

تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان

حسین عساکره: دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران *

وصول: ۱۳۸۹/۷/۲۷ پذیرش: ۱۳۹۰/۳/۲۴، صص ۶۶-۵۱

چکیده

تغییر عناصر اقلیمی به اشکال مختلفی قابل ردیابی است. در بسیاری مواقع این تغییرات نهان و از طریق مطالعه روند، آشکار نمی‌شوند. در بسیاری مواقع تغییر عناصر اقلیمی در شکل توزیع فراوانی و عمدتاً در دنباله توزیع فراوانی (فرین‌ها) نمایان می‌شوند. در گذشته ردیابی تغییرات از طریق مطالعه تغییر مرکز توزیع فراوانی (میانگین) صورت می‌گرفت اما اخیراً توجه دانشمندان به دنباله شکل توزیع فراوانی عناصر اقلیمی معطوف شده است. بنابراین بررسی شکل توزیع فراوانی عناصر اقلیمی، نکات بسیار مهمی در خصوص رفتار بلند مدت این عناصر نشان می‌دهد. شناخت رفتار عناصر اقلیمی براساس شکل توزیع فراوانی آن‌ها به لحاظ علمی و عملی از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. در این تحقیق با استفاده از مشاهدات روزانه چهار نمایه فرین بارش زنجان (شامل بیشینه بارش، پنج بارش بزرگ، صدک پنجم و نود و پنجم) و نیز سهم آن‌ها در بارش سالانه طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۶۱ و با استفاده از توزیع فرین تعمیم یافته (GEV)، تغییرات بارش‌های فرین در معرض تحلیل قرار گرفت. هرچند تحلیل روند حاکی از ایستایی فرین‌ها بود اما معلوم شد که چند نوع نایستایی در مشاهدات رخ داده است. این نایستایی‌ها به صورت چرخه‌ها، جهش و نیز تغییر توزیع فراوانی قابل رویت است. برای مثال مجموع بارش‌های حاصل از پنج بارش بزرگ حاوی چرخه‌های حدوداً ۳ ساله هستند. از سال ۱۹۸۰ به بعد یک تغییر سطح کاهشی در مجموع بارش‌های حاصل از صدک پنجم و سهم آن‌ها در بارش سالانه رخ داده است. شکل توزیع فراوانی بارش‌های حاصل از صدک پنجم در نیمه اول و دوم باهم متفاوت بوده و در نیمه اول از توزیع چوله به چپ به توزیع چوله به راست در نیمه دوم تغییر یافته است. این تغییر توام با کاهش میانگین و چولگی این توزیع بوده است. همچنین تغییرات حادث شده بر صدک پنجم بارش با شدت کم تری در بارش‌های حاصل از صدک نود و پنجم قابل مشاهده است. با تمامی این اوصاف بارش بیشینه و پنج بارش بزرگ از ایستایی بیش تری نسبت به شاخص‌های دیگر برخوردارند. بنابراین می‌توان استنباط نمود که فراوانی و مقدار بارش‌های سنگین و سبک به سمت کاهش میل نموده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بارش فرین، تحلیل طیفی، توزیع فراوانی، توزیع فرین تعمیم یافته، زنجان

مقدمه

توزیع فراوانی، شدت و تداوم آن‌ها به شکل توام یا منفرد بر جای نهد. از طرف دیگر تغییر در مشخصات مشاهدات اقلیمی نه تنها خود حاصل تغییر اقلیم است بلکه در یک چرخه باز خوردی، موجب تشدید تغییرات شده، شهادی از تغییر اقلیم نیز به شمار می‌آید. بنابراین، تغییر پذیری متغیرهای اقلیمی از طریق

اخیراً دانشمندان توجه خود را به ردیابی دگرگونی توزیع فراوانی مشاهدات معطوف داشته‌اند. زیرا معتقدند که گاهی یک جابه‌جایی ساده در میانگین قادر است اثرات معنی‌دار و تغییرات قابل توجهی بر

چالش‌های جوامع بشری طی سده اخیر بوده اند به طوری که بعضاً از آن‌ها با عنوان چالش‌های اجتماعی نیز یاد کرده، توسعه اقتصادی پایدار و شرایط حیاتی را به توانایی مدیریت مرتبط با فرین‌ها می‌دانند (سازمان جهانی هواشناسی^۵ ۲۰۰۹). از این رو مطالعه رویدادهای فرین ضمن فهم الگوی زمانی مکانی آن‌ها می‌تواند ما را در مدیریت، محافظت در قبال آن‌ها و کاهش اثرات شان یاری دهد. بدین ترتیب بالا بردن استانداردهای امنیتی در طراحی زیرساخت‌ها، تجهیزات و ساختمان‌ها با عمر مفید افزون تر، امکان پذیر خواهد بود. رشد سریع و روزافزون مراکز جمعیتی طی دهه‌های اخیر موجب افزایش آسیب پذیری این مراکز و فزونی ضرورت این گونه مدیریت شده است. بنابراین انگیزه اصلی تحلیل فرین‌ها، فهم الگوی زمانی مکانی آن‌ها به منظور شناسایی پهنه‌های خطر است. بدین دلیل شناخت رفتار فرین‌های اقلیمی، امکان و فرصت مهیا شدن برای اتخاذ تدابیر مدیریتی - برنامه ریزی و استراتژی مقابله، ترمیم، تقویت، بازسازی و یا سازگاری با این پدیده را مهیا می‌سازد. از این رو شمار فعالیت‌های پژوهشی در زمینه تغییر (پذیری) فرین‌های اقلیمی طی دهه آخر قرن بیستم روبه فزونی نهاده است. در این بخش به برخی تلاش‌های اقلیم شناسان در تحلیل این رویدادها اشاره می‌شود:

برای مثال کانکل و آندساگر^۱ (۱۹۹۹، ۳۰۵-۲۹۱) روند بارش‌های فرین کوتاه مدت (۷-۱ روزه) با دوره بازگشت یک ساله و بیش تر را در ایستگاه‌های ایالات

رديایی صفات پرشماری نظیر فرین‌ها^۱ و به تعبیر دیگر شکل توزیع آماری قابل ردیابی است. تغییر عناصر اقلیمی حاصل تغییر در میانگین، پراش یا هر دو آن‌ها و در نتیجه تغییر در مقادیر انتهایی توزیع می‌شود.

برحسب اهداف، روش‌ها و نوع عنصر اقلیمی مورد بررسی، تعاریف پرشمار و متنوعی از فرین‌های اقلیمی انجام شده است. بنستاد^۲ (۲۰۰۶، ۶۳۲) معتقد است که رویداد فرین به شرایط یا رویدادهای شدید و غیر معمول فیزیکی گفته می‌شود که به لحاظ آماری مقادیر بزرگ یا کوچک عناصر یک مجموعه را شامل می‌شود. بکر^۳ و همکاران (۲۰۰۷، ۱۴۰) نیز معتقدند که رویداد فرین به رویدادی گفته می‌شود که مقدار آن از یک آستانه فراتر می‌رود و برای یک متغیر فرضی در یک دوره معین، به مشاهداتی بیش تر یا کم تر از حد معمول رخ داده و بتوان در نواحی مختلف، آستانه‌های متفاوتی برای آن‌ها تعریف نمود. بنابراین رویدادهای فرین جوی به حوادث نادر و دور از شرایط بهنجار گفته می‌شود (بارتولینی^۴ و همکاران ۲۰۰۸، ۱۷۵۲) که در دنباله توزیع فراوانی و دور از نقطه تمرکز توزیع (میانگین و میانه) قرار گرفته باشد.

به دلیل پیامدهای حاصل از فراوانی، تداوم و شدت شرایط و پدیده‌های فرین جوی - اقلیمی براکوسیستم‌ها، فرایندهای طبیعی (نظیر هوازدگی و فرسایش)، تاثیر بر جوامع انسانی و نیز به دلیل تهدیدات روز افزون شان از اهمیت شایان توجهی برخوردارند. فرین‌های جوی - اقلیمی از جدی ترین

5 - WMO

6 - Kunkel and Andsager

1 - Extreme

2 - Benestad

3 - Becker

4 - Bartolini

همچنین در این زمینه روادکار و کالکارنی^۸ (۲۰۰۸)، ۱۴۵۲-۱۴۴۵) فراوانی و شدت بارش‌های فرین را مطالعه نمودند که این که پالینچاک و گیو^۹ (۲۰۰۸)، ۳۵۵-۳۳۶) مدل‌های احتمالاتی و مدل‌های توزیع احتمال، عمق - تداوم - فراوانی، بارش‌های حاصل از طوفان‌های همرفت را تحلیل کردند. در این زمینه همچنین می‌توان به بررسی‌های پریور و کانکل^{۱۰} (۲۰۰۹) در خصوص تغییر فراوانی روزهای بارانی و جابه‌جایی توزیع احتمال میزان بارندگی ایستگاه‌های همجوار در سرزمین ایالات متحده اشاره نمود.

در ایران نیز تحقیقات متعدد و پراکنده‌ای در خصوص بارش‌های سنگین انجام شده است. برای مثال تقوی و محمدی (۱۳۸۶، ۱۱-۲۰) روند و دوره بازگشت نمایه‌های فرین را برای ایستگاه‌های نمونه کشور و طی ده سال بررسی نمودند. ایشان دریافتند که دوره بازگشت نمایه‌های گرم، سرد و بارشی طولانی‌تر شده و فراوانی رخداد نمایه‌های سرد کم‌تر شده است. عسکری و همکاران (۱۳۸۶، ۴۲-۵۵) نمایه‌های بارش‌های فرین را در ۲۷ ایستگاه همدید کشور و براساس بارش‌های روزانه بررسی نمودند. براساس تحقیق ایشان معلوم شد که هر سه حالت ایستا، روند مثبت و منفی بر نمایه‌های مورد بررسی حاکم است. یکی از این تحقیقات که در نوع خود از برتری ویژه‌ای برخوردار است. تحقیق محمدی (۱۳۸۸) در باره بارش‌های ابر سنگین ایران است. وی صد بارش سنگین و فراگیر ایران را از لحاظ همدیدی و پویشی مورد بررسی و تحلیل قرار داده و الگوهای

متحده و کانادا بررسی نمودند. گرویسمن^۱ و همکاران (۱۹۹۹، ۶۸۰-۶۶۷) توزیع گاما را بر داده‌های بارش روزانه تابستان نیمکره شمالی (جون، جولای و اگوست) و نیمکره جنوبی (دسامبر، ژانویه و فوریه) برای هشت کشور کانادا، ایالات متحده، مکزیک، شوروی سابق، چین، استرالیا، نروژ و لهستان برآزش داده مدل آماری برای این سرزمین‌ها و در بازه‌های زمانی مزبور ارائه نمودند. جونس^۲ (۲۰۰۰، ۱۴۹-۱۳۱) احتمال وقوع، افت و خیز و تغییرات سال به سال بارش‌های فرین کالیفرنیا را بررسی نمود. هایلوک و نیکولس^۳ (۲۰۰۰، ۱۵۴۱-۱۵۳۳) بارش روزانه ۹۱ ایستگاه در شرق و جنوب شرقی استرالیا را تحلیل کردند. کانکل^۴ (۲۰۰۳، ۳۰۵-۲۹۱) بارش‌های فرین ایالات متحده طی قرن نوزده تا بیست را بررسی نمود. سلشی و کامبرلین^۵ (۲۰۰۶، ۱۹۱-۱۸۱) تغییرات بارش‌های فرین فصلی ۱۱ ایستگاه اصلی اتیوپی برای دوره آماری ۲۰۰۲ تا ۱۹۶۵ را ارزیابی کردند. همچنین تحلیل روند بارش‌های فرین روزانه ۳۵ ایستگاه در شبه جزیره ایبری برای نیمه دوم قرن بیستم (۱۹۹۷-۱۹۵۱) به وسیله گارسیا^۶ و همکاران (۲۰۰۷، ۱۳۰-۱۱۳) از مطالعات دیگر در این زمینه است. در خصوص مطالعه تغییر توزیع احتمال بارش می‌توان به تلاش لایو و وو^۷ (۲۰۰۷، ۹۸۸-۹۷۹) در بررسی تغییر سطح معنی داری تابع توزیع احتمال بارش در نواحی حاره طی دوره ۲۰۰۳-۱۹۷۹ اشاره نمود.

1 - Groisman

2 - Jones

3 - Haylock and Nicholls

4 - Kunkel

5 - Seleshi and Camberlin

6 - Garcia

7 - Lau and Wu

8 - Revadekar and Kulkarni

9 - Palynchuk and Guo

10 - Pryor and Kunkel

متنوع برای بارش‌های سنگین ایران زمین استخراج نمود که طی آن منابع رطوبتی متعدد در تامین این بارش‌ها دخالت داشته‌اند. مسعودیان (۱۳۸۷) نیز بارش‌های آبرسنگین ایران را با استفاده از آمار روزانه ۶۴ بارش با حداقل ۱۰۰ میلی متر در ۳۵۱ ایستگاه و براساس رویکرد محیطی به گردشی طبقه بندی و الگوسازی نمود. رحیم زاده و همکاران (۲۰۰۹، ۳۴۳-۳۲۹) نیز فرین‌های دما و بارش را به عنوان شاخص تغییرات اقلیمی ایران بررسی کردند. در این بررسی تنها از ۲۷ ایستگاه همدید بهره گرفته شد و برای هر ایستگاه ۲۷ شاخص اقلیمی بررسی گردید. طبق یافته‌های ایشان برای دو سوم کشور مجموع بارش روند منفی، شاخص شدت بارش روند مثبت در نیمه شمالی و بعضاً منفی دیده شد. بارش‌های حاصل از صدک ۹۵ در شرق و غرب روند منفی و در مرکز روند مثبت داشته و بارش‌های حاصل از صدک ۹۹ در بیشتر مناطق با روند منفی مشخص می‌شد.

در تحقیق حاضر تلاش می‌شود چهار آستانه فرین از بارش‌های روزانه هر سال (مجموع بارش‌های برابر و کم تر از صدک پنجم، مجموع بارش‌های برابر یا بزرگ تر از صدک نودوپنجم، مجموع بارش‌های بیشینه و جمع پنج بارش بزرگ) در شهر زنجان و برای دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ مورد ارزیابی قرار گیرد. در این راستا توزیع مناسب برای برازش بر فرین‌ها اختیار خواهد شد. توزیع‌های مختلفی برای برازش بر فرین‌ها توصیه شده است. برای مثال کیسلی و پیسک^۱ (۲۰۰۷، ۲۵۵-۲۴۳) فراوانی بارش‌های سنگین در نواحی مستعد سیلاب در جمهوری چک را

با استفاده از تحلیل فراوانی ناحیه‌ای حداکثر بارش ۱- ۷ روزه و با استفاده از مدل کاپا، مدل سازی کردند. نوربیاتو^۲ و همکاران (۲۰۰۷، ۱۶۶-۱۴۹) با تحلیل طوفان ۲۹ اگوست ۲۰۰۳ در بالای دست حوضه رودخانه تاگلیامنتو^۳ در کوه‌های آلپ ایتالیای شرقی و با آزمون سه توزیع نمایی، لوجستیک تعمیم یافته و کاپا، توزیع کاپا را بر مشاهدات برازنده تر یافتند. مالاماد و تارکوت^۴ (۲۰۰۶، ۱۸۰-۱۶۸) معتقدند که پرکاربردترین توزیع‌های فراوانی فبزرگی در هیدرولوژی (و به تبع آن در اقلیم شناسی) را می‌توان به چهارگروه خانواده نرمال و لوگ نرمال، خانواده توزیع فرین تعمیم یافته (شامل توزیع‌های گامبل، فریچت و ویبول معکوس)، خانواده پیرسون تیپ سه (گاما، پیرسون تیپ ۳، لوگ پیرسون تیپ ۳) و توزیع پارتو تعمیم یافته (GPD^۵) تقسیم نمود. پرکاربردترین گروه‌ها برای توزیع‌های فرین در خانواده توزیع مقادیر فرین تعمیم یافته (GEV) و توزیع پارتو تعمیم یافته هستند. اما توزیع پارتو بر سری‌های بالاتر از آستانه (POT^۶) قابل برازش است. این سری‌ها که به سری‌های سانسور شده موسوم و شامل همه مقادیر یک متغیر که بالاتر از یک آستانه تعریف شده باشند (x_0) با متغیر تبدیل شده (y) تعریف می‌شود ($y = x - x_0$). در تحقیق حاضر توزیع مقادیر فرین تعمیم یافته (GEV)^۷ بر داده‌ها برازش خواهد یافت.

2 - Norbiato

3 - Tagliamento

4 - Malamud and Turcotte

5 - Generalized Pareto Distributions

6 - Point Over Threshold

7 - Generalized Extreme Values

1 - Kysely and Picek

داده‌ها و روش‌ها

وقتی تابع احتمال یا تابع تجمعی احتمال را در مقادیر فرین به کار می‌گیریم، به دنباله (مقادیر انتهایی) توزیع فراوانی توجه داریم. مطالعه رفتار دنباله توزیع رویدادهای فرین عموماً به تحلیل فراوانی موسوم است. هدف این نوع مطالعه، تعریف شکل توزیع فرین و برآورد فراسنج‌هاست. این رویه با تئوری مقادیر فرین (EVT)^۱ در ارتباط بوده (ال ادلون^۲ و همکاران ۲۰۰۸، ۳۳-۱۶) و توزیع‌های نظری مربوط را توزیع‌های دنباله دار می‌خوانند. اشکال مختلفی از توزیع‌های دنباله دار وجود دارد. این دنباله‌ها شامل دنباله‌های باریک^۳، دنباله ضخیم^۴ و دنباله کشیده^۵ می‌باشد. در واقع تئوری مقادیر فرین، بیشینه یا کمینه سری زمانی y_1, y_2, \dots, y_3 با توزیع احتمال مشخص و رفتار آن‌ها را شناسایی، نمایه سازی و مدل سازی می‌کند.

توزیع‌های فرین در خانواده توزیع فرین تعمیم یافته (GEV)، معمولاً براساس سه توزیع فرین (گامبل، فریچت و ویبول منفی) انجام می‌شود که بوسیله فیشر و تپیت^۶ (۱۹۲۸) برای متغیری با رفتار تصادفی در نمونه بزرگ پیشنهاد شده‌اند. در این توزیع تابع توزیع متغیر تصادفی x یعنی $F(x)$ به وسیله فراسنج‌های موقعیت (μ) ، مقیاس (β) و شکل (k) کنترل می‌شود. فراسنج μ (موقعیت) بر حسب واحد بارش (میلی متر در روز) و گویای میانگین بارش است. فراسنج مقیاس (β) بدون بُعد است و

با میزان کشیدگی، توزیع را کنترل می‌کند. فراسنج شکل (k) طبیعت و چگونگی دنباله توزیع را بیان می‌دارد (ناویو^۷ و همکاران ۲۰۰۵، ۱۰۱۵-۱۰۱۴). در واقع فراسنج شکل نوع GEV را مشخص می‌کند که در کدام گروه قرار گیرد (فراسنج شکل بزرگ تر، دنباله ضخیم تر را نشان می‌دهد). هر عضو از توزیع‌های مقدار فرین به سبب فراسنج شکل (k) به سه طبقه مختلف قابل تقسیم است (راماچاندرا و حامد ۲۰۰۷، ۱۳۸۱-۲۰۸):

وقتی حد k به سمت صفر میل کند، مقدار انحراف معیار با تغییر آستانه، تغییر نمی‌یابد. یعنی در واقع ایستایی در این فراسنج وجود دارد. این توزیع که به توزیع دو فراسنجی گامبل موسوم است، حالتی خاص $(k=0)$ است. در این صورت همه گشتاورها متناهی هستند و دنباله توزیع به شکل توانی کاهش می‌یابد (تابع ۱).

(۱)

$$F(x) = \exp\{-\exp(-\frac{x-\mu}{\beta})\}, \quad k=0, \quad x > \mu$$

اگر $k > 0$ باشد، حد k به سمت $+\infty$ میل می‌کند. در این صورت توزیع فاقد مرز بالایی خواهد بود. در واقع دنباله بالایی توزیع کشیده، کوتاه تر ولی ضخیم تر از توزیع گامبل، اما گشتاورهای بالایی نامتناهی خواهند بود. در این صورت تابع چگالی احتمال توزیع GEV در مقیاس با توزیع گامبل بسیار سریع تر به صفر همگرا می‌شود. در این حالت توزیع کشیده و دارای دنباله‌ای با تغییرات منظم است. این توزیع به نام توزیع فریچت (Frechet) موسوم است (تابع ۲).

- 1 - Extreme Value Theory
- 2 - ElAdlouni
- 3 - Thick-Tailed
- 4 - Fat-Tailed
- 5 - Long-Tailed
- 6 - Fisher and Tippett

$$F(x) = \exp\left\{-\left(1 - k \frac{x - \mu}{\beta}\right)^{\frac{1}{k}}\right\}, \quad x < \mu + \frac{\beta}{k}, \quad k > 0, \quad -\infty < z < +\infty \quad (2)$$

پایینی باریک تر خواهد بود). این توزیع به نام توزیع ویبول منفی معروف است (تابع ۳).

$$F(x) = \exp\left\{-\left(1 - k \frac{x - \mu}{\beta}\right)^{\frac{1}{k}}\right\}, \quad x > \mu + \frac{\beta}{k}, \quad k < 0, \quad x < \mu \quad (3)$$

برآورد فراسنج‌های مربوط، روش گشتاورف L و کولس^۳ و کولس^۳ (۲۰۰۱) تکنیک بیشینه درست نمایی را به کار گرفته‌اند. برای نمونه‌های کوچک اگر $-0.2 < k < 0.2$ باشد، برآورد بر اساس گشتاورف معمولاً انحراف استاندارد کوچک تری نسبت به بیشینه درست نمایی داشته (هوسکینگ و همکاران ۱۹۸۵) و محاسبات کم تری مورد نیاز است. گشتاورهای L برپایه ترکیب خطی آماره‌های رتبه‌ای بارش بیشینه صورت می‌گیرد. دراین تحقیق از روش گشتاور L برای برآورد فراسنج‌های توزیع استفاده شد. دراین راستا ابتدا، احتمال گشتاورهای موزون برآورد می‌شود (هوسکینگ و همکاران ۱۹۸۵):

(۴)

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{jn}$$

$$b_1 = \frac{1}{n} \sum_{j=2}^n \frac{j-1}{n-1} x_{jn}$$

$$b_2 = \frac{1}{n} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)}{(n-1)(n-2)} x_{jn}$$

وقتی حد k به سمت $-\infty$ میل کند، توزیع فاقد مرز پائینی خواهد بود (دنباله بالایی ضخیم تر و کوتاه تر از توزیع گامبل با نقطه انتهایی منتهای و دنباله

برای شرایطی که $k \neq 0$ یا k نامعلوم باشد، باید سه فراسنج (μ, β, k) برای توزیع فرین برآورد گردد. روش‌های متعدد و متنوعی برای تعیین این سه فراسنج وجود دارد. هر چند منابع آماری نظیر راماجاندرا و حامد (۱۳۸۱) و هوسکینگ و والیس^۱ (۱۹۸۸) روش‌های محاسباتی این توزیع‌ها و توزیع‌های مشابه را ارائه نموده‌اند اما در برخی کتب آماری این مقادیر به صورت جداولی ارائه شده‌اند (کایت، ۱۳۶۹). به هر حال برآورد فراسنج‌ها براساس یکی از روش‌های ترسیمی و براساس احتمال نمونه یا نمودار $Q-Q$ ، روش گشتاورها، تکنیک‌های مبتنی بر گشتاور L، برآوردهای بیشینه درست نمایی و روش‌های بیزی قابل انجام است.

برآوردهای ترسیمی تنها به لحاظ دیداری از ارزش و اعتبار برخوردارند. برآوردگر بیشینه درست نمایی برای نمونه محدود یک روش بهینه اما بهترین روش به شمار نمی‌آید. در بیش تر منابع دو تکنیک گشتاور موزون احتمالی (PWM) و بیشینه درست‌نمایی (ML) ارائه شده است. هوسکینگ و والاس (۱۹۹۷) به منظور برآورد توزیع GEV بر بیشینه‌های سالانه و

1 - Hosking and Wallis

2 - Probability Weighted Moment

در ابعاد زمانی کوچک تر (فصلی - ماهانه) بررسی کردند. چرا که مشخصات تغییر پذیری در مقیاس زمانی کوچک، به آن مقیاس مربوط بوده و در صورت ادغام آن در مقیاس بزرگ تر احتمالاً مشخصات خود را مضمحل نموده یا بر کل مقیاس تحمیل نماید. بدین ترتیب واقعیت‌های اقلیمی پنهان خواهد شد (پاولینگ و پاث ۱۳۰۷، ۵۸). بدین دلیل در تحقیق حاضر ضمن بهره مندی از تعریف صدکی فرین‌ها و نیز مقادیر مطلق، چهار آستانه فرین از بارش‌های روزانه هرسال در شهر زنجان و برای دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶ اختیار شد. بدین ترتیب مجموع بارش‌های برابر و کم تر از صدک پنجم، مجموع بارش‌های برابر یا بزرگ تر از صدک نودوپنجم، مجموع بارش‌های بیشینه و جمع پنج بارش بزرگ ملاک بارش‌های فرین هر سال به شمار خواهد آمد. سپس توزیع فرین تعمیم یافته بر این مقادیر برازش یافت.

بحث و نتیجه‌گیری

الف- مشخصات زمانی بارش‌های فرین سالانه

بارش‌های بیشینه، بزرگ ترین بارش در هر دوره زمانی (برای مثال در هر سال) را گویند. هرچند این بارش به عنوان یک سری زمانی جزئی به شمار می‌آید اما تصویری کلی از رفتار فرین‌ها ارائه می‌نماید.

بزرگ ترین بارش سالانه دوره آماری، ۵۰/۶ میلی متر در تاریخ ۱۹۶۸/۵/۲۵ (۱۳۴۷/۳/۴) و کوچک‌ترین بیشینه سالانه در تاریخ ۱۹۷۳/۴/۸ (۱۳۵۲/۱/۱۹) معادل ۱۲ میلی متر رخ داده است. میانگین بیشینه بارش برابر با ۲۵/۸ میلی متر است. شکل ۱ الف تغییرات زمانی بارش بیشینه را برای هرسال نشان

در اینجا $x_{1n} \leq x_{2n} \leq \dots \leq x_{mn}$ بیشینه‌های سالانه مرتب شده است. سپس گشتاورهای L برای نمونه سری به شرح زیر به دست می‌آید:

(۵)

$$\ell_1 = b_0$$

$$\ell_2 = 2b_1 - b_0$$

$$\ell_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0$$

برآورد k و فراسنج شکل به صورت زیر است:

(۶)

$$k = 7.8590c + 2.955c$$

در این رابطه:

(۷)

$$c = \frac{2}{3 + \frac{\ell_3}{\ell_2}} - \frac{Ln2}{Ln3}$$

برآوردهای β و μ به شرح زیر حاصل می‌شود:

(۸)

$$\hat{\beta} = \frac{\ell_2 \hat{k}}{(1 - 2^{-\hat{k}}) \Gamma(1 + \hat{k})}$$

$$\hat{\mu} = \ell_1 - \hat{\alpha} \left(\frac{1 - \Gamma(1 + \hat{k})}{\hat{k}} \right)$$

در رابطه ۸، $\Gamma(\cdot)$ تابع گاما است. در حالتی که $k=0$ باشد (توزیع گامبل) برآورد گر β و μ به شرح زیر خواهد بود (هوسکینگ و همکاران ۱۹۸۵):

(۹)

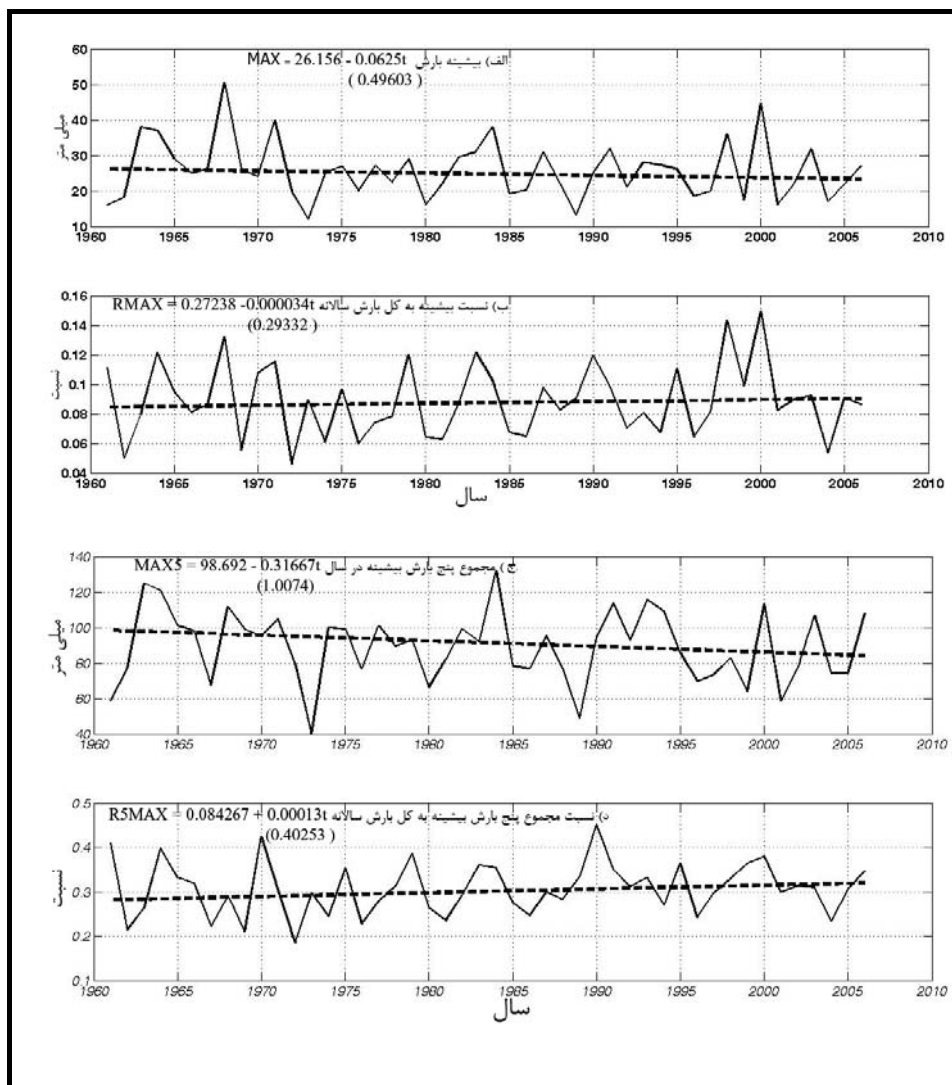
$$\hat{\beta} = 2.885b_1 - 1.4427b_2$$

$$\hat{\mu} = 1.8327b_0 - 1.6654b_1$$

تحلیل فرین‌ها مبتنی بر تحلیل دنباله توزیع آماری بر اساس مشاهدات روزانه عناصر اقلیمی صورت می‌گیرد. به عبارت دیگر در بررسی فرین‌های اقلیمی می‌بایست به مقادیر خیلی کم و خیلی زیاد توجه نمود. بدین منظور فرین‌های روزانه هرسال می‌بایست

دریافت نحوه برازش خط مزبور به عساکره ۱۳۸۷
مراجعه کنید).

می‌دهد. خط ارائه شده در شکل، برازنده ترین خط
رگرسیون ناپارامتری را بر داده‌ها نشان می‌دهد (برای



شکل ۱- مشخصات زمانی بارش‌های بیشینه و پنج بارش بزرگ و نسبت آن‌ها به کل بارش در زنجان

همان گونه که در شکل ۱ نیز دیده می‌شود، عموماً روند بلند مدت بیشینه بارش سالانه به میزان حدود ۰/۰۶ میلی متر در سال کاسته شده است. با این وصف کاهش مزبور به لحاظ آماری معنی دار نیست (اعداد داخل پرانتز آماره t برای معنی داری روند را نشان می‌دهد). حدس اولیه این بود که فقدان معنی آماری به دلیل سرشکن شدن روند به وسیله افت و خیزها در

همان گونه که در شکل دیده می‌شود، الگوی رفتاری این مشخصه از بارش در سال‌های نخستین دوره آماری با مقادیر افت و خیزهای بزرگ قابل مشاهده است. در انتهای دوره آماری افت و خیزها با شدت کم تر به وقوع پیوسته‌اند. در بین سال‌های ۱۹۷۳ تا ۱۹۹۸ علاوه بر کاهش شدت افت و خیزها، مقادیر نیز کم شده‌اند.

مدت این نسبت ثابت و تقریباً فاقد تغییر معنی داری است.

در بسیاری از تحقیقات اقلیم شناختی و نیز بر اساس رویه به کار رفته در کمیته مشترک اقلیم شناسی سازمان جهانی هواشناسی (CCL)^۱ برنامه پژوهش در اقلیم جهان (WCRR)^۲ مربوط به پروژه قابلیت پیش بینی و تغییرپذیری اقلیم (CLIVAR)^۳ متشکل از گروه متخصصین پیش بینی، پایش و نمایه‌های تغییر اقلیم (ETCCDMI)^۴، مجموع بارندگی حاصل از ۵ بارش بزرگ در هر سال را یک شاخص مناسب برای مطالعه فرین‌ها می‌دانند. در تحقیق حاضر مجموع پنج بارش بزرگ برای هر سال محاسبه شده است. متوسط ۵ بارش بزرگ برای هر سال حدود ۸۹/۰۳ میلی متر است. بزرگ ترین رویداد ۵ بارش بزرگ مربوط به سال ۱۹۸۵ برابر با ۱۳۲ میلی متر و کم ترین ۵ بارش بزرگ مربوط به سال ۱۹۷۴ برابر با ۴۰ میلی متر بارندگی است. تغییرات زمانی ۵ بارش بزرگ در شکل ۱ ج ارائه شده است. در شکل ۱ ج مشاهده می‌شود که روند بلند مدت این مشخصه گویای این است که مجموع پنج بارش بزرگ هر سال به طور متوسط حدود ۰/۳ میلی متر در هر سال کاهش داشته است. برای یک دوره آماری طولانی این عدد هرچند یک رقم قابل توجه است، اما فاقد معنی آماری است.

در آخرین دهه و نیز بعد از دهه ۱۹۷۰ تا اوایل دهه ۱۹۸۰ نوعی ایستایی براین بارش‌ها حاکم شده است. علی‌رغم افت و خیزهای متفاوت به نظر

طول سری و به ویژه در دو نیم دوره مورد بحث باشد. بدین دلیل روند در دو نیم دوره نیز آزمون گردید اما هیچ رفتار معنی داری در مشاهدات رویت نشد.

نسبت بارش‌های بیشینه به کل بارش سالانه، حاصل تقسیم بارش‌های بیشینه بر مجموع بارش سالانه است. این نسبت ضمن بیان سهم بارش بیشینه در کل بارش سالانه می‌تواند تمرکز یا توزیع بارش را در هر سال نشان دهد. تغییرات زمانی این شاخص در شکل ۱ ب ارائه شده است. میانگین این نسبت طی دوره آماری حدود ۰/۰۸۹ است. به عبارت دیگر، به طور متوسط نزدیک به ۹ درصد میانگین بارش هر سال در یک بار بارندگی رخ می‌دهد. بیش ترین نسبت مزبور در سال ۲۰۰۱ حدود ۰/۱۴۹۶ رخ داده است. یعنی حدود ۱۴/۹۶ درصد بارش‌های سال ۲۰۰۱ از یک بارش حاصل شده است. این سال نه تنها به طور نسبی یک سال کم باران بوده (مجموع بارش سالانه ۲۹۸/۱ میلی متر ثبت شده است)، بلکه بارش بیشینه آن (۴۴/۶ میلی متر) نیز به طور نسبی زیاد بوده است.

الگوی حاکم بر بارش‌های بیشینه (شکل ۱ الف) یعنی فازهای نخستین که بارش‌های بیشینه و مجموع بارش زیاد بوده در شکل ۱ ب مشاهده نمی‌شوند. چرا که در سال‌های پرباران پیشین، بارش‌های بیشینه نیز زیاد و در سال‌های کم باران پسین، بارش کم بوده است. از این رو نسبت آن‌ها علی‌رغم افت و خیزهای جزئی، ثابت باقی می‌مانده است. بدین ترتیب می‌توان استنباط نمود که در سال‌های پربارش، بزرگی بارش‌های بیشینه نیز افزایش یافته و نیز به تبع آن نسبت آن‌ها ثابت خواهد ماند. بدین دلیل رفتار بلند

1 - The Joint World Meteorological organization commission for climatology

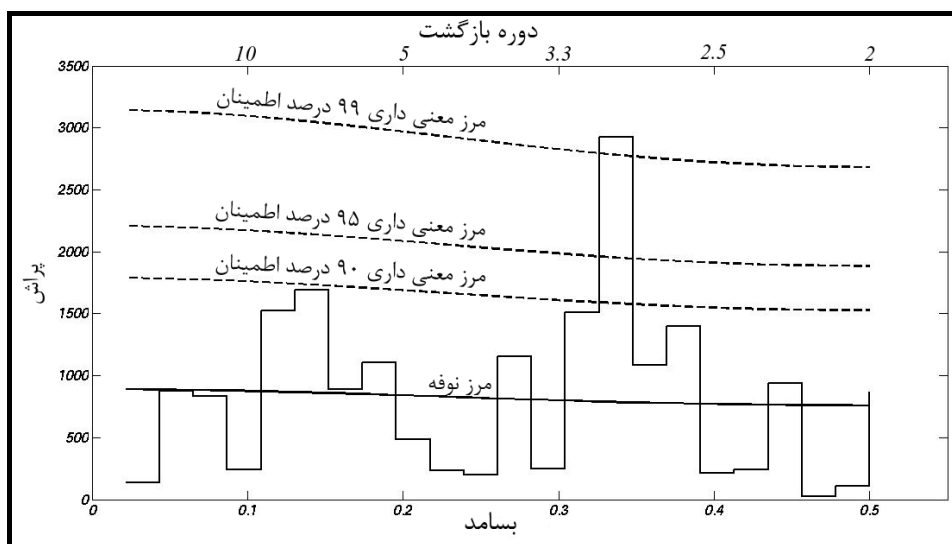
2 - World Climate Research Program

3 - Climate Variability and Predictability

4 - Expert Team on Climatic Change Detection, Monitoring and Indices

می‌دهند. از این رو به منظور کشف چرخه‌های پنهان حاکم بر این مشاهدات تحلیل طیفی بر داده‌ها انجام شد. شکل ۲ نتایج این تحلیل را نشان می‌دهد:

می‌رسد که سری زمانی پنج بارش بزرگ از یک الگوی نوسانی نسبتاً منظمی برخوردار باشد. چراکه افت و خیزها نوعی نظم حول یک خط افقی را نشان



شکل ۲- طیف پنج بارش بزرگ هر سال در زنجان برای دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۶

مثبت (۰/۰۰۰۸) عموماً روند معنی داری بر این مشخصه حاکم نیستند.

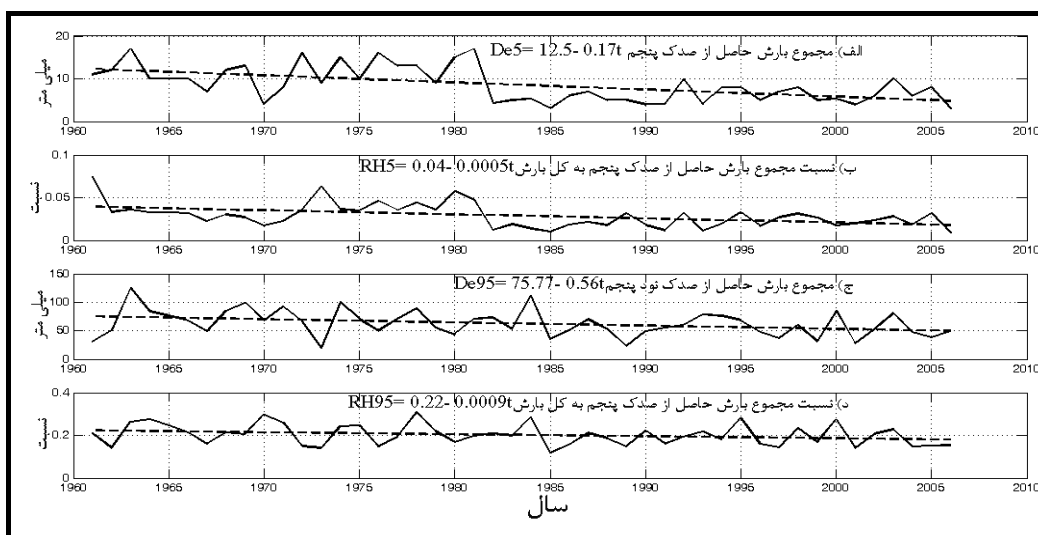
شکل ۳ مشخصات زمانی بارش اندازه گیری شده برای صدک‌های پنجم به عنوان نماینده بارش‌های کم مقدار و نود و پنجم به عنوان نماینده بارش‌های سنگین را نشان می‌دهد. در شکل ۳ الف تغییرات زمانی مجموع بارش حاصل از صدک پنجم را می‌توان دید. همچنین مجموع بارش حاصل از این صدک ضمن یک تغییر در سطح طی دهه ۱۹۸۰ حاوی روند کاهشی معنی داری به میزان ۰/۱۷ میلی متر است. جهش مزبور موجب تغییر سطح میانگین از ۱۱/۵ به ۵/۹ شده است. احتمالاً این جهش موجب معنی داری روند بلند مدت شده است. آزمون روند بر دو نیمه گویای ایستایی روند در دو نیم دوره است. با توجه به این که مقارن با این جهش هیچ گونه جابه

چنان که دیده می‌شود، چرخه‌هایی با احتمال ۰/۳۲۶۰۹ (دوره بازگشت حدوداً ۳ ساله) در سه سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد معنی دار است. بنابراین با قاطعیت می‌توان استنباط نمود که چرخه‌های سه ساله بر مشاهدات حاکم بوده است.

شکل ۱د سهم پنج بارش بزرگ در مجموع بارش سالانه را نشان می‌دهد. سهم ۵ بارش بزرگ در مجموع بارش سالانه به طور متوسط حدود ۰/۳۱ است. یعنی به طور متوسط حدود ۳۱ درصد از بارش هر سال در ۵ بار بارندگی حاصل می‌گردد. بیشترین سهم ۵ بارش بزرگ در مجموع بارش سالانه مربوط به سال ۱۹۹۰ برابر با ۰/۴۵۲۲ و کمترین سهم ۵ بارش بزرگ در مجموع بارش سالانه مربوط به سال ۱۹۷۲ برابر ۰/۱۸۴۶ بوده است. تغییرات زمانی این شاخص در شکل ۱د ارائه شده است. با وجود شیب خط

صدک‌های پنجم و دهم نیز خواهد شد. از این رو رخدادهای بارش مربوط به صدک دهم که از اوایل دهه ۱۹۸۰ ظاهر شده را می‌توان به این پدیده نسبت داد.

جایی در ایستگاه هواشناسی و دستگاه‌های اندازه‌گیری صورت نگرفته است، به نظر می‌رسد که رخداد مزبور حاصل رویدادهای طبیعی باشد. بدیهی است که کاهش سطح صدک پنجم موجب کاهش سطح



شکل ۳- مشخصات زمانی بارش‌های صدک پنجم و نود و نسبت آن‌ها به کل بارش در زنجان

و پنجم به طور غیر معنی‌دار (و تقریباً ثابتی) در بارش سالانه کاهش یافته است.

ب) تحلیل فراوانی بارش‌های فرین

به منظور مدل‌سازی دنباله توزیع احتمال بارش‌های فرین و با تایید حاصل از آزمون و خطای روش‌های متعدد، معلوم شد که توزیع مقادیر فرین تعمیم یافته (GEV) بر فرین‌های مورد بررسی در این تحقیق برازنده‌تر است. در ابتدا به نظر رسید که چهار دهه متوالی به لحاظ فراسنج‌های شکل، مقیاس و موقعیت ارزیابی و مقایسه شود. اما ده سال برای این نوع ارزیابی طول دوره نامناسبی است. فقدان طول دوره آماری مناسب، یافته‌ها و تفاسیر مربوط را توأم با خطا خواهد ساخت. از این رو مدل برای چهار شاخص فرین (شامل مجموع بارش‌های حاصل از

شکل ۳ ب تغییرات زمانی سهم بارش‌های صدک پنجم را از کل بارش‌های سالانه نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود، سهم بارش‌های این صدک ضمن کم بودن (به طور متوسط کم‌تر از ۰/۵ درصد) با روند کاهشی مواجه بوده و از سال ۱۹۸۰ به بعد حاوی افت سطح نیز بوده است.

متوسط بارش حاصل از صدک ۹۵ نیز حدود ۶۲/۶ میلی‌متر است. بارش‌های حاصل از این صدک با رفتاری نسبتاً ایستا مشخص می‌شوند. مجموع بارش این صدک، سالانه حدود ۰/۵۶ میلی‌متر کاهش را تجربه نموده است.

بارش‌های حاصل از صدک ۹۵ حدود ۲۰ درصد بارش‌های سالانه را به خود اختصاص می‌دهند. رفتارهای بخشی، بلند مدت سهم حاصل از صدک نود

(Woodward and Gray (1995) در شرایط مشابه استفاده از تحلیل‌های مربوط به کل دوره و نیز دو نیم دوره وضعیت عمومی مشاهدات را بهتر نمایان می‌سازد. نتایج حاصل از برآورد فراسنج‌ها در جدول ۱ و تابع چگالی احتمال مدل‌های برازنده در شکل ۴ ارائه شده است.

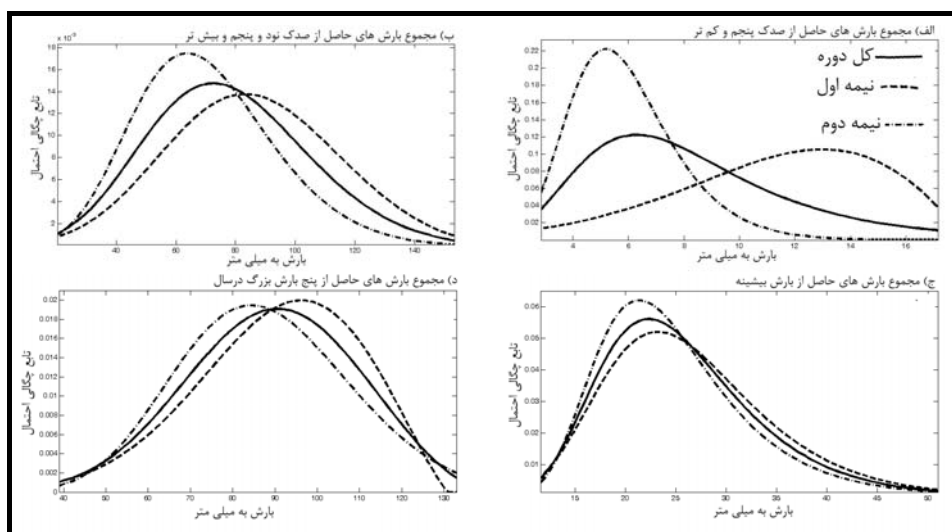
صدک پنجم و کم تر، بارش‌های حاصل از صدک نود و پنجم و بیش تر، بارش‌های بیشینه و پنج بارش بزرگ در هر سال) و برای کل دوره و دو نیم دوره (۱۹۶۱-۱۹۸۳ و ۱۹۸۴-۲۰۰۶) برآزش یافت. چرا که طبق پیشنهاد وودوارد و گری (۱۹۹۳) (Woodward and Gray (1993) و وودوارد و گری (۱۹۹۵)

جدول ۱- فراسنج‌های مدل برازنده بر فرین‌های بارش زنجان برای کل دوره و دو نیم دوره آماری

مجموع پنج بارش بزرگ			مجموع بارش‌های بیشینه			مجموع بارش حاصل از صدک نود و پنج			مجموع بارش حاصل از صدک پنجم			شکل
نیمه دوم	نیمه اول	کل دوره	نیمه دوم	نیمه اول	کل دوره	نیمه دوم	نیمه اول	کل دوره	نیمه دوم	نیمه اول	کل دوره	
-۰/۲۱۵	-۰/۴۵۶	-۰/۳۴۳	۰/۰۱۸	-۰/۰۵۴	-۰/۰۲۶	-۰/۱۴۸	-۰/۲۵۵	-۰/۱۹۲	-۰/۰۶۸	-۰/۵۴۴	۰/۰۸۳	
۱۹/۳۹۳	۲۰/۸۸	۲۰/۶۱۳	۵/۹۴۲	۷/۰۹۵	۶/۵۷	۲۱/۳۲۶	۲۷/۷۳۸	۲۵/۴۷۴	۱/۶۶	۴/۲۰۶	۳/۰۱۸	مقیاس
۷۹/۸۸۴	۸۵/۱۰۴	۸۲/۵۲۱	۲۱/۴۳۷	۲۲/۸۱۲	۲۲/۱۲۴	۶۰/۴۵۹	۷۵/۳۱	۶۷/۲۴۷	۵/۰۶۸	۱۰/۲۹۷	۶/۵۳۷	موقعیت

نیمه دوم این حالت معکوس شده است. به تعبیر دیگر بارش‌ها حاصل از صدک پنجم و کم تر در انتقال از نیمه اول به دوم رویه کاهش نهاده‌اند. کما این که فراسنج مقیاس نیز نشان می‌دهد که دامنه کشیدگی توزیع بارش در نیمه اول بزرگ تر از نیمه دوم و حتی کل دوره بوده است. همچنین تمرکز تابع چگالی احتمال در بارش‌های بالاتر بوده است. این امر موجب شده که فراسنج موقعیت به عنوان نماینده میانگین (مرکز توزیع) بارش حدود دو برابر این فراسنج برای کل دوره و نیمه دوم باشد.

در جدول ۱ دیده می‌شود که فراسنج شکل بارش‌های حاصل از صدک پنجم تفاوت کمی با صفر داشته و به سمت صفر میل کرده است. از این رو چنان که در شکل ۴ الف نیز دیده می‌شود، این توزیع چوله به راست بوده و گویای فزونی فراوانی بارش‌های کم مقدار است. با مقایسه دو نیمه می‌توان استنباط نمود که این ویژگی حاصل غلبه فراسنج شکل در نیمه دوم دوره آماری است. چراکه در نیمه اول چولگی به چپ و در نیمه دوم چولگی به راست مشهود است. بنابراین، در نیمه اول فراوانی بارش‌های کم مقدار کم تر از بارش‌های پر مقدار بوده است. در حالی که در



شکل ۴- مدل مقدار فرین تعمیم یافته برازنده بر فرین‌های بارش

بزرگ سالانه نیز حاکم است. بنابراین، به نظر می‌رسد که بارزترین دگرگونی بر بارش‌های حاصل از صدک پنجم رخ داده باشد.

نتایج

میانگین به منظور بررسی تغییرات، آماره مناسبی برای بیان همه صفات اقلیم نیست. چرا که ممکن است بی آن که میانگین اقلیمی تغییر یابد، جنبه‌هایی از ویژگی‌های اقلیم دگرگون گردد و یا تغییر بسیار کوچکی در میانگین، تغییرات قابل توجهی در برخی مشخصات اقلیمی دیگر را به دنبال داشته باشد. به منظور ردیابی دگرگونی در اقلیم بررسی مشخصات توزیع فراوانی به ویژه دنباله توزیع فراوانی عناصر اقلیمی در کنار دگرگونی میانگین نتایج مفیدتری عرضه می‌نماید. رویدادهای فرین اقلیمی شواهد آشکاری از نحوه توزیع فراوانی مشاهدات اقلیمی اند. این رویدادها پدیده‌هایی نادر، شدید و غیر معمول فیزیکی بوده که از یک آستانه فراتر می‌رود و در دنباله توزیع فراوانی و دور از نقطه تمرکز توزیع (میانگین و میانه) قرار گرفته اند.

مقایسه فراسنج‌های توزیع برازنده بر بارش‌های حاصل از صدک نود و پنجم و بیش تر نشان می‌دهد که اولاً کل دوره و دو نیم دوره تفاوت چشمگیری در مشخصه‌های سه گانه توزیع نداشته اند. برای مثال فراسنج شکل در همه این تقسیمات منفی و بسیار نزدیک به هم بوده است. با این وصف شکل توزیع گویای این امر است که دنباله توزیع بارش‌های سنگین در نیمه اول ضخیم تر از نیمه دوم بوده است. در واقع فراوانی بارش‌های سنگین تر در نیمه اول بیش تر بوده است. به سمت نیمه دوم دوره آماری فراوانی این دو کاسته شده است. از این رو کشیدگی توزیع (فراسنج مقیاس) و حتی مرکز توزیع (فراسنج موقعیت) نیمه اول بیش از نیمه دوم بوده است. این امر موجب شده که فراسنج‌های مربوط به توزیع فراوانی کل دوره در میان دو نیم دوره قرار گیرد.

فراسنج شکل، مقیاس و موقعیت بارش‌های بیشینه در کل دوره و دو نیم دوره بسیار نزدیک به هم و فاقد تفاوت معنی داری هستند. به نظر می‌رسد که تغییر چشم‌گیری در این نمایه طی دوره آماری رخ نداده است. همین وضعیت با شدت بیش تر بر پنج بارش

- تغییرات حادث شده بر صدک پنجم بارش با شدت کم تری در بارش‌های حاصل از صدک نود و پنجم قابل مشاهده است.

- بارش بیشینه و پنج بارش بزرگ از ایستایی بیش تری نسبت به شاخص‌های دیگر برخوردارند.

بنابراین می‌توان استنباط نمود که فراوانی و مقدار بارش‌های سنگین و سبک به سمت کاهش میل نموده‌اند.

منابع

تقوی، فرحناز و محمدی، حسین، (۱۳۸۶). بررسی دوره بازگشت رویدادهای اقلیمی حدی به منظور شناخت پیامدهای زیست محیطی. مجله محیط شناسی. سال سی و سوم. شماره ۴۳. پاییز ۱۳۸۶.

صص ۲۰-۱۱

راماچاندرا راثو، آ.، حامد. خالد ح ترجمه سید سعید اسلامیان و سعید سلطانی کوپایی، (۱۳۸۱)، تحلیل فراوانی سیل، انتشارات ارکان، اصفهان، ۳۳۲ صفحه.

عساکره، حسین، (۱۳۸۷)، "کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز" فصلنامه تحقیقات عسکری، احمد، رحیم زاده، فاطمه، محمدیان، نوشین و فتاحی، ابراهیم، (۱۳۸۶)، تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران. مجله تحقیقات منابع آب ایران. سال سوم شماره ۳. شماره پیاپی ۹.

زمستان ۱۳۸۶. صص ۴۲-۵۵

کایت، ج. دبلیو. ترجمه بزرگ نیا، ابوالقاسم. علیزاده، امین. نقیب زاده، محمود و خیابانی، حمید، (۱۳۶۹)، تحلیل فراوانی وقایع و ریسک در

تحلیل فرین‌ها مبتنی بر داده‌های روزانه عناصر اقلیمی صورت می‌گیرد. به منظور تحلیل رویدادهای فرین می‌بایست دنباله یک توزیع آماری در داده‌های روزانه بررسی شود. در این تحقیق به منظور تحلیل بارش‌های فرین شهر زنجان طی دوره آماری ۲۰۰۶-۱۹۶۱، ضمن بهره‌مندی از تعریف آستانه‌های ارائه شده در پروژه قابلیت پیش بینی و تغییرپذیری اقلیم، آستانه‌ها بر پایه بارش‌های روزانه هر سال اختیار گردید. بدین ترتیب بیشینه بارش سالانه، پنج بارش بزرگ هر سال و صدک‌های ۵ و ۹۵ بارش هر سال به عنوان ملاک بارش‌های فرین اختیار شدند. هرچند تحلیل‌ها حاکی از فقدان روند معنی دار در فرین‌ها بوده اما معلوم شد که چند نوع نایستایی به شرح ذیل در مشاهدات رخ داده است:

- مجموع بارش‌های حاصل از پنج بارش بزرگ حاوی چرخه‌های حدوداً ۳ ساله هستند.

- از سال ۱۹۸۰ به بعد یک تغییر سطح کاهشی در مجموع بارش‌های حاصل از صدک پنجم و سهم آن‌ها در بارش سالانه رخ داده است. کشف این رویداد زمینه مناسبی برای ردیابی عامل یا عوامل موثر بر آن است. از آن جا که این موضوع خارج از حوصله این مقاله است، به عنوان یک پیشنهاد برای تحقیق‌های آتی و احتمالاً از طریق مطالعه شرایط هم‌دید ف‌پوشی معرفی می‌شود.

- شکل توزیع فراوانی بارش‌های حاصل از صدک پنجم در نیمه اول و دوم باهم متفاوت بوده و در نیمه اول از توزیع چوله به چپ به توزیع چوله به راست در نیمه دوم تغییر یافته است. این تغییر توام با کاهش میانگین و چولگی این توزیع بوده است.

- Garcia. Jose Agustin, Gallego. Maria Cruz, Serrano. Antonio and Vaquero. Jose Manuel. (2007): Trends in block seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of twentieth century. *Journal of Climate*. Vol20:113-130.
- Groisman. Pavel, Ya, Karl. Thomas. R, Easterling. David.R, Knight.Richard.W, Jamason.Paul.F, Hennessy. Kevin. J, Suppiah. Ramasamy, Page. Cher. M., Wibig. Joanna, Fortuniak. Fortuniak. Krzysztof, Razuvaev. Vyacheslav. N, Douglas. Arthur. Friland.Erik and Zhai.Pan-Hennessey, K.J., Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B., 1997. Change in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Climate Dynamics* 13, 667–680.
- Haylock. Malcolm and Nicholls. Neville. (2000): Trend in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. *Int. J. Climatol*. 20: 1533-1541.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., (1988). The effect of intersite dependence on regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 24, 588–600
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., (1997). *Regional Frequency Analysis*. Cambridge University Press, p. 224.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Wood, E.F., (1985). Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics* 27 (3), 251–261.
- Jones. P. D, Horton. E. B. Folland. C. K, Hulme. M. Parker. D.E and Basnett. T.A. (1999): The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Climatic Change* 42:131-149
- Kunkel. Kenneth and Andsager. 1999: Long term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *Journal of Climate*. Vol.12: 2516-2527
- Kunkel. Kenneth.E. (2003): North American trends in extreme precipitation. *Natural Hazards*. 29:291-305
- Kysely', J., Picek, J., (2007). Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic. *Climate Research* 33, 243–255.
- هیدرولوژی. مشهد: موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی
- محمدی، بختیار، (۱۳۸۸)، تحلیل هم‌دید بارش‌های ابرسنگین ایران. رساله دکتری اقلیم‌شناسی. استاد راهنما: دکتر سید ابوالفضل مسعودیان و دکتر محمدرضا کاویانی. دانشکده ادبیات و علوم انسانی. دانشگاه اصفهان.
- مسعودیان، سید ابوالفضل، (۱۳۸۷)، شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران. سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. دانشگاه تبریز ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۷. بی شماره صفحه
- Bartolini. Giorgio , morabito , marco , crisci. alfonso , grifoni. daniele , torrigiani tonmaso , petralli. martina , maracchi. giampiero and orlandini. simon 2008: recent trends in tuscanycitaly (italy) summer temperature and indices of extremes. *international journal of climatology*. 28: 1751 – 1760.
- Becker. S., Hartmann. H., Zhsng. Q., Wu. Y. and Tiang. T (2007): Cyclicity analysis of Precipitation regimes in the Yangtze River Basin, China. *Int. J. Climatol*. 94: 139-153
- Benestad. Rasmus. (2006): Can we expect more extreme precipitation on the monthly time scale ? *Journal of Climate*. Vol. 19: 630 – 637
- Coles, S., (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer, London.
- Cooley. Daniel. (2009): Extreme value analysis and the study of climate change. *Climatic Change*. 97: 77 -83.
- El Adlouni. S, Bobee.B. and Ouarda. T.B.M.J. (2008): On the tails of extreme event distributions in hydrology. *Journal of Hydrology*. 355: 16-33.
- Fisher, R. A. & Tippett, L. H. C. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest members of a sample. *Proc. Cambridge Philos. Soc.*, 24: 180-190.

- Pauling.A and Paeth.H. (2007): On the variability of return periods of European winter precipitation extreme over the last three centuries. *Climate of the Past*. 3: 65-76
- Rahimzadeh. Fatemeh, Asgari.Ahmad and Fattahi. Ebrahim. (2009): Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades. *Int.J.Climatol*. 29: 329-343
- Revadekar.J.V. and Kulkarni.Ashwini. (2008): The ElNino- Southern Oscillation and winter precipitation extremes over India. *Int.J.Climatol*. 28: 1445-1452
- Seleshi. Y. and Camberlin. P. (2006): Recent Changes in dry spell and extreme rainfall events in Ethiopia. *Theor. Appl. Climatol*. 83: 181-191.
- WMO, (2009): Guidelines on Analysis of extremes in a changing Climate in support of informed decisions for adaptation. WMO – TD NO 1500
- Woodward, Wayne. A and Gray, H. L. (1993): Global Warming and the Problem of Testing for Trend in Time series Data. *Journal of Climate*. 6. 953-962.
- Woodward, Wayne. A and Gray, H. L. (1995): Selecting a Model for Detecting the Presence of a trend. *Journal of Climate*. 8. 1929-1937.
- Lau.K.M. and Wu.H.T. (2007): Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003. *Int.J.Climatol*. 27: 979-988
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., (2006). The applicability of powerlaw frequency statistics to floods. *Journal of Hydrology* 322, 168–180.
- Naveau. Philippe, Nogaj. Marta, Ammann. Caspar, Yiou. Pascal, Cooley. Daniel and Jomelli. Vincent. (2005): Statistical Methods for the analysis of Climate extremes. *C.R. Geoscience*. 337: 1013 – 1022
- Norbiato. Daniele, Borga. Marco. Sangati. Marco. and Zanon. Francesco. (2007): Regional frequency analysis of extreme Precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood. *Journal of Hydrology*. 345: 149-166
- Palynchuk. Barry. and Guo. Yiping. (2008): Threshold analysis of rain storm depth and duration statistics at Toronto, Canada. *Journal of*
- Pangracz. Rita. Battholy. Judit, Judit, Szabo. Peter and Gelybo. Gyorgyi. (2009): A comparison of the observed trends and simulated changes in extreme climate indices in the Carpathian basin by the end of this century. *Int. J. Global Warming*. Vol.1, NOS. 1/2/3, 2009. 336-355

Frequency Distribution Change of Extreme precipitation in Zanjan City

H. Asakereh

Received: October 19, 2010/ Accepted: June 14, 2011, 13-18 P

Extended Abstract

1- Introduction

Recently the experts have paid their attentions to tail of frequency distribution of climate elements more than averages, because the changes in these characters have significant effects on intense and continuity of events. So that variations in climate elements could be followed through many qualifications such as extreme events or the tail of statistical distribution. Accordingly the weather extreme events are definite as rare and abnormal events (Bartolin et al 2008: 1752) which are far from the centre of distribution.

Due to frequency, continuity and density of the climatic and weather extremes consequences on ecosystems, natural processes (weathering and erosion), and human society and because of their day to day increasing have gotten too much attention.

The weather and climate extremes are one of serious challenges in human society during recent century. Accordingly many experts call them “social challenges” and they believe on the economic sustainable developments in providing managing the extremes (WMO 2009). Consequently study the extreme events make us powerful to understanding their tempo-spatial patterns as well as managing them to protect ourselves from negative consequences.

2- Methodology

The Extreme analyses in climatology are based on analyses of statistical distributions tails of daily observation of climatic elements. In other words to climatic extreme investigations it has to pay attention to low and height values. So it is necessary to investigate the daily extremes. Accordingly in this research using percentile index to determine extremes as well as absolute values, four extreme indices have been described for

Author(s)

H. Asakereh (✉)

Associate Professor of Climatology, University of Zanjan, Zanjan,
Iran
e-mail: asakereh@znu.ac.ir

Zanjan precipitation during 1961-2006. So that the precipitation equal or less than 5th percentile, precipitation equal or more than 95th percentile, total of maximum precipitation and total precipitation of five greatest precipitations have been calculated for every year as indices of extreme precipitation. Finally the Generalized Extreme Distribution (GED) has been fitted on them.

In this research has been attended on the maximum ($x = \max(y_1, y_2, \dots, y_3)$) and minimum ($x = \min(y_1, y_2, \dots, y_3)$) of precipitation time series (y_1, y_2, \dots, y_3), in standpoint of change in distribution shape and its parameters. Accordingly three extreme distributions; Gumbel, Frichit and negative Weibull have been fitted on the data based on thickness, fatness and length of distribution respectively. To finding the distribution parameters it has been used the L-moment method which has introduced by Hosking and Wallis (1997).

3- Discussion

First of all it has introduced the general characters of extreme precipitation in Zanjan. Based on the results of this stage of research it has cleared that low values of precipitation has shown decreasing trends as well as a jump in 1980. The high values of precipitation have shown stationary behaviours in general.

Based on testing many distributions on the daily extreme precipitation in order to modelling the tail of probability distribution of extreme precipitation, it has cleared that GED is the best fitted

model on the observations. The model has been fitted on four indices (precipitation equal or less than 5th percentile, precipitation equal or more than 95th percentile, total of maximum precipitation and total precipitation of five greatest precipitations) for all time series as well as for two halves of periods (1961-1983 and 1984-2006).

The parameter of shape for 5th percentile showed the right skewness. It implicates that low values in this percentile more happened than the heights. This result is true for the second half of the period, but it is not for the first. The first half of the period has left skewness in 5th percentile values of precipitation. So the second half of the period has experienced decrease in precipitation in compare with the first half of period. In addition the scale parameter has shown greatest values in compare with the second and all the time series.

All parameters of maximum precipitation for all of the period as well as for the halves of period indicated no significant changes. These results have been achieved for the five greatest precipitation amounts too.

4- Conclusion

In this paper in order to investigate the extreme precipitation of Zanjan city, the daily precipitation during 1961-2006 has been analyzed. Accordingly the thresholds of daily extreme precipitation have been definite based on Climate Variability and Predictability Project.

In spite of stationary in trend, there have been many non-stationary characters as follow:

- There is a 3 year cycle in the greatest 5-day rainfall total

- There is a downward jump in the fifth percentile and its ratio to total precipitation since 1980.

- The shape parameter of frequency distribution of two parts of fifth percentile of precipitation shows a change in skewness and scale parameter.

- There is a similarity but lower change in 95 percentile of precipitation.

Accordingly there is a reduction in lower and higher percentiles precipitation in Zanjan.

Keywords: Extreme Precipitation, Spectral Analyses, Frequency Distribution, Generalized Extreme Distribution

References

Asakereh, H. (2009), Linear Regression Application to Analyses the Trends of Tabriz Annual Temperature. *Geographic Research Quarterly*. Vol . 87.

Askary , A. Rahimzadeh,F. Mohamadian,N and Fatahi,E(2008), Analysis of Extreme Precipitation Indices in Iran, *Iran Water resources Research*. Vol 9. 42-55

Bartolini . Giorgio , morabito , marco , crisci . alfonso , grifoni . danielle , torrigiani tonmaso , petralli . martina , maracchi . giampiero and orlandini . simon 2008 : recent trends in tuscany (italy) summer temperature and indices of

extremes. *International journal of climatology* . 28 : 1751 – 1760.

Becker. S., Hartmann. H., Zhsng. Q., Wu. Y. and Tiang. T 2007: Cyclicity analysis of Precipitation regimes in the Yangtze River Basin, China. *Int. J. Climatol*. 94: 139-153

Benestad. Rasmus. 2006: Can we expect more extreme precipitation on the monthly time scale ? *Journal of Climate*. Vol. 19: 630 – 637

Coles, S., 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of ExtremeValues*. Springer, London.

Cooley. Daniel. 2009: Extreme value analysis and the study of climate change. *Climatic Change*. 97: 77 -83.

El Adlouni. S, Bobee.B. and Ouarda. T.B.M.J. 2008: On the tails of extreme event distributions in hydrology.*Journal of Hydrology*. 355: 16-33.

Fisher, R. A. & Tippett, L. H. C. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest members of a sample. *Proc. Cambridge Philos. Soc.*, 24: 180-190.

Garcia. Jose Agustin, Gallego. Maria Cruz, Serrano. Antonio and Vaquero. Jose Manuel. 2007: Trends in block seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of twentieth century. *Journal of Climate*. Vol20:113-130.

Groisman.Pavel, Ya,Karl.Thomas.R, Easterling.David.R, Knight.Richard.W, amason.Paul.F,Hennessy.Kevin.J,Suppiah.Ramasamy,Page.Cher.M.,Wibig.Joanna,Fortuniak.Fortuniak.Krzysztof,Razuvaev.Vyacheslav.N,Douglas.Arthur.

- Frland.Erik and Zhai.Pan- Hennessey, K.J., Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B., 1997. Change in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Climate Dynamics* 13, 667–680.
- Haylock. Malcolm and Nicholls. Neville. 2000: Trend in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910-1998. *Int. J. Climatol.* 20: 1533-1541.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., 1988. The effect of intersite dependence on regional flood frequency analysis. *Water Resources Research* 24, 588–600
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., 1997. *Regional Frequency Analysis*. Cambridge University Press, p. 224.
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Wood, E.F., 1985. Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics* 27 (3), 251–261.
- Jones. P. D, Horton. E. B. Follond. C. K, Hulme. M.Parker. D.E and Basnett. T.A.1999: The use of indices to identify changes in climatic extremes. *Climatic Channgge* 42:131-149
- Kite, J,W.(1990), *Analysis of Frequency Events and Risks in Hydrology*. Asatan Ghods Razavi. Mashhad.
- Kunkel .Kenneth.E. 2003: North American trends in extreme precipitation. *Natural Hazards*. 29:291-305
- Kunkel.Kenneth and Andsager. 1999: Long term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *Journal of Climate*. Vol.12: 2516-2527
- Kysely', J., Picek, J., 2007. Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic. *Climate Research* 33, 243–255.
- Lau.K.M. and Wu.H.T. 2007: Detecting trends in tropical rainfall cherecteristics , 1979-2003. *Int.J.Climatol.* 27: 979-988
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., 2006. The applicability of powerlaw frequency statistics to floods. *Journal of Hydrology* 322, 168–180.
- Naveau. Philippe, Nogaj. Marta, Ammann. Caspar, Yiou. Pascal, Cooley. Daniel and Jomelli. Vincent. 2005: *Statistical Methods for the analysis of Climate extremes*. C.R. Geoscience. 337: 1013 – 1022
- Norbiato. Daniele, Borga. Marco. Sangati. Marco. And Zanon. Francesco. 2007: Regional frequency analysis of extreme Precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood. *Journal of Hydrology*. 345: 149-166
- Palynchuk. Barry. And Guo. Yiping. 2008: Threshold analysis of rain storm depth and duration statistics at Toronto, Canada. *Joural of*
- Pangracz. Rita., Battholy. Judit, Judit, Szabo. Peter and Gelybo. Gyorgyi. 2009: A comparison of the observed trends and simulated changes in extreme climate indices in the Carpathian basin by the end of this century. *Int. J. Global Warming*. Vol.1, NOS. 1/2/3, 2009. 336-355

- Pauling.A and Paeth.H. 2007: On the variability of return periods of European winter precipitation extreme over the last three centuries. *Climate of the Past*. 3: 65-76
- Ramachandra, R and Hamed,K (2002), *Frequency Distribution of Flood*. Arkan Pub. Esfahan
- Revadekar.J.V. and Kulkarni.Ashwini. 2008: The ElNino- Southern Oscillation and winter precipitation extremes over India. *Int.J.Climatol*. 28: 1445-1452
- Seleshi. Y. and Camberlin. P. 2006: Recent Changes in dry spell and extreme rainfall events in Ethiopia. *Theor. Appl. Climatol*. 83: 181-191.
- Taghavi,F and Mohamadi,H. (2008), *Investigation of Return Period of Climatic Extreme Events in order to Know the Environmental Consequences*. *Environment logy* . Vol 43. 11-20
- WMO (2009): *Guidelines on Analysis of extremes in a changing Climate in support of informed decisions for adaptation*. WMO – TD NO 1500