

تصحیح شاخص بارش استاندارد شده (SPI) بر اساس انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال

ابوالفضل مساعدی^{۱*} - محمد قبائی سوق^۲

تاریخ دریافت: ۹۰/۳/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۲۷

چکیده

شاخص بارش استاندارد شده (SPI)، از برازش توزیع گاما بر مقادیر بارندگی سالانه یا مجموع بارندگی در هر بازه‌ی زمانی دلخواه به‌دست می‌آید. بر اساس تحقیقات انجام شده، در برخی از مناطق ممکن است توزیع گاما نتواند به‌عنوان مناسب‌ترین توزیع بر داده‌های بارندگی برازش یابد. به‌منظور بررسی این موضوع، از آمار بارندگی سالانه ۱۱ ایستگاه سینوپتیک کشور که بر اساس اقلیم‌نمای دوماستن اقلیم‌های بسیار مرطوب تا خشک را شامل می‌شوند، طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ میلادی استفاده شده است. در این تحقیق، ابتدا مقادیر SPI سالانه با انتخاب توزیع پیش‌فرض (گاما) محاسبه و فراوانی طبقات مختلف خشکسالی استخراج گردید. در ادامه با برازش توزیع‌های مختلف بر مقادیر بارندگی سالانه‌ی هر ایستگاه، مناسب‌ترین تابع توزیع بر اساس آماره‌ی کلموگروف-اسمیرنوف انتخاب و مقدار احتمال تجمعی آن محاسبه گردید. سپس مقادیر متناظر با هر مقدار بارندگی در توزیع نرمال معکوس با استفاده از انتقال هم‌احتمال محاسبه و مقادیر SPI تصحیح شده استخراج گردید و تاثیر استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع مقادیر بارندگی بر تغییر فراوانی و یا جابجایی طبقات مختلف خشکسالی شاخص SPI، مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان داد که توزیع گاما نمی‌تواند به‌عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع مقدار بارندگی سالانه در هیچ یک از ایستگاه‌های مورد بررسی (به‌جز رشت)، انتخاب شود. استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع در هر بازه زمانی، می‌تواند منجر به تغییر مقادیر عددی شاخص SPI گردد که این خود ممکن است منجر به تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی گردد. به‌طوری که در ایستگاه‌های گرگان و تهران جابجایی در تمامی طبقات خشکسالی مشاهده شد و ایستگاه گرگان با ۱۵ جابجایی بیشترین تغییر را در مجموع طبقات خشکسالی به خود اختصاص داد.

واژه‌های کلیدی: انتقال هم‌احتمال، ایران، توزیع گاما، جابجایی طبقات خشکسالی، شاخص بارش استاندارد شده (SPI)

مقدمه

محققان، شاخص‌های مختلفی را به‌منظور پایش وضعیت خشکسالی هواشناسی و بررسی اثرات کمی ناشی از آن توسعه داده‌اند. شاخص‌های خشکسالی شاخص شدت خشکسالی پالمیر^۳ PDSI، شاخص ناهنجاری بارش^۴ RAI، دهک‌ها^۵ DI، شاخص بارش استاندارد شده^۶ SPI، درصد نرمال^۷ PN (۱۱) و شاخص RDI^۸ (۲۲) از این جمله‌اند. شاخص خشکسالی در صورتی ابزاری مفید برای پایش این پدیده است که بتواند خصوصیات خشکسالی مانند شدت، مدت و گستره‌ی مکانی آن را مشخص نماید (۱۰).

درک این که بارندگی تاثیرهای مختلفی بر منابع آب مانند آب زیرزمینی، ذخائر آب‌سطحی و برف دارد، منجر به تدوین و ارائه‌ی

خشکسالی یکی از وقایع محیطی و بخش جدایی‌ناپذیر نوسانات اقلیمی است. این پدیده از ویژگی‌های اصلی و تکرار شونده‌ی اقلیم‌های مختلف به‌شمار می‌رود (۲۸). بیشترین تمرکز مراجع در ارزیابی خشکسالی‌ها، روی خشکسالی اقلیمی می‌باشد که دلیل آن را می‌توان در وجود اطلاعات وسیع‌تر و کامل‌تر و همچنین بار عاملی بارندگی در عوامل بوجود آورنده‌ی خشکسالی، جستجو نمود (۵). امروزه، آنالیز خشکسالی بر اساس داده‌های بارندگی به‌عنوان مهم‌ترین عامل، برای بررسی انواع خشکسالی به‌کار می‌رود. کیانتاش و دراکوپ (۱۴) بیان می‌دارند که بارندگی در شاخص‌های خشکسالی به‌تنهایی بیش از ۸۰ درصد تغییرات این شاخص‌ها را توصیف می‌کند.

- 3- Palmer Drought Severity Index
- 4- Rainfall Anomaly Index
- 5- Deciles
- 6- Standardized Precipitation Index
- 7- Percent of Normal
- 8- Reconnaissance Drought Index

۱- دانشیار دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه فردوسی مشهد
* - نویسنده مسئول: (Email: mosaedi@yahoo.com)

۲- دانش‌آموخته‌ی کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

احتمال برگزیده شود تا از روی آن به ازای هر احتمال مشخص مقدار متغیر مورد نظر به دست آید (۴).

برازش توابع مختلف توزیع فراوانی بر داده‌های بارندگی، همانند طول دوره‌های آماری، می‌تواند سبب برآورد مقادیر متفاوتی از شاخص SPI شود (۱۶). توابع توزیع گوناگونی برای برازش بر داده‌های بارندگی مورد استفاده قرار گرفته‌اند که برخی از آن‌ها عبارتند از: توزیع گاما (۸، ۱۵ و ۱۶)، توزیع پیرسون تیپ سه (۳ و ۹)، توزیع پواسون-گاما^۱ (۱۲)، توزیع ویبول (۷)، توزیع لوگ-نرمال (۱۳ و ۲۰)، توابع توزیع حد نهایی^۲ و توزیع نمایی^۳ (۲۶)، توزیع نمایی ترکیبی^۴ (۱۹).

لوید-هوگوس و ساندرس (۱۳) و سومز و همکاران (۲۱) ضمن تحقیقات خود بیان داشتند که در مناطق خشک و نیمه‌خشک که توزیع بارندگی به‌طور طبیعی فصلی می‌باشد و نباریدن باران در برخی از فصل‌ها طبیعی است، در بعضی از فصل‌ها در سری زمانی تعداد بسیار زیادی صفر وجود خواهد داشت. در چنین مناطقی، مقادیر محاسبه شده SPI در مقیاس‌های زمانی کوتاه مدت به‌خاطر چولگی زیاد داده‌های بارندگی ممکن است به صورت نرمال توزیع نشده باشد و توزیع گاما نیز نتواند به‌خوبی بر داده‌های بارندگی برازش یابد. بنابراین، این موضوع می‌تواند سبب بروز خطاهای فاحش هنگام تعیین تابع توزیع داده‌ها در مناطق خشک در نمونه‌های کوچک گردد.

ویسک و هاس (۲۳) پیروی مقدار بارندگی روزانه در هر سال و فصل‌های مختلف از توزیع گاما در ۹۰ ایستگاه از اروپا را بر اساس آزمون‌های کلموگروف-اسمیرنوف^۵ (K-S) و K-S تصحیح شده، مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها بر متفاوت بودن نتایج حاصل از دو آزمون تاکید و همچنین بیان داشتند که مقدار بارندگی زمستانه در بیش از ۴۰ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی با توزیع گامای دو پارامتری مطابقت ندارد.

همان‌گونه که ذکر شد، برازش توابع توزیع فراوانی مختلف بر داده‌های بارندگی سبب برآورد مقادیر متفاوتی از شاخص SPI می‌شود. همچنین نامناسب بودن برازش توزیع گاما بر داده‌های بارندگی می‌تواند منجر به برآورد مقادیر نادرستی از شاخص SPI گردد. با توجه به معایب بیان شده برای شاخص SPI، این تحقیق به دنبال یافتن پاسخی به سئوالات زیر در راستای افزایش دقت شاخص SPI است.

مناسب‌ترین تابع توزیع احتمالاتی داده‌های بارندگی سالانه در ایستگاه‌های مورد بررسی چیست؟

آیا توزیع گاما بر داده‌های بارندگی سالانه ایستگاه‌های مورد بررسی برازش مناسبی دارد؟

شاخص SPI گردید (۲). برای محاسبه این شاخص، ابتدا با برازش توزیع گاما بر داده‌های بارندگی ماهیانه یا مجموع بارندگی در هر بازه-ی زمانی دلخواه، تابع احتمال تجمعی آن را محاسبه نموده سپس با انتقال احتمال تجمعی به‌دست آمده به توزیع تجمعی نرمال استاندارد شده، مقادیر شاخص SPI محاسبه می‌شود (۲، ۶، ۸، ۹، ۱۳، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۲۳ و ۲۶).

در حال حاضر شاخص SPI به‌طور گسترده‌ای در امور تحقیقاتی و اجرایی در سراسر جهان جهت پایش خشکسالی استفاده می‌شود. این شاخص به‌علت سادگی محاسبات، استفاده از داده‌های قابل دسترس بارندگی، قابلیت محاسبه برای هر مقیاس زمانی دلخواه و قابلیت بسیار زیاد در مقایسه‌ی مکانی نتایج، به‌عنوان مناسب‌ترین شاخص برای تحلیل خشکسالی به‌ویژه تحلیل‌های مکانی شناخته می‌شود (۱، ۲، ۹، ۱۱، ۱۳، ۱۶، ۲۲، ۲۵ و ۲۷). مهم‌ترین مزیت شاخص SPI، قابلیت محاسبه در مقیاس‌های زمانی مختلف است که باعث می‌شود این شاخص بتواند اثرات دوره‌های کوتاه مدت ذخایر آب (از جمله رطوبت خاک که در تولیدات کشاورزی نقش مهمی دارد) و اثرات دوره‌های طولانی مدت منابع آب (از جمله ذخایر آب زیرزمینی، سطح آب مخازن و جریان رودخانه‌ای) را پایش نماید. کمبود بارش در مقیاس زمانی کوتاه مدت، سبب ایجاد نوسان در رطوبت خاک و دوره‌های طولانی‌تر باعث تغییرات در منابع آب زیرزمینی و سطح آب مخازن می‌شود (۱۶ و ۲۴).

در محاسبه‌ی شاخص SPI طول دوره‌ی آماری و نوع توزیع فراوانی برازش یافته بر مقادیر داده‌های بارندگی، از اهمیت به‌سزایی برخوردارند. زیرا عدم انتخاب دوره‌های طولانی مدت و همچنین نامناسب بودن توزیع گاما برای داده‌های بارندگی، می‌تواند منجر به برآورد مقادیر نادرستی از شاخص SPI شود (۱۶). علاوه بر این، متفاوت بودن طول دوره‌های زمانی داده‌های بارندگی مورد استفاده برای استخراج مقادیر شاخص SPI می‌تواند منجر به نتایج متفاوتی در طبقه‌های مختلف خشکسالی شود. مک‌کی و همکاران (۱۵) وجود حداقل سی سال آماری را برای محاسبه‌ی شاخص SPI لازم می‌دانند. ویو و همکاران (۲۵) تأثیر طول دوره‌های مختلف بارندگی بر مقادیر شاخص SPI را با استفاده از معیارهای ضریب همبستگی، شاخص توافق و میزان ثبات دوره‌های خشک و مرطوب مورد بررسی قرار دادند و بر متفاوت بودن نتایج در طول دوره‌های مختلف تاکید نمودند. زیرا طول دوره، تأثیر مستقیمی بر مقادیر پارامترهای شکل و مقیاس تابع احتمال گاما دارد.

تابع توزیع احتمال ایزاری موثر و مفید برای توصیف جامع هر متغیر هواشناسی یا هیدرولوژیکی می‌باشد (۲۳). در بررسی‌های هیدرولوژیکی سعی می‌شود بر داده‌هایی که به‌صورت تجربی اندازه-گیری و ثبت شده‌اند، توابع احتمالاتی مناسبی برازش داده شود و بهترین تابعی که با داده‌ها مطابقت داشته باشد به‌عنوان تابع توزیع

- 1- Poisson-gamma
- 2- Extreme Value
- 3- Exponential
- 4- Mixed exponential
- 5- Kolmogorov-Smirnov

انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع و به‌کارگیری آن در تعیین شاخص SPI چه تغییری در فراوانی طبقات مختلف خشکسالی و یا جابجایی آن‌ها در ایستگاه‌های مورد بررسی ایجاد می‌کند؟

مواد و روش‌ها

موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی

ایران با مساحت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع بین عرض‌های شمالی ۲۵ تا ۴۰ درجه و طول‌های شرقی ۴۴ تا ۶۴ درجه قرار دارد. از نظر عرض جغرافیایی قسمت‌های جنوبی ایران در نواحی گرمسیری و قسمت‌های شمالی آن در نواحی نیمه‌گرمسیری واقع است. در این تحقیق آمار بارندگی سالانه ۱۱ ایستگاه سینوپتیک بندر انزلی، رشت، گرگان، کرمانشاه، شیراز، تبریز، مشهد، تهران، بوشهر، اصفهان و زاهدان طی یک دوره آماری ۵۰ ساله (از سال ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ میلادی) از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. پس از بررسی اولیه داده‌ها، داده‌های ناقص در سری‌های ماهانه توسط روش نسبت‌ها (۴) با استفاده از آمار ایستگاه مجاور ساخته شد. به‌طوری که برای بازسازی برخی از نواقص آماری ایستگاه‌های رشت، تبریز و شیراز از آمار ایستگاه‌های سینوپتیک بندر انزلی، مراغه و فسا استفاده گردید و در برخی از ایستگاه‌ها به‌علت آن که در مجاورت آن ایستگاهی با طول دوره آماری طولانی مدت که بتواند سال‌های دور را پوشش دهد وجود نداشت سال مذکور از محاسبات حذف گردید. برخی از خصوصیات جغرافیایی و اقلیمی ایستگاه‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است.

شاخص بارش استاندارد شده (SPI)

درک این که بارندگی تاثیرهای مختلفی بر منابع آب

زیرزمینی، ذخائر آب‌سطحی و برف دارد، منجر به تدوین و ارائه‌ی شاخص SPI گردید. این شاخص به‌منظور پایش خشکسالی اقلیمی ایالت کلرادوی آمریکا توسط مک‌کی و همکاران در سال ۱۹۹۳ ابداع گردید (۲). محاسبه‌ی شاخص SPI، مستلزم برازش توزیع احتمالاتی مناسب به سری طولانی مدت داده‌های بارندگی در هر بازه‌ی زمانی دلخواه (سه ماهه، شش ماهه و ...) در هر ایستگاه است. بسیاری از پژوهشگران از جمله مک‌کی و همکاران (۱۵) توزیع گاما را پیشنهاد دادند. با فرض پیروی مقدار بارندگی از توزیع گاما، گام بعدی در محاسبه‌ی شاخص SPI، انتقال احتمال تجمعی به‌دست آمده از توزیع گاما به توزیع نرمال استاندارد تجمعی با میانگین صفر و انحراف از معیار یک می‌باشد. در واقع SPI عبارتست از متغیری از تابع توزیع نرمال استاندارد که مقدار احتمال تجمعی آن با مقدار احتمال تجمعی متغیر مورد نظر از توزیع گامای به‌دست آمده، مساوی باشد.

طبق این روش دوره‌ی خشکسالی هنگامی اتفاق می‌افتد که SPI به‌طور مستمر منفی و به مقدار ۱- یا کمتر برسد و هنگامی پایان می‌یابد که مقدار SPI مثبت گردد (۲، ۶، ۸، ۱۳، ۱۷، ۲۳ و ۲۶). طبقات مختلف خشکسالی و ترسالی شاخص SPI در جدول ۲ بر اساس طبقه‌بندی ادوارد و مک‌کی (۸) نشان داده شده است.

شاخص بارش استاندارد شده (SPI)

درک این که بارندگی تاثیرهای مختلفی بر منابع آب مانند آب زیرزمینی، ذخائر آب‌سطحی و برف دارد، منجر به تدوین و ارائه‌ی شاخص SPI گردید. این شاخص به‌منظور پایش خشکسالی اقلیمی ایالت کلرادوی آمریکا توسط مک‌کی و همکاران در سال ۱۹۹۳ ابداع گردید (۲).

جدول ۱- برخی از خصوصیات جغرافیایی و اقلیمی ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (متر)	متوسط درجه حرارت (سانتی‌گراد)	متوسط بارش (میلی‌متر)	نقص آماری سال	اقلیم (دومارتن)
بندر انزلی	۳۷° ۲۸'	۴۹° ۲۸'	۲۶/۲-	۱۶/۵۶	۱۸۰۳/۲	-	بسیار مرطوب
رشت	۳۷° ۱۲'	۴۹° ۳۹'	۳۶/۷	۱۵/۹	۱۳۴۹/۵	-	بسیار مرطوب
گرگان	۳۶° ۵۱'	۵۴° ۱۸'	۱۳/۳	۱۸/۰۵	۶۱۴/۶	-	مدیترانه‌ای
کرمانشاه	۳۴° ۱۷'	۴۷° ۰۷'	۱۳۲۲	۱۴/۲۵	۴۵۰/۱	۱۹۶۲	نیمه‌خشک
شیراز	۲۹° ۳۲'	۵۲° ۳۶'	۱۴۸۴	۱۷/۷۷	۳۲۰/۱	-	نیمه‌خشک
تبریز	۳۸° ۰۵'	۴۶° ۱۷'	۱۳۶۱	۱۲/۴۵	۲۸۶/۷	-	نیمه‌خشک
مشهد	۳۶° ۱۶'	۵۹° ۳۸'	۹۹۹/۲	۱۴/۲۹	۲۵۱/۹	-	نیمه‌خشک
تهران	۳۵° ۴۱'	۵۱° ۱۹'	۱۱۹۰/۸	۱۷/۳۲	۲۳۴/۲	-	خشک
بوشهر	۲۸° ۵۹'	۵۰° ۵۰'	۱۹/۶	۲۱/۱	۲۵۱/۲	۱۹۷۲	خشک
اصفهان	۳۲° ۳۷'	۵۱° ۴۰'	۱۵۵۰/۴	۱۶/۲۶	۱۱۸/۴	-	خشک
زاهدان	۲۹° ۲۸'	۶۰° ۵۳'	۱۳۷۰	۱۸/۴۵	۸۳/۶	۱۹۵۸	خشک

به توزیع نرمال استاندارد شده و چگونگی تعیین شاخص SPI نشان داده شده است.

تصحیح شاخص SPI بر اساس انتخاب مناسبترین توزیع

پیش فرض مورد استفاده جهت محاسبه‌ی شاخص SPI آن است که داده‌های بارندگی از توزیع گاما پیروی می‌کنند. جهت ارزیابی این موضوع و تصحیح شاخص SPI، ابتدا، توابع توزیع مختلف شامل ۳۳ تابع توزیع پیوسته (که برخی از آن‌ها عبارتند از: لگ-نرمال، گاما، ویبول، لوگ-گاما، پیرسون، لوگ-پیرسون تیپ (III)، Johnson.SB، Pert و لوگ-لجستیک) که از کرانه پایین محدود و از کرانه بالا نامحدودند بر داده‌های بارندگی سالانه برازش داده شد. با انتخاب مناسبترین تابع توزیع و استخراج پارامترهای آن توزیع، مقادیر تابع احتمال تجمعی آن محاسبه گردید. سپس، با استفاده از اصل انتقال هم‌احتمال (شکل ۱)، مقادیر متناظر با مقادیر بارندگی در توزیع نرمال استاندارد شده محاسبه و به عنوان مقادیر شاخص SPI تصحیح شده^۸ شده^۸ (MSPI)، منظور گردیدند. جهت انجام این بخش از تحقیق، از نرم‌افزار آماري Easy fit5.4 استفاده شد.

جهت بررسی نکوتی برازش توزیع‌های مختلف آماری با توزیع داده‌های مشاهداتی، از آزمون KS استفاده گردید. فرض صفر در این آزمون این است که بین توزیع تئوری و تجربی داده‌ها اختلاف معنی‌داری وجود ندارد. با انتخاب فرض صفر و یک سطح اعتماد (α)، برای هر یک از مشاهدات، مقادیر تخمین زده شده از توزیع‌های تئوری (توزیع مورد آزمون) و تجربی را به‌دست آورده و قدر مطلق حداکثر تفاوت (D_{max}) را با مقدار بحرانی (D) مقایسه و اگر D_{max} کوچک‌تر از D باشد فرض صفر صحیح بوده و بین داده‌ها و توزیع تئوری تفاوت معنی‌داری وجود ندارد. مقدار بحرانی D ، بستگی به تعداد نمونه‌ها و سطح اعتماد مورد نظر دارد (۴). مقادیر بحرانی D با توجه به تعداد نمونه‌های ۴۹ و ۵۰ در سطوح اعتماد ۱ درصد برابر (۰/۲۲۸) و (۰/۲۲۶)، ۵ درصد برابر (۰/۱۹۰) و (۰/۱۸۸) و ۱۰ درصد برابر (۰/۱۷۱) و (۰/۱۷۰) می‌باشند.

نتایج و بحث

نتایج انتخاب مناسبترین تابع توزیع

نتایج حاصل از انتخاب مناسبترین تابع توزیع برازش‌یافته بر داده‌های بارش سالانه به همراه مقادیر p-value (احتمال مناسب بودن توزیع مورد بررسی) در آزمون نکوتی برازش KS برای توزیع گاما و مناسبترین تابع توزیع در ایستگاه‌های مورد بررسی در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول ۲- طبقه‌های مختلف خشکسالی در شاخص SPI

مقدار SPI	طبقات خشکسالی
۲ یا بیشتر	ترسالی بسیار شدید ^۱ (EW)
۱/۵۰ تا ۱/۹۹	ترسالی شدید ^۲ (SW)
۱ تا ۱/۴۹	ترسالی متوسط ^۳ (MW)
-۰/۹۹ تا -۰/۹۹	نرمال ^۴ (N)
-۱ تا -۱/۴۹	خشکسالی متوسط ^۵ (MD)
-۱/۵۰ تا -۱/۹۹	خشکسالی شدید ^۶ (SD)
-۲ یا کمتر	خشکسالی بسیار شدید ^۷ (ED)

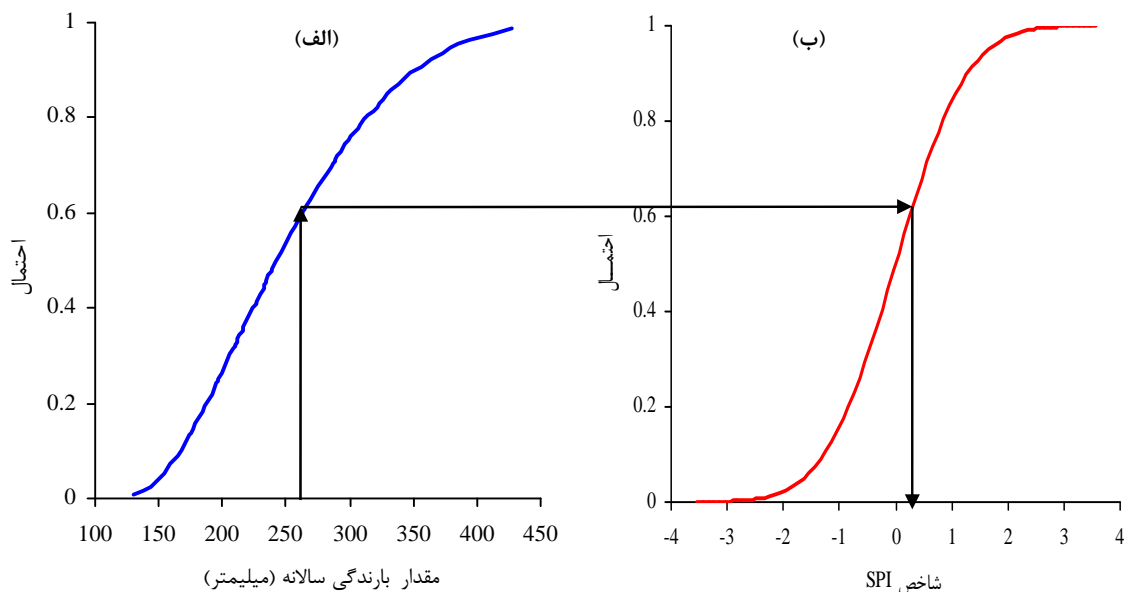
محاسبه‌ی شاخص SPI، مستلزم برازش توزیع احتمالاتی مناسب به سری طولانی مدت داده‌های بارندگی در هر بازه‌ی زمانی دلخواه (سه ماهه، شش ماهه و ...) در هر ایستگاه است. بسیاری از پژوهشگران از جمله مک‌کی و همکاران (۱۵) توزیع گاما را پیشنهاد دادند. با فرض پیروی مقدار بارندگی از توزیع گاما، گام بعدی در محاسبه‌ی شاخص SPI، انتقال احتمال تجمعی به‌دست آمده از توزیع گاما به توزیع نرمال استاندارد تجمعی با میانگین صفر و انحراف از معیار یک می‌باشد. در واقع SPI عبارتست از متغیری از تابع توزیع نرمال استاندارد که مقدار احتمال تجمعی آن با مقدار احتمال تجمعی متغیر مورد نظر از توزیع گامای به‌دست آمده، مساوی باشد. طبق این روش دوره‌ی خشکسالی هنگامی اتفاق می‌افتد که SPI به‌طور مستمر منفی و به مقدار ۱- یا کمتر برسد و هنگامی پایان می‌یابد که مقدار SPI مثبت گردد (۲، ۶، ۸، ۱۳، ۱۷، ۲۳ و ۲۶). طبقات مختلف خشکسالی و ترسالی شاخص SPI در جدول ۲ بر اساس طبقه‌بندی ادوارد و مک‌کی (۸) نشان داده شده است.

اصل انتقال هم‌احتمال

بهترین حالت انتقال یک متغیر از یک توزیع آماری به یک توزیع آماری دیگر، انتقال هم‌احتمال می‌باشد که در آن احتمال‌های کمتر یا مساوی دو متغیر از دو توزیع با هم برابر فرض می‌شوند (۷). به‌منظور تعیین شاخص SPI به ازای هر مقدار بارندگی، مقدار احتمال تجمعی آن در توزیع گاما محاسبه و سپس به شیوه‌ی معکوس مقدار متناظر با احتمال تجمعی مذکور در توزیع نرمال استاندارد شده تعیین می‌گردد. در شکل ۱، ترسیم گرافیکی تبدیل احتمال تجمعی توزیع گاما

- 1- Extremely Wet
- 2- Sever Wet
- 3- Moderately Wet
- 4- Normal
- 5- Moderately Drought
- 6- Severe Drought
- 7- Extremely Drought

8- Modified Standardized Precipitation Index



شکل ۱- ترسیم گرافیکی انتقال هم‌احتمال: در شکل (الف) احتمال تجمعی توزیع گاما برای مقادیر بارش سالانه در ایستگاه مشهد ترسیم و در شکل (ب) نیز احتمال تجمعی توزیع نرمال استاندارد شده ترسیم شده است.

سالانه در ایستگاه‌های مورد بررسی استفاده نمود ولی باید به این نکته توجه داشت که توابع توزیع مناسب‌تر دیگری با مقادیر D_{max} کمتر و یا p -value بیشتر نیز وجود دارد. بنابراین در هیچ‌یک از ایستگاه‌ها (به‌جز رشت) توزیع گاما نمی‌تواند به عنوان مناسب‌ترین توزیع انتخاب شود.

بررسی مناسب‌ترین تابع توزیع در ایستگاه‌های مختلف (ستون هشتم جدول ۳) با توجه به نوع اقلیم آن‌ها نشان می‌دهد که از میان ۴ ایستگاه واقع در اقلیم نیمه‌خشک (مشهد، تبریز، کرمانشاه و شیراز)، داده‌های بارندگی ۳ ایستگاه مشهد، تبریز و کرمانشاه با توزیع Jansoon.SB به خوبی برازش یافته‌اند. این در حالی است که توزیع مذکور، ۳۲مین تابع توزیع مناسب در ایستگاه شیراز است. از طرفی این تابع توزیع بر داده‌های بارندگی سالانه دو ایستگاه تهران و زاهدان واقع در اقلیم خشک به خوبی برازش می‌یابد. در دو ایستگاه رشت و بندر انزلی با اقلیم مشابه، مناسب‌ترین تابع توزیع متفاوت می‌باشد، به طوری که مناسب‌ترین توزیع ایستگاه رشت در ایستگاه بندر انزلی دارای رتبه‌ی ۱۳ و مناسب‌ترین توزیع داده‌های بارش ایستگاه بندر انزلی در ایستگاه رشت دارای رتبه‌ی ۱۵ است. اگر چه در برخی از ایستگاه‌های ناحیه‌های خشک و نیمه‌خشک توزیع Johnson.SB مناسب‌ترین توزیع بود ولی تعیین مناسب‌ترین توزیع برای اقلیم‌های مشابه نیازمند ایستگاه‌های با پراکنش مکانی مناسب و هم‌چنین تعداد کافی می‌باشد.

بر اساس مقادیر p -value در آزمون KS، توزیع گاما فقط در ایستگاه رشت توانسته است به عنوان مناسب‌ترین توزیع از میان ۳۳ توزیع مورد بررسی انتخاب شود. در عین حال این توزیع از نظر مناسب بودن، در ایستگاه‌های تبریز و زاهدان در رتبه‌ی ۱۴ قرار گرفته است. از طرف دیگر این توزیع در ایستگاه‌های بندر انزلی و تهران در رتبه‌ی ۱۳ و در ایستگاه‌های مشهد و گرگان در رتبه‌ی ۱۱ قرار گرفته است. ضمن آن که، در ایستگاه‌های کرمانشاه و بوشهر توزیع گاما با رتبه‌های ۴ و ۵ نزدیکی بیشتری به مناسب‌ترین توزیع داشته است.

بر اساس مقادیر بحرانی D در سطوح اعتماد مختلف مشاهده می‌گردد که به‌جز در ۳ ایستگاه رشت، کرمانشاه و بوشهر، در سایر ایستگاه‌ها، مقدار بارندگی سالانه از توزیع گاما با اختلاف زیادی نسبت به مناسب‌ترین تابع توزیع پیروی می‌کنند و پیش‌فرض پیروی مقدار بارندگی از توزیع گاما در هر منطقه باید با هوشیاری مورد بررسی و سپس مورد استفاده قرار گیرد.

تابع توزیع گاما در اکثر ایستگاه‌های مورد بررسی نتوانسته است به عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع انتخاب شود ولی با مقایسه‌ی مقادیر D_{max} به‌دست آمده برای توزیع گاما (ستون پنجم در جدول ۳) با مقادیر بحرانی D در سطوح اعتماد مختلف، مشاهده می‌شود که در سطوح اعتماد ذکر شده، دلیلی برای رد فرض صفر (عدم برازش توزیع گاما) وجود ندارد زیرا مقدار D_{max} کوچک‌تر از D بحرانی است. بنابراین از تابع توزیع گاما نیز می‌توان برای برازش بر داده‌های بارش

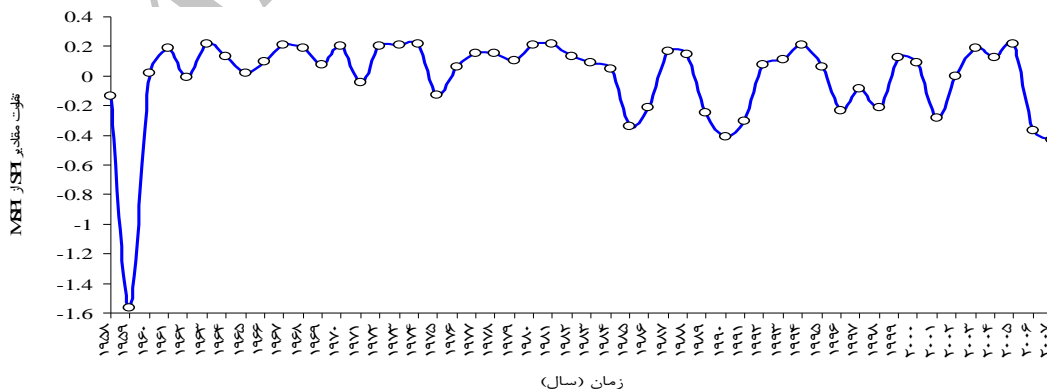
جدول ۳- نتایج بهترین تابع توزیع برازش یافته بر داده‌های بارش سالانه به همراه مقادیر P-value در آزمون KS در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	پارامترهای توزیع گاما		رتبه توزیع گاما	D _{max} توزیع گاما	مقادیر P-value در آزمون KS		پارامترهای مناسب‌ترین توزیع از چپ به راست
	α	β			مناسب‌ترین توزیع	توزیع گاما	
بندر انزلی	۲۶/۰۳	۶۹/۲۸	۱۳	۰/۰۸۵	۰/۸۳۳	۰/۹۹۵	Log. Logistic (α, β)
رشت	۳۰/۶۷	۴۴/۰۱	۱	۰/۰۷۷	۰/۹۰۵	۰/۹۰۵	Gamma (α, β)
گرگان	۱۱/۴۳	۵۳/۷۹	۱۱	۰/۱۲۵	۰/۳۸۷	۰/۹۳۲	Log. Logistic (α, β)
کرمانشاه	۱۳/۰۶	۳۴/۴۶	۴	۰/۰۶۴	۰/۹۸۰	۰/۹۹۵	Johnson. SB (γ, δ, λ, ξ)
شیراز	۹/۳۷	۳۴/۲۰	۸	۰/۰۸۵	۰/۸۳۲	۰/۹۹۰	Log. Pearson3 (α, β, γ)
تبریز	۱۲/۳۴	۲۳/۲۴	۱۴	۰/۰۸۵	۰/۸۳۹	۰/۹۹۵	Johnson. SB (γ, δ, λ, ξ)
مشهد	۱۲/۸۲	۱۹/۶۵	۱۱	۰/۰۷۶	۰/۹۱۳	۰/۹۹۰	Johnson. SB (γ, δ, λ, ξ)
تهران	۱۰/۷۱	۲۱/۸۷	۱۳	۰/۱۰۹	۰/۵۵۱	۰/۹۴۳	Johnson. SB (γ, δ, λ, ξ)
بوشهر	۵/۰۶	۴۹/۶۶	۵	۰/۰۸۲	۰/۸۶۶	۰/۹۴۷	Weibull (α, β)
اصفهان	۶/۳۸	۱۸/۵۴	۱۲	۰/۱۲۰	۰/۴۳۱	۰/۸۴۲	Pert (m, a, b)
زاهدان	۳/۸۳	۲۱/۸۵	۱۴	۰/۱۰۷	۰/۵۹۲	۰/۹۹۵	Johnson. SB (γ, δ, λ, ξ)

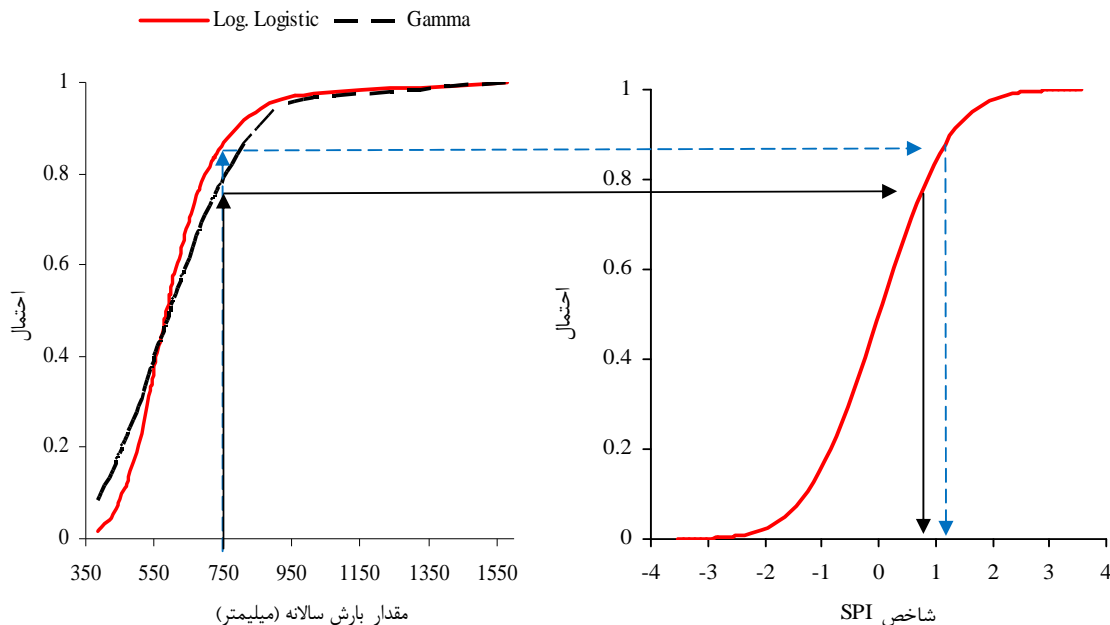
بارش استاندارد شده بر اساس مناسب‌ترین توزیع (MSPI) تغییر رخ دهد. در شکل ۲ تفاوت عددی مقادیر شاخص SPI از شاخص MSPI در طول دوره‌ی مورد بررسی در ایستگاه گرگان ارائه شده است. مطابق این شکل، در اکثر سال‌ها استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع سبب تغییر مقادیر عددی شاخص SPI شده است.

نتایج تصحیح شاخص SPI بر اساس مناسب‌ترین تابع توزیع

با توجه به رتبه و اختلاف مقادیر P-value توزیع گاما و مناسب-ترین توزیع داده‌های بارش سالانه در ایستگاه‌های مورد بررسی، انتظار می‌رود که مقادیر عددی و فراوانی طبقات مختلف خشکسالی شاخص بارش استاندارد شده بر اساس توزیع گاما (SPI) نسبت به شاخص



شکل ۲- تفاوت مقادیر شاخص‌های SPI و MSPI سالانه در طول دوره مورد بررسی در ایستگاه گرگان



شکل ۳- ترسیم گرافیکی جابجایی طبقات رطوبتی در شاخص SPI با استفاده از انتقال هم‌احتمال و به کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع به جای توزیع گاما برای مقادیر بارش سالانه در ایستگاه گرگان

خشکسالی ایجاد نشده است که ناشی از انتخاب توزیع گاما به‌عنوان مناسب‌ترین تابع توزیع می‌باشد. اما در ایستگاه‌های مشهد، گرگان، بندر انزلی، تهران، تبریز، کرمانشاه، اصفهان، شیراز، بوشهر و زاهدان به ترتیب ۲، ۷، ۶، ۷، ۲، ۴، ۶، ۴، ۲ و ۶ مورد جابجایی طبقات اتفاق افتاده است. به طوری که در ایستگاه‌های تهران و گرگان فراوانی تمامی طبقات خشکسالی دچار تغییر شده‌اند. در ایستگاه‌های بندر انزلی، اصفهان و زاهدان ۶ طبقه و در ایستگاه‌های بوشهر و تبریز فراوانی ۲ طبقه دستخوش تغییر شده‌اند. به طور کلی انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع در شاخص SPI سبب تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی ۱۰ ایستگاه از ۱۱ ایستگاه مورد بررسی گردید. بررسی مجموع فراوانی تغییرات رخ داده نشان می‌دهد که تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی در ایستگاه‌های مورد بررسی از ۱۵ واقعه تا صفر واقعه در نوسان است. به طوری که در ایستگاه گرگان ۷ مورد جابجایی طبقات منجر به ۱۵ مورد تغییر فراوانی طبقات شده است و طبقه‌ی نرمال (N) با فراوانی ۶ واقعه بیش‌ترین جابجایی را داشته است. در ایستگاه زاهدان نیز طبقه‌ی N با تغییر از ۳۰ به ۳۵ واقعه بیش‌ترین فراوانی تغییر را داشته است. به عبارت دیگر تصحیح شاخص SPI سبب شده‌است فراوانی شرایط نرمال در زاهدان از ۶۰ درصد به ۷۰ درصد برسد.

چگونگی ایجاد جابجایی طبقات خشکسالی در شاخص SPI با به کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع به جای تابع توزیع پیش‌فرض گاما در ایستگاه گرگان در شکل ۳ نشان داده شده است. بر اساس جدول ۳، مناسب‌ترین تابع توزیع بارندگی در گرگان توزیع لوگ‌لجستیک می‌باشد که تابع احتمال تجمعی آن به همراه احتمال تجمعی توزیع گاما در شکل ۳ رسم شده است. با توجه به این شکل، به ازای مقدار بارندگی ۷۵۰ میلی‌متر مقادیر احتمال تجمعی توابع گاما و لوگ-لجستیک به ترتیب برابر ۰/۷۶۸ و ۰/۸۶۵ می‌شود. با استفاده از انتقال هم‌احتمال، مقادیر SPI برای بارندگی مذکور در توابع گاما و لوگ-لجستیک به ترتیب برابر ۰/۷۳۲ و ۱/۱۰۳ می‌گردد. با توجه به مقادیر طبقات مختلف خشکسالی در شاخص SPI (جدول ۲)، وضعیت رطوبتی بر اساس تابع گاما در شرایط نرمال و بر اساس تابع لوگ-لجستیک در طبقه ترسالی متوسط قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده تاثیر توزیع انتخابی بر جابجایی طبقات خشکسالی است.

نتایج حاصل از فراوانی طبقات مختلف خشکسالی بر اساس دو شاخص SPI و MSPI در جدول ۴ برای ایستگاه‌های مورد بررسی ارائه شده است. هم‌چنین نتایج حاصل از مقایسه تغییرات فراوانی طبقات مختلف در جدول ۵ ارائه شده است. مطابق نتایج جدول ۵، در ایستگاه رشت هیچ اختلافی بین فراوانی طبقات مختلف

1- Log.logestic

جدول ۴- فراوانی طبقات مختلف خشکسالی شاخص‌های SPI و MSPI در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	شاخص خشکسالی	فراوانی طبقات مختلف خشکسالی						
		ED	SD	MD	N	MW	SW	EW
بندر انزلی	SPI	۱	۱	۷	۳۴	۲	۳	۲
	MSPI	۰	۲	۷	۳۳	۳	۵	۰
رشت	SPI	۰	۳	۵	۳۴	۴	۱	۳
	MSPI	۰	۳	۵	۳۴	۴	۱	۳
گرگان	SPI	۰	۲	۴	۳۹	۲	۰	۲
	MSPI	۱	۳	۶	۳۳	۴	۲	۱
کرمانشاه	SPI	۱	۱	۹	۲۹	۷	۲	۱
	MSPI	۲	۰	۷	۳۰	۷	۲	۱
شیراز	SPI	۱	۱	۸	۳۳	۵	۱	۱
	MSPI	۱	۱	۷	۳۴	۴	۲	۱
تبریز	SPI	۱	۱	۶	۳۴	۳	۲	۲
	MSPI	۱	۱	۶	۳۴	۴	۲	۱
مشهد	SPI	۱	۲	۶	۳۳	۴	۳	۱
	MSPI	۱	۲	۶	۳۴	۳	۳	۱
تهران	SPI	۲	۱	۶	۳۴	۴	۳	۰
	MSPI	۰	۲	۵	۳۶	۳	۲	۲
بوشهر	SPI	۲	۳	۳	۳۵	۴	۲	۱
	MSPI	۰	۵	۳	۳۵	۴	۲	۱
اصفهان	SPI	۱	۳	۷	۲۹	۷	۲	۱
	MSPI	۰	۱	۷	۳۶	۳	۱	۲
زاهدان	SPI	۱	۰	۷	۳۰	۸	۳	۰
	MSPI	۱	۱	۴	۳۵	۵	۲	۱

جدول ۵- تغییرات فراوانی طبقات مختلف خشکسالی با بکارگیری مناسب‌ترین توزیع آماری در ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	تعداد جابجایی در هر طبقه							مجموع
	ED	SD	MD	N	MW	SW	EW	
بندر انزلی	۱	۱	۰	۱	۱	۲	۲	۸
رشت	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
گرگان	۱	۱	۲	۶	۲	۲	۱	۱۵
کرمانشاه	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۰	۵
شیراز	۰	۰	۱	۱	۱	۱	۰	۴
تبریز	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۱	۲
مشهد	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۲
تهران	۲	۱	۱	۲	۱	۱	۲	۱۰
بوشهر	۰	۲	۲	۰	۰	۰	۰	۴
اصفهان	۱	۲	۰	۴	۴	۱	۱	۱۳
زاهدان	۱	۱	۳	۵	۳	۱	۱	۱۴

انتظار رود که هرچه این رتبه بالاتر باشد تعداد جابجایی در طبقات مختلف خشکسالی بیشتر گردد. در ایستگاه‌های مشهد و گرگان در

با توجه به رتبه‌ی توزیع گاما در میان ۳۳ تابع توزیع برازش یافته بر داده‌های بارندگی هر ایستگاه (ستون چهارم جدول ۳)، ممکن است

توزیع به جای تابع توزیع پیش فرض (گاما) بر مقادیر عددی شاخص SPI و تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی مورد ارزیابی قرار گیرد. نتایج حاصل از این تحقیق به شرح زیر می باشد:

نتایج برازش توزیع های فراوانی مختلف بر مقادیر بارندگی سالانه در ۱۱ ایستگاه مورد بررسی نشان داد که بر اساس آماره ی نکوئی برازش KS رتبه ی توزیع گاما از ۱ تا ۱۴ در نوسان است و تابع توزیع گاما در اکثر ایستگاه های مورد بررسی (به جز رشت) نتوانسته است به عنوان مناسب ترین تابع توزیع انتخاب شود هر چند که مناسب بودن آن در سطوح اطمینان مورد بررسی، رد نشده است. از طرف دیگر، توابع توزیع دیگری نیز وجود دارند که در این سطوح نیز رد نمی شوند و برازش مناسب تری نسبت به توزیع گاما دارند. استفاده از توابع چگالی احتمال با مناسب ترین برازش، می تواند در راستای افزایش دقت شاخص SPI برای پایش خشکسالی مورد استفاده قرار گیرد.

به کارگیری مناسب ترین تابع توزیع در شاخص SPI منجر به تغییر فراوانی و یا جابجایی طبقات مختلف خشکسالی در ۱۰ ایستگاه از ۱۱ ایستگاه مورد بررسی گردید. به طوری که در ایستگاه های گرگان و تهران جابجایی در تمامی طبقات خشکسالی رخ داد و ایستگاه گرگان با مجموع ۱۵ واقعه دستخوش بیشترین تغییر در فراوانی طبقات گردید.

بررسی وجود ارتباط مستقیم بین رتبه ی توزیع گاما و تغییرات رخ داده در جابجایی و یا فراوانی طبقات مختلف خشکسالی نشان داد که لزوماً رتبه ی بهتر نمی تواند سبب ایجاد جابجایی و یا تغییر فراوانی کمتر در طبقه های مختلف خشکسالی گردد. زیرا جابجایی طبقات مختلف خشکسالی، علاوه بر رتبه ی تابع توزیع، تابع مقدار اختلاف P-value مناسب ترین تابع توزیع برازش یافته و توزیع پیش فرض (گاما) می باشد.

حالی که توزیع گاما در هر دو ایستگاه رتبه ی ۱۱ را کسب نموده است ولی تعداد جابجایی طبقات به ترتیب ۲ و ۷ مورد و تعداد تغییر فراوانی نیز به ترتیب ۲ و ۱۵ واقعه می باشد. هم چنین ایستگاه های تبریز و زاهدان با آن که دارای بالاترین رتبه ی توزیع گاما (۱۴) در میان ۱۱ ایستگاه مورد بررسی بودند، اما در ایستگاه تبریز، فقط ۲ مورد جابجایی آن هم با فراوانی ۱ واقعه در هر جابجایی مشاهده می شود، در حالی که در ایستگاه زاهدان ۶ مورد جابجایی طبقات رخ داد که بیشترین تغییر فراوانی در طبقه ی نرمال مشاهده گردید. دلیل عدم ارتباط مستقیم بین رتبه ی توزیع و جابجایی و یا تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی را می توان به مقدار p-value نسبت داد. به بیان دیگر جابجایی طبقات مختلف خشکسالی، علاوه بر رتبه ی تابع توزیع، تابع مقدار تفاوت مقادیر p-value به ازای تابع گاما و مناسب ترین تابع توزیع می باشد. در ایستگاه مشهد مقدار p-value از ۰/۹۹۰ (برای مناسب ترین تابع توزیع) به ۰/۹۱۳ (برای تابع گاما) تغییر می یابد که مقدار تغییرات ناچیز (۰/۰۷۷) می باشد. در حالی که این مقدار در ایستگاه گرگان از ۰/۹۳۲ به ۰/۳۸۷ تغییر می یابد که دارای تغییراتی به مراتب شدیدتر (۰/۶۴۵) است. در ایستگاه زاهدان نیز تغییرات P-value نسبت به تبریز شدیدتر است که این امر سبب جابجایی ۶ طبقه و یا ۱۵ مورد تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی در این ایستگاه شده است.

نتیجه گیری

در این تحقیق ضمن بررسی مناسب بودن برازش توزیع گاما بر مقادیر بارش سالانه در ۱۱ ایستگاه سینوپتیک، سعی شده است با انتخاب مناسب ترین توزیع، پایش خشکسالی با دقت بیشتری بر اساس شاخص SPI، انجام گرفته و تاثیر به کارگیری مناسب ترین تابع

منابع

- ۱- اختری ر، مهدیان م.ج. و مرید س. ۱۳۸۵. تحلیل مکانی شاخص های SPI و EDI در استان تهران، مجله تحقیقات منابع آب ایران، ۲ (۳): ۲۷-۳۸.
- ۲- رضی ط، دانش کار آراسته پ، اختری ر. و ثقیفیان ب. ۱۳۸۶. بررسی خشکسالی هواشناسی (اقليمی) در استان سیستان و بلوچستان با استفاده از شاخص SPI و مدل زنجیره ی مارکف، مجله تحقیقات منابع آب ایران، ۳ (۱): ۲۵-۳۵.
- ۳- حقیقت جو پ. ۱۳۸۱. بررسی تابع چگالی احتمال بارندگی های ماهانه و سالانه ایستگاه های قدیمی ایران. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۹ (۳): ۴۱-۴۸.
- ۴- علیزاده ا. ۱۳۸۸. اصول هیدرولوژی کاربردی. چاپ بیست و ششم، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۸۷۰ ص.
- ۵- کارآموز م. و عراقی نژاد ش. ۱۳۸۴. هیدرولوژی پیشرفته، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۴۶۰ ص.
- ۶- مساعدی ا، خلیلی زاده م. و محمدی استاد کلایه ا. ۱۳۸۷. پایش خشکسالی هواشناسی در سطح استان گلستان، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۵ (۲): ۱۷۶-۱۸۲.
- 7- Castellvi F., Mormeneo I., Perez P.J. 2004. Generation of daily amounts of precipitation from standard climatic data: a case study for Argentina. Journal of Hydrology, 289: 286-302.

- 8- Edwards D.C., and McKee T.B. 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Climatology Report Number 97-2*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- 9- Guttman N.B. 1999. Accepting the standardized precipitation index: a calculation algorithm. *Journal of the American Water Resources Association*, 35: 311-322.
- 10- Hayes M.J., Svoboda M.D., Wilhite D.A., Vanyarkho O.V. 1999. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80: 429-438.
- 11- Hayes M.J. 2000. What is Drought? *Climate Impacts Specialist*, <http://www.drought.unl.edu>.
- 12- Lana X., Serra C., Burgueno A. 2001. Patterns of monthly rainfall shortage and excess in terms of the standardized precipitation index. *International Journal of Climatology*, 21: 1669-1691.
- 13- Lloyd-Hughes B., Saunders M.A. 2002. A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, 22: 1571-1592.
- 14- Keyantash J., and Dracup J.A. 2002. The Quantification of Drought Indices, *American Metrological Society*, 83 (8): 1167-1180.
- 15- McKee T.B., Doesken N.J., and Kleist J. 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, January 17e22, Anaheim, California, 179-184.
- 16- Mishra A.K., and Singh V.P. 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391: 202-216.
- 17- Mishra A.k., Singh V.P., and Desai V.R. 2009. Drought characterization: a probabilistic approach. *Stochastic Environ Research Risk Assess*, 23: 41-55.
- 18- Paulo A.A., Ferreira E., Coelho C., and Pereira L.S. 2005. Drought class transition analysis through Markov and Log linear models, an approach to early warning. *Agriculture Water Management*, 77: 59- 81.
- 19- Schoof J.T. 2008. Application of the multivariate spectral weather generator to the contiguous United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 514-521.
- 20- Shoji T., and Kitaura H. 2006. Statistical and geostatistical analysis of rainfall in central Japan. *Computers & Geosciences*, 32: 1007-1024.
- 21- Sonmez F.K., Komuscu A.U., Erkan A., and Turgu E., 2005. An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the standardized precipitation index. *Natural Hazards*, 35: 243-264.
- 22- Tsakiris G., Pangalou D., and Vangelis H. 2007. Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resource Manage*, 21: 821-833.
- 23- Viecek O., and Huth R. 2009. Is daily precipitation Gamma-distributed? Adverse effects of an incorrect use of the Kolmogorov-Smirnov test, *Atmospheric Research*, 93: 759-766.
- 24- Wu H., and Hayes M.J. 2001. An evaluation of the standardized precipitation index, the China index and statistical Z- Score. *International Journal of Climatology*, 21: 741-758.
- 25- Wu H., Hayes M.J., Wilhite D.A., and Svoboda M.D. 2005. The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. *International Journal of Climatology*, 25, 505-520.
- 26- Wu H., Svoboda M.D., Hayes M.J., Wilhite D.A., and Wen F. 2007. Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. *International Journal of Climatology* 1. 27, 65-79.
- 27- Wilhite D.A. 1997. Responding to Drought: Common threads from the past, *Vision for the future*. *Journal of the American Water Resources Association*, 33(5): 951-959.



Modification of Standardized Precipitation Index (SPI) Based on Relevant Probability Distribution Function

A. Mosaedi^{1*} - M. Ghabaei Sough²

Received: 8-6-2011

Accepted: 18-9-2011

Abstract

SPI is based on fitting a gamma distribution to precipitation amounts in selected periods. Based on current research, the gamma distribution may not be fitted to annual precipitation of some regions. In order to evaluate this subject, annual precipitation have been used during 1958- 2007 at 11 Synoptic Stations in Iran. In first step, values of SPI and frequency of different classes of drought severity were calculated. The Kolmogorov- Smirnov test is used to assess the goodness of fitting most appropriate distribution function to annual precipitation. Then, according to equi-probability transformation the values of SPI were modified. The impact of applying most appropriate distribution function was evaluated to change the frequency of different classes of drought severity in Modified Standardized Precipitation Index (MSPI). The results showed that annual precipitation in all stations do not fallow Gamma distribution as appropriate distribution function except for Rasht station. Using appropriate distribution function in a MSPI leads to changing the frequency and/or displacement of different classes in SPI. So displacements occurred in all classes of drought severity at Tehran and Gorgan synoptic stations. The Gorgan station with 15 events has the most changes in frequency classes.

Keywords: Standardized Precipitation Index (SPI), Gamma distribution, Equi-probability transformation, Displacement of different classes, Iran

1- Associate Professor, Faculty of Natural Resources and Environment, Ferdowsi University of Mashhad
(*-Corresponding Author Email: mosaedi@yahoo.com)

2-Former MSc Student, Department of Water Engineering, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources