

## بررسی تأثیر تابع توزیع و روش بر آورد تبخیر-تعرق پتانسیل در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی

حسین رضایی<sup>۱</sup>، ندا خان محمدی<sup>۲\*</sup>، مجید منتصری<sup>۳</sup> و جواد بهمنش<sup>۴</sup>

۱- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه

۲- نویسنده مسئول، دکتری مهندسی منابع آب، دانشگاه ارومیه n.khanmohammadi@urmia.ac.ir

۳- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه

۴- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه

تاریخ پذیرش: ۹۵/۲/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۵

### چکیده

ایران در مناطق خشک و نیمه خشک جهان واقع شده و بنابراین پایش خشکسالی در آن دارای اهمیت ویژه‌ای است. ارزیابی خشکسالی بر مبنای شاخص‌های خشکسالی همانند شاخص شناسایی خشکسالی (RDI) امری مرسوم است. بر اساس تعریف، شاخص شناسایی خشکسالی از برازش توزیع لاگ‌نرمال به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق پتانسیل محاسبه شده توسط روش ترنت‌وایت برآورد می‌شود. در این تحقیق، تأثیر تغییر تابع توزیع و روش برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی در ایران مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور، از داده‌های ۳۰ ایستگاه سینوپتیک در دوره زمانی ۱۳۳۹ تا ۱۳۹۳ استفاده شد. مقدار تبخیر-تعرق پتانسیل با استفاده از روش پنمن‌مانتیت‌فانو به‌عنوان روش استاندارد محاسبه شد. علاوه بر روش استاندارد، ۲۰ روش مختلف برای برآورد مقدار تبخیر-تعرق مورد استفاده قرار گرفت. روش برتر برآورد تبخیر-تعرق با استفاده از آماره ریشه میانگین مربعات خطا تعیین شد. سپس، با استفاده از مقادیر مختلف تبخیر-تعرق و برازش توابع احتمالاتی متفاوت، مقدار شاخص شناسایی خشکسالی محاسبه شد. بر اساس نتایج به‌دست آمده، تغییر تابع توزیع احتمال و روش محاسبه تبخیر-تعرق می‌تواند در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی موثر باشد. همچنین، نتایج مقایسه مقادیر شاخص شناسایی خشکسالی محاسبه شده بر اساس برازش مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق پتانسیل که با استفاده از دو روش برتر و روش استاندارد برآورد شد، نشان داد که در صورت وجود داده‌های کافی بهتر است از روش پنمن‌مانتیت‌فانو برای محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی در ۹۰ درصد ایستگاه‌های مورد مطالعه استفاده نمود.

کلیدواژه‌ها: شاخص شناسایی خشکسالی، تبخیر-تعرق، توزیع لاگ‌نرمال، خشکسالی.

### Investigating the Effect of Distribution Function and Potential Evapotranspiration Assessment Method in Determining Reconnaissance Drought Index

H. Rezaie<sup>1</sup>, N. Khanmohammadi<sup>2\*</sup>, M. Montaseri<sup>3</sup> and J. Behmanesh<sup>4</sup>

1- Associate Professor, Department of Water Engineering, Urmia University, Iran.

2\* - Corresponding Author, Ph.D. in Water Resources Engineering, Department of Water Engineering, Urmia University, Iran

3- Associate Professor, Department of Water Engineering, Urmia University, Iran.

4- Associate Professor, Department of Water Engineering, Urmia University, Iran.

Received: 24 February 2016

Accepted: 14 May 2016

### Abstract

Iran is located in arid and semi-arid regions in the world and therefore, drought monitoring has an important role in there. Drought assessment is conventionally based on drought indices such as

Reconnaissance Drought Index (RDI). On the basis of definition, Reconnaissance Drought Index is estimated by fitting Log-normal distribution on the ratio of precipitation to potential evapotranspiration (calculated by Thornthwaite method). In this research, the effect of the change of distribution function and potential evapotranspiration calculation method was investigated in estimating Reconnaissance Drought Index in Iran. For this purpose, meteorological data of 30 synoptic stations were used in the period of 1960-2014. The potential evapotranspiration was calculated using the FAO Penman-Monteith as standard method. Beside standard method, 20 different methods were used to calculate evapotranspiration value. The superior evapotranspiration calculating method was obtained using Root Mean Square Error statistic. Then, the Reconnaissance Drought Index values were calculated using different evapotranspiration values and by fitting several probability distribution functions. On the basis of obtained results, the change of probability distribution function and evapotranspiration calculation method can affect the determining Reconnaissance Drought Index. Also, the comparison results of the calculated Reconnaissance Drought Index based on the fitting the superior probability distribution function on the ratio of precipitation to potential evapotranspiration which was calculated using superior and standard methods showed that the FAO Penman-Monteith method should be used in 90% of the studied stations to calculate Reconnaissance Drought Index in cases of data available.

**Keywords:** Reconnaissance Drought Index, Evapotranspiration, Log-normal distribution, Drought.

از تحقیق خود، شاخص شناسایی خشکسالی و بارش استاندارد شده را در مالطاً طی بازه زمانی ۴۳ سال مقایسه نموده و نتیجه گرفت که این دو شاخص نتایج مشابهی ارائه می‌دهند. اسدی‌زارچ و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۱۱)، مقادیر شاخص شناسایی خشکسالی و بارش استاندارد شده را در ۴۰ ایستگاه سینوپتیک ایران محاسبه نمودند. ایشان نتیجه گرفتند که همبستگی بین این دو شاخص در بازه‌های زمانی سه، شش و نه ماهه نسبت به بازه‌های زمانی بیشتر، قابل ملاحظه است. نتیجه مقایسه شاخص بارش استاندارد شده و شاخص شناسایی خشکسالی طی بازه زمانی ۳۹ سال در ۱۰ ایستگاه ایران در مطالعه خلیلی و همکاران<sup>۸</sup> (۲۰۱۱) نشان داد که استفاده از داده‌های تبخیر-تعرق، دقت و حساسیت تعیین خشکسالی را افزایش می‌دهد. در تحقیقی دیگر، شاخص‌های بارش استاندارد شده و شناسایی خشکسالی توسط شکوهی (۱۳۹۱) در دو ایستگاه دشت قزوین طی بازه زمانی ۲۰۰۵-۱۹۶۰ مورد آزمون قرار گرفت و نتایج حاصل نشان داد که تفاوت معنی‌دار میان دو شاخص در ارزیابی و پایش خشکسالی وجود ندارد، با این حال شاخص شناسایی خشکسالی در مورد خشکسالی‌های بسیار شدید، از حساسیت بیشتری برخوردار می‌باشد. همچنین ایشان بیان داشتند که در ارتباط با خشکسالی کشاورزی، در صورت وجود آمار طولانی مدت، شاخص شناسایی خشکسالی موفق‌تر از شاخص بارش استاندارد شده عمل می‌نماید. اسدی و وحدت<sup>۹</sup> (۲۰۱۳)، دو شاخص شناسایی خشکسالی و بارش استاندارد

#### مقدمه

خشکسالی یکی از پدیده‌های اقلیمی است که در پهنه وسیعی از کشور ایران به شکل‌های متفاوت قابل مشاهده است. این پدیده محدودیت و کمبود منابع آب شیرین، محدودیت رشد گیاهان زراعی و غیر زراعی و افزایش تبخیر-تعرق را به همراه دارد. برای بیان کمی پدیده خشکسالی و همچنین ارزیابی آن در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی، از شاخص‌های خشکسالی استفاده می‌گردد. از جمله شاخص‌های خشکسالی، شاخص شناسایی خشکسالی (RDI)<sup>۱</sup> می‌باشد که از دو پارامتر بارندگی و تبخیر-تعرق برای بیان کمی خشکسالی استفاده می‌کند (تساکیس و ونگلیس<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵). با توجه به جدید بودن این شاخص، طی چند سال اخیر، محققان بسیاری در مطالعات خود از آن بهره جسته‌اند.

تساکیس و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۰۷)، در بررسی شاخص شناسایی خشکسالی در دو حوضه در یونان طی دو بازه مختلف زمانی، به این نتیجه رسیدند که این شاخص می‌تواند به‌عنوان یک شاخص منطقی برای ارزیابی خشکسالی در مناطق با اقلیم متغیر مطرح شود. ایشان بیان داشتند که اگرچه شاخص شناسایی خشکسالی عموماً از مشابهت رفتاری بالایی با شاخص بارش استاندارد شده (SPI<sup>۴</sup>) برخوردار است، اما این شاخص حساس‌تر و مناسب‌تر از شاخص بارش استاندارد شده، برای مناطق با تغییرات محیطی، می‌باشد. بورگ<sup>۵</sup> (۲۰۰۹)، در بخشی

6- Malta

7- Asadi Zarch *et al.*

8- Khalili *et al.*

9- Asadi and Vahdat

1- Reconnaissance Drought Index

2- Tsakiris and Vangelis

3- Tsakiris *et al.*

4- Standardized Precipitation Index

5- Borg

اکثر ایستگاه‌های معتبر هواشناسی ایران در مناطق خوب آبیاری شده احداث شده‌اند و داده‌های برداشت شده در آنها از لحاظ استفاده در محاسبات نیاز آبی دقت مطلوبی ندارد، اصلاح داده‌های برداشت شده از ایستگاه‌ها از عوامل ضروری در کارهای تحقیقاتی می‌باشد. بر اساس مطالب بیان شده، اصلاح داده‌های برداشت شده از ایستگاه‌های کشور بر اساس شرایط مرجع، بررسی تأثیر داده‌های اصلاح شده بر تغییر مقدار شاخص شناسایی خشکسالی محاسبه شده، انتخاب مناسب‌ترین روش برای برآورد تبخیر-تعرق با مرجع قرار دادن روش پنمن-مانیت‌فانو، انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع برای برازش داده‌های نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق و محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی بر اساس مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر-تعرق و مناسب‌ترین تابع توزیع از اهداف تحقیق حاضر می‌باشد.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

ایران با مساحت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع تقریباً بین عرض‌های شمالی ۲۵ تا ۴۰ درجه و طول‌های شرقی ۴۴ تا ۶۴ درجه قرار دارد. از نظر عرض جغرافیایی، بخش‌های جنوبی ایران در نواحی نسبتاً گرم و بخش‌های شمالی آن در نواحی نیمه‌گرم تا نسبتاً سرد واقع است (قبائی‌سوق و مساعدی، ۱۳۹۲). در این تحقیق، آمار روزانه داده‌های هواشناسی ۳۰ ایستگاه سینوپتیک واقع در محدوده داخلی ایران، طی یک دوره آماری مشترک ۵۵ سال (۱۳۹۳-۱۳۳۹)، مورد استفاده قرار گرفت. آمار مورد استفاده از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. در انتخاب ایستگاه‌ها معیارهایی مانند وجود آمار طولانی مدت، نواقص کم آماری و پراکنش مکانی مناسب مدنظر قرار گرفت. دسته‌بندی اقلیمی ایستگاه‌ها با استفاده از اقلیم‌نمای دومارتن تعیین شده است. جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

### تعیین شدت خشکسالی بر اساس شاخص شناسایی خشکسالی

شدت خشکسالی می‌تواند بر مبنای شاخص شناسایی خشکسالی مورد ارزیابی قرار گیرد (ونگلیس و همکاران، ۲۰۱۳). مقدار اولیه شاخص برای یک بازه زمانی معین، با استفاده از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$\alpha_k = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} P_j}{\sum_{j=1}^{j=k} PET_j} \quad (1)$$

که در آن،  $P_j$ : بارندگی ماه ژام از سال هیدرولوژیک و  $PET_j$ : تبخیر-تعرق پتانسیل ماه ژام از سال هیدرولوژیک می‌باشد. سال هیدرولوژیک برای منطقه مدیترانه‌ای از اکتبر شروع می‌شود. لازم

شده را با استفاده از داده‌های هواشناسی استان خراسان طی دوره آماری ۳۰ ساله مقایسه نمودند. نتایج حاصل نشان داد که در بازه‌های زمانی بیشتر، همانند ۱۲ ماهه، مقدار شاخص همبستگی بین دو شاخص افزایش می‌یابد. ونگلیس و همکاران<sup>۱</sup> (۲۰۱۳)، در بررسی تأثیر روش تعیین تبخیر-تعرق در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی به این نتیجه رسیدند که روش انتخابی برای تعیین تبخیر-تعرق در محاسبه این شاخص تأثیری ندارد. آنها در مطالعه خود از دو ایستگاه و چهار روش استفاده نمودند. زهتابیان و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۱۳)، دو شاخص بارش استاندارد شده و شناسایی خشکسالی را در شش ایستگاه استان خراسان جنوبی مورد مقایسه قرار دادند. ایشان بر اساس نتایج حاصل بیان داشتند که شاخص شناسایی خشکسالی با در نظر گرفتن مقدار تبخیر-تعرق در محاسبات، نسبت به تغییرات محیطی حساس‌تر بوده و پیچیدگی محاسبات شاخص مذکور مشابه شاخص بارش استاندارد شده می‌باشد. در پنج منطقه از استان فارس نیز دو شاخص شناسایی خشکسالی و بارش استاندارد شده طی دوره ۲۹ ساله توسط شمس‌نیا<sup>۳</sup> (۲۰۱۴)، مورد مقایسه قرار گرفت. ایشان کاربرد شاخص شناسایی خشکسالی را برای ارزیابی خشکسالی در مقیاس‌های کوتاه مدت (یک، سه و شش ماهه) توصیه نمودند.

مقدار شاخص شناسایی خشکسالی، از برازش تابع توزیع لاگ‌نرمال دو پارامتری بر نسبت بارش به تبخیر-تعرق پتانسیل و استاندارد نمودن آن به دست می‌آید (تساگریس و همکاران، ۲۰۰۷). مقدار تبخیر-تعرق در شاخص شناسایی خشکسالی نیز با استفاده از روش ترنت‌وایت (T) محاسبه می‌شود (قبائی‌سوق و مساعدی، ۱۳۹۲). برای بررسی مناسب بودن این روش در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی، قبائی‌سوق و مساعدی (۱۳۹۲)، تحقیقی را با استفاده از آمار پارامترهای هواشناسی هشت ایستگاه سینوپتیک کشور طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ انجام دادند. نتایج ایشان نشان‌دهنده تغییر وضعیت‌های خشکسالی بر اساس تغییر روش محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی بود. بنابراین با توجه به زیاد بودن تعداد روش‌های محاسبه تبخیر-تعرق و توزیع‌های احتمالی برای برازش نسبت بارندگی به تبخیر-تعرق، بررسی روش‌های دیگر محاسبه این شاخص در ایران امری منطقی است. اما علاوه بر موارد مطرح شده، باید توجه داشت که بیشتر معادله‌های تبخیر-تعرق بر اساس داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های مرجع به دست آمده‌اند، حال آن‌که داده‌های هواشناسی غالباً از ایستگاه‌های غیرمرجع به دست می‌آیند. استفاده از این داده‌ها برای برآورد تبخیر-تعرق، ممکن است موجب بروز خطاهای قابل ملاحظه‌ای شود (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۵). بنابراین، بر طبق بیان محمدیان و همکاران (۱۳۸۴)، مبنی بر اینکه

- 1- Vangelis et al.
- 2- Zehtabian et al.
- 3- Shamsnia

رضایی و همکاران: بررسی تأثیر تابع توزیع و روش بر آورد تبخیر-تعرق...

$$RDI_{st}(k) = \frac{y_k - \bar{y}_k}{\hat{\sigma}_k} \quad (2)$$

که در آن،  $y_k$ : لگاریتم طبیعی  $\alpha_k$  ( $y_k = \ln(\alpha_k)$ )،  $\bar{y}_k$ : میانگین حسابی  $y_k$  و  $\hat{\sigma}_k$ : انحراف معیار  $y_k$  می‌باشد (تساکیس و ونگلیس، ۲۰۰۵).

طبقه‌های مختلف وضعیت خشکسالی در شاخص شناسایی خشکسالی، مشابه با طبقه‌های ارائه شده برای شاخص بارش استاندارد شده می‌باشد (خلیلی و همکاران، ۲۰۱۱) (جدول (۲)).

به‌ذکر است که محاسبه این شاخص می‌تواند، در صورت لزوم، از هر ماه از سال به‌جز اکتبر، شروع شود (تساکیس و ونگلیس، ۲۰۰۵). بر این اساس، محاسبات از شروع سال آبی ایران یعنی اول مهر انجام گردید. بر اساس آزمون‌های صورت گرفته در موقعیت‌های متعدد و بازه‌های زمانی مختلف، مقادیر  $\alpha_k$  از هر دو توزیع گاما و لاگ‌نرمال به‌خوبی تبعیت می‌کند (ونگلیس و همکاران، ۲۰۱۳). با فرض تبعیت مقادیر  $\alpha_k$  از توزیع لاگ‌نرمال، تعریف دوم از این شاخص، شاخص شناسایی خشکسالی استاندارد ( $RDI_{st}$ )، از فرآیندی مشابه فرآیند محاسبه شاخص بارش استاندارد شده پیروی می‌کند (رابطه (۲)):

### جدول ۱- موقعیت جغرافیایی و اقلیم ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نوع اقلیم (دومارتن)	ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نوع اقلیم (دومارتن)
آبادان	۳۰° ۲۴'	۴۸° ۱۲'	خشک	کرمانشاه	۳۴° ۲۴'	۴۷° ۱۲'	نیمه‌خشک
اهواز	۳۱° ۱۸'	۴۸° ۴۲'	خشک	خرم‌آباد	۳۳° ۲۴'	۴۸° ۱۸'	نیمه‌خشک
بم	۲۹° ۰۶'	۵۸° ۲۴'	خشک	خوی	۳۸° ۳۶'	۴۵° ۰۰'	نیمه‌خشک
بندرعباس	۲۷° ۱۲'	۴۹° ۳۶'	خشک	مشهد	۳۶° ۱۲'	۵۹° ۳۶'	نیمه‌خشک
بیرجند	۳۲° ۵۴'	۵۹° ۱۸'	خشک	ارومیه	۳۷° ۴۲'	۴۵° ۰۶'	نیمه‌خشک
بوشهر	۲۹° ۰۰'	۵۰° ۴۸'	خشک	قزوین	۳۶° ۱۸'	۵۰° ۰۶'	نیمه‌خشک
اصفهان	۳۲° ۳۰'	۵۱° ۴۲'	خشک	سنندج	۳۵° ۱۸'	۴۷° ۰۰'	نیمه‌خشک
کرمان	۳۰° ۱۸'	۵۷° ۰۰'	خشک	شهرکرد	۳۳° ۱۸'	۵۰° ۴۸'	نیمه‌خشک
سبزوار	۳۶° ۱۲'	۵۷° ۴۲'	خشک	شیراز	۲۹° ۳۶'	۵۲° ۳۶'	نیمه‌خشک
شاهرود	۳۶° ۲۴'	۵۴° ۵۴'	خشک	تبریز	۳۸° ۰۶'	۴۶° ۱۲'	نیمه‌خشک
تهران	۳۵° ۴۲'	۵۱° ۱۸'	خشک	تربت‌حیدریه	۳۵° ۱۸'	۵۹° ۱۲'	نیمه‌خشک
یزد	۳۱° ۵۴'	۵۴° ۱۸'	خشک	زنجان	۳۶° ۴۲'	۴۸° ۳۰'	نیمه‌خشک
زاهدان	۲۹° ۳۰'	۶۰° ۵۴'	خشک	بابلسر	۳۶° ۴۲'	۵۲° ۴۲'	مرطوب
اراک	۳۴° ۰۶'	۴۹° ۴۸'	نیمه‌خشک	رامسر	۳۶° ۵۴'	۵۰° ۴۲'	بسیارمرطوب
همدان	۳۵° ۱۲'	۴۸° ۴۲'	نیمه‌خشک	رشت	۳۷° ۱۸'	۴۹° ۳۶'	بسیارمرطوب

### جدول ۲- طبقه‌بندی وضعیت خشکسالی بر اساس شاخص شناسایی خشکسالی

مقدار شاخص	نماد	طبقه خشکسالی
۲ یا بیشتر	ت ۳	ترسالی بسیار شدید ( $EW^1$ )
۱/۵۰ تا ۱/۹۹	ت ۲	ترسالی شدید ( $SW^2$ )
۱ تا ۱/۴۹	ت ۱	ترسالی متوسط ( $MW^3$ )
۰/۹۹ تا -۰/۹۹	ن	نرمال ( $N^4$ )
-۱ تا -۱/۴۹	خ ۱	خشکسالی متوسط ( $MD^5$ )
-۱/۵۰ تا -۱/۹۹	خ ۲	خشکسالی شدید ( $SD^6$ )
-۲ یا کمتر	خ ۳	خشکسالی بسیار شدید ( $ED^7$ )

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

$$T_{dew(adj)} = T_{dew} + K_d(MDD - 2) \quad (7)$$

در روابط (۴) تا (۷)،  $T_{min}$ : دمای حداقل،  $T_{dew}$ : دمای نقطه شبنم،  $T_{min(adj)}$ : دمای حداقل اصلاح شده،  $T_{max(adj)}$ : دمای حداکثر اصلاح شده،  $T_{dew(adj)}$ : دمای نقطه شبنم اصلاح شده،  $T_{max}$ : دمای حداکثر و  $K_n$ ،  $K_x$  و  $K_d$ : ضرایب اصلاحی دما به ترتیب برای داده‌های دمای حداقل، دمای حداکثر و دمای نقطه شبنم در ۳۰ ایستگاه مورد مطالعه می‌باشند. مقدار ضرایب اصلاحی برای هر ایستگاه، از نسبت شیب‌های برازش داده شده بر نمودارهای دمای حداقل، دمای حداکثر یا دمای نقطه شبنم در مقابل بارندگی به تبخیر-تعرق به دست آمد و مقدار تبخیر-تعرق بر اساس داده‌های اصلاح شده محاسبه شد.

مشکل اصلی روش پنمن‌مانتیت‌فائو برای برآورد تبخیر-تعرق، نیازمندی آن به داده‌های هواشناسی متعدد است که برای بسیاری از مناطق همواره در دسترس نیست. بنابراین، علاوه بر روش استاندارد، مقادیر تبخیر-تعرق با استفاده از ۲۰ روش مختلف محاسبه شد. جدول (۳) نشان‌دهنده روش‌های به کار رفته برای محاسبه تبخیر-تعرق می‌باشد. لازم به ذکر است که روش ترنت‌وایت که روشی رایج برای محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی است، جزء روش‌های مورد استفاده در بین این ۲۰ روش می‌باشد. برای تعیین بهترین روش برآورد تبخیر-تعرق در شرایط نبود آمار کافی برای استفاده از روش پنمن‌مانتیت‌فائو، آماره ریشه میانگین مربعات خطا ( $RMSE^1$ ) مورد استفاده قرار گرفت:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\hat{X}_i - X_i)^2}{N}} \quad (8)$$

که در آن  $N$ : اندازه نمونه،  $\hat{X}_i$ : مقادیر تبخیر-تعرق تخمینی از روش مورد نظر و  $X_i$ : مقادیر تبخیر-تعرق تخمینی از روش استاندارد می‌باشد.

برای برآورد شاخص شناسایی خشکسالی نیاز به داده‌های بارندگی و تبخیر-تعرق می‌باشد. بارندگی جزء داده‌های ثبت شده می‌باشد، اما میزان تبخیر-تعرق باید برآورد گردد. کاربرد روش پنمن‌مانتیت‌فائو، به عنوان یک روش استاندارد، برای برآورد تبخیر-تعرق در محاسبه شاخص مذکور می‌تواند مفید باشد. رابطه (۳) نحوه محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل با استفاده از روش پنمن‌مانتیت‌فائو را نشان می‌دهد:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \left[ \frac{900}{T + 273} \right] U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 U_2)} \quad (3)$$

که در آن،  $ET_0$ : تبخیر-تعرق پتانسیل (میلی‌متر بر روز)،  $R_n$ : تابش خالص در سطح پوشش گیاهی (مگاژول بر مترمربع بر روز)،  $G$ : شار گرما به داخل خاک (مگاژول بر مترمربع بر روز)،  $T$ : متوسط دمای هوا در ارتفاع دو متری از سطح زمین (درجه سانتیگراد)،  $U_2$ : متوسط سرعت باد در ارتفاع دو متری از سطح زمین (متر بر ثانیه)،  $e_s$ : فشار بخار اشباع (کیلوپاسکال)،  $e_a$ : فشار بخار واقعی (کیلوپاسکال)،  $e_s - e_a$ : کمبود فشار بخار اشباع (کیلوپاسکال)،  $\Delta$ : شیب منحنی فشار بخار اشباع (کیلوپاسکال بر درجه سانتیگراد) و  $\gamma$ : ضریب رطوبتی (کیلوپاسکال بر درجه سانتیگراد) می‌باشد. لازم به ذکر است در استفاده از این روش بایستی از داده‌های مربوط به ایستگاه‌های مرجع استفاده نمود. بنابراین، داده‌های دمای ثبت شده در ایستگاه‌های غیرمرجع بایستی تحت شرایطی اصلاح شوند (محمدیان و همکاران، ۱۳۸۴). برای این منظور، ابتدا مقدار اختلاف دمای حداقل و دمای نقطه شبنم طبق رابطه (۴) محاسبه می‌شود. در صورتی که مقدار این اختلاف از دو بیشتر شود، مقادیر دمای حداقل، دمای حداکثر و دمای نقطه شبنم بایستی طبق روابط (۵) تا (۷) اصلاح شوند (محمدیان و همکاران، ۱۳۸۴).

$$MDD = T_{min} - T_{dew} > 2 \quad (4)$$

$$T_{min(adj)} = T_{min} - K_n(MDD - 2) \quad (5)$$

$$T_{max(adj)} = T_{max} - K_x(MDD - 2) \quad (6)$$

رضایی و همکاران: بررسی تأثیر تابع توزیع و روش بر آورد تبخیر-تعرق...

### جدول ۳- فرمول‌های به کار رفته در تحقیق برای محاسبه تبخیر-تعرق

معادله تبخیر-تعرق	منبع و توضیحات	معادله تبخیر-تعرق	منبع و توضیحات
$ET_0 = -0.61 + 0.149R_s + 0.079T$	روش ایرماک (۱) (حیدری و همکاران، ۲۰۱۳)	$ET_0 = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left( \frac{R_n - G}{\lambda} \right)$	روش پریستلی-تیلور (پریستلی و تیلور، ۱۹۷۲)
$ET_0 = 0.489 + 0.289R_n + 0.023T$	روش ایرماک (۲) (حیدری و همکاران، ۲۰۱۳)	$ET_0 = 16 \left( \frac{T}{RH} \right)$	روش اسپنجل <sup>۳</sup> (دجامان و همکاران، ۲۰۱۵)
$ET_0 = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda} - 0.12$	روش مک‌کینگ (دجامان و همکاران، ۲۰۱۵)	$ET_0 = a_T \times 0.013 \frac{T}{T+15} \times \frac{23.88 R_s + 50}{\lambda}$ $\left( a_T = 1 \quad RH > 50\% \right.$ $\left. a_T = 1 + \frac{(50 - RH)}{70} \quad RH < 50\% \right)$	روش تورک (دجامان و همکاران، ۲۰۱۵)
$ET_0 = 0.7 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_s}{\lambda}$	روش مک‌کینگ اصلاح شده (دجامان و همکاران، ۲۰۱۵)	$ET_0 = a + b [p(0.46T + 8.13)]$ $a = 0.0043RH_{\min} - \frac{n}{N} - 1.41$ $b = 0.82 - 0.0041RH_{\min} + 1.07 \frac{n}{N} + 0.06\theta U$ $- 0.006RH_{\min} \frac{n}{N} - 0.0006RH_{\min} U$	روش بلانی کریدل (راکز و همکاران، ۲۰۱۳)
$ET_0 = \begin{cases} 0.408Ra(T+5) & (T+5) > 0 \\ 0 & otherwise \end{cases}$	روش اودین و همکاران (اودین و همکاران، ۲۰۱۰)	$ET_0 = (0.1298 + 0.0934U)(e_s - e_a)$	روش WMO (راکز و همکاران، ۲۰۱۳)
$ET_0 = 4.5 \left[ 1 + \frac{T}{25} \right] 2 \left( 1 - \frac{e_a}{e_s} \right)$	روش رماننکو <sup>۸</sup> اصلاح شده (دجامان و همکاران، ۲۰۱۵)	$ET_0 = C_T \times (T - T_x) \times R_s$ $C_T = 1 / (C_1 + 7.3 C_h)$ $C_1 = 38 - \frac{2h}{305}$ , $C_h = \frac{50}{e_{s \max} - e_{s \min}}$ $T_x = -2.5 - 0.14(e_{s \max} - e_{s \min}) - \frac{h}{550}$	روش جنسن-هیز اصلاح شده (ال-گوبری، ۲۰۰۰)
$ET_0 = 0.1572 \sqrt{3.6U} (e_s - e_a)$	روش مهرینگر <sup>۱۰</sup> (راکز و همکاران، ۲۰۱۳)	$ET_0 = 0.0102(T + 3.36)R_s$	روش جنسن-هیز (استیل و همکاران، ۱۹۹۶)
$ET_0 = -0.3 + b \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s \right)$ $b = 1.066 - 0.13 \times 10^{-2} RH + 0.045U -$ $0.2 \times 10^{-3} RH \cdot U - 0.315 \times 10^{-4} RH^2 - 0.11 \times 10^{-2} U^2$	روش تایش فانو <sup>۲۴</sup> (بختیاری و همکاران، ۲۰۱۱)	$ET_0 = 0.0023 \times R_a (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} \times (T + 17.8)$	روش هارگریوز-سامانی (روزانی و همکاران، ۲۰۱۲)
$ET_0 = 0.35[(1 + 0.24U) \times (e_s - e_a)]$	روش پنمن (زو و سینگ، ۱۹۹۸)	$ET_0 = 0.003R_a TD^{0.4} (T + 20)$	روش هارگریوز-سامانی اصلاح شده (روزانی و همکاران، ۲۰۱۲)
$ET_0 = \frac{500T_m / (100 - A) + 15(T - T_d)}{80 - T}$ $T_m = T + 0.006h$	روش لیناگر <sup>۱۵</sup> (زو و سینگ، ۲۰۰۱)	$ET_0 = 16N_m \left( \frac{10T}{T} \right)^a$ , $I = \sum_{n=1}^{12} \left( \frac{T}{5} \right)^{1.514}$ $a = (6.75 \times 10^{-7}) I^3 - (7.71 \times 10^{-5}) I^2 +$ $(1.792 \times 10^{-2}) I + 0.492$	روش ترنت وایت (توکیمات و همکاران، ۲۰۱۲)

- 1- Priestley and Taylor
- 2- Heydari *et al.*
- 3- Schendel
- 4- Djaman *et al.*
- 5- Racz *et al.*
- 6- Oudin *et al.*
- 7- Al-Ghobari
- 8- Romanenko
- 9- Steele *et al.*
- 10- Mahringer
- 11- Ravazzani *et al.*
- 12- Bakhtiari *et al.*
- 13- Xu and Singh
- 14- Tukimat
- 15- Linacre

### نتایج و بحث

داده‌های دمای مربوط به ۳۰ ایستگاه سینوپتیک کشور بر اساس شرایط مرجع اصلاح شد و مقادیر تبخیر-تعرق سالانه برای هر دو سری داده دمای مشاهداتی و اصلاح‌شده محاسبه گردید.

بر اساس نتایج به‌دست آمده، ضرایب اصلاحی دما و مقادیر ضریب تصحیح (نسبت تبخیر-تعرق محاسبه شده بر مبنای داده‌های دمای اصلاح‌شده  $(ET_{0(ad)})$  بر تبخیر-تعرق محاسبه شده توسط داده‌های مشاهداتی  $(ET_0)$ ) در جدول (۴) ارائه شده است. نتایج جدول (۴) نشان می‌دهد که ضریب تصحیح در سه ایستگاه موجود در اقلیم مرطوب و بسیار مرطوب، دارای مقدار یک می‌باشد، که با توجه به مرطوب بودن منطقه امری کاملاً منطقی است. با توجه به نتایج این جدول، در مابقی ایستگاه‌ها، مقدار این ضریب کمتر از مقدار یک بوده و نشان‌دهنده اهمیت اصلاح داده‌های دما برای شرایط مرجع و تأثیرپذیری مقادیر داده‌های تبخیر-تعرق از این تغییر در ایستگاه‌های واقع در اقلیم‌های نیمه‌خشک و خصوصاً خشک می‌باشد. نتایج جدول مذکور، هم‌خوانی بسیار خوبی با نتایج محمدیان و همکاران (۱۳۸۴) دارد. با توجه به تأثیرپذیری مقادیر تبخیر-تعرق از تصحیح داده‌های دما (جدول (۴))، نقش این تغییر در بیان کمی خشکسالی مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور، مقادیر شاخص شناسایی خشکسالی با برآزش توزیع لاگ‌نرمال به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق برآورد شده از روش ترنت‌وایت و با به‌کارگیری هر دو سری داده مشاهداتی و تصحیح شده محاسبه شد. جدول (۵) تعداد و چگونگی تغییر فراوانی (دفعات وقوع) هر یک از طبقات مختلف خشکسالی تعریف‌شده بر اساس شاخص شناسایی خشکسالی را که توسط داده‌های مشاهداتی و اصلاح شده بر اساس شرایط مرجع محاسبه شده است، به‌طور مقایسه‌ای برای هر یک از ایستگاه‌های مورد بررسی در دوره آماری مورد مطالعه نشان می‌دهد. در این جدول از ارائه نتایج برای اقلیم‌های مرطوب و بسیار مرطوب با توجه به ضرایب تصحیح برابر واحد اجتناب گردید. با توجه به نتایج جدول (۵) ملاحظه می‌شود که اصلاح داده‌های دما در ایستگاه‌های واقع در دو اقلیم خشک و نیمه‌خشک ایران، روی مقادیر شاخص شناسایی خشکسالی در این منطقه تأثیرگذار بوده و باعث تغییر فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی شده است. با توجه به نتایج این جدول، بیشترین تغییر فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی (بیشتر از ۱۰ مورد) در ایستگاه‌های اهواز، همدان، یزد، کرمان، تهران و اراک و کمترین تغییر فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی (دو مورد) در ایستگاه‌های بیرجند، اصفهان، شاهرود و خوی اتفاق افتاده است.

بر اساس نتایج جدول (۵)، به‌طور متوسط، کمترین تغییر مربوط به وضعیت ترسالی و خشکسالی بسیار شدید می‌باشد که با توجه به رخداد کم این وضعیت‌ها در مناطق مورد مطالعه امری منطقی است. نتایج این جدول همچنین نشان می‌دهد که به‌طور متوسط، مجموع

علاوه بر انتخاب روش مناسب برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل، انتخاب تابع توزیع احتمالاتی مناسب برای برآزش مقادیر بارندگی به تبخیر-تعرق ضروری است. رایج‌ترین توزیع برای محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی، تابع توزیع احتمال لاگ‌نرمال می‌باشد.

بر اساس مطالب بیان شده، پنج مقدار مختلف برای شاخص شناسایی خشکسالی (RDI) تعریف گردید:

شاخص (ترنت‌وایت-لاگ‌نرمال): مقدار شاخص محاسبه شده بر اساس روش ترنت‌وایت و توزیع لاگ‌نرمال

شاخص (روش منتخب-لاگ‌نرمال): مقدار شاخص محاسبه شده بر اساس توزیع لاگ‌نرمال و روش برآورد تبخیر-تعرق انتخابی با استفاده از آماره ریشه میانگین مربعات خطا از بین ۲۰ روش مورد استفاده با مرجع قرار دادن روش استاندارد

شاخص (ترنت‌وایت-توزیع برتر): مقدار شاخص محاسبه شده بر اساس روش ترنت‌وایت و توزیع برتر

شاخص (روش منتخب-توزیع برتر): مقدار شاخص محاسبه شده بر اساس روش منتخب تبخیر-تعرق و توزیع برتر

شاخص (روش استاندارد-توزیع برتر): مقدار شاخص محاسبه شده بر اساس روش استاندارد و توزیع برتر

در این تحقیق، برای بیان نقش اصلاح داده‌های دما در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی، مقدار شاخص برای دو سری داده دمای مشاهداتی و اصلاح شده بر اساس شرایط مرجع محاسبه و میزان تغییر طبقات مختلف خشکسالی تعیین شد. در ادامه تحقیق، از مقادیر اصلاح شده بر اساس شرایط مرجع استفاده شد. ابتدا مقدار شاخص بر اساس برآزش تابع توزیع لاگ‌نرمال به مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق برآورد شده از روش ترنت‌وایت تعیین شد. سپس مقدار این شاخص با تغییر روش محاسبه تبخیر-تعرق به روش برتر که دارای کمترین اختلاف با روش استاندارد می‌باشد (حداقل ریشه میانگین مربعات خطا) و بعد از آن با تغییر تابع توزیع برآزش یافته به مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شد. برای تغییر تابع توزیع، توابع توزیع پیوسته (با در نظر گرفتن توزیع لاگ‌نرمال) به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق، توسط نرم‌افزار ایزی‌فیت نسخه ۵/۵، برآزش یافت و آزمون کلموگروف-اسمیرنف، برای بررسی نکوئی برآزش توزیع‌های مختلف آماری و انتخاب مناسب‌ترین توزیع به‌کار رفت. مقدار شاخص همچنین، بر اساس برآزش مناسب‌ترین تابع توزیع به مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شده از روش برتر تعیین شد. در نهایت، اختلاف بین شاخص (روش منتخب-توزیع برتر) و شاخص (روش استاندارد-توزیع برتر) محاسبه شد تا مقدار تغییر شاخص در شرایط کمبود داده و استفاده از روشی غیر از روش استاندارد مشخص شود. لازم به‌ذکر است، تمامی محاسبات با برنامه‌نویسی در محیط اکسل انجام یافت.

رضایی و همکاران: بررسی تأثیر تابع توزیع و روش بر آورد تبخیر-تعرق...

می‌توان نتیجه‌گیری نمود که برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه، تغییر وضعیت‌های مختلف خشکسالی حداقل دو مورد بوده که لزوم اصلاح داده‌ها بر اساس شرایط مرجع را نشان می‌دهد.

تغییرات فراوانی طبقات مختلف خشکسالی در اقلیم خشک (نه مورد) با توجه به خشک‌تر بودن ایستگاه‌ها، بیشتر از اقلیم نیمه‌خشک (شش مورد) می‌باشد. به‌طور کلی از مقادیر ستون مجموع در جدول (۵)

جدول ۴- مقادیر ضرایب اصلاحی دما و ضریب تصحیح  $(ET_{0(adj)}/ET_0)$  در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	$K_d$	$K_x$	$K_n$	ضریب تصحیح	ایستگاه	$K_d$	$K_x$	$K_n$	ضریب تصحیح
آبادان	۰/۱۶	۱/۲۱	۰/۸۴	۰/۶۳	کرمانشاه	۰/۱۳	۱/۴۶	۰/۸۷	۰/۷۲
اهواز	۰/۱۵	۱/۲۵	۰/۸۵	۰/۶۵	خرم آباد	۰/۱۵	۱/۳۸	۰/۸۵	۰/۷۷
بیم	۰/۱۶	۰/۹۱	۰/۸۴	۰/۵۸	خوی	۰/۴۲	۰/۸۵	۰/۵۸	۰/۹۶
بندرعباس	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۹۵	مشهد	۰/۲۵	۱/۰۳	۰/۷۵	۰/۸۰
بیرجند	۰/۱۱	۱/۲۳	۰/۸۹	۰/۶۰	ارومیه	۰/۴۳	۰/۷۷	۰/۵۷	۰/۹۴
بوشهر	۰/۴۴	۰/۶۲	۰/۵۶	۰/۹۲	قزوین	۰/۳۷	۰/۹۲	۰/۶۳	۰/۸۶
اصفهان	۰/۲۲	۱/۰۱	۰/۷۸	۰/۶۸	سنندج	۰/۲۱	۱/۱۹	۰/۷۹	۰/۸۰
کرمان	۰/۱۱	۱/۳۳	۰/۸۹	۰/۶۰	شهرکرد	۰/۳۶	۱/۰۸	۰/۶۴	۰/۹۰
سبزوار	۰/۲۲	۰/۹۸	۰/۷۸	۰/۶۲	شیراز	۰/۱۷	۱/۱۶	۰/۸۳	۰/۷۱
شاهرود	۰/۳۷	۰/۸۰	۰/۶۳	۰/۷۸	تبریز	۰/۳۳	۰/۸۵	۰/۶۷	۰/۷۳
تهران	۰/۲۶	۰/۹۱	۰/۷۴	۰/۶۰	تربت‌حیدریه	۰/۲۲	۰/۹۹	۰/۷۸	۰/۷۴
یزد	۰/۰۸	۱/۱۷	۰/۹۲	۰/۵۲	زنجان	۰/۴۰	۰/۹۰	۰/۶۰	۰/۹۰
زاهدان	۰/۰۳	۱/۴۰	۰/۹۷	۰/۵۴	بابلسر	۰/۴۶	۰/۵۹	۰/۵۴	۱/۰۰
اراک	۰/۲۴	۱/۰۷	۰/۷۶	۰/۷۶	رامسر	۰/۴۵	۰/۵۸	۰/۵۵	۱/۰۰
همدان	۰/۲۹	۱/۱۵	۰/۷۱	۰/۸۴	رشت	۰/۴۴	۰/۷۰	۰/۵۶	۱/۰۰



## جدول ۵- تغییر فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی بر مبنای شاخص شناسایی خشکسالی محاسبه شده توسط داده‌های مشاهداتی و اصلاح شده بر اساس شرایط مرجع

## در دوره آماری مورد مطالعه

تعداد جابجایی در هر یک از طبقات خشکسالی در اقلیم نیمه‌خشک									ایستگاه	تعداد جابجایی در هر یک از طبقات خشکسالی در اقلیم خشک									ایستگاه
مجموع	۳خ	۲خ	۱خ	ن	ت۱	ت۲	ت۳			مجموع	۳خ	۲خ	۱خ	ن	ت۱	ت۲	ت۳		
۱۲	۰	۲	۳	۳	۲	۱	۱		اراک	۸	۱	۲	۱	۰	۲	۲	۰	آبادان	
۱۸	۰	۳	۵	۴	۴	۲	۰		همدان	۱۸	۳	۲	۳	۳	۶	۱	۰	اهواز	
۸	۰	۲	۳	۱	۱	۱	۰		کرمانشاه	۸	۱	۲	۲	۲	۱	۰	۰	بم	
۸	۰	۲	۳	۰	۲	۱	۰		خرم‌آباد	۴	۰	۱	۱	۰	۱	۱	۰	بندرعباس	
۲	۰	۰	۱	۰	۱	۰	۰		خوی	۲	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰	بیرجند	
۶	۱	۲	۱	۱	۰	۱	۰		مشهد	۶	۱	۲	۲	۰	۰	۱	۰	بوشهر	
۶	۱	۲	۱	۰	۱	۱	۰		ارومیه	۲	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰	اصفهان	
۴	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۰		قزوین	۱۴	۱	۱	۱	۴	۴	۱	۲	کرمان	
۴	۰	۱	۰	۰	۱	۱	۱		سنندج	۱۰	۱	۲	۱	۳	۳	۰	۰	سبزوار	
۸	۰	۱	۲	۲	۳	۰	۰		شهرکرد	۲	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۰	شاهرود	
۴	۱	۰	۱	۱	۰	۱	۰		شیراز	۱۲	۰	۱	۲	۳	۳	۲	۱	تهران	
۴	۰	۰	۱	۱	۱	۱	۰		تبریز	۱۶	۰	۱	۳	۶	۵	۱	۰	یزد	
۶	۱	۱	۱	۱	۱	۰	۱		تربت‌حیدریه	۶	۱	۱	۲	۲	۰	۰	۰	زاهدان	
۶	۰	۰	۱	۳	۲	۰	۰		زنجان										
۶	۰	۱	۲	۱	۱	۱	۰		متوسط	۹	۱	۱	۲	۲	۲	۱	۰	متوسط	

ترنت‌وایت نسبت به روش منتخب، مشابه نتایج مطالعه قبائی‌سوق و مساعدی (۱۳۹۲) می‌باشد.

برای نشان دادن تأثیر تغییر روش رایج بر آورد تبخیر-تعرق در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی، با کاربرد توزیع لاگ‌نرمال به-عنوان توزیع رایج برای محاسبه شاخص مذکور، مقادیر شاخص (ترنت‌وایت-لاگ‌نرمال) و شاخص (روش منتخب-لاگ‌نرمال) بر آورد شد. جدول (۷) نتایج اختلاف مقادیر فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی محاسبه شده توسط این دو شاخص را در دوره آماری مورد مطالعه نشان می‌دهد. ملاحظه مقادیر ستون مجموع در جدول (۷) نشان می‌دهد که تغییر روش محاسبه تبخیر-تعرق (از روش ترنت‌وایت به روش برتر)، در همه ایستگاه‌ها، حتی در ایستگاه‌های واقع در اقلیم‌های مرطوب و بسیار مرطوب که روش ترنت‌وایت نتایج نسبتاً خوبی ارائه داده است، باعث حداقل دو و حداکثر ۱۲ مورد اختلاف شده است. ایستگاه‌های سبزوار، شاهرود و رشت بیشترین تعداد اختلاف را در بین ایستگاه‌های دیگر دارا می‌باشند. کمترین تغییر نیز مربوط به ایستگاه‌های اهواز، بندرعباس، یزد، کرمانشاه، مشهد و قزوین می‌باشد. ایستگاه شاهرود تنها ایستگاهی است که با تغییر روش تعیین تبخیر-تعرق در همه طبقات دچار تغییر شده است. همانند نتایج قبائی‌سوق و مساعدی (۱۳۹۲)، در این تحقیق نیز به-کارگیری روش ترنت‌وایت در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی می‌تواند به تغییر در فراوانی وضعیت‌های مختلف خشکسالی منجر شود.

## ارزیابی تأثیر تغییر روش رایج بر آورد تبخیر-تعرق (ترنت‌وایت) در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی

جدول (۶) نشان‌دهنده روش برتر محاسبه تبخیر-تعرق بر اساس داده‌های اصلاحی و نتایج آماره ریشه میانگین مربعات خطا برای دو روش ترنت‌وایت و روش برتر (منتخب) با مبنا قرار دادن روش پنمن‌مانتیت‌فانو برای همه ایستگاه‌های مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به نتایج آماره مذکور در جدول (۶) ملاحظه می‌شود که مقدار این آماره برای روش ترنت‌وایت بیشتر از روش برتر بوده که این امر نشان‌دهنده عملکرد بهتر روش منتخب نسبت به روش ترنت‌وایت در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. دو روش هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده و مک‌کینگ (۱) بیشتر از دیگر روش‌ها، مقادیری نزدیک‌تر به روش استاندارد ارائه داده‌اند. روش‌های هارگریوز-سامانی و بلانی‌کریدل در درجه بعدی قرار دارند. همچنین با توجه به نتایج این جدول، ملاحظه می‌شود که در هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها، روش ترنت‌وایت، روش برتر برای منطقه مورد مطالعه نمی‌باشد؛ البته نباید ساده بودن روش ترنت‌وایت و کم بودن پارامترهای مورد نیاز این روش را نادیده گرفت، اما در صورت وجود آمار، بهتر است در درجه اول روش استاندارد و در درجات بعدی، روش‌های دارای آمار نزدیک به این روش برای بر آورد تبخیر-تعرق در ایستگاه‌های ایران مورد استفاده قرار گیرند. مقادیر بالای آماره ریشه میانگین مربعات خطا در این مطالعه برای روش

## جدول ۶- مناسب‌ترین معادله بر آورد تبخیر-تعرق به همراه نتایج آماره ریشه میانگین مربعات خطا (میلی متر بر روز)

### برای دو روش برتر و ترنت‌وایت

ایستگاه	برترین معادله	ریشه میانگین مربعات خطا		ایستگاه	برترین معادله	ریشه میانگین مربعات خطا	
		روش برتر	روش ترنت‌وایت			روش برتر	روش ترنت‌وایت
آبادان	جنسن-هیز	۰/۴۹	۲/۱۲	کرمانشاه	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۲۸	۱/۷۷
اهواز	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۴۴	۱/۸۲	خرم‌آباد	مک‌کینگ (۱)	۰/۳۲	۱/۵۴
بیم	مک‌کینگ (۱)	۰/۴۴	۱/۸۹	خوی	مک‌کینگ (۱)	۰/۳۳	۱/۰۲
بندرعباس	بلانی‌کریدل	۰/۴۹	۳/۰۰	مشهد	مک‌کینگ (۱)	۰/۳۶	۱/۵۴
بیرجند	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۳۳	۱/۷۵	ارومیه	هارگریوز-سامانی	۰/۳۱	۱/۳۶
بوشهر	WMO	۰/۵۴	۱/۸۲	قزوین	هارگریوز-سامانی	۰/۳۵	۱/۶۴
اصفهان	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۲۲	۱/۵۴	سنندج	هارگریوز-سامانی	۰/۳۳	۱/۶۹
کرمان	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۳۴	۱/۹۰	شهرکرد	مک‌کینگ (۱)	۰/۳۹	۱/۶۰
سبزوار	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۵۲	۱/۸۴	شیراز	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۲۳	۱/۹۳
شاهرود	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۳۴	۱/۵۳	تبریز	مک‌کینگ (۱)	۰/۳۶	۱/۵۷
تهران	مک‌کینگ (۱)	۰/۱۹	۱/۳۵	تربت‌حیدریه	مک‌کینگ (۱)	۰/۳	۱/۵۸
یزد	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۲۶	۱/۵۲	زنجان	مک‌کینگ (۱)	۰/۲۷	۱/۵۵
زاهدان	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۳۵	۱/۷۷	بابلسر	بلانی‌کریدل	۰/۲۴	۰/۶۲
اراک	هارگریوز-سامانی	۰/۲۵	۱/۳۶	رامسر	بلانی‌کریدل	۰/۲۷	۰/۶۲
همدان	هارگریوز-سامانی اصلاح‌شده	۰/۳۸	۲/۰۵	رشت	مک‌کینگ (۱)	۰/۲۱	۰/۶۱

**جدول ۷- تغییر فراوانی وضعیت های مختلف خشکسالی با تغییر روش رایج برآورد تبخیر-تعرق**

ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع	ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع
آبادان	۰	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۴	کرمانشاه	۰	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۴
اهواز	۱	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۲	خرم آباد	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲
بم	۰	۱	۰	۱	۲	۱	۰	۴	خوی	۱	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۴
بندرعباس	۰	۰	۰	۱	۰	۱	۰	۲	مشهد	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۲
بیرجند	۰	۱	۲	۲	۰	۱	۱	۸	ارومیه	۰	۱	۲	۲	۰	۰	۰	۸
بوشهر	۰	۱	۲	۱	۰	۰	۱	۶	قزوین	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۶
اصفهان	۰	۰	۱	۲	۳	۲	۰	۸	سنندج	۰	۲	۳	۲	۰	۰	۰	۸
کرمان	۲	۱	۱	۰	۲	۲	۱	۸	شهرکرد	۱	۲	۱	۰	۰	۰	۰	۸
سبزوار	۱	۱	۲	۳	۲	۲	۱	۱۲	شیراز	۰	۱	۴	۳	۲	۰	۰	۱۲
شاهرود	۱	۲	۱	۳	۲	۲	۰	۱۲	تبریز	۱	۲	۲	۳	۱	۰	۰	۱۲
تهران	۱	۲	۱	۱	۲	۰	۱	۶	تربت حیدریه	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۰	۶
یزد	۰	۰	۱	۱	۳	۳	۱	۲	زنجان	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۲
زاهدان	۰	۱	۲	۰	۳	۰	۱	۴	بایلسر	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۴
اراک	۰	۱	۱	۰	۲	۲	۰	۶	رامسر	۰	۲	۲	۰	۱	۰	۰	۶
همدان	۰	۱	۱	۱	۳	۲	۱	۴	رشت	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۰	۴

**جدول ۸- مناسب ترین تابع توزیع احتمال برازش یافته به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق (برآورد شده از روش ترنت وایت) و نتایج آماره کلموگروف-اسمیرنوف**

**برای ایستگاه های مورد مطالعه**

ایستگاه	مناسب ترین توزیع	$D_{max}^*$	ایستگاه	مناسب ترین توزیع	$D_{max}$	ایستگاه	مناسب ترین توزیع	$D_{max}$
آبادان	Log-Logistic(3P)	۰/۰۹	تهران	Dagum	۰/۰۹	قزوین	Burr	۰/۰۵
اهواز	Weibull (3P)	۰/۰۸	یزد	Johnson SB	۰/۰۸	سنندج	Dagum (4P)	۰/۰۶
بم	Rayleigh (2P)	۰/۰۷	زاهدان	Inv. Gaussian	۰/۰۷	شهرکرد	Dagum (4P)	۰/۰۷
بندرعباس	Fatigue Life (3P)	۰/۰۸	اراک	Dagum (4P)	۰/۰۵	شیراز	Dagum	۰/۰۵
بیرجند	Burr (4P)	۰/۰۸	همدان	Dagum	۰/۰۷	تبریز	Rayleigh (2P)	۰/۰۶
بوشهر	Rayleigh (2P)	۰/۰۷	کرمانشاه	Dagum	۰/۰۸	تربت حیدریه	Dagum (4P)	۰/۰۵
اصفهان	Johnson SB	۰/۰۷	خرم آباد	Johnson SB	۰/۰۴	زنجان	Gen. Extreme Value	۰/۰۸
کرمان	Dagum	۰/۰۸	خوی	Johnson SB	۰/۰۶	بایلسر	Weibull	۰/۰۶
سبزوار	Johnson SB	۰/۰۸	مشهد	Rayleigh (2P)	۰/۰۷	رامسر	Burr (4P)	۰/۰۵
شاهرود	Burr	۰/۰۷	ارومیه	Johnson SB	۰/۰۵	رشت	Gamma	۰/۰۵

\*: آماره کلموگروف-اسمیرنوف؛ آماره کلموگروف-اسمیرنوف نشان دهنده قدرمطلق حداکثر تفاوت بین مقادیر واقعی و مقادیر تخمین زده شده از توزیع های تئوری می باشد و اگر این آماره مقداری کمتر از مقدار بحرانی داشته باشد، نشان دهنده این امر است که تفاوت معنی دار بین توزیع تجربی داده ها و توزیع تئوری وجود ندارد.

رضایی و همکاران: بررسی تأثیر تابع توزیع و روش بر آورد تبخیر-تعرق...

### ارزیابی تأثیر تغییر تابع توزیع احتمال رایج (لاگ-نرمال) در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی

نتایج حاصل از برازش مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال بر اساس آماره کلموگروف-اسمیرنوف ( $D_{max}$ ) در برآورد شاخص شناسایی خشکسالی در ایستگاه‌های موردبررسی در جدول (۸) آورده شده است. لازم به ذکر است مقادیر بحرانی آماره این آزمون با توجه به تعداد سال‌های مورد مطالعه، در سطح اعتماد یک و پنج درصد به ترتیب، برابر  $0/۲۱۸$  و  $۰/۱۸۱$  به دست آمد. با توجه به نتایج جدول (۸) و مقادیر بحرانی آماره کلموگروف-اسمیرنوف ملاحظه می‌شود که توابع برازش یافته به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق در سطح اطمینان یک و پنج درصد، توابع مناسبی می‌باشند. جدول (۹) نشان‌دهنده تغییرات دفعات وقوع هر یک از وضعیت‌های خشکسالی با کاربرد مناسب‌ترین تابع توزیع برازش یافته به

مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شده از روش ترنت-وایت در دوره آماری مورد مطالعه می‌باشد (مقایسه شاخص (ترنت-وایت-لاگ-نرمال) و شاخص (ترنت-وایت-توزیع برتر)). با توجه به مقادیر این جدول، بیشترین تغییر مربوط به ایستگاه بیرجند و ایستگاه‌های اصفهان، کرمانشاه، قزوین و شیراز با بیش از ۱۰ مورد تغییر دفعات وقوع طبقات خشکسالی می‌باشد. در ایستگاه اراک تغییری مشاهده نشد، در حالی که، ایستگاه ارومیه در این شرایط، دست‌خوش تغییر در تمامی طبقات خشکسالی شده است. با بررسی هم‌زمان نتیجه جدول‌های (۷) و (۹) ملاحظه می‌شود که به جز در سه ایستگاه اراک، تبریز و رامسر، در باقی ایستگاه‌ها، برای محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی، تأثیر تعویض تابع توزیع احتمال رایج برازش یافته به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق بیشتر از تأثیر تعویض روش برآورد تبخیر-تعرق می‌باشد.

جدول ۹- تغییرات دفعات وقوع هر یک از وضعیت‌های خشکسالی بر مبنای شاخص شناسایی خشکسالی با انتخاب مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال در دوره آماری مورد مطالعه

ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع	ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع
آبادان	۱	۱	۱	۲	۲	۰	۸	۸	کرمانشاه	۰	۳	۰	۴	۱	۲	۲	۱۲
اهواز	۲	۱	۰	۲	۱	۰	۶	۶	خرم‌آباد	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۰	۴
بیم	۱	۰	۰	۱	۳	۲	۸	۸	خوی	۲	۲	۱	۳	۰	۲	۰	۱۰
بندرعباس	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۲	۲	مشهد	۰	۰	۱	۴	۲	۱	۰	۸
بیرجند	۰	۳	۱	۴	۳	۲	۱۶	۱۶	ارومیه	۲	۲	۱	۲	۱	۱	۱	۱۰
بوشهر	۱	۱	۲	۲	۳	۰	۱۰	۱۰	قزوین	۲	۲	۲	۲	۰	۲	۲	۱۲
اصفهان	۲	۲	۲	۲	۲	۰	۱۲	۱۲	سنندج	۰	۱	۰	۱	۲	۲	۰	۶
کرمان	۰	۱	۱	۲	۰	۳	۱۰	۱۰	شهرکرد	۰	۲	۲	۳	۱	۲	۰	۱۰
سبزوار	۰	۲	۱	۲	۰	۱	۶	۶	شیراز	۱	۱	۰	۴	۳	۱	۲	۱۲
شاهرود	۰	۱	۱	۳	۲	۰	۸	۸	تبریز	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۲
تهران	۲	۲	۲	۲	۱	۰	۱۰	۱۰	تربت-حیدریه	۱	۱	۱	۳	۱	۲	۰	۸
یزد	۱	۱	۲	۰	۱	۱	۶	۶	زنجان	۱	۱	۰	۰	۰	۲	۲	۶
زاهدان	۰	۲	۲	۱	۰	۱	۶	۶	بایلسر	۱	۱	۰	۱	۱	۰	۰	۶
اراک	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	رامسر	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲
همدان	۰	۲	۲	۱	۱	۰	۶	۶	رشت	۰	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۴

داده‌های بارندگی بر تبخیر-تعرق، توابع توزیع مناسب‌تر دیگری با مقادیر  $D_{max}$  کمتر وجود دارد. برای پایش دقیق‌تر بهتر است مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال بر سری داده‌ها برازش یابد.

جدول (۱۱) نتایج حاصل از تغییر فراوانی طبقات مختلف خشکسالی شاخص شناسایی خشکسالی اصلاح‌شده را در دوره آماری مورد مطالعه نشان می‌دهد (مقایسه شاخص (ترنت‌وایت-لاگ‌نرمال) و شاخص (روش منتخب-توزیع برتر)). مطابق نتایج این جدول، با کاربرد روش ترنت‌وایت و توزیع لاگ‌نرمال به‌جای روش منتخب و توزیع برتر در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی، ایستگاه کرمان با ۱۸ مورد تغییر فراوانی، دارای بیشترین تغییر و ایستگاه اراک با چهار مورد تغییر فراوانی، دارای کمترین تغییر بودند. در ایستگاه کرمان، همه طبقات و در ایستگاه اراک طبقات خشکسالی متوسط و خشکسالی شدید دست‌خوش تغییر شدند. با توجه به نتایج جدول‌های (۷) و (۹)، تغییر فراوانی ایستگاه اراک متأثر از تغییر روش برآوردی تبخیر-تعرق می‌باشد و اعمال هم‌زمان مناسب‌ترین تابع توزیع به‌همراه انتخاب روش برتر برای تعیین تبخیر-تعرق باعث کم شدن تعداد جابجایی در طبقات مختلف خشکسالی شده است. در سایر ایستگاه‌ها تغییر فراوانی از شش تا ۱۶ مورد در نوسان است. نتایج جدول (۱۱) مشابه نتایج قبائی‌سوق و مساعدی (۱۳۹۲)، نشان می‌دهد که کاربرد هم‌زمان روش ترنت‌وایت برای برآورد تبخیر-تعرق و تابع توزیع احتمال لاگ‌نرمال در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی سبب اختلاف در تعداد فراوانی هر یک از طبقات مختلف خشکسالی می‌شود، که این امر می‌تواند باعث ایجاد خطا در پایش خشکسالی توسط شاخص مذکور در ایران گردد.

مطابق نتایج این تحقیق، به‌کارگیری تابع توزیع احتمال لاگ‌نرمال به‌جای تابع توزیع احتمال مناسب در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی در مطالعه قبائی‌سوق و مساعدی (۱۳۹۲) نیز سبب تغییر در فراوانی یک یا چند طبقه از طبقات خشکسالی در همه ایستگاه‌های مورد بررسی شد.

### اصلاح شاخص شناسایی خشکسالی براساس مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر-تعرق و تابع توزیع احتمال

با توجه به نتایج به‌دست آمده، کاربرد روش رایج محاسبه تبخیر-تعرق (ترنت‌وایت) و تابع توزیع احتمال مرسوم (لاگ‌نرمال) در محاسبه شاخص شناسایی خشکسالی سبب تغییر فراوانی هر یک از طبقات مختلف خشکسالی تعیین شده بر اساس شاخص مذکور خواهد شد. بنابراین مقدار شاخص شناسایی خشکسالی بر اساس برازش مناسب‌ترین توزیع به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شده توسط روش برتر، اصلاح شد (شاخص (روش منتخب-توزیع برتر)). جدول (۱۰) مناسب‌ترین تابع توزیع برازش یافته به داده‌های بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شده توسط روش برتر را به‌همراه مقادیر آماره کلموگروف-اسمیرنوف نشان می‌دهد. بر اساس نتایج آماره کلموگروف-اسمیرنوف در جدول مذکور، مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق محاسبه شده از روش منتخب، در سطح اعتماد یک و پنج درصد از توزیع‌های مطرح شده به‌عنوان توزیع برتر پیروی می‌کنند. در این جدول ملاحظه می‌شود که توزیع لاگ‌نرمال در هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها به‌عنوان مناسب‌ترین توزیع مطرح نشده و این امر بدین معنی است که در همه ایستگاه‌ها، برای برازش سری

### جدول ۱۰- مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال به‌همراه نتایج آماره کلموگروف-اسمیرنوف برای توزیع برتر برازش یافته

#### به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق برآورد شده از روش منتخب

ایستگاه	مناسب‌ترین توزیع	$D_{max}$	ایستگاه	مناسب‌ترین توزیع	$D_{max}$	ایستگاه	مناسب‌ترین توزیع	$D_{max}$
آبادان	Gamma	۰/۱۲	تهران	Dagum	۰/۰۸	قزوین	Dagum	۰/۰۶
اهواز	Burr (4P)	۰/۰۹	یزد	Johnson SB	۰/۱۰	سنندج	Weibull	۰/۰۸
بم	Gamma	۰/۱۲	زاهدان	Gen. Extreme Value	۰/۰۹	شهرکرد	Dagum (4P)	۰/۰۷
بندرعباس	Johnson SB	۰/۱۰	اراک	Dagum	۰/۰۸	شیراز	Log-Logistic(3P)	۰/۰۶
بیرجند	Weibull	۰/۱۱	همدان	Burr	۰/۰۹	تبریز	Weibull (3P)	۰/۱۰
بوشهر	Dagum	۰/۱۰	کرمانشاه	Dagum	۰/۰۸	ترت‌حیدریه	Burr	۰/۰۶
اصفهان	Gen. Extreme Value	۰/۰۷	خرم‌آباد	Burr	۰/۰۶	زنجان	Johnson SB	۰/۰۷
کرمان	Dagum	۰/۰۹	خوی	Johnson SB	۰/۰۶	بابلسر	Weibull	۰/۰۸
سبزوار	Johnson SB	۰/۰۹	مشهد	Johnson SB	۰/۰۷	رامسر	Johnson SB	۰/۰۵
شاهرود	Burr	۰/۰۸	ارومیه	Burr (4P)	۰/۰۵	رشت	Gamma	۰/۰۶

رضایی و همکاران: بررسی تأثیر تابع توزیع و روش برآورد تبخیر-تعرق...

**جدول ۱۱- تغییرات دفعات وقوع وضعیت‌های مختلف خشکسالی بر مبنای شاخص شناسایی خشکسالی با انتخاب برترین روش برآورد تبخیر-تعرق و مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال در دوره آماری مورد مطالعه**

ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع	ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع
آبادان	۰	۲	۱	۴	۰	۱	۰	۸	کرمانشاه	۰	۳	۲	۲	۲	۱	۰	۱۲
اهواز	۱	۱	۱	۲	۱	۰	۰	۶	خرم آباد	۱	۰	۱	۱	۰	۱	۰	۶
بم	۱	۱	۰	۲	۰	۱	۱	۶	خوی	۱	۱	۰	۳	۱	۱	۰	۸
بندرعباس	۱	۰	۲	۲	۰	۱	۰	۶	مشهد	۲	۱	۲	۵	۱	۱	۰	۱۴
بیرجند	۰	۱	۲	۲	۰	۱	۱	۱۰	ارومیه	۱	۱	۲	۲	۲	۱	۱	۸
بوشهر	۱	۰	۲	۱	۰	۰	۱	۱۲	قزوین	۰	۲	۲	۱	۰	۲	۲	۶
اصفهان	۰	۱	۰	۲	۰	۲	۳	۸	سنندج	۰	۰	۲	۱	۲	۲	۱	۱۲
کرمان	۱	۳	۲	۵	۱	۳	۳	۱۸	شهرکرد	۲	۳	۴	۳	۰	۱	۰	۱۰
سبزوار	۰	۲	۰	۴	۰	۱	۱	۸	شیراز	۰	۰	۰	۳	۳	۱	۲	۱۰
شاهرود	۱	۲	۴	۶	۲	۰	۱	۱۶	تبریز	۱	۱	۲	۳	۲	۰	۰	۸
تهران	۱	۲	۱	۳	۱	۱	۱	۱۲	تربت حیدریه	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۸
یزد	۲	۲	۳	۳	۳	۲	۱	۱۲	زنجان	۲	۱	۳	۳	۲	۱	۲	۱۴
زاهدان	۰	۱	۰	۲	۰	۰	۲	۶	بابلسر	۰	۲	۰	۲	۲	۰	۰	۸
اراک	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۲	۴	رامسر	۰	۲	۲	۳	۳	۱	۱	۱۲
همدان	۱	۲	۳	۱	۱	۰	۱	۸	رشت	۰	۰	۱	۱	۳	۲	۲	۱۰

**جدول ۱۲- تغییرات دفعات وقوع وضعیت‌های مختلف خشکسالی بر مبنای شاخص شناسایی خشکسالی محاسبه شده توسط روش پنمن مانیتث فائو و مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال در دوره آماری مورد مطالعه**

ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع	ایستگاه	۳ت	۲ت	۱ت	ن	۱خ	۲خ	۳خ	مجموع
آبادان	۰	۱	۱	۱	۱	۰	۱	۶	کرمانشاه	۰	۲	۳	۱	۳	۰	۰	۶
اهواز	۱	۱	۰	۱	۱	۲	۰	۶	خرم آباد	۲	۲	۲	۳	۰	۱	۲	۱۲
بم	۰	۱	۱	۰	۳	۳	۰	۸	خوی	۱	۲	۱	۰	۱	۰	۰	۴
بندرعباس	۱	۲	۳	۰	۰	۱	۱	۸	مشهد	۱	۱	۱	۰	۱	۰	۱	۷
بیرجند	۱	۰	۳	۲	۱	۱	۱	۸	ارومیه	۱	۰	۱	۲	۳	۱	۱	۱۲
بوشهر	۰	۰	۱	۰	۲	۱	۰	۴	قزوین	۰	۱	۲	۳	۲	۰	۰	۸
اصفهان	۱	۱	۱	۳	۱	۲	۲	۱۲	سنندج	۱	۱	۲	۱	۱	۰	۱	۸
کرمان	۱	۱	۱	۰	۱	۰	۱	۴	شهرکرد	۱	۲	۲	۰	۱	۲	۰	۸
سبزوار	۱	۰	۲	۱	۱	۲	۱	۸	شیراز	۱	۲	۲	۱	۲	۲	۰	۸
شاهرود	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴	تبریز	۰	۲	۱	۰	۱	۰	۰	۰
تهران	۰	۱	۲	۱	۱	۱	۰	۶	تربت-حیدریه	۰	۱	۱	۳	۳	۰	۱	۸
یزد	۲	۲	۱	۲	۱	۰	۱	۸	زنجان	۱	۲	۴	۳	۰	۱	۱	۱۰
زاهدان	۰	۰	۲	۲	۱	۱	۱	۶	بابلسر	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
اراک	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	رامسر	۰	۱	۲	۱	۳	۱	۰	۸
همدان	۱	۱	۳	۱	۳	۳	۰	۱۲	رشت	۱	۱	۱	۱	۴	۲	۰	۱۰

استفاده قرار داد، اما در ایستگاه‌های دیگر، خصوصاً ایستگاه‌های اصفهان، همدان، خرم‌آباد و ارومیه، باید حتی‌الامکان از روش استاندارد برای برآورد تبخیر-تعرق در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی استفاده نمود.

جدول (۱۲) نشان‌دهنده مقدار تغییر فراوانی طبقات خشکسالی تعریف شده بر اساس شاخص (روش استاندارد-توزیع برتر) و شاخص (روش منتخب-توزیع برتر) می‌باشد. نتایج این جدول نشان می‌دهد که در ایستگاه‌های اراک، تبریز و بابلسر، می‌توان روش‌های اشاره شده به‌عنوان روش برتر را با اطمینان برای تعیین تبخیر-تعرق مورد

### نتیجه‌گیری

تابع توزیع در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی در ایستگاه ارومیه، تغییر در تمامی طبقات خشکسالی را در پی داشت.

بررسی هم‌زمان اثر بخشی تابع توزیع احتمال و روش برآورد تبخیر-تعرق در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی نشان داد که تأثیر توزیع برازش یافته به مقادیر نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق بیشتر از تأثیر روش برآورد تبخیر-تعرق می‌باشد. استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال و برترین روش برآورد تبخیر-تعرق در تعیین شاخص شناسایی خشکسالی، باعث تغییر فراوانی طبقات خشکسالی در همه ایستگاه‌ها از حداقل چهار مورد تا حداکثر ۱۸ مورد گردید.

در نهایت باتوجه به نتایج حاصل می‌توان بیان داشت که برای افزایش دقت در پایش خشکسالی توسط شاخص شناسایی خشکسالی در ایران، داده‌های ایستگاه‌های واقع در اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک باید بر اساس شرایط مرجع اصلاح شوند و سپس با برازش تابع توزیع مناسب به مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق مقدار شاخص شناسایی خشکسالی برآورد شود. برای محاسبه تبخیر-تعرق در ۹۰ درصد ایستگاه‌ها، باید در صورت امکان از روش استاندارد استفاده شود و در صورت نبود آمار مربوطه، روش برتر می‌تواند جایگزین مناسبی برای روش استاندارد باشد.

برای تعیین شاخص شناسایی خشکسالی در تحقیق حاضر سعی شده است با انتخاب روشی مناسب با مقادیر نزدیک‌تر به روش استاندارد پنمن-مانتیث‌فانو برای برآورد تبخیر-تعرق و برازش تابعی مناسب به مقدار نسبت بارندگی بر تبخیر-تعرق، دقت این شاخص برای پایش دقیق‌تر خشکسالی در ایستگاه‌های مختلف ایران افزایش یابد. بر این اساس، از آمار ۳۰ ایستگاه سینوپتیک ایران استفاده شده و مقدار شاخص بر اساس پنج تعریف مختلف محاسبه و نتایج ذیل حاصل شد:

تغییر روش محاسبه تبخیر-تعرق (از روش ترنت‌وایت به روش برتر)، منجر به حداقل دو مورد تغییر فراوانی و یا جابجایی طبقات مختلف خشکسالی در همه ایستگاه‌ها گردید. به‌طوری که این تغییر، تمام طبقات خشکسالی در ایستگاه شاهرود را تحت تأثیر قرار داد. به‌کارگیری مناسب‌ترین تابع توزیع احتمال به‌جای تابع توزیع احتمال لاگ‌نرمال برای برازش مقادیر بارندگی بر تبخیر-تعرق، در همه ایستگاه‌ها جز اراک، باعث تغییر دفعات وقوع هر یک از وضعیت‌های خشکسالی شد. به‌گونه‌ای که به‌کارگیری مناسب‌ترین

### منابع

- ۱- شکوهی، ع. ۱۳۹۱. مقایسه شاخص‌های RDI و SPI برای تحلیل خشکسالی در مقیاس ایستگاهی با تکیه بر خشکسالی کشاورزی (مطالعه موردی: قزوین و تاکستان). فصلنامه مهندسی آبیاری و آب، ۳(۹): ۱۱۱-۱۲۲.
- ۲- علیزاده، ا.، خانجانی، م. ج.، تراز، ح. و م. ح. رهنورد. ۱۳۸۵. بررسی اثرات اصلاح داده‌های دما بر دقت محاسبات تبخیر و تعرق و مقایسه‌ی آن با نتایج به‌دست آمده از لایسیمتر وزنی. مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، ۶(۹۹-۹۱).
- ۳- قبائی‌سوق، م. و ا. مساعدی. ۱۳۹۲. اصلاح شاخص خشکسالی RDI بر اساس مناسب‌ترین روش برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل و تابع توزیع احتمال. مجله مرتع و آبخیزداری، ۴(۴): ۵۸۲-۵۶۵.
- ۴- محمدیان، آ.، علیزاده، ا. و س. جوانمرد. ۱۳۸۴. محاسبه میزان فراب‌آورد تبخیر-تعرق مرجع با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی غیرمرجع در ایران. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، ۶(۲۳): ۸۴-۶۷.
- 5- Asadi, A. and S.F. Vahdat. 2013. The efficiency of meteorological drought indices for drought monitoring and evaluating in Kohgilouye and Boyerahmad province, Iran. International Journal of Modern Engineering Research (IJMER), 3(4):2407-2411.
- 6- Asadi Zarch, M. A., Malekinezhad, H., Mobin, M. H., Dastorani, M. T. and M. R. Kousari. 2011. Drought monitoring by Reconnaissance Drought Index (RDI) in Iran. Journal of Water Resources Management, 25 (13):3485-3504.
- 7- Al-Ghobari, H. M. 2000. Estimation of reference evapotranspiration for southern region of Saudi Arabia. Journal of Irrigation Science, 19:81-86.

- 8- Bakhtiari, B., Ghahreman, N., Liaghat, A.M. and G. Hoogenboom. 2011. Evaluation of reference evapotranspiration models for a semiarid environment using lysimeter measurements. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 13:223-237.
- 9- Borg, D. S. 2009. An application of drought indices in Malta, Case Study. *Journal of European Water*, 25/26:25-38.
- 10- Djaman, K., Balde, A. B., Sow, A., Muller, B., Irmak, S., N'Diaye, M. K., Manneh, B., Moukoumbi, Y. D., Futakuchi, K. and K. Saito. 2015. Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3:139-159.
- 11- Heydari, M. M., Nasiri Noushabadi, R., Vahedi, M., Abbasi, A. and M. Heydari. 2013. Comparison of evapotranspiration models for estimating reference evapotranspiration in arid environment. *Middle-East Journal of Scientific Research*, 15(9):1331-1337.
- 12- Khalili, D., Farnoud, T., Jamshidi, H., Kamgar-Haghighi, A. A. and S. Zand-Parsa. 2011. Comparability analyses of the SPI and RDI meteorological drought indices in different climatic zones. *Journal of Water Resources Management*, 25(6):1737-1757.
- 13- Oudin, L., Moulin, L., Bendjoudi, H. and P. Ribstein. 2010. Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations. *Journal of Hydrological Sciences*, 55(2):209-222.
- 14- Priestley, C. H. B. and R. J. Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Reviews*, 80:81-92.
- 15- Racz, C., Nagy, J. and A. C. Dobos. 2013. Comparison of several methods for calculation of reference evapotranspiration. *Journal of Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 9:9-24.
- 16- Ravazzani, G., Corbari, C., Morella, S., Gianoli, P. and M. Mancini. 2012. Modified Hargreaves-Samani equation for the assessment of reference evapotranspiration in Alpine river basins. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 138:592-599.
- 17- Shamsnia, S. A. 2014. Comparison of Reconnaissance Drought Index (RDI) and Standardized Precipitation Index (SPI) for drought monitoring in arid and semiarid Regions. *Indian Journal of Fundamental and Applied Life Sciences*, 4(3):39-44.
- 18- Steele, D. D., Sajid, A. H. and L. D. Prunty. 1996. New corn evapotranspiration crop curves for southeastern North Dakota. *Journal of Transactions of the ASAE*, 39(3):931-936.
- 19- Tsakiris, G. and H. Vangelis. 2005. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *Journal of European Water*, 9/10:3-11.
- 20- Tsakiris, G., Pangalou, D. and H. Vangelis. 2007. Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Journal of Water Resources Management*, 21(5):821-833.
- 21- Tukimat, N. N. A., Harun, S. and S. Shahid. 2012. Comparison of different methods in estimating potential evapotranspiration at Muda irrigation scheme of Malaysia. *Journal of Agriculture and Rural Development in the Tropics and Subtropics*, 113(1):77-85.
- 22- Vangelis, H., Tigkas, D., and G. Tsakiris. 2013. The effect of PET method on Reconnaissance Drought Index (RDI) calculation. *Journal of Arid Environments*, 88:130-140.
- 23- Xu, C. Y. and V. P. Singh. 2001. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Journal of Hydrological Processes*, 15:305-319.



- 24- Xu, C. Y. and V. P. Singh. 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Journal of Hydrological Processes*, 12:429-442.
- 25- Zehtabian, G., Karimi, K., Nakhaee Nezhad Fard, S., Mirdashtvan, M. and H. Khosravi. 2013. Comparability analyses of the SPI and RDI meteorological drought indices in South Khorasan province in Iran. *International Journal of Advanced Biological and Biomedical Research*, 1(9):981-992.