

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره اول، بهار ۱۳۹۲، شماره پیاپی ۱۰۸

B. Mohammadi

بختیار محمدی، استادیار اقلیم‌شناسی دانشگاه کردستان

E-mail: b.mohammadi@uok.ac.ir

شماره مقاله: ۸۹۱

شماره صفحه پیاپی ۱۸۹۲۲-۱۸۹۰۸

تحلیل روند سالانه آستانه بارش‌های سنگین ایران

چکیده

در این پژوهش روند آستانه بارش‌های سنگین ایران با استفاده از داده‌های ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و بارانسنجی در دوره ۴۰ ساله (۱۳۴۳ تا ۱۳۸۲) بررسی شد. پس از مشخص نمودن آستانه بارش سنگین هر سال، از روش‌های آماری ناپارامتری من‌کندال برای تحلیل روند آستانه بارش‌های سنگین و از روش برآورد کننده شیب خط سن، برای تخمین میزان شیب خط روند، استفاده شد. نتایج نشان داد که روند افزایشی معنی‌داری در آستانه بارش‌های سنگین سالانه ایران بویژه از سال ۱۳۷۱ تا ۱۳۸۲ مشاهده شده است که این مقدار افزایشی به طور متوسط ۰/۵ میلیمتر در هر سال برآورد شده است. ضمن این که مقدار حداقل و حداکثر افزایش آستانه بارش برآورده شده نیز به ترتیب ۰/۲۲ میلیمتر و ۰/۷۸ میلیمتر برای هر سال بدست آمد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل روند، آستانه بارش، من‌کندال، بارش سنگین، ایران.

مقدمه

اقلیم به عنوان تأثیرگذارترین عامل در زندگی انسان‌ها و به طور کلی حیات موجودات زنده، از گذشته تاکنون بارها تغییر و تحولات کوچک و بزرگی را از خود نشان داده است. به استثنای تغییرات اقلیمی کاتاستروف (سریع و ناگهانی) که توسط عده زیادی از پالئوکلیماتولوژیست‌ها و زمین‌شناسان مورد توجه است، معمولاً تغییرات اقلیمی به صورت کند و بطئی بوده و ممکن است در مدت زمان کوتاه چند ساله محسوس نباشد. عده زیادی از

محققان معتقدند که علاوه بر تغییرات طبیعی و خود به خود اقلیم، تغییرات دیگری در اقلیم و پدیده‌های اقلیمی وجود دارد که عمدتاً از دوره صنعتی شدن به این طرف دیده شده است. در حال حاضر با مطرح شدن مسأله تغییر اقلیم و به دلیل پیامدهای متفاوت ناشی از آن، پرداختن به جنبه‌های مختلف آن در میان محققان علوم جوی اهمیت چشمگیری یافته است. انجام بسیاری از پروژه‌های عمرانی در ارتباط مستقیم و یا غیرمستقیم با پدیده‌های اقلیمی و بویژه بارش است. شناخت رفتار زمانی و مکانی بارش می‌تواند در موفقیت این گونه پروژه‌ها مفید باشد. بارش و شاخص‌های فرین (حدی) مربوط به این پدیده اقلیمی از سوی بسیاری از محققان به عنوان یکی از نشانه‌های تغییر اقلیم مورد توجه است.

انجل و هاف^۱ روند تغییرات بارش‌های سنگین در ۳۰۴ ایستگاه در میانه غربی ایالات متحده را بررسی کردند. آنها به نقش مهم بارش‌های سنگین در طراحی سازه‌های آبی، کشاورزی، تعدیل هوا و نمایه‌سازی تغییر اقلیم اشاره می‌کنند و همچنین معتقدند که در گذشته سری زمانی بارش فرین عمدتاً ثابت و بدون روند تصور می‌شد و این فرض برای بخش‌های مختلف میانه‌ی غربی ایالات متحده نمی‌تواند درست باشد (انجل و هاف، ۱۹۹۷:۲۴۶).

اکی‌نرمی و همکاران^۲ روند بارش را در ۳۷ ایستگاه واقع در چمنزارهای کانادا که دارای آمار بارش روزانه‌ی بیش از ۷۵ سال بودند، مطالعه کردند. نتایج این بررسی نشان داد که اگرچه بیشتر بارش‌ها در چمنزارهای کانادا عمدتاً رویدادهایی با شدت زیاد است؛ اما افزایش معنی‌داری در تعداد رویدادهای بارش، بویژه رویدادهای با شدت پایین رخ داده است. همچنین روند بارش و مقدار بارندگی در ۷۵ سال اخیر به طور معنی‌داری در چمنزارهای کانادا به ترتیب ۰/۶۲ و ۰/۶۰ میلی‌متر در هر سال افزایش داشته است (اکی‌نرمی و همکاران، ۱۹۹۸:۲۹۹۶).

1 - Angel and Huff

2- Akinremi et al

کارل و نایت^۳ روند بارش، مقدار، فراوانی و شدت آن را در ایالات متحده امریکا بررسی کرد. آنها معتقدند که از سال ۱۹۱۰ تا اواخر قرن بیستم حدود ۱۰ درصد بارش ایالات متحده افزایش یافته است که این افزایش در بارش ابتدا در رویدادهای بارش‌های سنگین و فرین روزانه منعکس شده است. در ادامه معتقدند که روند معنی‌داری در مقادیر بالای بارش روزانه و ماهانه- سالانه در بیشتر ایالات متحده وجود دارد که البته روند کشوری و سراسری منظمی در مقادیر بارش دیده نمی‌شود (کارل و نایت، ۱۹۹۸:۲۳۱).

اکی نرمی و همکاران الگوهای فضایی و فصلی روند بارش را در چمنزارهای کانادا بررسی کردند. آنها به کمک تحلیل رگرسیون، روند خطی مقادیر بارش و تعداد رویدادهای بارشی را در ۱۴۰ ایستگاه با آمار بیش از ۴۰ سال در چمنزارهای کانادا را مشخص نمودند. نتایج نشان داد که افزایش معنی‌داری در مقادیر و تعداد رویدادهای بارشی طی سالهای ۹۵-۱۹۵۶ وجود داشته است (اکی نرمی و همکاران، ۲۰۰۱:۲۱۷۷).

کنکل^۴ روند شاخص‌های بارشی فرین در ایالات متحده را بررسی کرد. تحلیل وی نشان داد که افزایش چشمگیری در فراوانی رویدادهای بارشی فرین در دهه‌های ۱۹۲۰ و ۱۹۳۰ وجود داشته است. در ادامه معتقد است که تغییرات اخیر در رویداد بارشی فرین ناشی از تغییرپذیری طبیعی اقلیم بوده و ضمن این که از فعالیت‌های انسانی که منجر به افزایش گازهای گلخانه‌ای می‌شوند نمی‌توان چشم‌پوشی کرد (کنکل، ۲۰۰۳: ۲۹۱).

براهماناندا و همکاران^۵ به تحلیل روند افزایشی بارش شمال شرق برزیل در ارتباط با خشکسالی‌های منطقه ساهاران^۶ پرداختند. ضرایب همبستگی بین میانگین بارش ۱۱ ساله سری بارش بر روی دو منطقه در سطح ۹۵ درصد اطمینان با آزمون t دو طرفه معنی دار بود. نتایج نشان داد که تغییرات بارش بر روی دو منطقه با موقعیت منطقه کمربند همگرایی حاره‌ای بر روی اقیانوس اطلس ارتباط دارد (براهماناندا و همکاران، ۲۰۰۶: ۴۴۴۸).

3 - Karl and Knight

4 - Kunkel

5 - Brahmananda et al

6 - Saharan

سو و همکاران^۷ روند دما و بارش فرین در رودخانه یانگ تسه چین را طی سال های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۲ بر اساس داده های ۱۰۸ ایستگاه هواشناسی بررسی کردند. آنها از آزمون روند من کندال و رگرسیون خطی برای آشکار کردن روند سالانه و فصلی این رویدادهای فرین استفاده کردند. نتایج نشان داد که روند بارش تابستانی در حوضه معنی دار بوده است. همچنین تعداد روزهای توفانی نسبت به شدت بارشها در بخش های میانی و پایین دست روند افزایشی داشته است که این خود موجب افزایش روند مثبت بارش تابستانی شده است (سو و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۳۹).

بِکِر و همکاران^۸ به تحلیل فضایی زمانی روند بارش در حوضه رودخانه یانگ تسه پرداختند. آنها روند بارش ماهانه ۳۶ ایستگاه واقع در این حوضه را طی ۵۰ سال گذشته با روش من کندال محاسبه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که روند مثبت معنی داری در بارش تابستانی اغلب ایستگاهها وجود داشته و همچنین در ادامه با میانمایی بارش حوضه یانگ تسه با تفکیک مکانی ۰/۵ درجه جغرافیایی روندهای فضایی و مکانی متفاوتی را برای بخش های مختلف مشخص کردند (بِکِر و همکاران، ۲۰۰۶: ۴۳۵).

فیداس و همکاران^۹ روند سری زمانی بارش ۵۰ ساله اخیر یونان را در ارتباط با شاخص های گردشی جو بررسی کردند. آنها با انجام دو روش حداقل مربعات و من کندال بر روی داده های بارش یونان معتقدند که روند بارش سالانه و زمستانه یونان را از سال ۱۹۸۴ به بعد کاهش یافته است (فیداس و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۵۵).

عساکره به منظور شناخت نظام تغییرات زمانی بارش استان اصفهان به تحلیل روند بارش سالانه این استان پرداخت. وی بر پایه روش میانگین انتگرالها و با حل معادلات نرمال رگرسیون برای یاخته های ایجاد شده (۵۰*۱۰۰ یاخته) در استان، متوسط تغییر بارش سالانه در بازه زمانی مورد بررسی (۱۹۶۹-۲۰۰۰) را برای کل استان محاسبه کرد و معتقد است که

7 - Su et al

8 - Becker et al

9 - Feidas et al

بارش سالانه استان اصفهان طی سه دهه گذشته حاوی روند سهمی (درجه ۲) بوده است (عساگره، ۱۳۸۴: ۷۵).

عسگری و همکاران روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران را بر اساس داده‌های بارش روزانه ۲۰ ایستگاه همدید طی سالهای ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ تحلیل کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که در دو سوم از ایران مقدار سالانه بارش در روزهای تر کاهش چشمگیری یافته است و البته نمایه بارش سنگین بیش از ۱۰ میلیمتر افزایش یافته است. همچنین آنها معتقدند که تعداد روزهای خشک در مناطق جنوبی کشور روند مثبت و تعداد روزهای تر در یک سوم بخش‌های جنوبی ایران روند منفی داشته است (عسگری و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۲).

حجام و همکاران روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه ایران مرکزی را با استفاده از روش‌های ناپارامتری من کندال و برآورد کننده شیب سن^۱ مطالعه کردند. آنها معتقدند که با توجه به ناکافی بودن تعداد سری‌های دارای روند معنی‌دار نسبت به سری‌های فاقد روند، نمی‌توان روند خاصی را بر بارندگی‌های فصلی و سالانه منطقه مورد مطالع نسبت داد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۵۷).

کتیرایی و همکاران روند بارش ایران را به کمک ۳۸ ایستگاه طی سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۱ بررسی کردند. آنها برای بررسی وجود روند بارش از آزمون من کندال و برای برآورد اندازه روند از روش خطی حداقل مربعات استفاده کردند. مطالعه آنها نشان داد که ایستگاه‌های واقع در منطقه غرب و شمال غرب دارای روند بارش سالانه کاهشی و بیشتر ایستگاه‌های واقع در نواحی جنوبی و مرکزی ایران دارای روند افزایشی‌اند. روند بارش فصل زمستان شبیه به روند بارش سالانه است اما روند بارش فصل بهار در اغلب ایستگاه‌ها کاهشی و فصل پاییز افزایشی است (کتیرایی و همکاران، ۱۳۸۶: ۶۷).

عزیزی و روشنی با هدف مطالعه انحراف احتمالی برخی از عناصر رطوبتی و دمایی، تغییر اقلیم سواحل جنوبی خزر را بررسی کردند. آنها با استفاده از روش من کندال تغییرات داده‌های حداقل و حداکثر دما، بارش، رطوبت و ابرناکی را طی دوره ۴۰ ساله در منطقه شناسی و

سپس نوع و زمان را مشخص نمودند. آنها معتقدند که درصد تغییر در فصل زمستان و تابستان نسبت به بهار و پاییز بیشتر است و زمان شروع تغییرات نیز در ایستگاههای منطقه یکسان نیست (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷: ۱۳). در پژوهش حاضر ضمن بررسی بارش‌های ایران از نظر شدت و میزان گستردگی آنها، روند کلی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران بدون توجه به عامل یا عوامل مؤثر بر رخداد این رویدادها تحلیل شده است.

داده و روش‌شناسی

در مطالعات اقلیمی، طول دوره آماری مورد مطالعه، از اهمیت زیادی برخوردار است. این اهمیت در مورد پدیده‌ای چون بارش نمایان‌تر است. در این بررسی به منظور تحلیل روند بارش‌های سنگین و فراگیر ایران، داده‌های بارش ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و بارانسنجی کشور مورد استفاده قرار گرفت. پایگاه داده‌ای از بارش این ایستگاهها از روز ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ تهیه شده است؛ سپس ماتریس داده‌ای به ابعاد $1437 * 15705$ ایجاد شد که ۱۵۷۰۵ تعداد روزها و ۱۴۳۷ تعداد ایستگاهها می باشد. با توجه به این که ایستگاهها دارای طول دوره آماری یکسانی نبودند و همچنین به دلیل عدم پراکندگی یکنواخت ایستگاهها در سطح کشور، با انجام میانبایی به روش کریجینگ بر روی داده‌های بارش روزانه ۱۴۳۷ ایستگاه، ایران به شبکه‌بندی منظمی با ۸۲۳۰ یاخته (ابعاد هر یاخته $14 * 14$ کیلومتر) تبدیل شده است. مقدار بیشینه بارش در هر روز از میان ۸۲۳۰ یاخته بدست آمده مشخص شد.

$$Max_{i,j} P_{i,j} = Max(P_{i,j}) \quad (1)$$

$$i = 1 \dots 8230$$

$$j = 15705$$

که در آن i یاخته یک تا ۸۲۳۰ و j هم روز ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ است. در ادامه تعداد روزهایی که در هر سال دارای میانگینی (میانگین یاخته‌ای) بیش از ۰/۱ میلیمتر بود، شمارش شد. سپس با ضرب نمودن تعداد این روزها (تعداد روزهای که ایران در هر سال بارشی بیش از ۰/۱ میلیمتر داشت) در ۵٪، آستانه بالای ۹۵٪ بارش‌های سنگین ایران در هر

تحلیل روند سالانه آستانه بارش‌های سنگین ایران / ۱۶۹

سال بدست آمد. از میان تعداد روزهایی که به عنوان ۵٪ بارش سنگین ایران در هر سال انتخاب شده بودند، مقدار بارش آخرین روز به عنوان حد بارش سنگین آن سال انتخاب شد. به عنوان مثال اگر در سال ۱۳۴۵، تعداد روزهای بیش از ۰/۱ میلی‌متر ۳۳۱ روز باشد؛ ۵٪ از این مقدار تقریباً برابر است با ۱۷ روز. با مرتب نمودن داده‌های بارش سال ۱۳۴۵ بر حسب بزرگ به کوچک، مقدار بارش در روز ۱۷ام به عنوان حد بارش سنگین آن سال انتخاب شد. به این ترتیب از رابطه زیر حد بارش سنگین برای سال مورد نظر انتخاب شد.

$$T1345_{(95\%)} = (P1345 \geq 0.1 \text{ mm}) \times 5\% \quad (2)$$

$$T1345_{(95\%)} = 331 \times 5\%$$

$$\Rightarrow T1345_{(95\%)} \approx 17 \text{ day} \equiv 67.5$$

که در این رابطه:

$T1345_{(95\%)}$ ، آستانه‌ی بالای ۹۵ درصد بارش‌ها در سال ۱۳۴۵ است.

$P1345$ ، بارش روزانه ایران در ۳۶۵ روز در سال ۱۳۴۵ است.

۳۳۱، تعداد روزهایی که در سال ۱۳۴۵ بارشی بیش از ۰/۱ میلی‌متر داشتند.

۱۷، تعداد روزهایی که در محدوده ۵ درصد بالایی سنگین‌ترین بارش‌های سال ۱۳۴۵ قرار دارند. یاخته‌ای که در روز ۱۷ام دارای بیشترین بارش بوده، به عنوان حد بارش سنگین آن سال انتخاب شده است. این حد در سال ۱۳۴۵ برابر ۶۷/۵ میلی‌متر بوده است. با انجام مراحل یاد شده، برای سال‌های دیگر نیز حد بارش سنگین بدست آمده است (جدول ۱).

جدول ۱) آستانه بارش‌های سنگین ایران در سال‌های مورد مطالعه

سال	تعداد روزهای با بارش بیش از ۰/۱ میلی‌متر در هر سال (روز)	آستانه بارش سنگین (میلی‌متر)
۱۳۴۳	۳۴۳	۶۳/۳
۱۳۴۴	۳۵۵	۶۶/۱
۱۳۴۵	۳۳۱	۶۷/۵
۱۳۴۶	۳۵۸	۶۰/۲
۱۳۴۷	۳۵۱	۶۸/۴

سال	تعداد روزهای با بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر در هر سال (روز)	آستانه بارش سنگین (میلیمتر)
۱۳۴۸	۳۵۸	۸۰/۸
۱۳۴۹	۳۵۶	۶۱/۹
۱۳۵۰	۳۵۳	۶۹/۴
۱۳۵۱	۳۶۴	۷۱/۲
۱۳۵۲	۳۶۲	۶۸/۴
۱۳۵۳	۳۶۰	۶۷/۲
۱۳۵۴	۳۵۵	۷۸
۱۳۵۵	۳۶۴	۷۳/۴
۱۳۵۶	۳۶۵	۷۴/۴
۱۳۵۷	۳۵۸	۷۴/۸
۱۳۵۸	۳۶۰	۷۵/۲
۱۳۵۹	۳۶۰	۶۵/۲
۱۳۶۰	۳۶۰	۶۵/۲
۱۳۶۱	۳۵۵	۶۶/۷
۱۳۶۲	۳۶۲	۶۹/۹
۱۳۶۳	۳۵۹	۶۶/۵
۱۳۶۴	۳۵۷	۶۵/۴
۱۳۶۵	۳۶۴	۸۷/۱
۱۳۶۶	۳۶۲	۸۴/۱
۱۳۶۷	۳۶۵	۶۵/۶
۱۳۶۸	۳۵۳	۸۵
۱۳۶۹	۳۵۹	۷۸
۱۳۷۰	۳۵۶	۷۹/۲
۱۳۷۱	۳۶۰	۸۸/۶
۱۳۷۲	۳۶۰	۷۷/۱
۱۳۷۳	۳۶۴	۸۹/۸
۱۳۷۴	۳۶۰	۸۴/۷

سال	تعداد روزهای با بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر در هر سال (روز)	آستانه بارش سنگین (میلیمتر)
۱۳۷۵	۳۶۴	۶۶/۱
۱۳۷۶	۳۶۳	۸۸/۷
۱۳۷۷	۳۶۴	۸۱/۵
۱۳۷۸	۳۶۵	۸۱/۲
۱۳۷۹	۳۶۱	۷۵/۳
۱۳۸۰	۳۶۳	۹۱/۴
۱۳۸۱	۳۶۲	۷۳/۸
۱۳۸۲	۳۴۱	۹۱/۹

تحلیل‌های آماری پارامتری و ناپارامتری زیادی را در بررسی مطالعات اقلیمی استفاده می‌شود. آزمون‌های آماری پارامتری بر مبنای فرض نرمال بودن داده‌ها استوارند. اگر نرمال بودن داده‌ها مورد تردید باشد در این صورت باید از آزمون‌های ناپارامتری استفاده کرد. معمولاً در بررسی سری‌های زمانی متغیرهای اقلیمی که از چولگی و کشیدگی زیادی برخوردار هستند روش‌های ناپارامتری کارایی بیشتری دارند. یکی از متغیرهایی که دارای چنین ویژگی بوده، بارش است.

بنابراین در این پژوهش برای نشان دادن روند آستانه بارش‌های سنگین ایران و نیز تخمین مقدار آن از آزمون‌های ناپارامتری من کندال^{۱۱} و روش برآورد شیب نمودار سن^{۱۲} استفاده شد. آزمون من کندال، فرض تصادفی بودن توالی داده‌ها (قبول فرض H_0) را در مقابل وجود روند (قبول H_1) نشان می‌دهد، و روش برآورد شیب نمودار سن نیز مقدار شیب خط روند را برآورد می‌کند.

در ادامه مراحل محاسبه آماره این آزمون نشان داده شده است:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (۳)$$

11 - Mann-Kendall

12 - Sen's Estimator of Slope

که با قبول فرض H_0 توزیع S در حد $n \rightarrow \infty$ نرمال است.

n ، مدت سری زمانی داده‌ها؛

x_j و x_k نیز داده‌های متوالی k ام و j ام سری است. که در این رابطه $k, j \leq n$ است

و $k \neq j$

sgn، تابع علامت است؛ تابع علامت نیز از روابط زیر مشخص می‌شود:

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۴)$$

آزمون آماره‌های S میانگین صفر دارد و واریانس آن نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)}{18} \quad (۵)$$

در رابطه بالا t اندازه یک بازه زمانی در سری داده‌ها است و \sum_t نیز مجموع بازه‌ها

(سری زمانی داده‌ها) است. برای مواردی که مدت سری زمانی داده‌های بیشتر از ۱۰

باشد ($n > 10$) آماره Z استاندارد شده را باید به کمک رابطه زیر محاسبه کرد (ویوکاناندان،

۲۰۰۷: ۱۰۳).

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (۶)$$

بنابراین در آزمون دو طرفه روند، اگر رابطه $|Z| \leq Z_{\alpha/2}$ در سطح اطمینان ۹۵٪ برقرار

باشد، باید فرضیه H_0 (قبول تصادفی بودن سری داده‌ها) را پذیرفت و در غیر این صورت

باید فرضیه H_1 (وجود روند) را قبول کرد. اگر معنی‌داری در سطح $\alpha = 0.01$ (سطح ۹۹٪

اطمینان) آزمون شد فرضیه صفر H_0 در صورتی رد می‌شود که $|Z| > Z_{0.995} = 2.575$

برقرار باشد. مقادیر مثبت Z روند صعودی و مقادیر منفی Z روند نزولی سری داده‌ها را نشان می‌دهند (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۴).

اگر روند در سری داده‌ها مشاهده شد، شیب واقعی (میزان تغییر در واحد زمان) را می‌توان با استفاده از روش ناپارامتری ساده‌ای که توسط سن توسعه داده شده برآورد نمود. ابتدا باید شیب هر جفت داده‌ی متوالی سری را از رابطه زیر بدست آورد:

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j - k} \text{ for } i = 1, 2, \dots, n \quad (7)$$

که در این رابطه x_j و x_k به ترتیب مقادیر داده‌ها در زمان‌های j و k است که با هم یک واحد زمانی اختلاف دارند. Q_i مقدار میانه n برآورد شده شیب نمودار سن است. اگر n فرد باشد، برآورد کننده شیب سن به این صورت محاسبه خواهد شد:

$$Q_{med} = Q_{(n+2)/2} \quad (8)$$

و اگر n زوج باشد، برآورد کننده شیب سن از این رابطه بدست می‌آید:

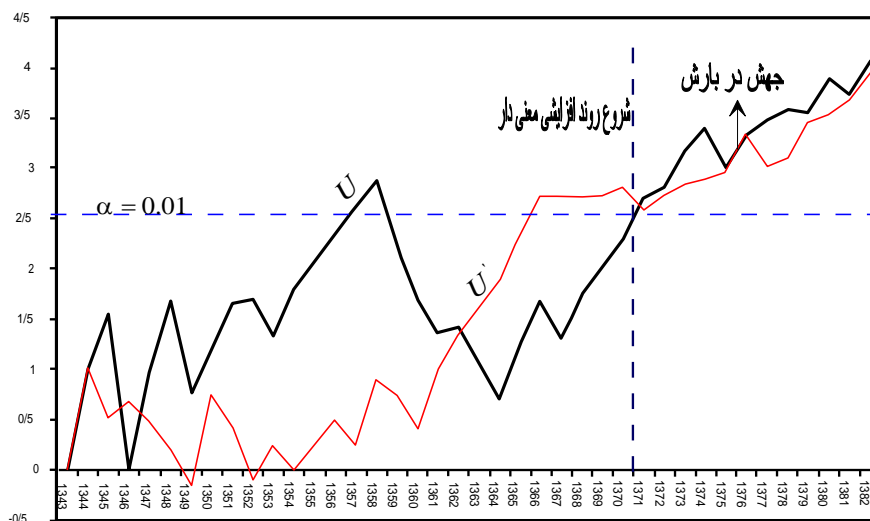
$$Q_{med} = (Q_{(n)/2} + Q_{(n+2)/2}) / 2 \quad (9)$$

اگر مقدار Q_{med} را با آزمون دوطرفه در سطح اطمینان $100(1-\alpha)\%$ بررسی شود شیب واقعی نمودار روند را می‌توان بدست آورد (ویوکاناندان، ۲۰۰۷: ۱۰۵). اگر عدد صفر در دامنه بین دو شیب استخراج شده قرار بگیرد فرض صفر تایید شده و در نتیجه بر سری زمانی مورد آزمون نمی‌توان هیچ روندی را در سطح اطمینان مورد نظر نسبت داد. در غیر این صورت فرض صفر رد شده و می‌توان پذیرفت که سری زمانی دارای روند معنی‌داری در سطح اطمینان مورد آزمون است.

بحث

در این پژوهش برای سری زمانی آستانه بارش‌های سنگین سالانه ایران آماره‌های آزمون‌های من‌کنندال و سن محاسبه گردید و معنی‌داری این آماره‌ها در سطح اطمینان ۹۹٪ بررسی شد. تحلیل‌های یاد شده نشان دادند که از سال ۱۳۴۳ تا سال ۱۳۷۱ هیچ روند معنی‌داری در آستانه بارش‌های سنگین ایران مشاهده نشد. از سال ۱۳۷۱ تا ۱۳۷۵ روند آستانه

بارش‌های سنگین ایران معنی‌دار بوده و در سال‌های ۱۳۷۵ و ۱۳۷۶ اگرچه نمودارهای U و U' در محدوده معنی‌داری ($\alpha = 0.01$) قرار گرفته‌اند، اما به دلیل این که این دو نمودار روی همدیگر منطبق شده‌اند نمی‌توان وجود روند را تایید کرد، اما به طور کلی در این سال‌ها جهش چشمگیری در آستانه بارش‌های سنگین ایران اتفاق افتاده است. این افزایش را می‌توان با تغییر ناگهانی در میانگین آستانه بارش‌های سنگین مرتبط دانست. در ادامه سری زمانی یعنی از سال ۱۳۷۶ تا ۱۳۸۲ روند افزایشی معنی‌دار همچنان قابل مشاهده است (شکل ۱).



شکل ۱) تحلیل روند آستانه بارش سنگین ایران در سطح اطمینان ۹۹ درصد

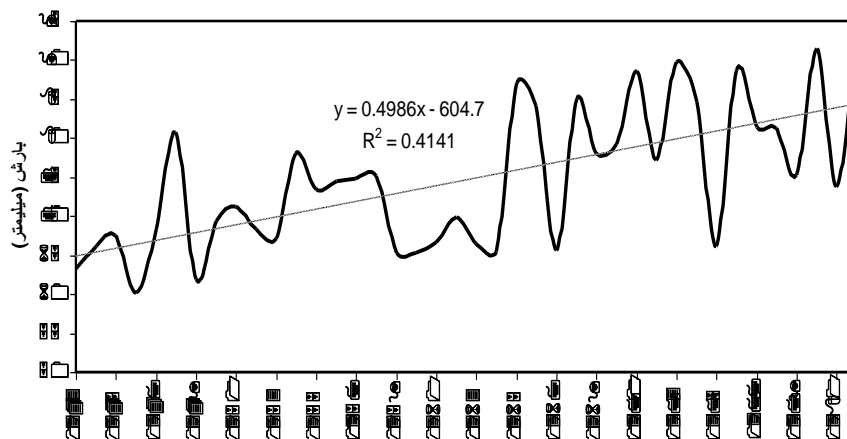
با توجه به آماره‌های آزمون من‌کندال در سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌توان گفت که آستانه بارش‌های سنگین ایران در طول دوره آماری روند افزایشی محسوسی را به ویژه در دهه چهارم مورد بررسی (۱۳۷۱ تا ۱۳۸۲) نشان داده است. همچنین با توجه به آزمون سن می‌توان گفت که به طور متوسط آستانه بارش‌های سنگین ایران دارای روند افزایشی به مقدار ۰/۵ میلیمتر در هر سال است. البته حداقل افزایش برآورد شده ۰/۲۲ میلیمتر و حداکثر آن ۰/۷۸ میلیمتر در هر سال می‌باشد (جدول ۲). مدل رگرسیون خطی بر روی سری زمانی

تحلیل روند سالانه آستانه بارش‌های سنگین ایران / ۱۷۵

داده‌های آستانه بارش سنگین ایران، برازش و معادله خط آن محاسبه شد. خط رگرسیون برازش شده بر داده‌ها نیز شیب معنی‌داری را نشان داد (شکل ۲).

جدول ۲) آماره‌های آزمون من‌کنندال و سن در تحلیل روند آستانه بارش‌های سنگین ایران

سری زمانی	طول سری زمانی داده‌ها (سال)	آزمون Z	$\frac{Q_{med}}{Q_{min}}$	Q_{med} (میلیمتر)	Q_{min} (میلیمتر)	Q_{max} (میلیمتر)	B (میلیمتر)	B_{min} (میلیمتر)	B_{max} (میلیمتر)
آستانه بارش سنگین ایران ۱۳۸۲-۱۳۴۳	۴۰	۴/۰۰	***	۰/۵	۰/۲۲۹	۰/۷۸۵	۶۵/۶۲	۶۹/۹۱	۶۱/۳۰



شکل ۲) برازش مدل رگرسیون خطی بر داده‌های سالانه آستانه بارش‌های سنگین ایران

نتیجه گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که قبل از سال ۱۳۷۱ روند معنی‌داری در سری زمانی داده‌های آستانه بارش سنگین سالانه ایران مشاهده نشده است. در دهه پایانی مورد مطالعه (تقریباً از سال ۱۳۷۱ تا ۱۳۸۲) روند افزایشی معنی‌داری در آستانه بارش‌های سنگین سالانه ایران اتفاق افتاده است. ضمن این که در سال‌های ۱۳۷۵ و ۱۳۷۶ با توجه به رویهم قرار

گرفتن نمودارهای U و U' جهش طبیعی قابل توجهی در آستانه بارش ایران مشاهده شده است. با توجه به تحلیل‌های انجام شده به روش سن بر روی داده‌ها نیز می‌توان گفت که به طور متوسط آستانه بارش سنگین ایران هر ساله چیزی در حدود ۰/۵ میلیمتر افزایش را نشان داده است. ضمن این که حداقل افزایش برآورد شده آستانه بارش به روش سن ۰/۲۲ میلیمتر و حداکثر آن ۰/۷۸ میلیمتر در هر سال بوده است.

منابع

- ۱- سازمان هواشناسی کشور
- ۲- عساکره، حسین؛ (۱۳۸۴)، تحلیل روند بارش سالانه استان اصفهان، نیوار، ۵۶ و ۵۷ بهار و تابستان. ۱۳۸۴
- ۳- عسگری، احمد؛ رحیم‌زاده، فاطمه؛ محمدیان، نوشین؛ (۱۳۸۶)، تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران، تحقیقات منابع آب، سال سوم، شماره ۳، زمستان ۱۳۸۶، صص ۴۲-۵۵.
- ۴- عزیززی، قاسم؛ روشنی، محمود؛ (۱۳۸۷)، مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من-کندال، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۱۳-۲۸.
- ۵- حجام، سهراب؛ خوشخو، یونس؛ شمس‌الدین‌وندی، رضا؛ (۱۳۸۷)، تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه ایران مرکزی با استفاده از روش‌های ناپارامتری، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، صص ۱۵۷-۱۶۸.
- ۶- کتیرایی، پری سیما؛ حجام، سهراب؛ ایران‌نژاد، پرویز؛ (۱۳۸۶)، سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۳، شماره ۱، ۱۳۸۶، ۶۷-۸۳.
- 7- Akinremi, O. O. and et al. 1998. **Precipitation Trends on the Canadian Prairies**, *Journal of Climate*, Volume 12, 2996.
- 8- Akinremi, O. O. and et al. 2001. **Seasonal and Spatial Patterns of Rainfall Trends on the Canadian Prairies**, *Notes and Correspondence*, 2177.
- 9- 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
- 10- Brahmananda R.V. and et al. 2006. **Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought?** *Journal of Climate*, Volume 19, 4448-4453.
- 11- Becker, S., Gemmer, M., Jiang, T. 2006. **Spatiotemporal analysis of precipitation trends in the Yangtze River Catchment**, *Stoch Environ Res Risk Assess* 20: 435-444.
- 12- Feidas, H. and et al. 2007. **Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955-2001**, *Theor. Appl. Climatol.* 87, 155-177.
- 13- Karl, T. R., Knight, R. W. 1998. **Secular Trends of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in the United states**, *Bulletin of the American Meteorology Society*, Vol. 79, No. 2, February, 231-241.
- 14- Kunkel, K. E. 2003. **North American Trends in Extreme Precipitation**, *Natural Hazards* 29: 291-305.
- 15- Su, B. D. and et al. 2006. **Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China**, *Theor. Appl. Climatol.* 83, 139-151.
- 16- Vivekanandan, N. 2007. **Analysis of Trend in Rainfall Using Non Parametric Statistical Methods**, *international symposium on rainfall rate and radio wave propagation*, American institute of physics. P101-113.