

## اثر روش‌های متفاوت بر آورد تبخیر-تعرق مرجع بر محاسبه نمایه شناسایی خشکسالی در چند نمونه اقلیمی ایران

منصوره کوهی<sup>۱</sup>، سید حسین ثنائی نژاد<sup>۲\*</sup>، محمد امینی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی، گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد

۲. دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد

۳. استاد گروه آمار، دانشکده ریاضی، دانشگاه فردوسی مشهد

### چکیده

به طور معمول، شدت خشکسالی با نمایه‌های خشکسالی ارزیابی می‌گردد. در سال‌های اخیر در بسیاری از مناطق خشک و نیمه خشک از نمایه قدرتمندی به نام نمایه شناسایی خشکسالی (RDI) استفاده شده است. از آنجایی که این نمایه بر مبنای دو متغیر بارش و تبخیر-تعرق مرجع محاسبه می‌گردد لذا ارزیابی اثرات ناشی از محاسبه ETo با روش‌های متفاوت بر ویژگی‌های خشکسالی مسئله‌ای ضروری می‌باشد. در این راستا، در این پژوهش از چهار روش رایج محاسبه تبخیر-تعرق مرجع شامل هارگریوز-سامانی، تورنت وایت، بلانی-کریدل و روش FAO (تنها دما) جهت بررسی تاثیرپذیری این نمایه از روش بر آورد تبخیر-تعرق مرجع استفاده شده و روش فائو-پنمن-مانتیت نیز به عنوان روش مینا برای مقایسه تفاوت مقادیر شدت خشکسالی محاسبه شده با چهار روش بر آورد تبخیر-تعرق در نظر گرفته شد. ایستگاه‌های مورد بررسی شامل ایستگاه بندر انزلی که در طبقه‌بندی گسترش‌یافته دمارتن در اقلیم بسیار مرطوب معتدل، ایستگاه کرمان که در اقلیم خشک سرد، ایستگاه شهرکرد که در اقلیم نیمه خشک فرا سرد و ایستگاه اهواز که در اقلیم خشک گرم قرار می‌گیرند می‌باشد. نتایج نشان داد که انتخاب روش‌های متفاوت محاسبه ETo تاثیر معنی‌داری در مقادیر شدت نمایه خشکسالی ندارد. با این وجود، در بین روش‌های مورد استفاده روش فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما) و هارگریوز عملکرد بهتری از خود نشان دادند. بر مبنای این یافته‌ها می‌توان نتیجه گرفت که RDI نمایه‌ای استوار است و مقادیر شدت خشکسالی محاسبه شده با این نمایه، به روش‌های مختلف محاسبه تبخیر-تعرق بستگی ندارد.

**واژگان کلیدی:** خشکسالی، تبخیر-تعرق مرجع، RDI، اقلیم نیمه خشک

## مقدمه

خشکسالی پدیده‌ای منطقه‌ای است که در آن دسترسی طبیعی به آب در یک ناحیه برای دوره‌ای معین، از مقادیر نرمال آن کمتر است. ایران کشوری است که در کمربند خشک و نیمه خشک کره زمین قرار گرفته است لذا احتمال بروز خشکسالی‌های شدید و گسترده در این کشور از احتمال بالایی برخوردار است.

طی سال‌های گذشته در تمام قاره‌های جهان، خشکسالی‌های شدیدی رخ داده است که هر یک منجر به خسارات فراوان اقتصادی و اجتماعی، کشاورزی و حتی بروز تنش‌های سیاسی شده است. به عنوان نمونه، در سال ۱۹۸۴، بیش از ۲۰ میلیون نفر از مردم سودان تحت تاثیر کاهش ۲۰ درصدی عملکرد محصولات کشاورزی قرار گرفتند که این امر منجر به تبعات اجتماعی حادی گردید (Epule et al., 2014). رخداد خشکسالی سال ۱۹۸۵ در کشور نیجریه پیامدهایی همچون جابجایی یک میلیون انسان در قالب پناهنده زیست محیطی را به دنبال داشت (Gemenne, 2011). طی سال ۲۰۱۲-۱۳ رخداد خشکسالی در دشت‌های مرکزی آمریکا خساراتی برابر با ۱۲ میلیارد دلار به بار آورد (Hoerling et al. 2013). در کل، مقدار خسارت‌های سالیانه ناشی از خشکسالی در مقیاس جهانی در حدود ۸-۶ میلیارد دلار آمریکا تخمین زده می‌شود (Wilhite, 2000).

در طول ۴۰ سال گذشته، ایران شاهد ۲۷ رخداد خشکسالی بوده است (Amirkhani et al., 2010) و کمبود ریزش‌های جوی همراه با دخالت مطالعه نشده انسان در طبیعت، منجر به تشدید محدودیت منابع آب در دسترس گردیده است. به عنوان نمونه، طی رویدادهای خشکسالی سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۱، ده استان کشور (۳۷ میلیون نفر از ساکنین ۲۷۸ شهر و ۱۰۵۰ روستا) به طور کامل درگیر خشکسالی و تبعات ناشی از آن همچون کمبود غذا و آب گردیدند و ۴ و ۲/۷ میلیون هکتار از اراضی به ترتیب دیم و آبی به طور کامل از بین رفت (Raziei et al., 2009, UN, 2001). تا سال ۲۰۰۱، مجموع کل خسارات ناشی از خشکسالی در بخش‌های کشاورزی و دامپروری کشور معادل ۲/۶ میلیارد دلار اعلام شد (Shahabfar and Eitzinger, 2008). در رخداد خشکسالی ۲۰۰۸-۹، تولید گندم تا ۲۰

درصد نسبت به سال قبل از آن کاهش یافت و عملکرد گندم نسبت به شش سال قبل آن در پایین‌ترین سطح تولید قرار گرفت. این در حالی است که در سال ۲۰۰۷-۸، بارش بالای نرمال منجر به عملکرد نزدیک به رکورد این محصول شد (USDA, 2008).

اعمال مدیریت مناسب جهت کاهش خسارات خشکسالی بستگی به اطلاعات به موقع در مورد آغاز خشکسالی و میزان گسترش مکانی - زمانی آن دارد. اما از آنجایی که خشکسالی پدیده‌ای سه بعدی (شدت، تداوم و گسترش مکانی) است، مدل‌سازی این پدیده و ارایه ابزاری جامع برای مدیران و تصمیم‌گیران حوزه آب دشوار می‌باشد. ساده‌سازی‌هایی جهت تحلیل خشکسالی پیشنهاد شده است. از جمله، جایگزینی دو وجه خشکسالی یعنی تداوم خشکسالی با مقیاس زمانی از پیش تعیین شده (مدت با دوره مرجع) و گسترش مکانی با واحدهای ارضی همچون حوضه آبریز یا زیرحوضه. مناسب‌ترین دوره‌های مرجع پیشنهاد شده شامل دوره‌های ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه هستند که به عنوان مثال از آغاز سال هیدرولوژی شروع می‌شوند. انتخاب حوضه یا زیرحوضه هم به این دلیل است که این واحدهای ارضی در واقع مبنای توازن آبی و فرآیندهای تخصیص آب محسوب می‌گردند. مزیت این ساده‌سازی‌ها، فراهم آوردن امکان مقایسه شرایط خشکسالی بین مناطق مختلف در مقیاس‌های زمانی مرجع و استاندارد است (Tigkas, 2008).

اولین گام در شناخت پدیده خشکسالی، بیان تعریفی مناسب از آن است. تعاریف متعددی از دیدگاه‌های گوناگون (هواشناسی، آب شناسی، کشاورزی، اقتصادی-اجتماعی) در مورد پدیده خشکسالی مطرح شده است (خلیلی و بذرافشان، ۱۳۸۷). نقطه‌ی مشترک همه‌ی مطالعات در زمینه‌ی خشکسالی این است که برای پایش و کمی‌سازی این پدیده، از نمایه‌ها استفاده می‌شود. هدف یک نمایه، تعیین ساده و کمی سه مشخصه یعنی شدت، تداوم و گستردگی مکانی خشکسالی می‌باشد. علاوه بر این، یک نمایه باید سابقه تاریخی یک حادثه را بیان کند تا امکان مقایسه با شرایط موجود با گذشته وجود داشته باشد (انصاری و همکاران، ۱۳۸۹). عناصر موجود در این نمایه‌ها، عوامل آب و هوایی موثر در شکل‌گیری خشکسالی هستند (قمقامی و بذرافشان،

به تعداد کم ورودی‌ها، حساسیت و انعطاف پذیری بالای آن می‌باشد. ونگلس و زاگریس (Vangelis and Tsakiris, 2005)، نمایه‌های RDI و SPI را مورد مقایسه قرار دادند و نشان دادند از آنجایی این نمایه شرایط بیلان آبی را بهتر نشان می‌دهد نمایه برتری نسبت به SPI محسوب می‌گردد. تیکاس (Tigkas, 2008) از این نمایه جهت شناسایی شرایط خشکسالی در چهار منطقه یونان شامل آن، تسلی، سایکلند و کریت شرقی برای دوره ۱۹۵۵ تا ۲۰۰۲ استفاده کرد. اسدی و همکاران (۱۳۸۸) برای بررسی روند وقوع خشکسالی در ایستگاه اصفهان طی دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۷۱ این نمایه را بکار بردند. بر اساس این نمایه، سال ۱۹۷۳ خشک‌ترین و سال ۱۹۹۳ مرطوب‌ترین سال در ایستگاه اصفهان طی دوره آماری بوده، طولانی‌ترین دوره خشکسالی در بین سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۳ رخ داده است. اسدی و همکاران (۲۰۱۱) از این نمایه برای محاسبه خشکسالی در ۴۰ ایستگاه سینوپتیک ایران و جمالی و خورانی (۱۳۹۳) برای بررسی خشکسالی و ترسالی در استان هرمزگان استفاده نمودند. خلیلی و همکاران (۲۰۱۱) در پژوهش خود اقدام به مقایسه دو نمایه RDI و SPI در ایستگاه‌های شیراز، بندر انزلی، تربت‌حیدریه، مشهد، تهران، کرمانشاه و آبادان نمودند. نتایج نشان داد هر دو نمایه دارای رفتار مشابهی هستند. با این وجود، از آنجایی که در محاسبه RDI از تبخیر-تعرق مرجع استفاده می‌شود لذا این شاخص به نوسانات اقلیمی حساس‌تر می‌باشد لذا استفاده از این نمایه در کاربردهای کشاورزی توصیه شده است. زهتابیان و همکاران (۲۰۱۳) نیز در پژوهشی مشابه، برای شش ایستگاه سینوپتیک در استان خراسان جنوبی نشان دادند این دو نمایه (RDI و SPI) دارای رفتار مشابهی هستند. در پژوهشی متفاوت، مساعدی و قبائی (۲۰۱۱) اقدام به اصلاح شاخص RDI از طریق برآورد ETo توسط روش منتخب و استفاده از مناسب‌ترین تابع توزیع برازش یافته بر مقادیر نسبت بارندگی به ETo نمودند.

۱۳۹۱). نمایه‌های خشکسالی متعددی با پیچیدگی‌های متفاوت در بسیاری از مناطق جغرافیایی جهان بکار رفته‌اند. برخی از معروفترین نمایه‌های مورد استفاده عبارتند از نمایه پالم<sup>۱</sup> (PDSI)، نمایه بارش استاندارد شده<sup>۲</sup> (SPI)، آنومالی استاندارد شده<sup>۳</sup> (SAI)، دهک‌ها، درصد از نرمال، نمایه‌ی رطوبت محصول<sup>۴</sup> (CMI)، نمایه خشکسالی رطوبت خاک<sup>۵</sup> (SMDI)، نمایه هیدرولوژیکی خشکسالی پالم<sup>۶</sup> (PHDI) و نمایه‌هایی بر مبنای تفاوت شاخص پوشش گیاهی به‌هنگار شده<sup>۷</sup> (NDVI) می‌باشند. نکته قابل توجه این است که اگر چه متغیر بارش به تنهایی توجیه‌کننده‌ی ۸۰ درصد تغییرات نمایه‌های خشکسالی است (Keyantash and Drocup, 2002) اما تعدادی از این نمایه‌های منحصرا از متغیر بارش استفاده نمی‌کنند بلکه از متغیرهای دیگری نیز در برآورد شدت خشکسالی بهره می‌برند. به عنوان مثال نمایه خشکسالی پالم<sup>۸</sup> که به طور گسترده‌ای در گذشته بکار رفته است بر مبنای توازن آب خاک است و برای محاسبه آن، نیاز به برآورد چندین متغیر اضافی می‌باشد. طی دهه گذشته، از بین نمایه‌های موجود، نمایه‌ی استاندارد شده بارش به طور گسترده‌ای بکار رفته است که این امر به دلیل امکان دسترسی آسان به تنها ورودی این نمایه یعنی بارش می‌باشد. اما از آنجایی که این نمایه، تنها از داده‌های بارش استفاده کرده و پارامترهایی مانند تبخیر-تعرق و درجه حرارت هوا را که عوامل تشدید شدت خشکسالی بویژه در مناطق خشک و نیمه خشک می‌باشند، مد نظر قرار نمی‌دهد لذا نمی‌توان این نمایه را به عنوان یک نمایه جامع به حساب آورد.

اخیرا نمایه نسبتا جدید RDI<sup>۸</sup> (نمایه شناسایی خشکسالی) توسط زاگریس پیشنهاد شده است (Tsakiris and Vangelis, 2005; Tsakiris et al., 2007). این نمایه، بر مبنای بارش (P) و تبخیر-تعرق مرجع<sup>۹</sup> (ETo) تجمعی محاسبه می‌شود. RDI در چندین منطقه‌ی خشک و نیمه خشک مورد استفاده قرار گرفته است که این امر به علت نیاز

<sup>۵</sup>. Soil Moisture Drought Index

<sup>۶</sup>. Palmer Hydrological Drought Index

<sup>۷</sup>. Normalized Difference Vegetation

<sup>۸</sup>. Reconnaissance Drought Index

<sup>۹</sup> Reference Evapotranspiration

<sup>۱</sup>. Palmer Drought Severity Index

<sup>۲</sup>. Standard Precipitation Index

<sup>۳</sup>. Standardized Anomaly Index

<sup>۴</sup>. Crop moisture Index

مورد نیاز) در تخمین RDI و مشخصه های خشکسالی محاسبه شده با این مقادیر می باشد.

## مواد و روش ها

### داده های اقلیمی

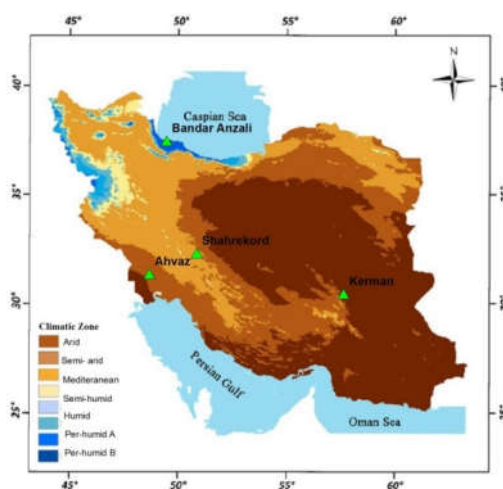
در این پژوهش، از اطلاعات هواشناسی چهار ایستگاه منتخب از نمونه های اقلیمی ایران شامل بندر انزلی، کرمان، اهواز و شهر کرد استفاده شده است (جدول ۱). ایستگاه بندر انزلی در طبقه بندی گسترش یافته دمارتن در اقلیم بسیار مرطوب معتدل، ایستگاه کرمان در اقلیم خشک سرد، ایستگاه اهواز در اقلیم خشک گرم قرار می گیرند. شهر کرد مرتفع ترین مرکز استان ایران است و به بام ایران شهرت دارد. بر اساس طبقه بندی گسترش یافته دمارتن، این ایستگاه دارای اقلیم نیمه خشک فراسرد می باشد (شکل ۱).

از آنجایی که تبخیر-تعرق مرجع با روش های متفاوتی برآورد می شود لذا بررسی و ارزیابی اثر روش محاسبه این متغیر بر نتایج و مشخصه های خشکسالی بدست آمده از نمایه های خشکسالی مانند RDI و SPEI موضوعی مهم است که نیاز به بحث و بررسی دارد. ونگلس و همکاران (Vangelis et al., 2013) در پژوهش خود ضمن تاکید بر اهمیت این موضوع، اقدام به بررسی اثر روش های متداول تبخیر-تعرق مرجع بر مقدار RDI و مشخصه های خشکسالی در دو ایستگاه ساحلی و کوهستانی یونان نمودند. استگ و همکاران (Stagge et al., 2015) نیز در پژوهش خود به بررسی اثر روش تبخیر-تعرق پتانسیل بر مقدار نمایه SPEI پرداخته اند. نتایج این پژوهش نشان داد نوع روش تبخیر-تعرق اثر قابل تشخیصی بر نمایه مورد بررسی ندارد.

در این راستا، با توجه به عدم وجود پژوهش مشابه در ایران، هدف از این مطالعه، بررسی و آزمون نحوه اثر گذاری برخی از روش های رایج محاسبه ETo (با حداقل داده های

جدول ۱- مشخصات ایستگاه های سینوپتیک مورد بررسی

نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه-دهم درجه)	عرض جغرافیایی (درجه-دهم درجه)	ارتفاع (m)	میانگین دمای هوا (°C)	میانگین سالانه بارش (mm)	دوره آماری (میلادی)
اهواز	۴۸/۷	۳۱/۳	۲۲/۵	۲۵/۴	۲۰۹/۲	۱۹۷۱-۲۰۱۰
بندر انزلی	۴۹/۵	۳۷/۵	-۲۳/۶	۱۶/۳	۱۸۳۰/۵	۱۹۶۱-۲۰۱۰
شهر کرد	۵۰/۸	۳۲/۳	۲۰۴۸/۹	۱۱/۷	۳۲۱/۸	۱۹۷۱-۲۰۱۰
کرمان	۵۶/۹	۳۰/۳	۱۷۵۴	۱۵/۹	۱۴۸	۱۹۷۱-۲۰۱۰



شکل ۱- پراکندگی مکانی ایستگاه های منتخب بر نقشه پهنه های اقلیمی ایران بر اساس طبقه بندی دمارتن (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۳)

در بیشتر موارد توزیع گاما، عملکرد بهتری نشان داده است (Tigkas, 2008, Tsakiris et al., 2008). علاوه بر این توم (Thom, 1966) نیز نشان داده است تابع گاما به خوبی بر سری های زمانی بارش برازش دارد. بنابراین  $RDI_{st}$  با استفاده از این توزیع به صورت زیر محاسبه می‌گردد.

$$g(x) = \frac{1}{\beta\gamma\Gamma(\gamma)} x^{\gamma-1} e^{-x/\beta}, \text{ for } x > 0 \quad (4)$$

که در آن  $\gamma$  و  $\beta$  به ترتیب پارامترهای شکل و مقیاس هستند،  $x$  مقدار بارش و  $\Gamma(\gamma)$  تابع گاما می باشد. متغیرهای  $\gamma$  و  $\beta$  مربوط به توزیع گاما برای هر ایستگاه و برای هر مقیاس زمانی مد نظر (یعنی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماه) می باشد. برآوردهای حداکثر درستنمایی  $\gamma$  و  $\beta$  به صورت زیر می‌باشند:

$$\gamma = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right), \beta = \frac{\bar{x}}{\gamma}, \quad (5)$$

که در آن  $A = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N \ln x_i$  تعداد مشاهدات می‌باشد. در ادامه، متغیرهای بدست آمده برای یافتن احتمال تجمعی  $\alpha_k$  برای یک سال معین برای منطقه مورد مطالعه بکار می‌روند. زمانی که سری بارش تجمعی برای دوره مرجع انتخاب شده صفر می‌شود ( $x=0$ ) نمی‌توان از توزیع گاما استفاده کرد لذا در این حالت از توزیع آمیخته به صورت زیر استفاده می‌شود:

$$H(x) = q + (1-q) G(x) \quad (6)$$

که در آن  $q$  احتمال بارش صفر و  $G(x)$  تابع توزیع گاما است. اگر  $m$  تعداد صفرهای موجود در سری زمانی  $\alpha_k$  باشد آنگاه  $q$  از عبارت  $m/N$  برآورد می‌گردد. بنابراین در تحلیل داده ها توزیع  $H(x)$  جایگزین  $G(x)$  می‌شود. گام بعدی انتقال احتمال تجمعی  $H(x)$  به توزیع نرمال استاندارد تجمعی با میانگین صفر و واریانس یک می‌باشد (Abramowitz and Stegun, 1965) که همان مقدار  $RDI_{st}$  می‌باشد (Tigkas, 2008). در واقع  $RDI$  عبارت است از متغیری از تابع توزیع نرمال استاندارد که مقدار احتمال تجمعی آن با مقدار احتمال تجمعی متغیر مورد نظر از تابع توزیع گامای بدست آمده مساوی باشد (کارآموز و عراقی نژاد، ۱۳۸۹).

مقادیر مثبت نمایه  $RDI_{st}$  نشان دهنده‌ی دوره‌های تر و مقادیر منفی نشان دهنده‌ی دوره‌های خشک نسبت به دوره‌های نرمال منطقه می‌باشد. شدت خشکسالی با کاهش مقدار  $RDI_{st}$  افزایش می‌یابد. طبقات شدت خشکسالی شامل

روش‌های برآورد تبخیر-تعرق مرجع شامل معادلات هارگریوز-سامانی، تورنت وایت، بلانی-کریدل و فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما) می‌باشند. به دلیل عدم وجود داده‌های دقیق لایسیمیتری و معرفی روش فائو-پنمن-مانتیت به عنوان روش استاندارد مینا از سوی بسیاری از پژوهشگران و موسسات تحقیقاتی جهانی، روش مزبور به عنوان معیار ارزیابی روش‌های مختلف بکار رفته در این پژوهش، در نظر گرفته شد (شریفان و همکاران، ۱۳۸۸، Pereira and Pruitt, 2004).

### ارزیابی شدت خشکسالی با استفاده از RDI

برای تعیین خشکسالی با استفاده از این نمایه، نیاز به داشتن آمار بارندگی و تبخیر-تعرق مرجع ماهانه و یا مجموع سالانه این دو متغیر می‌باشد. محاسبه  $RDI$  شامل سه مرحله می‌باشد: محاسبه مقدار ابتدایی ( $\alpha_k$ )، مقدار نرمالیزه شده ( $RDI_{st}$ ) و مقدار استاندارد شده ( $RDI_{st}$ ). مقدار ابتدایی این نمایه ( $\alpha_k$ ) معمولاً برای  $i$  امین سال در یک مبنای زمانی شامل ماه‌های متوالی،  $k$ ، به صورت زیر محاسبه می‌گردد.

$$\alpha_k^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^k P_{ij}}{\sum_{j=1}^k ETO_{ij}}, \quad i = 1, \dots, N \text{ and } j = 1, \dots, k \quad (1)$$

در این فرمول  $P_{ij}$  و  $ETO_{ij}$  به ترتیب، بارش و تبخیر-تعرق مرجع در  $j$  امین ماه  $i$  امین سال هستند. مقدار  $i$  از یک تا  $N$  (تعداد سال‌های دوره آماری یا تعداد مشاهدات) تغییر خواهد کرد. در فرمول اولیه  $RDI_{st}$  (Tsakiris and Vangelis, 2005) فرض بر آن بود که مقادیر  $\alpha_k$  از توزیع لوگ نرمال پیروی می‌کنند و در این صورت،  $RDI_{st}$  به صورت زیر محاسبه می‌شود:

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

که در آن:

$$y_k^{(i)} = \ln(\alpha_k^{(i)}) \quad (3)$$

$\bar{y}_k$  میانگین حسابی و  $\hat{\sigma}_{y_k}$  انحراف معیار آن می‌باشد.

نتایج پژوهش‌های مستمر با تمرکز بر این موضوع و تحلیل داده‌های متفاوت از چندین مکان و در مقیاس های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه نشان داد که مقادیر  $\alpha_k$  به طور رضایتبخش از هر دو توزیع لوگ نرمال و توزیع گاما پیروی می‌کنند لذا می‌توان از این دو توزیع برای محاسبه  $RDI_{st}$  استفاده کرد اما

برآورد این متغیر می باشد (Allen et al., 1998) لذا برای مقایسه  $RDI_{st}$  محاسبه شده با روش های متفاوت  $ET_o$ ، از سری  $RDI_{st}$  محاسبه شده به روش فائو-پنمن-مانتیت (در این مقاله FAO56 P-M) به عنوان روش مبنا استفاده شد. در ادامه، خلاصه ای از روش های مذکور آورده شده است.

### روش تورنت وایت

یکی از روش های تجربی که به طور گسترده ای برای محاسبه تبخیر-تعرق مرجع بکار رفته توسط تورنت وایت (۱۹۴۸) پیشنهاد شده است. به رغم محدودیت های موجود در استفاده از این روش (Jensen, et al., 1990, Amatya et al., 1995)، از آنجایی این مدل در روش اصلی محاسبه  $RDI$  بکار رفته، در این پژوهش نیز به عنوان یکی از روش های برآورد تبخیر-تعرق انتخاب شده است. در این مدل، از میانگین دمای هوا و تعداد ساعات روشنایی روز برای برآورد تبخیر-تعرق ماهانه ( $ET_o$ ) استفاده می شود بر این اساس، این روش جزو روش های دما-مبنا دسته بندی می گردد (معادله ۷).

$$ET_o = 16 \cdot \left(\frac{N}{12}\right) \cdot \left(\frac{m}{30}\right) \cdot (10 \cdot \frac{T_{mean}}{I})^a \quad (۷)$$

که این معادله  $T_{mean}$  دمای میانگین ماهانه ( $^{\circ}C$ )،  $N$  میانگین ماهانه ساعات روشنایی ممکن ( $h/day$ )،  $m$  تعداد روزهای هر ماه می باشد.  $a$  از رابطه زیر بدست می آید:

$$a = 6.75 \times 10^{-7} \cdot I^3 - 7.71 \times 10^{-5} \cdot I^2 + 1.79 \times 10^{-2} \cdot I + 0.49 \quad (۸)$$

شاخص سالانه گرما ( $I$ ) نیز به صورت مجموع مقادیر ماهانه این شاخص به صورت زیر محاسبه می شود:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{i mean}}{5}\right)^{1.514} \quad (۹)$$

### روش بلانی - کریدل

معادله بلانی-کریدل (Doorenbos & Pruitt, 1977) یکی از ساده ترین معادلات برای برآورد تبخیر-تعرق گیاه مرجع ( $ET_o$ ) محسوب می شود که با استفاده از دما محاسبه می گردد و به طور گسترده ای بکار رفته است. فرم رایج معادله به صورت زیر نوشته می شود:

ملایم ( $0.5$  تا  $1$ )، متوسط ( $1$  تا  $1.5$ )، شدید ( $1.5$  تا  $2$ ) و خیلی شدید ( $2$ +) می باشد.  $RDI$  برای دوره های مرجع از پیش تعیین شده  $3$ ،  $6$ ،  $9$  و  $12$  ماهه قابل محاسبه می باشد (Tsakiris and Vangelis, 2005; 2007). Tsakiris et al.,

### روش های برآورد تبخیر-تعرق مرجع

بر اساس استاندارد سازمان خواروبار و کشاورزی ملل متحد<sup>۱۰</sup> (FAO)، تبخیر-تعرق گیاه مرجع ( $ET_o$ ) عبارت است از میزان آبی که یک مزرعه پوشیده از گیاه مرجع (نظیر چمن) در یک دوره زمانی مشخص مصرف نماید به طوری که گیاهان این مزرعه در طول دوره رشد با کمبود آب مواجه نشوند. این متغیر به دو روش مستقیم (لایسیمتر) و غیرمستقیم (استفاده از روش های ترکیبی، آئرو دینامیک و تجربی) برآورد می شود. طی  $50$  سال اخیر، روش های متعددی توسط متخصصان برای برآورد تبخیر-تعرق ارایه شده است که هر یک تابع متغیرهای اقلیمی خاصی می باشند. اغلب این روش ها تحت واسنجی محلی به دست آمده اند (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۸).

در این پژوهش سعی شده است تا از معادلات رایج در محاسبه تبخیر-تعرق مرجع که دامنه ای از انواع روش ها شامل معادلات دما-مبنا، تابش مبنا و معادلات ترکیبی را در برمی گیرد استفاده شود (جدول ۲). به ترتیب پیچیدگی، این مدل ها شامل بلانی-کریدل (Doorenbos & Pruitt, 1977)، تورنت وایت (Thornthwaite, 1948)، هارگریوز و سامانی (Hargrives and Samani, 1985)، فائو-پنمن-مانتیت که از روش هارگریوز در محاسبه تابش بهره می برد (Allen et al., 1998)، می باشند. در ادامه مقاله، دو روش اخیر به صورت مخفف HS و PMT در جداول و نمودارها آورده می شود. ارزیابی روش های مختلف برآورد مقدار  $ET_o$  در یازده ایستگاه در سراسر جهان با شرایط اقلیمی متفاوت و مقایسه با داده های لایسی متری نشان داده است که معادله فائو-پنمن-مانتیت (FAO56 P-M) دارای بهترین دقت در

<sup>۱۰</sup> Food and agriculture Organization of the United Nations

۰/۵ برای درخت پرتقال تا ۱/۲ برای پوشش گیاهی متراکم گزارش شده است (Xu and Singh, 2001). از آنجایی که محاسبه تبخیر-تعرق برای پوشش گیاهی خاصی مد نظر نمی‌باشد بنابراین در این مقاله نیز مانند برخی پژوهش‌ها (Vangelis et al. 2013) مقدار میانگین این ضریب یعنی مقدار ۰/۸۵ در نظر گرفته شده است.

در این معادله  $ET_o$  تبخیر-تعرق گیاه مرجع بر حسب میلی‌متر بر روز،  $p$  میانگین درصد سالانه ساعت‌های روشنایی (متوسط ساعات روشنایی هر روز در ماه مورد نظر تقسیم بر کل ساعات روشنایی سال ضرب در ۱۰۰)،  $T_{mean}$  میانگین دمای ماهانه ( $^{\circ}C$ ) می‌باشد. برای این معادله، ضریب  $k$  برای فصل رشد (می تا اکتبر) متفاوت است مقدار این ضریب از

$$ET_o = k [ p (0.46 T_{mean} + 8.13)] \quad (10)$$

جدول ۲- خلاصه‌ای از معادلات تبخیر-تعرق مرجع

مدل $ET_o$	گروه ۱ تجربی (دما مینا)	گروه ۲ دما- نماینده تابش	گروه ۳ تابش مشاهداتی
	تورنت-وایت	هارگریوز-سامانی	FAO56 P-M
میانگین دما	X	X	X
دمای بیشینه/کمینه		X	
سرعت باد		X	
فشار سطح			X
رطوبت ویژه			X
تابش	$T_{mean}$	$T_{max}-T_{min}$	تابش خالص
مرجع	تورنت وایت (۱۹۴۸)	هارگریوز-سامانی (۱۹۸۵)	آلن و همکاران (۱۹۹۸)

دمای کمینه و دمای میانگین بر حسب درجه سلسیوس،  $R_a$  تابش برون زمینی ( $Mj m^{-2} day^{-1}$ ) (با ضرب طرف راست معادله در عدد ۰/۴۰۸).

معادله‌ی PMT، برآورد مشابهی از تابش (حاصل تفاوت دمای کمینه و بیشینه روزانه) ارائه می‌دهد و عبارت انتقال جرم را با استفاده از سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه همدیدی مورد نظر، برآورد می‌کند. سرعت باد را می‌توان تخمین زد. نوسان در میانگین سرعت باد در طول دوره‌های ماهانه به نسبت کم است و اطراف مقادیر میانگین نوسان می‌کند. مقادیر معمولی پیشنهاد شده توسط FAO دارای دامنه‌هایی از کمتر از  $1 m.s^{-1}$  برای مناطقی با باد ملایم تا مقادیر بزرگ‌تر از  $5 m.s^{-1}$  می‌باشد. برای بیش از ۲۰۰۰ ایستگاه هواشناسی، مقدار میانگین ماهانه سرعت باد  $2 m/s$  برآورد شده است (Allen et al., 1998, Irmak, 2012) که البته این برآوردها برای هر شرایط آب و هوایی نیاز به واسنجی دارد. در این روش، تابش خورشیدی برون زمینی ( $R_a$ ) با استفاده از طول و عرض جغرافیایی و ثابت خورشیدی

### سایر روش‌های محاسبه تبخیر-تعرق مرجع

این روش‌ها از شکل عمومی زیر استفاده می‌کنند:

$$ET_o = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot \text{"mass transfer term"}}{\Delta + \gamma} \quad (11)$$

$ET_o$ : تبخیر-تعرق گیاه مرجع ( $mm/day$ )

$R_n$ : تابش خالص در سطح ( $MJm^{-2}day^{-1}$ )

$\Delta$ : شیب منحنی فشار بخار اشباع نسبت به دما ( $kPa^{\circ}C^{-1}$ ) در یک دمای معین

$\gamma$ : ضریب سایکرومتری

Mass transfer term: عبارت انتقال جرم

معادله هارگریوز و سامانی، تفاوت روزانه دمای بیشینه و کمینه را به عنوان نماینده ای برای برآورد تابش خالص (Hargrives and Samani, 1985) بکار می‌برد و عبارت انتقال جرم را با یک ضریب ساده کرده و جایگزین می‌نماید (معادله ۱۲).

$$ET_o = 0.0023 (T_{mean} + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (12)$$

در این معادله،  $T_{max}$ ،  $T_{min}$ ، و  $T_{mean}$  به ترتیب دمای بیشینه،

$$e_a = 0.611 \exp \left[ \frac{17.27 T_{dew}}{T_{dew} + 237.3} \right] \quad (۱۷)$$

$e_a$ : فشار بخار واقعی (kPa)

$e_s$ : فشار بخار اشباع (kPa)

$T_{dew}$ : دمای نقطه شبنم

فشار بخار اشباع با استفاده از فشار بخار اشباع دمای

بیشینه (رابطه ۱۸) و کمینه (رابطه ۱۹) با استفاده از رابطه ۲۰ محاسبه می شود.

$$e^0(T_{max}) = 0.611 \exp \left[ \frac{17.27 T_{max}}{T_{max} + 237.3} \right] \quad (۱۸)$$

$$e^0(T_{min}) = 0.611 \exp \left[ \frac{17.27 T_{min}}{T_{min} + 237.3} \right] \quad (۱۹)$$

$$e_s = \frac{e^0(T_{max}) + e^0(T_{min})}{2} \quad (۲۰)$$

روش FAO56 P-M، تابش را به طور مستقیم بکار برده

و از سرعت باد و شرایط جوی در برآورد میزان عبارت انتقال

جرم استفاده می کند. (Allen et al., 1998, Stagge et al., 2014)

### ارزیابی عملکرد با استفاده از نمایه های آماری

به منظور مقایسه بین روش های مختلف برآورد تبخیر-

تعرق و اثر روش های مختلف تبخیر-تعرق بر مقادیر RDI،

دو معیار آماری پرکاربرد انتخاب شدند (Jacovides and

Kontoyiannis, 1995, Jabloun and Sahli, 2008,

Sentelhas et al., 2010, Kwon and Choi 2011). ریشه

دوم میانگین مربعات خطا<sup>۱۱</sup> (RMSE) و خطای میانگین

اریبی<sup>۱۲</sup> (MBE). RMSE اطلاعاتی در مورد عملکرد کوتاه

مدت معادله بیان می کند. مقدار RMSE مثبت است و در

شرایط ایده آل صفر می باشد. خطای میانگین اریبی، اطلاعاتی

در رابطه با عملکرد طولانی مدت مربوط به همبستگی ارائه

می دهد و امکان مقایسه ی انحراف واقعی بین مقادیر پیش بینی

شده و اندازه گیری شده به صورت عبارت به عبارت می دهد.

مقدار ایده آل MBE نیز صفر می باشد (رابطه های ۲۱ و ۲۲).

با توجه به پایین بودن مقدار تبخیر-تعرق در بندر انزلی

(ایستگاه ساحلی) نسبت به سایر ایستگاه ها (مناطق خشک و

نیمه خشک) مقدار MBE خیلی کم بدست می آید که این امر

ممکن است منجر به تحلیل آماری نادرستی شود (Cordova

برای هر روز بر اساس رابطه پیشنهادی آلن (Allen et al.,

1998) محاسبه می شود. برای محاسبه مقادیر روزانه کل تابش

خورشیدی در سطح زمین ( $R_s$ ) رابطه زیر بکار می رود

(Hargreaves & Samani, 1982, Allen et. al. 1998):

$$R_s = K_{RS} (T_{max} - T_{min})^{0.5} \times R_a \quad (۱۳)$$

$R_s$ : تابش خورشیدی ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

$K_{RS}$ : ضریب تجربی (۰/۱۶۲)

$R_a$ : تابش روزانه برون زمینی ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

$T_{max}$ : دمای بیشینه ( $^{\circ}C$ )

$T_{min}$ : دمای کمینه ( $^{\circ}C$ )

تابش خالص یا  $R_n$  از تفاوت  $R_{ns}$  و  $R_{nl}$  (روابط ۱۴ تا ۱۶)

بدست می آید.

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (۱۴)$$

$R_{ns}$ : تابش خالص طول موج کوتاه ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

$\alpha$ : آلبیدو یا ضریب بازتاب از کانوپی

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right] \times (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \times (1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35) \quad (۱۵)$$

$R_{nl}$ : تابش طول موج بلند خروجی خالص ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

$e_a$ : فشار بخار واقعی (kPh)

$\sigma$ : ثابت استفان-بولتزمن

$T_{max}$ : دمای بیشینه (بر حسب کلوین)

$T_{min}$ : دمای کمینه (بر حسب کلوین)

$R_{so}$ : تابش محاسبه شده در آسمان صاف ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

مقدار تابش در آسمان صاف ( $R_{so}$ ) نیز از رابطه زیر بدست

می آید.

$$R_{so} = (0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z) R_a \quad (۱۶)$$

$R_a$ : تابش روزانه برون زمینی ( $MJm^{-2}d^{-1}$ )

$z$ : ارتفاع ایستگاه (m)

کمبود فشار بخار ( $e_s - e_a$ ) با محاسبات زیر حاصل

می شود.  $e_a$  با فرض برابری دمای کمینه با دمای نقطه شبنم

از رابطه ۱۷ محاسبه می گردد. در مناطق خشک و نیمه خشک

دمای شبنم با کسر به ترتیب دو و یک درجه سلسیوس از

دمای کمینه بدست می آید (Irmak, 2012, Todorovic et

al., 2013)

<sup>۱۱</sup>. Mean Bias Error

<sup>۱</sup>. Root-Mean-Square Error



## نتایج و بحث

به منظور آزمون اثر روش‌های مختلف بر آورد ETo بر شدت خشکسالی محاسبه شده با استفاده از نمایه شناسایی خشکسالی (RDI)، داده‌های چهار ایستگاه سینوپتیک استفاده شد. علت انتخاب ایستگاه‌های مورد بررسی در این پژوهش به شرح زیر است.

۱- قابل اعتماد بودن داده‌های اندازه‌گیری شده در هر ایستگاه،

۲- وجود داده‌های اقلیمی برای دوره آماری طولانی مدت و کامل بودن سری داده‌ها،

۳- دارا بودن تمام متغیرهای مورد نیاز برای محاسبه تبخیر-تعرق به روش فائو-پنمن-مانتیت که به عنوان روش مبنا جهت مقایسه با سایر روش‌ها در نظر گرفته شده است،

۴- این ایستگاه‌ها نماینده اقلیم‌های مختلف کشور محسوب می‌گردند.

برای هر سه ایستگاه داده‌های ماهانه بارش، میانگین ماهانه دمای کمینه، بیشینه و متوسط روزانه، میانگین ماهانه بیشینه و کمینه رطوبت نسبی روزانه، مقدار روزانه ساعت آفتابی و میانگین ماهانه سرعت باد برای دوره‌ی آماری از سال ۱۹۵۱ (برای شهر کرد از سال ۱۹۵۵) موجود می‌باشد ولی با توجه به فقدان داده‌های ساعت آفتابی برای سال‌های آغازین، دوره‌های آماری ذکر شده در جدول ۱ انتخاب گردید تا تبخیر-تعرق مرجع به روش فائو-پنمن-مانتیت با کمترین تعداد داده‌های مفقود محاسبه گردد. معدودی از داده‌های مفقود با میانگین داده‌های درازمدت جایگزین شد. سری مقادیر تبخیر-تعرق ماهانه چهار ایستگاه برای دوره آماری در دسترس، به پنج روش هارگریوز-سامانی (HS)، تورنت وایت، فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما) (PMT)، بلانی-کریدل و فائو-پنمن-مانتیت (روش مبنا) (FAO56 P-M) محاسبه گردید. مقادیر ETo سالانه بدست آمده برای دوره آماری در ایستگاه در شکل ۲ و میانگین و واریانس دوره آماری برای هر روش و هر ایستگاه در شکل ۳ آورده شده است.

(et al., 2015) لذا از معیار درصد خطای میانگین اریبی<sup>۱۳</sup> نیز استفاده شد که معیار اخیر، نتیجه مقایسه روش‌های انتخابی بر آورد تبخیر-تعرق با روش مبنا را به صورت کیفی ارزیابی می‌نماید (رابطه‌ی ۲۳).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{est,i} - x_{obs,i})^2} \quad (21)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{est,i} - x_{obs,i}) \quad (22)$$

$$\%MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(x_{est,i} - x_{obs,i})}{x_{obs,i}} * 100 \quad (23)$$

در این سه رابطه، n تعداد کل داده‌های مشاهداتی،  $x_{est}$  مقدار برآوردی تبخیر-تعرق یا مقدار محاسبه‌شده‌ی نمایه خشکسالی با روش‌های تبخیر-تعرق مورد بررسی در این پژوهش و  $x_{obs}$  مقدار محاسبه شده توسط روش مورد استفاده به عنوان مبنا در هر مورد است (در غیاب داده‌های مشاهداتی).

یک ملاک مناسب برای تعیین همبستگی دو متغیر کمی، ضریب همبستگی پیرسن است که در جامعه آن را با  $\rho$  و در نمونه به حجم n آن را با  $r$  نشان می‌دهیم.  $r$  برآورد نقطه‌ای  $\rho$  است. ضریب همبستگی همواره بین -۱ و ۱ می‌باشد.

$$\rho_{xy} = \frac{E(xy) - E(x)E(y)}{\sqrt{[E(x^2) - E^2(x)][E(y^2) - E^2(y)]}} \quad (24)$$

$$r = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sqrt{\sum(x-\bar{x})^2 \sum(y-\bar{y})^2}} \quad (25)$$

در این رابطه  $\bar{x}$  و  $\bar{y}$  میانگین حسابی دو متغیر می‌باشند. ممکن است  $r$  تصادفی و اتفاقی بدست آمده باشد. برای این منظور از آزمون معنی‌داری ضریب همبستگی استفاده می‌شود. در این آزمون بررسی می‌شود آیا دو متغیر تصادفی و مستقل هستند یا خیر. به عبارت دیگر آیا ضریب همبستگی جامعه صفر است یا خیر. بدین منظور، ابتدا ضریب همبستگی به متغیر  $t$  تبدیل می‌شود و سپس با استفاده از جدول  $t$  و  $df=n-2$  (حجم نمونه) معنی‌دار بودن آن بررسی می‌گردد.

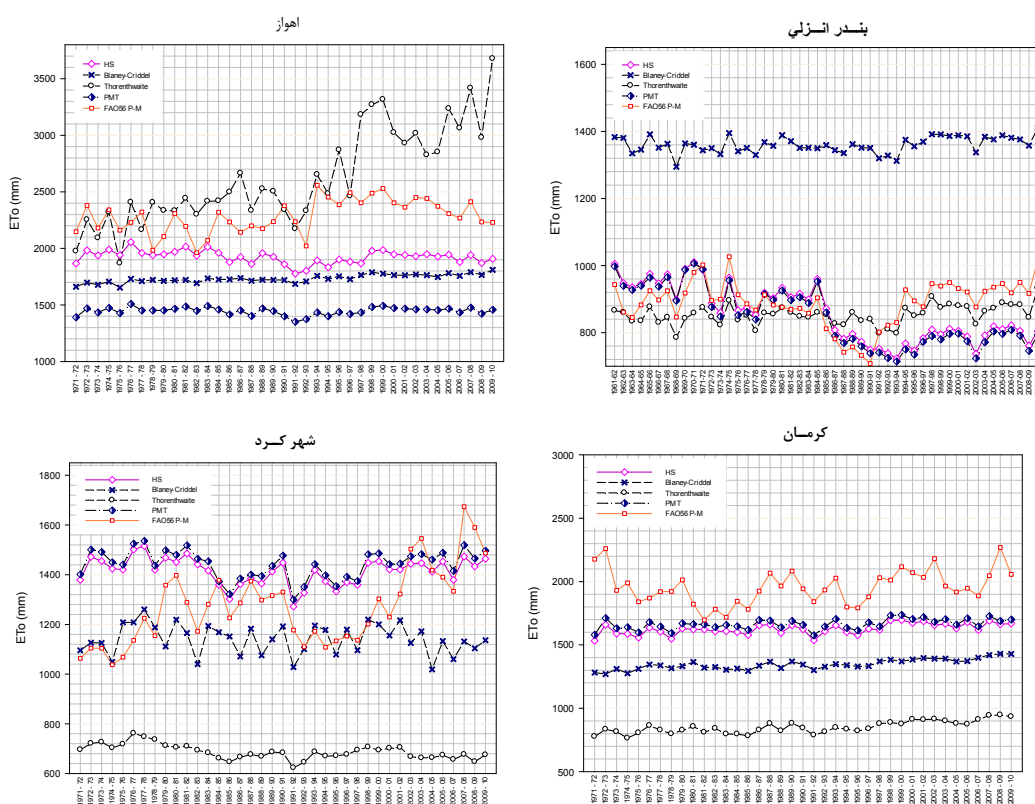
$$|t| = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}} \quad (26)$$

در این رابطه،  $r$  ضریب همبستگی محاسبه شده، n حجم نمونه و  $t$  آماره آزمون می‌باشند.

۱۳. Percentage mean bias error

جدول ۳- معیار ارزیابی عملکرد روش های متفاوت تبخیر-تعرق نسبت به روش مرجع با استفاده از %MBE (Córdova et al., 2015)

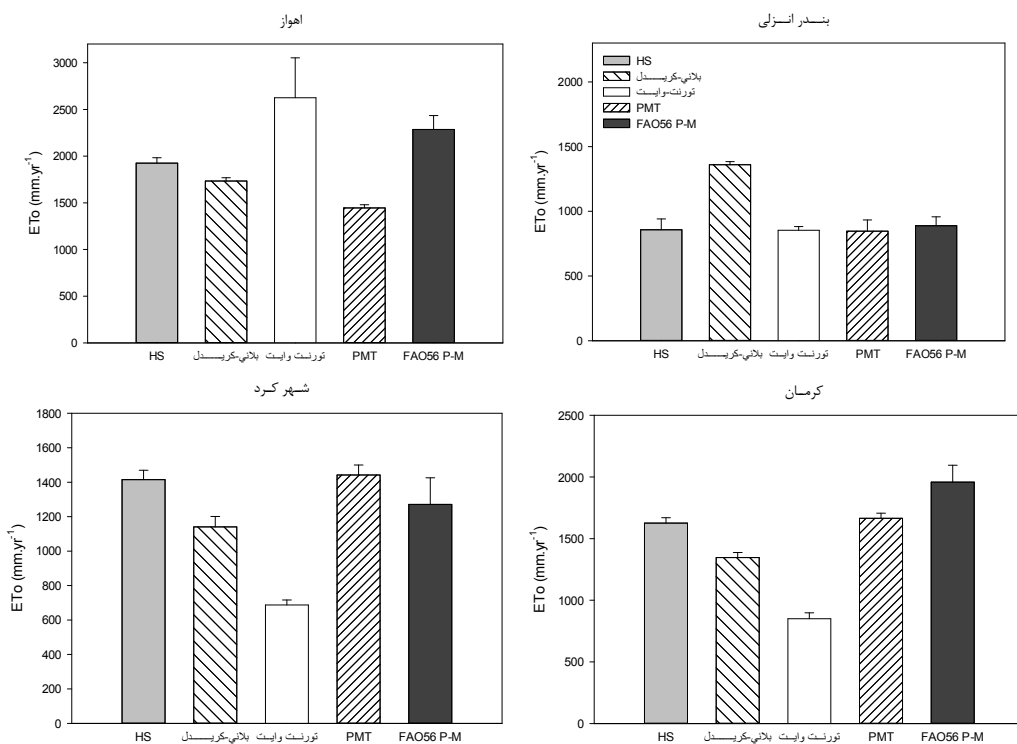
کیفیت محاسبه	درصد خطای میانگین اریبی
عالی	<٪۰.۵
خوب	٪۰.۱۰-۰.۵
قابل قبول	٪۰.۱۵-۱.۰
ضعیف	>٪۱.۵



شکل ۲- تبخیر-تعرق مرجع محاسبه شده به روش های مختلف برای ایستگاه های مورد بررسی در مقیاس سالانه

است لذا در ارتفاعات، اثر تابش را کم برآورد می کند که این امر نیز دلیل دیگر کم برآورد شدن میزان تبخیر-تعرق محاسبه شده با این روش در ایستگاه های مرتفع محسوب می گردد (Stanhill, 1961; Pruitt, 1964; Pruitt and Doorenbos, 1977). بررسی معیارهای آماری نیز نشان می دهد که بیشترین مقدار RMSE و MBE در هر دو ایستگاه متعلق به این روش می باشد (شکل ۴).

همانطور که مشاهده می شود در دو ایستگاه کرمان و شهر کرد، روش تورنت وایت کمترین مقدار ETo را برآورد کرده است (شکل ۳). بررسی های انجام شده نیز نشان داده اند که این روش در شرایط خشک و نیمه خشک مقدار تبخیر-تعرق را به میزان زیادی، کم برآورد می کند که این امر به علت نادیده گرفتن کسر اشباع هوا می باشد. همچنین از آنجایی که این روش با دمای اقلیم هایی در مناطق کم ارتفاع واسنجی شده



شکل ۳- میانگین (ستون) و واریانس (خط) مقادیر تبخیر-تعرق محاسبه شده با روش های منتخب در ایستگاه های مورد بررسی

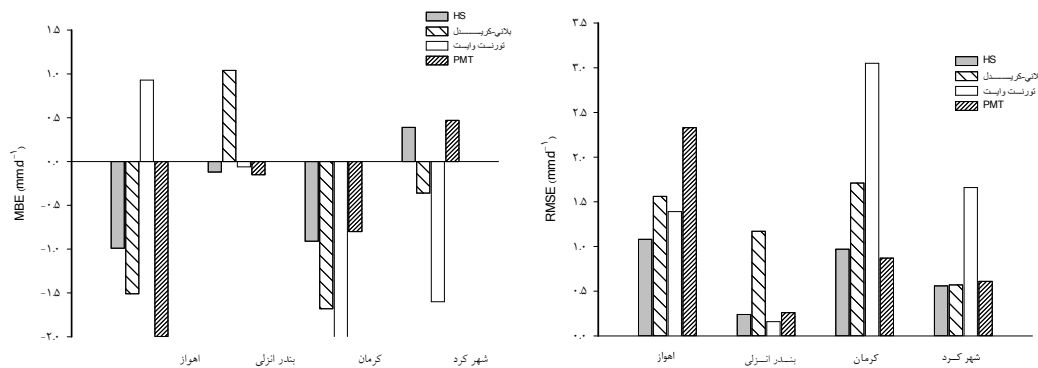
مشاهده نشد اما در سطح معنی داری ۰/۱، ارتباطی با شدت ۰/۲۸ بین این دو روش بدست آمد.

در بندرانزلی، روش بلانی-کریدل بالاترین مقادیر را برای این متغیر نشان داده است (شکل ۲ و ۳). یافته‌های پژوهش‌ها و بررسی‌های متعدد نیز نشان داده‌اند که این روش در مناطق آرام، ابری و مرطوب، ET<sub>0</sub> را تا ۴۰ درصد بیش‌برآورد و در مناطق بادخیز، خشک و آفتابی تا حدود بیش از ۶۰ درصد کم‌برآورد می‌کند. در واقع این روش خیلی دقیق نیست و در واقع قادر به نمایش میزان تقریبی برآورد یا مرتبه بزرگی مقادیر می‌باشد (FAO, 1986). بر اساس درصد خطای میانگین اریبی، در این ایستگاه ساحلی، به جز روش بلانی-کریدل، سه روش دیگر در مقایسه با روش مبنا عملکرد مناسبی نشان دادند و برای چهار روش، همبستگی معناداری با روش مبنا بدست آمد.

در ایستگاه اهواز، هر چهار روش دارای عملکرد ضعیفی بوده و همخوانی مناسبی با روش مبنا ندارند (شکل ۴ و جدول ۴). اگرچه با در نظر گرفتن تمام معیارهای آماری بکاررفته، روش تورنت وایت نتایج بهتری ارائه نموده است. بیشترین مقدار واریانس از مقادیر برآورد شده به روش تورنت

در ایستگاه شهرکرد، دو روش HS و PMT مقادیر نسبتاً یکسانی را برآورد نموده‌اند که کمترین تفاوت مقدار را نیز نسبت به روش مرجع (شکل ۳) نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۲ نیز مشاهده می‌شود، این دو روش از الگوی نوسانات سالانه کاملاً مشابهی نیز پیروی می‌کنند. همانطور که مقدار واریانس در شکل ۳ نشان می‌دهد مقادیر ET<sub>0</sub> محاسبه شده با روش مرجع، در دو شهر کرمان و شهرکرد دارای افت و خیزهای زیادی در اطراف میانگین سالانه خود می‌باشند. اگرچه نمودارها به خوبی می‌توانند یک ایده کلی از روابط بین متغیرها را نمایش دهند اما نیاز به محاسبه یک مقدار کمی برای نمایش میزان ارتباط بین دو متغیر غالباً سبب می‌شود که معیاری همچون ضریب همبستگی نیز محاسبه شود. در این مطالعه نیز شدت رابطه بین هر یک از روش‌های منتخب تبخیر-تعرق با روش مبنا با ضریب همبستگی بررسی شد. نتایج نشان داد در ایستگاه کرمان، علی‌رغم شدت کم، همبستگی معنی‌داری بین تمام روش‌های منتخب با FAO56 P-M وجود دارد. در ایستگاه شهرکرد، روش بلانی-کریدل ارتباط معناداری با روش مبنا نشان نداد. همبستگی معنی‌داری نیز بین روش HS با روش مبنا در سطح معنی‌داری ۰/۰۵

وایت بدست آمد. دو روش HS و PMT علی رغم پیروی از الگوی مشابه، از نظر مقدار متفاوت بوده بطوریکه روش HS به طور میانگین حدود ۴۰۰ میلی متر بر سال مقدار تبخیر-تعرق را بیشتر برآورد نموده است.



شکل ۴- خطای میانگین اریبی و ریشه دوم میانگین مربعات خطا محاسبه شده برای مقادیر سالانه تبخیر-تعرق در چهار ایستگاه مورد بررسی

نکته مشترک قابل ملاحظه در مقایسه بین روش های مختلف بکار رفته برای ایستگاه های مورد مطالعه این است که دو روش هارگریوز-سامانی و روش فائو-پنمن-مانتیت (تنها در ایستگاه های منتخب (بجز اهواز)، برآورد تقریباً یکسانی از تبخیر-تعرق سالانه داشته اند.

جدول ۴- ارزیابی عملکرد هر یک از روش های منتخب تبخیر-تعرق نسبت به روش مینا با استفاده از درصد خطای میانگین اریبی و ضریب همبستگی برای چهار ایستگاه مورد بررسی

نام ایستگاه	روش ETo	%MBE	کیفیت محاسبه	R	نام ایستگاه	%MBE	کیفیت محاسبه	R	
ایستگاه اهواز	HS	-۱۵/۸	ضعیف	۰/۰۳	ایستگاه بندر انزلی	HS	۱۲/۷	قابل قبول	
	تورنت	۱۵/۲	ضعیف	۰/۴۷*		تورنت وایت	-۴۵	ضعیف	-۰/۳۶*
	وایت	-۲۴/۵	ضعیف	۰/۵۱*		بلانی-کریدل	-۹/۱	خوب	۰/۰۲
	بلانی کریدل	-۳۷/۴	ضعیف	۰/۱۷*		PMT	۱۴/۸	قابل قبول	۰/۳۳*
ایستگاه کرمان	HS	-۱۶/۶	ضعیف	۰/۴۶*	ایستگاه شهرکرد	HS	-۱۴/۶	قابل قبول	
	تورنت وایت	-۵۶/۵	ضعیف	۰/۴۹*		تورنت وایت	-۳۱	ضعیف	۰/۳۵*
	بلانی-کریدل	-۳۱	ضعیف	۰/۳۵*		PMT	۱۴/۶	قابل قبول	۰/۴۵*
	PMT	-۳۷/۴	ضعیف	۰/۱۷*					

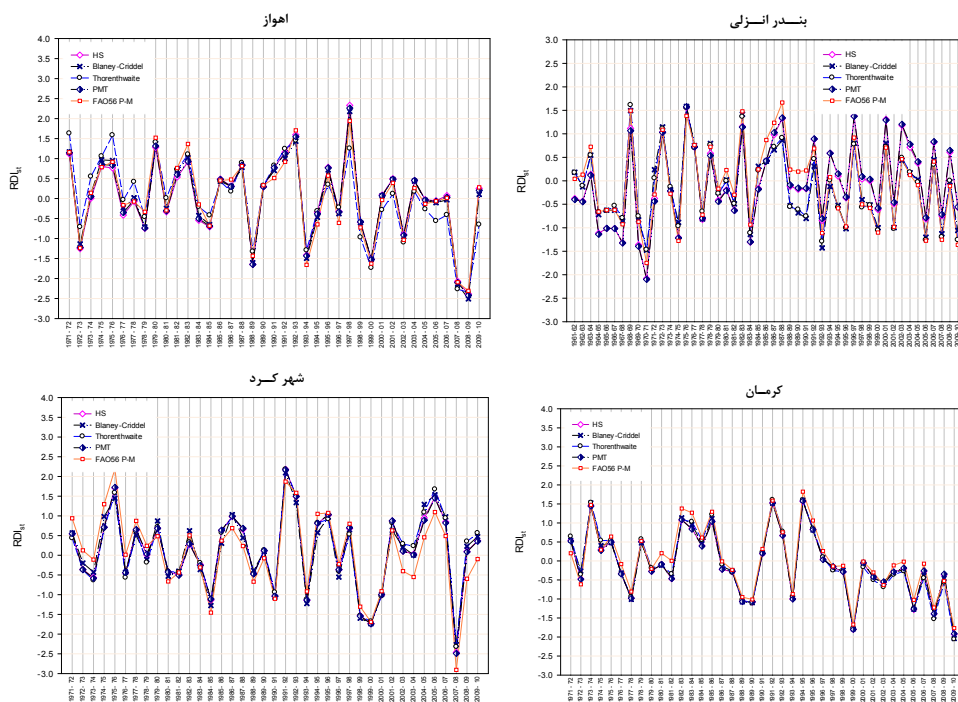
\*. معنی دار در سطح اعتماد ۰/۰۵، \*\*. معنی دار در سطح اعتماد ۰/۰۱

مناسب بودن توزیع گاما را در سطح اعتماد ۵ درصد نشان داد لذا از این توزیع برای برآورد RDI<sub>st</sub> در سه مقیاس زمانی استفاده شد که در شکل ۵ مقدار شدت خشکسالی بر اساس این نمایه در مقیاس سالانه برای ایستگاه های مورد بررسی آورده شده است.

با استفاده از مقادیر محاسبه شده ی تبخیر-تعرق مرجع به پنج روش، شدت خشکسالی بر مبنای نمایه شناسایی خشکسالی (RDI) در مقیاس سالانه، شش ماهه و سه ماهه بدست آمد. ابتدا، مقدار اولیه  $\alpha_3$ ،  $\alpha_6$  و  $\alpha_{12}$  (نسبت بارش به ETo) محاسبه شد. از آنجایی که آزمون نکویی برازش،

بدین معنی که مقادیر متفاوت بدست آمده برای  $RDI_{St}$  به رغم تفاوت در مقدار، در یک کلاس خشکسالی قرار دارند و از آستانه کلاس مربوطه عبور نمی‌کنند. بیشترین عدم همخوانی بین مقادیر  $RDI$  محاسبه شده با روش‌های متفاوت برآورد تبخیر-تعرق در ایستگاه بندرانزلی مشاهده می‌شود.

همانطور که مشاهده می‌شود در سه ایستگاه اهواز، کرمان و شهرکرد، بدون توجه به روش‌های بکار رفته در برآورد تبخیر-تعرق مرجع، شدت خشکسالی محاسبه شده در مقیاس سالانه مقادیر بسیار نزدیک به هم را نشان می‌دهد. تفاوت‌های اندکی که در برخی از سال‌ها مشاهده می‌شود قابل اغماض هستند زیرا بر مقدار شدت خشکسالی تاثیر معنی‌داری ندارند.



شکل ۵-  $RDI_{St-5}$  سالانه محاسبه شده بر اساس مقادیر برآورد شده توسط روش‌های متفاوت  $ET_0$  برای ایستگاه‌های منتخب

مقدار RMSE از مقایسه سری  $RDI_{St}$  محاسبه شده با روش مبنا با  $RDI_{St}$  محاسبه شده به ترتیب با روش‌های بلانی-کریدل، تورنت وایت، فائو-پنمن-مانتیث (تنها دما) بدست آمد (جدول ۵).

با استفاده از نمایه‌های آماری عملکرد نیز مقایسه‌ای بین مقادیر شدت خشکسالی محاسبه شده با چهار روش  $ET_0$  در مقابل روش مبنا برای چهار ایستگاه صورت گرفت. در مقیاس سالانه، برای ایستگاه‌های اهواز، بندرانزلی و شهرکرد کمترین

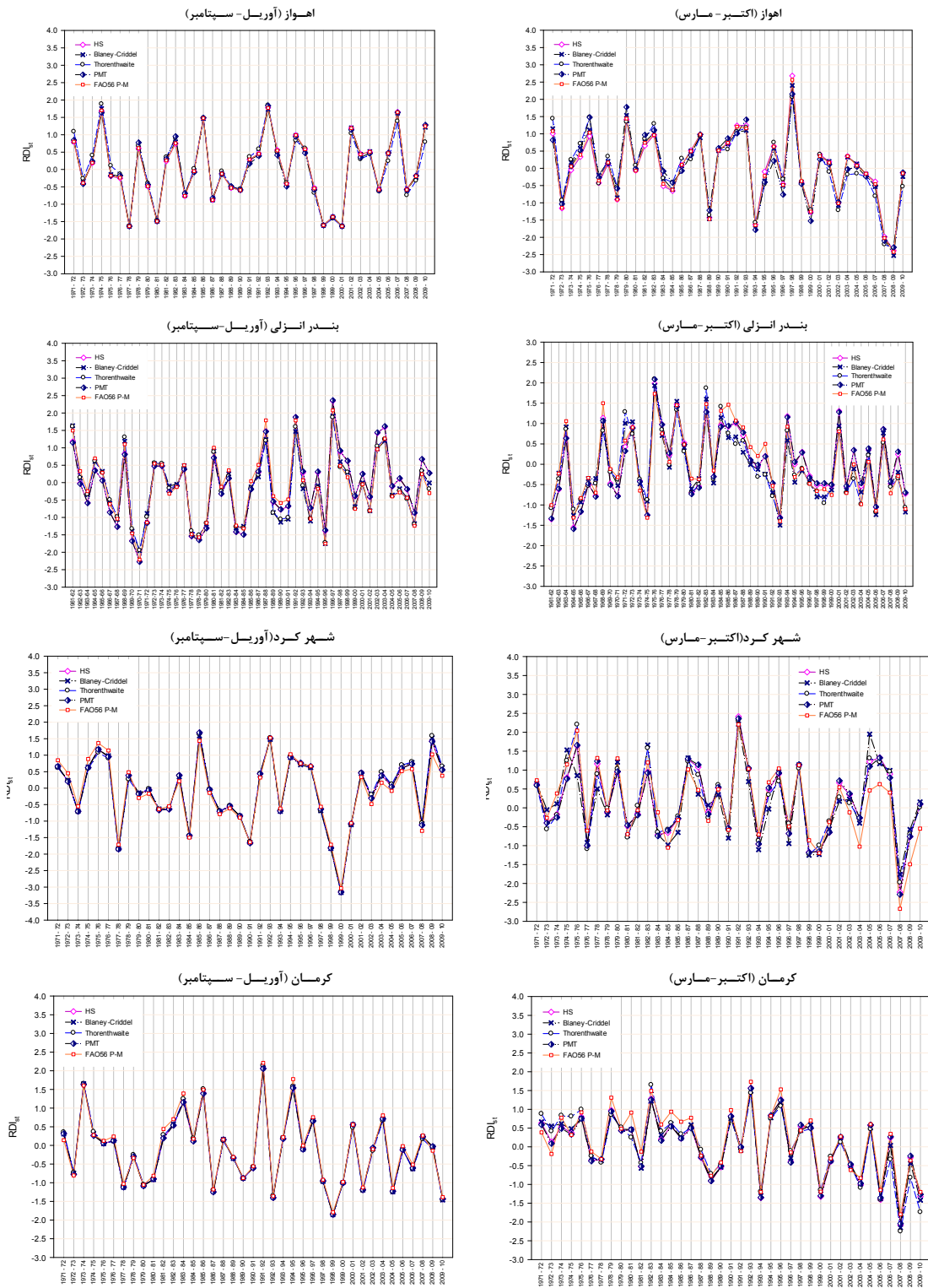
جدول ۵- مقایسه مقادیر RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش های منتخب تبخیر-تعرق مرجع با مقادیر RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش مبنا برای دوره های شش ماهه با استفاده از معیارهای آماری

نام ایستگاه	روش ETo	مقیاس شش ماهه						مقیاس سالانه		
		اکتبر-مارس			آوریل-سپتامبر			r	RMSE	MBE
		r	RMSE	MBE	r	RMSE	MBE			
ایزد	هارگریوز-سامانی	۰/۹۹	۰/۰۵	-۳×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۰۱	-۳×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	-۳×۱۰ <sup>-۳</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۷	۰/۲۴	۵×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۱۵	۳۹×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۴	۰/۲۰	۵×۱۰ <sup>-۳</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۹	۰/۰۸	۴×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۰۲	۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱۶	۲×۱۰ <sup>-۳</sup>
	فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما)	۰/۹۷	۰/۲۱	۲×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۰۷	-۵×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۱۸	-۱×۱۰ <sup>-۳</sup>
بندر انزلی	هارگریوز-سامانی	۰/۹۴	۰/۲۸	-۳×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۶	۰/۲۸	۲۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۸۷	۰/۴۴	۲۶۹×۱۰ <sup>-۳</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۴	۰/۳۰	-۷۴۴×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۱۹	-۳۴۶×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۵	۰/۲۹	-۸۱۷×۱۰ <sup>-۳</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۵	۰/۲۷	-۶۸۰×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	-۴۲۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۳	۰/۳۲	-۷۷۷×۱۰ <sup>-۳</sup>
	فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما)	۰/۹۴	۰/۳۰	۱×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۶	۰/۲۹	۳۱۴×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۸۶	۰/۴۵	۳۲۵×۱۰ <sup>-۳</sup>
کرمان	هارگریوز-سامانی	۰/۹۸	۰/۲۲	-۱۳۶×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱	-۵۶×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۲۰	-۱۳۱×۱۰ <sup>-۳</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۴	۰/۳۱	-۱۱۷×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۲۶۶×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	-۱۱۲×۱۰ <sup>-۳</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۷	۰/۲۵	-۱۳۱×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۴۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	-۱۱۹×۱۰ <sup>-۳</sup>
	فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما)	۰/۹۸	۰/۲۲	-۱۳۲×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱	-۵۶×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۲۰	-۱۲۹×۱۰ <sup>-۳</sup>
پنج	هارگریوز-سامانی	۰/۹۳	۰/۳۸	۵۹۵×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱۵	۱۸۵×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۴	۰/۳۴	۴۸۳×۱۰ <sup>-۳</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۳	۰/۳۸	۷۹۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۸	۰/۱۹	۲۴×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۱	۰/۴۲	۶۴۸×۱۰ <sup>-۳</sup>
	بلانی کریدل	۰/۸۶	۰/۵۱	۱۵۲×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱۷	۲۱۱×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۳	۰/۳۹	۴۳۹×۱۰ <sup>-۳</sup>
	فائو-پنمن-مانتیت (تنها دما)	۰/۹۳	۰/۳۸	۵۸۵×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۹	۰/۱۵	۱۸×۱۰ <sup>-۳</sup>	۰/۹۵	۰/۳۳	۴۶۹×۱۰ <sup>-۳</sup>

این مقیاس زمانی، نیز محاسبه شد که نتایج در جدول ۵ آورده شده است. آزمون معنی داری این ضریب در سطح معنی داری ۵ درصد نیز نشان داد ارتباط بین سری RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش های منتخب تبخیر-تعرق با روش مبنا کاملاً معنادار می باشد.

از آنجایی که این احتمال وجود دارد که در دوره های کوتاه تر، تفاوت هایی بین سری های RDI<sub>st</sub> وجود داشته باشد بنابراین RDI<sub>st</sub> در گام زمانی شش ماهه نیز با استفاده از مقادیر ماهانه تبخیر-تعرق به پنج روش محاسبه و با استفاده از نمایه های آماری مورد مقایسه و بررسی قرار گرفت (شکل ۶ و جدول ۵). همانطور که در شکل ۶ مشاهده می شود اگرچه سری های RDI<sub>st</sub> تولید شده با روش های منتخب تبخیر-تعرق مرجع کاملاً بر RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش مبنا منطبق نیست اما تفاوت ها بسیار اندک بوده، منجر به تغییر کلاس خشکسالی نشده است. همانطور که در جدول ۵ قابل مشاهده است بر مبنای مقادیر محاسبه شده RMSE، انحرافات بیشتر در شش ماهه اول مشاهده می شود.

در ایستگاه کرمان برای تمام روش ها مقدار RMSE در مقیاس سالانه برابر ۰/۲ بدست آمد. از آنجایی که انحراف مقادیر RMSE از مقدار صفر خیلی معنی دار نیست می توان نتیجه گرفت که تفاوت معنی داری بین RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش های بکار رفته برای بر آورد ETo با روش مبنا وجود ندارد. بر مبنای نمایه آماری MBE نیز مقادیر تقریباً معادل صفر برای تمام روش ها در دو ایستگاه شهر کرد و اهواز بدست آمد که این امر تأکیدی بر یافته فوق می باشد. بر اساس این معیار آماری، در ایستگاه بندر انزلی و کرمان به ترتیب مقادیر RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش های بلانی- کریدل و HS، بیشترین تفاوت را با سری RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش مبنا نشان دادند. در بین ایستگاه ها، بیشترین مقدار تفاوت در ایستگاه بندر انزلی و با روش بلانی- کریدل بدست آمد. در کل، در بعد عملکرد کوتاه مدت نیز سری های زمانی RDI<sub>st</sub> محاسبه شده با روش های متفاوت ETo را می توان یکسان و بدون تفاوت معنی دار با روش مبنا در نظر گرفت. از نظر شدت همبستگی، مقادیر ضریب همبستگی بدست آمده در



شکل ۶- مقادیر محاسبه شده RDI<sub>st</sub> در دو دوره شش ماهه (اکتبر-مارس و آوریل-سپتامبر) برای ایستگاه منتخب

کلی می توان بیان داشت که روش تورنت وایت در دوره زمانی فوق به طور معنی داری نتایج متفاوت از روش مینا را ارائه می دهد. بررسی میزان همبستگی سری های  $RDI_{st}$  مورد مقایسه در این مقیاس زمانی نیز نشان داد روابط بین نمایه خشکسالی محاسبه شده با روش های متفاوت تبخیر-تعرق با مقادیر  $RDI_{st}$  محاسبه شده با روش مینا کاملاً معنادار می باشد.

تحلیل و مقایسه ای مشابه برای دوره های زمانی ۳ ماهه (اکتبر-دسامبر، ژانویه-مارس، آوریل-ژوئن و ژوئیه-سپتامبر) نیز انجام شد که نتایج آماری آن در جدول ۶ آمده است. بیشترین انحرافات نسبت به  $RDI_{st}$  محاسبه شده با مقادیر تبخیر-تعرق برآورد شده با روش مینا، در ماه های ژانویه-مارس و برای روش تورنت وایت بدست آمده است لذا به عنوان یک نتیجه

جدول ۶- عملکرد نمایه های آماری مقادیر  $RDI_{st}$  محاسبه شده با روش های مختلف تبخیر-تعرق مرجع برای دوره های سه ماهه

نام ایستگاه	روش ETo	مقیاس سه ماهه											
		اکتبر-دسامبر			ژانویه-مارس			آوریل-جون			جولای-سپتامبر		
		r	RMSE	MBE	r	RMSE	MBE	r	RMSE	MBE	r	RMSE	MBE
آبواز	هارگریوز-سامانی	۰/۹۸	۰/۱۸	-۱۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۵	۱×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۵	۱×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۱	۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۸	۰/۱۹	-۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۶	۰/۲۷	۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۳	۱۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۲	۴×۱۰ <sup>-۵</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۹	۰/۱۴	-۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۵	۱۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۶	۵×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰	۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
	فالو-سپنمن-مانیت (تنها دما)	۰/۹۸	۰/۱۶	-۱۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۵	۱۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۶	-۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۱	۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
بندر انزلی	هارگریوز-سامانی	۰/۹۷	۰/۲۱	-۸۴×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۳	۵۴×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	۱۹۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۲	۱۸۹×۱۰ <sup>-۴</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۷	۰/۲۲	-۵۹۸×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۲	۰/۳۸	-۳۸۰×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۳	-۲۶۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۶	-۴۰۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۷	۰/۱۹	-۴۹۴×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۷	۰/۲۵	-۳۹۹×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۴	-۲۸۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۸	-۳۷۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
	فالو-سپنمن-مانیت (تنها دما)	۰/۹۷	۰/۲۲	-۶۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۴	۸۸×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۰	۲۰۵×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۳	۲۲۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
مریان	هارگریوز-سامانی	۰/۹۹	۰/۱۲	-۶۱×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۹	-۹۵۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۴۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۸	-۲۵۶×۱۰ <sup>-۴</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۹	۰/۳۹	-۵۱۶×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۴	۰/۳۹	-۵۱۶×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۴۱۱×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۱۱۸×۱۰ <sup>-۴</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۹	۰/۱۴	-۵۵۹×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۶	۰/۲۷	-۹۲۸×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۸	-۳۸۶×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۷	-۱۶۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
	فالو-سپنمن-مانیت (تنها دما)	۰/۹۹	۰/۱۲	-۶۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۹	-۸۳۴×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۹	-۴۳۱×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۸	-۲۶۱×۱۰ <sup>-۴</sup>
شیراز	هارگریوز-سامانی	۰/۹۸	۰/۲۳	۲۸۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۲۸	۳۶۹×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۸	۰/۱۲	۲۱۲×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۶	۱۰۳×۱۰ <sup>-۴</sup>
	تورنت وایت	۰/۹۷	۰/۲۵	۲۸×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۸۵	۰/۵۷	۹۹۶×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۵	۲۴۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۷	۹۵×۱۰ <sup>-۴</sup>
	بلانی کریدل	۰/۹۶	۰/۳۰	۲۴۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۸۳	۰/۵۶	-۱۱۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۴	۲۲۷×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۷	۹۷×۱۰ <sup>-۴</sup>
	فالو-سپنمن-مانیت (تنها دما)	۰/۹۸	۰/۲۲	۲۷۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۶	۰/۲۸	۳۴۳×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۱۲	۲۰۵×۱۰ <sup>-۴</sup>	۰/۹۹	۰/۰۶	۱۰۴×۱۰ <sup>-۴</sup>

روش ها جهت برآورد تبخیر-تعرق در محاسبه این نمایه خشکسالی در مناطق خشک و نیمه خشک می باشند.

### نتیجه گیری

پژوهش های اخیر نشان داده اند که نمایه شناسایی خشکسالی (RDI) عملکرد مناسبی در نمایش شدت خشکسالی برای نواحی نیمه خشک و خشک دارد. از آنجایی که عامل تبخیر-تعرق مرجع در محاسبه این روش استفاده می شود لذا این نمایه قادر به نمایش بیلان آب منطقه مورد بررسی می باشد

بر اساس این یافته ها، می توان چنین نتیجه گیری کرد که امکان برآورد میزان تبخیر-تعرق از تمامی روش های مورد استفاده وجود دارد اما از آنجایی که روش تورنت وایت عملکرد مناسبی در گام های زمانی ۳ ماهه نداشته لذا در محاسبه نمایه خشکسالی در مقیاس زمانی کوتاه مدت (بوژه در فصل زمستان) از این روش نباید استفاده کرد. همچنین نتایج نشان می دهند در کل، دو روش HS و PMT با توجه به نزدیکی مقادیر تولید شده تبخیر-تعرق با روش مینا، مناسب ترین



مهمترین فاکتورهای اقلیمی در برآورد شدت خشکسالی، قادر است در وجود حداقل داده‌های هواشناسی نیز نتایج قابل اعتمادی را ارائه دهد لذا در مناطقی با داده‌های محدود نیز می‌توان از این نمایه به عنوان ابزاری برای پایش خشکسالی استفاده نمود.

### منابع

1. Abramovitz, M., Stegun, I., 1965, Handbook of Mathematical Functions. National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series-55, Washington, D. C.
2. Allen R. G., 1993, Evaluation of a temperature difference method for computing grass reference evapotranspiration. Report submitted to the Water Resources Develop. and Man. Serv., Land and Water Develop. Div., FAO, Rome. 49 p.
3. Allen, R. G., Pereira, L. S., Dirk, R., Smith, M., 1998, Crop Evapotranspiration Guidelines for Computing Crop Water Requirements /FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. – Rome, Italy, p. 103–156.
4. Amirkhani, S., Chizari, M., 2010, Factors influencing drought management in Varamin Township. Third Congress of Agricultural Extension and Natural Resources, pp. 107–118.
5. Ansari, H., Davary, K., Sanaie Nejad, H., 2010, Drought Monitoring with New Precipitation and Evapotranspiration Index Based on Fuzzy Logic, Journal of Water and Soil, Vol. 24, No. 1, Mar-Apr 2010, pp. 38-52.
6. Asadi Zarch, M. A., Malekinezhad, H., Mobin, M. H., Dastorani, M. T., Kousari, M.R., 2011, Drought Monitoring by Reconnaissance Drought Index, (RDI) in Iran, Water Resour Manage 25:3485–3504.
7. Córdova, M., Carrillo-Rojas, G., Crespo, P., Wilcox, B., Céleri, R., 2015, Evaluation of the Penman-Monteith (FAO 56 PM) Method for Calculating Reference Evapotranspiration Using Limited Data,

که این امر مزیتی برای این نمایه نسبت به سایر نمایه‌های خشکسالی همچون SPI محسوب می‌گردد. با توجه به وجود روش‌های مختلف تجربی و ترکیبی برآورد تبخیر-تعرق مرجع، بررسی تاثیر نوع روش در مقادیر محاسبه شده شدت خشکسالی بدست آمده با این نمایه، اهمیت به سزایی دارد. در این راستا، در این پژوهش، چهار روش دما-مینا شامل هارگریوز، تورنت وایت، بلانی-کریدل و روش فائو-پنمن-مانتیث (تنها دما) جهت بررسی انتخاب شدند. روش فائو-پنمن-مانتیث نیز به عنوان روش مینا در نظر گرفته شد. متغیرهای هواشناسی مورد استفاده جهت محاسبه ETo از چهار ایستگاه هواشناسی کشور که به نوعی نماینده شرایط اقلیمی مناطق خیلی مرطوب، خشک و نیمه خشک ایران می‌باشند بدست آمد.

نتایج نشان داد در بین روش‌های مختلف برآورد ETo برای محاسبه RDI<sub>st</sub> در مقیاس‌های زمانی متفاوت، دو روش هارگریوز و فائو-پنمن-مانتیث (تنها دما) عملکرد بهتری داشته‌اند. در دو مقیاس زمانی سه ماهه و شش ماهه بیشترین مقدار RMSE در محاسبه RDI<sub>st</sub> با دو روش تورنت وایت و بلانی-کریدل برای اقلیم نیمه‌خشک فرا سرد (شهرکرد) بدست آمد. در کل، در سه مقیاس زمانی مورد بررسی، تاثیر معنی‌داری ناشی از انتخاب روش‌های متفاوت محاسبه ETo در مقادیر نمایه خشکسالی مشاهده نشد اگرچه دو روش HS و PMT دارای عملکرد بهتری نسبت به دو روش دیگر برآورد تبخیر-تعرق بودند. علی‌رغم نتیجه پژوهش مساعدی و قبائی سوق (۲۰۱۱) مبنی بر تغییر در فراوانی و شدت خشکسالی با تغییر روش محاسبه تبخیر-تعرق، نتایج این بررسی نشان داد که تفاوت معنی‌دار در مقادیر RDI<sub>st</sub> محاسبه شده توسط ۴ روش برآورد ETo نسبت به روش مینا وجود ندارد. ونگلس و همکاران (Vangelis et al., 2013) نیز در تحقیقی مشابه در دو ایستگاه ساحلی و کوهستانی در یونان، نشان دادند انتخاب روش تبخیر-تعرق تاثیر معنی‌داری در مقدار نمایه شناسایی خشکسالی ندارد.

این امر نشان می‌دهد که از این نمایه به عنوان یک نمایه استوار می‌توان برای ارزیابی شدت خشکسالی برای مناطق خشک و نیمه خشک بدون وابستگی به روش‌های محاسبه تبخیر-تعرق مرجع استفاده کرد. در واقع، RDI ضمن لحاظ یکی از

- temperature, *Appl. Eng. in Agric.*, 1(2):96-99.
19. IRAN: 2008/09 Wheat Production Declines Due to Drought, United States Department of Agriculture, Foreign Agricultural Service, Commodity Intelligence Report, May9, 2008.
  20. Irmak, A., *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*, 2012, InTech.
  21. Jabloun, M., Sahli, A., 2008, Evaluation of FAO-56 methodology for estimating reference evapotranspiration using limited climatic data: applications to Tunisia. *Agricultural Water Management* 95, 707-715.
  22. Jacovides C.P., Kontoyiannis H., 1995, Statistical procedures for the evaluation of evapotranspiration computing models, *Agricultural Water Management* 27(3-4):365-371.
  23. Jamali, Z., Khorani, A., Study of dry and wet periods using Reconnaissance Drought Index in Hormozgan province, 2014, *Extension and Development of Watershed Management*, Vol. 2, No. 4, Spring 2014.
  24. Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G., 1990, *Evapotranspiration and irrigation water requirement*, ASCE Manual and Reports on Engineering Practices, American Society, Civil Engrs, New York, NY, 360 pp.
  25. Karamouz, M., Araghinejad, S.H. (2005). *Advanced hydrology*. Amirkabir University of Technology. Tehran polytechnic Press, 460pp., (In Persian).
  26. Keyantash, J., Dracup, J. A., 2002, The Quantification of Drought Indices, *American Metrological Society*, 83(8), 1167-1180.
  27. Khalili, A., Bazrafshan, J., 2009, Evaluation of drought duration risk using annual secular precipitation data in ancient stations of Iran, *Iranian Journal of Geophysics*. Vol. 2, No. 2, pp. 13-23.
  28. Khalili, D., Farnoud, T., Jamshidi, H., Kamgar-Haghighi, A., Zand-Parsa, S., 2011, Comparability Analyses of the SPI and RDI Meteorological Drought Indices in Different Climatic Zone, *Water Resour Manage.* 25:1737-1757.
  29. Kwon, H., Choi, M., 2011, Error assessment of climate variables for Mountain Research and Development (MRD), 35(3):230-239.
  8. Doorenbos J., Pruitt, W.O., 1977, Guidelines for predicting crop water requirements. FAO irrigation and drainagem paper, 24.
  9. Droogers P, Allen, R. G., 2002, Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrig. Drain. Syst.* 16(1): 33-45.
  10. Epule, T.E., Peng, C., Lepage, L., 2015. Environmental refugees in sub-Saharan Africa: a review of perspectives on the trends, causes, challenges and way forward. *GeoJournal*, 80:79-92.
  11. Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1986, *Irrigation Water Management: Irrigation Water Needs*. Training manual no. 3, via delle Terme di Caracalla, 00100 Rome, Italy.
  12. Gemenne, F., 2011. Climate-induced population displacements in a 4°C+ world. *Philos Trans A Math Phys Eng Sci.*, 13;369 (1934):182-95
  13. Ghamghami, M., Bazrafshan, J., 2013, Prediction of meteorological drought conditions in Iran using Markov chain model, *JOURNAL OF SOIL AND WATER RESOURCES CONSERVATION*, Vol. 1. No.3. pp 1-12.
  14. Hargreaves G. H., Samani, Z. A., 1982, Estimating Potential Evapotranspiration, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108: 225-230.
  15. Hargreaves, G. H., Allen, R. G., 2003, History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 1, 29(1): 53-63.
  16. Hargreaves, G.H., 1994, Simplified coefficients for estimating monthly solar radiation in North America and Europe. Departmental Paper, Dept. of Biol. And Irrig. Eng., Utah State University, Logan, Utah.
  17. Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1982, Estimating potential evapotranspiration, Tech. Note, *J. Irrig. and Drain. Engrg.*, ASCE, 108(3):225-230.
  18. Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985, Reference crop evapotranspiration from

39. Sentelhas, C., Gillespie, T. J., Santos, E. A., 2010, Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management* 97: 635–644.
40. Sepaskhah, A. R., Razzaghi, F.H., 2009., Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semiarid region of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 55: 1, 51- 6.
41. Shahabfar, A., Eitzinger J., 2008, Spatial and temporal analysis of drought in Iran by using drought indices, *European Meteorological Society (EMS), 7th European Conference on Applied Climatology (ECAC) (EMS2008)*, Amsterdam, The Netherlands, SEP 29th–OCT 3rd, 2008
42. Sharifan, H., Ghahreman, B., Alizadeh, A., Mir-latifi, S. M., 2006, Comparison of the different methods of estimated Reference Evapotranspiration (Compound and Temperature) with standard method and analysis of aridity effects, *J. Agric. Sci. Natur. Resour.*, Vol. 13(1), Apr-May 2006.
43. Stagge, J. H., Tallaksen, L M., Chong, Yu, X., Lanen, H. V., 2014, Standardized precipitation-evapotranspiration index (SPEI): Sensitivity to potential evapotranspiration model and Parameters, *Hydrology in a Changing World: Environmental and Human Dimensions Proceedings of FRIEND-Water 2014*, Montpellier, France, October 2014 (IAHS Publ. 363, 2014).
44. Thom, H. C. S., 1966, Same methods of climatological analyses. *World Meteorological Organization*, Geneva, 53p, WMO, 199; TP, 103; Technical note 81.
45. Tigkas, D., 2008, Drought Characterization and Monitoring in Regions of Greece, *European Water* 23/24: 29-39,
- FAO-56 reference evapotranspiration, *Meteorology and Atmospheric Physics* 112(1–2): 81–90.
30. McKenney, M. S., Rosenberg, N. J., 1993, Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change, *Agricultural and Forest Meteorology*, 64: 81-110.
31. Mohan S., Arumugam, N., 1996, Relative importance of meteorological variables in evapotranspiration: Factor analysis approach, *Water Resour. Manage.*, 10: 1–20.
32. Mosaedi, A., Ghabaei Sough, M., 2011, Evaluation the effects of evapotranspiration estimations methods on drought frequency according to Reconnaissance Drought Index (RDI), *International Conference on Drought Management Strategies in Arid and Semi-Arid Regions*, Muscat, Sultanate of Oman, 11-14 December 2011.
33. Nandagiri, L., Koor, G.M., 2006, Performance Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations across a Range of Indian Climates, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 132(3).
34. Penman, H. L., 1948, Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London* A193:120-146.
35. Rahimi, J., Ebrahimpour, M., Khalili, A., 2013, Spatial changes of Extended De Martonne climatic zones affected by climate change in Iran, *Theor Appl Climatol* (2013) 112:409–418.
36. Raziei T, Saghafian B, Paulo AA, Pereira LS, Bordi, I., 2009, Spatial patterns and temporal variability of drought in western Iran. *Water Resour Manag* 23:439–455.
37. Samani Z., 2000, Estimating solar radiation and evapotranspiration using minimum climatological data. *J Irrig Drain Engin.* 126(4):265–267.
38. Samani ZA, Pessarakli M., 1986, Estimating potential crop evapotranspiration with minimum data in Arizona. *Trans. ASAE* (29): 522–524.

46. Todorovic, M., M., Karic, B., Pereira, L. S., 2013, Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates, *Journal of Hydrology* 481 (2013) 166-176.
47. Tsakiris, G. and Vangelis, H., 2005, Establishing a drought index incorporating evapotranspiration, *European water*, 9-10: 3-11
48. Tsakiris, G., 2008, Uni-dimensional Analysis of Droughts for Management Decisions, *EWA, European Water* 23/24:3-11, 2008.
49. Tsakiris, G., Pangalou, D., Vangelis, H., 2007, Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI), *Water Resources Management* 21:821-833.
50. UN, 2001, 33 countries face exceptional food emergencies, Press Release, Lexis-Nexis, July 3, 2001, 2. Hoerling, M., Schubert, S., Mo, K.C., 2013, An Interpretation of the Origins of the 2012 Central Great Plains Drought Assessment Report
51. Vangelis, H., Tigkas, D., Tsakiris, G., 2013, The effect of PET method on Reconnaissance Drought Index (RDI) calculation, *Journal of Arid Environments*, 88: 130-140.
52. Wilhite, D.A., 2000. *Drought: A Global Assessment*, Routledge, London, UK.
53. Zehtabian1, G., Karimi, K., Nakhaee nezhad fard, S., Mirdashtvan, M., Khosravi, H., 2013, Comparability Analyses of the SPI and RDIMeteorological Drought Indices in South Khorasan province in Iran, *International journal of Advanced Biological and Biomedical Research*, Vol. 1 (9): 981-992.