماید. این روش مطابق با رابطه (۱) تعریف می‌شود:

$$Q_{bt} = \frac{k}{2-k} Q_{bt-1} + \frac{1-k}{2-k} Q_t \quad (1)$$

که  $Q_{bt}$  جریان پایه،  $Q_t$  جریان کل،  $t$  برابر با زمان و  $k$  پارامتر فیلتر یا ضریب فروکش<sup>۹</sup> است. در این زمینه، ابتدا مقدار پارامتر  $k$  برای هر ایستگاه با استفاده از HYDRORECESSION toolbox (Arciniega-Esparza و همکاران، ۲۰۱۷) در محیط برنامه‌نویسی MATLAB محاسبه شد. برای تعیین  $k$ ، منحنی‌های فروکش طی چندین سال (در اینجا ۳۰ سال، ۲۰۱۷-۱۹۸۷) رسم می‌شوند. این منحنی‌های فروکش با رسم جریان کل در روز  $t$  در مقابل جریان کل در روز  $t+1$  به دست می‌آیند. پارامتر فیلتر  $k$  شیب خطی است که مرز بالایی بین دو جریان را تشکیل می‌دهد (Eckhardt، ۲۰۰۸). شکل (۳) نمونه‌ای از نحوه محاسبه پارامتر فیلتر  $k$  را برای یکی از رودخانه‌های مطالعاتی (رودخانه گراب، استان فارس) طی سال‌های ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۷ نشان می‌دهد. بعد از تعیین پارامتر  $k$  برای هر ایستگاه هیدرومتری، جریان پایه روزانه با استفاده از GrWat package (Samsonov و همکاران، ۲۰۲۲) در نرم‌افزار R (نسخه 4.3.1) تفکیک گردید.



شکل ۳- نمودار پراکنندگی دبی فروکش زمان  $t+1$  در برابر دبی فروکش در زمان  $t$  در طول دوره فروکش رودخانه گراب طی سال‌های ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۷. خط چین: خط از طریق مبدأ با شیب  $k=0.986$  که بر اساس روش چپمن-ماکسول (۱۹۹۶) برابر ضریب فروکش در نظر گرفته می‌شود.

## ۲- شاخص جریان پایه

روندهای بلندمدت در جریان پایه، حذف نوسانات فصلی در جریان پایه با استفاده از الگوریتم میانگین متحرک اتورگرسیوی فصل زدایی شده<sup>۱۳</sup> (Salas, ۱۹۸۰) قبل از انجام آزمون من-کندال است.

### ۴- استخراج سطح پوشیده از برف

جهت پایش سطح پوشیده از برف و ارتباط آن با شاخص جریان پایه، از محصول (MODIS (MOD10A1 V6 با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰ متر در بازه زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۷ در پلتفرم گوگل ارث انجین (GEE)<sup>۱۴</sup> استفاده شد. در این زمینه، با استفاده از شاخص NDSI<sup>۱۴</sup> (Hall و همکاران، ۲۰۰۲) درصد مساحتی از حوضه که

دارای پوشش برف بود، محاسبه شد:

$$NDSI = \frac{Band\ 4 - Band\ 6}{Band\ 4 + Band\ 6} \quad (5)$$

که باندهای ۴ و ۶ به ترتیب بازتاب را در نوار سبز و مادون قرمز کوتاه نشان می‌دهند. به‌طورکلی، برف نسبت به سایر انواع سطوح با مقادیر NDSI بالاتر مشخص می‌شود و پیکسل‌های MODIS با ارزش‌های NDSI مساوی یا بالاتر از ۰/۴ به‌عنوان برف در نظر گرفته می‌شوند (Klein و Barnett, ۲۰۰۳).

### ۵- آنالیز خودهمبستگی مکانی

خودهمبستگی مکانی<sup>۱۵</sup> مفهومی است که در آمارهای مکانی برای توصیف میزان شباهت بین مقادیر یک متغیر در مکان‌های مختلف استفاده می‌شود. به عبارت ساده‌تر، به تمایل مکان‌های نزدیک به داشتن مقادیر مشابه یا مرتبط برای یک ویژگی یا متغیر خاص در حال مطالعه اشاره دارد (Qin و همکاران، ۲۰۱۹). در خودهمبستگی مکانی، مقدار یک متغیر در یک مکان معین با مقادیر مکان‌های همسایه مقایسه می‌شود. اگر درجه بالایی از شباهت بین مکان‌های همسایه وجود داشته باشد، خوشه‌بندی مکانی را پیشنهاد می‌کند. به این معنی که مقادیر مشابه تمایل به خوشه‌بندی با هم دارند. از سوی دیگر، اگر درجه تشابه کمی وجود داشته باشد، نشان‌دهنده پراکندگی مکانی یا تصادفی است، جایی که به نظر می‌رسد مقادیر به طور تصادفی در سراسر فضا توزیع شده‌اند (Parizi و همکاران، ۲۰۲۱). در این پژوهش، جهت تعیین خودهمبستگی مکانی محلی<sup>۱۶</sup> جریان پایه و شاخص جریان پایه از شاخص Moran's I (Moran, ۱۹۵۰) استفاده شد. این روش، الگوی توزیع مقادیر ویژگی‌های عنصر منفرد را در یک فضای ناهمگن بررسی می‌کند و می‌تواند میزان همبستگی مکانی محلی بین هر منطقه و مناطق اطراف آن را اندازه‌گیری کند (Anselin, ۱۹۹۵):

$$I = z_i \sum_j w_{ij} z_j \quad (6)$$

که I شاخص Local Moran's I،  $z_i$  و  $z_j$  مقادیری از جریان پایه و شاخص جریان پایه که به ایستگاه‌های i و j نرمال شده‌اند و  $w_{ij}$  عنصری از ماتریس وزن فضا است.

به نسبت میانگین درازمدت دبی جریان پایه به میانگین درازمدت دبی کل جریان رودخانه، شاخص جریان پایه<sup>۱۷</sup> گفته می‌شود (Beck و همکاران، ۲۰۱۳). این نسبت به عنوانی شاخصی برای نشان دادن توانایی حوضه در ذخیره و آزادسازی آب طی دوره‌های خشک به کار می‌رود. مقادیر بالای شاخص مذکور حاکی از پایداری رژیم جریان حوضه بوده و توانایی حوضه در حفظ جریان رودخانه طی دوره خشکی را نشان می‌دهد. به‌طورکلی، شاخص جریان پایه به خصوصیات ماندند شرایط هیدرولوژیک، خصوصیات زمین‌شناسی و سایر ویژگی‌های مرتبط با قدرت ذخیره‌سازی خاک وابستگی زیادی دارد (Gregor, ۲۰۱۰). این شاخص بر اساس رابطه (۲) و از تقسیم مقادیر جریان پایه روزانه به کل جریان رودخانه در طول دوره آماری مورد نظر به دست می‌آید:

$$BFI = \frac{\sum_{t=1}^n Q_{bt}}{\sum_{t=1}^n Q_t} \quad (2)$$

جاییکه  $Q_{bt}$  دبی جریان پایه در دوره tام و  $Q_t$  برابر با دبی کل جریان رودخانه در دوره مورد نظر است (Brušková, ۲۰۰۸).

### ۳- تحلیل روند زمانی دبی پایه

بررسی روند علاوه بر مشخص کردن نوسانات طولانی‌مدت فرایندهای هیدرولوژیک، دوره تناوب و دیگر خصوصیات آن‌ها را مشخص می‌کند (باقرپور و همکاران، ۱۳۹۶). بدین منظور، در طی سال‌های گذشته محققین روش‌های مختلف پارامتری و ناپارامتری را جهت بررسی روند ارائه دادند. در روش‌های پارامتری نیاز است که داده‌ها مستقل بوده و از توزیع نرمال پیروی کنند. در صورتی که در روش‌های غیر پارامتری نیاز نیست داده‌ها از توزیع نرمال پیروی کنند و این روش‌ها نسبت به داده‌های پرت و گم‌شده حساسیت کمتری دارند. از بین آزمون‌های روند غیر پارامتری برای تشخیص روند سری‌های زمانی هیدرولوژیک، روش من-کندال (Mann, ۱۹۴۵؛ Kendall, ۱۹۴۸) مناسب‌تر است، مخصوصاً برای داده‌های هیدرولوژی که نامتوازنند و داده‌های پرت دارند (Hamed, ۲۰۰۸). این آزمون توسط روابط (۳) و (۴) تعریف می‌شود:

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5)}{18}}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5)}{18}}} & S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

که n طول توالی<sup>۱۱</sup> و S یک مقدار آماری است:

$$S = \sum_{i=2}^n \sum_{j=1}^{i-1} \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (4)$$

که  $\text{sgn}(X_i - X_j)$  تابع علامت و برابر است با ۱، صفر و -۱ زمانی که  $(X_i - X_j)$  به ترتیب بزرگ‌تر، مساوی یا کمتر از صفر باشد (Shi و همکاران، ۲۰۱۹). یکی از بهترین کارها جهت بهبود محاسبه

درصد از حوضه‌ها دارای نرخ جریان پایه بین ۴ تا ۱۶/۴ مترمکعب بر ثانیه می‌باشند. مجموع مقدار جریان پایه برای ۲۶۶ ایستگاه مطالعاتی برابر با ۴۲۳/۹ مترمکعب بر ثانیه است.

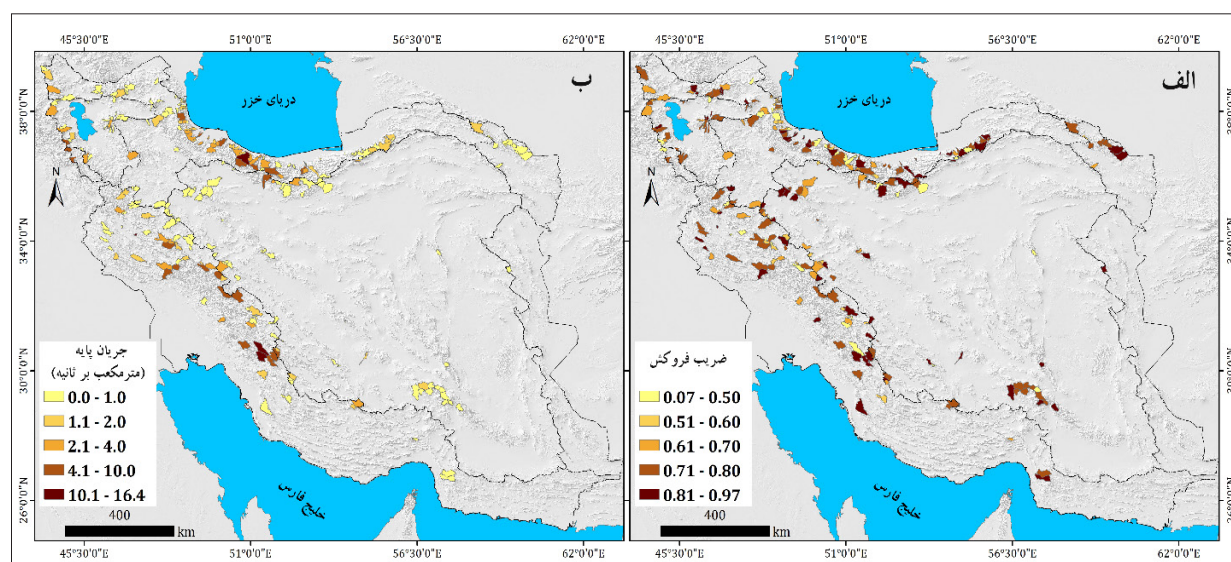
نتایج میانگین ضریب فروکش و جریان پایه در سطح ۶ حوضه درجه ۱ ایران در جدول (۱) ارائه شده است. حوضه‌های خلیج فارس-دریای عمان و مرزی شرق به ترتیب با ضریب فروکش ۰/۶۴۶ و ۰/۸۰۷ دارای کمترین و بیشترین مقدار ضریب فروکش هستند. از طرف دیگر، بیشترین مقدار جریان پایه مربوط به حوضه خلیج فارس-دریای عمان (میانگین ۲/۶۲ مترمکعب بر ثانیه) و کمترین متعلق به مرزی شرق (میانگین ۰/۰۱۶ مترمکعب بر ثانیه) می‌باشد.

جدول ۱- میانگین ضریب فروکش و جریان پایه برای ۶ حوضه درجه ۱ ایران

نام حوضه	ضریب فروکش (-)	جریان پایه (مترمکعب بر ثانیه)
خلیج فارس-دریای عمان	۰/۶۴۶	۲/۶۲۲
دریای مازندران	۰/۶۸۹	۱/۶۰۱
دریاچه ارومیه	۰/۶۹۶	۱/۳۰۵
فلات مرکزی	۰/۶۸۳	۰/۸۱۲
قره قوم	۰/۷۲۱	۰/۴۸۱
مرزی شرق	۰/۸۰۷	۰/۰۱۶

### • تغییرپذیری مکانی ضریب فروکش و جریان پایه

توزیع مکانی میانگین درازمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۷) مربوط به ضریب فروکش برای ۲۶۶ رودخانه مطالعاتی، در شکل (۴-الف) نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میانگین ضریب فروکش ۰/۶۷۹ بوده و در دامنه ۰/۰۷۴ (ایستگاه مهربانی طبس، یزد) تا ۰/۹۶۸ (ایستگاه بند قدیمی، اصفهان) تغییر می‌کند. حوضه‌هایی با ضریب فروکش کمتر (کمتر از ۰/۵۰) اکثراً در شمال کشور واقع شده‌اند. توزیع‌های مکانی میانگین درازمدت جریان پایه برای حوضه‌های مطالعاتی، محاسبه شده با روش چپمن-ماکسول در شکل (۴-ب) نشان داده شده است. نتایج مؤید آن است که مقادیر جریان پایه در محدوده ۰/۰۲ مترمکعب بر ثانیه (ایستگاه نیریشکوه، یزد) تا ۱۶/۴۰ مترمکعب بر ثانیه (ایستگاه قورباغستان، کرمانشاه) با میانگین ۱/۶۰ مترمکعب بر ثانیه تغییر می‌کنند. حوضه‌هایی با میانگین جریان پایه بالاتر (بالاتر از ۱۰ مترمکعب بر ثانیه) در رشته‌کوه‌های البرز، زاگرس و جنوب غرب دریاچه ارومیه قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب). ۶۱/۳ درصد از رودخانه‌ها دارای نرخ جریان پایه کمتر از ۱ مترمکعب بر ثانیه هستند، ۲۸/۶ درصد بین ۱ تا ۴ مترمکعب بر ثانیه و تنها ۱۰/۲



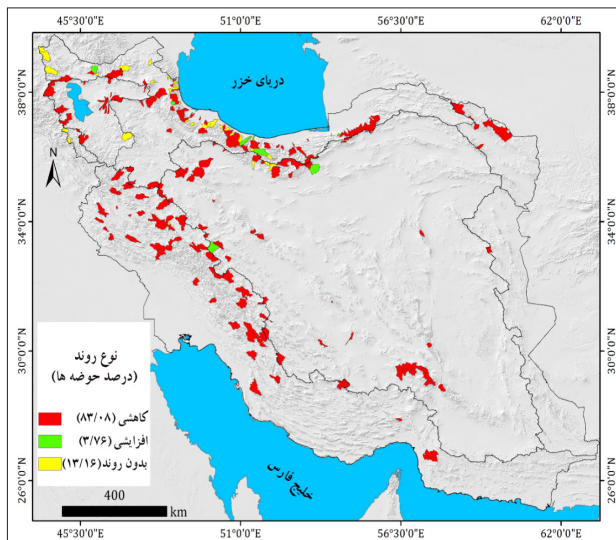
شکل ۴- میانگین درازمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۷) ضریب فروکش و جریان پایه برای حوضه‌های مطالعاتی

بیشترین مقدار خود می‌رسد (میانگین ۷/۲۷، ۹/۰۸ و ۷/۲۸ میلیون مترمکعب در ماه) در حالیکه، ماه‌های مرداد، شهریور و مهر کمترین جریان پایه را تجربه می‌کنند (میانگین ۲/۰۱، ۱/۹۵ و ۲/۴۶ میلیون مترمکعب). انحراف معیار درازمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۷) ماهانه جریان پایه در شکل (۵) مؤید آن است که ماه‌های فروردین و مرداد دارای بیشترین و کمترین تغییرات جریان پایه طی این ۳۰ سال بوده‌اند.

### • تغییرات فصلی جریان پایه

نظارت و درک تغییرات فصلی جریان پایه ضروری است زیرا این تغییرات نقش مهمی در حفظ اکوسیستم‌های آبی، برآورده کردن نیازهای آبی و مدیریت مؤثر منابع آب دارند. نتایج تغییرات فصلی جریان پایه ۲۶۶ رودخانه مطالعاتی ایران به شرح شکل (۵) می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد که میانگین جریان پایه در ماه‌های اسفند، فروردین و اردیبهشت به

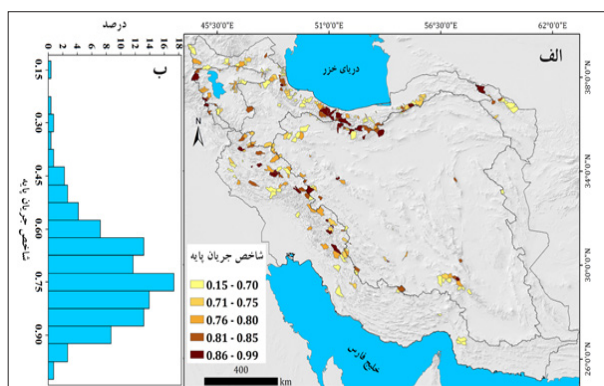
اخیر، ممکن است بر زمان و میزان تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی و همچنین مقدار و زمان ذوب برف تأثیر گذاشته باشد و به طور بالقوه جریان پایه را در مناطق مذکور افزایش داده است.



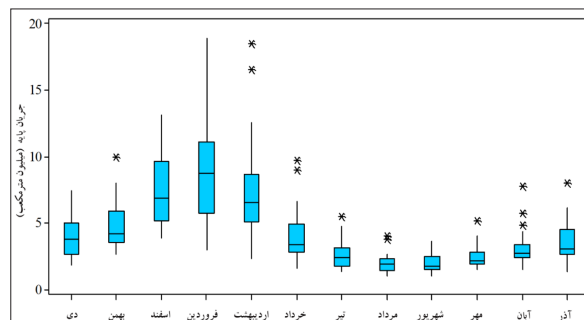
شکل ۶- توزیع مکانی نوع روند جریان پایه در حوضه‌های مورد مطالعه

#### • شاخص جریان پایه

نتایج شاخص جریان پایه حوضه‌های مطالعاتی در شکل (۷) نشان داده شده است. شاخص جریان پایه در محدوده ۰/۱۵ تا ۰/۹۹ متغیر می‌باشد و میانگین آن برای ۲۶۶ حوضه مطالعاتی برابر با ۰/۷۲ می‌باشد. به عبارت دیگر، نتایج شاخص جریان پایه نشان می‌دهد که به طور متوسط سهم جریان پایه در تأمین آب سطحی حوضه‌های مطالعاتی، ۷۲ درصد است که از منابع مختلف تأخیری نظیر آب‌های زیرزمینی و ذوب شدن برف نشأت می‌گیرند. مناطق با شاخص جریان پایه بالا (بیشتر از ۰/۸۶) اکثراً بر رشته‌های البرز و زاگرس واقع شده‌اند. حوضه‌های درجه ۱ ارومیه و مرزی شرق با میانگین شاخص جریان پایه ۰/۷۶۲ و ۰/۴۸۳ بیشترین و کمترین مقدار این شاخص را دارند.



شکل ۷- میانگین درازمدت (۱۹۸۷-۲۰۱۷) توزیع مکانی (الف) و هیستوگرام (ب) شاخص جریان پایه



شکل ۵- نمودار جعبه‌ای توزیع ماهانه جریان پایه طی سال‌های ۲۰۱۷-۱۹۸۷ در حوضه‌های مطالعاتی (علامت ستاره نشان‌دهنده داده پرت است)

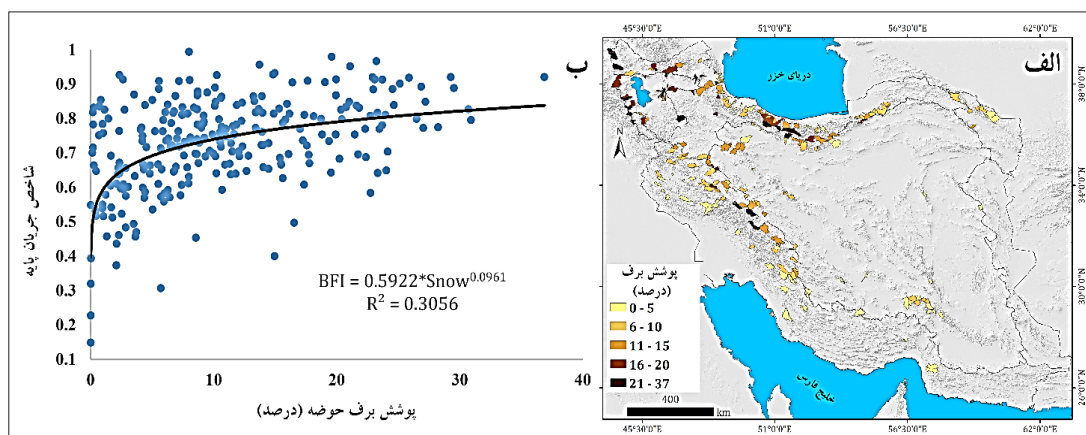
به‌طورکلی، جریان پایه در ایران یک الگوی منظم فصلی را نشان می‌دهد که از جمله دلایل آن تغییرات فصلی پوشش برف و افزایش یا کاهش ذخیره آب زیرزمینی به دلیل تغییرات بارش طی ماه‌های مختلف می‌باشد. از یک طرف، با توجه به الگوی بارش و دما در ایران، چنین می‌توان تصور نمود افزایش جریان دبی پایه به ویژه در فروردین ماه منطبق با زمان ذوب برف حوضه‌ها است در حالیکه کاهش دبی جریان به ویژه در ماه شهریور منطبق با نبود یا کمبود مقدار برف حوضه‌ها می‌باشد. از طرف دیگر، در ماه‌های مرطوب به دلیل افزایش بارش، تغذیه آب زیرزمینی افزایش می‌یابد که منجر به جریان پایه بیشتر در رودخانه‌ها می‌شود و در طول ماه‌های خشک، سطح آب زیرزمینی و متعاقباً جریان پایه کاهش می‌یابد.

#### • روند جریان پایه

از طریق داده‌های جریان پایه فصلی‌زدایی‌شده طولانی‌مدت ماهانه و تجزیه و تحلیل آزمون روند Mann-Kendall در ۲۶۶ ایستگاه مطالعاتی از سال ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۷، ۳۳۱ رودخانه به سطح معنی‌داری  $\alpha = 0.05$  (در سطح ۰/۹۵) رسیدند (شکل ۶). در حالیکه ۲۲۱ رودخانه (۸۳/۰۸ درصد) روند جریان پایه نزولی و ۱۰ رودخانه (۳/۷۶ درصد) روند صعودی داشتند، ۳۵ رودخانه روند قابل‌توجهی در بازه زمانی مورد مطالعه نشان نمی‌دادند. در این زمینه، ایستگاه‌های قورباغستان و سردآبرود به ترتیب در استان‌های کرمانشاه و مازندران با مقادیر شیب ۱/۱۳۱- و ۰/۱۰۶- به ترتیب دارای حداکثر روند نزولی و صعودی بودند. به‌طورکلی، تجزیه و تحلیل روند نشان می‌دهد که اکثریت قابل‌توجهی از رودخانه‌های کشور روند کاهشی در جریان پایه را تجربه کردند که اکثراً در شمال شرق، جنوب و غرب ایران واقع شده‌اند. از طرف دیگر، اکثر حوضه‌های دارای روند صعودی در شمال ایران قرار گرفته‌اند. روند صعودی دبی جریان پایه در ۱۰ حوضه مطالعاتی احتمالاً ناشی از تغییرات آب و هوایی است. در واقع، افزایش دما (Behling و همکاران، ۲۰۲۲) و تغییر الگوهای بارندگی (Fallah و Ghalhari و همکاران، ۲۰۱۶) در برخی از مناطق ایران در ۳۰ سال

پایه بالاتر از ۰/۸۶ برابر با ۱۶ درصد است که نسبت به میانگین پوشش برف سایر حوضه‌ها (۹/۷ درصد) تقریباً ۴۰ درصد بیشتر است. این موضوع مؤید آن است که در این مناطق، پوشش برف نقش قابل‌توجهی در افزایش شاخص جریان پایه نسبت به حوضه‌های دیگر دارد. برای آشکارسازی نقش پوشش برف در شاخص جریان پایه، ارتباط بین این دو متغیر در حوضه‌های مطالعاتی با استفاده از آزمون همبستگی پیرسون<sup>۱۷</sup> تعیین گردید. یافته‌ها حاکی از آن است که شاخص جریان پایه ارتباط معنی‌داری ( $R^2 = 0.30$ ) با مقدار پوشش برف حوضه‌ها در سطح معنی‌داری ۰/۹۹ دارد (شکل ۸-ب).

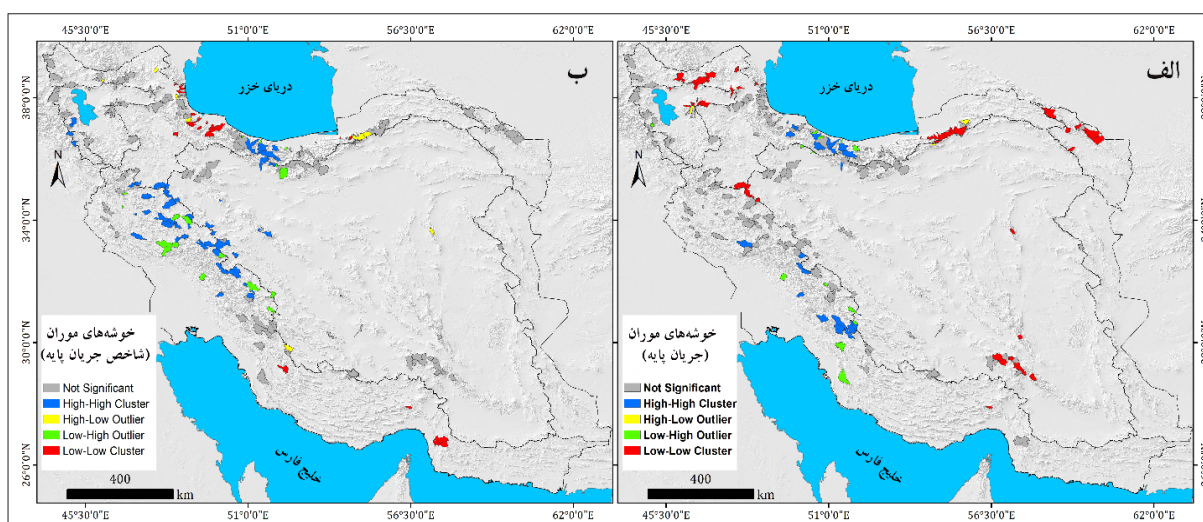
ارتباط بین شاخص جریان پایه و سطح پوشیده از برف توزیع مکانی میانگین درازمدت (۲۰۰۱-۲۰۱۷) مربوط به درصد سطح پوشیده از برف حوضه‌های مطالعاتی در شکل (۸-الف) نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میانگین سطح پوشیده از برف حوضه‌های مطالعاتی ۱۰/۷۰ درصد بوده و در محدوده ۰/۰۱ درصد (حوضه اهرم، بوشهر) تا ۳۶/۸۹ درصد (حوضه دلیچای، مازندران) تغییر می‌کند. حوضه‌هایی با سطح پوشیده از برف بالا (بیش از ۲۰ درصد) اکثراً بر رشته‌کوه‌های زاگرس، البرز و شمال غرب کشور واقع شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که میانگین پوشش برف در حوضه‌های شاخص جریان



شکل ۸- ارتباط بین شاخص جریان پایه و سطح پوشش برف در حوضه‌های مطالعاتی

با جریان پایه بالا-بالا<sup>۱۹</sup> (خوشه‌هایی که در آن حوضه‌های با مقدار جریان پایه زیاد با هم تشکیل یک خوشه را داده‌اند) در دو منطقه (رشته‌های زاگرس و البرز، ۲۲ حوضه) واقع شده‌اند. به عبارت دیگر، در این دو منطقه حوضه‌های هم‌جواری وجود دارد که دارای دبی‌های جریان پایه بالا مشابهی هستند. این در حالی است که ۱۶۹ حوضه مورد مطالعه، الگوی مکانی خاصی در جریان پایه را نشان نمی‌دهند.

خودهمبستگی مکانی برای درک ویژگی‌های مکانی و الگوی توزیع جریان پایه و شاخص جریان پایه در حوضه‌های مورد مطالعه، از آزمون خودهمبستگی Moran's I استفاده شد (شکل ۹). شکل (۹-الف) نشان می‌دهد که ۵ خوشه با دبی‌های جریان پایین-پایین<sup>۱۸</sup> (خوشه‌هایی که در آن حوضه‌های با مقدار جریان پایه کم با هم تشکیل یک خوشه را داده‌اند) در ایران وجود دارد (۵۸ حوضه) و خوشه‌های



شکل ۹- خوشه‌های محلی موران برای جریان پایه (الف) و شاخص جریان پایه (ب) در حوضه‌های مورد مطالعه

شکل (۹-ب) مؤید آن است که خوشه‌های با شاخص جریان پایه پایین-پایین در سه منطقه ایران وجود دارند (۲۴ حوضه) و خوشه‌های با شاخص جریان پایه بالا-بالا (۶۲ حوضه) در چهار منطقه واقع شده‌اند. از طرف دیگر، ۱۵۳ حوضه مورد مطالعه، الگوی مکانی خاصی در شاخص جریان پایه را نشان نمی‌دهند. مقایسه این نتایج حاکی از آن است که در حوضه‌های مورد مطالعه، شاخص جریان پایه نسبت به جریان پایه وضعیت بهتری دارد و حوضه‌های هم‌جوار دارای مشابهت بیشتری در شاخص جریان پایه نسبت به جریان پایه می‌باشند. این نتایج مؤید آن است که جریان پایه و شاخص جریان پایه در برخی از حوضه‌های نزدیک به هم در ایران، مقادیر تقریباً مشابهی دارند و می‌توانند با هم تشکیل یک خوشه را بدهند. احتمالاً یکی از دلایل اصلی آن شرایط آب و هوایی، زمین‌شناسی و توپوگرافی حوضه‌های هم‌جوار هم است. در مقابل، عدم شباهت جریان پایه و شاخص جریان پایه در حوضه‌های فاقد الگوی مکانی مشخص را می‌توان به تفاوت در آب‌وهوا، زمین‌شناسی و توپوگرافی آن‌ها نسبت داد.

#### نتیجه‌گیری

جریان پایه یک جزء حیاتی از جریان رودخانه است و نقش مهمی در حفظ اکوسیستم رودخانه و حمایت از مصارف مختلف آب دارد. این تحقیق بر اهمیت درک و پایش جریان پایه رودخانه‌های ایران برای حفظ و پایداری منابع آبی کشور تأکید داشت. در واقع، هدف از این مطالعه ارائه بینشی در مورد تغییرات مکانی-زمانی جریان پایه و شناسایی روندها، حمایت از فرآیندهای تصمیم‌گیری آگاهانه برای حفظ و استفاده کارآمد از منابع آب بود. این پژوهش یک الگوی فصلی منظم را در جریان پایه رودخانه‌ها شناسایی نمود که درک این تغییرات فصلی می‌تواند به برنامه‌ریزی فعالیت‌های مرتبط با آب در طول سال کمک کند. آزمون روند من-کندال بیانگر آن بود که نسبت قابل‌توجهی از رودخانه‌ها (۸۳/۰۸ درصد) روند نزولی در جریان پایه در طول دوره مورد مطالعه نشان دادند. این روند کاهش می‌تواند پیامدهایی برای دسترسی به آب و سلامت اکوسیستم در ایران داشته باشد و ممکن است نیاز به اقدامات مدیریتی تطبیقی داشته باشد. نتایج شاخص جریان پایه نشان داد که به‌طور متوسط سهم جریان پایه در تأمین آب سطحی حوضه‌های مطالعاتی، ۷۲ درصد است. این نشان می‌دهد که منابع تأخیری مانند آب‌های زیرزمینی و پوشش برف حوضه‌ها نقش بسزایی در حفظ منابع آب سطحی ایران دارند. تجزیه و تحلیل خودهمبستگی مکانی با استفاده از شاخص موران، حضور خوشه‌هایی با دبی زیاد و کم جریان پایه را در حوضه‌های ایران نشان می‌دهد. این

اطلاعات می‌تواند به شناسایی مناطقی که ممکن است به توجه ویژه در استراتژی‌های مدیریت آب نیاز داشته باشند کمک کند. مجموع این یافته‌ها، می‌تواند سیاست‌ها و استراتژی‌هایی را با هدف حفظ و مدیریت مؤثر منابع آب ارائه کند.

#### پیشنهادات

پیشنهاد می‌شود که در تحقیقات آینده مهم‌ترین عواملی که سبب تغییرات صعودی یا نزولی جریان پایه در حوضه‌های مطالعاتی شده‌اند، تعیین گردند. همچنین، با توجه به مبهم بودن میزان مشارکت عوامل گوناگون در تعیین مقدار شاخص جریان پایه، پیشنهاد می‌شود که در تحقیقات آتی به این مبحث پرداخته شود.

#### سپاسگزاری

نویسندگان مقاله، مراتب تشکر و قدردانی خویش را از شرکت مدیریت منابع آب که با در اختیار دادن داده‌های دبی کل روزانه ایستگاه‌های هیدرومتری کشور، کمک شایانی به انجام پژوهش حاضر نمود، اعلام می‌نمایند.

#### پی‌نوشت‌ها

- 1-Baseflow
- 2-Seepage Meters
- 3-Differential Stream Gauging
- 4-Digital Filters
- 5-Streamflow
- 6-Water Flow Routing
- 7-Baseflow Separation
- 8-Chapman-Maxwell
- 9-Recession Constant
- 10-Baseflow Index (BFI)
- 11-Sequence Length
- 12-Desseasonalized Autoregressive Moving Average Algorithm
- 13-Google Earth Engine
- 14-Normalized Difference Snow Index
- 15-Spatial Autocorrelation
- 16-Local Spatial Autocorrelation
- 17-Pearson Correlation Test
- 18-Low-Low Cluster
- 19-High-High Cluster



- Brušková, V. (2008). Assessment of the base flow in the upper part of Torysa river catchment. *Slovak Journal of Civil Engineering*, 2, 8-14. [https://www.svf.stuba.sk/buxus/docs/sjce/2008/2008\\_2/file2.pdf](https://www.svf.stuba.sk/buxus/docs/sjce/2008/2008_2/file2.pdf)
- Chapman, T. G., & Maxwell, A. I. (1996). Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments. *Hydrology and water resources symposium 1996: Water and the environment; preprints of papers. Conference Paper, 1 January 1996 (pp. 539-545)*. Barton, ACT: Institution of Engineers, Australia. <https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.360361071346753>
- Eckhardt, K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(2), 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Eckhardt, K. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, 352(1-2), 168-173. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.005>
- ESA-WorldCover. (2020). *Worldwide Land Cover Mapping: VITO NV2021*. <https://es-a-worldcover.org/en>
- Fallah Ghalhari, G. A., Dadashi Roudbari, A. A., & Asadi, M. (2016). Identifying the spatial and temporal distribution characteristics of precipitation in Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 1-12. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2606-4>
- Frederiksen, R. R., Christensen, S., & Rasmussen, K. R. (2018). Estimating groundwater discharge to a lowland alluvial stream using methods at point, reach, and catchment-scale. *Journal of Hydrology*, 564, 836-845. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.036>
- Gregor, M. (2010). *BFI+ 3.0 user's manual*. Department of Hydrogeology, Faculty of Natural Science, Comenius University. <https://hydrooffice.org/Files/UM%20BFI.pdf>
- Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., & Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote sensing of Environment*, 83(1-2), 181-194. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00095-0)
- Hamed, K. H. (2008). Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of hydrology*, 349(3-4), 350-363. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.009>
- باقرپور، مهسا، سیدیان، مرتضی، فتح‌آبادی، ابوالحسن، و محمدی، امین. (۱۳۹۶). بررسی کارایی آزمون من کندال در شناسایی روند سری‌های دارای خودهمبستگی. *مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران*، ۱۱(۳۶)، ۲۱-۱۱. <http://jwmsei.ir/article-1-532-fa.html>
- زارعی، مهدی، بروغنی، مهدی، و علوی‌نیا، سید حسن. (۱۳۹۹). برآورد آب پایه به منظور ارزیابی جریان زیست‌محیطی در رودخانه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک (مطالعه موردی: رودخانه شامکان، سبزوار). *مجله مهندسی منابع آب*، ۱۳(۴۴)، ۵۱-۳۷. <https://dorl.net/dor/20.1001.1.20086377.1399.13.44.4.5>
- سازمان هواشناسی کشور و موسسه تحقیقات خاک و آب. (۱۳۹۸). نقشه خرد اقلیم کشاورزی ایران. [www.irimo.ir](http://www.irimo.ir) / [www.swri.ir](http://www.swri.ir)
- مهری، سونیا، مصطفی‌زاده، رثوف، اسمعیل عوری، ابادز، و قربانی، اردوان. (۱۳۹۶). مقایسه روش‌های جداسازی جریان پایه رودخانه و تغییرات فصلی آن در تعدادی از آبخیزهای استان اردبیل. *نشریه علمی حفاظت و بهره‌برداری از منابع طبیعی*، ۶(۲)، ۱۲۳-۱۳۷. <https://doi.org/10.22069/ejang.2019.11706.1327>
- Anselin, L. (1995). Local indicators of spatial association—LISA. *Geographical analysis*, 27(2), 93-115. <https://doi.org/10.1111/j.1538-4632.1995.tb00338.x>
- Arciniega-Esparza, S., Breña-Naranjo, J. A., Pedrozo-Acuña, A., & Appendini, C. M. (2017). HYDRORECESSION: A Matlab toolbox for streamflow recession analysis. *Computers & Geosciences*, 98, 87-92. DOI: [10.1016/j.cageo.2016.10.005](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.10.005)
- Ayers, J. R., Villarini, G., Jones, C., & Schilling, K. (2019). Changes in monthly baseflow across the US Midwest. *Hydrological processes*, 33(5), 748-758. <https://doi.org/10.1002/hyp.13359>
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I., Miralles, D. G., De Jeu, R. A., Bruijnzeel, L. A., McVicar, T. R., & Schellekens, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843-7863. <https://doi.org/10.1002/2013WR013918>
- Behling, R., Roessner, S., Foerster, S., Saemian, P., Tourian, M. J., Portele, T. C., & Lorenz, C. (2022). Interrelations of vegetation growth and water scarcity in Iran revealed by satellite time series. *Scientific Reports*, 12(1), 20784. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-24712-6>

- Colorado River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 91–107. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.008>
- Salas, J. D. (1980). *Applied modeling of hydrologic time series*. Water Resources Publication, Littleton, Colorado.
- Samsonov, T., Rets, E., & Kireeva, M. (2022). Region-specific multiple-approach separation of river hydrograph using the GrWat R package. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 23–27 May 2022 (pp. EGU22-10013). Vienna, Austria & Online. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-10013>
- Santhi, C., Allen, P. M., Muttiah, R. S., Arnold, J. G., & Tuppada, P. (2008). Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 139-153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.018>
- Shi, X., Qin, T., Nie, H., Weng, B., & He, S. (2019). Changes in major global river discharges directed into the ocean. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 16(8), 1469. <https://doi.org/10.3390/ijerph16081469>
- Sloto, R. A., & Crouse, M. Y. (1996). HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *Water-resources investigations report*, 96, 4040. <https://doi.org/10.3133/wri964040>
- Stewart, M., Cimino, J., Ross, M. (2007). Calibration of base flow separation methods with streamflow conductivity. *Groundwater*, 45, 17–27. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00263.x>
- Tan, X., Liu, B., & Tan, X. (2020). Global changes in baseflow under the impacts of changing climate and vegetation. *Water Resources Research*, 56(9), e2020WR027349. <https://doi.org/10.1029/2020WR027349>
- Werner, A. D., Gallagher, M. R., Weeks, S. W. (2006). Regional-scale, fully coupled modelling of stream-aquifer interaction in a tropical catchment. *Journal of Hydrology*, 328, 497-510. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.034>
- Kendall, D. G. (1948). On the generalized "birth-and-death" process. *The Annals of Mathematical Statistics*, 19(1), 1–15. <https://doi.org/10.1214/aoms/1177730285>
- Klein, A. G., & Barnett, A. C. (2003). Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year. *Remote Sensing of Environment*, 86(2), 162-176. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00097-X](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00097-X)
- Li, L., Maier, H. R., Lambert, M. F., Simmons, C. T., & Partington, D. (2013). Framework for assessing and improving the performance of recursive digital filters for baseflow estimation with application to the Lyne and Hollick filter. *Environmental Modelling & Software*, 41, 163–175. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.11.009>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Moran, P. A. (1950). Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika*, 37(1/2), 17-23. <https://doi.org/10.1093/biomet/37.1-2.17>
- Parizi, E., Bagheri-Gavkosh, M., Hosseini, S. M., & Geravand, F. (2021). Linkage of geographically weighted regression with spatial cluster analyses for regionalization of flood peak discharges drivers: Case studies across Iran. *Journal of Cleaner Production*, 310, 127526. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.127526>
- Partington, D., Brunner, P., Simmons, C. T., Werner, A. D., Therrien, R., Maier, H. R., & Dandy, G. C. (2012). Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, 458, 28–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.029>
- Qin, H., Huang, Q., Zhang, Z., Lu, Y., Li, M., Xu, L., & Chen, Z. (2019). Carbon dioxide emission driving factors analysis and policy implications of Chinese cities: Combining geographically weighted regression with two-step cluster. *Science of the Total Environment*, 684, 413-424. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2019.05.352](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.352)
- Rumsey, C. A., Miller, M. P., Susong, D. D., Tillman, F. D., & Anning, D. W. (2015). Regional scale estimates of baseflow and factors influencing baseflow in the Upper