

تحلیل حساسیت جریان رودخانه‌های مناطق خشک در برابر تغییرات عناصر جوی تحت شرایط تغییر آب‌وهوا؛ مطالعه موردی: حوضه آبریز مرکزی ایران

فروزان عیسوند زیبایی

دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

منوچهر فرج زاده اصل*

استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

یوسف قویدل رحیمی

دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۹/۸

چکیده

در دهه‌های اخیر تغییرات در متغیرهای اقلیمی بارزتر شده که حساسیت دبی جریان به این تغییرات را به همراه دارد. در این پژوهش از داده‌های اقلیمی ۳۹ ایستگاه سینوپتیک و ۹ ایستگاه هیدرومتری در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۴ و از داده‌های دورنمای ۲۰۸۰-۲۰۲۱ استفاده شد. جهت تشخیص تغییرات سالانه از آزمون من کندال در محیط متلب و شناسایی شیب تغییرات، آماره من کندال و ضریب تغییرات از فرمول‌های مربوطه در محیط اکسل استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد که روند بارش در منطقه ۱، دما در منطقه ۷ و تبخیر و تعرق در حوضه ۸ افزایشی بوده و بیشترین تغییرات تحلیل حساسیت دبی به تغییرات بارش در منطقه ۸، دما در منطقه ۳ و ۸ و نتایج تحلیل حساسیت به پارامتر تبخیر و تعرق متفاوت است. دما در سه سناریو مورد بررسی دارای روند افزایشی معنادار بوده و تغییرات بارش در مناطق مختلف متفاوت و بیشترین تغییرات در کاهش بارش در مناطق ۱ و ۴ بوده است.

واژگان کلیدی: فلات مرکزی ایران، آزمون من کندال، حساسیت متغیرهای اقلیمی، بارش، دبی.

مقدمه

تغییرات آب‌وهوایی جهانی چرخه هیدرولوژی را تحت تأثیر قرار می‌دهد که بر روی جریان آب اثرگذار بوده و در نتیجه ممکن است رژیم آبدی رودخانه‌ها را مختل کند (بارنت و همکاران، ۲۰۰۵^۱؛ هانتینگتون، ۲۰۰۶^۲؛ سولمان و همکاران، ۲۰۰۷^۳؛ اوکی و کانای، ۲۰۰۶^۴). یکی از نگرانی‌های بزرگ در سطوح جهانی و منطقه‌ای، تأثیر تغییرات آب‌وهوایی بر

Email: farajzam@modares.ac.ir

* نویسنده مسئول: ۲۱۸۲۸۸۴۶۶۶ (+۹۸)

¹ Barnett et al

² Huntington

³ Solomon et al

⁴ Oki and Kanai

میزان دسترسی آب است و این نکته که چگونه منابع آب در شرایط تغییرات آب‌وهوایی دچار تغییرات اندکی شوند، اخیراً در دستور کار علوم و سیاست جهانی قرار گرفته است (ارنل و همکاران،^۵ ۲۰۱۱ و وروسمرتی و همکاران،^۶ ۲۰۰۶). میزان حساسیت دبی رودخانه‌ای به پارامترهای اقلیمی جهت اعمال تصمیم‌گیری صحیح در سطوح مختلف زیست‌محیطی و منابع آب، جهت مقابله با تغییرات هیدرومتری و اقلیمی تخمین زده می‌شود. جریان رواناب در حوضه‌های آبریز تحت تأثیر پارامترهای مختلفی است که از جمله می‌توان به میزان بارش، ارتفاع، تبخیر، دما، عوامل اقلیمی، شبکه زهکشی، توپوگرافی و زمین‌شناسی حوضه اشاره کرد. حساسیت رواناب به تغییرات آب‌وهوایی در مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار زیاد است. به‌عنوان مثال، تغییرات جزئی در مقادیر دما و بارش، تغییرات زیادی در رواناب ایجاد می‌کند. در پنجمین گزارش ارزیابی هیئت بین‌الدول تغییرات اقلیمی (IPCC)^۷ نشان می‌دهد که دمای سطح زمین در سال‌های ۲۰۱۲-۲۰۰۳ میلادی نسبت به دوره ۱۹۰۰-۱۸۵۰ حدود ۰٫۷۸ درجه سلسیوس افزایش داشته است (استاکر و همکاران،^۸ ۲۰۱۳). همچنین در این گزارش میانگین دمای جهانی در دوره ۲۰۱۸-۲۱۰۰ بر اساس سناریو RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب ۰٫۵ تا ۱٫۸ و ۰٫۷ تا ۳٫۷ درجه سانتی‌گراد نسبت به دوره ۲۰۰۵-۱۹۸۶ افزایش خواهد یافت (ونگ و همکاران،^۹ ۲۰۱۵). روند تغییرات بارش و دمای آینده بر روی حوضه رودخانه یانگ تز (Yangtze) توسط یو و همکاران^{۱۰} (۲۰۲۱) مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج کار آن‌ها نشان از افزایش مقادیر این دو پارامتر دارد. این اقلیم ۸۵ درصد از مساحت کشور ایران خشک بیابانی، نیمه‌خشک و فرا خشک بوده که متوسط بارش سالانه آن حدود ۲۴۰ تا ۲۶۰ میلی‌متر است. این مقدار بارش کمتر از یک‌سوم متوسط بارش سالانه جهان (۸۷۰ میلی‌متر) بوده (علیزاده و کشاورز، ۲۰۰۵) و توزیع بارش نیز از نظر زمانی و مکانی نایک‌نواخت است که این نشان از بحران آبی در بسیاری از مناطق خشک کشور ایران داشته و عدم توجه به مسائل آبی و مسئله تغییر اقلیم باعث بروز مسائل شدید مدیریتی و تهدید جدی برای جامعه انسانی است. پراکندگی زمانی و مکانی و بارندگی از علت‌های اصلی عدم قطعیت در فرایندهای هیدرولوژیکی و منابع آب است (فان و لئو^{۱۱} ۲۰۱۹). مناطق مرکزی ایران نیز با توجه به موقعیت جغرافیایی و دوری از منابع رطوبتی که منبع اصلی تغذیه رژیم رودخانه‌ای آن منطقه است، مسئله آب و تغییرات آن یک چالش جدی در این مناطق است و عدم توجه به آن بحران‌های غیرقابل جبرانی را به این مناطق وارد می‌کند.

ابقری و همکاران (۲۰۱۳) تخلیه ماهانه و سالانه مناطق کوهستانی در غرب ایران طی دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۷۰ را مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاکی از آن است که در ماه‌های اکتبر و نوامبر کاهش قابل توجهی اتفاق افتاده است. با توجه

⁵ Arnell et al

⁶ Vörösmarty et al

⁷ Intergovernmental Panel on Climate Change

⁸ Stocker et al

⁹ Wang et al

¹⁰ Yue et al

¹¹ Fan and Luo

به نتایج پژوهش ابیسنینها و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۶) بر روی روند جریان رودخانه Gomti در شمال هند در طول دوره آماری ۲۰۱۲-۱۹۸۲، روند کاهشی دبی سالانه در حوضه مورد مطالعه به دلیل افزایش خروج آب از حوضه، افزایش دمای هوا و افزایش جمعیت به همراه کاهش قابل توجه بارندگی است. در حوضه رودخانه کلرادو، دبی متوسط سالانه ۹٫۳ درصد به ازای هر درجه سانتی گراد گرم شدن کاهش می یابد که دلیل آن افزایش تبخیر و تعرق که عمدتاً ناشی از ریزش برف و در نتیجه کاهش انعکاس تابشی خورشید است (میلی و دانی، ۲۰۲۰). مسیح و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی ارتباط اقلیم و روند جریان پنج ایستگاه هیدرومتری رودخانه کرخه در ایران پرداختند. نتایج کار آن ها گویای این است که در تعدادی از ماه ها روند افزایشی (ماه دسامبر) و در تعدادی دیگر روند کاهشی (ماه می) بوده که اغلب این روندها به علت تغییرات در مقادیر بارشی بوده است.

روند تغییرات بارش سالانه در ایران رو به کاهش است و بیشترین تغییر در فصل زمستان مشاهده شده است (علیچانی، ۱۳۷۴). نتایج پژوهش های جمالی و همکاران (۲۰۱۳) و طاهرودی و همکاران (۲۰۱۹) در حوضه های آبریز کرخه و دریاچه ارومیه نشان داد که روند جریان کاهشی است. روند کاهش بارش در حوضه آبریز رودخانه زاینده رود تهدید جدی برای دسترسی به منابع آب سطحی آینده در این منطقه است (کوهستانی و همکاران، ۲۰۱۶). دیکسن و همکاران^{۱۳} (۲۰۰۶) روند جریان ۵۶ ایستگاه هیدرومتری در غرب بریتانیا را در دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۶۱ در سه دوره با آزمون من کندال مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش گویای این مورد است که گرچه بیشتر ایستگاه ها دارای روند معنی دار مثبت در جریان های حداقل و حداکثر بودند با این حال جریان های میانگین تقریباً فاقد روند معنی دار بودند. عزیزی و رمضان پور (۱۳۸۷) با به کارگیری روش های نا پارامتری من کندال بر روی داده های بارش و دبی سه حوضه در استان گیلان به شناسایی روند بارش و اثر آن بر روی دبی رودخانه های آن منطقه پرداختند. نتایج کار آن ها نشان داد که بارندگی به عنوان یکی از مهم ترین عواملی است که تغییرات دبی به آن حساسیت بیشتری نشان می دهد. بررسی های انجام شده بر روی سد دوکان (Dokan) در عراق گویای این است که کاهش ۴۰ درصدی بارش و افزایش ۳۰ درصدی تبخیر و تعرق در آینده باعث کاهش حدود ۶۰ درصدی دبی ورودی به سد خواهد شد محمد و اسچولز^{۱۴} (۲۰۱۷). بررسی حساسیت رواناب رودخانه نیل به تغییرات آب و هوایی که توسط حسن و همکاران (۲۰۱۸) به عمل آمد نشان می دهد که کاهش (افزایش) ۱۰ درصدی بارش منجر به کاهش (افزایش) رواناب حدود ۱۹ درصد (۱۴ درصد) در ناحیه گرمسیری و ۳۰ درصد (۲۲ درصد) در ناحیه خشک می شود. میرزایی و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهش خود به تغییرات پارامترهای اقلیمی بر کاهش دبی حوضه هیدرومتری قلیان سکنه پرداختند. دستاوردهای این پژوهش نشان داد که دبی جریان به تغییرات بارش حساسیت بیشتری دارد. چیف^{۱۵} (۲۰۰۶) به بررسی حساسیت دبی به تغییر پارامترهای اقلیمی در استرالیا پرداخت. نتایج حاکی از آن است که

¹² Abeyasingha et al

¹³ Dixon et al

¹⁴ Mohammed and Scholz

¹⁵ Chiew

یک درصد تغییر در میانگین بارش سالانه ۳-۲ درصد میانگین دبی سالانه تغییر خواهد کرد. لئو و چن^{۱۶} (۲۰۰۰) روند گرم شدن آماری قابل توجهی را در اکثر مناطق فلات Qinghai-Tibet از اواسط دهه ۱۹۵۰ گزارش کردند. بررسی‌ها نشان از افزایش میانگین دمای سالانه با نرخ ۰٫۱۶۸ درجه سانتی‌گراد در دوره آماری ۱۹۵۵ تا ۱۹۹۶ دارد و همچنین حاکی از قوی‌ترین گرمایش بوده است. مدل‌های بزرگ‌مقیاس به علت دارا بودن اساس فیزیکی، توزیعی عمل نموده و با در نظر گرفتن عمده فرایندهای تأثیرگذار در بیلان انرژی و آب، از قابلیت‌های مناسبی جهت شبیه‌سازی مواردی همچون: توزیع مکانی رواناب در سطح حوضه، تبخیر و تعرق، رطوبت خاک، دمای خاک و ... برخوردار هستند. بوهن و ویونی^{۱۷} (۲۰۱۴) با اصلاح مدل بزرگ مقیاس VIC اقدام به شبیه‌سازی میزان تبخیر و تعرق حوضه‌های شمالی کشور کانادا نمودند. نتایج حاصل از ارزیابی خروجی مدل با داده‌های ۵۹ ایستگاه مشاهداتی، نشان از عملکرد قابل قبول مدل دارد. روند تغییرات پارامترهای اقلیمی مشهد توسط اشرف و همکاران (۱۳۹۰) در بازه زمانی ۲۰۱۱-۲۰۳۰ در محیط LARS-WG مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاکی از توانمندی بالای این مدل در تولید داده‌های روزانه پارامترهای اقلیمی است. گرم شدن سریع آب‌وهوا تأثیرات عمیقی بر روی چرخه هیدرولوژی جهانی و منطقه‌ای می‌گذارد (کائو و همکاران^{۱۸}، ۲۰۰۶؛ ایمرزیل و همکاران^{۱۹}، ۲۰۱۰؛ لای ۱۹۹۶). افزایش دما و تغییرات بارش برخی از اجزای سیستم‌های هیدرولوژیکی مانند شدت بارش، افزایش تبخیر و تغییرات رواناب را تغییر می‌دهد (خو و همکاران^{۲۰}، ۲۰۱۱ و بولچ و همکاران^{۲۱}، ۲۰۱۲). دیری و همکاران^{۲۲} (۲۰۰۵) کاهش ۱۳ درصدی در میزان جریان ۴۲ رودخانه منتهی به خلیج Angora را به مدت ۳۷ سال طی بازه آماری ۲۰۰۰-۱۹۶۴ گزارش کرد.

شناخت روابط بارش و رواناب و همچنین اطلاع از توزیع زمانی و مکانی بارش و شناخت اثر آن روی دبی رودخانه و به عبارتی حساسیت دبی رودخانه‌ای به تغییرات پارامترهای اقلیمی از مواردی است که مدیران را در مدیریت صحیح منابع آب در یک حوضه آبخیز کمک می‌کند (صادقی و همکاران، ۱۳۸۴). همچنین، حساسیت دبی جریان به تغییرات پارامترهای اقلیمی از مواردی است که در مطالعات جدید باید به آن توجه کرد تا با شناخت بیشتر مقادیر تغییرات جریان با توجه به تغییرات متغیرهای اقلیمی، بتوان برنامه مدونی برای حفظ و پویایی محیط‌زیست و استفاده بهینه از منابع آبی اتخاذ نمود. هدف از این پژوهش شناخت روابط متغیرهای اقلیمی با دبی جریان و آگاهی از ارتباط این متغیرها و تغییرات آن در طی بازه زمانی ۲۰۱۵-۱۹۹۴ و همچنین حساسیت دبی جریان به تغییرات متغیرهای اقلیمی و پیش‌بینی روند تغییرات بارش و دما در آینده با استفاده از مدل HadGEM2 تحت سه سناریو RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 است.

¹⁶ Liu and Chen

¹⁷ Bohn and Vivoni

¹⁸ Cao et al

¹⁹ Immerzeel et al

²⁰ Xu et al

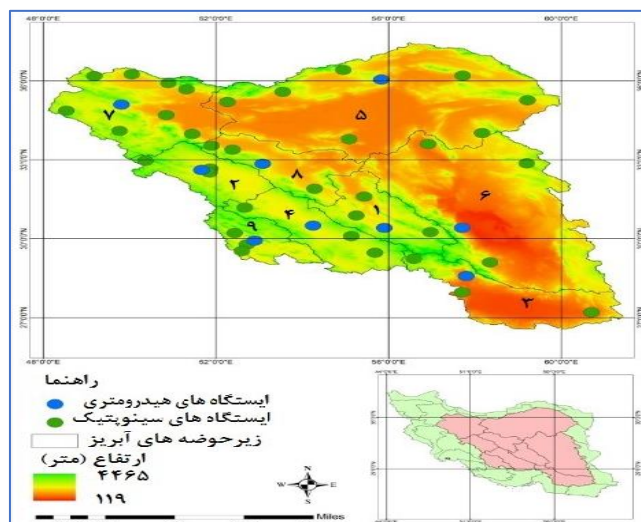
²¹ Bolch et al

²² Déry et al

داده‌ها و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

ایران برخلاف بسیاری از کشورهای بزرگ آسیا که رودهای دائمی و پر آب دارند، از داشتن تعداد زیاد رودهای بزرگ بخصوص در ناحیه مرکزی محروم است و این موضوع، نتیجه مستقیم وضعیت خشک و نامساعد آب‌وهوای کشور است. حوضه آبریز فلات مرکزی (شکل یک) تنها حوضه آبریز کاملاً محصور ایران است که در تقسیم‌بندی حوضه‌های آبریز ایران، حوضه اصلی به شمار می‌رود و تمام رواناب ناشی از بارندگی آن به کفه‌ها و دشت‌های داخلی این حوضه تخلیه می‌شود. یک ناحیه گرم و خشک، با مساحت بیش از ۸۲۴۰۰۰ کیلومترمربع است که بین عرض‌های جغرافیایی ۲۶/۵۴ درجه تا ۳۷/۴۵ درجه شمالی و طول‌های ۴۵/۱۱ درجه و ۶۱/۴۲ درجه شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد و حدود ۵۱ درصد مساحت کشور ایران را به خود اختصاص داده است. این حوضه از شمال به رشته‌کوه البرز، شرق به کوه‌های مرز شرقی، غرب به رشته‌کوه زاگرس و در جنوب به دریای عمان ختم می‌شود. در نواحی مرکزی این حوضه، مناطق کویری که با ارتفاعی کم نسبت به سطح دریا واقع شدند قرار دارند که جزء مناطق خشک و فرا گرم جهان محسوب می‌شوند این در حالی است که در بخش‌های شمالی، شرقی و بخصوص غرب آن را مناطق معتدل و با ارتفاع زیاد وجود دارند. این تغییرات ارتفاع باعث بروز تغییرات قابل توجه در پارامترهای هواشناسی و هیدرولوژیکی می‌گردد. حوضه آبریز فلات مرکزی ایران با ۹ زیر حوضه درجه ۲ و ۲۳۳ محدوده مطالعاتی، بیشترین مساحت و مهم‌ترین محدوده‌های مطالعاتی را در خود جای داده است و بزرگ‌ترین رودخانه آن زاینده‌رود است. ۴۴/۵ درصد از سطح این فلات را مناطق کوهستانی، ۴۱/۹ درصد را مناطق کوهپایه‌ای و دشت‌ها و حدود ۱۳/۶ درصد آن را مناطق کم ارتفاع، کویر و شورزار تشکیل می‌دهند. حوضه آبریز فلات مرکزی یکی از کم‌بارش‌ترین حوضه‌های ایران با میانگین بلندمدت بارندگی سالانه ۱۶۰ میلی‌متر است. توزیع بارش در این حوضه یکنواخت نیست و بیشترین میانگین بارش بلندمدت سالانه در زیر حوضه دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو به میزان ۴۰۰ میلی‌متر و کمترین آن در زیر حوضه کویر سیاه کوه به میزان ۸۳ میلی‌متر ثبت شده است. علت متغیر بودن بارش در این مناطق، تغییر سال‌به‌سال وضعیت سیستم‌های سینوپتیکی است که ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند (مدرس و سیلوا^{۲۳}، ۲۰۰۷). زیر حوضه‌های موجود در حوضه آبریز فلات مرکزی عبارت‌اند از: حوضه آبریز درانجیرساغند، حوضه آبریز گاوخونی، حوضه آبریز هامون جازموریان، حوضه آبریز کویر ابرقو سیرجان، حوضه آبریز کویر مرکزی، حوضه آبریز کویر لوت، حوضه آبریز دریاچه نمک، حوضه آبریز کویرهای سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ و حوضه آبریز دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو است. رژیم جریان رودخانه‌های این حوضه‌ها، نامنظم و کم است و شامل یک دوره کوتاه طغیان و کاهش سریع دبی آب است و با حرکت به سمت مشرق، بستر رودخانه‌ها در فصول گرم خشک می‌شود.



شکل ۱: محدوده منطقه مورد مطالعه و موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری در زیر حوضه‌های حوضه آبریز فلات مرکزی ایران: حوضه آبریز کویر در انجیرساغند (منطقه ۱)، حوضه آبریز گاوخونی (منطقه ۲)، حوضه آبریز هامون جازموریان (منطقه ۳)، حوضه آبریز کویر ابرقو سیرجان (منطقه ۴)، حوضه آبریز کویر مرکزی (منطقه ۵)، حوضه آبریز کویر لوت (منطقه ۶)، حوضه آبریز دریاچه نمک (منطقه ۷)، حوضه آبریز کویرهای سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ (منطقه ۸) و حوضه آبریز دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (منطقه ۹)

داده‌ها و روش شناسی

در این پژوهش، داده‌های اقلیمی ۳۹ ایستگاه سینوپتیک (جدول ۱) و ۹ ایستگاه هیدرومتری (جدول ۲) در بازه زمانی ۱۹۹۴-۲۰۱۵ بکار گرفته شده است. در ابتدا جهت اطمینان از صحت داده‌ها کنترل کیفی بر روی آن‌ها انجام شد و برای حذف همبستگی در داده‌ها، از آزمون خود همبستگی یو و همکاران^{۲۴} ۲۰۰۲ استفاده شد. بر اساس آمار مشاهداتی، وضعیت نوع روند در سری زمانی داده‌های پایه از آزمون ناپارامتریک من کندال دامنه‌ای (SQMK^{۲۵}) در محیط نرم‌افزار متلب بهره گرفته شد. این روش به‌طور گسترده در مطالعات بسیاری از جمله لئو و همکاران^{۲۶} ۲۰۱۶ استفاده شده است. برتری آزمون ناپارامتریک نسبت به آزمون پارامتریک در این است که آزمون‌های ناپارامتریک برای سری زمانی که دارای توزیع آماری نرمال نیستند و برای داده‌های که تعدادی از آن‌ها حذف و یا مفقود شده‌اند مناسب است (هیرش و همکاران،^{۲۷} ۱۹۸۲). در ادامه برای مشخص کردن شیب روند تغییرات در سری زمانی داده‌ها از آزمون Sen Slops استفاده شد. همچنین در این پژوهش جهت تشخیص حساسیت پارامتر دبی به تغییرات متغیرهای اقلیمی (بارش، دما، تبخیر و تعرق) از رگرسیون تک و چندمتغیره استفاده شده که در ادامه برای پیش‌بینی نوع روند و نرخ تغییرات نسبت به دوره پایه و وضعیت متغیرهای اقلیمی در آینده، متغیرهای دمای میانگین و بارش در بازه زمانی ۲۰۲۱-۲۰۸۰ که در محیط نرم‌افزار LARS-WG پیش‌بینی شد و مورد روندیابی قرار گرفت.

²⁴ Yue et al

²⁵ Sequential Mann-Kendall Plot

²⁶ Liu et al

²⁷ Hirsch et al

جدول ۱: موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی در منطقه مورد مطالعه و زیر حوضه‌های مختلف

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	منطقه	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	منطقه
انار	۵۵.۲۵	۳۰.۸۱	۱۴۰۸.۸	۱	گرمسار	۵۲.۲۷	۳۵.۲۰	۸۲۵.۲	
باقق	۵۵.۴۳	۳۱.۶۰	۹۹۱.۴		بم	۵۸.۳۵	۲۹.۱۰	۱۰۶۶.۹	۶
کرمان	۵۶.۹۷	۳۰.۲۵	۱۷۵۳.۸		بیرجند	۵۹.۲۰	۳۲.۸۷	۱۴۹۱	
اصفهان	۵۱.۶۷	۳۲.۶۲	۱۵۵۰.۴	۲	طبس	۵۶.۹۲	۳۳.۶۰	۷۱۱	
داران	۵۰.۳۷	۳۲.۹۷	۲۲۹۰		اراک	۴۹.۷۷	۳۴.۱۰	۱۷۰۸	۷
شرق اصفهان (فرودگاه)	۵۱.۸۷	۳۲.۶۷	۱۵۴۳		تهران (فرودگاه)	۵۱.۳۲	۳۵.۶۸	۱۱۹۰.۸	
کبوترآباد	۵۱.۸۵	۳۲.۵۲	۱۵۴۵		خرمدره	۴۹.۱۸	۳۶.۱۸	۱۵۷۵	
ایرانشهر	۶۰.۷۰	۲۷.۲۰	۵۹۱	۳	قزوین	۵۰.۰۵	۳۶.۲۵	۱۲۷۹.۲	
بافت	۵۶.۵۸	۲۹.۲۳	۲۲۸۰		قم	۵۰.۵۸	۳۴.۷۰	۸۷۷.۴	
جیرفت	۵۷.۸۰	۲۸.۵۸	۶۰۱		کاشان	۵۱.۴۵	۳۳.۹۸	۹۸۲.۳	
کهنوج	۵۷.۷۰	۲۷.۹۷	۴۶۹.۷		کرج	۵۰.۹۰	۳۵.۹۲	۱۳۱۲.۵	
آباده	۵۲.۶۷	۳۱.۱۸	۲۰۳۰	۴	همدان (فرودگاه)	۴۸.۵۳	۳۴.۸۷	۱۷۴۱.۵	
سیرجان	۵۵.۶۸	۲۹.۴۷	۱۷۳۹.۴		اردستان	۵۲.۳۸	۳۳.۳۸	۱۲۵۲.۴	۸
شهربابک	۵۵.۱۳	۳۰.۱۰	۱۸۳۴.۱		نابین	۵۳.۰۸	۳۲.۸۵	۱۵۴۹	
شاهرود	۵۴.۹۵	۳۶.۴۲	۱۳۵۴.۳		نطنز	۵۱.۹۰	۳۳.۵۳	۱۶۸۴.۹	
تربت حیدریه	۵۹.۲۲	۳۵.۲۷	۱۴۵۰.۸	۵	یزد	۵۴.۲۸	۳۱.۹۰	۱۲۳۷.۲	
خور بیابانک	۵۵.۰۸	۳۳.۷۸	۸۴۵		سد درودزن	۵۲.۴۳	۳۰.۲۲	۱۶۲۰	۹
سبزواری	۵۷.۷۲	۳۶.۲۰	۹۷۷.۶		زرقان	۵۲.۷۲	۲۹.۷۸	۱۵۹۶	
سمنان	۵۳.۵۵	۳۵.۵۸	۱۱۳۰.۸		شیراز	۵۲.۶۰	۲۹.۵۳	۱۴۸۴	
فردوس	۵۸.۱۷	۳۴.۰۲	۱۲۹۳						

جدول ۲: موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری در منطقه مورد مطالعه و زیر حوضه‌های مختلف

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	منطقه	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	منطقه
هجین	۵۵.۹۰	۳۰.۴۱	۱۵۸۰.۹	۱	چهار فرسخ	۵۷.۷۰	۳۰.۴۱	۴۰۰	۶
پل کله	۵۱.۶۶	۳۲.۶۱	۱۵۵۰.۴	۲	بیلقان	۴۹.۸۱	۳۵.۱۰	۱۵۹۰	۷
حسین‌آباد	۵۷.۸۰	۲۸.۵۸	۶۰۰.۱	۳	پل هنجن	۵۳.۰۸	۳۲.۸۵	۱۵۴۹	۸
منج	۵۴.۲۵	۳۰.۵۰	۱۵۴۶.۶	۴	پل خان	۵۲.۹۰	۲۹.۹۳	۱۶۰۵	۹
بنکوه	۵۵.۸۳	۳۶.۰۵	۱۱۰۶.۲	۵					

آزمون من کندال

جهت تشخیص روند در یک سری زمانی از آزمون نا پارامتریک من کندال استفاده می‌شود (من، ۱۹۴۵ و کندال، ۱۹۶۲)^{۲۸} که برای استفاده متداول، توسط سازمان جهانی هواشناسی توصیه شده است و دارای حساسیت کم نسبت به شکست‌های ناگهانی در سری زمانی نامحدود است (جاگوس، ۲۰۰۶).^{۲۹} مطالعات مختلف انجام شده نشان از اهمیت و کاربرد فراوان

²⁸ Mann and Kendall

²⁹ Jaagus

این آزمون در تحلیل روند سری‌های زمانی است و یک تست معروف جهت شناسایی روند و معناداری در سری زمانی هیدرولوژیکی (یو و همکاران، ۲۰۰۴) و هواشناسی است. یکی از نقاط قوت روش من کندال، کاربرد زیاد آن برای سری‌های زمانی‌ای که از توزیع خاصی پیروی نمی‌کنند و اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند، است

در این روش با توجه به زمان وقوع، داده‌ها مرتب می‌شوند و هر داده (Xi) با تمام داده‌های بعد از خود (XK) مقایسه می‌شود. مراحل محاسبه انجام این آزمون به شرح زیر است:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(x_k - x_i) \quad \text{رابطه (۱)}$$

بر اساس این مدل اگر سری‌های زمانی Xi، i=1,...,N باشد، هر مقدار Xk مقدار K=1,...,N-1 با مقادیر بعدی مقایسه شده است، سری جدید $\text{sgn}(\theta)$ به صورت زیر تعریف می‌شود که اگر:

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{if } \theta > 0 \\ 0 & \text{if } \theta = 0 \\ -1 & \text{if } \theta < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۲)}$$

آماره آزمون به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$Z_c = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه (۳)}$$

که مقدار $\text{Var}(S)$ از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^{n-1} t(t-1)(2t+5)] \quad \text{رابطه (۴)}$$

که n تعداد داده‌ها در i امین فصل است.

چنانچه Z محاسباتی بزرگ‌تر از Z جدول توزیع نرمال با سطح اطمینان موردنظر بود فرضیه صفر مبنی بر عدم وجود روند با سطح اطمینان موردنظر رد می‌شود. در صورت وجود روند مقادیر Z مثبت نشان‌دهنده روند مثبت و مقادیر منفی Z نشان‌دهنده روند منفی است.

برای معنی‌دار بودن در سطح ۱ درصد باید رابطه زیر برقرار شود:

$$|Z_c| > Z_{\alpha/2} = 2.605 \leq \infty \quad \text{رابطه (۵)}$$

باید در نظر داشت که آزمون معنی‌دار باید برای همبستگی زنجیره‌ای بین آماره‌های آزمون فصلی اصلاح شود (هیرش و همکاران ۱۹۸۲).

برای تعیین نقاط جهش می‌توان با رسم نمودار سری در برابر زمان، نقطه جهش را مشخص کرد؛ اما این کار از طریق، روش‌های آماری نیز امکان‌پذیر است. یکی از این آزمون‌ها آزمون من کندال دنباله‌ای است. در حقیقت این روش مقادیر

آماره را در کلیه سری‌های زمانی با روش رتبه دادن من کندهال محاسبه می‌کند که همین عمل به صورت عکس انجام می‌پذیرد؛ یعنی می‌توان فرض کرد انتهای سری ابتدای آن باشد و دنباله را بر اساس چنین سری بیان نمود. اگر دنباله بر اساس UF و UB به صورت نمودار رسم شود در حالت معناداری روند نقطه شروع پدیده یکدیگر را قطع خواهد کرد. در حالتی که سری ایستا باشد دو دنباله UF و UB به صورت موازی عمل خواهد کرد و یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهش آن‌ها منجر نشود، در خواهد آمد. اگر $a = 0/05$ را در نظر بگیریم، هرگاه اندازه UF بیشتر از $1/96$ باشد روند معنی‌دار است. $+UF$ روند افزایشی و $-UF$ روند کاهش‌ی را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر اگر منحنی UF از خطوط بالا و پایین معنی‌دار ($1/96$) خارج شود روند وجود دارد. اگر منحنی UF و UB در محدوده معنی‌دار تلاقی بکنند ولی خارج نشوند به این معنی است که فقط تغییر ناگهانی در میانگین رخ داده است ولی روند وجود ندارد.

روش برآورد حساسیت

در مدل‌های آماری، تحلیل رگرسیون تحلیل ارتباط یک فرایند آماری برای تخمین روابط بین متغیرها است. این روش شامل تکنیک‌های زیادی برای مدل‌سازی و تحلیل متغیرهای خاص و منحصر به فرد، با تمرکز بر رابطه بین متغیر وابسته و یک یا چند متغیر مستقل، است. تحلیل رگرسیون خصوصاً کمک می‌کند در فهم اینکه چگونه مقدار متغیر وابسته با تغییر هر کدام از متغیرهای مستقل، تغییر می‌کند. در تحلیل رگرسیون تعیین پراکندگی متغیر وابسته اطراف تابع رگرسیون مورد توجه است که می‌تواند توسط یک توزیع احتمال توضیح داده شود. تحلیل رگرسیون به صورت گسترده برای پیش‌بینی، شناسایی ارتباط متغیر وابسته و مستقل و میزان حساسیت متغیر وابسته تحت تغییرات متغیر مستقل استفاده می‌شود.

مدل LARS-WG:

آینده‌پژوه‌های آب‌وهوایی با وجود حجم گسترده داده‌ها، گسترش‌های جدید واکاوی، پیش‌بینی پدیده‌ها و عناصر مرتبط با آن، با به کارگیری انواع مدل‌های آب‌وهوایی توجیه‌پذیر خواهد بود (شمسی‌پور، ۱۳۹۲). در مطالعات ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم در سطوح منطقه‌ای، به دلیل وسعت محدوده پیش‌بینی متغیرها در این مدل‌ها نمی‌توان از نتایج حاصله مستقیماً در مقیاس ایستگاهی استفاده کرد و برای نقیصه، روش‌های مختلفی برای تولید سناریوهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای ایجاد شده‌اند که به آن‌ها ریزمقیاس‌نمایی گفته می‌شود. اساس این مدل‌ها استفاده از روش‌های ریاضی و آماری به‌ویژه در رابطه با مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) برای تعیین اینکه سامانه آب‌وهوایی چگونه کار می‌کند، چگونه تغییر می‌کند و چگونه تغییرات آن‌ها را پیش‌بینی کرد، استوار است (برایسون^{۳۱}، ۱۹۹۷). هر کدام از این مدل‌ها در بطن خود دارای سناریوی پیش‌بینی متفاوتی هستند که برای درک شرایط آب‌وهوایی آینده بر شالوده دانش‌های پایه ریاضی، فیزیک و شیمی تکیه دارند (شمسی‌پور، ۱۳۹۲).

³¹ Bryson

در بررسی اقلیم آینده ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه، از سناریوهای مبنی بر خروجی مدل اقلیمی که اساس آن مدل‌های گردش عمومی جو هستند استفاده خواهد شد. اساس این مدل یک مدل ریاضی سه‌بعدی که فرایندهای فیزیکی، شیمیایی، اجتماعی تأثیرگذار بر اقلیم را ارائه می‌دهد. به دلیل وضوح پایین مدل‌های آب‌وهوای جهانی، نتایج حاصل باید ریزمقیاس شوند که این کار اغلب با مدل‌های آب‌وهوایی صورت می‌گیرد (کریمیان و همکاران، ۱۳۸۹). به همین دلیل برای محاسبه اثر همه فرایندهای کلیدی تأثیرگذار بر سامانه آب‌وهوایی به یک فرمول‌بندی ریاضی در قالب یک برنامه رایانه‌ای نیاز است که به آن مدل می‌گویند (محمدی، ۱۳۸۶). مدل رایانه‌ای مورد استفاده در این پژوهش LARS-WG6 است. این نرم‌افزار از مشهورترین مدل‌های مولد داده‌ای تصادفی وضعی هوا است که برای تولید مقادیر بارش، تابش، دماهای بیشینه و کمینه روزانه در یک ایستگاه در شرایط آب‌وهوایی پایه و آینده بکار می‌رود (شمسی‌پور، ۱۳۹۲). برای اولین بار در بوداپست، در سال ۱۹۹۰ به‌عنوان بخشی از پروژه ارزیابی ریسک کشاورزی مجارستان ابداع شد. در این مدل از روش زنجیره مارکف برای مدل‌سازی رخداد بارش استفاده شده است (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸). مدل LARS-WG به دلیل استفاده از روش‌های آماری در مقایسه با روش‌های دینامیکی به‌ویژه در زمانی که هزینه کمتر و ارزیابی سریع‌تر عوامل مؤثر بر تغییرات آب‌وهوایی مورد نیاز باشد، مزیت و قابلیت بیشتری دارد (بابائیان، ۱۳۸۸). مدل سیاره‌ای آب‌وهوایی مورد نظر برای ارزیابی اقلیم آینده ایستگاه‌های مطالعاتی از گزارش پنج هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC) بهره می‌گیرد. مدل HadGEM2-ES که در مرکز پژوهش‌های آب‌وهوای انگلستان طراحی شده است، نوعی ابزار پیچیده آب‌وهوایی برای شبیه‌سازی آب‌وهوای جهانی است و بنیان آن بر انتقالات ماده و انرژی است. انواع سناریو در این مدل به شرح ذیل است:

– **سناریو RCP2.6:** این سناریو توسط تیم مدل‌سازی IMAGE از مؤسسه ارزیابی‌های محیطی هلند طراحی شده است و در برگیرنده کمترین نرخ افزایش گازهای گلخانه‌ای و واداشت تابشی ناشی از آن است. مطابق این سناریو واداشت تابشی در اواسط این قرن (بین سال‌های ۲۰۱۱ تا ۲۱۰۰) به حدود ۳/۱ رسیده و سپس کاهش یافته و به ۲/۶ وات بر مترمربع در سال ۲۱۰۰ می‌رسد. برای رسیدن به این سطح واداشت تابشی بایستی گازهای گلخانه‌ای به میزان قابل توجهی کاهش یابند (سولمان و همکاران، ۲۰۰۷ و استاکر و همکاران، ۲۰۱۳).

– **سناریوی RCP4.5:** این سناریو توسط گروه مدل‌سازی MiniCAM طراحی شده است و در آن واداشت تابشی ناشی از گازهای گلخانه‌ای قبل از سال ۲۱۰۰ در مقدار ۴/۵ وات بر مترمربع ثابت می‌ماند.

– **سناریو RCP8.5:** بدون اتخاذ هیچ‌گونه سیاست کاهش آثار و مقابله با پیامدهای اقلیم، دمای کره زمین مطابق با خط سیر سناریوی انتشار RCP8.5 پیش خواهد رفت. به طوری که ادامه این روند منجر به واداشت تابشی به میزان ۸/۵ وات بر مترمربع در سال ۲۱۰۰ می‌گردد. در این هنگام غلظت دی‌اکسید کربن به بیش از ۱۰۰۰ ppm رسیده و همچنان روند افزایشی خواهد داشت. این سناریو توسط تیم مدل‌سازی MESSAGE و مؤسسه IASA به سرپرستی پروفیسور کیوان

ریاحی در مؤسسه بین‌المللی تحلیل سیستم‌های کاربردی IASA اتریش طراحی شده که وجه مشخصه آن روند افزایش گازهای گلخانه‌ای است (جعفرپور و کانونی، ۱۳۹۴).

نتایج و بحث

تحلیل روند تغییرات متغیرهای اقلیمی و هیدرومتری

نتایج بررسی روند تغییرات متغیرهای اقلیمی، دبی جریان و شیب تغییرات آن‌ها در زیر حوضه‌های مختلف حوضه آبریز فلات مرکزی ایران در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۴ در جدول (۳) نشان می‌دهد که روند بارش در حوضه آبریز در انجیرساغند افزایشی است درحالی‌که روند تبخیر و تعرق و دبی کاهشی است. همچنین متغیر دما بدون روند است. در حوضه آبریز گاوخونی تمام متغیرها بدون روند بوده و تغییرات متغیر تبخیر و تعرق و دبی جریان در سطح اطمینان ۹۵ درصد است که با توجه به مقادیر شیب تغییرات، روند کاهشی در دوره آماری مورد بررسی داشته است. در منطقه هامون جازموریان متغیرهای بارش، دما و تبخیر و تعرق بدون روند هستند ولی تغییرات دبی جریان در سطح اطمینان ۹۵ درصد کاهشی و شیب تغییرات آن $-۰,۷$ است. روندی در تغییرات بارش و دما حوضه ابرقو سیرجان مشاهده نشده است ولی تبخیر و تعرق و دبی روند کاهشی داشته که تغییرات دبی معنادار و شیب آن $-۰,۰۶$ است. روند تغییرات بارش و تبخیر و تعرق در حوضه آبریز کویر مرکزی و لوت کاهشی بوده که تغییرات تبخیر و تعرق در کویر لوت معنادار و مقادیر شیب تغییرات اتفاق افتاده در این منطقه -۵ است. درحالی‌که دما و دبی جریان بدون روند هستند. در حوضه‌های دریاچه نمک، سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ و دریاچه‌های بختگان مهارلو، روند بارش کاهشی است و تنها در حوضه آبریز دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو معنادار و با نرخ تغییرات $-۴,۸$ است. تغییرات دما در حوضه دریاچه نمک یک‌روند افزایشی با شیب $۳,۴$ داراست و تغییرات تبخیر و تعرق نیز کاهشی بوده درحالی‌که دبی جریان در این حوضه بدون روند است. حوضه‌های سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو، دما بدون روند بوده ولی تغییرات دبی معنادار کاهشی است که به ترتیب مقادیر شیب تغییرات آن‌ها $-۰,۰۷$ و $-۱,۸$ است. به‌طور کلی روند بارش تنها در ۱ منطقه افزایشی (در انجیرساغند) و در ۵ منطقه دیگر کاهشی است درحالی‌که در دیگر مناطق عدم روند در سری زمانی آن مشاهده شده است. علت کاهش بارش و کم بودن مقادیر بارشی این است که بادهای غربی (مهم‌ترین منبع تغذیه رطوبتی این منطقه) زمانی که وارد این منطقه می‌شوند بیشترین رطوبت خود را از دست داده‌اند (علیچانی، ۱۳۹۲). متغیر دما در همه مناطق بدون روند است و تنها در حوضه دریاچه نمک روند افزایشی داشته است. تبخیر و تعرق و دبی در ۵ حوضه روند کاهشی داشته‌اند و تغییرات در مناطق دیگر بدون روند هستند ولی متغیر تبخیر و تعرق در منطقه سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ افزایشی بوده است. یکی از دلایل مهم کاهش روند دبی در این بازه آماری مورد مطالعه را می‌توان کاهش در مقادیر دریافتی بارش در طی این دوره دانست که با مطالعات ایمانی امیرآباد و همکاران (۱۳۹۹) مطابقت دارد.

جدول ۳: روند تغییرات متغیرهای اقلیمی، دبی جریان و شیب تغییرات در دوره آماری ۱۹۹۴-۲۰۱۵

نام منطقه	بارش	دما	تبخیر و تعرق	دبی	شیب تغییرات (بارش)	شیب تغییرات (دما)	شیب تغییرات (تبخیر و تعرق)	شیب تغییرات (دبی)
درانجیرساغند	افزایشی	بدون روند	کاهشی	کاهشی*	۰.۰۷	۰.۰۱	-۰.۰۰۲	-۰.۰۰۲
گاوخونی	بدون روند	بدون روند	بدون روند*	بدون روند*	۰.۰۲	۰.۰۲	-۰.۰۰۳	-۰.۰۰۳
هامون جازموریان	بدون روند	بدون روند	بدون روند	کاهشی*	-۰.۰۴	۰.۰۱	-۸.۳	-۰.۰۷
ابرقو سیرجان	بدون روند	بدون روند	کاهشی	کاهشی*	-۰.۰۶	-۰.۰۵	-۸.۳	-۰.۰۶
کویر مرکزی	کاهشی	بدون روند	کاهشی	بدون روند	-۰.۰۱	۲.۶	-۵۶.۳	-۰.۰۸
کویر لوت	کاهشی	بدون روند	کاهشی*	بدون روند	-۰.۰۱	۶.۹	-۵	-۰.۰۲
دریاچه نمک	کاهشی	افزایشی	کاهشی	بدون روند	-۰.۰۱	۳.۴	-۴۷.۷	-۰.۰۶
سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ	کاهشی	بدون روند	افزایشی	کاهشی*	-۰.۰۴	۴.۳	۷	-۰.۰۰۷
دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو	کاهشی*	بدون روند*	بدون روند	کاهشی*	-۴.۸	۷.۵	۳۸.۷	-۱.۸

تحلیل حساسیت جریان رودخانه‌ها در برابر تغییرات بارش

نتایج تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات بارش در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهشی در بازه زمانی ۲۰۱۵-۱۹۹۴ در جدول (۴) نشان داده شده است. نتایج این جدول نشان از همبستگی مستقیم بارش با دبی جریان داشته به طوری که با افزایش بارش دبی نیز افزایش می‌یابد و بالعکس. به عبارتی دیگر میزان دبی به تغییرات مقادیر بارندگی بستگی دارد (علی‌زاده، ۱۳۸۷). افزایش ۵ تا ۲۰ درصد بارش در منطقه درانجیرساغند باعث افزایش دبی جریان شده که مقادیر تغییرات آن به ترتیب ۶، ۸، ۱۱ و ۱۳ درصد است و کاهش بارش بر روی دبی اثر منفی (۲-، ۳-، ۳- و ۵- درصد) داشته است. در دیگر مناطق اثر افزایشی بارش بر روی دبی جریان مثبت بوده به طوری که بیشترین تغییرات افزایشی دبی در مناطق سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۳۷، ۴۱، ۴۵ و ۴۹ درصد) و هامون جازموریان (۱۱، ۲۲، ۳۳ و ۴۴ درصد) اتفاق افتاده است. علت افزایش بارش در نیمه جنوب شرقی ایران را می‌توان در هماهنگی بین پرفشار جنب حاره و چرخند موسمی که سبب تقویت ناپایداری و نفوذ رطوبت به آن منطقه دانست (سلیقه، ۱۳۸۳). کمترین تغییرات افزایشی نیز در مناطق کویر مرکزی (۱، ۲، ۳ و ۳ درصد)، دریاچه نمک (۲، ۴، ۶ و ۸ درصد) و کویر لوت (۲، ۶، ۰ و ۱۴ درصد) ثبت شده است. بررسی تغییرات در مقادیر بارشی به صورت درصدهای کاهش و اثر آن بر روی دبی جریان نشان می‌دهد که در حوضه آبریز سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ کاهش بارش اثر معکوسی بر دبی داشته (۲۹، ۲۵، ۲۱ و ۱۷ درصد) و مقادیر ثبتي دبی در این منطقه افزایش یافته است. شاید دلیل آن ورود آب از حوضه‌های دیگر به این منطقه است. در حوضه‌های آبریز هامون جازموریان (۱۲-، ۲۳-، ۳۴- و ۴۵- درصد) و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (۷-، ۱۴-، ۲۱- و ۲۸- درصد) بیشترین تغییرات در مقادیر کاهش را داشته است. علت تغییرات زیاد دبی در این مناطق را می‌توان در میزان R^2 محاسبه شده دانست که نشان از این دارد که ۴۰ درصد تغییرات دبی تحت تأثیر تغییرات بارش است. همچنین در مناطق درانجیرساغند (۲-، ۲-،

۳- و ۵- درصد)، کویر مرکزی (۰، -۱، -۱ و -۲ درصد) و دریاچه نمک (۲-، -۴، -۶ و -۸ درصد) کمترین تغییرات اتفاق افتاده است

جدول ۴: حساسیت دبی جریان به تغییرات بارش در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهششی با رگرسیون تک متغیره در دوره آماری ۱۹۹۴-۲۰۱۵

R ^۲	مقادیر و درصد تغییرات (-) (%۲۰)	مقادیر و درصد تغییرات (-) (%۱۵)	مقادیر و درصد تغییرات (-) (%۱۰)	مقادیر و درصد تغییرات (-) (%۵)	مقادیر و درصد تغییرات (%۲۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۵)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۵)	نام منطقه و میانگین جریان
۰.۲۰	%۵، -۲۶.۰	%۳، -۲۷.۰	%۲، -۲۸.۰	%۲، -۲۸.۰	%۱۳، ۳۲.۰	%۱۱، ۳۲.۰	%۸، ۳۱.۰	%۶، ۳۰.۰	درانجیرساغند (۰.۲۹)
۲.۰	%۱۹، -۰.۲۴	%۱۴، -۳.۲۵	%۹، -۷.۲۶	%۵، -۱.۲۸	%۱۹، ۱.۳۵	%۱۴، ۷.۲۳	%۹، ۳.۳۲	%۱، ۹.۲۹	گاوخونی (۲۹.۵)
۴.۰	%۴۵، -۸.۳	%۳۴، -۵.۴	%۲۳، -۳.۵	%۱۲، -۱.۶	%۴۴، ۰.۱۰	%۳۳، ۲.۹	%۲۲، ۴.۸	%۱۱، ۶.۷	هامون جازموریان (۶.۹)
۲.۰	%۲۸، -۴۳.۰	%۲۰، -۴۸.۰	%۱۳، -۵۲.۰	%۶، -۵۶.۰	%۳۱، ۷۸.۰	%۲۴، ۷۵.۰	%۱۶، ۷۰.۰	%۹، ۶۵.۰	ابرقو سیرجان (۰.۶۰)
۰.۱۰	%۲، -۶.۵	%۱، -۶.۵	%۱، -۷.۵	%۰، ۷.۵	%۳، ۹.۵	%۳، ۹.۵	%۲، ۸.۵	%۱، ۸.۵	کویر مرکزی (۵.۷)
۰.۸۰	%۸، -۰.۱۳	%۶، -۳.۱۳	%۴، -۶.۱۳	%۲، -۹.۱۳	%۸، ۳.۱۵	%۶، ۰.۱۵	%۴، ۸.۱۴	%۲، ۵.۱۴	دریاچه نمک (۱۴.۲)
۲.۰	%۱۶، -۷۳.۰	%۱۳، -۷۷.۰	%۹، -۸.۰	%۵، -۸۳.۰	%۱۴، ۰.۱	%۰، ۸۸.۰	%۶، ۹۳.۰	%۲، ۹.۰	کویر لوت (۰.۸۸)
۰.۱۰	%۱۷، ۱۲.۰	%۲۱، ۱۲.۰	%۲۵، ۱۲.۰	%۲۹، ۱۳.۰	%۴۹، ۱۵.۰	%۴۵، ۱۵.۰	%۴۱، ۱۵.۰	%۳۷، ۱۴.۰	سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۰.۱)
۴.۰	%۲۸، -۵.۱۶	%۲۱، -۱.۱۸	%۱۴، -۸.۱۹	%۷، -۴.۲۱	%۲۸، ۵.۲۹	%۲۱، ۹.۲۷	%۱۴، ۳.۲۶	%۷، ۶.۳۴	دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (۲۳.۱)

تحلیل حساسیت جریان رودخانه‌ها در برابر تغییرات دما

نتایج تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات دما در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهششی در دوره آماری ۱۹۹۴-۲۰۱۵ در جدول (۵) نشان داده شده است. بررسی‌های انجام شده نشان از آن دارد که افزایش دما باعث کاهش دبی شده و کاهش آن اثر معکوس بر روی دبی دارد. بیشترین تأثیر دبی جریان از افزایش دما در مناطق هامون جازموریان، سیاه کوه ریگ ذرین و دق سرخ، کویر لوت و ابرقو سیرجان بوده که باعث کاهش جریان در این مناطق شده و همچنین کاهش دما بیشترین اثر را در این مناطق و منطقه طشک، بختگان و مهارلو داشته که باعث افزایش دبی در این مناطق شده است. کمترین تأثیرپذیری از تغییرات افزایشی و کاهششی دما در حوضه آبریز درانجیرساغند ثبت شده است. در دهه‌های اخیر تغییر در متغیرهای اقلیمی اتفاق افتاده است. به طوری که در ۵۰ سال گذشته دمای اکثر نواحی ایران حدود یک درجه سانتی‌گراد افزایش یافته (ابلاغیان، ۱۳۹۸) و مناطق مرکزی و شرقی ایران نیز از این قاعده مستثنا نمی‌باشند. تغییرات دبی در مناطق کویر لوت، دریاچه‌های طشک بختگان و مهارلو و سیاه کوه ریگ ذرین و دق سرخ به ترتیب ۶۰، ۴۰ و ۳۰ درصد تحت تأثیر تغییرات دما است.

جدول ۵: حساسیت دبی جریان به تغییرات دما در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهشی با رگرسیون تک‌متغیره در دوره آماری ۲۰۱۵-۲۰۱۰

۱۹۹۴

نام منطقه و میانگین جریان	مقادیر و درصد تغییرات (۵٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۱۰٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۱۵٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۲۰٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۵-٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۱۰-٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۱۵-٪)	مقادیر و درصد تغییرات (۲۰-٪)	R ^۲
درانجیرساغند (۰,۲۹)	۲۷, -۴, %	۲۵, -۱۰, %	۲۴, -۱۶, %	۲۲, -۲۱, %	۳, ۷, %	۳۲, ۱۳, %	۳۳, ۱۸, %	۳۵, ۲۴, %	۰,۱۰
گاوخونی (۲۹,۵)	۲۳, -۲, %	۱۶, -۹, %	۱۰, -۵, %	۴, -۲, %	۲۱, ۸, %	۲۲, ۴, %	۲۴, ۵, %	۲۴, ۸, %	۱,۰
هامون جازموربان (۶,۹)	۲, -۴, %	۱۱, -۷, %	۴, -۱, %	۳, -۵, %	۱۳, ۳, %	۲۶, ۶, %	۲۹, ۰, %	۳۸, ۴, %	۲,۰
ابرقو سیرجان (۰,۶۰)	۳, -۴, %	۲, -۰, %	۳, -۲, %	۵, -۱, %	۴۷, ۸, %	۹۳, ۱, %	۱۳۹, ۴, %	۱۸۵, ۷, %	۰,۵۰
کویر مرکزی (۵,۷)	۱, -۱, %	۱, -۵, %	۳, -۹, %	۳, -۳, %	۱۰, ۳, %	۹, ۶, %	۱۱, ۵, %	۱۸, ۱, %	۰,۷۰
دریاچه نمک (۱۴,۲)	۱۲, -۷, %	۱۱, -۳, %	۹, -۸, %	۸, -۴, %	۱۰, ۶, %	۱۱, ۱, %	۱۸, ۵, %	۲۰, ۰, %	۰,۳۰
کویر لوت (۰,۸۸)	۲, -۲, %	۳, -۳, %	۴, -۱, %	۶, -۱, %	۷, ۵, %	۱۲, ۱, %	۱۳, ۷, %	۲۴, ۳, %	۰,۶۰
سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۰,۱)	۱, -۱, %	۱, -۱, %	۲, -۲, %	۳, -۳, %	۱۲, ۲, %	۳۵, ۳, %	۴۷, ۴, %	۴۸, ۶, %	۳,۰
دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (۲۳,۱)	۱, -۱, %	۱, -۱, %	۱, -۱, %	۲, -۱, %	۹, ۷, %	۱۶, ۲, %	۲۷, ۸, %	۳۷, ۳, %	۰,۴۰

تحلیل حساسیت جریان رودخانه‌ها در برابر تغییرات تبخیر و تعرق

تبخیر و تعرق، یکی از عناصر مهم چرخه هیدرولوژیکی است که تحت تأثیر تغییر اقلیم است. نتایج تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات تبخیر و تعرق در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهشی در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۴ در جدول (۶) نشان داده شده است. بررسی جدول فوق نشان از نتایج متفاوتی دارد به طوری که در برخی مناطق افزایش تبخیر و تعرق باعث کاهش جریان و در برخی مناطق افزایش آن را به همراه دارد که علت آن را می‌توان در تأثیرپذیری متفاوت دبی از متغیرهای اقلیمی دانست که از برخی عناصر و عوامل موجود در منطقه بیشترین و یا کمترین تأثیر را می‌پذیرد. در حوضه‌های آبریز درانجیرساغند، کویر مرکزی و کویر لوت افزایش تبخیر و تعرق موجب کاهش دبی شده که با مطالعات ادیب طالقانی (۱۳۹۸) مطابقت دارد و در دیگر مناطق باعث افزایش دبی شده است. بیشترین تغییرات کاهشی و افزایشی دبی تحت تأثیر افزایش و کاهش تبخیر و تعرق در حوضه درانجیرساغند و بیشترین تغییرات افزایشی و کاهشی دبی در مناطق سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ، ابرقو سیرجان و هامون جازموربان اتفاق افتاده است. افزایش و کاهش تبخیر و تعرق کمترین تغییرات را در حوضه دریاچه نمک داشته‌اند. بیشترین اثر تبخیر و تعرق در تغییرات دبی در مناطق درانجیرساغند (۲۰ درصد) و کویر مرکزی (۹ درصد) است.

جدول ۶: تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات تبخیر و تعرق در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهش با رگرسیون تک متغیره در دوره آماری ۱۹۹۴-۲۰۱۵

R ^۲	مقادیر و درصد تغییرات (-) (%۲۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۵)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۵)	مقادیر و درصد تغییرات (%۲۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۵)	مقادیر و درصد تغییرات (%۱۰)	مقادیر و درصد تغییرات (%۵)	نام منطقه و میانگین جریان
۰.۲	۱.۶، ۴۷۵%	۱.۳، ۳۵۶%	۰.۹، ۲۳۷%	۰.۶، ۱۱۹%	-۱.۰، -۴۷۶%	-۰.۷، -۳۵۷%	-۰.۴، -۲۳۸%	-۰.۵، -۱۱۹%	درانجیرساغند (۰.۲۹)
۰.۰۰۴	۱۸.۱، -۳۹%	۲۱.۰، -۲۹%	۲۳.۸، -۱۹%	۲۶.۷، -۱۰%	۴۰.۹، ۳۹%	۳۸.۱، ۲۹%	۳۵.۲، ۱۹%	۳۲.۴، ۱۰%	گاوخونی (۲۹.۵)
۰.۰۰۲	-۸.۹، -۲۲۸%	-۴.۹، -۱۷۱%	-۰.۹، -۱۱۴%	۲.۹، -۵۷%	۲۲.۸، ۲۲۸%	۱۸.۸، ۱۷۱%	۱۴.۹، ۱۱۴%	۱۰.۹، ۵۷%	هامون جازموریان (۶.۹)
۰.۰۰۲	-۰.۹، -۲۵۰%	-۰.۵، -۱۸۷%	-۰.۱۴، -۱۲۵%	۰.۲، -۶۲%	۲.۱، ۲۴۹%	۱.۷، ۱۸۷%	۱.۳۵، ۱۲۵%	۰.۹۷، ۶۲%	ابرقو سیرجان (۰.۶۰)
۰.۰۰۹	۱۱.۶، ۱۰۳%	۱۰.۱، ۷۷%	۸.۷، ۵۱%	۷.۲، ۲۶%	-۰.۱۴، -۱۰۳%	۱.۳، -۷۷%	۲.۸، -۵۱%	۴.۲، -۲۶%	کویر مرکزی (۵.۷)
۰.۰۰۰	۱۴.۰، -۱%	۱۴.۰، -۱%	۱۴.۱، -۱%	۱۴.۱، ۰%	۱۴.۴، ۱%	۱۴.۳، ۱%	۱۴.۳، ۱%	۱۴.۲، ۰%	دریاچه نمک (۱۴.۲)
۰.۰۰۲	۱.۴، ۶۶%	۱.۳، ۵۰%	۱.۱، ۳۳%	۱.۰، ۱۷%	۰.۳، -۶۶%	۰.۴، -۵۰%	۰.۶، -۳۳%	۰.۷، -۱۶%	کویر لوت (۰.۸۸)
۰.۰۰۲	-۰.۲۴، -۳۳%	-۰.۱۵، -۲۵۳%	-۰.۰۷، -۱۶۹%	۰.۰۱، -۸۵%	۰.۴۴، ۳۳۴%	۰.۳۶، ۲۵۰%	۰.۲۷، ۱۶۶%	۰.۱۹، ۸۳%	سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ (۰.۱)
۰.۰۰۱	۱۳.۲، -۴۳%	۱۵.۷، -۳۲%	۱۸.۲، -۲۱%	۲۰.۶، -۱۱%	۳۳.۰، ۴۳%	۳۰.۵، ۳۲%	۲۸.۱، ۲۱%	۲۵.۶، ۱۱%	دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (۲۳.۱)

تحلیل حساسیت جریان رودخانه‌ها در برابر تغییرات توأم بارش و دما و تبخیر و تعرق

نتایج تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات بارش، دما و تبخیر و تعرق در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهش دبی در دوره آماری ۱۹۹۴-۲۰۱۵ در جدول (۷) نشان داده شده است. نتایج حاکی از آن است که افزایش درصدی متغیرهای مستقل (بارش، دما و تبخیر و تعرق) در مناطق درانجیرساغند، گاوخونی، هامون جازموریان، کویر مرکزی و لوت باعث کاهش دبی و کاهش درصدی متغیرهای اقلیمی در این مناطق سبب افزایش دبی شده است. در مناطق ابرقو سیرجان، دریاچه نمک، سیاه کوه، ریگ زرین و دق سرخ و حوضه دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو اثر معکوسی داشته است. به عبارتی افزایش پارامترهای اقلیمی در این مناطق سبب افزایش دبی و کاهش آن، کاهش دبی را به همراه داشته است. بیشترین تأثیر از افزایش و کاهش پارامترهای اقلیمی در مناطق ابرقو سیرجان، درانجیرساغند و کویر لوت و کمترین تأثیر در حوضه آبریز هامون جازموریان ثبت شده است. با توجه به تحلیل‌های مربوط به جداول ۴، ۵ و ۶ افزایش متغیرهای دما و تبخیر و تعرق، سبب کاهش دبی و افزایش بارش، باعث افزایش آن می‌شود. نتایج به دست آمده در جدول ۷ اثر معکوسی بارش و دیگر متغیرها را در برخی مناطق نشان می‌دهد. علت این امر به کارگیری توأم متغیرها در فرمول رگرسیون است که موجب شده از همدیگر تأثیر بپذیرند.

جدول ۷: تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات بارش، دما و تبخیر و تعرق در چهار سطح به صورت افزایشی و کاهش با رگرسیون

چندمتغیره در دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۹۴

نام منطقه و میانگین جریان	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)	مقادیر و درصد تغییرات (%)
درانجیرساغند (۰,۲۹)	-۰,۰۳، -۱۱۳%	-۰,۳۶، -۲۲۷%	-۰,۶۸، -۳۴۲%	-۱,۰، -۴۵۶%	-۰,۶، ۱۱۶%	-۰,۹۴، ۲۲۰%	۱,۲، ۳۴۴%
گاوخونی (۲۹,۵)	۲۶,۳، -۱۱%	۲۳,۰، -۲۲%	۱۹,۷، -۳۳%	۱۶,۵، -۴۴%	۳۲,۸، ۱۱%	۳۶,۰، ۲۲%	۳۹,۳، ۳۳%
هامون جازموریان (۶,۹)	۶,۶، -۵%	۶,۲، -۹%	۵,۸، -۱۶%	۵,۵، -۲۱%	۷,۳، ۶%	۷,۷، ۱۱%	۸,۱، ۱۶%
ابرقو سیرجان (۰,۶۰)	۱,۵، ۱۵۶%	۲,۵، ۳۱۶%	۳,۵، ۴۷۵%	۴,۴، ۶۳۵%	-۰,۳۷، -۱۶۳%	-۱,۳، -۳۲۳%	-۲,۳، -۴۸۲%
کویر مرکزی (۵,۷)	۳,۹، -۳۱%	۲,۱، -۶۳%	-۰,۳، -۹۴%	-۱,۴، -۱۲۶%	۷,۵، ۳۲%	۹,۳، ۶۳%	۱۱,۲، ۹۴%
دریاچه نمک (۱۴,۲)	۱۶,۳، ۱۵%	۱۸,۵، ۳%	۲۰,۷، ۴۴%	۲۲,۹، ۶۱%	۱۲,۶، -۱۱%	۹,۷، -۳۱%	۷,۵، -۴۷%
کویر لوت (۰,۸۸)	۰,۲۶، -۶۹%	-۰,۳، -۱۳۷%	-۰,۹، -۲۰۵%	-۱,۵، -۲۷۳%	۱,۴۶، ۶۶%	۲,۰، ۱۳۴%	۲,۶، ۲۰۱%
سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۰,۱)	۰,۱۲، ۲۱%	۰,۱۵، ۴۸%	۰,۱۸، ۷۶%	۰,۲۱، ۱۰۴%	-۰,۰۶، -۳۵%	-۰,۰۳، -۶۲%	-۰,۰۱، -۹۰%
دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو (۲۳,۱)	۲۸,۸، ۲۵%	۳۴,۵، ۴۹%	۴۰,۲، ۷۴%	۴۵,۹، ۹۸%	۱۷,۴، -۲۵%	۱۱,۷، -۴۹%	۶,۰۸، -۷۴%

تحلیل دورنمای دما در منطقه و اثر آن بر جریان‌های رودخانه‌ای

دما و تغییرات آن، یکی از پارامترهای تأثیرگذار بر روی منابع آبی است. پژوهش‌های نادری (۱۳۹۹) بر روی دبی ورودی سد درودزن نشان می‌دهد که افزایش متوسط دمای سالانه باعث افزایش تبخیر و تعرق واقعی تحت سه سناریو RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 خواهد شد که متوسط دبی ورودی به سد در آینده کاهش خواهد یافت. جدول (۸) نوع روند و نرخ تغییرات دمای آینده در بازه زمانی ۲۰۲۱-۲۰۸۰ را نشان می‌دهد. با توجه به سناریو RCR2.6 که در حالت خوش‌بینانه است در تمام مناطق روند تغییرات دما در سطح ۹۹ درصد معنادار افزایشی بوده است. نرخ تغییرات دما نسبت به دوره پایه در مناطق مختلف متفاوت است به طوری که در حوضه آبریز گاوخونی بیشترین تغییرات ثبت شده و مقدار آن ۴,۰۷ هست. کمترین مقادیر نرخ تغییرات دما در حوضه درانجیرساغند با مقدار ۰,۴۲ بوده است. بیشترین و کمترین آماره من کندال به ترتیب در مناطق گاوخونی و دریاچه نمک است و همان‌طور که در جدول نشان داده شده است سن شیب تغییرات بسیار پایین بوده و در اکثر مناطق مقادیر آن ۰,۰۱ است. بررسی ضریب تغییرات در این سناریو گویای این است که بیشترین ضریب تغییرات در مناطق گاوخونی، هامون جازموریان، ابرقو سیرجان و درانجیرساغند و کمترین آن در دریاچه نمک است. در سناریو حد وسط یا RCP4.5 روند تغییرات دما در همه مناطق افزایشی با سطح اطمینان ۹۹ درصد است. بیشترین نرخ تغییرات دمایی در حوضه آبریز گاوخونی (۴,۶۲)، کویر لوت (۲,۲۹)، کویر مرکزی (۲,۱۵) و حوضه آبریز ابرقو سیرجان (۲,۰۴) و کمترین نرخ تغییرات در حوضه آبریز درانجیرساغند (۰,۸۳) است. بیشترین و کمترین مقادیر من کندال در مناطق درانجیرساغند با ۰,۷۵ و سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ با ۰,۶۳ محاسبه گردیده است. در این سناریو مقادیر سن شیب بین ۰,۳ و ۰,۴ در نوسان بوده و بررسی ضریب تغییرات نشان از مقادیر بالایی از تغییرات دارد. در سناریو بدبینانه (PCR8.5) مانند دو سناریو قبلی، روند تغییرات دما معنادار افزایشی (در سطح ۹۹ درصد) است که با پژوهش‌های داروند و همکاران

(۱۴۰۰) نیز مطابقت دارد. بیشترین نرخ تغییرات ثبت شده در حوضه‌های گاوخونی، کویر مرکزی و لوت، کمترین تغییرات در حوضه درانجیرساغند ثبت شده است. بیشترین مقادیر من کندال در حوضه آبریز درانجیرساغند (۰,۷۵) و کمترین آن در حوضه آبریز سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۰,۶۳) است. سن شیب تغییرات در این سناریو در همه مناطق ۰,۰۶ بوده و همچنین ضریب تغییرات نیز مانند سناریو حد وسط مقادیر بالایی از تغییرات را نشان می‌دهد.

جدول ۸: نوع روند و نرخ تغییرات دمای آینده در دوره آماری ۲۰۸۰-۲۰۲۱ تحت سه سناریو RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5

نام منطقه ۲,۴,۵, ۸,۵	نرخ تغییرات نسبت به دوره پایه (درجه سانتی‌گراد)	نوع روند	آماره من کندال	سن شیب	ضریب تغییرات
درانجیرساغند	۰,۴۲، ۰,۸۳، ۱,۷	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۴۸، ۰,۷۵، ۰,۷۵	۰,۰۱، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۶۱، ۰,۸۹، ۰,۸۷
گاوخونی	۴,۰۷، ۴,۶۲، ۵,۳۵	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۶۸، ۰,۶۸، ۰,۶۹	۰,۰۱، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۷۸، ۰,۸۷، ۰,۸۷
هامون جازموریان	۱,۳۸، ۱,۷۸، ۲,۶۸	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۴۲، ۰,۶۵، ۰,۶۵	۰,۰۱، ۰,۰۳، ۰,۰۶	۰,۶۳، ۰,۸۸، ۰,۸۶
ابرقو سیرجان	۱,۶۲، ۲,۰۴، ۲,۹۳	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۴۷، ۰,۷۳، ۰,۷۳	۰,۰۱، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۶۳، ۰,۸۹، ۰,۸۷
کویر مرکزی	۱,۷۶، ۲,۱۵، ۳,۰	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۳۴، ۰,۶۶، ۰,۶۶	۰,۰۹، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۵۲، ۰,۸۸، ۰,۸۷
دریاچه نمک	۱,۳، ۱,۸۲، ۲,۵۲	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۲۲، ۰,۶۸، ۰,۶۷	۰,۰۸، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۳۵، ۰,۸۸، ۰,۹۱
کویر لوت	۱,۸۷، ۲,۲۹، ۳,۱۴	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۴۲، ۰,۷۳، ۰,۷۳	۰,۰۱، ۰,۰۴، ۰,۰۶	۰,۵۸، ۰,۸۹، ۰,۸۶
سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ	۰,۷۵، ۱,۲۱، ۲,۰۱	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۲۶، ۰,۶۳، ۰,۶۳	۰,۰۹، ۰,۰۳، ۰,۰۶	۰,۴۴، ۰,۸۷، ۰,۸۶
دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو	۰,۷۴، ۱,۱۹، ۲,۰۱	افزایشی*، افزایشی*، افزایشی*	۰,۲۳، ۰,۶۷، ۰,۶۷	۰,۰۹، ۰,۰۳، ۰,۰۶	۰,۵۰، ۰,۸۸، ۰,۹۱

تحلیل دورنمای بارش در منطقه و اثر آن بر جریان‌های رودخانه‌ای

جدول (۹) نوع روند و نرخ تغییرات بارش آینده حوضه آبریز فلات مرکزی ایران در بازه زمانی ۲۰۸۰-۲۰۲۱ را نشان می‌دهد. در سناریو خوش‌بینانه (RCP2.6) روند تغییرات بارش در حوضه‌های آبریز گاوخونی، کویر مرکزی، دریاچه نمک و سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ افزایشی بوده (عدم معناداری) و در دیگر مناطق کاهش (عدم معناداری) است. شاید بتوان علت افزایش بارش در این بازه زمانی در شمال منطقه مورد مطالعه را در افزایش فعالیت سامان‌های دانست که این مناطق را تحت تأثیر قرار می‌دهند. فتح نیا و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی به تعیین گسترش مکانی زمانی پرفشار سیبری بر روی ایران پرداختند و نتایج کار آن‌ها نشان از افزایش روزهای بارانی در ایران مرکزی دارد. حوضه‌های کویر مرکزی، دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو و دریاچه نمک به ترتیب با نرخ تغییرات ۵۲,۹، ۵۲,۱ و ۲۹,۵ بیشترین نرخ تغییرات را داشته در حالی که حوضه‌های درانجیرساغند و ابرقو سیرجان با مقادیر ۳,۳-، ۱,۲- نرخ تغییرات منفی و کمتری را داشته‌اند. آماره من کندال در این سناریو مقادیر حداقلی را نشان می‌دهند و بیشترین و کمترین مقادیر سن شیب در حوضه آبریز گاوخونی و سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ (۰,۲) و هامون جازموریان (۰,۴-) قرار دارد. همچنین مقادیر ثبتی ضریب تغییرات بسیار پایین است که بیشترین ضریب تغییرات با مقدار ۰,۱ در حوضه کویر لوت است. در سناریو حد وسط روند تغییرات بارش در حوضه آبریز گاوخونی و دریاچه نمک افزایشی و در سطح ۹۹ درصد معنادار است در حالی که در مناطق

درانجیرساغند، هامون جازموریان و ابرقو سیرجان کاهش معنادار است. نرخ تغییرات بارش در کویر مرکزی و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو بیشترین مقادیر تغییرات را داشته و تنها در حوضه درانجیرساغند نرخ تغییرات نسبت به دوره پایه منفی بوده است. بیشترین آماره من کندال در منطقه گاوخونی و دریاچه نمک (۰,۲) و کمترین آن در منطقه درانجیرساغند (۰,۳-) محاسبه شده است. سن شیب تغییرات در این سناریو متغیر بوده که بیشترین تغییرات در منطقه دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو با آماره ۰,۷ مثبت شده است. ضریب تغییرات نیز مانند سناریو خوش‌بینانه مقادیر حداقلی را داشته است. در سناریو بدبینانه (RPC8.5) روند تغییرات بارش فقط در حوضه دریاچه نمک افزایشی (معنادار) و در حوضه آبریز درانجیرساغند و ابرقو سیرجان کاهش (معنادار) بوده است. در حوضه‌های کویر مرکزی و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو بیشترین نرخ تغییرات مثبت شده درحالی که حوضه‌های درانجیرساغند، هامون جازموریان و ابرقو سیرجان نرخ تغییرات منفی بوده است. آماره من کندال ارقام متفاوتی در هر کدام از مناطق داشته که بیشترین آن در مناطق کویر مرکزی و دریاچه نمک (۰,۲) و کمترین آن در حوضه آبریز درانجیرساغند (۰,۳-) است. همچنین در این حوضه کمترین مقدار سن شیب (۰,۶-) مثبت شده است و بیشترین آن در حوضه دریاچه نمک و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو با مقدار ۰,۳ محاسبه شده است. ضریب تغییرات مانند دو سناریو قبلی نیز مقادیر اندکی از تغییرات را نشان می‌دهند.

جدول ۹: نوع روند و نرخ تغییرات دمای آینده در دوره آماری ۲۰۸۰-۲۰۲۱ تحت سه سناریو RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5

نام منطقه	نرخ تغییرات نسبت به دوره پایه (میلی‌متر)	نوع روند	آماره من کندال	سن شیب	ضریب تغییرات
درانجیرساغند	۳,۳-، ۱,۸-، ۸,۱-	کاهش، کاهش، کاهش*	۰,۳-، ۰,۷-، ۰,۳-	۰,۲-، ۰,۲-، ۰,۶-	۰,۵، ۰,۰۹، ۰,۰۱
گاوخونی	۴,۴، ۱۵,۲، ۸,۲	افزایشی، افزایشی، افزایشی	۰,۱، ۰,۲، ۰,۱	۰,۲، ۰,۳، ۰,۲	۰,۰۴، ۰,۰۶، ۰,۰۵
هامون جازموریان	۳,۰۴-، ۱۲,۲، ۱۶,۰۲	کاهش، کاهش، کاهش	۰,۲-، ۰,۱-، ۰,۶-	۰,۲-، ۰,۷-، ۰,۳-	۰,۰۱، ۰,۰۸، ۰,۰۴
ابرقو سیرجان	۸,۶-، ۳,۸-، ۱,۲-	کاهش، کاهش، کاهش*	۰,۲-، ۰,۲-، ۰,۲-	۰,۵-، ۰,۶-، ۰,۳-	۰,۱، ۰,۱۰، ۰,۰۴
کویر مرکزی	۵۰,۸، ۶۱,۰۶، ۵۲,۹	افزایشی، افزایشی، افزایشی	۰,۲، ۰,۴، ۰,۱	۰,۲، ۰,۵، ۰,۱	۰,۰۶، ۰,۰۰۱، ۰,۰۳
دریاچه نمک	۲۲,۸، ۳۱,۶، ۲۹,۵	افزایشی، افزایشی، افزایشی*	۰,۲، ۰,۲، ۰,۱	۰,۳، ۰,۴، ۰,۲	۰,۰۲، ۰,۰۷، ۰,۰۴
کویر لوت	۱,۰۸، ۵,۵، ۳,۱	کاهش، کاهش، افزایشی	۰,۲-، ۰,۸-، ۰,۴	۰,۵-، ۰,۲-، ۰,۱-	۰,۰۰۱، ۰,۰۶، ۰,۰۱
سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ	۶,۷، ۱۶,۵، ۱۲,۹	افزایشی، کاهش، افزایشی	۰,۰۰۱-، ۰,۱-، ۰,۲	۰,۰۰۱-، ۰,۰۱-، ۰,۰۳	۰,۰۰۱، ۰,۰۵، ۰,۰۵
دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو	۵۵,۵، ۷۹,۶، ۵۲,۱	کاهش، افزایشی، افزایشی	۰,۴-، ۰,۱-، ۰,۴	۰,۲، ۰,۷، ۰,۳	۰,۰۰۷، ۰,۰۳، ۰,۰۲

نتیجه‌گیری

نتایج روند تغییرات متغیرهای اقلیمی و دبی جریان نشان می‌دهد که بارش در زیر حوضه درانجیرساغند افزایشی و در دیگر حوضه‌ها یا نمک و کویر لوت است. همچنین تغییرات دبی به کاهش درصدی بارش نشان می‌دهد حوضه‌های آبریز هامون

کاهش و یا بدون روند است. روند تغییرات دما تنها در زیر حوضه دریاچه نمک افزایشی بوده و در دیگر زیر حوضه‌ها بدون روند است. تبخیر و تعرق در حوضه سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ روند افزایشی، دیگر زیر حوضه‌ها کاهش و یا تغییرات بدون روندی داشته‌اند. نتایج روند تغییرات دبی نیز نشان داد که در ۵ زیر حوضه تغییرات به صورت کاهش بوده و در حوضه‌های دیگر بدون روند هستند.

تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات بارش نشان داد که بیشترین تغییرات افزایشی دبی (افزایش درصدی بارش) در حوضه‌های سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ و هامون جازموریان ثبت شده و کمترین تغییرات افزایشی در حوضه‌های کویر مرکزی، دریاچه جازموریان و دریاچه‌های طشک، بختگان و مهارلو بیشترین تغییرات در مقادیر کاهش دبی را داشته‌اند. تغییرات بارش یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های اقلیمی است که تأثیر بیشتری بر روی تغییرات دبی داشته که با مطالعات نصیری خیاوی و همکاران (۱۳۹۸) و میربیک سیزواری و همکاران (۱۳۹۷) مطابقت دارد.

تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات دما در حوضه‌های مختلف نشان می‌دهد که بیشترین تأثیر دبی جریان از افزایش دما در مناطق هامون جازموریان، سیاه کوه، ریگ ذرین و دق سرخ، کویر لوت و ابرقو سیرجان است که اثر کاهش بر روی دبی داشته است. همچنین حوضه درانجیرساغند کمترین تأثیرپذیری را از تغییرات افزایشی و کاهش دما داراست. تحلیل حساسیت دبی جریان به تغییرات تبخیر و تعرق نشان می‌دهد که افزایش تبخیر و تعرق و کاهش درصدی آن نتایج متفاوتی را در مناطق مختلف داشته است. به طوری که افزایش تبخیر و تعرق باعث افزایش و کاهش دبی در مناطق مختلف شده و کاهش آن نیز چنین نتایجی را نشان می‌دهد.

تغییرات دبی به تغییرات افزایشی و کاهش هم‌زمان متغیرهای اقلیمی نیز مانند پارامتر تبخیر و تعرق در مناطق مختلف نتایج متفاوتی داشته است. در برخی مناطق، افزایش متغیرهای اقلیمی سبب افزایش دبی و برخی مناطق دیگر کاهش آن را به دنبال داشته است.

دورنمای در دما منطقه و تأثیر آن بر روی دبی نشان می‌دهد که با توجه به سناریوهای خوش‌بینانه، مطلوب و بدبینانه در تمام مناطق روند تغییرات دما معنادار افزایشی بوده و حوضه آبریز گاوخونی در این سه سناریو بیشترین نرخ تغییرات دبی را داشته است.

تحلیل دورنمای بارش در منطقه نشان می‌دهد که تغییرات بارش در مناطق مختلف متفاوت است. به طوری که در برخی مناطق افزایشی و برخی دیگر کاهش است. بیشترین تغییرات افزایشی بارش در حوضه طشک، بختگان و مهارلو و کویر مرکزی و بیشترین تغییرات کاهش در حوضه درانجیرساغند و ابرقو سیرجان تحت سناریو بدبینانه است.

مقایسه نتایج روند تغییرات متغیرهای اقلیمی در بازه زمانی ۲۰۱۵-۱۹۹۴ نشان می‌دهد که تغییرات افزایشی و کاهش در روند متغیرهای اقلیمی، کاهش دبی را به همراه دارد. مثلاً با وجود اینکه حوضه درانجیرساغند تغییرات بارشی افزایشی و تبخیر و تعرق کاهش یافته، با این حال دبی کاهش یافته است که می‌تواند به علت تأثیر تغییرات دمایی باشد. در بخش تحلیل حساسیت دبی به تغییرات متغیرهای اقلیمی می‌توان گفت که افزایش و کاهش بارش و دما به ترتیب سبب افزایش و

کاهش دبی شده است و بلعکس. درحالی‌که متغیر تبخیر و تعرق نتایج متفاوتی دارد و میزان R2 محاسباتی پایین است. روند تغییرات دما در دوره پایه و آینده نشان می‌دهد که تغییرات دمایی دوره پایه در مناطق مورد بررسی یا بدون روند و یا افزایشی بوده که با توجه به سن شیب محاسبه شده، مقادیر آن مثبت است. این نتایج در دوره آینده نیز ادامه داشته و روند در تمام مناطق افزایشی است.

تقدیر و تشکر

این مقاله مستخرج از بخش دوم رساله دکتری تحت عنوان تحلیل تغییر اقلیم و فعالیت بشر بر منابع آب ایران (مطالعه موردی: فلات مرکزی ایران) است. نویسندگان این پژوهش بر خود لازم می‌دانند که از سازمان مدیریت منابع آب ایران و سازمان هواشناسی ایران به دلیل در اختیار قراردادن داده‌های مورد استفاده، قدردانی کنند.

منابع

- ۱- ابلاغیان، آناهیتا؛ آخوند علی، علی محمد؛ رادمنش، فریدون؛ زارعی، حیدر (۱۳۹۸): بررسی روند تغییرات دما، بارندگی و رطوبت نسبی در ایران، علوم و مهندسی آبیاری، دوره ۴۲، شماره ۳، صص ۲۱۲-۱۹۷.
- ۲- ادیب طالقانی، دانیال؛ خوش منش، بهنوش (۱۳۹۸): بررسی روند تغییرات بارش، تبخیر و تعرق و دبی حوضه آبریز کن با توجه به تغییرات اقلیمی، فصلنامه علمی محیط‌زیست و توسعه فرا بخشی، دوره ۴، شماره ۶۶، صص ۱-۱۸.
- ۳- اشرف، بتول؛ موسوی بایگی، محمد؛ کمالی، غلامعلی؛ داوری، کامران (۱۳۹۰): بررسی روند تغییر پارامترهای اقلیمی مشهد در دوره ۲۰۱۱ تا ۲۰۳۰ با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی توسط مدل LARS-WG، اولین کنفرانس ملی هواشناسی و مدیریت آب کشاورزی، تهران، دانشگاه تهران، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی تهران، صص ۱۲۹-۱۲۳.
- ۴- ایمانی امیرآبادی، سمیه؛ فرخ نیا، اشکان؛ مرید، سعید؛ روزبهانی، رضا (۱۳۹۹): بررسی روند تغییرات زمانی - مکانی دما و بارش در حوضه آبریز طشک - بختگان، نشریه مهندسی عمران امیرکبیر، دوره ۵۲، شماره ۱۱، صص ۲۹۴۴-۲۹۳۱.
- ۵- بابائیان، ایمان؛ نجفی نیک، زهرا؛ عباسی، فاطمه؛ حبیبی نوخندان، مجید؛ ادب، حامد؛ سلوی، شراره؛ زابل عباسی، فاطمه (۱۳۸۸): ارزیابی تغییر آب‌وهوا کشور در دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از گردش عمومی جو HCHO-G، جغرافیا و توسعه، دوره ۷، شماره ۱۶، صص ۱۵۲-۱۳۵.
- ۶- جعفرپور، شهرام؛ کانونی، امین (۱۳۹۴): سناریوهای تغییر اقلیم در گزارش پنجم هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم و مقایسه آن با گزارش قبلی، دومین همایش ملی صیانت از منابع طبیعی و محیط‌زیست، دانشگاه محقق اردبیلی.
- ۷- داروند، سروه؛ اسکندری دامنه، هادی؛ اسکندری دامنه، حامد؛ خسروی، حسن (۱۴۰۰): پیش‌بینی روند تغییرات دما و بارش در دوره آتی و تأثیر آن بر بیابان‌زایی، مدل‌سازی و مدیریت منابع آب، دوره ۱، شماره ۱، صص ۶۶-۵۳.
- ۸- سلیقه، محمد (۱۳۸۳): هماهنگی مراکز فشار جنب‌حاره‌ای در بارش‌های سیل‌آسای منطقه جنوب و جنوب شرق ایران، مطالعه موردی: بارش جولای ۱۹۷۶، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال اول، شماره ۱، صص ۱۱۶-۱۰۲.
- ۹- شمسی‌پور، علی‌اکبر (۱۳۹۲): مدل‌سازی آب‌وهوایی، چاپ اول، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۰- صادقی، سید محمدرضا؛ یثربی، بنفشه؛ نورمحمدی، فرهاد (۱۳۸۴): تهیه و تحلیل مدل‌های بارش رواناب ماهانه حوزه آبخیز هراز در استان مازندران. پژوهش‌نامه علوم کشاورزی و منابع طبیعی خزر، سال سوم شماره ۱، صص ۱-۱۲.

- ۱۱- عزیزی، قاسم؛ رضانی پور، غلامرضا (۱۳۸۷): تغییرات بارش و اثر آن بر رژیم آبدی رودهای استان گیلان، نشریه فضای جغرافیای، شماره ۲۲، صص ۱۹-۱۳.
- ۱۲- علیجانی، بهلول (۱۳۷۴): منابع رطوبتی بارندگی ایران، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافی دانان ایران، دانشگاه تهران، جلد دوم، صص ۲۷۶-۲۶۱.
- ۱۳- علیجانی، بهلول (۱۳۹۲): آب‌وهوای ایران، چاپ ۱۲، انتشارات پیام‌نور.
- ۱۴- علیزاده، امین (۱۳۸۷): اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ ۲۴، مشهد، دانشگاه امام رضا.
- ۱۵- فتح نیا، امان‌الله؛ رحیمی، حمید؛ آب خرابات، شعیب (۱۳۹۷): تعیین گسترش زمانی مکانی پرفشار سیبری بر روی ایران و اثر آن بر تغییرات دما و بارش، جغرافیا و برنامه‌ریزی، دوره ۲۲، شماره ۶۳، صص ۲۰۲-۱۸۳.
- ۱۶- کریمیان، مریم؛ بابائیان، ایمان؛ مرجان، راحله (۱۳۸۹): مدل‌سازی منطقه‌ای دمای ایران با استفاده از مدل آب‌وهوای PRECIS، (مطالعه موردی: ۱۹۷۶-۱۹۹۰)، پژوهش‌های آب‌وهوا شناسی، سال اول، شماره اول و دوم، مشهد.
- ۱۷- محمدی، حسین؛ کاظمی، مهدی؛ گودرزی، نفیسه (۱۳۸۶): کاربرد GIS امکان‌سنجی کشت زیتون در استان اصفهان، پژوهش و سازندگی، دوره ۲۰، شماره ۱، صص ۱۲۳-۱۳۳.
- ۱۸- میرزایی، رضا؛ زیودار، مظفر؛ سعیدی، شیرین؛ همه زاده، پرستو (۱۳۹۷): بررسی تغییرات پارامترهای اقلیمی بر کاهش دبی حوضه ایستگاه‌های هیدرومتری، (مطالعه موردی ایستگاه هیدرومتری قلیان سکنه)، دومین کنفرانس ملی آب‌وهوا شناسی ایران، مشهد.
- ۱۹- میربیک سبزواری، مریم؛ ترابی پوده، حسن، همه زاده، پرستو (۱۳۹۷): بررسی تغییر پارامترهای اقلیمی بر کاهش دبی حوضه ایستگاه‌های هیدرومتری، (مطالعه موردی ایستگاه هیدرومتری دره تخت)، اولین همایش ملی راهبردهای مدیریت منابع آب و چالش‌های زیست‌محیطی، ساری.
- ۲۰- نادری، مصطفی (۱۳۹۹): اثر تغییر اقلیم بر دبی ورودی و حجم مخزن سد درودزن، شمال استان فارس، علوم زمین، دوره ۲۹، شماره ۱۱۵، صص ۲۶۸-۲۵۹.
- ۲۱- نصیری خیابوی، علی؛ فرجی، علی؛ مصطفی‌زاده، رؤف (۱۳۹۸): پاسخ دبی جریان به تغییرات بارندگی با استفاده از شاخص الاستیسیته اقلیمی در برخی از ایستگاه‌های هیدرومتری استان اردبیل، هیدرو ژئومورفولوژی، دوره ۶، شماره ۲۱، صص ۲۲-۱.

- 22- Alizadeh, A., & Keshavarz, A. (2005): Status Of Agricultural Water Use In Iran. Water Conservation, Reuse, And Recycling: Proceedings Of An Iranian-American Workshop.
- 23- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005): Potential Impacts Of A Warming Climate On Water Availability In Snow-Dominated Regions. *Nature*, 438(7066), 303-309.
- 24- Bohn, T. J., & Vivoni, E. R. (2016): Process-Based Characterization Of Evapotranspiration Sources Over The North American Monsoon Region. *Water Resources Research*, 52(1), 358-384.
- 25- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., ... & Stoffel, M. (2012): The State And Fate Of Himalayan Glaciers. *Science*, 336(6079), 310-314.
- 26- Bryson, R. A. (1997): The Paradied Of Climatotomy: An Essay. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 78:449-55.
- 27- Cao, J., Qin, D., Kang, E., & Li, Y. (2006): River Discharge Changes In The Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 51(5), 594-600.
- 28- Chiew, F. H. (2006): Estimation Of Rainfall Elasticity Of Streamflow In Australia. *Hydrological Sciences Journal*, 51(4), 613-625.
- 29- Dixon, H., Lawler, D. M., & Shamseldin, A. Y. (2006): Streamflow Trends In Western Britain. *Geophysical Research Letters*, 33(19).
- 30- Déry, S. J., Stieglitz, M., Mckenna, E. C., & Wood, E. F. (2005): Characteristics And Trends Of River Discharge Into Hudson, James, And Ungava Bays, 1964-2000. *Journal Of Climate*, 18(14), 2540-2557.
- 31- Fan, X., & Luo, X. (2019): Precipitation And Flow Variations In The Lancang-Mekong River Basin And The Implications Of Monsoon Fluctuation And Regional Topography. *Water*, 11(10), 2086.

- 32- Hasan, E., Tarhule, A., Kirstetter, P. E., Clark III, R., & Hong, Y. (2018): Runoff Sensitivity To Climate Change In The Nile River Basin. *Journal Of Hydrology*, 561, 312-321.
- 33- Huntington, T. G. (2006): Evidence For Intensification Of The Global Water Cycle: Review And Synthesis. *Journal Of Hydrology*, 319(1-4), 83-95.
- 34- Hirsch, R. M., Slack, J. R., & Smith, R. A. (1982): Techniques Of Trend Analysis For Monthly Water Quality Data. *Water Resources Research*, 18(1), 107-121.
- 35- Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P., & Bierkens, M. F. (2010). Climate Change Will Affect The Asian Water Towers. *Science*, 328(5984), 1382-1385.
- 36- Jamali, S., Abrishamchi, A., Marino, M. A., & Abbasnia, A. (2013, February): Climate Change Impact Assessment On Hydrology Of Karkheh Basin, Iran. In *Proceedings Of The Institution Of Civil Engineers-Water Management (Vol. 166, No. 2, Pp. 93-104)*. Thomas Telford Ltd.
- 37- Jaagus, J. (2006): Climatic Changes In Estonia During The Second Half Of The 20th Century In Relationship With Changes In Large-Scale Atmospheric Circulation. *Theoretical And Applied Climatology*, 83(1), 77-88.
- 38- Kendall, M. G. (1975): *Rank Correlation Methods*, Charles Griffin, London (1975). Google Sch.
- 39- Kouhestani, S., Eslamian, S. S., Abedi-Koupai, J., & Besalatpour, A. A. (2016): Projection Of Climate Change Impacts On Precipitation Using Soft-Computing Techniques: A Case Study In Zayandeh-Rud Basin, Iran. *Global And Planetary Change*, 144, 158-170.
- 40- Liu, S., Kang, W., & Wang, T. (2016): Drought Variability In Inner Mongolia Of Northern China During 1960–2013 Based On Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Environmental Earth Sciences*, 75(2), 145.
- 41- Liu, X., & Chen, B. (2000): Climatic Warming In The Tibetan Plateau During Recent Decades. *International Journal Of Climatology: A Journal Of The Royal Meteorological Society*, 20(14), 1729-1742.
- 42- Lai, Z. (1996): Impact Of Climate Variation On The Runoff Of Large Rivers In The Tibetan Plateau. *Journal Of Glaciology And Geocryology*, 18, 314-320.
- 43- Masih, I., Uhlenbrook, S., Maskey, S., & Smakhtin, V. (2011): Streamflow Trends And Climate Linkages In The Zagros Mountains, Iran. *Climatic Change*, 104(2), 317-338.
- 44- Milly, P. C., & Dunne, K. A. (2020): Colorado River Flow Dwindles As Warming-Driven Loss Of Reflective Snow Energizes Evaporation. *Science*, 367(6483), 1252-1255.
- 45- Mann, H. B. (1945): Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica: Journal Of The Econometric Society*, 245-259.
- 46- Mohammed, R., & Scholz, M. (2017): Adaptation Strategy To Mitigate The Impact Of Climate Change On Water Resources In Arid And Semi-Arid Regions: A Case Study. *Water Resources Management*, 31(11), 3557-3573.
- 47- Modarres, R., & Da Silva, V. D. P. R. (2007): Rainfall Trends In Arid And Semi-Arid Regions Of Iran. *Journal Of Arid Environments*, 70(2), 344-355.
- 48- Oki, T., & Kanae, S. (2006): Global Hydrological Cycles And World Water Resources. *Science*, 313(5790), 1068-1072.
- 49- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., ... & Chen, Z. (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel On Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge.
- 50- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Alexander, L. V., Allen, S. K., Bindoff, N. L., ... & Xie, S. P. (2013): *Technical Summary*. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution Of Working Group I To The Fifth Assessment Report Of The Intergovernmental Panel On Climate Change (Pp. 33-115)*. Cambridge University Press.
- 51- Tahroudi, M. N., Ramezani, Y., & Ahmadi, F. (2019): Investigating The Trend And Time Of Precipitation And River Flow Rate Changes In Lake Urmia Basin, Iran. *Arabian Journal Of Geosciences*, 12(6), 1-13.

- 52- Wang, B., Li Liu, D., Asseng, S., Macadam, I., & Yu, Q. (2015): Impact Of Climate Change On Wheat Flowering Time In Eastern Australia. *Agricultural And Forest Meteorology*, 209, 11-21.
- 53- Xu, H., Taylor, R. G., & Xu, Y. (2011): Quantifying Uncertainty In The Impacts Of Climate Change On River Discharge In Sub-Catchments Of The Yangtze And Yellow River Basins, China. *Hydrology And Earth System Sciences*, 15(1), 333-344.
- 54- Yue, Y., Yan, D., Yue, Q., Ji, G., & Wang, Z. (2021): Future Changes In Precipitation And Temperature Over The Yangtze River Basin In China Based On CMIP6 Gcms. *Atmospheric Research*, 264, 105828.
- 55- Yue, S., & Wang, C. (2004): The Mann-Kendall Test Modified By Effective Sample Size To Detect Trend In Serially Correlated Hydrological Series. *Water Resources Management*, 18(3), 201-218.
- 56- Yue, S., Pilon, P., & Cavadias, G. (2002): Power Of The Mann-Kendall And Spearman's Rho Tests For Detecting Monotonic Trends In Hydrological Series. *Journal Of Hydrology*, 259(1-4), 254-271.