

بررسی و کاربرد شاخص خشکسالی تبخیر و تعرق بارش استاندارد شده (SPETI)

(مطالعه موردی: ایستگاه هواشناسی تبریز)

مهدی اصلاحی*^۱، بهروز سبحانی^۲، فرناز پوراصغر^۳

۱- دانشجوی دکترای اقلیم‌شناسی دانشگاه محقق اردبیلی و کارشناس هواشناسی آشناسی مرکز تحقیقات هواشناسی آذربایجان شرقی

۲- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه محقق اردبیلی

۳- دکترای اقلیم‌شناسی و کارشناس کارشناس هواشناسی آشناسی مرکز تحقیقات هواشناسی کاربردی استان آذربایجان شرقی

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۸/۱۱

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۱/۸/۲۴

چکیده

مقاله حاضر یک شاخص خشکسالی جدید را معرفی می‌کند: شاخص تبخیر و تعرق بارش استاندارد شده^۱ (SPETI). شاخص SPETI بر اساس داده‌های دما و بارش پایه ریزی شده است و مزیت‌های اصلی آن چند مقیاسی بودن آن است بدین معنی که مقیاس آن در دوره‌های زمانی مختلف قابل ارائه است و تأثیر تغییرات دما در آن اعمال شده است. برای محاسبه این شاخص از بیلان آبی اقلیمی استفاده شده است که در فواصل زمانی مختلف محاسبه و با یک توزیع احتمال لگ-لجیستیک، مدل احتمالی آن مشخص شده است. از لحاظ محاسبات ریاضی، SPETI شبیه شاخص بارش استاندارد شده^۲ (SPI) است، اما دما در آن نقش ایفا می‌کند. از آنجا که در بررسی وضعیت خشکسالی آمار بلندمدت مورد نیاز است (حداقل ۳۰ ساله) شاخص معرفی شده بطور موردی روی داده‌های دما و بارش ماهانه ایستگاه هواشناسی سینوپتیک تبریز که آمار بلندمدت ۶۰ ساله دارد، اعمال گردید. برای بررسی کارایی شاخص SPETI ابتدا داده‌های بارش و دمای ایستگاه تبریز از لحاظ آماری و نموداری مورد بررسی قرار گرفت. نمودارهای روند بارش و دما نشان داد که داده‌های سالانه بارش و دما طی ۱۶ سال اخیر به ترتیب روندی کاهشی و افزایشی داشته است. این ادعا توسط آزمون همبستگی و آزمون مقایسه‌ای دو دوره مورد تأیید قرار گرفت. نتایج نشان داد که شاخص SPETI دقت بیشتری نسبت به شاخص SPI در ارائه پدیده‌های خشکسالی ۱۶ سال اخیر که با افزایش دما و کاهش بارش مواجه بوده است، داشته است.

واژگان کلیدی: شاخص SPETI، توزیع لگ-لجیستیک، دما، تبخیر و تعرق، ایستگاه تبریز

*.Email: Eslahi5073@yahoo.com

1. Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

2. Standardized Precipitation Index

مقدمه

مفهوم عرضه و تقاضا معادله تعادل آب اندازه بگیرد. و به این ترتیب ترکیبی از بارش، ذخیره رطوبت، رواناب و پتانسیل تبخیر در سطح زمین را شامل می شود. با این حال، نقیصه اصلی PDSI هنوز حل نشده است. این مسئله مربوط به ثابت بودن مقیاس زمانی (بین ۹ و ۱۲ ماه) و ویژگی اتورگرسیو است که به موجب آن مقادیر شاخص تحت تأثیر شرایط ذکر شده بیش از چهار سال گذشته قرار می گیرد (Guttman, 1998).

عموماً پذیرفته شده است که خشکسالی یک پدیده چند مقیاسی است. مک کی و همکارانش (McKee et al., 1993) به وضوح این ویژگی اساسی خشکسالی را با در نظر گرفتن منابع آب قابل دسترس نشان دادند، که شامل رطوبت خاک، آب های زیرزمینی، برف، برداشت از رودخانه و ذخایر آبی است. بنابراین، مقیاس زمانی روی کمبود آب انباشته شده تأثیر بسیار زیادی دارد و بصورت تابعی، عملکرد خشکسالی را از دیدگاه هیدرولوژی، زیست محیطی، کشاورزی و دیگر انواع خشکسالی جداگانه مشخص می کند. به همین دلیل، شاخص های خشکسالی باید با مقیاس زمانی خاص در ارتباط باشند تا برای پیش و مدیریت منابع آب قابل استفاده، مفید باشد. این توضیحات دلیلی بر پذیرش وسیع شاخص SPI است که قابل مقایسه در زمان و مکان است و آن را می توان برای مقیاس زمانی مختلف برای پیش خشکسالی با توجه به منابع آب قابل استفاده مختلف محاسبه نمود (Guttman, 1998).

انتقاد اصلی روی SPI این است که محاسبه آن تنها بر اساس داده های بارش است. این شاخص متغیرهای دیگری را که می تواند خشکسالی را تحت تأثیر قرار دهند مانند دما، تبخیر و تعرق، سرعت باد، خاک و ظرفیت نگهداری آب در نظر نمی گیرد. با این وجود، مطالعات متعددی نشان داده است که بارش متغیر اصلی در تعیین شروع، مدت، شدت، و پایان خشکسالی است (Chang and Cleopa,

خشکسالی یکی از علل طبیعی و اصلی ایجاد خسارات کشاورزی، اقتصادی و زیست محیطی است. خشکسالی پس از یک دوره طولانی کم بارشی و یا بدون بارش آشکار می شود، اما تعیین شروع، میزان و پایان آن ها، دشوار است. بنابراین، تعیین کمیّت عینی صفات این پدیده از نظر شدت، مقدار، مدت زمان و وسعت مکانی بسیار مشکل است. به همین دلیل، تلاش زیادی برای توسعه تکنیک های تجزیه و تحلیل و پیش خشکسالی صورت گرفته است. در این میان، شاخص های عینی به طور گسترده استفاده می شود، اما تعیین یک تعریف قابل درک از خشکسالی که برای پایه ریزی یک شاخص خشکسالی جهانی و منحصر به فرد استفاده شود، بسیار دشوار است.

در قرن بیستم چندین شاخص جهت کمی کردن، پیش و تجزیه و تحلیل خشکسالی توسعه یافت (Du Pisani; et al. 1998 Keyantash and Dracup 2002; Heim 2002). در سال های اخیر، تلاش های بسیاری برای توسعه شاخص های خشکسالی جدید، یا برای بهبود شاخص های موجود صورت گرفته است (Keyantash and Dracup 2006; Gonzalez and Valde's 2004). اغلب مطالعات، مربوط به تجزیه و تحلیل خشکسالی و سیستم های پیشی است که یا با استفاده از (۱) شاخص شدت خشکسالی پالمر (PDSI) (Palmer, 1965) که بر اساس معادله تعادل آب و خاک است و یا (۲) شاخص بارش استاندارد شده SPI که بر اساس رویکرد احتمال وقوع بارش است (McKee et al., 1993).

شاخص PDSI نقطه عطفی در توسعه شاخص های خشکسالی بود. این شاخص قادر است هم میزان رطوبت (مقدار مثبت) و هم خشکی (مقادیر منفی) را بر اساس

1. Palmer Hydrological Drought Index

در طول ۱۵۰ سال گذشته دمای جهانی افزایش داشته است (2°C - $0/5^{\circ}$) (Jones and Moberg, 2003)، و مدل‌های تغییر اقلیم پیش‌بینی یک افزایش مشخص در قرن بیست و یکم را آشکار می‌کند (Solomon et al., 2007). انتظار می‌رود که عواقب شرایط خشکسالی، با افزایش تقاضای آب به عنوان یک نتیجه از تبخیر و تعرق بصورت متناوب ادامه خواهد داشت (Sheffield and Wood, 2008). دوبروفسکی و همکارانش (Dubrovsky et al., 2008) به تازگی نشان دادند که گرمای پیش‌بینی شده حاصل از اثرات خشکسالی بوسیله مدل‌های اقلیم جهانی را می‌توان به وضوح در PDSI دید در حالی که SPI (که تنها بر اساس داده‌های بارش است) تغییرات شرایط مورد انتظار خشکسالی را منعکس نمی‌کند.

بنابراین، استفاده از شاخص خشکسالی که شامل داده‌های مربوط به دما در فرمولاسیون خود باشد (مانند PDSI) به ویژه برای برنامه‌های کاربردی مربوط به سناریوهای اقلیمی آینده ترجیح داده می‌شود. با این حال، PDSI فاقد ویژگی چندمقیاسی بودن است که برای ارزیابی خشکسالی از دیدگاه‌های مختلف هیدرولوژیکی و افتراق در میان انواع مختلف خشکسالی ضروری است. بنابراین یک شاخص جدید خشکسالی بوسیله ویسته-سرانو و همکارانش (Vicente-Serrano et al., 2009) فرموله شد و آن «شاخص تبخیر و تعرق بارش استاندارد شده (SPETI)» است که بر اساس بارش و PET پایه ریزی شده است. شاخص SPETI ترکیبی از حساسیت PDSI به تغییرات تبخیر (ناشی از نوسانات دما و روند آن) همراه با سادگی محاسبات و ماهیت چندزمانه بودن SPI است. شاخص جدید به ویژه به شناسایی، پایش مناسب، و بررسی عواقب ناشی از گرمایش جهانی در شرایط خشکسالی کمک زیادی می‌کند.

(1991; Heim, 2002). بنابراین، SPI همبستگی زیادی با PDSI در مقیاسهای زمانی ۶-۱۲ ماهه دارد. کم بودن تنوع داده‌های مورد نیاز و ساده بودن آنها دلیلی بر استفاده وسیع شاخص‌های بارشی، از قبیل SPI، برای پایش و تحلیل خشکسالی است.

شاخص‌های بارشی، از جمله SPI، بر دو فرض تکیه دارد: ۱) تغییرپذیری بارش بسیار بالاتر از سایر متغیرها، مانند دما و تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) است (۲) سایر متغیرها ایستا هستند (یعنی، دارای روند زمانی نیستند). در این سناریو، اهمیت سایر متغیرها قابل اغماض است، و خشکسالی بوسیله متغیرهای زمانی بارش کنترل می‌شود (Vicente-Serrano et al., 2009). با این حال، برخی از نویسندگان در برابر غفلت نظام مند اهمیت اثر دما بر شرایط خشکسالی هشدار داده‌اند. به عنوان مثال، هو و ویلسون (Hu and Willson, 2000) نقش دما و بارش در PDSI را ارزیابی کرده و دریافتند که شاخص در هر دو متغیر به یک اندازه به تغییرات پاسخ می‌دهد. تنها در مواقعی که نوسان درجه حرارت کمتر از بارش بود، تغییرپذیری در PDSI بوسیله بارش کنترل شده بود.

مطالعات تجربی نشان داده است که افزایش درجه حرارت به طور قابل توجهی روی شدت خشکسالی تأثیر دارد. آبراموپولوس و همکارانش (Abramopoulos et al., 1988) با استفاده از آزمایش مدل گردش عمومی جو نشان دادند که تبخیر و تعرق می‌تواند بیش از ۸۰ درصد از آب حاصل از بارش را کاهش دهد. علاوه بر این، آنها دریافتند که میزان خشکی ناشی از ناهنجاریهای دما بالاتر از خشکی حاصل از کمبود بارش است. بخصوص نقش درجه حرارت در خشکسالی در دهه‌های اخیر محسوس است. برخی مطالعات نیز نشان داده است که PDSI تغییرپذیری در تولید محصول و فعالیت پوشش گیاهی طبیعی را بهتر از SPI نشان می‌دهد (Mavromatis, 2007).

دادند. آنها جهت پایش خشکسالی از دو شاخص پالم و SPETI کمک گرفتند و همبستگی شان را با یکدیگر مورد ارزیابی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که شاخص پالم با شاخص SPETI_12 بیشترین همبستگی را در تابستان دارد. همچنین در این مقاله آن‌ها ارتباط این دو شاخص را با دمای جهانی سطح دریا و گردش عمومی جو در مقیاس بزرگ مورد بررسی قرار دادند. و نتیجه گرفتند که بعضی از تابستان‌های خشک منطقه مورد نظر (۱۹۲۹، ۱۹۳۱، ۱۹۴۵، ۱۹۹۵، ۱۹۹۹) با مؤلفه‌های اصلی اول (PC1) و دوم (PC2) شاخص SPETI_12 همزمان است. علاوه بر آن سال‌های همراه با پدیده ال نینو با تابستان‌های خشک منطقه همزمان است.

ویسته سرانو و همکارانش (Vicente-Serrano et al., 2012) عملکرد شاخص‌های مختلف خشکسالی را روی متغیرهای آبشناسی، کشاورزی و زیست محیطی مورد ارزیابی جهانی قرار دادند. در این مقاله سه شاخص خشکسالی پالم، SPI و SPETI برای پیش‌بینی تغییرات رواناب، رطوبت خاک، رویش جنگل و عملکرد محصول مورد مقایسه قرار گرفتند. در نهایت مشخص شد که بازه شاخص‌های SPETI و SPI در مقیاس‌های زمانی مختلف نسبت به شاخص پالم برای کشف پیامدهای خشکسالی از روی متغیرهای آبشناسی، کشاورزی و زیست محیطی فوق‌الذکر، بیشتر است. بین SPETI و SPI از لحاظ عملکرد اختلاف کوچکی وجود دارد اما شاخص SPETI خشکسالی را در تابستان طبق متغیرهای مذکور بهتر آشکار می‌کند. فصلی که در آن پیامدهای خشکسالی بیشتر خود را نشان می‌دهد. از اینرو شاخص SPETI دارای کارایی بیشتری نسبت به شاخص SPI دارد.

مک‌اوی و همکارانش (McEvoy et al., 2012) دو شاخص SPETI و SPI را جهت پایش خشکسالی در چند مقیاس زمانی برای منطقه کالیفرنیا شرقی و نوادا بکار برده

به دلیل جدید بودن شاخص SPETI در داخل کشور پژوهشی در این رابطه انجام نشده است و اکثر مقالات مربوط به کاربرد شاخص SPI است. مساعدی و قبائی سوق (۱۳۹۰) تنها مقاله یافت شده است که در رابطه با تصحیح شاخص SPI است که در آن بجای توزیع گاما از مناسب‌ترین توزیع استفاده شده است. در این مقاله با استفاده از آزمون برازش کولموگروف-اسمیرنوف ابتدا بهترین توزیع روی داده‌های سالانه بارش هر ایستگاه مشخص شده و براساس این توزیع شاخص SPI بدست آمده است.

علیجانی و بابایی (۱۳۸۸) درصد فراوانی خشکسالی‌ها را در طبقات مختلف با استفاده از شاخص SPI در بازه زمانی کوتاه مدت ۳ و ۶ ماهه در کشور ایران مورد پایش قرار دادند و نتیجه گرفتند که در شمال غرب، شمال و شمال شرق خشکسالی‌ها بسیار شدید است و در مناطق دیگر خشکسالی‌ها متوسط و ملایم می‌باشد.

مرید و همکارانش (Morid et al., 2005) کارایی و حساسیت هفت شاخص خشکسالی (SPI, DI, PN, CZI, MCZI, Z-Score و EDI) را در استان تهران با هم مقایسه کردند. اساس کار مقایسه‌ی این شاخص‌ها، موارد و دوره‌های خشکسالی شناخته شده طی ۳۲ سال اخیر استان بوده که آخرین دوره‌ی آن مربوط به دوره‌ی خشکی ۲۰۰۱-۱۹۹۸ است. نتایج نشان داد که سه شاخص SPI, CZI و Z-Score کارایی شبیه به هم دارند. شاخص DI نسبت به رخدادهای بارشی‌ی یک سال خاص حساسیت زیاد از خود نشان داده است. شاخص‌های SPI و EDI قادر به مشخص کردن زمان شروع خشکسالی هستند هرچند شاخص EDI حساسیت بیشتری نسبت به خشکسالی دارد و عملکرد بهتری دارد.

برونینت و همکارانش (Boroneant et al., 2011) خشکسالی تابستان را در شبه جزیره ایبری مورد پایش قرار

شبکه های ۲×۲ کیلومتر برای کشور ایران بدست آمد و از این طریق شدت خشکسالی برای هر سال در مکان های مختلف نمایش داده شد. طبق این نقشه ها تقریباً ۵ درصد از سال ها خشکسالی شدید و ۲۳ درصد خشکسالی متوسط بوده است.

مواد و روشها

روش محاسبه شاخص خشکسالی SPETI

SPETI خیلی ساده و براساس همان روش محاسبه شاخص SPI محاسبه می شود. SPETI با استفاده از اختلاف ماهانه (یا هفتگی) بارش و PET محاسبه می شود. این حالت یک تعادل ساده آب و هوایی را بیان می دارد (Thornthwaite, 1948) که برای تعیین SPETI در مقیاس های زمانی مختلف محاسبه می شود.

اولین قدم، محاسبه PET است که به دلیل استفاده از پارامترهای خیلی زیاد از قبیل دمای سطح زمین، رطوبت هوا، تشعشع ساعت شده از خاک، فشار بخار آب و گرمای نهان و محسوس زمین- جو، محاسبه آن مشکل است (Allen et al. 1998).

روش های مختلفی برای برآورد غیر مستقیم PET از روی پارامترهای اندازه گرفته شده در ایستگاه های هواشناسی مطرح شده است. مطابق با داده های قابل دسترس، این قبیل روش ها عبارتند از روشهای فیزیکی (بطور مثال روش پنمن- مانیس؛ PM) و روشهای پایه ریزی شده براساس روابط تجربی که در آن PET با داده های مورد نیاز کمتری محاسبه می شود. روش PM به وسیله کمیسیون بین المللی آبیاری و زهکشی (ICID)، سازمان کشاورزی و غذایی سازمان ملل (FAO)، و انجمن امریکایی مهندسی عمران (ASCE) به عنوان یک روش استاندارد برای محاسبه PET ارائه شده است. روش PM حجم بزرگی از داده ها را نیاز دارد زیرا برای محاسبه اش

و مورد ارزیابی قرار دادند. و نتیجه گرفتند که هر دو شاخص همبستگی معنی داری با متغیرهای رواناب رودخانه های منطقه دارند ولی شاخص SPETI دارای همبستگی بیشتری است.

پوتوپ و همکارانش (Potop et al., 2012) شاخص SPETI را روی مدل اقلیم منطقه ای با سناریوی A1B SRES برای جمهوری چک بکار بردند و دور نمای وضعیت خشکسالی را در دوره بلندمدت ۲۰۲۱-۲۰۵۰ مشخص کردند. در این مقاله تغییرات توزیع فراوانی شاخص SPETI در مقیاس های زمانی مختلف بر حسب شدت، توزیع مکانی و زمانی خشکسالی روی منطقه نامبرده طبق سناریوی A1B برای دوره میانی و پایانی قرن ۲۱ مشخص شد.

زارعی و همکاران (Zarei et al., 2013) از تصاویر رادیومتر (AVHRR) با دقت خیلی بالا برای ارزیابی اثر داده های NOAA-AVHRR برای پایش خشکسالی در ایران در دوره ی زمانی ۱۹۹۷-۲۰۰۵ استفاده کردند. و نقشه های شاخص های سبزینگی (NDVI) را برای دوره ی مورد نظر محاسبه کردند. از طرف دیگر شاخص خشکسالی SPI را برای ۴۷ ایستگاه هواشناسی سینوپتیک محاسبه کرده و همبستگی این شاخص را با شاخص های سبزینگی (TCI, VHI و VCI) مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که رابطه ی معنی داری بین شاخص SPI و شاخص های سبزینگی وجود دارد.

بذرافشان و خلیلی (Bazrafshan and Khalili, 2013) خشکسالی را طی دوره ی زمانی ۳۹ ساله برای ۹۵ ایستگاه هواشناسی که دارای آمار بلندمدت هستند مورد ارزیابی قرار دادند. در این بررسی از شاخص خشکسالی سالانه SIAP برای محاسبه ی خشکسالی استفاده شده است. پس از آن با استفاده از روش زمین آماری میانگین متحرک وزنی (WMA) نقشه ی توزیع جغرافیایی شاخص SIAP با

در اینجا NDM تعداد روزهای ماه و N حداکثر تعداد

ساعات آفتابی است که بصورت زیر محاسبه می شود:

$$N = \left(\frac{24}{\pi} \right) \omega_s, \quad (5)$$

در جایی که ω_s زاویه ساعتی طلوع خورشید است، بصورت زیر محاسبه می شود:

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta), \quad (6)$$

که در آن ϕ عرض جغرافیایی بر حسب رادیان و δ تمایل خورشیدی بر حسب رادیان است که بصورت زیر محاسبه می شود:

$$\delta = 0.4093 \sin \left(\frac{2\pi J}{365} - 1.405 \right), \quad (7)$$

که در آن J متوسط روزهای میلادی هر ماه است.

پس از محاسبه PET اختلاف بارش P و PET برای هر ماه بصورت زیر محاسبه می شود:

$$D_i = P_i - PET_i \quad (8)$$

که یک اندازه ساده از مقدار اضافی یا کمبود آب هر ماه را بدست می دهد. ساکاریس و همکارانش (Tsakiris et al., 2007) نسبت P به PET را به عنوان یک پارامتر سازگار برای تعیین یک شاخص خشکسالی که فرآیند گرمایش جهانی را نشان دهد، پیشنهاد دادند. این رویکرد دارای چند نقص است: اگر PET صفر باشد، پارامتر تعریف شده نیست (که معمولاً در مناطقی از دنیا طی فصل زمستان اتفاق می افتد)، و کسر P/PET بطور نمایشی دامنه تغییرپذیری و روند پذیری نقش دما را در خشکسالی کاهش می دهد.

مشابه همان روشی که در SPI است، مقادیر D_i محاسبه شده در مقیاس های زمانی مختلف جمع زده می شوند. اختلاف $D_{i,j}^k$ در ماه j ام و سال i ام به مقیاس زمانی k انتخابی بستگی دارد. برای مثال تفریق تجمعی برای یک ماه در یک سال خاص i با مقیاس زمانی ۱۲ ماهه بصورت زیر محاسبه می شود:

پارامترهای تشعشع خورشیدی، دما، سرعت باد و رطوبت نسبی وارد می شود. در نواحی وسیعی از دنیا این داده های هواشناسی غیرقابل دسترس هستند. مطابق با آن معادلات تجربی جانشین برای محاسبه PET ارائه شد که داده های کمی نقش دارند (Allen et al. 1998). اگرچه بعضی از این روش ها بطورکلی نتایج بهتری از روش های دیگر برای محاسبه PET ارائه دادند (Droogers and Allen, 2002)، ولی هدف از در نظر گرفتن PET در محاسبه شاخص خشکسالی تعیین یک برآورد ارتباط زمانی است، بنابراین روش استفاده شده برای محاسبه PET نیازی نیست دقیق باشد. ماوروماتیس (Mavromatis, 2007) اخیراً نشان داد که وقتی یک شاخص خشکسالی مثل PDSI محاسبه می شود، استفاده از روشهای ساده یا پیچیده برای محاسبه PET نتایج مشابهی می دهد. بنابراین ساده ترین رویکرد را برای محاسبه PET ارائه می دهیم (Thornthwaite, 1948)، که دارای مزیت استفاده از یک داده تنهای میانگین دمای ماهانه است. طبق این روش مقدار PET (برحسب میلیمتر) بطور ماهانه از فرمول زیر محاسبه می شود:

$$PET = 16K \left(\frac{10T}{I} \right)^m \quad (1)$$

در جایی که T میانگین دمای ماهانه بر حسب سلسیوس؛ I شاخص گرما، که براساس مجموع ۱۲ ماه مقادیر شاخص i که در نهایت از میانگین ماهانه دما بصورت فرمول زیر بدست می آید

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad (2)$$

m یک ضریب وابسته به I است:

$$m = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.492 \quad (3)$$

و K ضریب تصحیح شده است که بصورت یک تابع از ماه و عرض جغرافیایی محاسبه می شود:

$$K = \left(\frac{N}{12} \right) \left(\frac{NDM}{30} \right). \quad (4)$$

استفاده از روشهای مختلف از روی مشاهدات برآورد نمود. از میان آنها روش گشتاورها مطمئن تر و ساده ترین روش است (Ahmad et al., 1988). وقتی گشتاورها محاسبه شدند، می توان پارامترهای توزیع لگ-لجیستیک را تخمین زد (Singh et al., 1993).

تابع توزیع احتمال سری D، طبق توزیع لگ-لجیستیک به صورت زیر است:

$$F(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1}, \quad (11)$$

مقادیر $F(x)$ برای سری مشاهدات D در مقیاس های زمانی مختلف با مقادیر تجربی $F(x)$ حاصل از مشاهدات مختلف، مستقل از ویژگی های اقلیمی و مقیاس زمانی، به خوبی مطابقت دارد. سازگاری توزیع لگ-لجیستیک با مقادیر $F(x)$ حاصل از سری مشاهدات D در هر نقطه از دنیا ثابت شده است.

با استفاده از $F(x)$ ، شاخص SPETI به سادگی می تواند با مقادیر استاندارد شده $F(x)$ تعیین شود. با استفاده از تقریب کلاسیک آبراموویتز و استیگان (Abramowitz and Stegun, 1965) شاخص SPETI به صورت زیر تعیین می شود:

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3}, \quad (12)$$

در جاییکه

$$W = \sqrt{-2 \ln(P)} \quad \text{for } P \leq 0.5 \quad (13)$$

و P احتمال حد بالایی برای تعیین مقدار D است، $P=1-$ اگر $P > 0.5$ باشد، با $1-P$ جایگزین می شود و علامت مقدار SPETI برعکس می شود. مقادیر ثابت در فرمول بالا عبارتند

$$\begin{aligned} \text{از: } C_1 &= 0.802853, C_0 = 2.515517 \\ d_1 &= 1.432788, C_2 = 0.010328 \\ d_3 &= 0.001308 \text{ و } d_2 = 0.189269 \end{aligned}$$

$$\begin{cases} D_{i,j}^k = \sum_{l=1}^{12} D_{i-1,l} + \sum_{l=1}^j D_{i,l}, & \text{if } j < k \\ D_{i,j}^k = \sum_{l=j-k+1}^j D_{i,l}, & \text{if } j \geq k \end{cases} \quad (9)$$

در جاییکه $D_{i,l}$ تفریق P-PET در اولین ماه سال i بر حسب میلیمتر است.

برای محاسبه SPI در مقیاس های زمانی مختلف، توزیع احتمال خانواده گاما استفاده می شود (توزیع دو پارامتری گاما یا توزیع سه پارامتری پیرسون نوع III)، چون فراوانی بارش تجمعی در مقیاس های زمانی مختلف به خوبی با استفاده از این توزیع های آماری مدل سازی می شود. اگرچه SPI می تواند با استفاده از توزیع دو پارامتری، مثل توزیع گاما محاسبه شود، ولی برای محاسبه SPETI توزیع سه پارامتری نیاز است. در توزیع دو پارامتری، متغیر x دارای مرز پایینی صفر است ($0 < x < \infty$)، در حالی که در توزیع سه پارامتری، مقدار X می تواند در محدوده ($\gamma < x < \infty$) تغییر کند، که در آن γ پارامتر مبدأ توزیع است، در نتیجه، X می تواند مقادیر منفی اختیار کند، که در چنین مقادیری در سری مشاهدات D عموماً موجود است. ویسنته-سرانو و همکارانش (Vicente-Serrano et al., 2009) توزیع های سازگار با سری مشاهدات D را مورد بررسی و آزمون قرار دادند و نتیجه گرفتند که توزیع سه پارامتری لگ-لجیستیک مناسب ترین توزیع سازگار با سری D است و انتخاب مناسبی برای استاندارد کردن سری مشاهدات D برای تعیین SPETI است.

تابع چگالی احتمال توزیع سه پارامتری لگ-لجیستیک به صورت زیر است:

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{x - \gamma}{\alpha} \right)^\beta \right]^{-2}, \quad (10)$$

در جاییکه α ، β و γ به ترتیب پارامترهای مقیاسی، شکلی و مرزی برای مقادیر D در محدوده ($\gamma < D < \infty$) هستند. این پارامترها را می توان با

شکل (۱) تغییرات میانگین دمای سالانه ایستگاه تبریز را طی دوره آماری ۱۳۹۰-۱۳۳۰ نشان می دهد. در این نمودار میانگین متحرک مرتبه ی ۵ دما نیز مشخص شده است. همان گونه که مشاهده می شود، روند کلی میانگین دمای سالانه طی این دوره ۶۰ ساله صعودی بوده بطوری که طبق نمودار، روند تغییرات میانگین متحرک دما تقریباً از سال ۱۳۷۵ به بعد بیشتر شده و به عبارت دیگر روند صعودی دما طی ۱۶ سال اخیر بیشتر از دوره های دیگر بوده است و دلیل صعودی بودن روند کلی نمودار همین دوره ۱۶ ساله است.

شکل (۲) تغییرات بارش سالانه ایستگاه تبریز را طی دوره آماری ۱۳۹۰-۱۳۳۰ نشان می دهد. در این نمودار میانگین متحرک مرتبه ی ۵ بارش نیز مشخص شده است. همان طور که مشاهده می شود، روند کلی بارش سالانه طی دوره ۶۰ ساله نزولی بوده است ولی با بررسی نوسانات میانگین متحرک بارش در دوره های مختلف آماری، مشخص می شود که تغییرات بارش را می توان به سه دوره آماری تقسیم کرد. دوره اول ۱۳۴۰-۱۳۳۰ که مقدار بارش سالانه کمتر از دوره های بعد از آن است. دوره دوم ۱۳۷۴-۱۳۴۱ که بارش جهش داشته و تا سال ۱۳۷۴ رو به کاهش می رود و دوره سوم ۱۳۹۰-۱۳۷۵ است که روند بارش تقریباً ثابت مانده است. بنابراین طبق منحنی روند در نمودار مزبور بارش ابتدا صعود کرده بعد کم کم کاهش یافته و پس از آن ثابت مانده است.

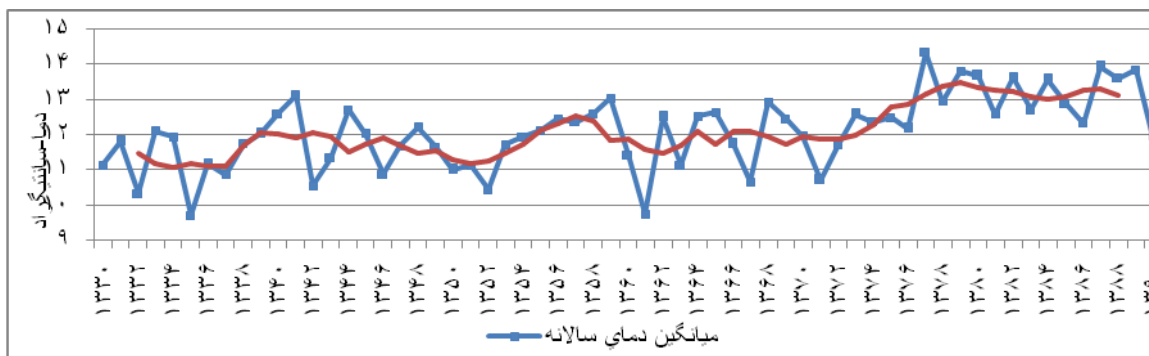
متوسط SPETI برابر صفر، و انحراف معیار آن برابر ۱ است. SPETI یک متغیر استاندارد شده است و بنابراین می تواند با مقادیر دیگر SPETI در زمان و مکان دیگر مقایسه شود. مقدار صفر SPETI نشانهنده ۵۰٪ احتمال تجمعی مقدار D طبق توزیع لگ-لجیستیک است.

داده های مورد مطالعه

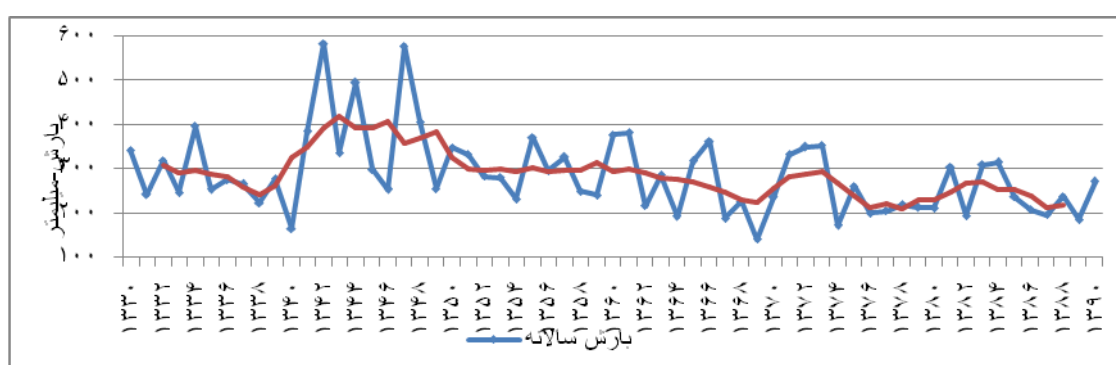
در این بررسی داده های بارش و دمای ایستگاه هواشناسی تبریز را که دارای آمار بلندمدت ۶۰ ساله (۱۳۳۰ تا ۱۳۹۰) است، به عنوان مطالعه موردی مورد بررسی و تحلیل قرار می دهیم. ابتدا روند تغییرات سری داده های بارش و دمای سالانه ایستگاه مورد نظر را مورد مطالعه قرار داده و طبق نتایج گرفته شده از این تغییرات مقادیر شاخص های SPI و SPETI ماهانه داده ها را بایکدیگر مقایسه می کنیم. جهت محاسبه شاخص SPETI به دلیل نبود برنامه منسجم رایانه ای از نرم افزار اکسل کمک گرفته شده است و به صورت مرحله ای ابتدا از روی دما و بارش ماهانه ایستگاه مقدار PET محاسبه و در مرحله بعد با استفاده از همان روش محاسبه شاخص SPI و اعمال مدل احتمالی لگ-لجیستیک روی داده های تجمعی مقدار شاخص SPETI محاسبه شده است.

نتایج و بحث

علاوه بر نتایج گرفته شده از مطالعه ای که علیجانی و بابائی در سال ۱۳۸۸ در کل ایران انجام دادند و نتیجه گرفتند که خشکسالی در شمالغرب ایران طی سال های اخیر شدید بوده است، می توان از طریق تحلیل آماری و نموداری به این نتیجه پی برد.



شکل ۱- نمودار تغییرات میانگین دمای سالانه ایستگاه تبریز و میانگین متحرک مرتبه ۵ طی دوره آماری ۱۳۳۰-۱۳۹۰



شکل ۲- نمودار تغییرات بارش سالانه ایستگاه تبریز و میانگین متحرک مرتبه ۵ طی دوره آماری ۱۳۳۰-۱۳۹۰

جهت بررسی دقیق تر روند تغییرات مشاهدات دما و بارش و تأیید افزایش دما و کاهش بارش طی ۱۶ سال اخیر (۱۳۷۵-۱۳۹۰)، از طریق آزمون آماری مقایسه دو جامعه، مشاهدات دوره ۱۶ ساله اخیر را با سال های قبل از آن مقایسه کرده که نتایج این آزمون مقایسه ای در جدول ۲ خلاصه شده است. طبق جدول ۲-الف دمای ۱۶ سال اخیر $13/2$ درجه سلسیوس و دمای ۴۵ سال قبل از آن $11/7$ درجه سلسیوس بوده که دوره ۱۶ سال اخیر تقریباً $1/5$ درجه سلسیوس گرمتر شده است. در رابطه با بارش نیز طبق این جدول میانگین بارش ۱۶ سال اخیر $234/1$ میلیمتر و در دوره ۴۵ سال قبل از آن $303/2$ بوده که نشان دهنده کاهش تقریباً 69 میلیمتری بارش طی ۱۶ سال اخیر است. نتایج آزمون مقایسه ای برای تأیید صحت این ادعا در جدول ۲-ب آمده است. این آزمون در دو حالت انجام شده است، در حالت اول فرض برابری واریانس های دو دوره اعمال شده است که برای دما فرض برابری واریانس ها طبق نمونه تأیید

معنی داری این نوع روند کاهشی و افزایشی بارش و دما را می توان از لحاظ آماری با آزمون ناپارمتری روند اسپیرمن اثبات کرد. جدول ۱ مقادیر ضرایب همبستگی اسپیرمن دما و بارش سالانه با سال شمسی را همراه با مقادیر احتمال معنی داری آزمون روند اسپیرمن نشان می دهد. همانطور که از نتایج جدول دیده می شود مقادیر ضریب همبستگی اسپیرمن برای دما و بارش سالانه با زمان (سال شمسی) به ترتیب $0/6$ و $-0/408$ است و مقادیر P_value یا مقادیر Sig در جدول کمتر از سطح معنی داری $0/01$ است که نشاندهنده معنی دار بودن همبستگی این پارامترها با زمان یا نشان دهنده روند مثبت بودن ضریب همبستگی دما نشان دهنده روند افزایشی و منفی بودن ضریب همبستگی بارش نشان دهنده روند کاهشی آنست. منفی بودن ضریب همبستگی دما و بارش سالانه ($-0/411$) نیز نشان دهنده ارتباط عکس این دو پارامتر است.

می شود زیرا مقدار F در جدول کمتر از حد معنی داری است. در حالت دوم نیز هیچ نوع فرضی نیامده است و فرض می شود که واریانس ها مساوی نیستند. مقادیر P_value یا Sig. در جدول در هر دو حالت برای دما و بارش کمتر از سطح معنی داری ۰/۰۵ است که نشاندهنده رد ادعای مساوی بودن دما و بارش در دو دوره مورد بررسی است.

جدول ۱- ضرایب همبستگی اسپیرمن دما و بارش سالانه با سال شمسی و مقادیر احتمال معنی داری آزمون روند

		سال	دما میانگین	بارش
سال	Correlation Coefficient	1.000	.600**	-.408**
	Sig. (2-tailed)	.	.000	.001
	N	60	60	60
دما میانگین	Correlation Coefficient	.600**	1.000	-.411**
	Sig. (2-tailed)	.000	.	.001
	N	60	60	60
بارش	Correlation Coefficient	-.408**	-.411**	1.000
	Sig. (2-tailed)	.001	.001	.
	N	60	60	60

جدول ۲- الف- میانگین و انحراف معیار دما و بارش در دو دوره مورد مقایسه

کد	N	Mean	Std. Deviation
دما نقش گ لیل ۴۵	۴۵	۱۱.۷۰۸	۸۵۰۲
یخ لیل ۱۶	۱۶	۱۳.۲۲۵	۷۶۷۴
بارش نقش گ لیل ۴۵	۴۵	۳۰۳.۲۳۰	۹۴.۲۶۸۴
یخ لیل ۱۶	۱۶	۲۳۴.۱۳۰	۴۳.۹۳۱۴

جدول ۲- ب- نتایج آزمون مقایسه دو دوره مورد مقایسه

	Levene's Test for Equality of Variances		t-test for Equality of Means			
	F	Sig.	t	df	Sig. (2-tailed)	Mean Difference
دما	.۰۰۲	.۹۶۲	-۶.۲۸۲	۵۹	.۰۰۰	-۱.۵۱۷۴
			-۶.۵۹۹	۲۹.۰۶۱	.۰۰۰	-۱.۵۱۷۴
بارش	۵.۱۹۶	.۰۲۶	۲.۸۱۵	۵۹	.۰۰۷	۶۹.۱۲۸۳
			۳.۸۷۶	۵۴.۵۱۱	.۰۰۰	۶۹.۱۲۸۳

آزمون مقایسه ای دو دوره را می توان برای داده های میانگین متحرک مرتبه ی ۵ نیز بکار برد. جداول ۳- الف و ۳-ب نتایج آزمون مقایسه ای این دو دوره را برای داده های میانگین متحرک نشان می دهد. همانطور که از جداول مشخص است، نتایج مشابه برای داده های میانگین متحرک نیز بدست آمده است.

جدول ۳-الف- میانگین و انحراف معیار میانگین متحرک مرتبه ی ۵ دما و بارش در دو دوره مورد مقایسه

دوره	N	Mean	Std. Deviation
نقش گ لیل ۴۵	۴۳	۱۱.۷۲۸	.۳۷۲۴
یخ لیل ۱۶	۱۴	۱۳.۱۵۴	.۱۹۲۹
نقش گ لیل ۴۵	۴۳	۳۰.۳۶۶۹	۴۸.۱۶۴۷
یخ لیل ۱۶	۱۴	۲۳۴.۶۷۰	۲۰.۲۴۲۲

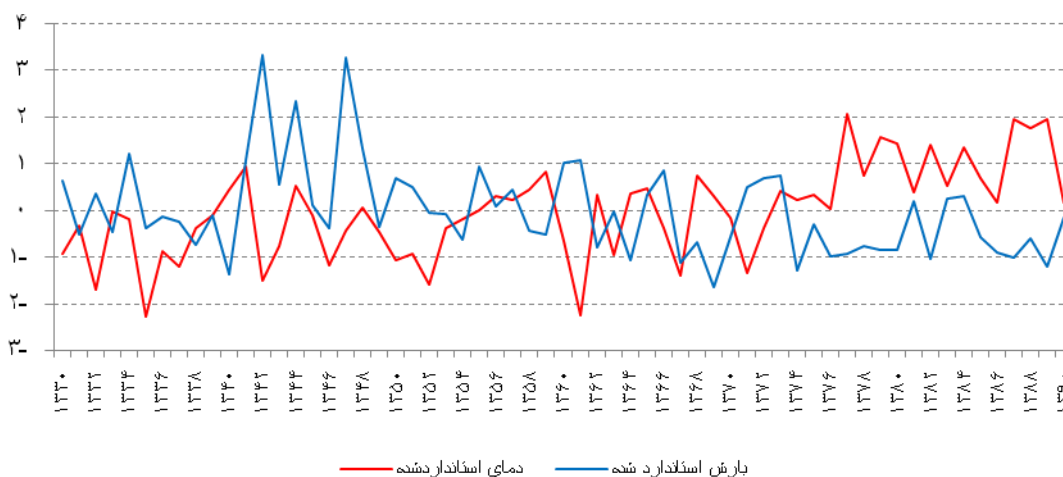
جدول ۳-ب - نتایج آزمون مقایسه دو دوره مورد مقایسه

	Levene's Test for Equality of Variances		t-test for Equality of Means			
	F	Sig.	t	df	Sig. (2-tailed)	Mean Difference
میانگین متحرک مرتبه ۵ دما	۶.۳۰۳	.۰۱۵	-۱۳.۶۸۰	۵۵	.۰۰۰	-۱.۴۲۵۵
			-۱۸.۵۸۶	۴۳.۷۴۵	.۰۰۰	-۱.۴۲۵۵
میانگین متحرک مرتبه ۵ بارش	۵.۲۸۲	.۰۲۵	۵.۱۸۸	۵۵	.۰۰۰	۶۸.۹۹۸۸
			۷.۵۶۴	۵۱.۲۲۵	.۰۰۰	۶۸.۹۹۸۸

موضوع تحلیل های قبلی را تأیید می کند. با کمی دقت در مقادیر بارش و دمای ۱۶ سال اخیر می توان نتیجه گرفت که دلیل خشک بودن سال های اخیر بیشتر بالا بودن دمای سالانه است. این نتیجه را آزمون های مقایسه ای انجام شده نیز تأیید می کند. خشک شدن زاینده رود، کم شدن تدریجی آب دریاچه ارومیه و کم شدن آب های زیرزمینی از پیامدهای خشکسالی های اخیر است. می توان گفت یک شاخص خشکسالی که بتواند وضعیت خشکسال های اخیر را نشان دهد، شاخص مناسب تری

وضعیت خشکسالی را می توان از دیدگاه مقایسه دو پارامتر اقلیمی دما و بارش مورد پایش قرار داد. اما از آنجا که مقیاس یا واحد اندازه گیری دما و بارش متفاوت است، این دو پارامتر را استاندارد نموده و بصورت نموداری مورد مقایسه قرار می دهیم. شکل ۳ روند بارش و میانگین سالانه استاندارد شده ایستگاه تبریز را طی ۶۰ سال اخیر نشان می دهد. اگر سال هایی را که بارش کمتر از دماست، به عنوان سال خشک در نظر بگیریم، می توان گفت که طبق نمودار از سال ۱۳۷۴ به بعد کلیه ی سال ها خشک بوده است که این

است. در این بررسی مقادیر شاخص SPETI ی تبریز را در مقیاس های زمانی ۶، ۱۲ و ۲۴ ماهه محاسبه نموده و با شاخص SPI ی دوره های مربوطه مورد مقایسه قرار گرفته است.



شکل ۳- روند بارش و میانگین دمای سالانه استاندارد شده ایستگاه هواشناسی تبریز طی ۶۰ سال اخیر (۱۳۳۰-۱۳۹۰)

شکل ۵ مقادیر ماهانه محاسبه شده شاخص های SPETI و SPI را در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه نشان می دهد. همانطور که از نمودار مشاهده می شود همان وضعیت مقیاس ۶ ماهه در این مقیاس نیز به نحو پررنگ تری مشاهده می شود. بخصوص در دوره ۱۶ ساله اخیر وضعیت خشکسالی در نمودار شاخص SPETI مشخص تر از شاخص SPI است. برای مثال در سال های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۶ شاخص SPI وضعیت را نرمال نشان داده است در حالیکه شاخص SPETI نصف سال های اشاره شده را در وضعیت خشکسالی (کمتر از -۱) نشان می دهد. که البته این نتیجه درست تر به نظر می آید زیرا خشکسالی این دوره در تحلیل قسمت قبل نشان داده شده است. این نتیجه برای مقیاس زمانی ۲۴ ماهه نیز صادق است. طبق شکل ۶ در دوره ۱۶ ساله اخیر شاخص SPETI خشکسالی ها را نسبت به شاخص SPI بیشتر نشان می دهد.

نتیجه گیری

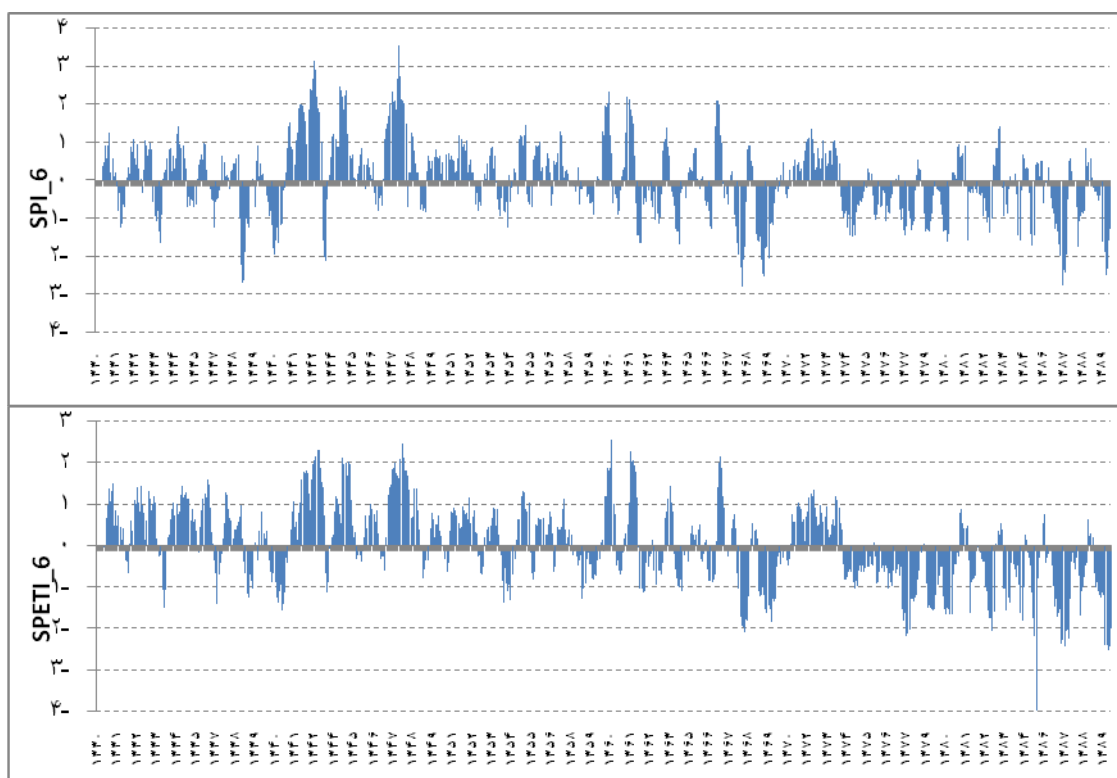
طبق نتایج گرفته شده، شاخص تخیرتعرق بارش استاندارد شده (SPETI) علاوه بر این که مزیت های اصلی شاخص SPI را دارد، اعم از چند مقیاسی بودن و استفاده از حداقل پارامترهای هواشناسی، دارای دقت بیشتری در پایش

شکل ۴ مقادیر ماهانه محاسبه شده شاخص های SPI و SPETI در مقیاس ۶ ماهه برای ایستگاه تبریز در دوره آماری ۱۳۳۰-۱۳۸۹ را نشان می دهد. اولین نتیجه کلی که می توان از این نمودار گرفت اینست که با وجود اختلاف کم این دو شاخص، در ۱۶ سال اخیر شاخص SPETI خشکسالی را ملموس تر از شاخص SPI نشان می دهد بطوریکه تعداد خشکسالی های ۶ ماهه شاخص SPETI بیشتر از شاخص SPI است. به دلیل دخالت داشتن دما در شاخص SPETI سال هایی که شاخص SPI ترسالی شدید (خشکسالی شدید) را نشان می دهد به دلیل بالا بودن دما (پایین بودن دما) این ترسالی ها (خشکسالی ها) تعدیل شده است و عکس این مطلب نیز صادق است. یعنی در سال هایی که شاخص SPI وضعیت نزدیک به نرمال یا نرمال را نشان می دهد، به دلیل بالا بودن دما (پایین بودن دما) شاخص SPETI وضعیت خشکسالی (ترسالی) را نشان می دهد. ۱۶ سال اخیر نمونه ای از این وضعیت است که به دلیل بالا رفتن دما در سال های اخیر شاخص SPETI تعداد و میزان خشکسالی بیشتری را نسبت به شاخص SPI نشان می دهد.

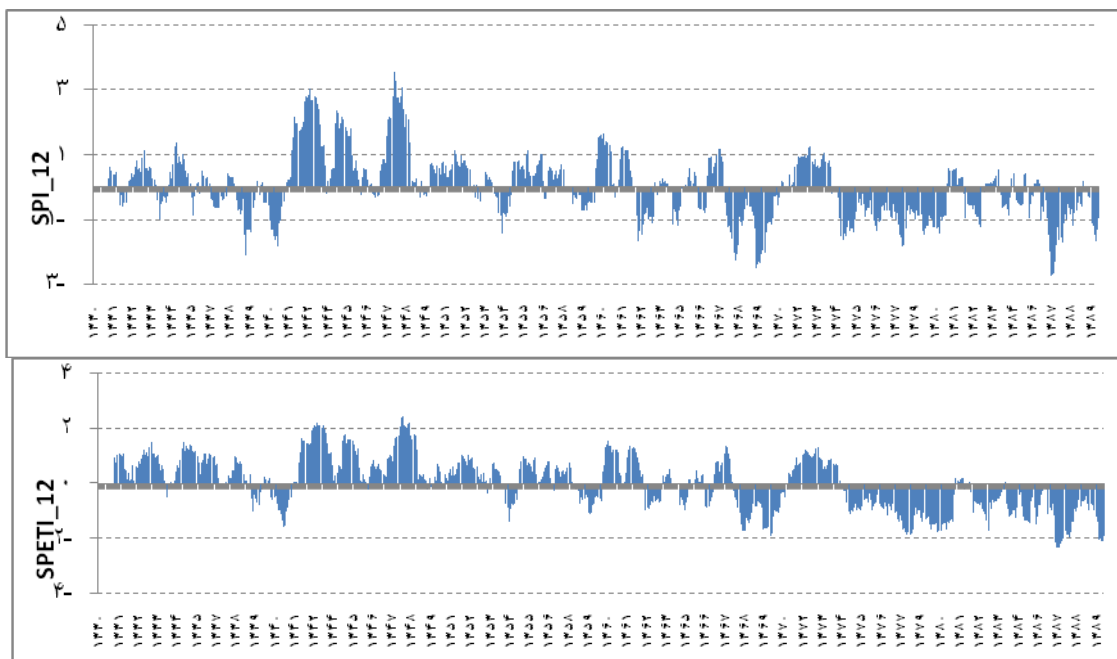
شده دما و بارش سالانه به ترتیب در ۱۶ سال اخیر روند صعودی و کاهشی داشته است.

به دلیل تازه بودن شاخص SPETI هنوز برنامه محاسباتی منسجم و نیرومندی برای بدست آوردن شاخص ارائه نشده است. لازم است برای کاربردی کردن این شاخص برنامه رایانه ای کاملی ارائه شود. ویسنه-سرانو و همکارانش پکیج برنامه رایانه ای را به زبان R برای محاسبه شاخص های SPETI و SPI در سایت خود ارائه دادند. که البته برای استفاده باید بیشتر روی آن کار شود. به عنوان پیشنهاد برای کارهای آینده می توان شاخص SPETI را در سطح منطقه ای یا کشوری بکار برد تا به نتایج بهتری از پایش خشکسالی رسید.

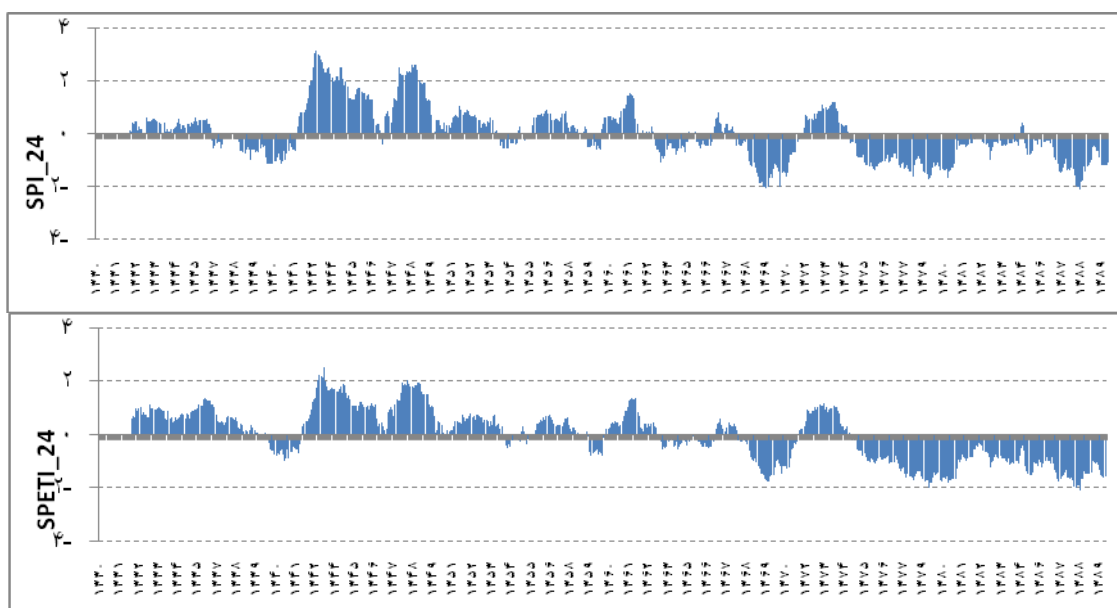
خشکسالی نسبت به شاخص اخیر است. همچنین در اکثر مطالعاتی که در زمینه ی کاربرد این شاخص در سال های اخیر صورت گرفته است، این شاخص به عنوان یک شاخص بهتر و دقیق تر نسبت به شاخص هایی مثل SPI و PDSI مورد تأیید قرار گرفته است. این موضوع در ایستگاه مورد مطالعه به خصوص در ۱۶ سال اخیر که با خشکسالی و افزایش دما همراه بوده است، کاملاً محسوس است. البته بیشتر پژوهشگران برای بررسی دقت شاخص SPETI همبستگی آنرا با شاخص های اصلی خشکسالی مثل رواناب و رطوبت خاک بدست آورده و مورد بررسی قرار داده اند. متأسفانه بدلیل نبود اطلاعات این روش ارزیابی قابل انجام نبوده است. نتیجه ای که در حین بررسی این شاخص ها گرفته شده است اینست که طبق آزمون های آماری انجام



شکل ۴- مقایسه نمودارهای شاخص های SPI و SPETI ی شش ماهه ایستگاه تبریز طی ۶۰ سال اخیر



شکل ۵- مقایسه نمودارهای شاخص های SPI و SPETI ی دوازده ماهه ایستگاه تبریز طی ۶۰ سال اخیر



شکل ۶- مقایسه نمودارهای شاخص های SPI و SPETI ی ۲۴ ماهه ایستگاه تبریز طی ۶۰ سال اخیر

منابع

1. Alijani B. and Babaei O., 2009: Spatial Analysis of Short Term Droughts in Iran: Iranian Journal of Geography and Local Program Generator: No. Autumn and Winter: pp:121.
- 2.
3. Mosaedi A. and Ghobaei sogh M., 2011: Modify of Standardized Precipitation Index(SPI) by Selecting the Appropriate Probability Cumulative Function: Iranian Journal of Water and Soil: Vol. 25 No. 5: pp. 1206-1216 .

4. Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. Climate*, 1, 921–941.
5. - Abramowitz, M., and I. A. Stegun, 1965: *Handbook of Mathematical Functions, with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. Dover Publications, 1046 pp.
6. Ahmad, M. I., C. D. Sinclair, and A. Werritty, 1988: Log-logistic flood frequency analysis. *J. Hydrol.*, 98, 205–224.
7. Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, 1998: *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, 300 pp.
8. Bazrafshan J. and Khalili A. ,2013: Spatial Analysis of Meteorological Drought in Iran from 1965 to 2003: *DESERT* 18 (2013) 63-71.
9. C. Boroneant, M. Ionita-Scholtz², N. Rimbu³ (2011) , Monitoring the summer drought variability over the Iberian Peninsula and its relationship to global sea surface temperature and large scale atmospheric circulation, European Conference on Application of Meteorology EMS Annual Meeting. 12-16 september 2011, Berlin, Germany.
10. Chang, T. J., and X. A. Cleopa, 1991: A proposed method for drought monitoring. *Water Resour. Bull.*, 27, 275–281.
11. Droogers, P., and R. G. Allen, 2002: Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig. Drain. Syst.*, 16, 33–45.
12. Du Pisani, C. G., H. J. Fouche´, and J. C. Venter, 1998: Assessing rangeland drought in South Africa. *Agric. Syst.*, 57, 367–380.
13. Dubrovsky, M., M. D. Svoboda, M. Trnka, M. J. Hayes, D. A. Wilhite, Z. Zalud, and P. Hlavinka, 2008: Application of relative drought indices in assessing climate-change impacts on drought conditions in Czechia. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 155–171.
14. Guttman, N. B., 1998: Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 34, 113–121.
15. Gonza´lez, J., and J. B. Valde´ s, 2006: New drought frequency index: Definition and comparative performance analysis. *Water Resour. Res.*, 42, W11421, doi:10.1029/2005WR004308.
16. Hayes, M., D. A. Wilhite, M. Svoboda, and O. Vanyarkho, 1999: Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 429–438.
17. Heim, R. R., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1149–1165.
18. Hu, Q., and G. D. Willson, 2000: Effect of temperature anomalies on the Palmer drought severity index in the central United States. *Int. J. Climatol.*, 20, 1899–1911.
19. Jones, P. D., and A. Moberg, 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, 16, 206–223.
20. Keyantash, J. A., and J. A. Dracup, 2002: The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1167–1180.
21. Mavromatis, T., 2007: Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece. *Int. J. Climatol.*, 27, 911–924.
22. McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, Eighth Conf. on Applied Climatology. Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 179–184.
23. McEvoy, D., J. Huntington, J. T. Abatzoglou, and L. M. Edwards, 2012: An evaluation of multi-scalar drought indices in Nevada and Eastern California. *Earth Interact.* doi:10.1175/2012EI000447.1, in press.
24. Morid S., Smakhtin V. And Moghaddasi M. 2006: Comparison Of Seven Meteorological Indices For Drought Monitoring In Iran: *Int. J. Climatol.* 26: 971–985 (2006).
25. Palmer, W. C., 1965: *Meteorological droughts*. U.S. Department of Commerce, Weather Bureau Research Paper 45, 58 pp.
26. Sheffield, J., and E. F. Wood, 2008: Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Climate Dyn.*, 31, 79–105.
27. Singh, V. P., H. Guo, and F. X. Yu, 1993: Parameter estimation for 3-parameter log-logistic distribution (LLD3) by Pome. *Stochastic Hydrol. Hydraul.*, 7, 163–177.
28. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. L. Miller Jr., and Z. Chen, Eds., 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.

29. Thornthwaite, C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38, 55–94.
30. Tsakiris, G., D. Pangalou, and H. Vangelis, 2007: Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resour. Manage.*, 21, 821–833.
31. Vicente-Serrano, S. M., S. Beguería and J. López-Moreno, 2009, A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *Journal of Climate*, Vol. 23, 1696-1718
32. V. Potop, C. Boronean, P. Stepanek, P. Skalák and M. Možny (2012), Projected changes in the evolution of drought assessed with the SPEI over the Czech Republic, *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-7758-1, 2012
33. Vicente-Serrano, S., S. Beguería, J. Lorenzo-Lacruz, J. Camarero, J. López-Moreno, C. Azorin-Molina, J. Revuelto, E. Morán-Tejada, and A. Sanchez-Lorenzo, 2012: Performance of drought indices for ecological, agricultural and hydrological applications. *Earth Interact.* doi:10.1175/2012EI000434.1, in press.
34. —, 2007: Evaluating the Impact of Drought Using Remote Sensing in a Mediterranean, Semi-arid Region. *Nat. Hazards*, 40, 173–208.
35. Weber, L., and L. C. Nkemdirim, 1998: The Palmer drought severity index revisited. *Geogr. Ann.*, 80A, 153–172.
36. Zarei Z., Sarajian M. and Bazgeer S., 2013: Monitoring Meteorological Drought in Iran Using Remote Sensing and Drought Indices: *DESERT* 18 (2013) 89-97