

## Evaluation of Agricultural Drought Characteristics in Iran's Central Plateau Catchment using GRACE Satellite

AHMAD NEMATI<sup>1</sup>, SEYED HOSSEIN GHOREISHI NAJAFABADI<sup>2\*</sup>, GHOLAMREZA JOODAKI<sup>3</sup>, SEYED SAEID MOUSAVI NADOUSHANI<sup>4</sup>

1. Ph.D Candidate, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University (SBU), Tehran, Iran
2. Assistant Professor, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University (SBU), Tehran, Iran
3. Assistant Professor, Department of Surveying Department, University of Zanjan (ZNU), Zanjan, Iran
4. Assistant Professor, Faculty of Civil, Water and Environmental Engineering, Shahid Beheshti University (SBU), Tehran, Iran

(Received: Feb. 6, 2018- Revised: Sep. 24, 2018- Accepted: Sep. 29, 2018)

### ABSTRACT

Determining the onset, severity and duration of drought provides vital information for managing water resources to decision makers. The computation of these parameters requires integrated data on soil moisture content and groundwater level. The installation and utilization of a regular network system for recording these data in massive water basins is very costly. In the central plateau catchment of Iran where the average rainfall is very small, the required observational data with suitable spatial distribution are not available. In this paper, the frequency, duration and severity of agricultural droughts in this catchment are determined by the Total Storage Deficit Index (TSDI) obtained from the GRACE satellite based-data. Then, due to the heterogeneous distribution of meteorological stations in the studied area, 142 stations were selected and the MicroMet interpolation model and Kriging geostatistical method were used to fit a homogenous network on the meteorological data at the catchment area. Finally, the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) was calculated with timescales of 3, 6 and 12 months to be compared with the results of TSDI. Based on these calculations, the studied area has experienced several agricultural droughts with different severity and extent that the spatio-temporal distribution and drought severity obtained from both indices are in good agreement with each other.

**Keywords:** Total Storage Deficiency Index (TSDI), Standard Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI), Spatio-temporal Drought Distribution, Severity and Duration of Drought

## ارزیابی شاخصه‌های خشکسالی کشاورزی در حوزه آبریز فلات مرکزی ایران با استفاده از ماهواره گرانش‌سنجی

احمد نعمتی<sup>۱</sup>، سید حسین قریشی نجف‌آبادی<sup>۲</sup>، غلامرضا جودکی<sup>۳</sup>، سید سعید موسوی ندوشنی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده عمران، آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲. استادیار، دانشکده عمران، آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳. استادیار، گروه نقشه‌برداری، دانشکده مهندسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۴. استادیار، دانشکده عمران، آب و محیط زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۱/۱۷ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۷/۲ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۷/۷/۷)

## چکیده

تعیین زمان شروع، شدت و مدت خشکسالی اطلاعات حیاتی برای مدیریت منابع آب در اختیار تصمیم‌سازان این حوزه قرار می‌دهد. محاسبه این مؤلفه‌ها نیازمند داده‌های به‌م‌پیوسته‌ای از محتوی رطوبت خاک و تراز آب زیرزمینی می‌باشد که نصب و بهره‌برداری از شبکه منظم ثبت این داده‌ها در حوضه‌های آبریز گسترده بسیار هزینه‌بر است. در حوزه فلات مرکزی که متوسط بارش بسیار کمی دارد، داده‌های مشاهداتی لازم با توزیع مکانی مناسب در دسترس نیست. در این مقاله فراوانی، مدت و شدت خشکسالی‌های کشاورزی این حوزه به‌وسیله شاخص کمبود ذخیره کلی آب (TSDI) که از داده‌های گرانشی ماهواره (GRACE) بدست می‌آید، تعیین می‌گردد. سپس با توجه به توزیع ناهمگن ایستگاه‌های هواشناسی در ناحیه مورد مطالعه، ۱۴۲ ایستگاه انتخاب و با استفاده از مدل درونیابی MicroMet و روش زمین‌آماری کریجینگ شبکه منظمی از داده‌های هواشناسی در سطح حوزه آبریز برآزش داده شد. در نهایت شاخص خشکسالی هواشناسی SPEI با مقیاس‌های زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماهه به‌منظور مقایسه با نتایج حاصل از TSDI محاسبه گردید. براساس این محاسبات ناحیه مورد مطالعه چندین خشکسالی کشاورزی با شدت و گستردگی متفاوت را تجربه کرده است که توزیع زمانی-مکانی و شدت خشکسالی حاصل از هر دو شاخص با یکدیگر مطابقت خوبی را نشان می‌دهند.

**واژه‌های کلیدی:** شاخص خشکسالی کمبود ذخیره کلی TSDI، شاخص بارش و تبخیرتقرق استاندارد SPEI، توزیع زمانی و مکانی خشکسالی، شدت و مدت خشکسالی

## مقدمه

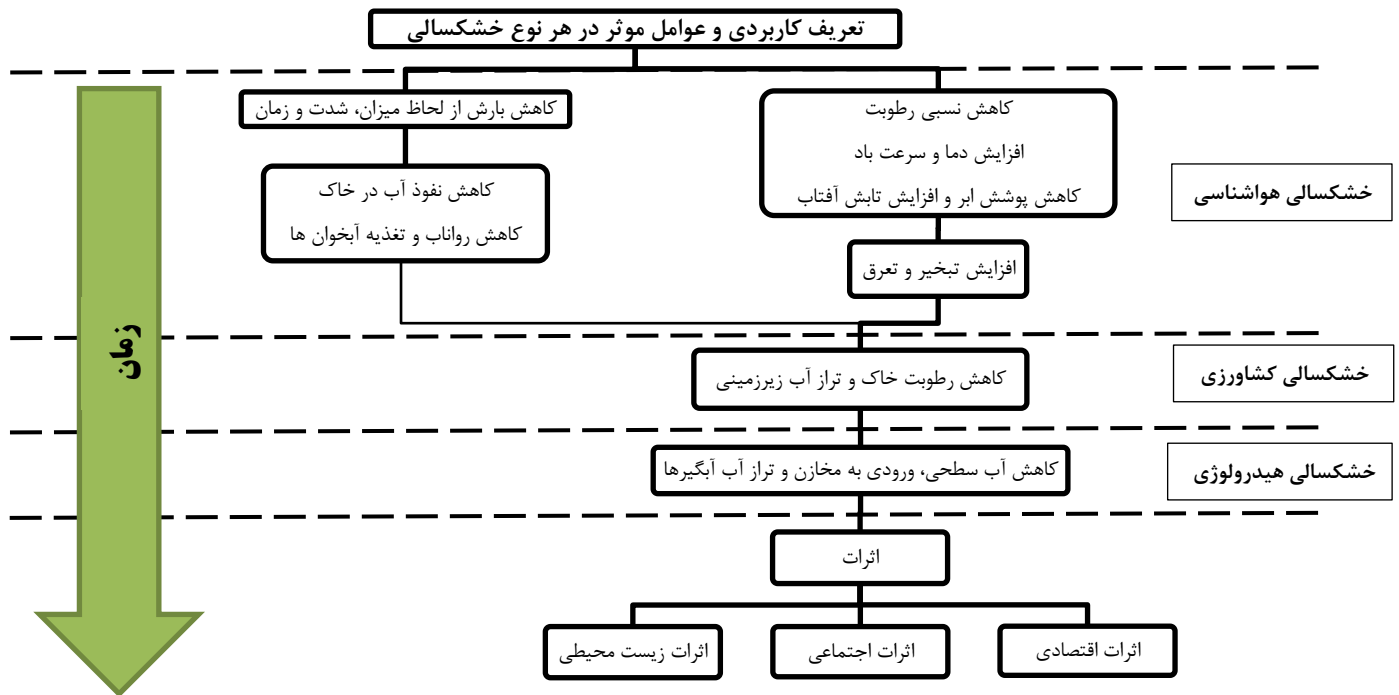
تعریف خشکسالی امری پیچیده است چراکه این پدیده برخلاف بسیاری از پدیده‌های طبیعی زمان شروع و پایان مشخصی ندارد. بنابراین مدیریت و برنامه‌ریزی برای رویارویی با این پدیده موضوعی چالش‌برانگیز است. براساس برخی تعاریف شاید بتوان گفت خشکسالی کاهش شدید میزان نزولات جوی است و این کاهش شدید باید در یک محدوده جغرافیایی و بازه زمانی خاص اتفاق افتد. برای ارائه یک تعریف عملیاتی از خشکسالی، باید آن را براساس سطح تأثیرات به سه دسته خشکسالی هواشناسی، خشکسالی کشاورزی و خشکسالی هیدرولوژیکی تقسیم‌بندی کنیم. خشکسالی هواشناسی هنگامی اتفاق می‌افتد که الگوی آب و هوایی خشک در منطقه غلبه یابد. خشکسالی هیدرولوژیکی نیز زمانی اتفاق افتاده است که شواهدی مبنی بر کاهش منابع آب بخصوص منابع آب سطحی، مخازن و تراز آب زیرزمینی مشاهده گردد. این واقعه معمولاً پس از دوره‌ای

خشکسالی هواشناسی به وقوع می‌پیوندد. همچنین خشکسالی کشاورزی زمانی رخ داده است که اثرات ناشی از خشکسالی بر محصولات کشاورزی رؤیت شود. با کاهش محتوی رطوبت در خاک و رسیدن به حدی کمتر از نیاز گیاه، خشکسالی کشاورزی آغاز می‌شود و می‌تواند پایان سریعی داشته باشند اما خشکسالی هیدرولوژیکی مدت‌زمان زیادی طول خواهد کشید تا آغاز شده، توسعه یافته و پایان یابد. شکل (۱) یک مدل مفهومی از اثرات و ترتیب وقوع هر یک از انواع خشکسالی را نشان می‌دهد.

تعیین خصوصیات مختلف خشکسالی با روش‌های مختلفی امکان‌پذیر است اما استفاده از یک شاخص جامع و صریح برای این کار مفیدتر و متداول‌تر است چراکه شاخص‌ها از تجمیع داده‌های چند پارامتر در قالب یک کمیت تشکیل شده‌اند و در نتیجه می‌توانند تصویر جامع‌تری از چگونگی خصوصیات خشکسالی به دست دهند. تاکنون بیش از ۱۵۰ شاخص در مطالعات مختلف پیشنهاد شده و مورد استفاده قرار گرفته است. تنوع شاخص‌های پایش و ارزیابی خشکسالی نشان از برداشت‌های متفاوت از تعریف این پدیده و کاربرد

هواشناسی دمای هوا و میزان بارش دو پارامتر مهم و اساسی هستند در صورتی که در خشکسالی کشاورزی میزان رطوبت خاک و تراز آب زیرزمینی حیاتی و تعیین کننده هستند.

متفاوت هریک از این شاخص‌ها دارد. شاخص‌های خشکسالی با استفاده از ترکیب داده‌های مؤلفه‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی به کمک مدل‌های بیلان آب و یا مدل‌های هیدرولوژیکی به دست می‌آیند. برای مثال در خشکسالی



شکل ۱. مدل مفهومی اثرات و ترتیب وقوع انواع خشکسالی‌ها

واکنش سریع‌تری نسبت به بروز خشکسالی نشان می‌دهد (Nosrati, 2015). همچنین مشخص شد که تأثیر تبخیر و تعرق در فصول مختلف و در نواحی متفاوت در بروز خشکسالی کاملاً متفاوت است و در نظر گرفتن این تأثیر در بررسی خشکسالی می‌تواند نتایج حاصل را تغییر دهد (Tajbakhsh et al., 2015). شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد در بررسی خشکسالی، اثرات تغییر تبخیر-تعرق و دما را اعمال نموده و از این حیث می‌تواند نتایج بهتری در تطابق با الگوهای تغییرات اقلیمی ارائه نماید (Sordo-Ward et al., 2017; Zare Abyaneh et al., 2015). لازم به ذکر است که با توجه به برآزش توابع توزیع احتمال به داده‌های هواشناسی جهت محاسبه این گونه شاخص‌های خشکسالی، باید حداقل داده‌های بارش و دما به صورت بلندمدت در دسترس باشد (Yang et al., 2016).

یکی از موانع پایش پدیده‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی عدم دسترسی به داده‌های یکپارچه و جامع است. پس از پرتاب ماهواره گرانش سنجی<sup>۳</sup> GRACE مجموعه بهم‌پیوسته‌ای از

شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد<sup>۱</sup> (SPEI) شاخصی است که نحوه محاسبه آن در بازه‌های زمانی متفاوت، مشابه شاخص بارش استاندارد<sup>۲</sup> (SPI) است اگرچه این شاخص با استفاده از یک معادله بیلان ساده، علاوه بر بارش، تأثیر تبخیر و تعرق مرجع را نیز در اندازه‌گیری پارامترهای خشکسالی مورد توجه قرار می‌دهد (Vicente-Serrano et al., 2010). شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد اخیراً در مطالعات تحلیل و پیش‌بینی خشکسالی و تأثیرات آن مورد استفاده قرار گرفته و نتایج آن با سایر شاخص‌ها مقایسه شده است (Wei-Guang et al., 2012; Spinoni et al., 2013; Fuchs et al., 2012; McEvoy et al., 2012). علی‌رغم جدید بودن بکارگیری شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد در پایش خشکسالی، در ایران نیز برای ارزیابی خشکسالی از این شاخص استفاده شده است. نتایج این مطالعات نشان داد که شاخص بارش استاندارد با شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد از همبستگی معنی‌داری برخوردار است ولی شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد

1. Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI)  
2. Standardized Precipitation Index (SPI)

3. Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)

شاخص برای پایش خشکسالی در مقیاس جهانی استفاده شده و نتایج با شاخص‌های متداول مقایسه شده است که نشان می‌دهد TSDI با شاخص‌های کنونی همبستگی بسیار خوبی دارد (Nie *et al.*, 2017). اخیراً نیز با استفاده از شبکه عصبی، داده‌های ماهواره گرانش‌سنجی تطویل شده و سپس پارامترهای مربوط به خشکسالی و سیل در حوضه‌ای در شمال شرقی چین در بلندمدت تعیین شده است. نتایج حاصل از این پژوهش نیز، تطابق خوبی با گزارش‌های رسمی و مشاهدات عینی داشته است (Chen *et al.*, 2018).

در این مقاله حوزه آبریز درجه یک فلات مرکزی ایران برای مطالعه توزیع زمانی-مکانی شدت و مدت خشکسالی کشاورزی انتخاب شده است. به این منظور از شاخص دورسنجی کمبود ذخیره کلی آب TSDI از داده‌های تغییرات ذخیره آب-زمینی<sup>۳</sup> (TWSC) ماهواره GRACE در بازه زمانی آگوست سال ۲۰۰۲ تا آگوست ۲۰۱۶ استفاده شده است. سپس برای صحت-سنجی نتایج حاصل، از شاخص بارش-تبخیر و تفرق استاندارد که مبتنی بر داده‌های هواشناسی است، بهره گرفته شده است. برای محاسبه این شاخص از داده‌های بارش ماهانه ۳۰ ساله در ۱۴۲ ایستگاه هواشناسی که در این حوزه آبریز واقع شده‌اند، استفاده شده است. قبل از محاسبه این شاخص، ابتدا با روش-های درونیایی، داده‌های بارش این ایستگاه‌ها که تراکم غیریکنواختی در ناحیه مورد مطالعه دارند، به یک شبکه منظم تبدیل شده و سپس سایر مراحل محاسباتی انجام می‌گردد.

## مواد و روش‌ها

### ناحیه مورد مطالعه

حوزه آبریز درجه یک فلات مرکزی، یک ناحیه گرم و خشک است که با مساحت بیش از ۸۲۴۰۰۰ کیلومتر مربع، ۵۱٪ مساحت کل ایران را به خود اختصاص می‌دهد. این حوزه از شمال به رشته‌کوه البرز، از شرق به کوه‌های مرز شرقی، از غرب به رشته‌کوه زاگرس و از جنوب به دریای عمان ختم می‌شود. در نواحی مرکزی این حوزه آبریز مناطق کویری با ارتفاع کم نسبت به دریا واقع شده‌اند و این در حالی است که بخش‌های شمالی، شرقی و بخصوص غربی آن را مناطقی معتدل با ارتفاع زیاد تشکیل می‌دهند (شکل ۲-الف). این تغییرات ارتفاع باعث بروز تغییرات قابل توجه در پارامترهای هواشناسی و هیدرولوژیکی (بارش، دما و تبخیر و تفرق و...) می‌گردد. به علت تغییرات

داده‌ها در اختیار محققین قرار گرفت که با استفاده از آن توانستند میزان ذخیره کلی آب زمین<sup>۱</sup> (TWS) را با دقت قابل قبولی محاسبه کنند (Rodell *et al.*, 2004). ذخیره کلی آب زمینی (TWS) به صورت تمام محتوی آب قابل ذخیره در لایه‌های سطحی و زیرسطحی زمین تعریف می‌شود. این پارامتر یکی از مؤلفه‌های اصلی چرخه‌های هیدرولوژیکی و کنترل‌کننده جریان‌های آب و انرژی در دنیاست. بنابراین ذخیره کلی آب زمینی نقش اساسی در سیستم آب و هوایی زمین بازی می‌کند (Famiglietti, 2004). با انجام مطالعات دیگری نشان داده شد که نتایج محاسبات تغییرات آب ذخیره‌شده با استفاده از ماهواره گرانش‌سنجی در نواحی مختلف، با داده‌های میدانی، مدل‌های جهانی و محلی تطابق خوبی دارد و بدین ترتیب صحت داده‌های آن مورد تأیید قرار گرفت (Schmidt *et al.*, 2006; Andersen *et al.*, 2005). علیرغم اهمیت تخمین میزان آب موجود در خاک و آبخوان‌ها، تا قبل از پرتاب ماهواره آب و هوایی گرانش‌سنجی به علت عدم دسترسی به داده‌های مشاهداتی کافی و یکپارچه، روش‌های محاسباتی و ابزارهای محدودی برای تخمین رطوبت خاک و تغییرات ذخیره آب در لایه‌های زیرزمینی در دسترس پژوهشگران قرار گرفته بود (Lettenmaier and Famiglietti, 2006; Ramillien *et al.*, 2008). در مطالعات بعدی از این نتایج برای تخمین شدت و مدت پدیده‌های حدی استفاده گردید. در این مطالعات از داده‌های ماهواره گرانش‌سنجی که از توزیع زمانی-مکانی مناسبی در کلیه نقاط زمین برخوردارند، شاخصی با عنوان شاخص کمبود ذخیره کلی<sup>۲</sup> (TSDI) مورد محاسبه قرار گرفت (Yirdaw *et al.*, 2008) و مشخص شد با استفاده از این شاخص می‌توان وقوع پدیده‌های حدی مانند خشکسالی و سیل را در حوضه‌های آبی پهناور تشخیص داد (Reager and Famiglietti, 2009; Chen *et al.*, 2010). همچنین با مقایسه نتایج بررسی خشکسالی که براساس داده‌های ماهواره GRACE به دست آمده‌اند با شاخص‌های متداول کنونی، مشخص شد که نتایج روش‌های مبتنی بر ماهواره اطلاعات ارزشمندی در اختیار قرار می‌دهند و نسبت به روش‌ها و شاخص‌های کنونی برتری دارند (Houborg *et al.*, 2010). از این شاخص برای محاسبه پارامترهای خشکسالی در حوضه‌های آبریز پهناور نظیر آمازون که داده‌های میدانی و منسجم کمی دارند، استفاده شده و مؤثر بودن داده‌های ماهواره GRACE برای بررسی و پایش خشکسالی اثبات شده است (Leblanc *et al.*, 2009). از این

1. Terrestrial Water Storage (TWS)

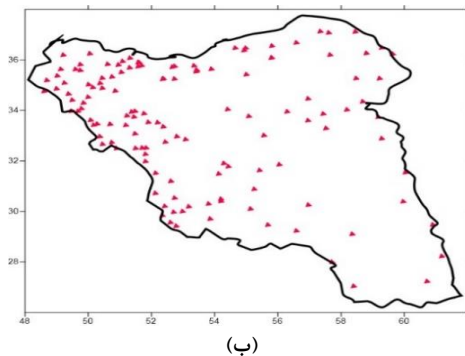
2. Total Storage Deficit Index (TSDI)

3. Terrestrial Water Storage Change (TWSC)

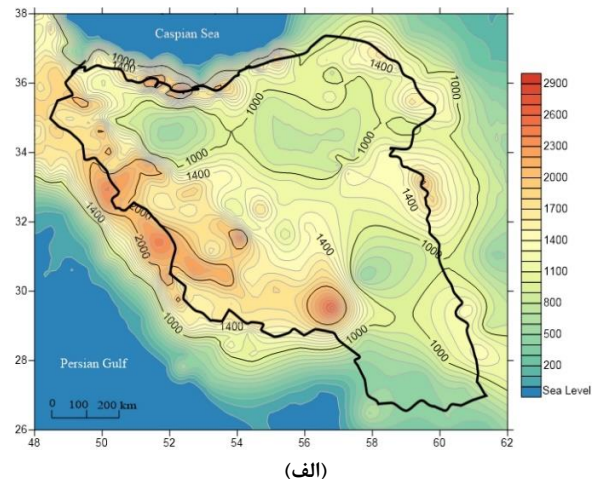
باران در ارتباط است. بنابراین بارش باران و منابع آب زیرزمینی در این ناحیه برای کشاورزی بسیار مهم و حیاتی است و بر همین اساس می‌توان رابطه نزدیک وضعیت خشکسالی کشاورزی با تراز آب زیرزمینی در آبخوان‌های این حوزه را توجیه نمود. به‌منظور مقایسه و صحت‌سنجی نتایج حاصل از ماهواره از داده‌های بارش ۱۴۲ ایستگاه هواشناسی درون حوزه استفاده شده است که محل استقرار آن‌ها در شکل (۲-ب) قابل مشاهده است. نکته حائز اهمیت نحوه توزیع مکانی ایستگاه‌ها در حوزه آبریز است به‌طوری‌که در نواحی غربی و شمال غربی ایستگاه‌ها از تراکم بالایی برخوردار هستند، درحالی‌که در نوار شرقی و جنوب شرقی از تعداد ایستگاه‌ها به‌شدت کاسته می‌شود. به همین دلیل به‌منظور افزایش دقت هرگونه مطالعه بر روی پدیده‌های جوی و هیدرولوژیکی لازم است شبکه‌ای منظم از داده‌ها را به روش درونیابی در این ناحیه برازش دهیم.

ارتفاعی و اقلیمی شدید در این حوزه آبریز، تعیین زمان شروع، شدت و پایان پدیده پیچیده‌ای مانند خشکسالی کشاورزی بسیار دشوار خواهد بود. حوزه آبریز فلات مرکزی به ۹ زیرحوزه (حوزه درجه ۲) کوچکتر تقسیم می‌گردد.

طبق آمار رسمی، ۴۴/۵ درصد از سطح فلات مرکزی ایران را مناطق کوهستانی، ۴۱/۹ درصد را مناطق کوهپایه‌ای و دشت‌ها و حدود ۱۳/۶ درصد از آن را مناطق کم ارتفاع، کویر و شوره‌زار تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین منبع تأمین آب کشاورزی در این حوزه آبریز، بارش باران و مخازن آب‌های زیرزمینی است که براساس گزارش‌های وزارت نیرو عمده آب ناشی از بارش به صورت تبخیر و تعرق از دسترس خارج می‌شود و تنها بخش کمی از آن با نفوذ در خاک به صورت رطوبت خاک (در اعماق کم) و یا آب زیرزمینی (در اعماق بیشتر) در منطقه ذخیره می‌گردد. به دلیل کم اثر بودن منابع آب سطحی در این حوزه، تغییرات تراز آب زیرزمینی و رطوبت خاک مستقیماً با بارش



شکل ۲. محدوده مورد مطالعه:  
الف) توپوگرافی ناحیه مورد مطالعه و اطراف  
ب) موقعیت ۱۴۲ ایستگاه هواشناسی



محاسبه این داده‌ها که به آن‌ها ضرایب استوکس<sup>۴</sup> نیز گفته می‌شود در مرکز تحقیقات فضایی ناسا<sup>۵</sup> (CSR) صورت پذیرفته است (Bettadpur, 2007). بازه زمانی برای این تحقیق براساس زمان انتشار داده‌های ماهواره از آگوست ۲۰۰۲ تا آگوست ۲۰۱۶ انتخاب می‌گردد. همچنین به‌منظور محاسبه شاخص خشکسالی بارش-تبخیر و تعرق استاندارد، داده‌های تجمعی بارش به تعداد کافی (حداقل ۳۰ سال به‌صورت ماهانه) موردنیاز است. در این حوزه آبریز پهناور، ایستگاه‌های هواشناسی زیادی وجود دارند اما با توجه به موقعیت مکانی و نیز نبود داده کافی در تعدادی از این ایستگاه‌ها، ۱۴۲ ایستگاه انتخاب شده است که موقعیت

#### داده‌های موردنیاز

جهت محاسبه تغییرات میزان ذخیره زمینی آب (TWSC) از داده‌های سطح دو<sup>۱</sup> (L-2) سری پنجم<sup>۲</sup> (RL-05) ماهواره GRACE استفاده شد. این داده‌ها با بهره‌گیری از روابط معین به تغییرات جرم در سطح زمین تبدیل می‌شوند که با اعمال دانسیته آب، می‌توان این تغییرات جرم را به تغییرات تراز معادل آب<sup>۳</sup> (EWH) تبدیل نمود. بنابراین برای محاسبه تغییرات ذخیره کلی آب در حوزه آبریز فلات مرکزی ایران، از داده‌های ماهانه با ابعاد و دقت ۱°×۱° سری پنجم GRACE استفاده می‌گردد.

4. Stokes Coefficients  
5. Centre for Space Research (CSR), Austin, Texas, USA

1. Level-2 DATA  
2. Release-05  
3. Equivalent Water Height

ارتفاعی) شبکه‌بندی و درونیابی می‌کند. در این مدل برای درونیابی افقی بین داده‌های ایستگاه‌های موجود، از رابطه (۱) استفاده می‌شود که در آن از فیلتر همگن گاوسی با شعاع مشخص استفاده می‌شود.

$$w = \exp \left[ -\frac{r^2}{f(dn)} \right] \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن  $r$  فاصله بین ایستگاه با نقاط شبکه و  $f(dn)$  شعاع فیلتر گاوسی است. علیرغم مستقل بودن شعاع فیلتر گاوسی از فاصله ایستگاه‌ها با یکدیگر، توزیع مکانی ایستگاه‌ها و نحوه قرارگیری آن‌ها نسبت به نقاط شبکه در تعیین شعاع مؤثر است چراکه باید شعاع در نظر گرفته شده طوری باشد که برای هر نقطه از شبکه حداقل یک ایستگاه دارای داده وجود داشته باشد (Koch et al., 1983).

درون‌یابی بارش به علت داشتن رابطه غیرخطی با ارتفاع کمی پیچیده است. در این مرحله با توجه به وزن درونیابی که از رابطه بارنز بدست آمد، بارش ایستگاه  $P_0$  (برحسب mm) که در ارتفاع  $Z_0$  (برحسب m) قرار دارد، با رابطه (۲) به نقطه موردنظر با ارتفاع  $Z$  (برحسب m) انتقال داده می‌شود: (Thornton et al., 1997)

$$P = P_0 \left[ \frac{1 + \chi(Z - Z_0)}{1 - \chi(Z - Z_0)} \right] \quad (\text{رابطه ۲})$$

در رابطه بالا  $\chi$  ضریب تعدیل بارش است که با تغییر زمان به صورت فصلی و یا ماهانه متغیر است. این ضریب با تغییرات ارتفاع نیز بشدت دستخوش تغییر می‌گردد و توسط Thornton et al. (1997) برای نیمکره شمالی زمین محاسبه شده است.

برای شبکه‌بندی و نیز اجرای روش MicroMet، باید مختصات جغرافیایی و ارتفاعی ایستگاه‌های هواشناسی و نقاط شبکه به صورت دقیق تعیین گردد. بدین منظور از داده‌های مدل رقومی ارتفاع<sup>۳</sup> (DEMs) که در مأموریت توپوگرافیک رادار شاتل ناسا تهیه شده است استفاده می‌شود. داده‌های ارتفاعی این مدل که با دقت ۳ آرک ثانیه<sup>۴</sup> (تقریباً ۹۰ متر) در ۸۰٪ از مساحت جهان در دسترس است را می‌توان از سیستم توزیع داده یکپارچه نقشه ملی<sup>۵</sup> و یا سایت USGS ftp دانلود نمود (USGS, 2006). خطای ارتفاعی این مدل دیجیتال کمتر از ۱۶ متر گزارش شده است (Falorni et al., 2005). در این مقاله از SRTM 90m DEM v4.1 استفاده می‌شود.

مکانی آن‌ها در حوزه آبریز در شکل (۲-ب) نشان داده شده است.

### شبکه‌بندی داده‌های نقطه‌ای

داده‌های مشاهداتی به صورت نقطه‌ای (در محل ایستگاه) گزارش می‌گردند. برای برازش شبکه به این داده‌ها مطابق با ابعاد و دقت داده‌های ماهواره GRACE، باید داده‌های میدانی را به صورت شبکه  $(1^\circ \times 1^\circ)$  تبدیل نمود. روش‌های زمین‌آماري مانند کریجینگ، براساس مدل‌های احتمالاتی عمل می‌کنند که این مدل‌ها همبستگی مکانی (روابط آماری میان نقاط دارای داده) را در فرآیند پیش‌بینی تأثیر می‌دهند (Krivoruchko, 2011). علاوه بر این مهم‌ترین مزیت این روش‌ها این است که می‌توانند میزان عدم قطعیت موجود در پیش‌بینی نتایج درونیابی را نیز محاسبه نمایند. برای بکارگیری روش کریجینگ ابتدا باید داده‌های میدانی را به توزیع نرمال تبدیل کرده و سپس برای برازش صفحه و شبکه با ابعاد و دقت مدنظر می‌توان از نرم‌افزارهای مربوطه استفاده نمود. اما همان‌طور که در بخش پیش گفته شد، ایستگاه‌های هواشناسی موجود در ناحیه مورد مطالعه توزیع مکانی یکنواختی ندارند و در نتیجه داده‌های هواشناسی به صورت شبکه‌ای از نقاط نامنظم و ناهمگن در دسترس هستند و علاوه بر این در مناطقی همچون دشت کویر و کویر لوت تقریباً هیچ‌گونه ایستگاه هواشناسی وجود ندارد. برای افزایش دقت درونیابی روش کریجینگ، لازم است شبکه نامنظم کنونی به شبکه‌ای منظم با گره‌های با فاصله مساوی تبدیل شوند. برای در اختیار داشتن ابعاد و دقت مکانی موردنظر باید با عملیات درونیابی خاصی، داده‌های بارش را از محل فعلی ایستگاه‌ها به نقاط مشخص جغرافیایی (گره‌های شبکه) انتقال داد.

برای ساخت شبکه‌ای منظم و با ابعاد موردنظر (سلول‌های  $1^\circ$  در  $1^\circ$ ) از داده‌های بارش، از روش MicroMet<sup>۱</sup> استفاده می‌شود. این روش، یک فرآیند شبه فیزیکی است که می‌تواند شبکه‌ای با ابعاد و دقت بسیار بالا از داده‌های هواشناسی تولید کند. درونیابی از طریق مدل MicroMet براساس روابط مشخص و شناخته شده بین متغیرهای هواشناسی و با در نظر گرفتن شاخصه‌های محیطی مانند توپوگرافی صورت می‌پذیرد. (Liston and Elder, 2006) مدل MicroMet در واقع فضای موجود را یک‌بار در راستای افقی (فاصله مکانی) با استفاده از رابطه تحلیل عملیاتی بارنز<sup>۲</sup> (Barnes, 1964) و یک‌بار در راستای قائم (فاصله

3. Adjustment Factors for Precipitation  
4. Digital Elevation Model Data  
5. 3 arc second  
6. National Map Seamless Data Distribution System

1. Meteorological Distribution System for High-Resolution Terrestrial Modeling (MicroMet)  
2. Barnes Objective Analysis Scheme

براساس مطالعات، بهترین روش فرآیند L-moment است (Vicente-Serrano et al., 2009).

پس از بدست آمدن تابع توزیع احتمال  $F(x)$ ، شاخص SPEI با توابع تخمین کلاسیک (۵) و (۶) به سادگی قابل محاسبه است: (Abramowitz and Stegun, 1965)

$$SPEI = w - \frac{c_0 + c_1 w + c_2 w^2}{1 - d_1 w + d_2 w^2 + d_3 w^3} \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$w = \begin{cases} \sqrt{-2 \ln P} & \text{for } P \leq 0.5 \\ \sqrt{-2 \ln(1 - P)} & \text{for } P > 0.5 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۶})$$

در رابطه (۶)،  $P$  احتمال تجمعی تجاوز  $D$  حاصل از رابطه (۳)، از شدت تعیین شده است.  $C_0, C_1, C_2, d_1, d_2, d_3$  ضرایب ثابتی هستند که مقادیر آن‌ها به ترتیب برابر  $۲/۵۱۵۵۱۷, ۰/۱۸۹۲۶۹, ۰/۱۰۳۲۸, ۰/۴۳۲۷۸۸, ۰/۱۰۳۲۸, ۰/۸۰۲۸۵۳$  است. شدت خشکسالی براساس شاخص SPEI را می‌توان از جدول (۱) تعیین نمود. (Vicente-Serrano, 2006) میانگین و انحراف معیار این شاخص به ترتیب برابر ۰ و ۱ خواهد بود. به عبارت دیگر مقدار صفر این شاخص نشان‌دهنده احتمال تجمعی ۵۰٪ سری  $D$  در تابع توزیع لجستیک لگاریتمی است.

### شاخص کمبود ذخیره کلی آب TSDI<sup>۱</sup>

شاخص TSDI که از داده‌های ماهواره GRACE محاسبه می‌شود، تصویر جامعی از ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها ایجاد می‌کند. برای محاسبه شاخص TSDI ابتدا باید کمبود ذخیره کلی آب را به صورت تجمعی محاسبه نمود. کمبود ذخیره آب کلی (TSD) به صورت ماهانه از رابطه (۷) تعیین می‌گردد:

$$TSD_{ij} = \frac{TSA_{ij} - MTSA_j}{Max TSA_j - Min TSA_j} \times 100 \quad (\text{رابطه ۷})$$

در این رابطه  $TSD_{ij}$  کمبود ذخیره کلی آب برحسب درصد در سال  $i$  ام و ماه  $j$  ام است.  $TSA_{ij}$  میزان تغییرات ذخیره کلی آب در همان ماه و همان سال می‌باشد که بر حسب mm از داده‌های ماهواره GRACE قابل محاسبه است.  $MTSA_j$  میانگین تغییرات ذخیره کلی آب در ماه  $j$  ام در کل دوره بازه زمانی موردنظر است. همچنین  $Max TSA_j$  و  $Min TSA_j$  به ترتیب حداکثر و حداقل مقدار تغییرات ذخیره کلی آب در ماه  $j$  ام هستند. همه پارامترهای یادشده از محاسبات ماهواره‌ای که در بخش قبل گفته شد برحسب میلی‌متر به دست خواهند آمد.

حاصل TSD می‌تواند بین ۱۰۰- تا ۱۰۰+ تغییر کند که به ترتیب نشان‌دهنده وضعیت بسیار خشک و بسیار مرطوب هستند. معمولاً خشکسالی به طور آهسته شروع به فروکش

### روش محاسبه شاخص‌های خشکسالی

#### شاخص بارش-تبخیر و تعرق استاندارد SPEI

شاخص بارش-تبخیر تعرق استاندارد، یک شاخص احتمالاتی است که مشابه شاخص بارش استاندارد محاسبه می‌شود. این شاخص باید با مقیاس‌های زمانی مختلف مورد محاسبه قرار گیرد تا بتواند خشکسالی بلندمدت و کوتاه‌مدت را تشخیص دهد (Agnew, 2000). مزیت عمده این شاخص سادگی محاسبه و کاربرد آن است چراکه برخلاف بسیاری از شاخص‌های خشکسالی دیگر، برای محاسبه آن فقط داده‌های بارش مورد نیاز است (Soulé, 1992). این شاخص تنها بارش را به‌عنوان متغیر فرض نموده و سایر پارامترهای هواشناسی و هیدرولوژیکی را در مطالعه خشکسالی دخیل نمی‌کند. درحالی‌که در بسیاری از مطالعات مؤثر بودن این پارامترها بر فراوانی، شدت و مدت خشکسالی به اثبات رسیده است (Mavromatis, 2007; Kempes et al., 2008). شاخص SPEI علاوه بر اینکه سادگی محاسبه SPI را حفظ کرده است، در بازه‌های زمانی مختلف نیز قابل محاسبه است. علاوه بر این در این شاخص، تغییرات تبخیر و تعرق مرجع به‌عنوان نیاز سیستم مدنظر قرار گرفته است. (Vicente-Serrano et al., 2010) در این مقاله داده‌های هواشناسی طولانی مدت (حداقل ۳۰ سال) ۱۴۲ ایستگاه هواشناسی برای محاسبه SPEI بکار گرفته شده است. معادله بیلان آب ورودی و خروجی در این روش در بازه‌های زمانی مختلف از رابطه (۳) محاسبه می‌گردد.

$$D_n^k = \sum_{n=0}^k (P_n - ET_{0n}) \quad (\text{رابطه ۳})$$

در این رابطه  $P$  میزان بارش،  $ET_0$  تبخیر تعرق مرجع و  $n$  بازه زمانی است که قرار است بر مبنای آن شاخص SPEI محاسبه گردد. برای محاسبه این شاخص خشکسالی یک تابع توزیع احتمال موردنیاز است که براساس مطالعات انجام‌شده، تابع توزیع لجستیک لگاریتمی برازش بسیار خوبی به سری‌های  $D$  حاصل از معادله بیلان در همه بازه‌های زمانی دارد (Vicente-Serrano et al., 2009) حسن این تابع توزیع در نظر گرفتن مقادیر منفی و قابلیت انطباق مناسب با شکل‌های مختلف حاصل از سری‌های  $D$  در بازه‌های زمانی مختلف است. تابع توزیع احتمال سری‌های  $D$  براساس توزیع لجستیک لگاریتمی از رابطه (۴) قابل محاسبه است.

$$f(x) = \left[ 1 + \left( \frac{\alpha}{x - \gamma} \right)^\beta \right]^{-1} \quad (\text{رابطه ۴})$$

که در آن  $\alpha, \beta$  و  $\gamma$  به ترتیب ضریب مقیاس، شکل و پارامتر اصلی برای مقادیر  $D$  در محدوده ( $\gamma < D < \infty$ ) می‌باشد. این پارامترها را می‌توان از روش‌های مختلفی محاسبه نمود که

1. Total Storage Deficit Index (TSDI)

نمود. در مرحله پایانی با محاسبه شدن شاخص TSDI و با توجه به ستون چهارم جدول (۱) می‌توان شرایط منطقه مورد نظر را ارزیابی نمود (Cao et al., 2015).

### نتایج

#### بررسی تغییرات ذخیره آب زمینی TWSC

تغییرات ذخیره آب به صورت ماهانه از داده‌های ماهواره گرانش-سنجی قابل محاسبه است. در ماه‌هایی که مقدار تغییرات منفی باشد، میزان ذخیره نسبت به ماه قبل کاهش یافته است و از آنجا که تنها منبع شارژ ذخیره در این حوزه آبریز بسته بارش باران است، منفی بودن TWSC بدان معنا است که در ماه موردنظر سیستم هیدرولوژیکی ورودی (بارش) نداشته است. بر این اساس اگر تغییرات این پارامتر در ماه‌های بعدی نیز منفی باقی بماند، آنگاه ناحیه مستعد بروز خشکسالی کشاورزی می‌باشد. در ناحیه مورد مطالعه، سال آبی در ماه اکتبر شروع می‌شود و در سپتامبر پایان می‌یابد. میانگین بارش سالیانه درازمدت این حوزه آبریز حدود ۱۵۰ میلی‌متر است. نتیجه محاسبات تغییرات ذخیره آب در سال آبی ۲۰۰۷-۲۰۰۸ و در ماه‌های متوالی، روند شدت منفی را نشان می‌دهد و این روند تا اوایل سال بعد نیز ادامه یافته است. البته در برخی مناطق جنوب شرقی در همین زمان تغییرات ذخیره آب مثبت و یا صفر بدست آمد. در سال ۲۰۱۰-۲۰۱۱ این تغییرات در بسیاری از مناطق مجدداً منفی شد و همین پدیده در سال ۲۰۱۴-۲۰۱۵ نیز با شدت کمتری تکرار شد. با وجود تغییرات منفی در میزان ذخیره آب در این سه سال آبی می‌توان به‌طور منطقی انتظار داشت بخش‌هایی از حوزه آبریز در این زمان دچار سطوح مختلفی از خشکسالی شده باشند که این امر در بخش‌های بعدی بررسی خواهد شد. شکل (۳) نحوه تغییرات میانگین ماهانه میزان ذخیره آب در سه سال آبی مزبور را نشان می‌دهد.

کردن می‌نماید و این امر به‌تدریج خود را با حرکت TSD به سمت صفر و سپس مقادیر مثبت خود را نشان می‌دهد. بنا بر آنچه گفته شد شاخص TSDI با توجه به شاخص خشکسالی سال گذشته و کمبود ذخیره کلی سال جاری با رابطه (۸) محاسبه خواهد شد:

$$TSDI_i = p \times TSDI_{i-1} + q \times TSD_i \quad (\text{رابطه ۸})$$

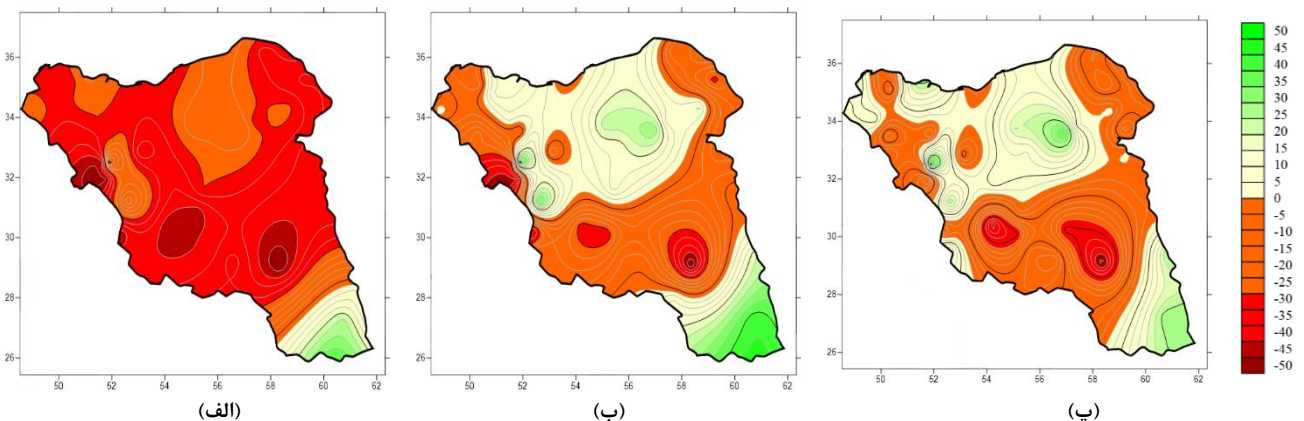
برای محاسبه ضرایب p و q در رابطه بالا ابتدا باید عبارت TSD را به صورت تجمعی (محور قائم) در برابر زمان (محور افقی) رسم نموده و سپس بهترین خط ممکن را به این گراف برازش داد. حال اگر شیب این خط را m و عرض از مبدأ آن را b بنامیم، آنگاه ضرایب فوق را می‌توان با روابط (۹) محاسبه نمود (Yirdaw et al., 2008):

$$p = 1 - \frac{m}{m+b} \quad \text{و} \quad q = \frac{c}{m+b} \quad (\text{رابطه ۹})$$

جدول ۱. طبقه‌بندی خشکسالی با دو شاخص SPEI و TSDI و تعیین پارامتر c با توجه به شاخص SPEI

طبقه‌بندی خشکسالی	شاخص SPEI	پارامتر c	شاخص TSDI
ترسالی	بزرگتر از ۰	-	بزرگتر از ۱
نسبتاً نرمال	۰ الی ۰/۴۹	-	۱ الی -۱
خفیف	۰/۵ الی -۰/۹۹	-۱	-۱ الی -۲
متوسط	-۱ الی -۱/۴۹	-۲	-۲ الی -۳
شدید	-۱/۵ الی -۱/۹۹	-۳	-۳ الی -۴
بسیار شدید	کوچکتر از -۲	-۴	کوچکتر از -۴

پالمر در مطالعات خود خشکسالی‌ها را از نظر شدت به ۴ دسته تقسیم نمود. با توجه به این تقسیم‌بندی مقدار پارامتر c را می‌توان تعیین نمود. اما این تقسیم‌بندی در حالی مفید است که نوع و طبقه خشکسالی مشخص باشد، حال آنکه در این مرحله هنوز این اطلاعات موجود نیست. در اینجا می‌توان شدت خشکسالی را با توجه به شاخص SPEI و بر طبق ستون دوم و سوم جدول (۱) تعیین



شکل ۳. میانگین ماهانه تغییرات ذخیره آب (TWSC) در حوزه آبریز فلات مرکزی (الف) سال آبی ۲۰۰۷-۰۸ (ب) سال آبی ۲۰۱۰-۱۱ (پ) سال آبی ۲۰۱۴-۱۵

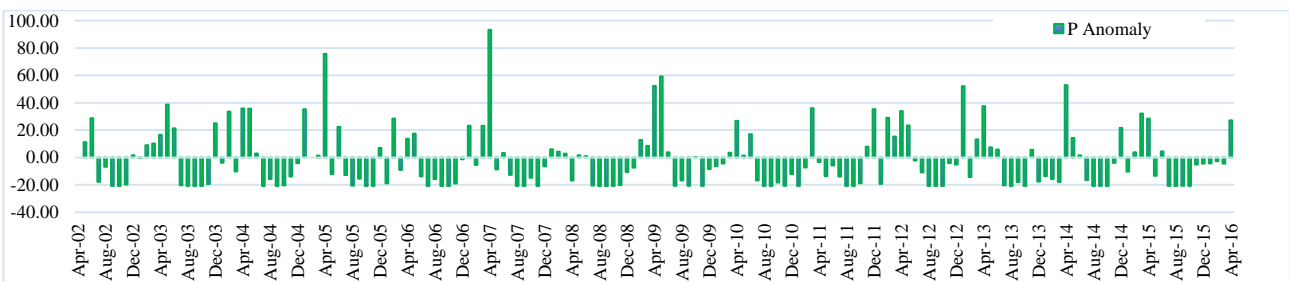


تغییرات بارش ماهانه

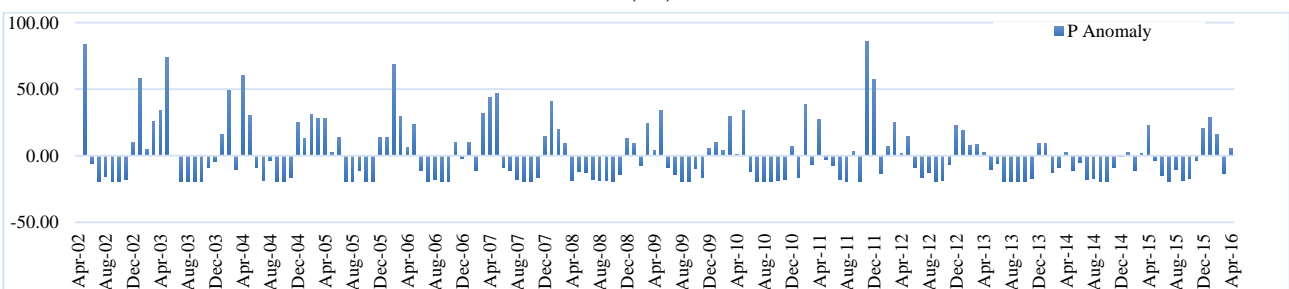
براساس محاسبات انجام شده بر روی داده‌های بارش ۱۴۲ ایستگاه هواشناسی و درونیابی و تشکیل شبکه با ابعاد و دقت موردنظر، می‌توان اظهار داشت که حدود ۱۷٪ از فلات مرکزی ایران را نواحی نیمه‌خشک با متوسط بارش سالانه ۳۳۰ میلی‌متر، حدود ۷۳٪ از آن را نواحی با شرایط آب و هوایی خشک با بارش متوسط سالانه ۱۲۵ میلی‌متر و حدود ۱۰٪ از این حوزه را نواحی بسیارخشک با میانگین بارش سالانه ۸۰ میلی‌متر تشکیل می‌دهند. همچنین بر همین اساس میانگین بارش سالانه کل حوزه آبریز حدود ۱۵۵ میلی‌متر بدست آمد. برای هر یک از سه نواحی نیمه‌خشک، خشک و بسیار خشک، سه نماینده از میان ایستگاه‌های با داده‌های بلندمدت انتخاب گردید که به ترتیب عبارتند از مشهد، تهران و اصفهان (Nosrati, 2015). با تفاضل بارش تجمعی ماهانه از میانگین بلندمدت ماهانه، می‌توان تغییرات بارش ماهانه نسبت به افق بلندمدت را بدست آورد که نتایج حاصل برای سه ایستگاه مزبور در شکل (۴) نشان داده شده است. در هر سه ایستگاه حداکثر بارش

در زمستان و حداقل آن در تابستان به وقوع می‌پیوندد. در ایستگاه‌های مشهد، تهران و اصفهان میانگین بارش بلندمدت ماهانه به ترتیب برابر ۲۰/۸۰، ۱۹/۱۶ و ۱۰/۴۵ میلی‌متر به دست آمد. مشاهده می‌شود که نوسان تغییرات بارش در ایستگاه مشهد که میانگین بارش بیشتری دارد نسبت به دو ایستگاه دیگر بیشتر بوده و ایستگاه تهران نیز به نوبه خود نوسانات بیشتری نسبت به اصفهان دارد. دامنه نوسانات تغییرات بارش در ایستگاه مشهد از ۲۰/۸۰- تا ۹۳/۳۰ میلی‌متر می‌باشد درحالی‌که این بازه برای ایستگاه تهران از ۱۹/۱۶- تا ۸۶/۰۴ محاسبه شده است. دامنه نوسانات ایستگاه اصفهان از ۱۰/۴۵- تا ۸۳/۹۵ به دست آمد.

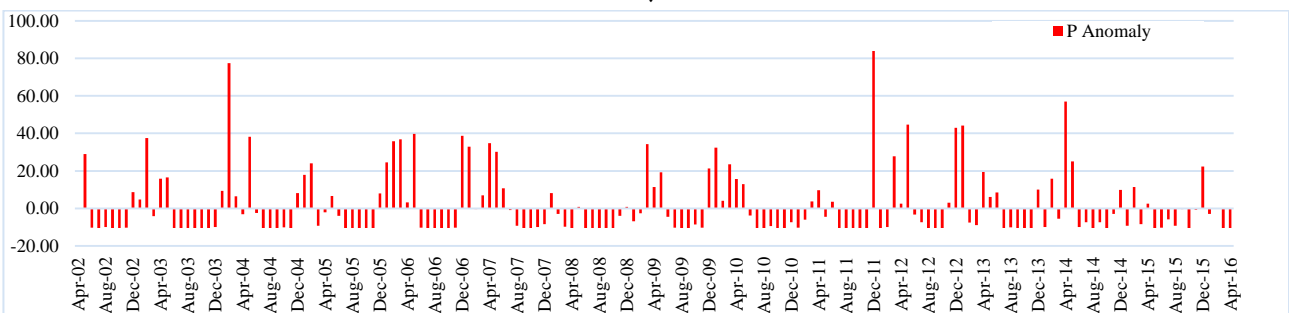
براساس مطالعات صورت گرفته در ایران، نواحی که نوسانات بارش در آن‌ها شدیدتر است، بیشتر در معرض ریسک بروز خشکسالی‌های متعدد و شدید قرار دارند (Alijani et al., 2008; Sebgathi et al. 2016). براین اساس می‌توان انتظار داشت که تعداد، مدت و شدت خشکسالی‌ها در مشهد بیشتر از دو شهر دیگر باشد.



(الف)



(ب)



(پ)

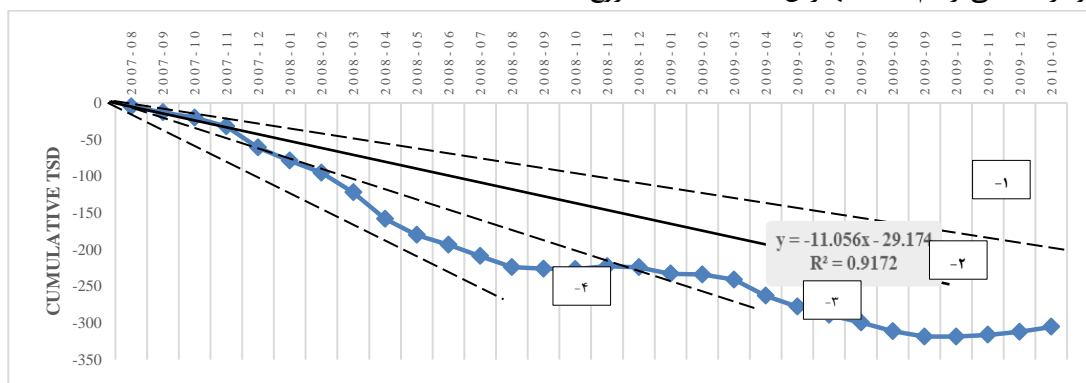
شکل ۴. تغییرات بارش ماهانه نسبت به میانگین ماهانه بلندمدت

(الف) ایستگاه هواشناسی مشهد (ب) ایستگاه هواشناسی تهران (پ) ایستگاه هواشناسی اصفهان

محاسبه شاخص TSDI در حوزه آبریز فلات مرکزی

پس از درونیابی داده‌های بارش و تشکیل یک شبکه منظم با ابعاد و دقت ۱ درجه در کل سطح حوزه آبریز با استفاده از ترکیب روش‌های کریجینگ و MicroMet، شاخص SPEI برای همه گره‌های شبکه با بازه‌های زمانی ۳، ۶ و ۱۲ ماهه محاسبه گردید. براساس شاخص SPEI سالیانه (۱۲ ماهه) در سال آبی ۲۰۰۷-۰۸ ناحیه مورد مطالعه برحسب شرایط خشکسالی حاکم بر آن به ۶ بخش مرطوب، نرمال، خشکسالی خفیف، متوسط، شدید و بسیار شدید تقسیم گردید که مساحت هر بخش بر حسب درصد به ترتیب برابر ۴/۸، ۷/۲، ۱۶، ۲۵/۵، ۲۴/۵، ۲۲ به دست آمد. براین اساس تصمیم گرفته شد که خشکسالی در سال آبی مزبور را از نوع متوسط در نظر گرفته و بر اساس ستون سوم جدول (۱) پارامتر c برابر ۲- منظور شود. سپس با استفاده از رابطه (۵) پارامتر TSD برحسب درصد در کلیه گره‌های شبکه محاسبه و مطابق شکل (۵) نمودار تجمعی آن رسم گردید. در نمودار تجمعی رسم شده، بهترین خط به نقطه شروع

خشکسالی (شروع روند منفی شدن نمودار) و حوالی کمینه مقدار نمودار برازش داده می‌شود (خط ممتد) تا مقادیر شیب خط و عرض از مبدأ آن مشخص شود. با توجه به شکل (۵) شیب ۱۱/۰۵۶- و عرض از مبدأ ۲۹/۱۷۴- بدست آمده است. این مقادیر همان پارامترهای m و b مورد نیاز در رابطه (۷) هستند. سپس با در نظر گرفتن خط افقی نمودار با شیب صفر به‌عنوان شرایط نرمال و نیز با توجه به اینکه  $c = -2$  در نظر گرفته شد، فضای بین نمودار افقی و خط برازش داده‌شده با خط‌چین به دو قسمت مساوی تقسیم می‌شود. زیرخط برازش داده‌شده نیز با همین فاصله به دو قسمت تقسیم می‌شود تا هر قسمت نشان‌دهنده مقدار پارامتر c به ترتیب به اندازه ۱-، ۲-، ۳- و ۴- باشند. به عبارت دیگر هر چه از خط برازش داده‌شده به سمت محور افقی حرکت شود از شدت خشکسالی کاسته شده و هر چه به محور عمودی نزدیک شده بر شدت خشکسالی افزوده خواهد شد.



شکل ۵. نمودار تجمعی TSD و تقسیم فضا به ۴ قسمت مساوی

توزیع زمانی خشکسالی با استفاده از دو شاخص SPEI و TSDI در نواحی خشک و کم بارش، منفی شدن شاخص‌های خشکسالی به‌طور موقت امری طبیعی است و ممکن است نشان‌دهنده بروز خشکسالی نباشد. اگر سه ماه متوالی شاخص TSDI زیر ۱- و شاخص SPEI زیر ۰/۵- بماند، این بازه زمانی به‌عنوان خشکسالی در نظر گرفته می‌شود. همچنین اگر پس از یک پدیده خشکسالی شاخص برای مدت سه ماه بالاتر از همین ارقام قرار گیرد خشکسالی خاتمه یافته تلقی می‌گردد. بر این اساس از آوریل سال ۲۰۰۲ تا مارس سال ۲۰۱۶ این منطقه ۴ خشکسالی با شدت و طول مدت متفاوت را تجربه نموده است. همان‌طور که در شکل (۳) مشاهده شد، طبق محاسبات TWSC، سه سال آبی مشاهده می‌شود که مقادیر ذخیره آب در آن‌ها روند منفی را نشان می‌دهند.

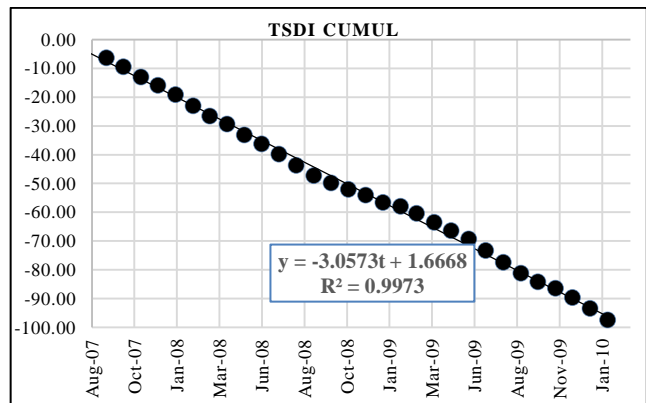
با مشخص شدن پارامترهای  $c = -2$ ،  $m = -11.056$  و  $b = -29.174$  می‌توان طبق رابطه (۷) p و q را محاسبه نمود. با توجه به ارقام یادشده مقادیر  $p = 0.7252$  و  $q = 0.0497$  به دست می‌آید. با قرار دادن این اعداد در رابطه (۶)، شاخص خشکسالی ماهانه TSDI در حوزه آبریز با رابطه (۸) مورد محاسبه قرار می‌گیرد:

(رابطه ۸)  $TSDI_i = 0.7252 \times TSDI_{i-1} + 0.0497 \times TSDI_i$   
 در رابطه بالا برای محاسبه TSDI ماه اول، مقدار  $TSDI_0$  مورد نیاز است که مشابه مطالعات انجام‌شده، مقدار آن برابر ۲٪ از  $TSDI_1$  در نظر گرفته می‌شود (Narasimhan and Srinivasan, 2005). با چنین رابطه‌ای می‌توان شاخص خشکسالی TSDI را در سراسر حوزه آبریز مورد محاسبه قرار داد و مقادیر آن را در هر نقطه بررسی و با نتایج حاصل از شاخص SPEI مقایسه نمود.

بارش‌ها نشان داده و با اندکی اختلاف فاز، شاخص SPEI-۶ نیز از بارش‌های فصلی که اغلب در زمستان اتفاق افتاده‌اند، تأثیر می‌پذیرد. برای مثال طبق شکل (۴-الف) در اواخر سال ۲۰۱۱ بارش‌ها در ماه اکتبر آغاز شده است که به همین دلیل SPEI-۳ به سرعت در ماه بعد از آن مثبت شده و با سه ماه تأخیر SPEI-۶ نیز مقداری مثبت پیدا کرده است. البته در همین زمان نیز بارش آنقدر مستمر و مؤثر نبوده است که بتواند SPEI-۱۲ را مثبت کند و فقط با چند ماه تأخیر توانسته مقادیر آن را اندکی بزرگتر نماید. همه خشکسالی‌های ذکر شده را شاخص TSDI نیز توانسته است مورد کشف و بررسی قرار دهد. عمده تفاوت شاخص TSDI با SPEI تشخیص مدت استمرار هر پدیده خشکسالی است. با توجه به شاخص TSDI، همه خشکسالی‌های قبل از ۲۰۰۷ که با شدت‌های متوسط و شدید به وقوع پیوسته‌اند بین ۳ تا ۶ ماه دوام داشته است و با بروز بارش‌ها در فصول زمستان و اوایل بهار شاخص سریعاً تغییر وضعیت داده و خشکسالی را پایان یافته تلقی کرده است.

با توجه به شکل (۸)، ایستگاه تهران که در ناحیه خشک قرار گرفته است، خشکسالی‌های کوتاه مدت‌تر و با شدت کمتری را ثبت کرده است. در این ایستگاه در طی سال آبی ۲۰۰۷-۰۸ یک خشکسالی شدید گزارش شده است که شاخص SPEI در همه بازه‌های زمانی خود این پدیده را بخوبی نشان می‌دهد. در هر بار وقوع بارش، ابتدا SPEI-۳ مقداری مثبت پیدا می‌کند و سپس به تبع آن به ترتیب شاخص‌های SPEI-۶ و SPEI-۱۲ همین رفتار را تکرار می‌کنند. در این ایستگاه مطابق شکل (۴-ب) در اوایل سال ۲۰۱۰ بارش‌هایی آغاز شده که با اندکی نوسان در سال ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ بر مقدار آن‌ها افزوده می‌شود. همین امر باعث شده تا کلیه بازه‌های زمانی شاخص SPEI در این مدت وقوع ترسالی را نشان دهند. این روند از اواخر سال ۲۰۱۳ معکوس شده که تأثیر آن در نمودار SPEI قابل مشاهده است و مجدداً با شروع سال ۲۰۱۵ ترسالی جایگزین خشکسالی می‌گردد. در این ایستگاه، شاخص TSDI خشکسالی سال ۲۰۰۷-۰۸ را با شدت متوسط و استمرار آن را تا اواخر ۲۰۰۹ تعیین می‌کند که بسیار طولانی‌تر از ارزیابی شاخص SPEI است. همچنین شاخص TSDI در تهران، ۳ خشکسالی با شدت خفیف و مدت ۴ الی ۶ ماه را گزارش کرده است که تقریباً مشابه نتایج حاصل از SPEI است.

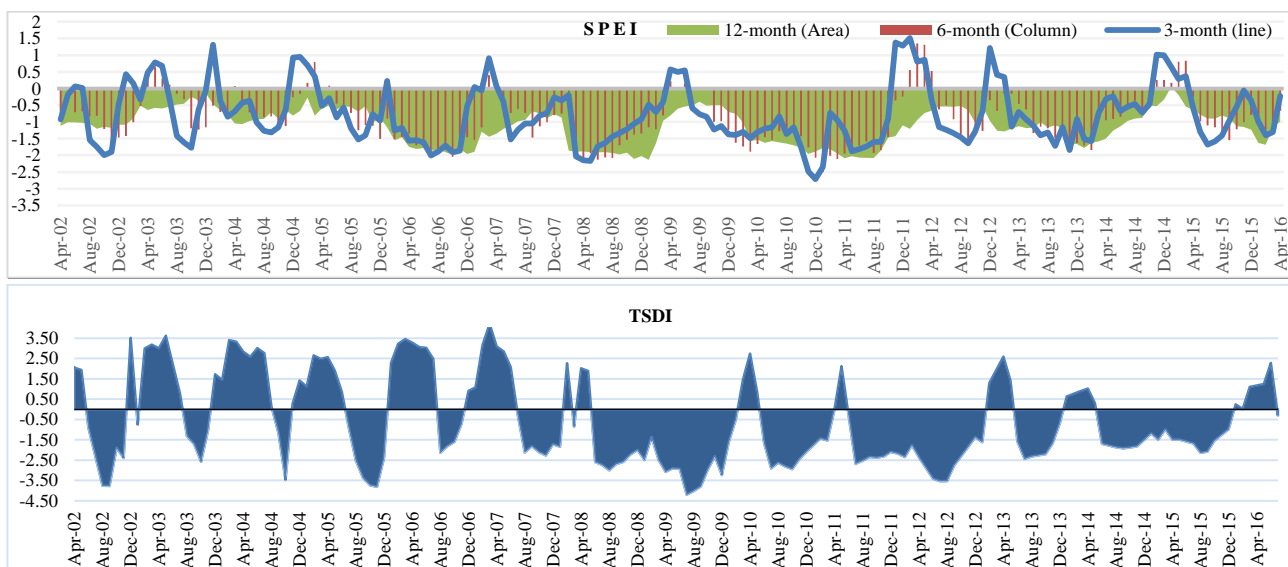
در ایستگاه اصفهان، مطابق شکل (۹)، وضعیت کلی مانند تهران است با این تفاوت که شدت و مدت خشکسالی‌های قبل از سال ۲۰۰۸ بیشتر شده است و تقریباً هیچ خشکسالی قابل توجهی بعد از آن گزارش نشده است چرا که با توجه به شکل (۴-پ) از این سال به بعد بارش‌های خوبی نسبت به میانگین بلندمدت اتفاق افتاده است.



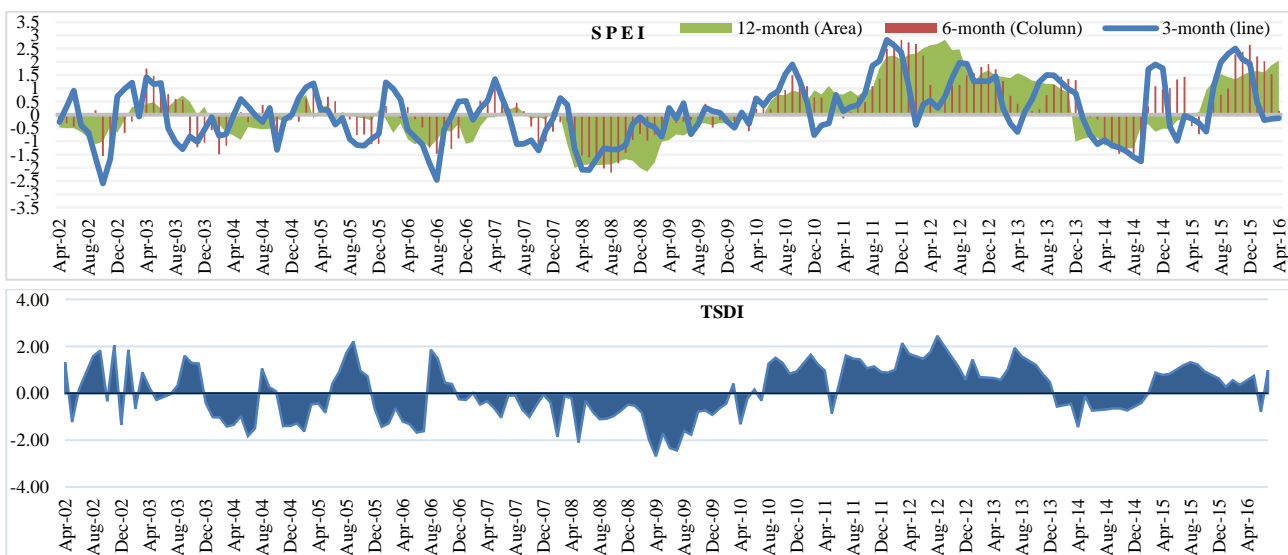
شکل ۶. نمودار تجمعی TSDI که شیب خط برازش داده شده بر آن ۳/۰۵۷۳- است که نشان‌دهنده بروز خشکسالی شدید در بازه زمانی اگوست ۲۰۰۷ تا ژانویه ۲۰۱۰ است.

با محاسبه شاخص TSDI در بازه آوریل ۲۰۰۲ تا آوریل ۲۰۱۶ مشخص می‌گردد که در این سه سال خشکسالی‌های نسبتاً شدیدی به وقوع پیوسته است چراکه مقدار شاخص در اکثر ماه‌های این سال‌ها منفی بدست می‌آید. برای مثال از اگوست ۲۰۰۷ تا ژانویه ۲۰۱۰ به مدت ۳۰ ماه مقادیر TSDI کلیه ماه‌ها مقادیری منفی است و پس از آن حداقل برای سه ماه مقدار شاخص مثبت می‌شود که نشانه پایان یافتن این پدیده خشکسالی می‌تواند تلقی شود. با رسم نمودار تجمعی مقادیر TSDI و برازش بهترین خط به آن‌ها مطابق شکل (۶)، شیب خط متناظر برابر ۳/۰۵۷۳- بدست می‌آید که حاکی از شدید بودن خشکسالی مزبور دارد. نمودار مقادیر TSDI در کلیه ماه‌های بازه مطالعاتی در شکل‌های (۷)، (۸) و (۹) نشان داده شده‌اند.

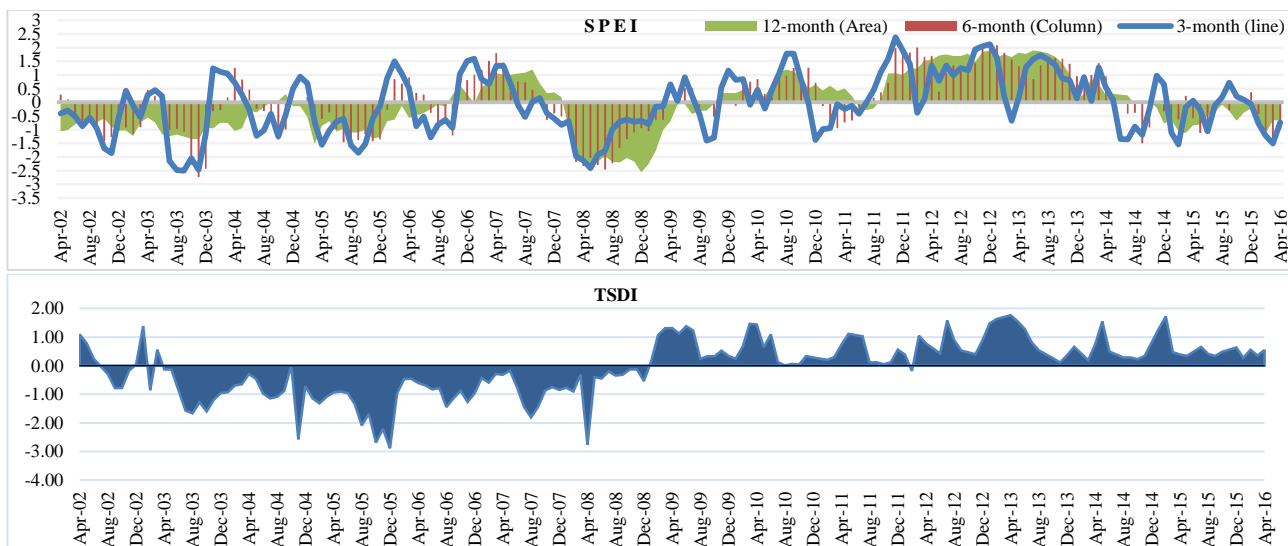
همان‌طور که در شکل (۷) مشاهده می‌شود، بر اساس شاخص SPEI ایستگاه مشهد خشکسالی‌های طولانی‌مدت و شدیدی را تجربه کرده است. بر اساس SPEI ۱۲ ماهه، از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۶ این ایستگاه همواره در وضعیت خشکسالی با شدت‌های مختلف قرار داشته است. برای مثال در خلال سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ شدت خشکسالی خفیف گزارش شده است و این در حالی است که در بازه سال‌های ۲۰۰۵-۰۷، ۲۰۰۸-۰۹ و ۲۰۱۰-۱۱ شاخص SPEI-۱۲ با قرار گرفتن در بازه ۱/۵- تا ۲- وضعیت خشکسالی شهر مشهد را شدید اعلام می‌دارد. بر اساس همین شاخص در طی سال‌های ۲۰۱۳-۱۴ و ۲۰۱۴-۱۵ خشکسالی متوسط اندازه‌گیری شده است. نکته قابل توجه در این محاسبات شاخص‌های SPEI-۳ و SPEI-۶ هستند که با شروع بارش‌ها واکنش نشان داده و به سرعت مقادیر مثبتی به خود گرفته‌اند، حال آنکه میزان این بارش‌ها به قدری نبوده است که بتواند حتی به‌طور موقت هم شاخص SPEI-۱۲ را مثبت نماید. در این میان به‌وضوح روشن است که SPEI-۳ واکنش سریع‌تری به



شکل ۷. مقایسه بین دو شاخص خشکسالی SPEI و TSDI ایستگاه مشهد



شکل ۸. مقایسه بین دو شاخص خشکسالی SPEI و TSDI ایستگاه تهران



شکل ۹. مقایسه بین دو شاخص خشکسالی SPEI و TSDI ایستگاه اصفهان

کردن شرایط جریان‌ات سطحی، سطح مخازن و تراز آب زیرزمینی است. تطابق کلی TSDI با این شاخص در همه بازه‌های زمانی نشان‌دهنده جامعیت این شاخص و در نظر گرفتن همه پارامترهای دخیل در بروز پدیده خشکسالی من جمله رطوبت خاک و سطح تراز آب زیرزمینی است. همچنین نشان داده شد که در نواحی نیمه‌خشک مانند مشهد که متوسط بارش بیشتری هم دارد، احتمال وقوع خشکسالی بیشتر از نواحی خشک و بسیارخشک است که این امر در مطالعه مشابهی که در ایران انجام شده بود به اثبات رسیده است (Alijani et al., 2008; Sebghati et al. 2016).

با توجه به اهمیت برقراری موازنه بین بارش به‌عنوان ورودی به حوزه و تبخیر و تعرق به‌عنوان خروجی از سیستم، به نظر می‌رسد برای بررسی و پایش خشکسالی لازم است علاوه بر در نظر گرفتن تغییرات بارش در ناحیه مورد مطالعه، تغییرات تبخیر و تعرق نیز مدنظر قرار گیرد. این پارامترها در دو شاخص SPEI و TSDI مورد توجه قرار گرفته‌اند و از این‌رو هر دو شاخص کارایی و تطابق قابل قبولی نشان داده‌اند. نتایج سایر پژوهش‌ها که در ایران صورت پذیرفته است نیز اهمیت در نظر گرفتن تغییرات تبخیر و تعرق منطقه در کنار بارش را به‌ویژه برای مناطقی از کشور که دارای دمای متوسط بالاتری دارند، اثبات نموده است (Tajbakhsh et al., 2015; Zare Abyaneh et al., 2015). چنین نتایجی در مطالعات دیگری که در سایر نقاط جهان انجام شده است نیز به‌دست آمده است (Narasimhan and Srinivasan, 2005; Sordo-Ward et al., 2017). همان‌طور که مشاهده شد هر دو شاخص پاسخ نسبتاً سریعی به خشکسالی نشان داده‌اند. به‌عبارت‌دیگر با کاهش چشمگیر بارش نسبت به میانگین بلندمدت هر دو شاخص با فاصله کوتاهی خشکسالی را نشان داده‌اند و به همین علت در پژوهش‌های انجام شده در ایران، به‌خصوص در نواحی خشک و نیمه‌خشک، استفاده از شاخص SPEI به‌جای SPI توصیه شده است (Nosrati, 2015).

علیرغم جامع و پیوسته بودن TSDI برای کشف و پایش خشکسالی‌ها به‌ویژه در مناطقی که داده‌های موردنیاز درجا<sup>۲</sup> بشدت کمیاب است، تأخیر چندماهه دسترسی به داده‌های GRACE و نیز عدم وجود داده‌های بلندمدت از معایبی است که نمی‌توان در حال حاضر از این شاخص برای بررسی به‌هنگام<sup>۳</sup> پدیده خشکسالی و پیش‌بینی آن استفاده نمود. این معایب می‌تواند با شروع مجدد مأموریت<sup>۴</sup> GRACE در سال‌های آتی تا

## جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

خشکسالی پدیده‌ای با حرکت تدریجی است که تعیین شروع، پایان و شدت آن امری پیچیده و مبهم است. پایش و ارزیابی پدیده خشکسالی به داده‌های منسجم و بهم پیوسته از مؤلفه‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی نیاز دارد که این داده‌ها در فلات مرکزی ایران، به علت گستردگی ناحیه و هزینه‌های گزاف در دسترس نیستند. هدف از انجام این مقاله، پایش زمانی- مکانی<sup>۱</sup> خشکسالی با استفاده از ماهواره (GRACE) و مقایسه نتایج آن با شاخص متداول و مرسوم خشکسالی است. این کار می‌تواند روشی جدید برای پایش و ارزیابی خشکسالی در ناحیه- ای وسیع که داده‌های موردنیاز در آن بسیار کم است ارائه نماید. با توجه به شبکه نامنظم ایستگاه‌های هواشناسی در حوزه آبریز فلات مرکزی ایران، برای محاسبه شاخص خشکسالی SPEI که به پارامترهای هواشناسی بارش و دما نیاز دارند، ۱۴۲ ایستگاه با داده‌های بیش از ۳۰ سال انتخاب شد. سپس با روش درونیابی MicroMet شبکه منظمی از این داده‌ها با ابعاد و دقت مشابه داده‌های ماهواره GRACE در سطح ناحیه ایجاد شد. با مقایسه روند تغییرات TWSC که در شکل (۳) نشان داده شده است، با تغییرات بارش که برای سه ایستگاه مشهد، تهران و اصفهان در شکل (۴) ترسیم شده است مشاهده می‌گردد که در این منطقه ارتباط مستقیمی میان تغییرات ذخیره آب با بارش وجود دارد. این مطابقت نشان می‌دهد در نواحی خشک و نیمه‌خشک بارش میزان ذخیره کلی آب را کنترل می‌کند.

بر اساس شکل‌های (۳) و (۴) در سال آبی ۲۰۰۷-۲۰۰۸ میانگین بارش سالیانه در بیش از ۹۰٪ از سطح ناحیه مورد مطالعه تا ۷۰٪ افت نمود که این امر باعث بروز خشکسالی گسترده در فلات مرکزی ایران گردید. از بررسی توزیع زمانی خشکسالی در سه ایستگاه با اقلیم متفاوت مشاهده می‌شود، شاخص TSDI توانسته است به‌خوبی همه خشکسالی‌ها را کشف نماید و به‌غیر از چند مورد، در سایر موارد به لحاظ شدت و زمان وقوع خشکسالی با SPEI مطابقت دارد. شاخص خشکسالی SPEI با مقیاس ۳ ماهه تغییرات کوتاه مدت و فصلی بارش و تبخیر-تعرق را نشان می‌دهند که در ارزیابی وضعیت رطوبت خاک کاربرد دارند. برای در نظر نگرفتن تغییرات پرریودیک فصلی از شاخص‌های با مقیاس ۶ ماهه می‌توان بهره برد و شاخص‌های ۱۲ ماهه با صرف‌نظر کردن از اثرات کوتاه‌مدت، فقط وضعیت بلندمدت را نشان می‌دهند و کاربرد آن‌ها مشخص

2. In-Situ

3. Real Time

4 the follow-on GRACE mission

1. Spatiotemporal

به شاخص بارش استاندارد به تعداد پارامترهای بیشتری برای محاسبه نیاز دارد که در حوضه‌های بزرگ که دارای داده کافی نیست، می‌تواند به‌عنوان یک مانع جدی تلقی شود.

حدود زیادی برطرف گردد. البته تلاش‌هایی برای استفاده از الگوریتم‌ها و مدل‌های عددی به کار گرفته شده است که سری زمانی GRACE TWSC موجود را بسط و گسترش داده که همگی در ابتدای راه خود قرار دارند. شاخص SPEI نیز نسبت

## REFERENCES

- Abramowitz, M. and Stegun, I. A. (1965). Handbook of Mathematical Functions, with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables. Dover Publications
- Agnew, C. (2000) Using the SPI to Identify Drought. Drought Network News: 12(1), 6-12.
- Alijani, B., O'Brien J. and Yarnal, B. (2008). Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. Theoretical and Applied Climatology, 94, 107-124.
- Andersen, O., Seneviratne, S., Hinderer, J. and Viterbo, P. (2005). GRACE-derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 European heat wave. Geophysics Research Letters, 32 (18)
- Barnes, S. L., (1964). A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. Journal of Applied Meteorology. 3, 396-409.
- Bettadpur, S. (2007) UTCSR Level-2 Processing Standards Handbook for Level-2 Product Release5, 327-742. The University of Texas at Austin: CSR Publication
- Cao, Y., Nan, Z. and Cheng, G. (2015). GRACE Gravity Satellite Observations of Terrestrial Water Storage Changes for Drought Characterization in the Arid Land of Northwestern China. Remote Sensing, 7(1), 1021-1047.
- Chen, J., Wilson, C., Tapley, B., Longuevergne, L., Lang, Z. and Scanlon, B. (2010). Recent La Plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry. Journal of Geophysics Research, 115 (D22), 108-122.
- Chen, X., Jiang, J. and Li H. (2018). Drought and Flood Monitoring of the Liao River Basin in Northeast China Using Extended GRACE Data. Remote Sensing. 10(8), 1168.
- Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E. R., Bras, R. L. and Amaratunga, K. (2005). Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the shuttle radar topography mission, Journal of Geophysical Research Earth Surface, 110 (F02), 1-20.
- Famiglietti, J. S. (2004). Remote sensing of terrestrial water storage, soil moisture and surface waters. Geophysical Monograph Series. The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics, 197-207.
- Fuchs, B., Svoboda, M., Nothwehr, J., Poulsen, C., Sorensen, W. and Guttman, N. (2012) A New National Drought Risk Atlas for the U.S. from the National Drought Mitigation Center from <http://www.clivar.org/sites/default/files/Fuchs.pdf>
- Kempes, C. P., Myers, O. B., Breshears, D. D. and Ebersole, J. J. (2008) Comparing response of Pinus edulis tree-ring growth to five alternate moisture indices using historic meteorological data. Journal of Arid Environment, 72, 350-357.
- Koch, S. E., DesJardins, M. and Kocin, P. J. (1983). An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data. Journal of Climate Applied Meteorology, 22, 1487- 1503.
- Leblanc, M., Tregoning, P., Ramillien, G., Tweed, S. and Fakes, A. (2009). Basin-scale, integrated observations of the early 21st century multiyear drought in southeast Australia. Water Resource Research, 45(4)
- Liston, G.E. and Elder, K. (2006). A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet). Journal of Hydrometeorology, 7, 217-234.
- Mavromatis, T., (2007). Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece. International Journal of Climatology, 27, 911-924.
- McEvoy, D. J., Huntington, J. L., Abatzoglou, J. and Edwards L. (2012). An evaluation of multi-scalar drought indices in Nevada and Eastern California Earth Interactions, 16(18), 1-18.
- Narasimhan, R. and Srinivasan, R. (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring, Agricultural and Forest Meteorology, 133, 69-88.
- Nie, N., Zhang, W., Chen, H., and Guo, H. (2017). A Global Hydrological Drought Index Dataset Based on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data. Water Resources Management, 32(4), 1275-1290.
- Nosrati, K. (2015). Assessment of Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) for Drought Identification in Different Climates of Iran, Journal of Environmental Sciences, 12 (4), 63-73. (In Farsi)
- Ramillien, G., Famiglietti, J. and Wahr, J. (2008). Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: A review. Surveys in Geophysics, 29(4-5), 361-374.
- Reager, J.T. and Famiglietti J. (2009). Global terrestrial water storage capacity and flood potential using GRACE, Geophysics Research Letters 36(23).
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. (2004). The Global Land Data Assimilation System. Bulletin of the American Meteorological Society, 85(3),

381–394.

- Sebghati, M., Ahmadi Birgani, H. and Moghaddam, A. (2016). The calculation of continuity and intensity of droughts using modified SPEI index (case study: Tabriz and Urmia Cities). *J. Environ. Water Eng.*, 2(2), 188-195. (In Farsi)
- Sordo-Ward, A., Bejarano, M., Iglesias, A., Asenjo, V., and Garrote, L. (2017). Analysis of Current and Future SPEI Droughts in the La Plata Basin Based on Results from the Regional Eta Climate Model. *Water*, 9(11), 857.
- Soul'e, P. T., (1992). Spatial patterns of drought frequency and duration in the contiguous USA based on multiple drought event definitions, *International Journal of Climatology*, 12, 11–24.
- Spinoni, J., Antofie, T., Barbosa, P., Bihari, Z., Lakatos, M., Szalai, S., Szentimrey, T. and Vogt, J. (2013). An overview of drought events in the Carpathian Region in 1961-2010. *Advances in Science Research*, 10, 21–32.
- Tajbakhsh, S., Isakhani, N. and Fazlekazemi, A. (2015). Assessment of drought in Iran using standardized index of precipitation and evapotranspiration. *Journal of Earth and Space Physics*, 25(2), 321-313. (In Farsi)
- Thornton, P. E., Running, S. W. and White, M. A. (1997). Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *Journal of Hydrology*, 190, 214–251.
- Vicente-Serrano, S. M. (2006). Differences in spatial patterns of drought on different time scales: an analysis of the Iberian Peninsula. *Water Resource Management*, 20, 37–60.
- Vicente-Serrano, S. M., Santiago, M. and Juan, L.M. (2009). A multi-scalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index. *Journal of Climate*, 26, 1996-1718.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguer'ia, S. and L'opez-Moreno, J.I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index–SPEI. *Journal of Climate*, 23, 1696–1718.
- Wei-Guang, L., Xue, Y., Mei-Ting, H., Hui-Lin, C. and Zhen-Li, C. (2012). Standardized precipitation evapotranspiration index shows drought trends in China. *Chinese Journal of Eco-Agriculture*. 20(5), 643–649.
- Yang M., Yan D., Yu Y. and Yang Z. (2016). SPEI-Based Spatiotemporal Analysis of Drought in Haihe River Basin from 1961 to 2010. *Advances in Meteorology*, 2016, 1-10.
- Yirdaw, S. Z., Snelgrove, K.R. and Agboma, C. O. (2008). GRACE satellite observations of terrestrial moisture changes for drought characterization in the Canadian Prairie. *Journal of Hydrology*, 356(1-2), 84–92.
- Zare Abyaneh, H., Ghabaei Sough, M. and Mosaedi, A. (2015). Drought Monitoring Based on Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI) Under the Effect of Climate Change. *Journal of Water and Soil*, 29 (2), 384-392. (In Farsi)