

تحلیل روند میانگین دما و بارش سالانه ی ایران در دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ میلادی

فاطمه عباسی^{*}، منصوره کوهی^۲، یاشار فلامرزی^۲، زهره جوانشیری^۳، شراره ملبوسی^۴، ایمان بابائیان^۱

۱- کارشناس ارشد هواشناسی - پژوهشکده اقلیم شناسی

۲- دکترای هواشناسی کشاورزی، پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد

۳- استادیار گروه پژوهشی تغییر اقلیم، پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد

۴- دکترای آمار، استادیار پژوهشکده اقلیم شناسی

۵- کارشناس ارشد کامپیوتر، پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد

۶- استادیار پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد

(تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۱۲، تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۶/۱۷)

چکیده

در این پژوهش روند بارش و دمای کشور با استفاده از داده های ۱۱۵ ایستگاه سینوپتیک، طی دوره ۳۰ ساله (۲۰۱۷-۱۹۸۸) بررسی شد. میانگین ایستگاهی و تیسن بارش و دمای ایران برای هر سال، محاسبه گردید. با استفاده از روش آماری ناپارامتری من - کندال معنی داری روند میانگین بارش و دما، و از روش برآور کننده شیب خط سن، میزان شیب خط روند آزمون شد. نتایج نشان داد که در سری های زمانی میانگین ایستگاهی و تیسن بارش کشور، روند افزایش یا کاهش معنی داری در سطوح اطمینان ۹۹ و ۹۵ درصد وجود ندارد ولی این روند در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنی دار است. با این حال میانگین ایستگاهی بارش ایران به طور متوسط در هر سال در حدود ۲/۱- میلیمتر و میانگین بارش تیسن نیز در حدود ۲/۲- میلیمتر کاهش یافته است. همچنین نتایج نشان داد که در سری های زمانی میانگین دمای کشور، روند افزایشی دمای ایستگاهی ۰/۲۵ درجه سانتیگراد در سال می باشد که در سطح اطمینان ۹۵٪ معنی دار است. میانگین دمای کشور به روش تیسن حدود ۰/۰۵ درجه سانتیگراد در سال افزایش یافته است که این روند در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی دار می باشد.

واژه های کلیدی: من کندال، شیب خط سن، سطح معناداری، بارش، دما، ایران.

بوده است (ترنبرث، ۲۰۰۷). فعالیت های بشر بر روی سیستم

های اقلیمی اثر گذار بوده اند. افزایش غلظت گازهای گلخانه

ای در جو، واداشت مثبت تابشی، بالارفتن دمای سطح زمین،

مشاهدات اقلیمی (تغییرات در چرخه جهانی آب، کاهش برف

و یخ، بالا آمدن متوسط سطح دریا های جهان و تغییرات در

رخداد مقادیر حدی جوی مانند سیل و خشکسالی) از جمله

مواردی هستند که دخالت بشر بر گرمایش جهانی و تغییرات

اقلیم را به اثبات می رسانند (IPCC, 2013). ادامه افزایش

گازهای گلخانه ای باعث گرمایش بیشتر و تغییر همه مولفه های

اقلیمی خواهند شد. مشاهدات ثبت شده در دوره ۲۰۱۰-۱۹۵۰

مقدمه :

براساس گزارش ارزیابی پنجم IPCC با اطمینان بالایی دوره

۲۰۱۲-۱۹۸۳ گرم ترین دوره ۳۰ ساله از ۱۴۰۰ سال گذشته در

نیمکره شمالی بوده است. اغلب مدل های اقلیم پیش بینی می

کنند که سطح جهانی دما تا پایان قرن ۲۱ نسبت به دوره ۱۹۹۰-

۱۸۵۰ بیش از ۱/۵ درجه سلسیوس افزایش خواهد یافت. البته با

دید بدبینانه تر این میزان به ۴ درجه سلسیوس هم خواهد

رسید (IPCC, 2013). روند گرمایش به ویژه روی خشکی ها به

دلیل پایین تر بودن ظرفیت گرمایی شان، بیشتر از اقیانوس ها

های بهار و تابستان دارای روند مثبت بوده و درجه حرارت سالانه در تمام ایستگاه ها حدود ۰/۱ الی ۰/۲ درجه سانتیگراد افزایش داشته است. چن و همکاران (۲۰۱۳) روند تغییرات بارش، دما و رواناب حوضه آبریز یانگ تسه چین را در دوره آماری ۱۹۵۵ تا ۲۰۱۱ با استفاده از آزمون من - کندال بررسی کردند. آن ها در مطالعه خود نشان دادند که میانگین دما روند افزایشی داشته، بارش هیچگونه تغییرات معناداری را تجربه نکرده و رواناب روند افزایشی داشته است. لیگانگ و همکاران (۲۰۱۵) روند بارش سال های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۰ در مناطق خشک آسیای مرکزی را بررسی کردند. نتایج نشان داد که ۱۷/۴ درصد بارش در ۳۴۴ ایستگاه مورد مطالعه افزایش یافته است. اونیوتا و همکاران (۲۰۱۵) به بررسی روند تغییرات بارش در حوضه رودخانه نیل در افریقا پرداختند. نتایج آن ها نشان داد در منطقه استوایی روند بارش سالانه افزایشی معنی دار بوده است، در حالی که روندهای کاهش معنی دار در ۶۹ درصد از ایستگاه های واقع در کشورهای سودان، اتیوپی، و مصر مشاهده گردید. در دهه های اخیر، کارشناسان خبره مسائل اقلیمی تأکید نموده اند که ناهمگنی در داده ها به منظور تعیین یک برآورد دقیق برای روند و از بین بردن عدم قطعیت های موجود در داده های اقلیمی و همچنین، اصلاح نتایج روندیابی و تغییر پذیرها، امری ضروری است (مورگ و الکساندرسون، ۱۹۹۷، وینسنت و همکاران، ۲۰۰۵، برونٹی و همکاران، ۲۰۰۶، کالینز و همکاران، ۲۰۰۹، و سهین و سیگیزدو، ۲۰۱۰).

در ایران مطالعات بسیاری در رابطه با روند تغییر متغیرهای اقلیمی انجام گرفته است، اما در اغلب آنها مسأله همگنی یا نادیده گرفته شده و یا نتایج دقیقی در مورد این بررسی و چگونگی اصلاح داده ها عنوان نکرده اند (مسعودیان، ۱۳۸۳، ابراهیمی، ۱۳۸۵، عزیزی، ۱۳۸۸، زارع، ۱۳۹۰، سالاری، ۱۳۹۱، آذرخشی، ۱۳۹۲، فرخ نیا، ۱۳۹۳، خلیلی، ۱۳۹۴، محمدی، ۱۳۹۰، احمدی، ۱۳۹۴). برخی از مطالعات نیز تنها با کنار گذاشتن ایستگاههای مشکوک به دارا بودن داده های ناهمگن، بررسی های مربوط به تغییر اقلیم را انجام دادند (شمایی، ۱۳۹۰،

نشان می دهد که افزایش گازهای گلخانه ای ناشی از فعالیت های بشری بیشترین سهم در گرمایش جهانی را نسبت به عوامل واداشت های طبیعی داشته است (IPCC, 2013).

تغییر در عناصر اقلیمی به ویژه دما و بارش از مهم ترین مظاهر و نشانه های پدیده تغییر اقلیم به شمار می آید. در تغییر اقلیم لزوماً نه انتظار روند یک سو از دما و بارش در سراسر جهان، و نه تغییر توامان بارش و دما را داریم بلکه با موزائیکی از شرایط متنوع در مورد عوامل اقلیمی در مناطق مختلف روبرو هستیم بنابراین، برای آگاهی از این تنوع زمانی و مکانی عناصر، نیازمند مطالعه ی موضوع در مقیاس های گوناگون هستیم تا از کم و کیف و روند تغییرات آگاهی پیدا کنیم. از طرفی، اثبات وجود روند معنی دار در یک سری زمانی به تنهایی نمی تواند دلیل قاطعی بر وقوع تغییر اقلیم در یک منطقه باشد بلکه فرض رخداد آن را تقویت می کند (نصرآبادی، ۱۳۹۴).

شناخت چگونگی روند تغییرات اقلیمی و به ویژه تغییرات بارش و دما از جمله مواردی است که در سال های اخیر مورد توجه پژوهشگران علوم جوی و هیدرو لوژی قرار داشته است (محمدی، ۹۰). تا کنون روش های آماری گوناگونی برای تحلیل روند سری های زمانی ارائه گردیده که در دو دسته کلی روش های پارامتری و ناپارامتری تقسیم بندی می شوند. روش های ناپارامتری از کاربرد کم و بیش گسترده تر و چشمگیری نسبت به روش های پارامتری برخوردارند (طاووسی، ۱۳۹۳).

در سطح جهان در زمینه تغییرات بارش و دما پژوهش های گسترده ای توسط متخصصین از جمله اقلیم شناسان انجام شده است. در این زمینه می توان به مطالعات انجل و هاف (۱۹۹۷) در میانه غربی ایالات متحده، کریشناکومار و همکاران (۲۰۰۹)، در منطقه کراالا در کشور هند، بررسی تغییرات شدید فصلی و سالانه بارش های حدی در بریتانیا توسط جونز و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد.

ریو و همکاران (۲۰۱۱) روند تغییرات دما را با استفاده از آزمون من کندال در کشور اسپانیا مورد مطالعه قرار دادند. نتایج این تحقیق نشان داد که بیش از ۶۰ درصد اسپانیا در فصل

دما افزایش معنا داری نشان نمی دهد. علاوه بر آن الگوی نواری با جهتی تقریباً شمالی - جنوبی در شدت افزایش دما در ایران قابل مشاهده است. طبری و همکاران (۲۰۱۱) روند داده های ماهانه، فصلی و سالانه‌ی حداقل و حداکثر درجه حرارت را برای غرب کشور بررسی کردند که در اکثر این ایستگاه‌ها روند افزایشی مشاهده گردید.

مظفری (۱۳۹۵) در مطالعه ای روند سالانه بارش مناطق غربی ایران را با استفاده از داده های بارش سالانه ۶۹ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم شناسی طی دوره ۵۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۶۱) بررسی کرد و میانگین بارش ایستگاهی و یاخته ای مناطق غربی ایران را برای هر سال محاسبه نمود. نتایج بررسی نشان داد که در سری های زمانی میانگین ایستگاهی و یاخته ای بارش غرب کشور روند افزایش یا کاهشی معنا داری در سطوح اطمینان ۹۹ و ۹۵ درصد وجود ندارد. با این حال میانگین ایستگاهی بارش منطقه مورد مطالعه در هر سال در حدود ۱/۳۲ میلی متر و میانگین یاخته ای بارش مناطق غربی ایران نیز در حدود ۰/۷۸ میلیمتر کاهش یافته است.

انصاری (۱۳۹۵) در پژوهشی روند تغییرات دما، بارش و دبی حوزه آبخیز رودخانه کاجو استان سیستان و بلوچستان را با استفاده از آزمون نا پارامتری من کندال طی یک دوره ۲۰ ساله (۶۹-۶۸ تا سال ۸۸-۸۷) بررسی نمود. نتایج حاصل نشان داد که بارش منطقه دارای روندی نزولی، دما دارای روندی صعودی و دبی رودخانه دارای روند کاهشی است.

با توجه به اهمیت بررسی همگنی و تصحیح داده ها در مطالعات تغییر اقلیم در مقاله حاضر سعی شده است تغییرات و روند میانگین دما و بارش سالانه ایران با توجه به شناخت ناهمگنی ها و اصلاح آنها ارائه گردد تا گامی موثر در جهت بهبود مطالعات مرتبط با بررسی های تغییر اقلیم برداشته شود.

علیجانی، ۱۳۹۱، رحیم زاده و عسگری، ۱۳۸۳، علیزاده، ۱۳۹۶، قیامی، ۱۳۹۲).

شیر غلامی (۱۳۸۴) در پژوهشی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ۳۴ ایستگاه سینوپتیک ایران طی دوره ۱۹۶۸ تا ۱۹۹۸ میلادی را بررسی نمود. نتایج نشان داد تغییرات دما در ۵۹٪ ایستگاهها دارای روند مثبت و در ۴۱٪ آنها دارای روند منفی است. در حالیکه نتایج حاصل از مطالعات پژوهشکده هواشناسی (۱۳۸۶) نشان داد که روند میانگین دمای فصلی و سالانه از زمان آغاز دیدبانی های هواشناسی در ایران (دوره ۲۰۰۵-۱۹۵۰) پس از حذف ناهمگنی ها افزایشی بوده است (نوریان، ۱۳۸۷). آذرخشی (۱۳۹۱) در پژوهشی روند تغییرات سالانه و فصلی دما در ۲۴ ایستگاه کشور طی دوره (۲۰۰۵-۱۹۵۶) را بررسی نمود. نتایج نشان دهنده روند منفی دما در ارومیه، شهر کرد، بندرعباس، اهواز و خرم آباد و روند افزایشی بارش در بخش های مرکزی ایران بود. مطالعات رحیم زاده (۱۳۹۳) نشان داد که پس از کشف و تعدیل ناهمگنیهای غیر اقلیمی موجود در داده های ۳۳ ایستگاه همدیدی کشور طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۰ میلادی روندهای منفی دمای ارائه شده در مطالعات قبلی صرفاً به علت جابه جایی و تغییر در شرایط محیطی ایستگاه ها بوده است. نادیده گرفتن این ناهمگنی های دمایی در مطالعات قبلی، خطاهایی در مشخصه های آماری و عدم قطعیت هایی در روندهای دراز مدت را نیز به دنبال داشته است (رحیم زاده، ۱۳۹۳) (رحیم زاده، ۲۰۱۳). علیزاده (۱۳۹۶) در پژوهشی روند تغییرات دمای هوا و بارش در ۱۵ ایستگاه همدیدی در سراسر ایران از سال ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۳ میلادی را بررسی نمود. نتایج نشان دهنده روند کاهشی بارش در اکثر مناطق ایران می باشد و تغییرات دمای ارومیه و کرمان (بدون همگن سازی داده ها) دارای روند کاهشی و در سایر ایستگاهها افزایش یافته است. رفعتی (۱۳۹۷) در مطالعه ای روند تغییر دمای ۳۳ ایستگاه همدیدی کشور را بررسی نمود. بعد از اصلاح ناهمگنی داده ها مشخص شد روند افزایشی میانگین دمای ماهانه در بیشتر نقاط کشور معنا دار است در مناطق نسبتاً محدودی نیز

مواد و روش ها

داده ها و منطقه مورد مطالعه:

در این پژوهش به منظور تحلیل روند میانگین بارش و دمای ایران در مقیاس سالانه، داده های دما و بارش در دوره ۲۰۱۷-۱۹۸۸ میلادی مورد استفاده قرار گرفت. از آنجا که کیفیت داده ها اهمیت بسیار زیادی دارد و تعیین کننده کیفیت نتایج حاصل می باشد، قبل از انجام هر تحلیلی، کنترل کیفیت داده ها انجام شد. برای انجام کنترل کیفیت داده ها و همچنین تشخیص ناهمگنی و سپس همگن سازی داده ها از الگوریتم کلایماتول^۱ (گاجرول^۲، ۲۰۱۶) استفاده شد. اساس الگوریتم کلایماتول، برآورد سری مورد نظر بوسیله ی سری های ایستگاه های همسایه به روش رگرسیون نوع II (رگرسیون عمودی) می باشد. روش رگرسیون عمودی اولین بار توسط پالوس^۳ و کوهرل^۴ (۱۹۵۲) برای برآورد داده های گمشده بارش ارائه شد. در رگرسیون نوع II، فاصله عمودی نقاط تا خط رگرسیون می نیمم می شود، در صورتی که در رگرسیون نوع I، انحراف نقاط تا خط رگرسیون در راستای محور لایها می نیمم می شوند.

داده های گمشده

در آمار، داده گمشده به داده ای گفته می شود که به هر دلیلی ثبت نشده است. روش های متفاوتی برای برآورد داده های گمشده وجود دارد. در روش کلایماتول داده های گمشده به صورت زیر برآورد می شوند:

ابتدا میانگین و انحراف معیار داده های موجود به دست آمده و داده ها استاندارد می شوند.

با استفاده از روشی که در بخش قبل گفته شد، داده های هر ایستگاه با استفاده از داده های ایستگاه های مجاورش برآورد شده و سپس غیر استاندارد می شوند.

داده های گمشده با مقادیر برآورد شده غیر استاندارد جایگزین شده و میانگین دوباره محاسبه می شود.

تا زمانی که ماکزیمم تغییر میانگین کمتر از مقدار کوچکی (به صورت پیش فرض ۰/۰۰۵) شود، فرآیند فوق تکرار می شود (گاجرو، ۲۰۰۶).

برآورد داده ها

بعد از استاندارد کردن داده ها، هر جمله از سری مورد نظر با استفاده از میانگین وزنی داده های مجاور برآورد می شوند. وزن هایی که به داده های مرجع تعلق می گیرند، می توانند یکسان باشند یا تابعی معکوس از فاصله ی آنها تا ایستگاه مورد نظر باشند. تابع مورد نظر به صورت زیر تعریف می شود.

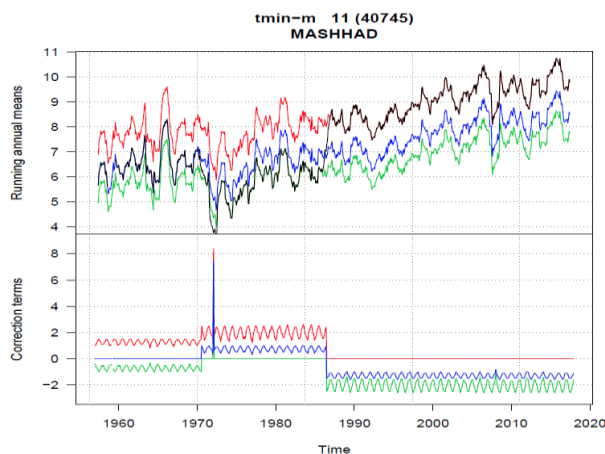
$$W = \frac{1}{1 + \frac{d^2}{h^2}} \quad (1)$$

که d فاصله تا ایستگاه مورد نظر است و h فاصله ای است که می خواهیم وزن ایستگاه های مرجعی که در این فاصله تا ایستگاه مورد نظر قرار دارند، برابر ۰/۵ شود.

بررسی همگنی داده ها و همگن سازی

یک سری زمانی اقلیمی به شرطی همگن تعریف می شود که هرگاه منبع تغییرات در این سری تنها تغییرات اقلیمی باشند (آگیلار^۵، ۲۰۰۳). از آنجا که در این طرح همگن سازی داده های روزانه مدنظر بود، از الگوریتم کلایماتول نرم افزار R، که روشی کارا در همگن سازی داده های روزانه است استفاده شده است. در این روش ابتدا داده ها به روشی که قبلا توضیح داده شد برآورد می شوند، سپس سری آنومالی (تفاضل مقادیر مشاهده شده و برآورد شده) محاسبه شده و آزمون همگنی

^۱ Climatol^۲ Guijarrol^۳ Paulhus^۴ Kohler^۵ Aguilar



شکل ۱- سری اصلی (رنگ سیاه) و سری‌های اصلاح شده (نمودار بالا)، اصلاحات اعمال شده (نمودار پایین) برای پارامتر دمای می‌نیم ایستگاه مشهد

پس از بررسی کیفیت و همگنی داده‌ها و رفع ناهمگنی‌های موجود در نهایت ۱۱۵ ایستگاه در دوره ۲۰۱۷-۱۹۸۸ انتخاب شدند. با توجه به عدم توزیع یکنواخت ایستگاهها در کشور و این که بارش و دمای هر ایستگاه در واقع نماینده بارش و دمای یک نقطه بوده، لذا این تعداد ایستگاه نمی‌تواند میانگین واقعی بارش و دمای کل کشور را نشان دهد از اینرو برای محاسبه میانگین بارش و دمای کشور علاوه بر روش حسابی، از روش تیسن نیز استفاده گردید. در روش تیسن محاسبه میانگین بارش و دمای یک منطقه نوعی میانگین گیری وزنی است. شکل ۲ موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه و پلیگون‌های محاسبه شده تیسن برای ۱۱۵ ایستگاه منتخب را نشان می‌دهد که از این پلیگونها به عنوان وزن در محاسبه میانگین بارش و دمای کشور استفاده شد.

پلیگون‌های تیسن یا نقشه ورونوی

پلیگون‌های تیسن یا نقشه ورونوی بنام هواشناس آمریکایی، آلفرد تیسن^۸ نامگذاری شده است. در علم ریاضیات، دیاگرام ورونوی روشی برای تقسیم فضا به تعدادی ناحیه با شرایط معین می‌باشد. در این دیاگرام به هر مجموعه از نقاط، ناحیه‌ای

نرمال استاندارد^۷ (الکساندرسن^۷، ۱۹۸۶) به روی سری آنومالی‌ها در دو مرحله انجام می‌شود:

مرحله اول: روی ۷۳۰ (دو برابر ۳۶۵ روز) جمله‌ی اول سری اجرا شده و در هر مرحله ۳۶۵ جمله به جلو حرکت می‌کند) مقدار ۳۶۵ برای داده‌های روزانه مناسب است، اگر داده‌ها ماهانه باشند این مقدار به ۶۰ کاهش می‌یابد).

مرحله دوم: روی سری کامل اجرا می‌شود.

اگر آماره آزمون SNHT بیشتر از آستانه از پیش تعیین شده باشد، سری در نقطه ماکزیمم SNHT، شکسته می‌شود. داده‌ها از نقطه شکست تا انتها، به سری جدیدی انتقال داده می‌شوند (با همان مختصات جغرافیایی) و از سری اصلی حذف می‌شوند. شکل ۱ آنومالی‌های استاندارد شده (خطوط آبی عمودی) را در مرحله اول برای پارامتر دمای می‌نیم ایستگاه مشهد نشان می‌دهد. نقطه‌ی ناهمگنی سری با نقطه چین قرمز مشخص شده است، عدد بالای این خط مقدار آماره را نشان می‌دهد. در واقع سری در این نقطه می‌شکند و تبدیل به دو سری می‌شود این فرآیند تا زمانی که تمام سری‌ها همگن شوند تکرار می‌شود. بعد از اتمام مرحله اول برای ایستگاه مشهد یک نقطه ناهمگنی دیگر نیز تشخیص داده شده است. بعد از تشخیص و رفع ناهمگنی‌ها، آزمون SNHT روی سری‌های کامل اجرا می‌شود. در مرحله دوم (انجام آزمون همگنی روی سری‌های کامل)، نقطه‌ی ناهمگنی دیگری برای ایستگاه مشهد مشخص نگردید. همانطور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، نقاط ناهمگنی در سال‌های ۱۹۸۶ و ۱۹۷۰ تشخیص داده شد و بنابراین سری به سه سری تبدیل می‌شود. با توجه به شناسایی داده‌ای ایستگاه مشاهده می‌کنیم که این ایستگاه در سال‌های ۱۹۸۵ و ۱۹۶۹ جابجایی داشته‌است و بنابراین وجود این ناهمگنی‌ها قابل توجه است.

^۸ Thiessen

^۷ Standard Normal Homogeneity Test

^۷ Alexandersson

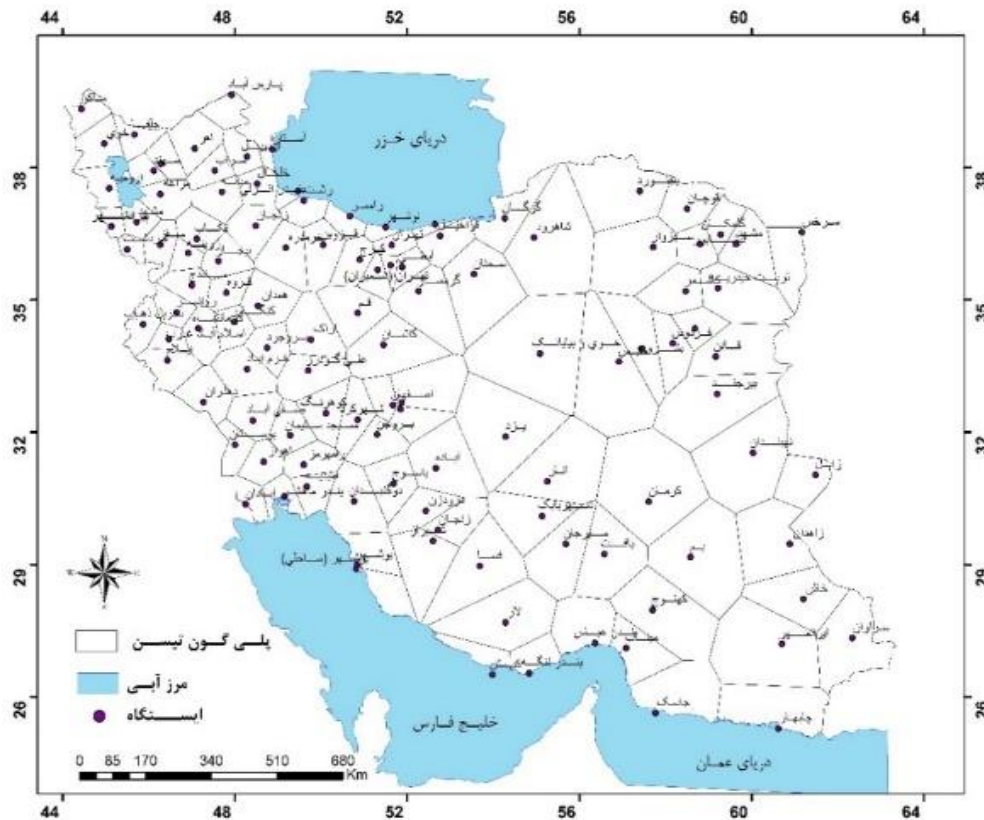
که در مساحت منطقه ای آن نقطه قرار میگیرند، نسبت می دهند.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (2)$$

در این رابطه \bar{P} میانگین وزنی بارش و A مساحت هر پلی گون و n تعداد پلی گون ها می باشد (تیسن، ۱۹۱۱).

اختصاص داده می شود. دیاگرام های ورونوی در علوم و فناوری های متعدد و یا حتی در هنر کاربرد دارند و تاکنون کاربردهای متفاوتی از آنها در زمینه های خاص گزارش شده است.

روش پلیگون تیسن بعنوان یکی از روش های درون یابی محسوب میگردد که در آن، ارزش یک نقطه را به کلیه نقاطی



شکل ۲- نقشه موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه و پلیگون بندی تیسن

آزمون ناپارامتری من - کندال

زمانی که توزیع داده ها برای ما مشخص نیست، نتایج آزمون های ناپارامتری معتبرتر هستند. در تعیین معنی داری روند، زمانی که سری زمانی دارای توزیع نرمال نیست، بهتر است علاوه بر رگرسیون از آزمون های ناپارامتری برای تایید صحت نتایج استفاده کرد. در صورت وجود روند، داده ها غیر تصادفی بوده و برای تعیین تصادفی بودن داده ها مراحل ذیل

برای بررسی روند تغییرات بارش و دما از روش ناپارامتری من - کندال با حذف اثر کلیه ضرایب خود همبستگی استفاده گردید که روند ها در سطح معنای ۹۵ و ۹۹ درصد اطمینان آزمون شدند و به منظور تعیین شیب خط روند دما و بارش، از روش تخمین گر شیب سن استفاده شد.

منحنی U از خطوط بالا و پایین معنی دار تلاقی بکنند ولی خارج نشوند، به معنی تغییر ناگهانی در میانگین و نه وجود روند است (اسنرز، ۱۹۹۰). در این حالت کافی است مقدار آن با مقدار $Z\alpha/2$ که از جدول نرمال مربوط به سطح معنی داری α استخراج می شود، مبنای مقایسه برای سطح 0.05 برابر با $1/96 \pm$ و برای سطح 0.01 برابر با $2/58 \pm$ است.

روش شیب سن

روش تیل-سن روشی ناپارامتری برای تعیین میزان روند می باشد. اگر فرض کنید Q شیب بین هر دو نقطه از سری زمانی مورد نظرمان باشد، یعنی

$$Q = \frac{Y_j - Y_k}{j - k} \quad j \neq k \quad (8)$$

بنابراین اگر سری زمانی با n مشاهده داشته باشیم، $N = \frac{n(n-1)}{2}$ شیب خواهیم داشت و میانه این شیب ها، همان شیب سن خواهد بود (ویوکاناندان، ۲۰۰۷).

نتایج و بحث

در این مطالعه ابتدا داده های مربوط به میانگین تیسن و ایستگاهی بارش و دمای سالانه کشور طی دوره ۲۰۱۷-۱۹۸۸ میلادی محاسبه شد که در جدول ۱ ارائه شده است. برای سری زمانی میانگین بارش ایستگاهی و تیسن ایران آماره های آزمون های ناپارامتریک من کندانال و سن محاسبه گردید و معنی داری این آماره ها در سطح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪ بررسی شد. نتایج نشان داد که در طول دوره مورد مطالعه روندی در میانگین بارش ایستگاهی ایران در سطح معنا داری مورد آزمون وجود ندارد. زیرا قدر مطلق U در هیچ زمانی بالاتر یا پایین تر از محدوده معنی داری $1/96 \pm$ و $2/58 \pm$ نبوده است ولی بنظر می رسد که در سال ۲۰۱۰ یک تغییر معنی دار با حاکمیت روند منفی (معنی دار) وجود دارد (شکل ۳).

بر اساس معادلات داده شده (۳ تا ۵) طی می شود (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷ و ازب، ۲۰۰۷):

$$t = \sum_i n_i \quad (3)$$

در فرض صفر توزیع t در حد نرمال بوده که مقدار قابل انتظار و واریانس مرتبط طبق معادلات (۴) و (۵) قابل برآورد می باشد.

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \quad (4)$$

$$\text{Var}(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (5)$$

در صورت وجود روند، فرضیه صفر با مقادیر بالای قدر مطلق $u(t)$ طبق معادله (۶) رد خواهد شد (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷).

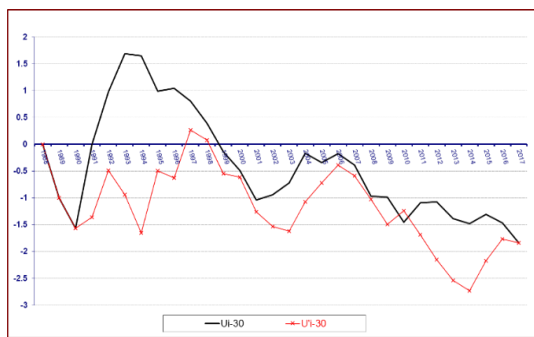
$$U(t) = \frac{t - E(t)}{\sqrt{\text{var}(t)}} \quad (6)$$

بنابر این طبق رابطه مقادیر $u(t) > 0$ مقادیر روند مثبت و در حالت عکس طبق رابطه $u(t) < 0$ روند در سری مشاهدات منفی خواهد بود. در تحقیق جاری، سطح اطمینان در حد ۹۵ و ۹۹ درصد در نظر گرفته شد و اصل فوق برای سری های زمانی معکوس نیز بر اساس معادله (۷) محاسبه گردید.

$$u'_i = -u(t_i) \quad (7)$$

ضمناً، در مدل های گرافیکی تولید شده محل تلاقی منحنی های u_i و u'_i نقطه شروع تغییرات، شناسایی روندهای جزئی و کوتاه مدت، نقاط جهش و نقاط شروع تغییرات، شناسایی روند سری زمانی را در مشاهدات نشان می دهد. اگر منحنی ها چندین بار روی هم قرار بگیرند، روند یا تغییری وجود نخواهد داشت، اگر دونمودار U و U' در نقطه شروع پدیده در خارج از محدوده $1/96 \pm$ یکدیگر را قطع کرده و در خلاف جهت یکدیگر حرکت کردند به این نقطه برخورد، جهش گفته می شود. در حالتی که سری ایستا باشد، دو دنباله به صورت موازی عمل کرده و یا با چند بار برخورد به طوری که به تغییر جهش آن ها منجر نشود، در خواهد آمد. اگر

جدول ۱- میانگین بارش، دمای ایستگاهی و تبسن کشور در سال های مورد مطالعه

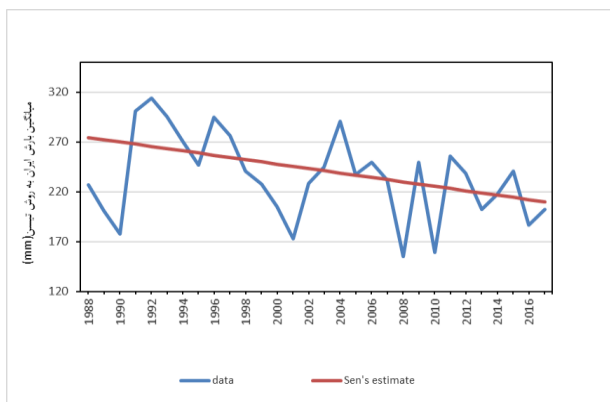


شکل ۳- تحلیل روند میانگین بارش ایستگاهی ایران

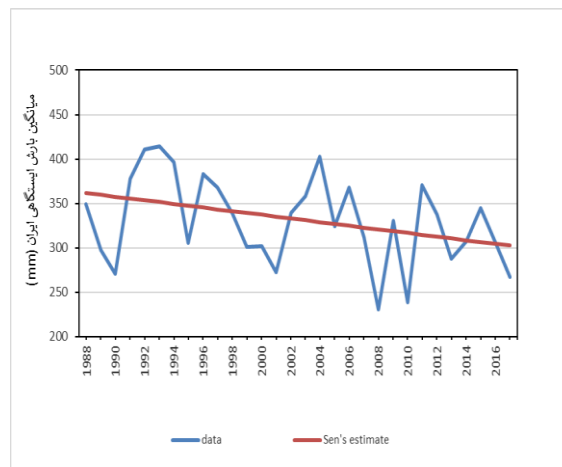
سال	میانگین بارش ایستگاهی ایران (میلیمتر)	میانگین بارش ایران به روش تبسن (میلیمتر)	میانگین دمای ایستگاهی ایران (درجه سانتیگراد)	میانگین دمای ایران به روش تبسن (درجه سانتیگراد)
۱۹۸۸	۳۴۹/۴۸	۲۲۶/۷۵	۱۷/۵۳	۱۷/۱۷
۱۹۸۹	۲۹۷/۶۳	۲۰۱/۱۱	۱۷/۳۳	۱۸/۲۷
۱۹۹۰	۲۷۰/۸۱	۱۷۷/۸۷	۱۷/۷۴	۱۸/۸۴
۱۹۹۱	۳۷۷/۶۳	۳۰۱/۱۸	۱۷/۲۵	۱۸/۶۵
۱۹۹۲	۴۱۱/۰۷	۳۱۴/۱۱	۱۵/۷۱	۱۷/۳۰
۱۹۹۳	۴۱۴/۶۷	۲۹۵/۶۲	۱۶/۴۷	۱۸/۱۵
۱۹۹۴	۳۹۶/۲۰	۲۷۰/۳۸	۱۷/۴۲	۱۸/۹۲
۱۹۹۵	۳۰۵/۶۱	۲۴۶/۵۳	۱۷/۴۷	۱۸/۸۷
۱۹۹۶	۳۸۳/۰۱	۲۹۴/۸۹	۱۷/۱۷	۱۸/۵۳
۱۹۹۷	۳۶۷/۶۹	۲۷۶/۴۸	۱۷/۱۲	۱۸/۷۱
۱۹۹۸	۳۳۸/۱۱	۲۴۰/۹۶	۱۸/۱۰	۱۹/۶۹
۱۹۹۹	۳۰۱/۰۴	۲۲۷/۳۶	۱۸/۲۱	۱۹/۷۱
۲۰۰۰	۳۰۱/۶۸	۲۰۵/۰۸	۱۷/۸۶	۱۹/۵۰
۲۰۰۱	۲۷۲/۷۲	۱۷۲/۷۴	۱۸/۴۴	۲۰/۰۷
۲۰۰۲	۳۳۹/۵۹	۲۲۸/۲۷	۱۷/۸۸	۱۹/۵۸
۲۰۰۳	۳۵۷/۸۹	۲۴۴/۸۵	۱۷/۶۳	۱۹/۲۹
۲۰۰۴	۴۰۳/۱۱	۲۹۰/۶۵	۱۷/۷۸	۱۹/۵۰
۲۰۰۵	۳۲۴/۴۱	۲۳۶/۹۰	۱۷/۵۶	۱۹/۱۶
۲۰۰۶	۳۶۷/۶۸	۲۴۹/۴۲	۱۷/۷۶	۱۹/۴۰
۲۰۰۷	۳۱۱/۷۲	۲۳۱/۷۲	۱۷/۳۲	۱۸/۸۸
۲۰۰۸	۲۳۰/۹۴	۱۵۵/۲۲	۱۷/۴۹	۱۹/۰۴
۲۰۰۹	۳۳۰/۸۰	۲۴۹/۷۵	۱۷/۵۵	۱۹/۲۰
۲۰۱۰	۲۳۸/۳۷	۱۵۹/۰۶	۱۸/۷۸	۲۰/۱۷
۲۰۱۱	۳۷۰/۹۵	۲۵۵/۴۵	۱۷/۳۸	۱۹/۰۹
۲۰۱۲	۳۳۸/۰	۲۳۸/۷۳	۱۷/۵۳	۱۸/۹۱
۲۰۱۳	۲۸۷/۴	۲۰۲/۰۷	۱۷/۸۱	۱۹/۴۴
۲۰۱۴	۳۰۷/۵۵	۲۱۷/۵۴	۱۷/۷۹	۱۹/۲۱
۲۰۱۵	۳۴۴/۷۶	۲۴۰/۶۳	۱۸/۳۳	۱۹/۸۹
۲۰۱۶	۳۰۵/۴۲	۱۸۶/۱۸	۱۸/۲۳	۱۹/۹۱
۲۰۱۷	۲۶۶/۹۲	۲۰۲/۴۶	۱۸/۲۴	۱۹/۷۷
میانگین	۳۳۰/۴۳	۲۳۴/۶۶	۱۷/۶۳	۱۹/۰۹

بررسی آماری آزمون سن برای میانگین بارش ایستگاهی ایران نشان داد که به طور متوسط بارش ایران در هر سال ۲/۱- میلیمتر کاهش داشته است، ضمن اینکه کمینه و بیشینه کاهش بارش کشور در سطح ۹۹ درصد به ترتیب برابر با ۵/۲- و ۰/۸۹ میلی متر بوده است. در حالیکه که کمینه و بیشینه کاهش بارش در سطح ۹۵ درصد به ترتیب ۴/۵۸- و ۰/۲ میلیمتر می باشد. همچنین شکل ۴ برازش نمودار خط سن بر داده های میانگین ایستگاهی کشور را طی دوره مورد مطالعه نشان می دهد. با وجود تغییرات درخور توجه سالانه بارش (۱۸۳/۷ میلیمتر) که بیشینه آن ۴۱۴/۷ میلیمتر و کمینه آن ۲۳۰/۹ میلیمتر بوده است، بطور کلی کشور روند کاهشی را در مقدار بارش تجربه کرده است که در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنی دار است.

و فقط تغییر جهش وجود دارد، از آنجاییکه این منحنی ها در خارج از این محدوده هیچ برخوردی با هم ندارند و یا بطور کلی از محدوده خارج نشده اند، بنابر این روند خاصی در میانگین بارش کشور مشاهده نمی شود (شکل ۵). آماره های آزمون سن در سطوح اطمینان مورد بررسی نیز نشان دادند که به طور متوسط بارش کشور در هر سال در حدود $2/2$ - میلیمتر کاهش داشته است. ضمن اینکه کمینه و بیشینه کاهش بارش کشور در سطح ۹۹ درصد به ترتیب برابر $4/55$ - و $0/62$ میلیمتر بوده است در حالی که کمینه و بیشینه کاهش میانگین بارش تیسن ایران در سطح ۹۵ درصد به ترتیب $3/9$ - و $0/1$ میلیمتر برآورد شده است (جدول ۲). براساس نتایج آزمون سن در میانگین داده های بارش ایستگاهی و تیسن کشور در سطح ۹۰ درصد روند کاهشی بارش مشاهده می شود. همچنین برازش نمودار خط سن بر داده های میانگین بارش کشور (تیسن) کاهش بارش در طول دوره آماری ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی را در سطوح مورد بررسی نشان می دهد (شکل ۶).

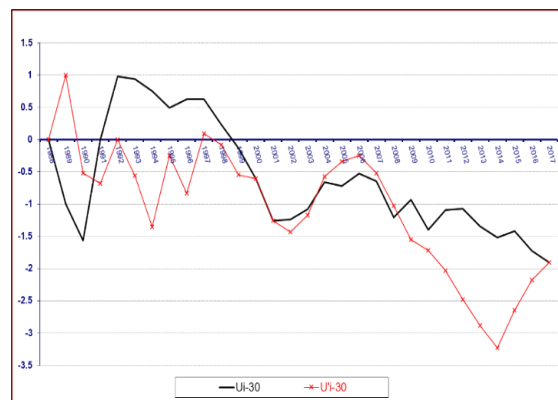


شکل ۶: برازش نمودار خط سن بر سری زمانی داده های میانگین بارش تیسن ایران ۱۹۸۸-۲۰۱۷



شکل ۴: برازش نمودار خط سن بر سری زمانی داده های میانگین بارش ایستگاهی ایران ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی

با توجه به عدم توزیع یکنواخت ایستگاهها در کشور و این که بارش هر ایستگاه در واقع نماینده بارش یک نقطه می باشد، لذا این تعداد ایستگاه (۱۱۵ ایستگاه) نمی تواند میانگین واقعی بارش کشور را نشان دهد، از اینرو تحلیل های آماری انجام شده روی میانگین بارش ایران به روش تیسن اعمال شده است. نتایج تحلیل نشان می دهد که منحنی U و U' در محدوده سطوح معناداری $\pm 1/96$ و $\pm 2/575$ همدیگر را قطع کرده اند



شکل ۵: تحلیل روند میانگین بارش ایران به روش تیسن ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی

جدول ۲- مقادیر آماره های آزمون من کندال و سن در تحلیل روند میانگین بارش ایران در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪

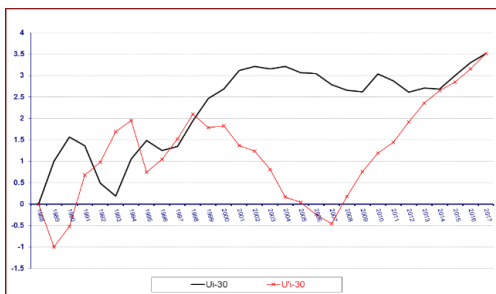
سری زمانی	دوره	طول سری زمانی داده ها (سال)	Z	معناداری در سطح ۹۵٪	Q _{med} (میلیمتر)	Q _{min} %99 (میلیمتر)	Q _{max} %99 (میلیمتر)	B (میلیمتر)	B _{min} %99 (میلیمتر)	B _{max} %99 (میلیمتر)
میانگین ایستگاهی بارش	۱۹۸۸- ۲۰۱۷	۳۰	-۱/۸۲	+	-۲/۰۴۵	-۵/۲۰۵	۰/۸۸۷	۴۲۳	۵۷۲/۲	۲۸۷/۸
میانگین بارش ایران به روش تیسن	۱۹۸۸- ۲۰۱۷	۳۰	-۱/۸۹	+	-۲/۲۲۸	-۴/۵۴۷	۰/۶۲۲	۳۴۱/۲	۴۵۰/۹	۲۰۶/۴
سری زمانی	دوره	طول سری زمانی داده ها (سال)	Z	معناداری در سطح ۹۵٪	Q _{med} (میلیمتر)	Q _{min} %99 (میلیمتر)	Q _{max} %99 (میلیمتر)	B (میلیمتر)	B _{min} %99 (میلیمتر)	B _{max} %99 (میلیمتر)
میانگین ایستگاهی بارش	۱۹۸۸- ۲۰۱۷	۳۰	-۱/۸۲	+	-۲/۰۴۵	۰/۲	۰/۲	۴۲۳	۵۴۰/۶	۳۳۱/۶
میانگین بارش ایران به روش تیسن	۱۹۸۸- ۲۰۱۷	۳۰	-۱/۸۹	+	-۲/۲۲۸	۰/۱	۰/۱	۳۴۱/۲	۴۱۸	۲۳۵/۲

تحلیل روند دمای ایران:

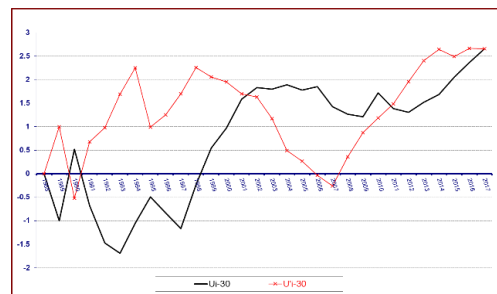
در این مطالعه روند متوسط دمای کشور با روش ناپارامتری من-کندال با حذف اثر کلیه ضرایب خودهمبستگی ۱۱۵ ایستگاه سینوپتیک (در مقیاس سالانه) در دوره ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی نیز مورد آزمون قرار گرفت.

شکل ۷ روند سالانه میانگین دمای ایستگاهی کشور را طی دوره ۳۰ ساله نشان می دهد. در این شکل آماره Z با استفاده از آزمون من کندال بدست آمده بر روی محور عمودی نشان داده شده است. با توجه به شکل چون خطوط U و U' در محدوده ±۱/۹۶ است. یکدیگر را قطع کرده اند تغییر جهش وجود دارد در سال ۲۰۱۶ منحنی U از محدوده ۲/۵۷۵ عبور کرده است که نشانگر وجود

روند در سری داده ها است، از اینرو روند سالانه دما طی دوره آماری ۳۰ ساله ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی در سطح معنی داری ۹۹ درصد دارای روند صعودی بوده است. در شکل ۸ این روند برای میانگین دمای کشور به روش تیسن آورده شده است. با توجه به شکل خطوط U و U' در محدوده ±۱/۹۶ یکدیگر را نیز قطع کرده اند. بنابراین یک جهش در سال ۱۹۹۲ وجود دارد و چون دونمودار U و U' در نقطه شروع پدیده ۱۹۹۸ در خارج از محدوده ±۱/۹۶ یکدیگر را قطع کرده و در خلاف جهت یکدیگر حرکت کردند جهشی در داده ها در این سال مشاهده می شود (انصاری، ۱۳۹۵). در سال ۲۰۰۰ نیز منحنی U از ۲/۵۷۵ خارج شده است.



شکل ۸. تحلیل روند میانگین دمای ایران به روش تیسن



شکل ۷. تحلیل روند میانگین ایستگاهی دمای

سانتیگراد در سال افزایش یافته است که این روند افزایشی در سطح اطمینان ۹۹٪ معنی دار می باشد در جدول ۳ سایر جزئیات ارائه شده است.

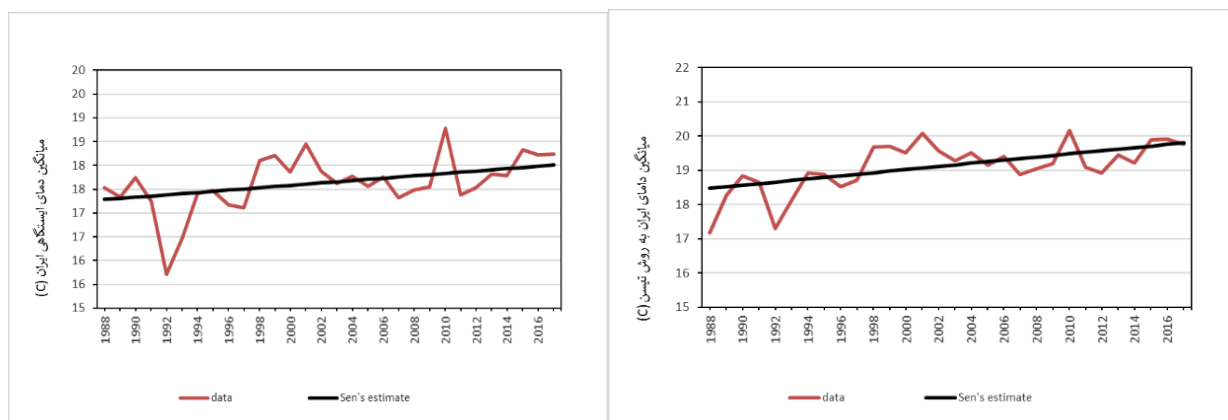
بنابراین دما در سطح معنی داری ۹۹ درصد دارای روند افزایشی است. به طور کلی میانگین ایستگاهی دمای کشور ۰/۰۲۵ درجه سانتیگراد در سال می باشد که در سطح اطمینان ۹۵٪ معنی دار است و میانگین دما به روش تیسن حدود ۰/۰۵ درجه

جدول ۳- مقادیر آماره های آزمون من- کندال و تخمین گر سن در تحلیل روند میانگین دمای ایران در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪ (Z آماره من- کندال و Qmed شیب خط روند تخمین گر سن)

سری زمانی	دوره	طول سری زمانی داده ها (سال)	Z	معناداری در سطح ۹۹٪	Qmed (درجه سانتیگراد)	Qmin%99 (درجه سانتیگراد)	Qmax%99 (درجه سانتیگراد)	B (درجه سانتیگراد)	Bmin%99 (درجه سانتیگراد)	Bmax%99 (درجه سانتیگراد)
میانگین ایستگاهی دما	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۳۰	۲/۶	***	۰/۰۲۵	۰/۰۰۱	۰/۰۵۸	۱۶/۵۳	۱۷/۵۵	۱۵/۰۱
میانگین دمای ایران به روش تیسن	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۳۰	۳/۵	***	۰/۰۴۶	۰/۰۱۳	۰/۰۸۶	۱۷/۱۰	۱۸/۴۹	۱۵/۲۷
سری زمانی	دوره	طول سری زمانی داده ها (سال)	Z	معناداری در سطح ۹۹٪	Qmed (درجه سانتیگراد)	Qmin%99 (درجه سانتیگراد)	Qmax%99 (درجه سانتیگراد)	B (درجه سانتیگراد)	Bmin%99 (درجه سانتیگراد)	Bmax%99 (درجه سانتیگراد)
میانگین ایستگاهی دما	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۳۰	۲/۶	**	۰/۰۲۵	۰/۰۰۶	۰/۰۵۱	۱۶/۵۳۲	۱۷/۳۳	۱۵/۳۴
میانگین دمای ایران به روش تیسن	۲۰۱۷-۱۹۸۸	۳۰	۳/۵	**	۰/۰۴۶	۰/۰۲۲	۰/۰۷۳	۱۷/۱۰۳	۱۸/۱۲	۱۵/۸۲

سال دمای میانگین کشور (دامنه تغییرات حدود ۳ درجه سانتیگراد) روند افزایشی دمای میانگین سالانه مشهود است.

شکل ۹ برازش نمودار خط سن بر داده های میانگین دمای ایستگاهی و تیسن ایران را در طول دوره آماری مورد مطالعه ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی نشان می دهد. با وجود تغییرات سال به



شکل ۹: برازش نمودار خط سن بر سری زمانی داده های میانگین بارش ایران ۱۹۸۸-۲۰۱۷ میلادی (سمت راست ایستگاهی، چپ، تیسن)

نتیجه گیری

هدف این پژوهش شناسایی و بررسی تغییرات میانگین دما و بارش سالانه ایران طی دوره ۳۰ ساله (۲۰۱۷-۱۹۸۸ میلادی) با استفاده از داده های میانگین ایستگاهی (۱۱۵ ایستگاه) و تیسن کشور است. برای شناسایی و تعیین روند از آزمون ناپارامتری من- کندال و از روش تخمین گر سن برای برآورد میزان شیب روند استفاده شد. همچنین برای تحلیل ترسیمی روند از مقادیر آماره کندال نیز استفاده گردید.

نتایج مقادیر روند با استفاده از دو آزمون فوق نشان داد که در سری زمانی سالانه بارش (ایستگاهی و تیسن) کشور با وجود نوسانات زیاد، تغییرات معناداری به لحاظ آماری در سطح احتمالاتی ۰/۰۵ و ۰/۰۱ درصد وجود ندارد. اما در سطح اطمینان ۹۰ درصد میزان دریافتی کل بارش سالانه روند نزولی و معناداری را از خود نشان می دهد.

با توجه به تحلیل های انجام شده می توان گفت که به طور متوسط، میانگین ایستگاهی بارش کشور هر ساله حدود ۲/۱-۲ میلیمتر و میانگین بارش تیسن ایران نیز در حدود ۲/۲-۲ میلیمتر در هر سال کاهش یافته است. این کاهش بارش گرچه بنظر مقدار ناچیزی است اما در بلندمدت در صورت عدم جبران تهدیدی جدی برای منابع آب کشور است که این امر با یافته های محمدی (۱۳۹۰) که روند بارش ایران طی نیم قرن گذشته را مطالعه کرده است، مطابقت دارد.

همچنین نتایج نشان داد که در حالت کلی میانگین دمای ایستگاهی و تیسن کشور، روند افزایشی دارد. میانگین دمای ایستگاهی ۰/۲۵ درجه سانتیگراد در سال و میانگین دمای کشور به روش تیسن نیز حدود ۰/۰۵ درجه سانتیگراد در سال (۰/۵ درجه بر دهه) افزایش یافته است که به ترتیب این روندها در سطح اطمینان ۹۵٪ و ۹۹٪ معنی دار است. تحلیل نمودارها نیز نشان دهنده روند افزایشی دما در کشور است که این روند در دو دهه اخیر، شدت بیشتری داشته است.

منابع

- ۱- ابراهیمی، ح.، علیزاده، ا. جوانمرد، س. ۱۳۸۵. بررسی وجود تغییر دما در دشت مشهد به عنوان نمایه تغییر اقلیم در منطقه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۴ (پیاپی ۷۹)، ص ۱۸-۵.
- ۲- احمدی، م.، لشکری، ح. کیخسروی، ق و آزادی، م. ۱۳۹۴. تحلیل شاخص های حدی دما در آشکارسازی تغییر اقلیم خراسان بزرگ، فصلنامه جغرافیا، ش ۴۵، ص ۷۵-۵۳.
- ۳- انصاری، م.، نوری، غ و فتوحی، ص. ۱۳۹۵. بررسی روند تغییرات دما، بارش و دبی با استفاده از آزمون ناپارامتری من کندال (مطالعه موردی حوزه آبخیز رودخانه کاجو استان سیستان و بلوچستان)، پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز سال هفتم، ش ۱۴.
- ۴- خلیلی، ک.، ناظری، م و احمدی، ف. ۱۳۹۴. کاربرد شاخص PCI در بررسی الگوی بارش ایران و تحلیل روند تغییرات آن در مقیاس سالانه و فصلی طی نیم قرن اخیر، نشریه آبیاری و زهکشی ایران، دوره ۹، ش ۱، ص ۲۰۸-۱۹۵.
- ۵- رحیم زاده، ف.، نساجی زواره، م. ۱۳۹۳. روند و تغییر پذیری دما در ایران در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۰ پس از تعدیل نا همگنی های غیر اقلیمی موجود در داده ها، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، ش ۴ (پیاپی ۱۱۵).
- ۶- زارع ابیانه، ح. بیات ورکشی، م و یزدانی، و. ۱۳۹۰. تحلیل روند تغییرات سالانه و فصلی دما، بارش و خشکسالی های استان همدان، نشریه مهندسی آبیاری و آب، ش ۳، ص ۴۸-۵۷.
- ۷- سالاری، ع و گندم کار، ا. ۱۳۹۱. بررسی روند تغییرات دما در بندرعباس و جزیره قشم با استفاده از آزمون ناپارامتری من- کندال، مجله جغرافیای سرزمین، ش، ص ۹۲-۷۷.
- ۸- شمامی، ف.، سبزی پرور، ع. زارع، ح و حیدری، م. ۱۳۹۰. آشکار سازی تغییر اقلیم در غرب ایران با توجه به تغییرات دما، فصلنامه مهندسی آبیاری و آب، ش ۶، ص ۲۵-۱۰.

- ۹- شیر غلامی، ه. قهرمان، ب. ۱۳۸۴. بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال نهم، ش اول، ص ۲۳-۹.
- ۱۰- طاووسی، ت. رخشانی، ز. فیروزی، ف. ۱۳۹۳. تحلیل روند تغییرات بیشینه و کمینه دمای فصلی و سالانه استان فارس با استفاده از روش های ناپارامتری. مجله علمی و ترویجی نیوار، شماره ۸۷-۸۶.
- ۱۱- عزیزی، ق و روشنی، م. ۱۳۸۷. مطالعه تغییر اقلیم در سواحل دریای خزر به روش من-کندال، مجله پژوهش های جغرافیایی. ش ۶۴.
- ۱۲- عزیزی، ق و روشنی، م. ۱۳۸۸. تحلیلی بر مفاهیم اثرات تغییر اقلیم بر روی دما و تقویم زراعی برنج در گیلان، فصلنامه چشم انداز جغرافیایی، ش ۸، ص ۱۵۵-۱۴۳.
- ۱۳- علیجانی، ب. محمودی، پ و چوگان، ع. ۱۳۹۱. بررسی روند تغییرات بارش های سالانه و فصلی ایران با استفاده از روش ناپارامتریک " برآورد کننده شیب سنس"، نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، سال سوم، ش ۹.
- ۱۴- علیجانی، ب. روشنی، ا. پرک، ف و حیدری، ر. ۱۳۹۱. روند تغییر پذیری فرین های دما با استفاده از شاخص های تغییر اقلیم در ایران. نشریه جغرافیا و مخاطرات محیطی، ش ۲.
- ۱۵- عزیزاده چوبری، ا و نجفی، م. ۱۳۹۶. روند تغییرات دمای هوا و بارش در مناطق مختلف ایران، نشریه فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۳، ش ۳، ص ۵۸۴-۵۶۹.
- ۱۶- فرخ نیا، ا و مرید، س. ۱۳۹۳. ارزیابی اثر تغییرات بارش و دما بر روند جریان رودخانه های حوضه آبریز دریاچه ارومیه، مجله آب و فاضلاب، ش ۳، ص ۹۷-۸۶.
- ۱۷- قیامی شمایی، ف. معروفی، ص و سبزیروی، ع. ۱۳۹۲: آشکارسازی تغییر اقلیم در غرب ایران با توجه به تغییرات دما، نشریه تحقیقات منابع آب ایران، دوره ۹، شماره ۲.
- ۱۸- محمدی، ب. ۱۳۹۰. تحلیل روند بارش سالانه ایران، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۳، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۰.
- ۱۹- مسعودیان، س. ا. هوشمند عطایی، ۱۳۸۴. شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه ای، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. ش ۱. ص ۱۲-۱.
- ۲۰- مظفری، غ، شفیعی، ش. ۱۳۹۵. بررسی و تحلیل روند سالانه بارش مناطق غربی ایران، نشریه پژوهش های کاربردی علوم آب، سال دوم، شماره اول.
- ۲۱- نصر آبادی، ا. ۱۳۹۴. واکاوی روند تغییرات ماهانه و سالانه فراسنج های اقلیمی در سبزوار. دو فصلنامه آب و هواشناسی کاربردی، سال دوم، شماره اول (پیاپی ۲).
- ۲۲- نوریان، ع. رحیمزاده. ف و صداقت کردار. ع، ۱۳۸۷، گرمایش در کشور و تبعات آن بر دیگر پارامترهای اقلیمی در دوره ۲۰۰۵-۱۹۵۱، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب تبریز، دانشگاه تبریز.
- 23- Aguilar, E. Auer, I. Brunet, M. Peterson, TC. Wieringa, J(2003): Guidelines on climate metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. World Meteorological Organization, Geneve.
- 24- Alexandersson, H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. Jour of Climatol., 6:661-675.
- 25- Angel J.R. Huff F.A. 1997. Changes in heavy rainfall in Midwestern United States, Journal of water Resources planning and management, July/August. 246-249.
- 26- Brunet M. and Coauthors, 2006: The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003). Int. J. Climatol, 26, 1777-1802.
- 27- Chen j. Wub X. Finlayson B. Webber M. Wei T and Li M. 2013. Variability and trend in the hydrology of the Yangtze River, China: Annual precipitation and runoff. J. Hydrol. 513: 403-412.
- 28- Collins, J. M., R. R. Chaves, and V. D. S. Marques, 2009: Temperature variability over South America. J. Climate, 22, 5854-5869.
- 29- Guijarro, J. A. (2016): Climatol R package at <http://cran.r-project.org/packages/climatol.pdf>.
- 30- IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5).

- 41- Trenberth, K. Jones, P. Ambenje, P. Bojariu, R. Easterling, D. Klein Tank, A. Parker, D. Rahimzadeh, F. Renwick, J. Rusticucci, M. B. S. and Zhai, P. 2007, Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. Qin, D., Manning, M. Chen, Z., Marquis, M. Averyt, K.B. Tignor, M. and Miller, H. L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 42- Vincent, L. A. and Coauthors, 2005: Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *J. Climate*, 18, 5011–5023.
- 43- Vivekanandan, N. 2007. Analysis of Trend in Rainfall Using NonParametric Statistical Methods, international symposium on rainfall rate and radio wave propagation, American institute of physics. P101-113.
- 31- Jones R. Hayley J. Fowler Christopher G. Kilsby and Blenkinsop (2012). An assessment of changes in seasonal and annual extreme rainfall in the UK between 1961 and 2009. *J. Climatology*. DOI: 10.1002/joc.3503.
- 32- Krishnakumar, K.N., Prasada Rao. G.S.L.H.V. & Gopakumar. C.S (2009). Rainfall trends in twentieth century over Kerala, India. *Atmospheric Environment*. 43: 1940–1944.
- 33- Ligang. XU, Zhou.H., Du L, Yao H, Wang H. 2015. Precipitation trends and variability from 1950 to 2000 in arid lands of Central Asia, *Journal of Arid Land*, 7: 514–526
- 34- Moberg, A. and H. Alexandersson, 1997: Homogenization of Swedish temperature data. Part II: homogenized gridded air temperature compared with a subset of global gridded air temperature since 1861. *Int. J. Climatol.*, 17, 35–54.
- 35- Paulhus JLH, Kohler MA (1952): Interpolation of missing precipitation records. *Month. Weath. Rev.*, 80:129-133.
- 36- Rahimzadeha, F., Nassaji Zavareh, M., 2013, Effects of adjustment for non-climatic discontinuities on determination of temperature trends and variability over Iran, *International Journal of Climatology*.
- 37- Rio S.D., Herrero L., Pinto-Gomes C. and Peras A. 2011. Spatial analysis of mean temperature trends in Spain over the period 1961-2006. *Global and Planetary change*. 78: 65-75.
- 38- Sahin, S., and H. K. Cigizoglu, 2010: Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. *Hydrol. Processes*, 24, 981–992.
- 39- Tabari H. and Hosseinzadeh-Talae. 2011. Analysis trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Atmospheric Research*. 79:1-10.
- 40- Thiessen, A. H. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39(7), 1082-1089.