پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۲، شمارهٔ ۳، پاییز ۱۳۹۹
ص ۳۷۳- ۳۵۱

ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی تجدیدپذیر سی حوضهٔ آبریز کشور

علی سوری‌نژاد- استادیار دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، گروه آموزشی جغرافیا[*]

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۹/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۱۲

چکیده

در سال‌های اخیر مقادیر بارندگی و جریان‌های سطحی سی حوضهٔ آبریز ایران نسبت به نیم قرن گذشته به شدت کاهش یافته است. در این پژوهش حوضه‌های مذکور به‌عنوان مطالعهٔ موردی انتخاب شده و هدف از اجرای آن ارزیابی اثرهای احتمالی تغییر اقلیم در بارندگی و منابع آب سطحی تجدیدپذیر است. برای بررسی این موضوع، مقادیر بارندگی و آبدهی اندازه‌گیری‌شدهٔ این حوضه‌ها از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ در سه دورهٔ آماری از ۱۳۴۷-۱۳۹۷، ۱۳۴۷-۱۳۷۷، و ۱۳۷۷-۱۳۹۷ طبقه‌بندی شد. سرانجام، با آزمون‌های آماری t استیودنت، من- ویتنی، من- کندال گرافیکی روند تغییرپذیری داده‌ها در سطح اطمینان ۹۵درصد و ۹۹درصد با SPSS محاسبه شد. به موجب نتایج این پژوهش، معلوم شد روند بارندگی بلندمدت همهٔ حوضه‌ها منفی بوده و میانگین حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر بیست سال اخیر نسبت به میانگین پنجاه سال بین ۱۳- تا ۶۱- درصد کاهش یافته و آمارهٔ $U(t_i)$ همهٔ آن‌ها منفی است. به‌نظر می‌رسد علت آن تغییر اقلیم است. به‌عنوان مثال، آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها در حوضهٔ کارون ۲,۷۷-، مارون جراحی ۲,۱۸-، در کرخه ۱,۹۸-، غرب ایران ۱,۷۸-، و قره‌سو- گرگان ۲,۷۰+ است. در مقایسه با آن آمارهٔ $U(t_i)$ آبدهی آن‌ها به‌ترتیب ۳,۳۵-، ۳,۰۷-، ۴,۵۱-، ۲,۸۷-، و ۳,۲۹- است.

واژگان کلیدی: آب تجدیدپذیر، بارش، تغییر اقلیم، من- کندال.

مقدمه

مفهوم تغییر اقلیم از دیدگاه جغرافی‌دانان و اقلیم‌شناسان به معنی پیدایش تغییرات تدریجی غیرقابل برگشت در همهٔ متغیرها و الگوهای مورد انتظار برای وضعیت میانگین آب و هوایی طولانی‌مدت و اجزای تشکیل‌دهندهٔ درون سامانهٔ پیچیدهٔ جو کرهٔ زمین است که در اثر افزایش تدریجی متغیرهای دیگری نظیر گاز دی‌اکسیدکربن شرایط محیطی گلخانه‌ای در جو زمین ایجاد می‌شود و به دنبال آن تشعشعات گرمایی خورشیدی در فضای بین سطح زمین و لایهٔ دی‌اکسیدکربن محبوس می‌شود و در نتیجه درجهٔ حرارت کرهٔ زمین یا گرمایش جهانی افزایش می‌یابد و باعث وقوع پدیده‌های ناگوار و بی‌نظمی در شرایط آب و هوایی نظیر موج گرما، بارش‌های سیل‌آسا، خشک‌سالی‌ها، و طوفان‌های پُرقدرت در دریاها و خشکی‌ها و غیره در گوشه و کنار جهان می‌شود.

به نظر سازمان جهانی هواشناسی، تغییر اقلیم از دیدگاه آماری عبارت است از تفاوت بین مقادیر میانگین درازمدت یک متغیر اقلیمی یا آماره‌های آن مشروط بر اینکه میانگین مربوط به یک مقطع زمانی نسبتاً طولانی باشد. بنابراین، کاهش متغیرهایی نظیر دما، بارندگی، یا آب ناشی از تغییر اقلیم در مقایسه با اثرهای پدیدهٔ خشک‌سالی تفاوت دارد، زیرا تغییر در این کاهش‌ها دارای تداوم ماندگاری است (WMO, 1985, 1966). براساس آخرین گزارش IPCC، میانگین

[*] نویسندهٔ مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۹۳۷۷۶۸ Email: souri80@yahoo.com & a.sourinejad@pnu.ac.ir

دمای کرهٔ زمین در سال ۲۰۱۶ حدود ۱٫۳ درجهٔ سلسیوس نسبت به صد سال اخیر در اثر انتشار گازهای گلخانه‌ای افزایش یافته است (IPCC, 2017).

کشور ایران نیز در خلال سال‌های ۱۹۷۰ تا ۲۰۰۴ میانگین افزایش دما بین ۱ تا ۲ درجهٔ سانتی‌گراد را تجربه کرده است (IPCC, 2014). قدر مسلم اینکه افزایش دما و تغییر در الگوی زمانی و مکانی بارش‌های جوی نیز می‌تواند تقاضای روزافزون آب مصرفی جوامع انسانی کشور ما را (در اثر تبخیر و تعرق بسیار زیاد) افزایش دهده. در نتیجه موازنه و تعادل عرضهٔ آب مصرفی با میزان حجم آب تجدیدپذیر سالانه به‌هم خورده و سرانجام اثرهای زیان‌بار و جبران‌ناپذیری بر منابع آب شیرین به‌بار خواهد آورد. بدین‌ترتیب، تغییر اقلیم می‌تواند تأثیرات شگرفی در منابع آب تجدیدپذیر آب‌های سطحی و زیرزمینی داشته باشد. پیش‌بینی می‌شود در شرایط آتی، میزان بارندگی و آبدهی رودخانه‌ها در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۴۵ درجه به‌ویژه در شمال خاورمیانه و ایران بین ۱۰ تا ۵۰ درصد کاهش یافته و مناطق گرمسیری خشک‌تر خواهد شد. در نتیجه، تأثیر متفاوتی در اکوسیستم‌های منابع آبی برجای خواهد گذاشت (IPCC, 2014, 2016).

در سال‌های اخیر دگرگونی‌های اقلیمی نظیر افزایش دما، خشک‌سالی، وقوع سیل، و ریزگردها در دورهٔ زمانی ۱۳۷۸ تا ۱۳۹۷ به‌دلیل کاهش ریزش‌های جوی در کشور ما گسترش یافته و خسارات فراوانی بر منابع آب، خاک، و سایر فعالیت‌های اقتصادی جوامع انسانی به‌ویژه و در بخش‌های مختلف کشاورزی، شرب، و صنعت در همهٔ استان‌ها وارد کرده است. به‌طوری‌که در سال آبی ۱۳۸۶–۱۳۸۷ متوسط بارندگی کشور معادل ۱۳۸٫۳ میلی‌متر بوده؛ در صورتی که متوسط بلندمدت پنجاه سال گذشتهٔ آن ۲۴۱٫۴ میلی‌متر از طرف وزارت نیرو گزارش شده و در مقایسه با آن حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر حدود ۳۰درصد کاهش یافته است. قدر مسلم اینکه در صورت ادامهٔ این وضعیت و به موازات رشد روزافزون جمعیت نیاز هر چه بیشتر به مصرف سرانهٔ آب در بخش‌های مختلف، چشم‌انداز آتی اجرای برنامه‌های توسعهٔ عمرانی کشور، در اثر کمبود منابع آب دچار چالش و مشکل جدی خواهد شد، زیرا در بخش کشاورزی، صنعت، و شرب، همچنین عرصه‌های مختلف فعالیت‌های اقتصادی و صنعتی تقاضای آب رو به فزونی بوده است. بدون شک، در اثر این کمبودها تنش‌های اجتماعی در کشورمان گسترش می‌یابد. با توجه به مشکلات مزبور از دیدگاه هیدروکلیماتولوژی، سؤالاتی در خصوص علت کاهش آبدهی رودخانه‌ها به شرح ذیل مطرح می‌شود:

۱. اثرگذاری رویکرد کاهش مقادیر بارندگی و حجم آبدهی سالانهٔ منابع آب تجدیدپذیر همهٔ رودخانه‌ها در حوضه‌های آبریز کشور در دهه‌های اخیر در مقایسه با پایش میانگین نیم قرن اخیر چگونه بوده است؟

۲. آیا تغییر اقلیم احتمالی موجب کاهش روند سری زمانی بارندگی و کمیت منابع آب سطحی کشور در طی نیم قرن اخیر شده است؟

برای پاسخ به این سؤالات دو فرضیه می‌توان بیان کرد: فرض اول، اینکه مقادیر بارندگی و حجم آبدهی سالانهٔ دههٔ اخیر نسبت به نیم قرن اخیر کاهش یافته است؛ فرض دوم، احتمالاً تغییر اقلیم موجب کاهش بارندگی و کمیت منابع آب سطحی تجدیدپذیر کشور شده است.

در این مقاله منابع آب سطحی تجدیدپذیر اندازه‌گیری‌شدهٔ سی حوضهٔ آبریز سراسر کشور (شامل مجموعهٔ پایش‌شدهٔ آب رودخانه‌ها، ذخایر سدها و آب مصارف کشاورزی، شرب، و صنعت است) به‌عنوان مطالعهٔ موردی انتخاب شده است. و هدف از آن ارزیابی اثرهای احتمالی تغییر اقلیم در روند تغییرات بلندمدت سری‌های زمانی بارندگی و جریان سطحی سالانهٔ رودخانه‌هاست.

در زمینهٔ اثرهای تغییر اقلیم بر شاخص‌های دما و بارندگی، همچنین منابع آب سطحی تجدیدپذیر رودخانه‌ها، محققان پژوهش‌های زیادی با استفاده از آزمون‌های آماری پارامتری و ناپارامتری و مدل‌های مختلف گردش عمومی هوا نظیر GCSM3، ECHAM5، و HadCM3 در سناریوهای انتشار (A1F1،A2، و B1) در جهان به‌ویژه در منطقهٔ خاورمیانه انجام داده‌اند. تحقیقات زانگ و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از ۲۷ شاخص دما و بارش روزانه در ۵۲ ایستگاه برای ۱۵ کشور در منطقهٔ خاورمیانه نشان داد که روند گرمایشی تعداد روزهای گرم در حال افزایش بوده و روزهای سرد به‌صورت کاهشی است. به نظر بوزکورت و سن (۲۰۱۳: ۱۴۹) دمای هوا در شرایط آتی در حوضهٔ آبریز دجله و فرات به میزان ۶٫۱ درجهٔ سانتی‌گراد افزایش می‌یابد و حجم جریان‌های سطحی بین ۲۵ تا ۵۵درصد کاهش خواهد یافت.

نتایج تحقیقات ماجون و همکاران (۲۰۱۲) در اسپانیا و ماتونس و همکاران (۲۰۱۳: ۴۳۷) در نیویورک بر روند دما، بارش، و آبدهی تجدیدپذیر رودخانه‌ها نشان داد که در سری‌های زمانی دما روند افزایشی بوده. اما روند تغییرات بارش و دبی رودخانه‌ها کاهشی است. به نظر کارلس و وایتهد (۲۰۱۳: ۴۹۵) در دوره‌های آتی تغییر اقلیم موجب تغییرات بسیار شدیدی در منابع آب سطحی ۲۳ رودخانهٔ کشور انگلستان خواهد شد. همچنین، تحقیقات دی پاشری و همکاران (۲۰۱۰: ۳۱۲) در هند، کینزل و همکاران (۲۰۱۲: ۷۶) در ساسکاچوئن کانادا، راسانن و همکاران (۲۰۱۲: ۳۴۹۵) در میکونک چین، سان و همکاران (۲۰۱۳: ۶۱) در رودخانهٔ یانگ تسه چین، و چنگ چو کیم و همکاران (۲۰۱۴: ۶۱) در کرهٔ جنوبی نشان داد که تغییر اقلیم در دوره‌های آتی تغییرات بسیار شدیدی در کاهش آبدهی ماهانهٔ رودخانه‌ها ایجاد می‌کند.

به نظر فیکلین و همکاران (۲۰۱۳) و کاپتی‌کاوسکی‌یا و همکاران (۲۰۱۵: ۴۷۳) در اثر تغییر اقلیم تا سال ۲۰۸۰ شرایط اقلیمی نیمه‌خشکی در حوضهٔ آبریز رودخانهٔ کلرادو حاکم خواهد شد. بیشاند و همکاران (۲۰۱۴: ۸۱۵) دریافتند که آستانهٔ بارش‌های پنج‌روزهٔ فصل زمستان و تابستان در هلند به بیش از ۲۰ و ۳۰ میلی‌متر افزایش یافته است. به نظر روازیانی و همکاران (۲۰۱۵: ۱۱۹۳) در اثر تغییر اقلیم حد دائمی یخچال‌های طبیعی در کوه‌های آلپ ایتالیا از ارتفاع ۱۸۹۰ متر به ۲۸۵۰ متر عقب‌نشینی خواهد کرد. شرست‌ها و همکاران (۲۰۱۶: ۲۷) بر آن‌اند که در نپال تا سال ۲۱۰۰ دمای هوا بین ۳٫۸۲ تا ۶٫۳۳ درجهٔ سانتی‌گراد افزایش یافته و میزان بارش‌ها بین ۸- تا ۲۴٫۸درصد و جریان سطحی رودخانهٔ تاماتکوشی بین ۳۷٫۸۳ تا ۴۷درصد تغییر می‌کند.

در ایران نیز تحقیقات محمدی و تقوی (۱۳۸۴: ۱۵۱) نشان داد که روند بارش ایستگاه تهران در دورهٔ آماری۱۹۵۱ تا ۲۰۰۳ با شیب بسیار کمی به‌صورت کاهشی بوده و روند دمای متوسط روزانه کاملاً افزایشی است. عزیزی و روشنی (۱۳۸۷: ۱۳) در تحقیقات خود با استفاده از روش من- کندال در سواحل جنوبی دریای خزر دریافتند که در برخی از ایستگاه‌ها دمای حداقل روند مثبت و دمای حداکثر روند منفی نشان می‌دهد. نتایج تحقیقات روشن و همکاران (۱۳۹۱: ۱۳) با مدل‌سازی تغییرات دما و بارش از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۵ نشان داد در اثر تغییر اقلیم تا سال‌های ۲۰۲۵ و ۲۰۵۰ دما به میزان ۱,۳ و ۲,۵ درجهٔ سلسیوس و بارش به میزان ۲,۵ و ۳,۷۰درصد افزایش خواهد یافت. علاوه بر آن، رسولی و همکاران (۱۳۹۲: ۲۰۵) در بررسی ۵۰ ایستگاه هواشناسی همدید و اقلیمی کشور از سال ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۵ با استفاده از آزمون ناپارامتری من- کندال دریافتند که بارش‌های سالانه دارای روند افزایشی و کاهشی معنی‌داری است. در این راستا نیز برخی محققان (صوفی و علیجانی، ۱۳۹۱: ۴۵؛ جهان‌بخش اصل و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۰۷؛ عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۳: ۷۲) در تحقیقات خود با روش آزمون ناپارامتری من- کندال به این نتیجه رسیدند که در نقاط مختلف کشور روند بارش‌های سالانه کاهشی بوده و دما رو به افزایش است.

در خصوص آبدهی رودخانه‌های کشور، برخی محققان نظیر مساح بوانی و مرید (۱۳۸۴: ۱۷) در زاینده‌رود، طبری و معروفی (۱۳۹۰: ۱۷۱۴۱) در حوضهٔ مارون، مدرسی و همکاران (۱۳۹۰: ۱۳۶۵) در حوضهٔ گرگان‌رود، فرجزاده (۱۳۹۲: ۱۷) در ششپیر، و ابراهیمی و کردوانی (۱۳۹۳: ۵۹) در تالاب انزلی در تحقیقات خود با روش آزمون ناپارامتری من- کندال دریافتند که دبی سالانه در همهٔ رودخانه‌ها دارای روند نزولی بوده و در شرایط آتی کاهش می‌یابد. بدین ترتیب، با توجه به شرایط اقلیمی کشور ما، ضرورت دارد اثر احتمالی تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی رودخانه‌ها ارزیابی شود.

مواد و روش‌ها

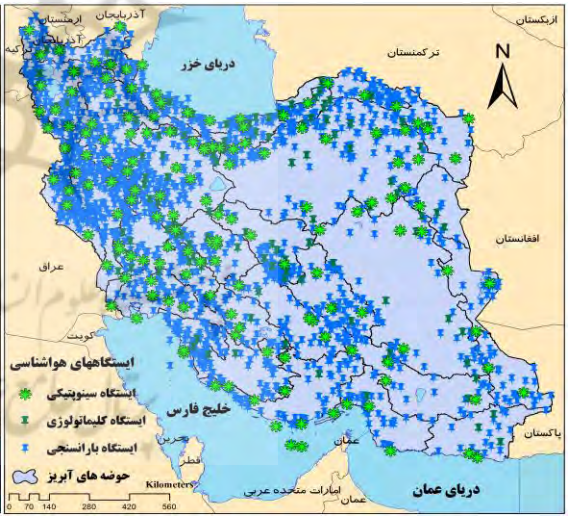
منطقهٔ مورد مطالعه در این پژوهش شامل کلیهٔ حوضه‌های آبریز سی‌گانهٔ سراسر کشور است که با استفاده از GIS گسترهٔ جغرافیایی آن‌ها تهیه شده است. شکل ۱ و ۲ موقعیت آن‌ها را نشان می‌دهد.

شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه‌های آبریز ایران (منبع نگارنده)

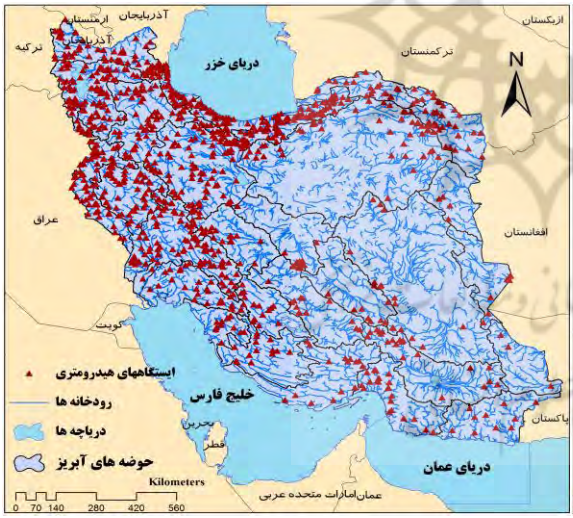
در پژوهش حاضر، با توجه به اهمیت موضوع و اهداف آن، سی حوضهٔ آبریز کشور به‌دلیل داشتن اطلاعات آماری مناسب بارندگی و آبدهی رودخانه‌ها به‌صورت یک‌پارچه برای بررسی و مطالعه انتخاب شده است. بدین ترتیب، با استفاده از ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری مندرج در شکل های ۲ و ۳ ، متعلق به وزارت نیرو و سازمان هواشناسی در سراسر کشور همهٔ داده‌های مورد نیاز نمایه‌سازی‌شده (توسط شرکت مدیریت منابع آب ایران) از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ به مدت پنجاه سال تهیه شد. یادآوری می‌شود در حال حاضر حدود ۱۹۶۳ ایستگاه هواشناسی فعال از نوع تبخیرسنجی و باران‌سنجی متعلق به وزارت نیرو و ۳۶۰ ایستگاه سینوپتیکی و ۱۲۰ ایستگاه کلیماتولوژی سازمان هواشناسی به صورت شکل ۲ وجود دارد که با استفاده از نتایج آن‌ها اطلاعات ماهانه و سالانهٔ بارندگی سی حوضهٔ آبریز کشور توسط شرکت

مدیریت منابع آب ایران به‌صورت وزنی پایش می‌شود. بنابراین، در پژوهش حاضر به‌عنوان مبنا از نتایج هر یک از این داده‌ها به‌صورت سری‌های زمانی بلندمدت سالانه جهت هر حوضهٔ آبریز از سال آبی ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ استفاده شده است. همچنین، براساس طرح جامع آب کشور منابع آب سطحی تجدیدپذیر رودخانه‌ها به‌صورت مستقیم با استفاده از ۱۱۱۶ ایستگاه هیدرومتری فعال سراسری مطابق شکل ۳ توسط وزارت نیرو برای سی حوضهٔ آبریز به‌صورت ماهانه و سالانه اندازه‌گیری و پایش می‌شود. بنابراین، در این پژوهش نیز از نتایج اندازه‌گیری بلندمدت این حوضه‌ها از سال آبی ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ به‌عنوان مبنا استفاده شده است. زیرا برای بررسی و ارزیابی این داده‌ها وجود سری‌های زمانی درازمدت یکی از شرایط اصلی برای انتخاب حوضه‌های آبریز از دیدگاه هیدرولوژی آماری است (آل یاسین، ۱۳۸۴: ۱۷). ضمناً پیش‌تر اشاره شد منظور از منابع آب سطحی تجدیدپذیر در این مقاله جریان مستقیم آب سطحی اندازه‌گیری‌شدهٔ رودخانه‌ها بوده (که مجموعه پایش ذخایر مخزن سدها و آب مصارف کشاورزی، شرب، و صنعت را تشکیل می‌دهد. بنابراین، شامل منابع آب زیرزمینی نمی‌شود) و به‌عنوان مطالعهٔ موردی انتخاب شده است.

در این پژوهش داده‌های آماری بارندگی و آبدهی متناظر رودخانه‌ها برای هر حوضهٔ آبریز در سه دورهٔ آماری ۵۰، ۳۰، و ۲۰ساله (به‌ترتیب از ۱۳۴۷–۱۳۹۷، ۱۳۴۷–۱۳۷۷، و ۱۳۷۷–۱۳۹۷) استخراج و طبقه‌بندی شد. سپس، برای آشکارسازی اثرهای احتمالی تغییر اقلیم بر بارندگی و منابع آب سطحی با استفاده از آزمون‌های آماری پارامتریک t استیودنت و ناپارامتریک من– ویتنی و من– کندال گرافیکی روند تغییرپذیری جهش در سری زمانی این دوره‌ها در سطح اطمینان ۹۵درصد و ۹۹درصد با نرم‌افزار SPSS ارزیابی و صحت‌سنجی شد.



شکل۲. ایستگاه‌های هواشناسی ایران (منبع نگارنده)



شکل۳. ایستگاه‌های هیدرومتری ایران (منبع نگارنده)

مبانی نظری تحقیق

از آنجا که منبع اصلی تأمین آب در سطح خشکی‌های کرهٔ زمین ریزش‌های جوی است، در چرخهٔ هیدرولوژی منابع آب به دو بخش آب‌های سطحی و زیرزمینی تقسیم می‌شود. بدین ترتیب، براساس تعاریف سازمان خوار و بار و کشاورزی جهانی (فائو، ۱۹۹۶) منابع آب در یک حوضهٔ آبریز به دو بخش آب تجدیدپذیر و آب تجدیدناپذیر تقسیم می‌شود. منابع آب تجدیدناپذیر بخش‌هایی از منابع آب زیرزمینی است که آب موجود در آبخوان‌ها از گذشته‌های دور (بیش از هزاران سال قبل تاکنون) ذخیره شده و سرعت تغذیهٔ حاصل از بارش سالانه در آن‌ها (در مقیاس زمانی انسانی) ناچیز است، اما

آب تجدیدپذیر نیز مقدار آبی است که هر حوضهٔ آبریز طی چرخهٔ آبی سالیانه توانایی بازیابی آن را دارد و به دو بخش آب‌های سطحی و زیرزمینی تقسیم می‌شود. آنچه مسلم است همهٔ این مقدار آب برای استفاده در دسترس نیست، اما براساس تعاریف دیگر فائو (۲۰۰۳: ۳) منابع آب تجدیدپذیر قابل بهره‌برداری است و شامل مجموع آب رودخانه‌ها، آب ذخیره‌شدهٔ سیلاب در پشت سدها، و آب‌های زیرزمینی است. برای برآورد منابع آب تجدیدپذیر در حوضه‌های آبریز در مقیاس جهانی از دو روش معادلهٔ بیلان آب و اندازه‌گیری مستقیم (ماهانه و سالانه) آب سطحی رودخانه‌ها استفاده می‌شود (آل یاسین، ۱۳۸۴: ۱۷). در ایران نیز پیش‌تر اشاره شد با استفاده از ایستگاه‌های هیدرومتری، مقدار آب سطحی تجدیدپذیر در سطح سی حوضهٔ آبریز کشور جهت همهٔ رودخانه‌ها توسط شرکت مدیریت منابع آب ایران اندازه‌گیری و پایش می‌شود. بدین ترتیب، در پژوهش حاضر منابع آب سطحی تجدیدپذیر اندازه‌گیری‌شدهٔ رودخانه‌ها موضوع بحث این مقاله است.

براساس طرح جامع آب کشور، حجم نزولات جوی سالانه در ایران حدود ۴۳۰ میلیارد متر مکعب برآورد شده که در حدود ۷۲درصد از آن تبخیر می‌شود. بنابراین، بیلان حجم آب‌های تجدیدپذیر حدود ۱۳۰ میلیارد مترمکعب در سال محاسبه شده که با احتساب ورود آب‌های سطحی خارج از مرزهای سیاسی به داخل ایران حدود ۱۰۵ میلیارد متر مکعب از این مجموع به‌صورت منابع آب سطحی در رودخانه‌ها جریان پیدا می‌کند و ۲۵ میلیارد متر مکعب دیگر به‌صورت آب زیرزمینی در آبخوان‌های آبرفتی ذخیره و بهره‌برداری می‌شود. در سال‌های اخیر مقدار حجم منابع آب تجدیدپذیر سطحی و زیرزمینی توسط وزارت نیرو در حدود ۱۰۰ میلیارد مترمکعب گزارش شده که ۸۸درصد از آن در کشور مصرف می‌شود. بدین ترتیب ذخایر آب تجدیدشوندهٔ کشور سالیانه سی میلیارد متر مکعب کاهش یافته است. در این مقاله با توجه به مقادیر کاهش‌یافتهٔ مزبور و اهداف آن سعی شده اثرهای احتمالی تغییر اقلیم بر سری‌های زمانی بارندگی و آبدهی رودخانه‌ها در طی پنجاه سال گذشته از سال آبی ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ با روش آزمون‌های آماری پارامتریک و ناپارمتریک بررسی و ارزیابی شود.

گرچه آزمون‌های پارامتریک از توانایی بالایی در پردازش روند داده‌ها برخوردارند، از خطاها و انحرافات موجود در روند سری‌های زمانی به‌دلیل تبعیت از توزیع خاص (نرمال) چشم‌پوشی می‌کنند. در صورتی که بسیاری از داده‌ها در شرایط واقعی نیز دارای چولگی بوده و توزیع نرمال ندارند. بنابراین، برای حصول اطمینان نتایج واقعی‌تر، بنا به توصیهٔ سازمان هواشناسی جهانی در بولتن‌های شمارهٔ ۱۹۵ و ۴۱۵ در ارزیابی تغییر اقلیم از آزمون‌های ناپارامتریک به‌صورت رتبه‌بندی از داده‌ها استفاده می‌شود. زیرا توزیع زمانی آزاد است و عمدتاً روند یا تغییر را جست‌وجو می‌کنند، ولی اندازهٔ تغییر و روند به‌صورت عدد ارائه نمی‌شود، بلکه استنباط مؤلفهٔ آن‌ها به‌صورت مفهومی قابل تفسیر و استدلال است (WMO, 1966: 64). البته ولفووایتز در سال ۱۹۴۲ برای اولین بار به‌کارگیری روش ناپارامتری را در هیدرولوژی و منابع آب مطرح کرد. بعدها راندل و همکاران (۲۰۰۴: ۵۶۱) این نظریه را گسترش دادند.

به‌طورکلی، در روش گرافیکی من- کندال دنباله‌ای اگر دو نمودار در نقطهٔ شروع پدیدهٔ یکدیگر را قطع کنند و مقادیر آماره‌ها بیش از دو عدد ۱٫۹۶- و ۱٫۹۶+ باشد، روند معنی‌دار خواهد بود. در صورتی که اگر روند وجود نداشته باشد، دو دنبالهٔ U_i و آمارهٔ U'_i به‌صورت موازی عمل خواهند کرد (شویرز، ۱۹۹۰: ۲).

آزمون تی استیودنت

این آزمون پارامتریک برای آشکارسازی جهش روند سری‌های زمانی متکی به مقایسهٔ تفاوت دو میانگین و انحراف معیار دو نمونهٔ مشاهده‌ای مستقل و با فرض بر توزیع نرمال و به‌صورت واریانس یکسان است. بنابراین، تشخیص هر گونه تغییر و جهش در مقدار سری‌های زمانی حول محور میانگین به‌صورت توزیع نرمال فقط در یک نقطه بررسی می‌شود. برای اجرای این کار نخست تعداد داده‌های مشاهده‌ای به دو گروه m و n به‌صورت مستقل تقسیم می‌شود و آنگاه آمارهٔ آزمون t با استفاده از رابطهٔ ۱ محاسبه می‌شود:

$$t \cong \frac{(\bar{x} 0 \bar{y})}{S\sqrt{\frac{1}{n} . \frac{1}{m}}} \quad \text{و} \quad Z \cong |t| \qquad (۱)$$

که در آن $\bar{x}$ و $\bar{y}$ به‌ترتیب میانگین‌های قسمت اول و دوم، S انحراف معیار (ادغام‌شدهٔ یکسان) هر دو گروه m و n، همچنین z نیز قدر مطلق آزمون t است. مقدار S از رابطهٔ ۲ محاسبه می‌شود. بنابراین، با به‌کارگیری آن در رابطهٔ ۵ می‌توان مقدار آمارهٔ آزمون t را به‌دست آورد.

$$S \cong \sqrt{\frac{(n 0 1)S_x^2 . (m 0 1)S_y^2}{(n . m 0 2)}} \qquad (۲)$$

در رابطهٔ مزبور n و m تعداد مشاهدهٔ گروه‌ها، S_x^2 و S_y^2 به‌ترتیب واریانس هر یک از آن‌هاست. آمارهٔ t این آزمون دارای توزیع t– استیودنت با درجهٔ آزادی $df \cong n . m 0 2$ است. بنابراین، مقادیر آمارهٔ آزمون بحرانی معنی‌داری آن با توجه به df از جدول‌های آماری t استیودنت به‌دست می‌آید.

آزمون من– ویتنی[1]

از آزمون ناپارامتریک من– ویتنی برای آشکارسازی جهش روند سری‌های زمانی در صورتی می‌توان استفاده کرد که فرض توزیع نرمال برقرار نباشد. علاوه بر آن، هر گونه تغییر و جهش باید فقط در یک نقطه اتفاق افتاده باشد. بنابراین، برای اجرای این کار نخست تعداد داده‌های مشاهده‌ای سری زمانی $y_t (t \cong 1,..., N)$ به دو گروه مستقل $y_{N+1},...,y_N$ $y_1,..,y_{N1}$ و به تعداد N_1, N_2 $(N_1+N_2= N)$ تقسیم می‌شود و پس از آن سری جدیدی به نام $Z_i(I=1,..,N)$ به‌وسیلهٔ مرتب‌کردن سری y_t تعریف می‌شود. بدین ترتیب، برای آزمون مقایسهٔ تفاوت میانگین دو سری از داده‌ها می‌توان از آماره به‌صورت رابطهٔ ۳ استفاده کرد:

$$U_c \cong \frac{\left|\sum_{i\cong1}^{N} R(y_i) 0 N_1(N_1 . N_2 . 1)/2\right|}{\left[N_1N_2(N_1 . N_2 . 1)/12\right]^{1/2}} \qquad (۳)$$

در رابطهٔ ۳، می‌توان از $\left|\sum_{i\cong1}^{N} R(y_i)\right|$ مجموع مرتبه‌های گروه اول، N_1 تعداد داده‌های دستهٔ اول و N_2 تعداد داده‌های دستهٔ دوم استفاده کرد. در این رابطه $R(y_t)$ رتبهٔ مشاهدهٔ y_i در سری Z_i است. اگر $|U_c| |Z_1 0 \delta/_2$ باشد، فرض برابری دو سری تفکیک‌شده رد می‌شود. مقدار $Z_1 0 \delta/_2$ از جدول توزیع نرمال استاندارد به‌دست می‌آید و مربوط به سطح معنی‌داری δ است.

1. Mann-Whitney

آزمون من- کندال دنبال‌های (گرافیکی)

روش من- کندال (۱۹۴۵)، که آزمونی ناپارامتریک است، برای تعیین روند در سری‌های زمانی داده‌ها به‌کار می‌رود و بر پایهٔ رتبه‌بندی داده‌ها استوار است. این آزمون هدفش آشکارسازی روند تغییرات سری زمانی داده‌های x_1 ، x_2 ، x_3 ، ...، x_n است. بنابراین، وجود روند در نمونهٔ مشاهداتی به‌صورت دوطرفه هنگامی بررسی می‌شود که به‌جای آن‌ها رتبه‌های n_1 n_2, n_3 ... n_i از کمترین عدد یک تا n_i جای‌گزین آن‌ها می‌شود. براساس این رتبه‌ها، اگر روند در داده‌ها وجود نداشته باشد، مقدار آمارهٔ من- کندال (t_i) به‌صورت نرمال صفر است. اما اگر آن‌ها دارای روند باشند، نتایج این آزمون با استفاده از رابطهٔ ۴ به‌دست می‌آید.

$$t_i \cong \frac{4\left| n_i \right.}{N + N\ 01,}\ 01 \qquad (۴)$$

در رابطهٔ ۴، (t_i) آمارهٔ کندال، n_i رتبهٔ داده‌ها، و N تعداد سال‌های آماری مورد استفاده است که در آن $\sum n_i$ فراوانی تجمعی تعداد رتبه‌هایی است کـه بزرگ‌تر از هـر ردیـف n_i و بعد از آن قـرار می‌گیرند. در این آزمون برای تعیین فرض معنی‌داربودن روند داده‌ها مقدار آمارهٔ (t_i) براساس رابطهٔ ۵ صحت‌سنجی می‌شود.

$$t_0 \cong \geq t\,\mathrm{g}\sqrt{\frac{4N\ .\ 10}{9N\ (N\ 01)}} \qquad (۵)$$

در رابطهٔ ۵، که tg برابر با مقدار بحرانی نمرهٔ نرمال یا استاندارد (z) با سطح احتمال آزمون است، سطح اطمینان معنی‌داری آن با احتمال ۹۵درصـد برابر ۱٫۹۶ است و پذیرش دامنهٔ آن بین $0.21 \geq$ قبول یا رد می‌شود.

به عبارت دیگر، برای بررسی دامنهٔ بحرانی سری‌های زمانی اگر مقدار $+0.21$ A t A -0.21 باشد، روند آن‌ها معنی‌داری نیست. اما اگر -0.21 t ? باشد، روند داده‌ها منفی و معنی‌دار است. همچنین، اگر $+0.21$ t A باشد، روند معنی‌دار مثبت است. بدین ترتیب، برای تعیین جهت روند، نوع و زمان تغییر نیاز به آزمون گرافیکی کندال دنباله‌ای است که با کمک آن می‌توان زمان شروع و نوع تغییرات ناگهانی را در روند سری‌های زمانی به‌صورت کاهشی یا افزایشی تعیین کرد. برای اجرای این آزمون، باید دو مؤلفهٔ $U(t_i)$ و $U'(t'_i)$ محاسبه شود. برای استفاده از این روش، لازم است براساس بولتن فنی شمارهٔ ۴۱۵ سازمان هواشناسی جهانی WMO (شویرز، ۱۹۹۰: ۲-۱۴) جـدول ویژه‌ای تهیه شود.

در این مقاله روش مزبور به‌عنوان مبنای تحقیق انتخاب شده است. بنابراین، براساس آن، در گام اول برای بررسی پارامترهای آماری بارندگی و حجم جریان‌های سطحی هر حوضهٔ آبریز، نخست جدول ویژه‌ای از سری زمانی داده‌ها تشکیل شد. آن‌گاه در سـتون اول این جدول سال آبی، در ستون دوم شمارهٔ ردیف داده‌ها، در ستون سوم پارامترهای مورد استفاده، و در ستون چهارم نتایج رتبه‌بندی داده‌های هر سال به‌صورت صعودی مرتب شده است. در ستون پنجم نیز تعداد رتبه‌های مقابل هر ردیف ستون چهارم کوچک‌تر از ردیف‌های پیش‌تر محاسبه شد. در ستون ششم نیز تفاوت رتبه‌ای بین ستون‌های چهارم و پنجم و در ستون هفتم نیز فراوانی تجمعی سـتون پنجم درج شده است. سرانجام در ستون‌های هشتم، نهم، و دهم به‌ترتیب امید ریاضی $E(t_i)$ ، واریانس $V(t_i)$، و آمارهٔ $U(t_i)$ به‌ترتیب براساس رابطه‌های ۶، ۷، و ۸ محاسبه شد. براساس این جدول، نیز آمارهٔ $U'(t'_i)$ محاسبه شد و مقدار آن آمارهٔ $U(t_i)$ برابر است. بدین ترتیب، نتایج این آماره‌ها به‌صورت نمودارهای گرافیکی ترسیم شد و سرانجام مؤلفه‌های نهایی در جدول ۳ ارائه شد.

$$E(t_i) \cong \frac{n_i + n_i\ 01,}{4} \quad (۶)$$

$$V(t_i) \cong \frac{n_i + n_i\ 01, + 2n_i\ .\ 5,}{72} \quad (۷)$$

$$U + t_i\ , \cong \frac{\left|\ t_i\ 0\ E(t_i)\right.}{\sqrt{V(t_i)}} \quad (۸)$$

گرچه در روش گرافیکی من- کندال دنباله‌ای مقدار آمارهٔ $U(t_i)$ و $U'(t'_i)$ با هم برابر است، نحوهٔ محاسبهٔ مؤلفهٔ U/ برعکس مؤلفهٔ U است. به‌طورکلی، در این روش هر گاه روند در سطح معنی‌داری δ قابل قبول باشد، لازم است نقطه‌ای را بیابیم که به ما در شناسایی نقطهٔ تغییر کمک کند. درحقیقت، این روش مقادیر t_i در زمان I را محاسبه می‌کند و آمارهٔ $U(t_i)$ (را که پیش‌تر اشاره شد) در I امین زمان تمام می‌شود. بنابراین، این آماره در زمان n=I به‌دست می‌آید. همین عمل را می‌توان به‌صورت عکس انجام داد؛ یعنی فرض کرد انتهای سری ابتدای آن باشد. بنابراین، می‌توان رتبهٔ n'_i را نیز از رابطه‌های ۹ و ۱۰ به‌صورت زیر به‌دست آورد:

$$n_i\ .\ n'_i \cong y_i\ 01 \quad (۹)$$

$$n'_i \cong n_i \quad i'_i \cong + n\ .\ 1, 0\ i \quad (۱۰)$$

مقادیر آمارهٔ U'_i برای سری برگشتی از رابطهٔ ۱۱ به‌دست می‌آید و مقدار آن با U_n در رابطهٔ ۱۲ برابر است.

$$U'_i \cong 0U + t_i\ , \quad (۱۱)$$

$$U'_i \cong U_n \quad (۱۲)$$

در روش گرافیکی من- کندال اگر دنبالهٔ Ui و آمارهٔ U'_i براساس I به‌صورت نموداری رسم شود، در حالت معنی‌داری روند، دو نمودار در نقطهٔ شروع پدیده یکدیگر را قطع خواهند کرد. در حالی که اگر روند وجود نداشته باشد، دو دنبالهٔ U_i و آمارهٔ U'_i به‌صورت موازی عمل خواهند کرد یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهت آن‌ها منجر نشود درخواهند آمد (شویرز، ۱۹۹۰: ۱۴-۲).

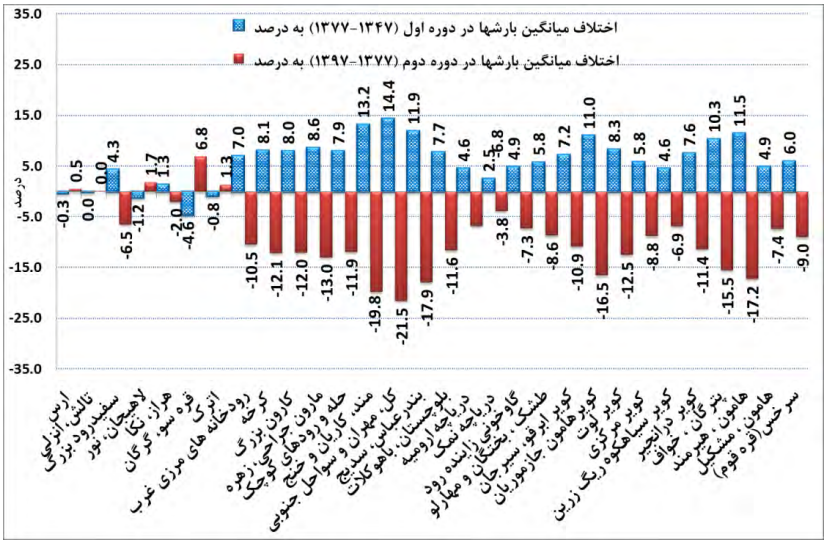
یافته‌های پژوهش

در این پژوهش پیش‌تر اشاره شد که مقادیر بارندگی‌ها و جریان‌های سطحی تجدیدپذیر سالانهٔ همهٔ حوضه‌های آبریز کشور توسط شرکت مدیریت منابع آب ایران پایش و اندازه‌گیری می‌شود. بنابراین، براساس سری‌های زمانی این داده‌ها میانگین مقادیر بارندگی و جریان‌های سطحی هر حوضهٔ آبریز در سه دورهٔ آماری ۵۰، ۳۰، و ۲۰ساله از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷، به‌منظور تعیین مقدار تغییرات هر یک از آن‌ها در طی پنجاه سال اخیر محاسبه شد و نتایج به‌صورت جدول ۱ و شکل‌های ۴ و ۵ است.

جدول ۱. مقایسهٔ میانگین بارندگی و حجم جریان‌های سطحی سالانهٔ تجدیدپذیر سی حوضهٔ آبریز (۱۳۴۷-۱۳۹۷)

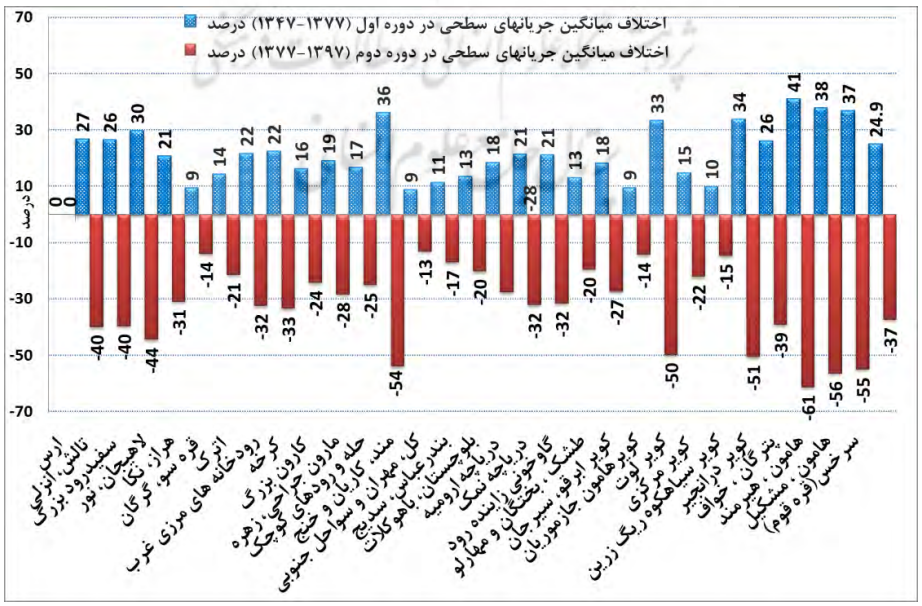
ردیف	حوضه آبریز رودخانه ها	میانگین بارندگی (میلیمتر)					میانگین حجم جریانهای سطحی (میلیون مترمکعب)				
		بلندمدت ۵۰ سال	دوره اول ۳۰ سال	درصد اختلاف	دوره دوم ۲۰ سال	درصد اختلاف	بلندمدت ۵۰ سال	دوره اول ۳۰ سال	درصد اختلاف	دوره دوم ۲۰ سال	درصد اختلاف
۱	حوضه آبریز دریاچه ارومیه	۳۳۵	۳۵۰	۵	۳۱۲	-۷	۵۰۸۸	۶۱۷۷	۲۱	۳۴۵۴	-۳۲
۲	حوضه ارس	۲۸۹	۳۱۰	۷	۲۹۱	۰.۵	۱۷۲۰	۲۱۷۸	۲۷	۱۰۳۳	-۴۰
۳	تالش، تالاب انزلی	۱۰۰۱	۱۰۵۱	۵	۱۰۰۲	۰.۰	۲۵۹۰	۳۲۷۵	۲۶	۱۵۶۳	-۴۰
۴	سفیدرود بزرگ	۳۵۷	۳۷۲	۴.۳	۳۳۴	-۶.۵	۵۲۰۳	۶۷۴۶	۳۰	۲۸۹۰	-۴۴
۵	لاهیجان - نور	۷۸۳	۸۲۲	۵	۷۹۷	۱.۷	۱۵۴۸	۱۸۶۶	۲۱	۱۰۶۹	-۳۱
۶	هراز- نکا	۶۲۵	۶۳۳	۱.۳	۶۱۲	-۲.۰	۲۸۳۵	۳۰۹۹	۹	۲۴۳۸	-۱۴
۷	قره سو - گرگان	۴۳۶	۴۵۸	۵	۴۶۵	۶.۸	۱۰۲۹	۱۱۷۵	۱۴	۸۰۹	-۲۱
۸	حوضه اترک	۳۱۹	۳۳۵	۵	۳۲۳	۱.۳	۷۲۸	۸۸۵	۲۲	۴۹۲	-۳۲
۹	رودخانه های مرزی غرب	۴۷۰	۵۰۲	۷.۰	۴۲۰	-۱۰.۵	۷۱۸۰	۸۷۸۰	۲۲	۴۷۸۰	-۳۳
۱۰	حوضه کرخه	۴۱۷	۴۵۱	۸.۱	۳۶۷	-۱۲.۱	۵۲۰۵	۶۰۴۵	۱۶	۳۹۴۵	-۲۴
۱۱	کارون بزرگ	۶۲۷	۶۷۷	۸.۰	۵۵۲	-۱۲.۰	۲۳۰۳۸	۲۷۳۹۷	۱۹	۱۶۵۰۱	-۲۸
۱۲	مارون جراحی، زهره	۴۰۳	۴۳۸	۸.۶	۳۵۱	-۱۳.۰	۵۲۰۱	۶۰۶۷	۱۷	۳۹۰۲	-۲۵
۱۳	حله و رودهای کوچک	۲۹۱	۳۱۴	۷.۹	۲۵۶	-۱۱.۹	۲۹۱۶	۳۹۶۴	۳۶	۱۳۴۳	-۵۴
۱۴	مند، کاریان و خنج	۳۴۳	۳۸۸	۱۳.۲	۲۷۵	-۱۹.۸	۱۸۱۱	۱۹۶۹	۹	۱۵۷۵	-۱۳
۱۵	کل، مهران و سواحل جنوبی	۲۲۰	۲۵۲	۱۴.۴	۱۷۳	-۲۱.۵	۱۲۶۲	۱۴۰۵	۱۱	۱۰۴۷	-۱۷
۱۶	بندرعباس ، سدیج	۲۱۸	۲۴۴	۱۱.۹	۱۷۹	-۱۷.۹	۱۱۹۵	۱۳۵۵	۱۳	۹۵۴	-۲۰
۱۷	بلوچستان، باهوکلات	۱۰۶	۱۱۴	۷.۷	۹۳	-۱۱.۶	۸۵۳	۱۰۱۰	۱۸	۶۱۷	-۲۸
۱۸	دریاچه نمک	۲۶۲	۲۶۹	۲.۵	۲۵۲	-۳.۸	۳۵۵۵	۴۳۰۲	۲۱	۲۴۳۴	-۳۲
۱۹	حوضه گاوخونی	۲۵۹	۲۷۲	۴.۹	۲۴۰	-۷.۳	۱۳۹۹	۱۵۸۱	۱۳	۱۱۲۵	-۲۰
۲۰	طشک ، بختگان و مهارلو	۳۹۱	۴۱۴	۵.۸	۳۵۷	-۸.۶	۱۲۸۹	۱۵۲۳	۱۸	۹۳۶	-۲۷
۲۱	کویر ابرقو، سیرجان	۲۳۰	۲۴۶	۷.۲	۲۰۵	-۱۰.۹	۵۷۷	۶۳۲	۹	۴۹۵	-۱۴
۲۲	کویرهامون جازموریان	۱۳۶	۱۵۱	۱۱.۰	۱۱۴	-۱۶.۵	۹۴۳	۱۲۵۶	۳۳	۴۷۳	-۵۰
۲۳	کویر لوت	۹۶	۱۰۴	۸.۳	۸۴	-۱۲.۵	۱۰۱۳	۱۱۶۳	۱۵	۷۸۹	-۲۲
۲۴	کویر مرکزی	۱۴۳	۱۵۱	۵.۸	۱۳۰	-۸.۸	۳۳۸۳	۳۷۱۵	۱۰	۲۸۸۶	-۱۵
۲۵	کویر سیاهکوه ریگ زرین	۸۱	۸۵	۴.۶	۷۵	-۶.۹	۲۶۶	۳۵۵	۳۴	۱۳۱	-۵۱
۲۶	کویر درانجیر	۹۷	۱۰۴	۷.۶	۸۶	-۱۱.۴	۴۳۰	۵۴۲	۲۶	۲۶۲	-۳۹
۲۷	پترگان ، خواف	۱۴۳	۱۵۸	۱۰.۳	۱۲۱	-۱۵.۵	۷۵۱	۱۰۵۸	۴۱	۲۹۱	-۶۱
۲۸	هامون ، هیرمند	۷۸	۸۷	۱۱.۵	۶۵	-۱۷.۲	۳۵۲	۴۸۴	۳۸	۱۵۳	-۵۶
۲۹	هامون ، مشکیل	۸۸	۹۳	۴.۹	۸۲	-۷.۴	۳۲۲	۴۴۱	۳۷	۱۴۵	-۵۵
۳۰	حوضه آبریزسرخس(قره قوم)	۲۱۵	۲۲۷	۶.۰	۱۹۵	-۹.۰	۲۸۳۵	۳۵۴۰	۲۵	۱۷۷۷.۱	-۳۷
۳۱	کل کشور	۲۴۱	۲۵۷	۶.۴	۲۱۸	-۹.۵	۸۶۶۷۳	۱۰۳۹۸۵	۲۰	۶۰۷۰۵	-۳۰

در جدول ۱ و شکل۴ ملاحظه می‌شود که میانگین دورهٔ اول سی سال بارندگی‌های ناحیه‌ای از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۷۷ نسبت به میانگین پنجاه سال گذشته در همهٔ حوضه‌های آبریز کشور بین ۱,۳ تا ۱۴,۴درصد افزایش داشته است. بنابراین، بیشترین بارش‌های ناحیه‌ای در مناطق جنوبی ایران از جمله حوضه‌های کل– مهران و سواحل جنوبی، آبریز مند، کاریان و خنج، بندرعباس– سدیج، و هامون رخ داده است و در مقایسه با مقادیر بارش‌ها با توجه به شکل ۵ ملاحظه می‌شود که میانگین حجم دورهٔ اول سی سال جریان‌های سطحی تجدیدپذیر سالانه به میزان بیش از ۱۰۳,۹۸۵ میلیارد مترمکعب محاسبه شده که مقدار آن برای همهٔ حوضه‌های آبریز کشور بین ۹ تا ۴۱درصد نسبت به میانگین پنجاه سال گذشته افزایش داشته است. اما با توجه به جدول ۱ و شکل ۴ در دورهٔ دوم بیست سال از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۹۷ ملاحظه می‌شود که میانگین بارندگی همهٔ حوضه‌های آبریز سراسر کشور (به استثنای حوضه‌های ارس، لاهیجان نور، اترک، قره‌سو، و گرگان) نسبت به میانگین پنجاه سال گذشته بین ۳,۸– تا ۲۱,۵–درصد از اختلاف کاهش بسیار شدیدی برخوردار بوده است.



شکل ۴. مقایسهٔ اختلاف میانگین دوره‌ای بارش‌های سالانهٔ حوضه‌های آبریز کشور

بر همین اساس نیز در شکل ۵ ملاحظه می‌شود که میانگین حجم دورهٔ دوم بیست سال جریان‌های سطحی تجدیدپذیر همهٔ حوضه‌های آبریز بین ۱۳- تا ۶۱-درصد نسبت به پنجاه سال گذشته به‌شدت کاهش یافته است. همچنین، مقدار متوسط اختلاف آن در سطح کشور حدود ۳۰-درصد است. بر همین اساس، متوسط حجم منابع آب سطحی تجدیدپذیر در دورهٔ دوم حدود ۶۰,۷۰۵ میلیارد مترمکعب اندازه‌گیری شده است. بنابراین، براساس آمار سال ۱۳۹۶ وزارت نیرو در حدود ۴۸,۹ میلیارد مترمکعب از آن توسط سدهای مخزنی بزرگ کشور ذخیره شده است. به هر حال، آنچه مسلم است اختلاف مقایسهٔ کاهش بارندگی‌ها در دو دههٔ اخیر با حجم جریان‌های سطحی رودخانه‌ها در سراسر کشور از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۹۷ با توجه به سوابق پیشینهٔ این پژوهش مبین این نظریه است که پیامدهای ناشی از پدیدهٔ تغییر اقلیم احتمالی اثر بسیار شکننده‌ای در منابع آب کل ایران داشته است.



شکل ۵. مقایسهٔ اختلاف میانگین دوره‌ای حجم جریان‌های سطحی سالانهٔ حوضه‌های آبریز کشور

در این پژوهش با توجه به مؤلفه‌های جدول ۱ برای آشکارسازی پدیدهٔ جهش در روند تغییرات سالانهٔ بارندگی و حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر سالانه، سی حوضهٔ آبریز کشور (از سال آبی ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷) با استفاده از رابطه‌های ۱ الی ۳ توسط دو آزمون پارامتریک t استیودنت و ناپارامتریک من- ویتنی با نرم‌افزار SPSS بررسی شد. بنابراین، نتایج آماره‌ها و مؤلفه‌های هر دو آزمون با حدود اطمینان ۹۵درصد و ۹۹درصد به‌صورت جدول ۲ است.

در این آزمون‌ها مقدار .Sig به‌عنوان P_value درنظر گرفته می‌شود. اگر مقدار آن کمتر از ۰/۰۵ باشد، در سطح ۹۵درصد معنی‌دار است. همچنین، اگر مقدار P_value کمتر از ۰/۰۱ باشد، در سطح ۹۹درصد معنی‌دار خواهد بود و بر همین اساس فرض معنی‌داربودن جهش در داده‌ها پذیرفته می‌شود و مورد تأیید این آزمون‌ها قرار می‌گیرد. طبق مؤلفه‌های این دو آزمون در حوضهٔ آبریز دریاچهٔ ارومیه تغییر جهش در میزان بارندگی و آبدهی سالانهٔ رودخانه‌ها معنی‌دار بوده و مورد تأیید آزمون‌هاست. همچنین، در حوضه‌های آبریز سفیدرود بزرگ و قره‌سو- گرگان نیز تغییر در مقدار بارندگی‌ها به‌ترتیب به‌صورت کاهشی و افزایشی معنی‌دار است. در سایر زیرحوضه‌های دریای خزر گرچه آمارهٔ Z آزمون من- ویتنی روند کاهشی را به‌صورت منفی نشان می‌دهد، تغییر جهش در روند بارش ناحیه‌ای معنی‌دار نبوده و مورد تأیید آزمون‌ها نیست. در مقایسه با این پدیده‌ها، تغییر جهش نیز در میزان حجم آبدهی سالانه در سراسر حوضه‌های آبریز خزر با شدت بیشتری کاملاً مشهود بوده و از دیدگاه هیدرولوژی معنی‌داربودن آن مورد تأیید این آزمون‌هاست.

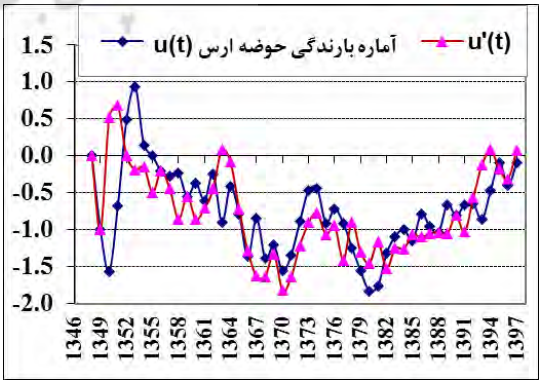
در سراسر حوضهٔ آبریز خلیج فارس- دریای عمان، تغییر جهش در میزان بارش‌ها و آبدهی سالانه در حوضهٔ آبریز رودخانه‌های مرزی غرب، کرخه، کارون بزرگ، مارون جراحی و زهره، کل- مهران، و مسیل‌های سواحل جنوبی، بندرعباس- سدیج به‌صورت معنی‌دار است و آمارهٔ Z آزمون من- ویتنی روند کاهشی را به‌صورت منفی نشان می‌دهد. وجود این امر نیز در حوضه‌های آبریز هامون و سرخس در نواحی شرق، جنوب شرق، و فلات مرکزی ایران صادق است. در حوضه‌های آبریز دریاچهٔ نمک، گاوخونی، طشک- بختگان، مهارلو، و کویر سیاه‌کوه و ریگ زرین گرچه معنی‌داربودن جهش در میزان بارندگی سالانه ضعیف است، روند تغییرپذیری بارش سالانه در همهٔ مناطق فلات مرکزی ایران از دیدگاه اقلیم‌شناسی ناحیه‌ای همواره منفی بوده و در همهٔ مناطق کویری به‌ویژه پدیدهٔ جهش در بارش‌ها معنی‌دار بوده و مورد تأیید این آزمون‌هاست. به‌طورکلی، از مقایسهٔ وضعیت بارش‌های ناحیه‌ای با حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر سالانه در سراسر کشور می‌توان دریافت که در حوضه‌های آبریز دریای خزر، دریاچهٔ ارومیه، خلیج فارس- دریای عمان، هامون، سرخس، و فلات مرکزی ایران جهش معنی‌دار نسبتاً شدیدی در کاهش آورد سالانهٔ حجم آبدهی سالانه برای همهٔ رودخانه‌ها به‌صورت گسترده رخ داده است که از دیدگاه اقلیم‌شناسی ناحیه‌ای و وقایع هیدرولوژیکی مورد تأیید این آزمون‌هاست.

در این پژوهش برای آشکارسازی اثرهای احتمالی تغییر اقلیم بر منابع آب تجدیدپذیر کشور، نخست داده‌های هیدروکلیماتولوژیکی در یک دورهٔ آماری پنجاه‌ساله از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ با آزمون ناپارامتری گرافیکی من- کندال (طبق رابطه‌های ۴ الی ۱۲) در سطوح اطمینان ۰/۰۵ و ۰/۰۱ صحت‌سنجی و محاسبه شد و نتایج آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها و حجم جریان‌های سطحی، همچنین زمان آغاز تغییرات جهشی، نوع تغییر و شیب آن‌ها به صورت جدول ۳ است. بر همین اساس نیز نمودارهای روند تغییرات بلندمدت بارندگی و جریان‌های سطحی حاصل از روش گرافیکی من- کندال دنباله‌ای جهت تعدادی از حوضه‌ها به‌عنوان نمونهٔ موردی به‌صورت شکل های ۶ الی ۲۱ است و از ارائهٔ شکل تعداد ۶۰ نمودار دیگر صرف‌نظر شده است.

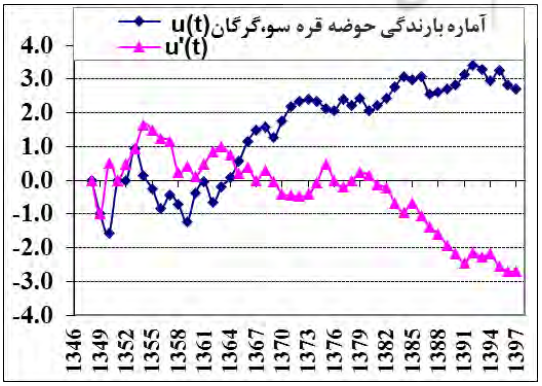
جدول ۲. آمارهٔ آزمون جهش بارندگی و آبدهی سالانهٔ سی حوضهٔ آبریز کشور با روش تی استیودنت و من- ویتنی

ردیف	حوضه آبریز	آماره پارامتریک تی استیودنت				آماره ناپارامتریک من-ویتنی				فرض معنی داری جهش در دو آزمون	
		بارندگی		جریانهای سطحی		بارندگی			جریانهای سطحی		
		آماره t	Sig. (2-tailed)	آماره t	Sig. (2-tailed)	U	آماره z	Asymp. Sig. (2-tailed)	U	آماره z	Asymp. Sig. (2-tailed)	بارندگی	جریانهای سطحی
۱	حوضه آبریز ارومیه	2.312	0.025**	4.391	0.000	166.0	-1.97	0.049**	64.0	-4.229	0.000	دارد	دارد
۲	حوضه ارس	0.283	0.779	5.41	0.000	238.0	-0.376	0.707	36.0	-4.849	0.000	ندارد	دارد
۳	حوضه تالش- تالاب انزلی	-0.478	0.635	4.714	0.000	239.0	-0.354	0.723	37.0	-4.827	0.000	ندارد	دارد
۴	حوضه سفیدرود بزرگ	2.147	0.037**	4.931	0.000	169.5	-1.893	0.058*	18.0	-5.247	0.000	دارد	دارد
۵	حوضه لاهیجان- نور	-0.364	0.718	2.80	0.001	248.0	-0.155	0.877	104.0	-3.03	0.001	ندارد	دارد
۶	حوضه هراز- نکا	0.589	0.559	2.57	0.014**	221.0	-0.753	0.452	146.0	-2.413	0.016**	ندارد	دارد
۷	حوضه قره سو- گرگان	-1.745	0.088*	3.572	0.001	163.0	-2.037	0.042**	77.0	-3.941	0.000	دارد	دارد
۸	حوضه اترک	-0.525	0.602	4.948	0.000	212.5	-0.941	0.347	41.0	-4.738	0.000	ندارد	دارد
۹	حوضه آبریز دریای خزر	0.598	0.553	4.93	0.000	235.0	-0.443	0.658	41.0	-4.738	0.000	ندارد	دارد
۱۰	رودخانه های مرزی غرب	2.807	0.007	5.201	0.000	150.0	-2.325	0.020**	61.0	-4.295	0.000	دارد	دارد
۱۱	حوضه کرخه	3.357	0.002	4.18	0.000	121.5	-2.956	0.003	82.0	-3.83	0.000	دارد	دارد
۱۲	حوضه کارون بزرگ	2.59	0.013**	3.899	0.000	147.0	-2.391	0.017**	104.0	-3.343	0.001	دارد	دارد
۱۳	حوضه مارون جراحی و زهره	2.041	0.047**	3.409	0.001	172.0	-1.838	0.066*	113.0	-3.144	0.002	دارد	دارد
۱۴	حوضه حله- رودهای کوچک	1.465	0.150	7.196	0.000	188.5	-1.472	0.141	31.0	-4.959	0.000	ندارد	دارد
۱۵	حوضه مند- کاریان و خنج	3.034	0.004	1.59	0.119	133.5	-2.69	0.007	184.0	-1.572	0.116	دارد	ندارد
۱۶	کل- مهران و مسیلهای جنوب	2.873	0.006	1.77	0.083*	129.0	-2.79	0.005	170.0	-1.882	0.06*	دارد	دارد
۱۷	حوضه بندرعباس- سدیج	1.697	0.097*	1.794	0.08*	179.5	-1.672	0.095*	167.0	-1.948	0.051**	دارد	دارد
۱۸	حوضه بلوچستان- باهوکلات	0.785	0.436	2.021	0.049**	210.0	-0.996	0.319	173.0	-1.816	0.069*	ندارد	دارد
۱۹	خلیج فارس ودریای عمان	3.155	0.003	4.711	0.000	126.0	-2.856	0.004	81.0	-3.852	0.000	دارد	دارد
۲۰	حوضه دریاچه نمک	1.074	0.289	4.328	0.000	218.0	-0.819	0.413	65.0	-4.207	0.000	ندارد	دارد
۲۱	حوضه گاوخونی	1.12	0.268	2.661	0.011**	217.0	-0.841	0.400	140.0	-2.546	0.011**	ندارد	دارد
۲۲	طشک- بختگان و مهارلو	1.347	0.185	2.899	0.006	204.0	-1.129	0.259	130.0	-2.768	0.006	ندارد	دارد
۲۳	حوضه کویرابرقو- سیرجان	2.283	0.027**	1.463	0.150	166.5	-1.959	0.05*	193.0	-1.373	0.170	دارد	ندارد
۲۴	حوضه کویر جازموریان	2.098	0.042**	3.022	0.004	171.0	-1.86	0.063*	87.0	-3.72	0.000	دارد	دارد
۲۵	حوضه کویر لوت	2.288	0.027**	2.142	0.038**	165.0	-1.993	0.046**	173.0	-1.816	0.069*	دارد	دارد
۲۶	حوضه کویر مرکزی	1.904	0.063*	2.183	0.034**	164.0	-2.015	0.044**	164.0	-2.015	0.044**	دارد	دارد
۲۷	کویرسیاهکوه- ریگ زرین	0.678	0.501	3.955	0.000	226.0	-0.642	0.521	70.0	-4.096	0.000	ندارد	دارد
۲۸	حوضه کویر درانجیر	2.089	0.042**	2.742	0.009	182.0	-1.616	0.106	116.0	-3.078	0.002	دارد	دارد
۲۹	حوضه آبریز فلات مرکزی	2.192	0.034**	4.217	0.000	167.5	-1.937	0.053*	78.0	-3.919	0.000	دارد	دارد
۳۰	حوضه پترگان- خواف	2.582	0.013**	5.243	0.000	156.0	-2.192	0.028**	22.0	-5.159	0.000	دارد	دارد
۳۱	حوضه هامون- هیرمند	2.203	0.033**	5.805	0.000	147.0	-2.391	0.017**	39.0	-4.782	0.000	دارد	دارد
۳۲	حوضه هامون- مشکیل	0.54	0.592	3.956	0.000	238.5	-0.365	0.715	63.0	-4.251	0.000	ندارد	دارد
۳۳	حوضه آبریز هامون	1.969	0.055*	6.124	0.000	161.0	-2.081	0.037**	18.0	-5.247	0.000	دارد	دارد
۳۴	حوضه آبریز سرخس	2.044	0.047**	5.888	0.000	173.0	-1.816	0.069*	45.0	-4.65	0.000	دارد	دارد
۳۵	کل کشور	2.778	0.008	5.465	0.000	146.5	-2.402	0.016**	57.0	-4.384	0.000	دارد	دارد

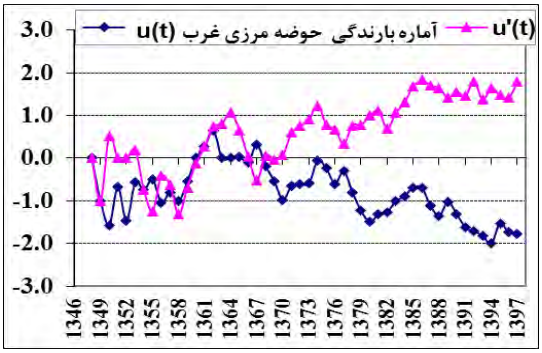
** مقدار Sig یا p_value کمتر از ۰/۰۵ بوده درسطح اطمینان ۹۵ درصد معنی دار است. * مقدار Sig یا p_value کمتر از ۰/۱ بوده درسطح اطمینان ۹۰ درصد معنی دار است.



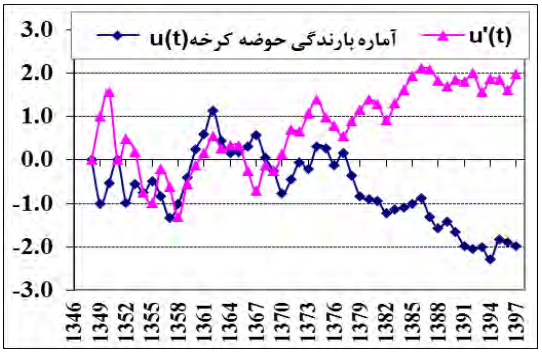
شکل ۶. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز ارس



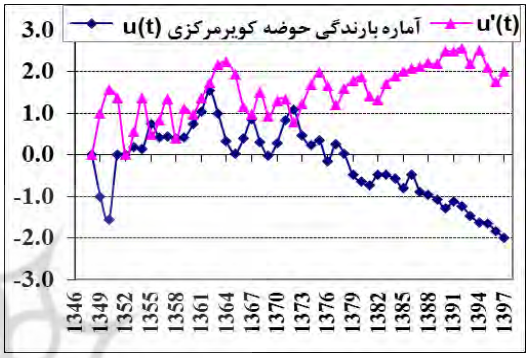
شکل ۷. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز قره‌سو- گرگان



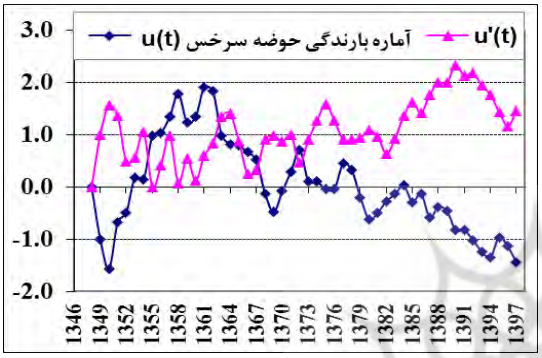
شکل ۸. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز مرزی غرب



شکل ۹. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز کرخه

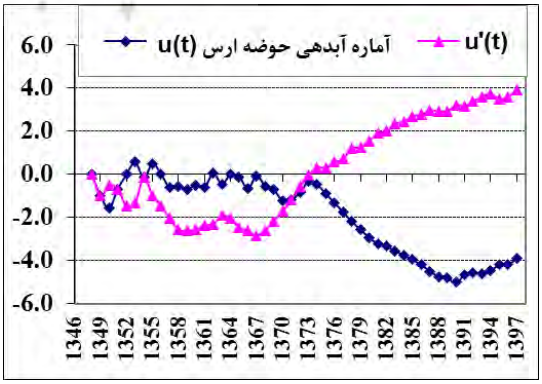


شکل ۱۰. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز کویر مرکزی

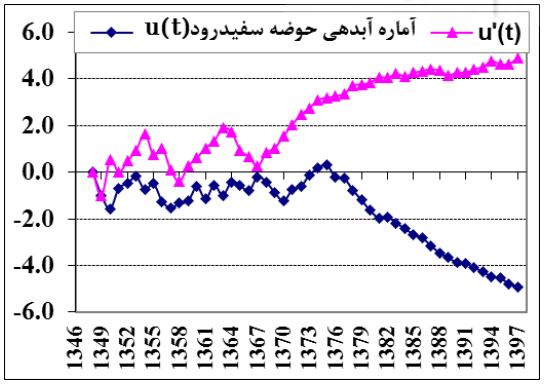


شکل ۱۱. روند تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز سرخس

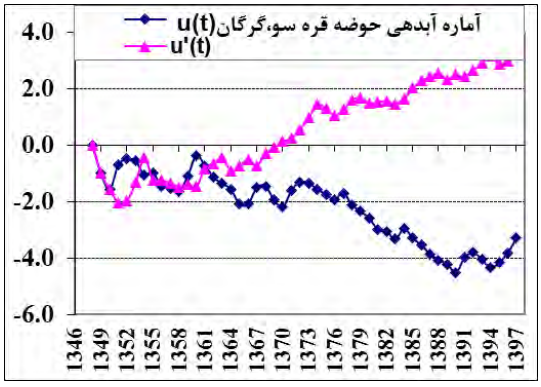
یادآوری می‌شود گرچه طول دورهٔ آماری داده‌های به‌کارگرفته‌شده در این پژوهش مشترک است، در جدول ۳ ملاحظه می‌شود که نتایج محاسبهٔ روش گرافیکی ناپارامتری من- کندال این متغیرها برای همهٔ حوضه‌های آبریز دارای تفاوت زیادی است. بنابراین، توصیه می‌شود برای سری‌های زمانی بلندمدت از روش گرافیکی من- کندال دنباله‌ای استفاده شود. زیرا در این روش اگر دو نمودار در نقطهٔ شروع پدیده همدیگر را قطع کنند و به‌صورت غیر موازی از همدیگر فاصله بگیرند، همچنین مقادیر آماره‌های بحرانی دنبالهٔ U_i و U_i' بیش از دو عدد ۱٫۹۶- و ۱٫۹۶+ باشد، در سطح اطمینان ۹۵ روند معنی‌دار خواهد بود. به عبارت دیگر، نحوهٔ قضاوت و استنباط آماری جهت نتایج و مؤلفه‌های این آزمون از دیدگاه علم آمار کاربردی جهت آشکارسازی و معنی‌داربودن روند داده‌ها با روش گرافیکی به‌صورت بصری گویاتر است.



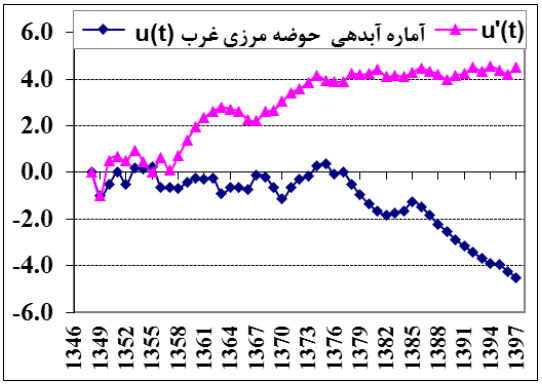
شکل ۱۲. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز ارس



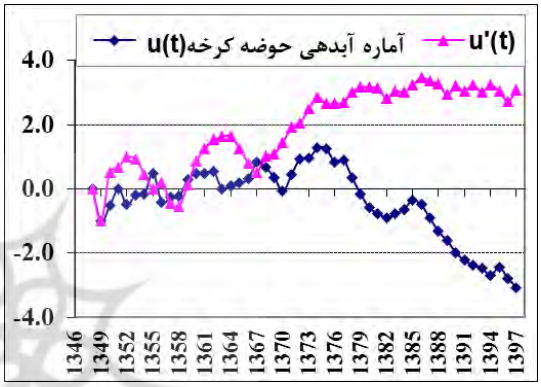
شکل ۱۳. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز سفیدرود



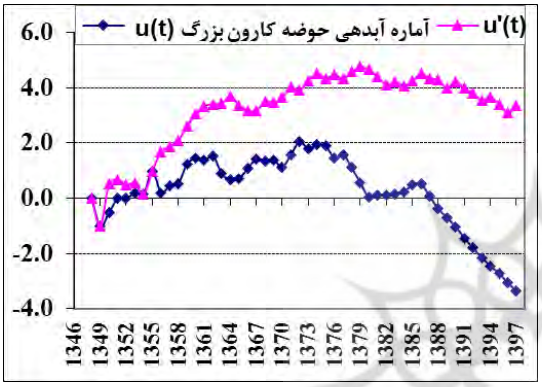
شکل ۱۴. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز قره‌سو- گرگان



شکل ۱۵. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز مرزی غرب

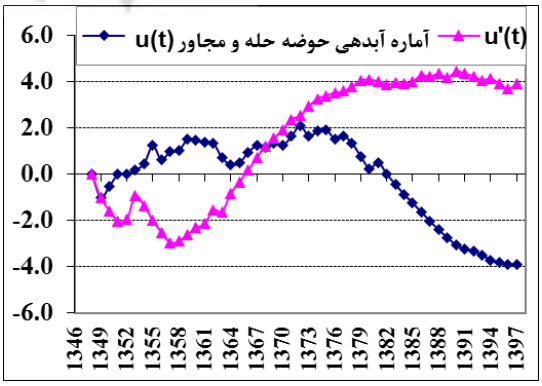


شکل ۱۶. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز کرخه

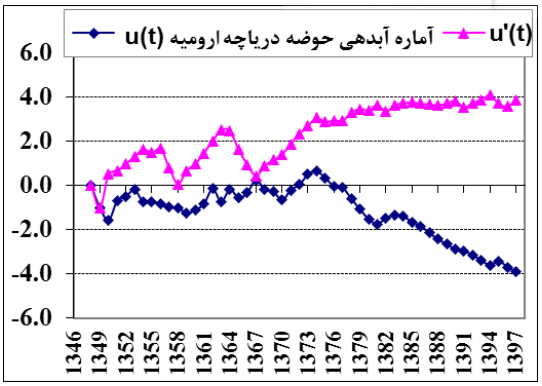


شکل ۱۷. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز کارون بزرگ

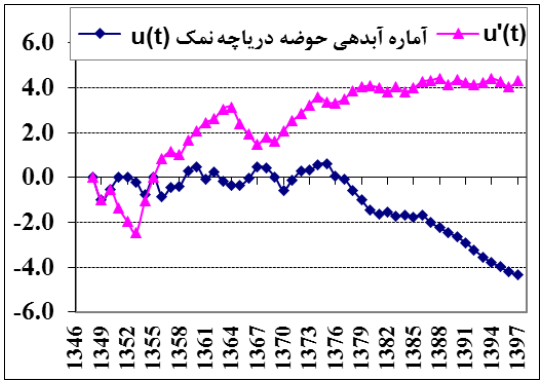
همان‌گونه‌که پیش‌تر اشاره شد، در روش گرافیکی من- کندال فرض بر این است که اگر دنبالهٔ Ui و آمارهٔ U_i' براساس I به‌صورت نموداری رسم شود، در حالت معنی‌داری روند دو نمودار در نقطهٔ شروع پدیده یکدیگر را قطع خواهند کرد. در صورتی که اگر روند وجود نداشته باشد، دو Ui و آمارهٔ U_i' به‌صورت موازی عمل خواهند کرد. بدین ترتیب، با توجه به شکل‌های ۶ الی ۱۱، ملاحظه می‌شود نمودارهای آمارهٔ U(ti) بارندگی فقط در حوضهٔ ارس به‌صورت موازی بوده و فاقد روند است. در صورتی که براساس نتایج این روش تغییرات بارندگی حوضهٔ آبریز قره‌سو- گرگان در شکل ۷ دارای روندی مثبت بوده و مقدار آمارهٔ U(ti) بارندگی آن معادل ۲,۷+ بوده و معنی‌دار است.



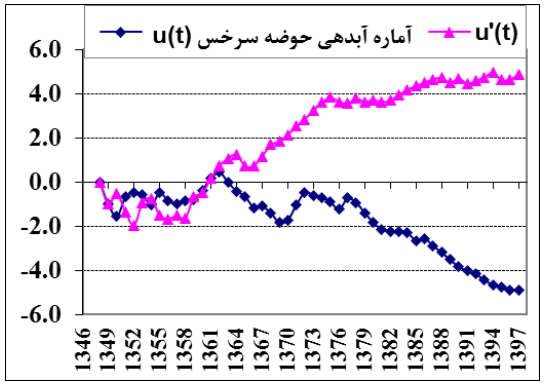
شکل ۱۸. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز حله و مجاور



شکل ۱۹. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز دریاچهٔ ارومیه



شکل ۲۰. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز دریاچهٔ نمک



شکل ۲۱. روند تغییرات آبدهی حوضهٔ آبریز سرخس

اما با توجه به شکل‌های ۸ تا ۱۱، ملاحظه می‌شود که تغییرات بارندگی در حوضه‌های آبریز مرزی غرب، کرخه، کویر مرکزی، و سرخس دارای روندی کاهشی است. بنابراین، مقدار شیب کاهش این تغییرات در جدول ۳ ارائه شده است. همچنین با توجه به مؤلفه‌های کمی آمارهٔ $U(t_i)$ بارندگی مندرج در این جدول، ملاحظه می‌شود روند بارندگی‌ها در سایر حوضه‌های آبریز کشور (به‌استثنای حوضه‌های لاهیجان– نور، تالش انزلی، و اترک) براساس روش گرافیکی من– کندال دنباله‌ای دارای روندی کاهشی معنی‌داری است. بر همین اساس نیز نتایج مؤلفه‌های آمارهٔ $U(t_i)$ آبدهی رودخانه‌ها در شکل‌های ۱۲ الی ۲۱ براساس روش گرافیکی من– کندال دنباله‌ای نشان می‌دهد در حوضه‌های آبریز ارس، سفیدرود، قره‌سو– گرگان، مرزی غرب، کرخه، کارون بزرگ، حله و رودخانه‌های مجاور، دریاچهٔ ارومیه، دریاچهٔ نمک، و سرخس حجم جریان‌های سطحی دارای روندی کاهشی به‌صورت معنی‌دار بوده است. بدین ترتیب، روند شیب منفی یا مثبت این تغییرات در جدول ۳ ارائه شده است. علاوه بر آن، نتایج آمارهٔ $U(t_i)$ آبدهی سایر حوضه‌ها در جدول ۳ نشان می‌دهد تغییرات بلندمدت حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر دارای روند کاهشی بسیار شدیدی است. به‌طورکلی، با توجه به شکل‌های ۶ الی ۲۱ همچنین مقایسهٔ نتایج آمارهٔ بارندگی‌ها و آبدهی رودخانه‌ها با روش گرافیکی من– کندال دنباله‌ای در جدول ۳ به‌نظر می‌رسد در طی پنجاه سال گذشته تغییرات بارندگی‌ها می‌تواند ناشی از اثرهای احتمالی پدیدهٔ تغییر اقلیم در این مناطق باشد که به‌صورت گسترده در اواخر دههٔ ۱۳۷۰ شروع شده و عمدتاً جریان‌های سطحی تجدیدپذیر همهٔ حوضه‌های آبریز سراسر کشور را تحت تأثیر قرار داده و موجب کاهش آبدهی شدید در همهٔ رودخانه‌ها شده است.

براساس نتایج این آزمون، ملاحظه می‌شود در اغلب حوضه‌های آبریز کشور مقدار نتایج آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها در طول دورهٔ بلندمدت پنجاه‌ساله عمدتاً به‌صورت منفی بوده و دارای روندی جهشی است. بنابراین، به‌عنوان مثال، میزان تغییرپذیری آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها در حوضهٔ کارون بزرگ معادل ۲٫۷۷–، در حوضهٔ کرخه معادل ۱٫۹۸–، در نواحی مرزی غرب معادل ۱٫۷۸–، مارون جراحی و زهره معادل ۲٫۱۸– با روندی منفی بوده و حداکثر آن در حوضهٔ قره‌سو–گرگان معادل ۲٫۷۰+ با روندی مثبت و معنی‌دار در نوسان بوده است. در صورتی که آمارهٔ $U(t_i)$ حجم جریان‌های سطحی این حوضه‌ها به‌ترتیب ۳٫۳۵–، ۳٫۰۷–، ۴٫۵۱–، و ۲٫۸۷– و در حوضهٔ قره‌سو –گرگان معادل ۳٫۲۹– بوده و دارای روندی کاهشی و معنی‌دار است.

جدول ۳. نتایج آمارهٔ من- کندال بارش‌ها و حجم جریان‌های سطحی سالانهٔ سی حوضهٔ آبریز کشور

ردیف	حوضه آبریز	مؤلفه های بارندگی				مؤلفه جریانهای سطحی			
		آماره U(ti)	سال آغاز تغییر	نوع تغییر	شیب تغییر	آماره U(ti)	سال آغاز تغییر	نوع تغییر	شیب تغییر
۱	حوضه دریاچه ارومیه	-۰.۵۴	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۳.۸۹	۱۳۷۴	جهشی	منفی
۲	حوضه ارس	-۰.۰۹	---	روند	منفی	-۳.۹۱	۱۳۷۳	جهشی	منفی
۳	تالش- تالاب انزلی	۰.۱۳	---	روند	مثبت	-۴.۹۴	۱۳۷۶	جهشی	منفی
۴	سفیدرود بزرگ	-۰.۶۳	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۴.۹۱	۱۳۷۶	جهشی	منفی
۵	لاهیجان- نور	۱.۰۱	۱۳۸۰	جهشی	مثبت	-۳.۲۷	۱۳۷۵	جهشی	منفی
۶	هراز - نکا	-۱.۳۶	۱۳۸۴	جهشی	منفی	-۳.۳۰	۱۳۷۵	جهشی	منفی
۷	قره سو - گرگان	۲.۷۰	۱۳۶۵	جهشی	مثبت	-۳.۲۹	۱۳۶۰	جهشی	منفی
۸	حوضه اترک	۰.۲۳	۱۳۸۲	روند	مثبت	-۳.۷۶	۱۳۶۰	جهشی	منفی
۹	حوضه آبریز دریای خزر	-۰.۰۶	---	روند	منفی	-۵.۱۶	۱۳۶۵	جهشی	منفی
۱۰	رودخانه های مرزی غرب	-۱.۷۸	۱۳۷۴	جهشی	منفی	-۴.۵۱	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۱۱	حوضه کرخه	-۱.۹۸	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۳.۰۷	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۱۲	حوضه کارون بزرگ	-۲.۷۷	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۳.۳۵	۱۳۸۶	جهشی	منفی
۱۳	مارون جراحی و زهره	-۲.۱۸	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۲.۸۷	۱۳۸۶	جهشی	منفی
۱۴	حله- رودهای کوچک	-۱.۲۰	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۳.۹۱	۱۳۷۶	جهشی	منفی
۱۵	حوضه مند- کاریان و خنج	-۱.۳۱	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۰.۵۶	۱۳۷۸	روند	منفی
۱۶	کل، مهران، سواحل جنوبی	-۱.۳۸	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۰.۶۱	۱۳۷۵	روند	منفی
۱۷	بندرعباس- سدیج	-۰.۶۹	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۰.۲۶	۱۳۸۰	روند	منفی
۱۸	بلوچستان- باهوکلات	-۰.۴۱	---	روند	منفی	-۰.۴۳	۱۳۸۰	روند	منفی
۱۹	خلیج فارس و دریای عمان	-۲.۰۰	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۳.۷۴	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۲۰	دریاچه نمک	-۰.۴۳	۱۳۸۶	روند	منفی	-۴.۳۲	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۲۱	حوضه گاوخونی	-۱.۱۳	۱۳۸۵	جهشی	منفی	-۱.۲۸	۱۳۸۶	جهشی	منفی
۲۲	طشک- بختگان و مهارلو	-۰.۶۹	۱۳۸۵	جهشی	منفی	-۱.۷۸	۱۳۷۸	جهشی	منفی
۲۳	کویرابرقو- سیرجان	-۰.۹۸	۱۳۷۸	جهشی	منفی	۰.۴۴	۱۳۸۳	روند	مثبت
۲۴	کویرجازموریان	-۰.۷۴	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۲.۰۷	۱۳۷۸	جهشی	منفی
۲۵	کویر لوت	-۱.۰۱	۱۳۷۸	جهشی	منفی	۰.۹۳	---	---	مثبت
۲۶	کویر مرکزی	-۲.۰۰	۱۳۷۳	جهشی	منفی	-۲.۲۵	۱۳۸۶	جهشی	منفی
۲۷	کویرسیاهکوه- ریگ زرین	-۱.۴۸	۱۳۷۳	جهشی	منفی	-۲.۴۲	۱۳۷۵	جهشی	منفی
۲۸	حوضه کویر درانجیر	-۱.۳۱	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۰.۹۸	۱۳۷۹	جهشی	منفی
۲۹	حوضه آبریز فلات مرکزی	-۱.۲۳	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۳.۷۹	۱۳۷۵	جهشی	منفی
۳۰	پترگان- خواف	-۱.۰۰	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۳.۵۹	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۳۱	هامون- هیرمند	-۱.۵۰	۱۳۷۸	جهشی	منفی	-۳.۰۲	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۳۲	هامون- مشکیل	۰.۵۴	۱۳۸۶	روند	مثبت	-۱.۷۳	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۳۳	حوضه آبریز هامون	-۰.۶۹	۱۳۸۰	جهشی	منفی	-۳.۷۹	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۳۴	حوضه آبریز سرخس	-۱.۴۵	۱۳۷۲	جهشی	منفی	-۴.۸۹	۱۳۷۷	جهشی	منفی
۳۵	کل کشور	-۱.۵۱	۱۳۷۷	جهشی	منفی	-۴.۱۹	۱۳۷۷	جهشی	منفی

بحث و بررسی

براساس بررسی نتایج این پژوهش در جدول ۱ و شکل‌های ۴ و ۵، مشخص شد میانگین سی سال بارندگی‌های ناحیه‌ای از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۷۷ نسبت به میانگین پنجاه سال گذشتهٔ آن‌ها در همهٔ حوضه‌های آبریز کشور بین ۱,۳ تا ۱۴,۴ درصد افزایش داشته است و در مقایسه با آن نیز میانگین سی سال حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر سالانه نیز بین ۹ تا ۴۱درصد افزایش داشته است. همچنین، میانگین بارندگی بیست سال همهٔ حوضه‌های آبریز سراسر کشور (به استثنای حوضه‌های ارس، لاهیجان نور، اترک، قره‌سو- گرگان) از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۹۷ نسبت به میانگین پنجاه سال گذشته بین ۳,۸- تا ۲۱,۵-درصد به‌شدت کاهش یافته است و در مقایسه با آن نیز میانگین بیست سال حجم جریان‌های سطحی

تجدیدپذیر همهٔ حوضه‌های آبریز بین ۱۳- تا ۶۱-درصد نسبت به پنجاه سال گذشته به‌شدت بسیار زیادی کاهش یافته است و متوسط اختلاف آن در سطح کشور حدود ۳۰-درصد بوده است. بنابراین، حجم آن در حدود ۶۰,۷۰۵ میلیارد مترمکعب اندازه‌گیری شده است. در صورتی که میانگین حجم دورهٔ اول سی سال به میزان بیش از ۱۰۳,۹۸۵ میلیارد متر مکعب بوده است.

بررسی نتایج آزمون t استیودنت و من- ویتنی در این تحقیق در جدول ۲ نشان داد که از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۹۷ مقادیر بارندگی و حجم جریان سطحی سالانهٔ همهٔ حوضه‌های آبریز سراسر کشور به‌صورت جهشی دارای روند کاهشی نسبتاً شدیدی بوده است.

براساس نتایج آزمون گرافیکی من- کندال در جدول ۳، معلوم شد مقادیر بارندگی سالانهٔ بلندمدت در همهٔ حوضه‌های آبریز سراسر کشور (به استثنای حوضه‌های ارس، قره‌سو- گرگان، لاهیجان- نور، تالش انزلی، و اترک) دارای روندی کاهشی است. همچنین، در حوضه‌های آبریز کارون بزرگ، کرخه، مارون جراحی و زهره، مرزی غرب، دریاچهٔ ارومیه، فلات مرکزی، هامون، و سرخس روند تغییرپذیری بلندمدت بارش‌های جوی دارای شدت کاهشی زیادی بوده و از سال ۱۳۷۷ تا ۱۳۹۷ مقادیر بارندگی سالانه نسبت به نیم قرن اخیر کاهش یافته است. بدین‌ترتیب، فرض اول در مورد کاهش بارندگی سالانهٔ دههٔ اخیر نسبت به نیم قرن اخیر قابل پذیرش است. علاوه بر آن نیز، فرض دوم دربارهٔ بارندگی قبول می‌شود، زیرا یکی از دلایل عمدهٔ آن را می‌توان به وقوع پدیدهٔ خشک‌سالی اقلیمی بسیار شدید ناشی از پیامد اثرهای تغییر اقلیم در سراسر کشور در سال‌های گذشته نسبت داد.

براساس نتایج این تحقیق، مشخص شد حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر در حوضه‌های آبریز کشور در طول دورهٔ بلندمدت پنجاه‌ساله دارای نوسانات بسیار زیادی بوده است. بدین ترتیب، روند تغییرپذیری آبدهی رودخانه‌ها در مقایسه با بارش‌های جوی از شدت کاهشی چندین برابر برخوردار بوده و بعضاً به‌صورت معنی‌دار است. به‌نظر می‌رسد کاهش بارش‌ها نقش زیادی در کاهش حجم آبدهی رودخانه‌ها داشته است. به عبارت دیگر، دلایل آن را احتمالاً می‌توان به اثرهای پدیدهٔ تغییر اقلیم مرتبط دانست؛ به‌طوری‌که در اثر آن پدیدهٔ خشک‌سالی اقلیمی بسیار شدیدی در سطح کشور در طی بیست سال گذشته رخ داده است و در نتیجه کاهش آبدهی رودخانه‌ها در اثر برداشت‌های بیش از حد در بالادست حوضه‌های آبریز کشور تشدید شده است. بدین ترتیب، با توجه به مقدار آمارهٔ $U(t_i)$ آبدهی‌ها و مؤلفه‌های حاصل از روش گرافیکی من- کندال می‌توان اذعان کرد که پذیرش فرض دوم دربارهٔ کاهش آورد سالانه و حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر ناشی از پدیدهٔ تغییر اقلیم تأییدشدنی است.

به‌عنوان مثال، مقدار شیب آمارهٔ $U(t_i)$ من- کندال حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر در طی پنجاه سال گذشته در شش حوضهٔ آبریز اصلی دریاچهٔ ارومیه به‌ترتیب ۳,۸۹-، دریای خزر ۵,۱۶-، خلیج فارس و دریای عمان ۳,۷۴-، فلات مرکزی ۳,۷۹-، هامون ۳,۷۹-، سرخس ۴,۸۹- و بالاخره در سطح کل کشور معادل ۴,۱۹- است. همچنین، روند کاهشی بارندگی بلندمدت هر یک از این حوضه‌ها در سطوح اطمینان ۰/۰۵ و ۰/۰۱ مورد تأیید این آزمون‌هاست. علاوه بر آن، روند تغییرات بلندمدت آبدهی سرشاخهٔ رودخانه‌ها در همهٔ نواحی مختلف به‌ویژه در مناطق جنوب شرقی، فلات مرکزی، مناطق شمال غرب، و جنوب غربی از شدت کاهشی بسیار شکننده‌ای برخوردار بوده و همواره به‌صورت معنی‌دار است.

به موجب نتایج این تحقیق، چنانچه روند کاهش منابع آب تجدیدپذیر به همین صورت ادامه داشته باشد، مقدار منابع آب سطحی موجود نمی‌تواند پاسخ‌گوی نیازهای آتی جوامع بشری ایران باشد. زیرا پیش‌تر اشاره شد در حدود ۳۰ میلیارد متر مکعب از بیلان منابع آب تجدیدپذیر کاهش یافته و بیلان حجم منابع آب تجدیدپذیر سطحی و زیرزمینی سالانهٔ

موجود در حدود ۱۰۰ میلیارد متر مکعب رسیده که هم‌اکنون حدود ۸۸درصد از آن در کشور مصرف می‌شود. به عبارت دیگر، با توجه به مقدار حجم آب موجود، در حال حاضر میزان آب مصرفی کشور در بخش کشاورزی ۹۲درصد، شرب شهری و روستایی ۶درصد، و صنعت ۲درصد است. در صورتی که متوسط جهانی آن برای کشاورزی حدود ۷۰درصد است. بنابراین، در صورت کاهش منابع آب تجدیدپذیر تقاضای مصارف آب افزایش می‌یابد و تأمین آب در شرایط آتی با مشکل بسیار جدی مواجه می‌شود. به عبارتی، گرچه امروزه مسئلهٔ کمبود آب برای بخش‌های مختلف در مناطق مختلف سراسر کشور چالشی بسیار جدی تلقی می‌شود، در این راستا باید برای بررسی و اثرهای تغییر اقلیم و انطباق با شرایط آب و هوایی کنونی و آینده راهکارهای مناسب برای سازگاری و مدیریت خشک‌سالی‌ها ارائه شود.

نتیجه‌گیری

براساس نتایج این آزمون‌ها، معلوم شد که در حوضه‌های آبریز سراسر کشور مقدار آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها در طول دورهٔ بلندمدت پنجاه‌ساله عمدتاً به‌صورت منفی بوده و با شدت بیشتری دارای روندی کاهشی است. همچنین، به موازات آن حجم جریان‌های سطحی تجدیدپذیر دارای نوسانات بسیار زیادی بوده است. بدین ترتیب، روند تغییرپذیری آبدهی رودخانه‌ها در مقایسه با بارش‌های جوی از شدت کاهشی چندین برابر برخوردار بوده و به‌صورت معنی‌دار است.

همچنین، به‌عنوان مثال مشخص شد که میزان تغییرپذیری آمارهٔ $U(t_i)$ بارش‌ها در حوضهٔ کارون بزرگ معادل ۲٫۷۷–، در حوضهٔ کرخه معادل ۱٫۹۸–، در نواحی مرزی غرب معادل ۱٫۷۸–، مارون جراحی و زهره معادل ۲٫۱۸–، حله و بخش‌های مجاور معادل ۱٫۲– با روندی منفی بوده و حداکثر آن در حوضهٔ قره‌سو– گرگان معادل ۲٫۷۰+ با روندی مثبت و معنی‌دار در نوسان بوده است. در صورتی که آمارهٔ $U(t_i)$ حجم جریان‌های سطحی این حوضه‌ها به‌ترتیب ۳٫۳۵–، ۲٫۰۷–، ۴٫۵۱–، ۲٫۸۷–، ۳٫۹۱–، و در حوضه‌های قره‌سو– گرگان معادل ۳٫۲۹–، تالش– انزلی ۴٫۹۴–، و سفیدرود بزرگ معادل ۴٫۹۱– بوده و دارای روندی کاهشی و معنی‌دار است. بدین ترتیب، با توجه به مقایسهٔ مؤلفهٔ بارش‌ها و حجم جریان‌های سطحی، می‌توان اذعان کرد که علت کاهش منابع آب تجدیدپذیر در سراسر کشور در اثر پیامدهای احتمالی تغییر اقلیم در دههٔ اخیر بوده است که به دنبال آن تقاضا و مصارف آب جهت آبیاری اراضی کشاورزی (به میزان ۹۲درصد)، شرب و صنعت به موازات رشد روزافزون جمعیت، توسعهٔ مراکز شهری و روستایی همچنین تغییرات شدید در کاربری اراضی و الگوهای کشت همواره چندین برابر افزایش یافته است و در نتیجه آبدهی رودخانه‌ها تحت تأثیر برداشت‌های بالادست قرار گرفته است.

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد چنانچه روند کاهش منابع آب به همین صورت ادامه داشته باشد، در دههٔ آینده حجم جریان‌های سطحی و آورد سالانهٔ رودخانه‌ها حتی نسبت به وضع موجود با کاهش بسیار زیادی همراه خواهد بود. درنتیجه، وجود این مسئله به از بین رفتن پتانسیل مهم‌ترین منابع تأمین آب تجدیدپذیر کشور منجر می‌شود. در صورتی که نیازهای مصارف آب در همهٔ بخش‌های مختلف رو به افزایش است.

منابع

آل یاسین، ا. (۱۳۸۴). بحران آب، تهران: جامعهٔ مهندسان مشاور ایران.

ابراهیمی، ه. و کردوانی، پ. (۱۳۹۳). مطالعهٔ تغییر اقلیم در تالاب بین‌المللی انزلی به روش من- کندال، فصل‌نامهٔ علمی- پژوهشی اکوبیولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۶(۱۲): ۵۹-۷۲.

جهان‌بخش اصل، س.؛ خورشیددوست، ع.؛ دین‌پژوه، ی. و سرافروزه، ف. (۱۳۹۳). تحلیل روند و تخمین دوره‌های بازگشت دما و بارش‌های حدی در تبریز، فصل‌نامهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۱۸(۵۰): ۱۰۷-۱۳۳.

رسولی، ع.؛ روشنی، ر. و قاسمی، ا. (۱۳۹۲). تحلیل تغییرات زمانی و مکانی بارش‌های سالانهٔ ایران، فصل‌نامهٔ تحقیقات جغرافیایی، ۲۸(۱) (پیاپی ۱۰۸): ۲۰۵-۲۲۴.

روشن، غ.؛ خوش‌اخلاق، ف. و عزیزی، ق. (۱۳۹۱). آزمون مدل مناسب گردش عمومی جو برای پیش‌یابی مقادیر دما و بارش ایران تحت شرایط گرمایش جهانی، فصل‌نامهٔ جغرافیا و توسعه، ۱۰(۲۷): ۱۹-۳۵.

سازمان هواشناسی کشور، آمار و اطلاعات بارندگی سالانهٔ ایستگاه‌های هواشناسی (۱۳۴۷-۱۳۹۷).

شرکت مدیریت منابع آب ایران (وزارت نیرو)، گزارش میزان بارندگی و جریان‌های سطحی (۱۳۴۳-۱۳۹۷).

صوفی، م. و علیجانی، ب. (۱۳۹۱). تغییر اقلیم در ناهمواری‌های زاگرس، مجلهٔ فصل‌نامهٔ جغرافیایی سرزمین، ۹(۳۴): ۴۵-۶۴.

طبری، ح. و معروفی، ص. (۱۳۹۰). آشکارسازی روند تغییرات دبی رودخانهٔ مارون با استفاده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری، فصل‌نامهٔ تحقیقات جغرافیایی، ۲: ۱۷۱۱۹-۱۷۱۴۱.

عزیزی، ق. و روشنی، م. (۱۳۸۷). مطالعهٔ تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من- کندال، مجلهٔ پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۴: ۱۳-۲۸.

عزیزی، ق.؛ شمسی‌پور، ع. و یاراحمدی، د. (۱۳۸۷). بازیابی تغییر اقلیم در نیمهٔ غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چندمتغیره، فصل‌نامهٔ پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش‌های جغرافیایی)، ۴۰(۶۶): ۱۹-۳۵.

عساکره، ح. و دوستکامیان، م. (۱۳۹۳). تغییرات زمانی و مکانی آب قابل بارش در جو ایران‌زمین، فصل‌نامهٔ تحقیقات منابع آب ایران، ۱۰(۱)(مسلسل ۲۹): ۷۲-۸۶.

فرجزاده، م. (۱۳۹۲). تحلیل اثرات تغییر اقلیم بر میزان آبدهی رودخانه مطالعهٔ موردی: رودخانهٔ ششپیر، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۴(۱) (پیاپی ۴۹): ۱۷-۳۲.

محمدی، ح. و تقوی، ف. (۱۳۸۴). روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تهران، فصل‌نامهٔ پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۷(۵۳):۱۵۱-۱۷۲.

مدرسی، ف.؛ عراقی‌نژاد ش، ب.؛ ابراهیمی، ک. و خلقی، م. (۱۳۹۰). بررسی اثر تغییر اقلیم بر میزان آبدهی سالانهٔ رودخانه‌ها (مطالعهٔ موردی: رودخانهٔ گرگان‌رود)، نشریهٔ آب و خاک، ۲۵: ۱۳۶۵-۱۳۷۷.

مساح بوانی، ع. و مرید، س. (۱۳۸۴). اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانهٔ زاینده‌رود اصفهان، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۴: ۱۷-۲۷.

Aleyasin, A. (2005). Water in Crisis. Irnian society of consulting engineers Press. Tehran, March, 2005. 518pp.

Asakereh, H. and Dostkamian, M. (2014). Time and Spatial Changes of Precipitation in Iran's Earth's Climate, Journal of Water Resources Research, 10(1): 72-86.

Azizi, Gh. And Rushanni, M. (2008). Study of climate change on the southern shores of the Caspian Sea using the Man-Kendall method. Geographical Research Journal, 64: 13-28.

Azizi, Gh.; Shamsipour, A. and Yarahmadi, D. (2008). Recovery of Climate Change in the Midwest of the Country Using Multivariate Statistical Analysis, Quarterly Journal of Natural Geography (Geographical Research), 40(66): 19-35.

Bozkurt, D. and Sen, O. L. (2013). Climate change impacts in the Euphrates-Tigris Basin based on different model and scenario simulations. Journal of Hydrology, 480: 149-161.

Buishand, T.A.; De Martino, G.; Spreeuw, JN. and Brandsma, T. (2013). Homogeneity of precipitation series in the Netherlands and their trends in the past century. International Journal of Climatology, 33: 815-833, DOI: 10.1002/joc.3471.

Carless, D. and Whitehead, P. G. (2013). The potential impacts of climate change on hydropower generation in Mid Wales. IWA Publishing 2013 Hydrology Research, 44.3, 2013. Doi: 10.2166/nh.2012.012.

Chang Joo Kim; Min Jae Park and Joo Heon Lee (2014). Analysis of climate change impacts on the spatial and frequency patterns of drought using a potential drought hazard mapping approach, International Journal of Climatology, 34: 61-80. DOI: 10. 1002/joc .3666.

Cherry, J.; Heidi, C.; Martin, V.; Arthur, S. and Cintia, U. (2005). Impacts of the North Atlantic Oscillation on Scandinavian Hydropower Production and Energy Markets. Water Resources Management, 19: 673-691. DOI: 10.1007/s 11269-005-3279-z.

Deepashree, R. D.; Mujumdar, P.P. (2010). Reservoir performance under uncertainty in hydrologic impacts of climate change. Advances in Water Resources, 33: 312-326. Elsevier Ltd.

Ebrahimi, E. and Kardavani, P. (2014). Study of Climate Change in Anzali International Pond by My Method Kendall, Ahwaz Islamic Azad University, 12: 59-72.

Farajzadeh, M. (2013). Analysis of the effects of climate change on river discharge. Case study: Sheshpir River, Geography and Environmental Planning, 24(1): 17-32.

Ficklin, D.L.; Stewart, I.T.; Maurer E.P. (2013). Climate Change Impacts on Streamflow and Subbasin-Scale Hydrology in the Upper Colorado River Basin. PLoS ONE 8(8): e71297. doi:10.1371/journal.pone.0071297

Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome (FAO) (2003). Review of world water resources by Country. (RWWR)

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York.

IPCC, Climate Change Reports (2004-2017). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom; New York USA.

Jahanbakhsh, S.; Khorshidduost, A.; Dinpejo, Y. and Sarafrozeh, F. (2014). Trend Analysis and Estimation of Return Temperature and Limit Precipitation Periods in Tabriz, Journal of Geography and Planning, 18(50): 107-133.

Kienzle, S. W.; Nemeth, M. W.; Byrne, J. M.; MacDonald, R. J. (2012). simulating the hydrological impacts of climate change in the upper North Saskatchewan River basin, Alberta, Canada, Journal of Hydrology, 412-413: 76-89.

Kopytkovskiya, M.; Gezab, M.; McCray, J.E. (2015). Climate-change impacts on water resources and hydropower potential in the Upper Colorado River Basin. Journal of Hydrology: Regional Studies, 3: 473-493.

Majone, B.; Bovolo, C. I.; Bellin, A.; Blenkinsop, S. and Fowler, H. J. (2009). Modeling the impacts of future climate change on water resources for the Gállego river basin (Spain), Water Resources Research, 48(1): W01512.

Matonse, A. H.; Pierson, D. C.; Frei, A.; Zion, M. S.; Anandhi, A.; Schneiderman, E. and Wright, B. (2013). Investigating the impact of climate change on New York City's primary water supply. Climate Change, 116(3): 437-654.

Mauro, Naghettini (2016). Fundamentals of Statistical Hydrology 2016 Edited by Springer Press.

Mesah Bovani, A. and Morid, S. (2005). The effects of climate change on the flow of the Zayandeh-e-Rud River of Isfahan, Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, 4: 17-27.

Meteorological Organization of the Iran, data and information on annual precipitation of meteorological stations (1968-2018).

Mohammadi, H. and Taghavi, F. (2005). The trend of temperature and precipitation indexes in Tehran, Journal of Geographical Survey, 37(53): 151-172.

Modaresi, F.; Araghinejad, B.; Ebrahimi, K. and Kholaki, M. (2011). Investigating the effect of climate change on annual discharge of rivers (Case study: Gorganroud River), Water and Soil Journal, 25: 1365-1377.

Murphy, J.; Sexton, D.; Jenkins, G.; Boorman, P.; Booth, B.; Brown, K.; Clark, R.; Collins, M.,; Harris, G. ans Kendon, L. (2009). UK Climate Projections Science Report: Climate Change Projections. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK, 190.

Randles, R. H.; Hettmansperger, T. P. and Casella, G. (2004). Introduction to the Special Issue Nonparametric Statistics. Statistical Science, 19: 561-562.

Rasoul, A.; Roshani, R. and Ghasemi, A. (2013). Analysis of Temporary and spatial changes of annual ranges of Iran, Journal of Geographical Research, 28(108): 205-224.

Räsänen T. A.; Jorma K.; Hannu L.; Matti Kummu. (2012). Downstream Hydrological Impacts of Hydropower Development in the Upper Mekong Basin. Water Resour Manage, 26: 3495-3513. DOI 10.1007/s11269-012-0087-0

Ravazzani, G.; Secondo, B.; Alessio, S.; Alfonso, S. and Marco, M. (2015). An integrated Hydrological Model for Assessing Climate Change Impacts on Water Resources of the Upper Po River Basin. Water Resour Management, 29: 1193-1215. Springer Science. DOI 10.1007/s11269-014-0868-8.

Rushan, Gh.; Khoshakhlagh, F. and Azizi, Gh. (2012). Testing the proper model for atmospheric circulation of atmosphere for the estimation of Iran's temperature and precipitation conditions under global warming conditions, Geography and Development Quarterly, 10(27): 19-35.

Shrestha, S.; Bajracharya, Ajay R.; Babel, Mukand S. (2016). Assessment of risks due to climate change for the Upper Tamakoshi Hydropower Project in Nepal. Jou. Climate Risk Management, 14: 27-41. Published by Elsevier.

Sueyers, R. (1990). On the Statistical Analysis of Series of Observation, WMO, 415: 2-15.

Sun, J.; Xiaohui, L.; Yu, T.; Weihong, L. and Yuhui, W. (2013). Hydrological impacts of climate change in the upper reaches of the Yangtze River Basin. Quaternary International, 304: 62e74.

Suoffi, M. and Alijani, B. (2012). Climate Change in Mountain of Zagros, Journal of Geographic Quarterly of the Territory, 9(34): 45-64.

Tabari, H. and Maruffi, S. (2011). Detection of Maroon River Flow Changes Using Parametric and Non-Parametric Methods, Geographical Survey Quarterly, 2: 17119-17141.

Water Resources Management Company of Iran (Ministry of Energy), Report on rainfall and surface currents (1968-2018).

Wolfowitz, J. (1942). Additive Partition Functions and a Class of Statistical Hypotheses. Annals of Statistics, 13: 247-279.

World Meteorological Organization, Climate Change (1966). Technical Note, No. 195. TP. 100 Secretariat of the WMO Geneva Switzerland 1966 pp 1-79.

Zhang, X. et al. (2005). Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003, J. Geophys. Res., 110, D22104, doi: 10.1029/2005JD006181.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی