

## ارزیابی شاخص خشکسالی فیزیک مبنای تقاضای تبخیری در اقلیم‌های مختلف ایران

اعظم عربی یزدی<sup>۱</sup>، سید حسین ثنائی نژاد<sup>۲\*</sup>، عباس مفیدی<sup>۳</sup>

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

۲- دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استادیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات، دانشگاه فردوسی مشهد

### چکیده

دسترسی به ابزاری که بتواند بر اساس پویایی روابط بین سطح زمین و جو و نه لزوماً بارش و دمای هوا، خشکسالی‌های کشاورزی و هیدرولوژیکی را اندازه‌گیری کند و آگاهی‌های زودهنگام را جهت اتخاذ تصمیم‌گیری‌های مدیریتی ارائه دهد، ضروری است. در این راستا، نیاز به انواع داده‌های شبکه‌بندی شده‌ای است که بتواند کمبودهای شبکه غیر یکنواخت داده‌های زمینی یا محدودیت‌های داده‌های ماهواره‌ای را جبران نماید. مفهوم تقاضای تبخیری جو (EDDI) نشانگر تشنگی جو است و بر اساس محرک‌های اقلیمی فیزیکی دمای هوا، سرعت باد، تابش خورشیدی و رطوبت به راحتی و در زمان نزدیک به واقعی قابل دسترس است. در این تحقیق به منظور برآورد شاخص خشکسالی تقاضای تبخیری در شرایط مختلف اقلیمی ایران، از داده‌های شبکه‌بندی شده تحلیل مجدد مدل ERA-Interim از پایگاه ECMWF طی سال‌های ۲۰۱۷-۱۹۷۹ استفاده شد و توانایی این شاخص در پایش خشکسالی هیدرولوژیکی در برابر شاخص‌های رایج خشکسالی SPI و SPEI مورد ارزیابی قرار گرفت. ضرایب همبستگی قوی و معنی‌دار در مقیاس‌های ماهانه، فصلی و سالانه بین شاخص EDDI با SPEI مبین نقش مهم تبخیر تعرق در پایش خشکسالی در مناطق خشک و نیمه خشک است و می‌تواند ضعف شاخص SPI در مناطق کم بارش را جبران کند. این شاخص توانایی پایش خشکسالی‌های کوتاه مدت و ماندگار را زودتر از دیگر شاخص‌های رایج نظیر SPI و SPEI دارد که این شاخص را پیشرو می‌کند. شاخص EDDI ابزاری آسان برای اجرای هشدار زودهنگام عملیاتی و کنترل طولانی مدت خشکسالی هیدرولوژیکی است. همچنین با پایش در هر مقیاس زمانی (به طور مثال فصلی) می‌توان از نتایج آن برای پایش آگاهی دوره‌های طولانی‌تر (سالانه یا چند ساله) استفاده نمود و شکاف بین پایش بینی‌های کوتاه مدت و فصلی را جبران می‌کند.

**کلید واژه‌ها:** خشکسالی ماندگار، شاخص تقاضای تبخیری جو، خشکسالی سریع، پیش بینی بین فصلی، ECMWF.

## مقدمه

گرفته است (چن و سان، ۲۰۱۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۶؛ وانگ کیو و همکاران، ۲۰۱۵؛ یو و همکاران، ۲۰۱۴). نیاز رو به رشدی برای ادامه توسعه معیارهای خشکسالی فیزیک مبنای وجود دارد که بتواند بازخوردهای جو- سطح زمین مستقل از بارش را دریافت کرده و هشدارهای کافی را در این زمینه ارائه دهد. خشکسالی‌های کشاورزی و هیدرولوژیکی نمایانگر تقاضای تبخیری جو هستند (هاینز و همکاران، ۲۰۱۶). تقاضای تبخیری جو، حداکثر مقدار تبخیر تعرق با فرض رطوبت نامحدود و شرایط جوی محیط است. تقاضای تبخیری، از متغیرهای هواشناسی و تابشی مشاهده و یا تخمین زده می‌شود، اما هنوز موانع بسیاری در استفاده کاربردی از آن و در سناریوهای آب و هوایی آینده باقی مانده است. ارائه شاخصی که بتواند نشانگر پویایی تبخیری خشکسالی باشد و ارتباط بین تقاضای تبخیر اتمسفر (E0) و تبخیر تعرق واقعی (ET) را نشان دهد مورد نیاز است. زیرا E0 به صورت فیزیکی تغییرات واداشت‌های همرفتی و تابشی را ترکیب کرده و بواسطه بازخوردهای سطح زمین و جو دسترسی به آب را نشان می‌دهد. در تلاش برای تکمیل و غلبه بر برخی از محدودیت‌های شاخص‌های رایج، شاخص خشکسالی تقاضای تبخیری (EDDI)، بر پایه برآورد فیزیکی تبخیر تعرق پتانسیل توسط هاینز و همکاران در سال ۲۰۱۶ معرفی شده است که در آن سیگنال‌های خشکسالی بواسطه پاسخ تقاضای تبخیری جو نسبت به آنومالی‌های خشک شدن سطح اندازه‌گیری می‌شود. این شاخص اولین شاخص خشکسالی برپایه تبخیر تعرق پتانسیل فیزیکی است و برای تأمین خلأ پایش دینامیکی خشکسالی ناشی از مولفه‌های آئرو دینامیکی (دمای هوا، سرعت باد، رطوبت) و تابشی (تابش خورشیدی و دما) تبخیر تعرق مرجع ارائه شده است (مک ایوی و همکاران، ۲۰۱۶). در منطقه خشک میزان رطوبت پایین است و بالتبع میزان تبخیر تعرق نیز کاهش و گرمای محسوس افزایش می‌یابد. با افزایش دما و کاهش رطوبت لایه مرزی، بواسطه افزایش میزان کمبود فشار بخار منجر به افزایش قدرت خشک شدن هوا و در نتیجه افزایش E0 می‌شود. در منطقه مرطوب برعکس مناطق خشک، سهم کمی از انرژی موجود صرف گرمای محسوس می‌شود و افزایش ناچیزی در دمای هوا، کمبود فشار بخار و یا قدرت خشک شدن هوا دارد، لذا

خشکسالی فرآیندی پیچیده، طبیعی و از عوامل اصلی خسارت در حوزه‌های کشاورزی، اقتصاد، محیط‌زیست و اجتماع است (برتون و همکاران، ۱۹۷۸؛ ویلهایت و گلاتنز، ۱۹۸۵؛ ویلهایت، ۱۹۹۳). تاثیرپذیری خشکسالی از عوامل مختلف اقلیمی، مانع از آن است تا بتوان تعریف روشن و جامعی از آن ارائه نمود. تعیین دقیق زمان شروع و پایان خشکسالی دشوار است و این امر برآورد اثرات و خسارات خشکسالی را تا حد زیادی دشوار می‌کند. طبیعت ذاتی خشکسالی به گونه‌ای است که تعیین زمان آغاز، گسترش و خاتمه آن مشکل است و این مسئله ضرورت انجام پایش گسترده و ایجاد یک نظام هشدار و پایش آگاهی را در مناطق مستعد خشکسالی نشان می‌دهد. پایش خشکسالی یکی از فاکتورهای مهم و کلیدی در مدیریت ریسک به ویژه در مناطق مستعد و در معرض خطر خشکسالی است (حجازی-زاده و همکاران، ۱۳۸۹). پایش دقیق و قابل اطمینان از خشکسالی برای اقدامات کاهش آسیب پذیری‌های اجتماعی ناشی از آن ضروری است. تعیین کمی ویژگی‌های شدت، بزرگی و تداوم خشکسالی به صورت عینی بسیار مشکل است. از این رو تلاش زیادی برای توسعه روش‌های واکاوی و پایش خشکسالی صورت گرفته است که شاخص‌های عینی بیشترین سهم را داشته‌اند. اما با توجه به مفهوم ذهنی خشکسالی، تعریف یک شاخص واحد و جهانی برای آن بسیار مشکل است (هیم، ۲۰۰۲). در سال‌های متمادی تلاش‌های زیادی برای معرفی، توسعه یا بهبود برای بیش از ۱۰۰ شاخص خشکسالی صورت گرفته است (دو پیسانی و همکاران، ۱۹۹۸؛ کیانتاش و دراکوژ، ۲۰۰۲؛ گنزالس و والدز، ۲۰۰۶؛ ولز، ۲۰۰۳؛ تسایگیز و همکاران، ۲۰۰۷؛ زرگر و همکاران، ۲۰۱۱). به طور فیزیکی خشکسالی بصورت کاهش شار و ذخیره رطوبت ظاهر می‌شود، که در خشکسالی هواشناسی بر بارش، در خشکسالی کشاورزی بر تبخیر تعرق و رطوبت خاک و در خشکسالی هیدرولوژیکی بر کاهش ذخیره و رواناب سطحی نمود پیدا می‌کند (هاینز و همکاران، ۲۰۱۶). توسعه، تکامل و توزیع زمانی- مکانی خشکسالی‌های ماندگار در بسیاری از مناطق جهان با استفاده از شاخص‌های SPI، PDSI و SPEI مورد بررسی قرار

در مقیاس‌های زمانی مختلف برای مناطق اقلیمی گوناگون کشور ضروری به نظر می‌رسد.

در ایران و همچنین در سایر کشورهای جهان سوم، ضعف در سیستم‌های جمع‌آوری داده، دیدبانی، سیستم‌های هشدار دهنده و سیستم‌های پردازش داده، سبب آسیب‌پذیری بیشتر و روزافزون در بخش کشاورزی، اقتصادی و هیدرولوژیکی شده است. تنوع مکانی ایستگاه‌های هواشناسی منجر به عدم دسترسی به داده‌های مختلف اقلیمی در مناطق فاقد ایستگاه شده است. برای پایش روند متغیرهای اقلیم‌های آبی داده‌های ایستگاه‌های دارای سوابق طولانی بسیار مهم هستند. (وایتفیلد و همکاران، ۲۰۱۲؛ برن و همکاران، ۲۰۱۲). داده‌های شبکه‌بندی شده پارامترهای بارش و دما به طور متداول موجود است و می‌تواند فقدان داده در مناطق بدون ایستگاه‌های زمینی و یا با تراکم کم را نیز به خوبی پوشش دهد. منابع داده‌های تجزیه و تحلیل مجدد اتمسفر محصولی است که طی یک دهه اخیر مورد توجه فزاینده‌ای قرار گرفته است و می‌تواند نگرانی‌های کاهش ایستگاه‌های آب و هوایی سطحی را جبران کند (بک و همکاران، ۲۰۱۹). این نوع داده‌ها طیف گسترده‌ای از اطلاعات اندازه‌گیری شده و سنجش از دور را در یک مدل عددی پویای فیزیکی ترکیب می‌کند و از تجزیه و تحلیل مدل پیش‌بینی آب و هوایی استفاده می‌کند که در آن ترکیب داده‌ها به نحوی است که مدل را به سمت نزدیکترین حالت فعلی ممکن جو سوق می‌دهد (مصطفی و همکاران، ۲۰۱۹). داده‌های تحلیل مجدد این مزیت را دارند که تعداد زیادی متغیر را نه تنها در سطح زمین بلکه در سطوح مختلف عمودی اتمسفر ایجاد می‌کنند. از آنجا که در تولید داده‌های تحلیل مجدد از انواع داده‌ها در سطوح مختلف جو و اقیانوسی استفاده می‌شود، لذا در برآورد داده‌های سطحی به تراکم شبکه داده‌های زمینی متکی نیست. در حال حاضر مراکز مختلفی داده‌های تحلیل مجدد را در طیف‌های زمانی و مکانی مختلف ارائه می‌دهند (لیندسی و همکاران، ۲۰۱۴؛ چاندهاری و همکاران، ۲۰۱۳). کاربردهای مختلف محیطی و هیدرولوژیکی این نوع داده‌ها در مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای و پیش‌بینی‌های آب و هوایی گزارش شده است (چن و همکاران، ۲۰۱۸؛ رافالت و همکاران، ۲۰۱۷؛ امرتون و همکاران، ۲۰۱۷؛ ایسو و همکاران، ۲۰۱۷؛ بک و همکاران، ۲۰۱۷). پژوهشگران

افزایش کوچکی در  $E0$  نسبت به  $Ew$  (نرخ تئوری تبخیر تعرق در محیط‌های وسیع مرطوب) رخ می‌دهد. در شرایطی که رطوبت کاملاً در دسترس است، تبخیر تعرق در بالاترین نرخ خود اتفاق می‌افتد و تقاضای تبخیری جو ( $E0$ ) به حد  $Ew$  می‌رسد. بسته به این‌که در یک منطقه میزان رطوبت یا انرژی محدودیت داشته باشد، تقاضای تبخیری جو می‌تواند در تعیین تبخیر تعرق آن منطقه نقش مهمی داشته و یا اینکه از آن تاثیر بپذیرد. تبخیر تعرق نشان‌دهنده انتقال رطوبت از سطح به جو است و تقاضای تبخیری جو، نشان‌دهنده تقاضای جو به تبخیر تعرق است. در مناطق با رطوبت قابل دسترس و بدون محدودیت آبی، میزان تبخیر تعرق تا بالاترین حد تقاضای تبخیری جو افزایش می‌یابد. اما در شرایط محدودیت آبی، تحت تاثیر بازخوردهای زمین-جو تبخیر تعرق بر تقاضای تبخیری جو (در جهت مخالف و یا مکمل) حاکم می‌شود (هابینز، ۲۰۰۴) و آن را تحت تاثیر قرار می‌دهد. هابینز و همکاران (۲۰۱۶) دو بازخورد فیزیکی مهم بین  $E0$  و  $ET$  را در رابطه با شاخص  $EDDI$  ارائه نمودند. شاخص  $EDDI$  خشکسالی را با توجه به پاسخ تقاضای تبخیری جو به ناهنجاری‌های خشک شدن سطح اندازه می‌گیرد. فرایند خشک شدن از دو رابطه مشخص بین سطح زمین-جو تبعیت می‌کند. (۱) رابطه موازی (هم راستای)  $ET$  و  $E0$  در نتیجه افزایش انرژی در دسترس که منجر به محدودیت رطوبت در سطح می‌شود. (۲) رابطه مکمل تحت شرایط محدودیت آب (خشکسالی) که در آن  $ET$  و  $E0$  در دو جهت مخالف تغییر می‌کنند و کاهش  $ET$  و افزایش  $E0$  را به دنبال دارد. پایه فیزیکی شاخص  $EDDI$  بر اساس برهم‌کنش موازی و مکمل بین تبخیر تعرق و تقاضای تبخیری جو در هر دو نوع خشکسالی سریع و ماندگار است که بسته به اقلیم آبی، روابط فیزیکی بین خشکسالی و تقاضای تبخیری نیز دربرگیرنده برهم‌کنش‌های موازی و مکمل است. شاخص  $EDDI$  هشدار اولیه توسعه خشکسالی را فراهم می‌کند (اندرسون و همکاران، ۲۰۱۱؛ اوتکین و همکاران، ۲۰۱۵) و برای هر دو نوع خشکسالی سریع (۱، ۲، ۳... ۱۲ هفته) و ماندگار (۱، ۲، ۴۸ ماه) مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنا بر آنچه گفته شد ارزیابی کاربرد شاخص فیزیک مبنای خشکسالی ( $EDDI$ ) در کنار شاخص‌های دیگر خشکسالی

بدست آمده از ماهواره‌های هواشناسی، خطوط کشتیرانی بین المللی و هواپیمایی و با در نظر گرفتن رابطه فیزیکی-دینامیکی بین جو و اقیانوس و اثر توپوگرافی پیچیده کره زمین و توزیع دریاها، اقیانوس‌ها و جنگل‌ها به پیش‌بینی حرکات جوی و متغیرهای مختلف مانند فشار، باد و ... در طی زمان می‌پردازند. در تولید داده‌های واکاوی از ترکیب داده‌های بدست آمده از پیش‌بینی مدل و داده‌های مشاهده‌ای استفاده می‌شود. پیش‌بینی‌های مدل که به عنوان تخمین اولیه نامیده می‌شود براساس داده‌های ورودی به مدل و رابطه ریاضی تعریف شده برای مدل به دست می‌آید(دی و همکاران، ۲۰۱۱). این داده‌ها نقش و اثر داده‌های مشاهداتی را در برمی‌گیرند و با گذشت زمان خطای پیش‌بینی در مقایسه با داده‌های مشاهداتی کم‌تر می‌شود(دی و همکاران، ۲۰۱۱). داده‌های ERA-Interim از پایگاه ECMWF از نوع ترکیب داده است و از انواع داده‌های مشاهدات سطح زمین، رادیوسوندها، اندازه‌گیرهای با بالون، نیمرخ‌های هوانوردی و ماهواره‌های تابشی، طیف سنج و ارتفاع سنج ماهواره‌ای ERS، سنجنده‌های نوآ، سنجنده‌های تهیه نقشه مجموع ازن TOMS، اشعه ماوراء بنفش خورشید SBUV و ... استفاده می‌کند(رضیعی، ۱۳۹۴). تجزیه و تحلیل داده‌های نسخه Interim-ERA چهار بار در روز برای ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ به وقت گرینویچ انجام می‌گیرد. این داده‌ها از سایت ECMWF Public Datasets web interface قابل بارگیری است. همانطور که در شکل (۲) نشان داده شده است پیش‌بینی‌ها در ساعت ۰۰:۰۰ و ۱۲:۰۰ با گام‌های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ساعته انجام می‌شود. لذا در مرحله  $step=0$  پیش‌بینی در دسترس نیست و  $step=0$  مقادیر تجزیه و تحلیل را نشان می‌دهد. محصولات ERA-Interim به طور معمول یک بار در هر ماه با یک تاخیر دو ماه برای تضمین کیفیت و اصلاح مشکلات فنی تولید، به‌روز می‌شود. برخی از متغیرها مانند بارش و تابش خورشیدی از نوع تجمعی (۲۴ ساعته) بوده و برخی مانند دمای حداقل و حداکثر از نوع میانگین روزانه است. داده‌های شبکه‌بندی شده در دوره اقلیمی (۲۰۱۷-۱۹۷۹) در مقیاس ۱۲ ساعته در محدوده مورد مطالعه دریافت شده است که به مقیاس روزانه تبدیل شده است. داده‌های موجود

مختلفی به بررسی داده‌های واکاوی پایگاه‌های داده نظیر ECMWF، CRU، NCEP/NCAR در مناطق مختلف و برای متغیرهای مختلف اقلیمی پرداخته‌اند که نشان می‌دهد تولیدات پایگاه ERA-Interim بهترین عملکرد را در بین محصولات تحلیل مجدد پارامترهای اقلیمی در بردارد(سان و همکاران، ۲۰۱۸؛ بک و همکاران، ۲۰۱۷؛ الف؛ ایسو و همکاران، ۲۰۱۷ و ۲۰۱۶). ضرورت دسترسی به داده‌های آب و هوایی شبکه‌بندی شده در پهنه کشور ایران جهت انجام تحقیقات و مطالعات و اخذ تصمیمات مدیریتی و سیاست‌گذاری در حوزه‌های منابع آب، اقلیم و کشاورزی حائز اهمیت است و می‌تواند نقص و کمبود آمار و اطلاعات در مناطق فاقد ایستگاه‌های زمینی و یا با دوره‌های آماری ناقص را پوشش دهد. همچنین این نوع داده‌ها می‌تواند در پیش‌بینی پدیده‌های آب و هوایی و اقلیمی نیز کمک شایانی داشته باشد که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است.

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

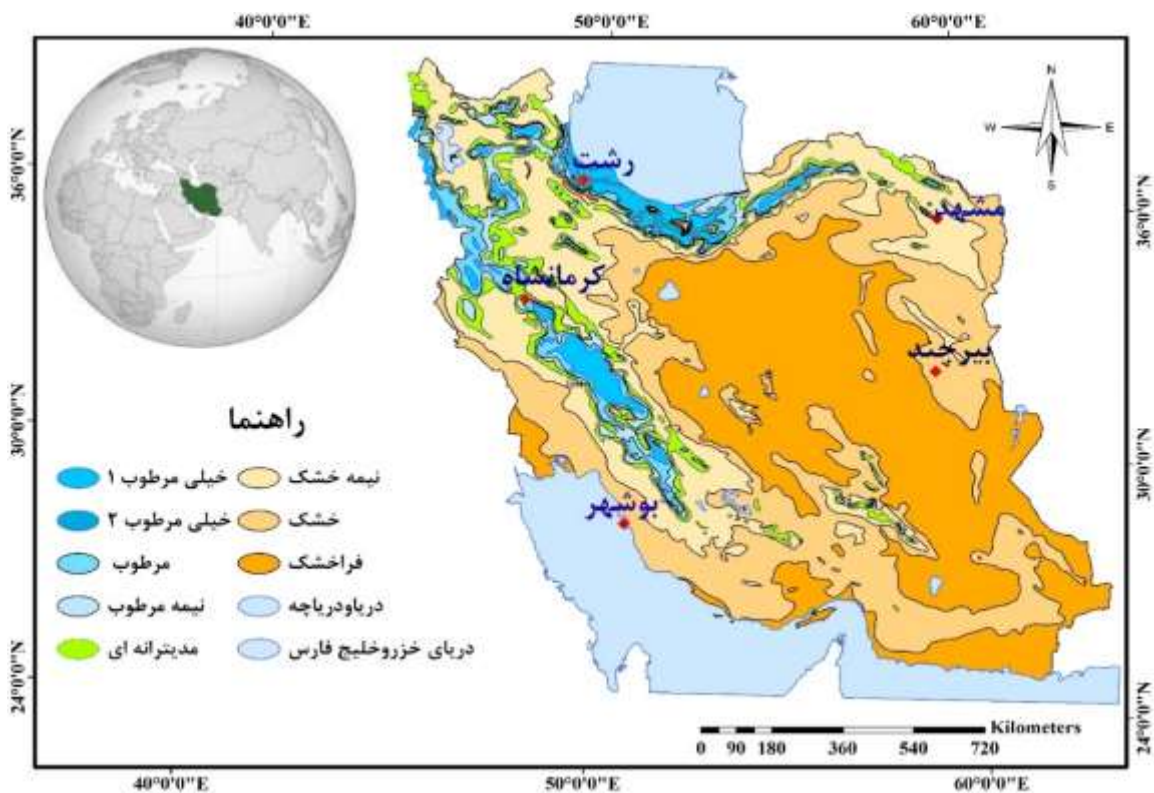
کشور ایران با وسعت ۱،۶۴۰،۱۹۵ کیلومتر مربع در نیمه جنوبی منطقه معتدل شمالی بین ۰۳'، ۲۵° و ۴۷'، ۳۹° عرض شمالی از خط استوا و ۱۴'، ۴۴° و ۲۰'، ۶۳° طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد. حدود ۹۰ درصد از خاک کشور در محدوده فلات ایران واقع شده است. پهنه بندی اقلیمی کشور ایران در شکل ۱ نشان داده شده است. در این تحقیق بازه ۶۴-۴۴ درجه طول جغرافیایی و ۴۰-۲۵ درجه عرض جغرافیایی مورد بررسی قرار گرفته است.

### داده‌های مورد نیاز

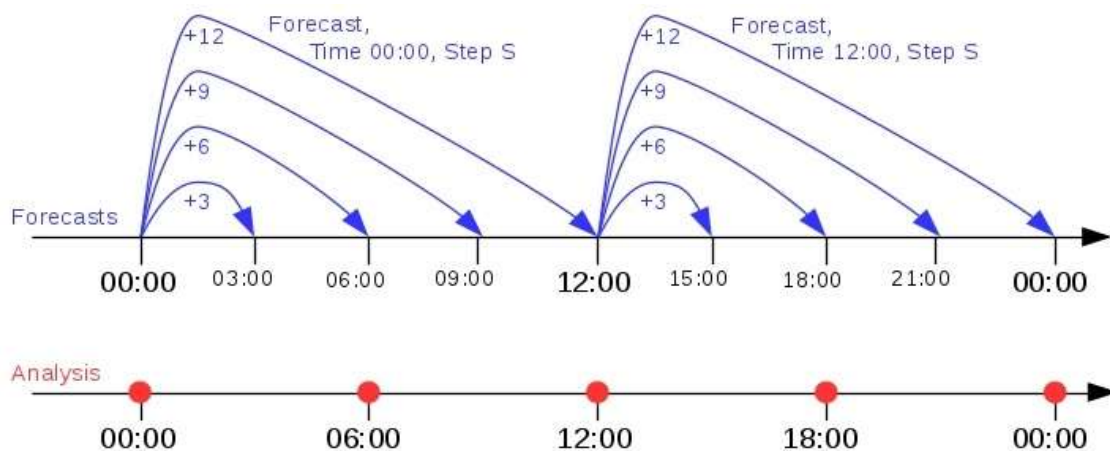
پایگاه داده ERA-Interim در سال ۲۰۰۶ با به‌کارگیری تحلیل‌هایی با چهار بعد متغیر، اصلاح تحلیل‌های متغیر رطوبت، رفع و کاهش میزان اریبی و خطا در داده‌های ماهواره‌ای و بهبود روش‌های کنترل داده‌ها مجموعه داده‌ای خود را تولید کرده است. این مدل‌ها با بهره‌گیری از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی سراسر کره زمین (ایستگاه‌های همدیدی، بویه‌های دریایی، ایستگاه‌های جو بالا)، داده‌های

تابش خورشیدی، رطوبت نسبی، دمای نقطه شبنم، آبی‌دو و بارش می‌باشد. فرایند تصویری (شکل ۳) نحوه دسترسی به داده‌ها و نمونه اسکرپیت به زبان پایتون به منظور دریافت داده‌های تحلیل مجدد از سایت مزبور در پیوست ارائه شده است.

در پایگاه ECMWF به فرمت Netcdf و از نوع خود توصیف (Self Descriptive File) می‌باشد. مجموعه داده‌ها با قدرت تفکیک مکانی مختلف از ۰/۱۲۵ درجه، ۰/۲۵، ۰/۵، ۰/۷۵ الی ۱ درجه موجود است که در این تحقیق قدرت تفکیک مکانی ۰/۵×۰/۵ درجه انتخاب گردید. مجموعه داده‌های مورد نیاز شامل دما، فشار هوا، سرعت باد،



شکل ۱- پهنه‌بندی اقلیمی در ایران (مآخذ: سازمان جنگل‌ها و مراتع کشور)



شکل ۲- فرایند انجام تحلیل و پیش‌بینی داده‌ها در پایگاه ERA\_Interim

Dataset	Time period	Atmosphere	Atmospheric composition	Ocean waves	Ocean sub-surface	Land surface	Sea ice	Observation Feedback Archive	Download using MARS-w interface
ERA5	1979-present	✓		✓		✓			Get ERA5 from the Climate Store
ERA-Interim	1979-August 2019	✓		✓		✓		Expected soon...	Download ERA-Interim
ERA-Interim/Land	1979-2010					✓			Download ERA-Interim
CERA-SAT	2006-2016	✓		✓	✓	✓	✓	✓	Download CERA-SAT
ERA-20C	1901-2010	✓		✓	✓	✓	✓	✓	Download ERA-20C
ERA-20CM	1900-2010	✓		✓	✓	✓	✓	✓	Download ERA-20CM
ERA-20L	1900-2010	✓		✓	✓	✓	✓	✓	Download ERA-20L

شکل ۳- نمایی از صفحه سایت ECMWF

تابع توزیع تجمعی تجربی  $p(x)$  احتمال رخ دادن یافته‌های کوچکتر یا مساوی  $x$  را با رابطه (۲) نمایش می‌دهد:

$$p(x) \approx Pr\{X = x\} \quad (2)$$

که در آن:

$X$ : متغیر تصادفی عمومی و یا آینده دلخواه تصادفی و  $x$  مقدار ویژه کمیت تصادفی است که به آن نسبت می‌دهیم. در توزیع فراوانی تجمعی مقادیر  $X(i)$  را رتبه بندی کرده و مقدار  $p(x)$  تخمین زده می‌شود که از آن به "موقعیت‌های ترسیمی" یاد شده است و نشان‌دهنده استفاده تاریخی آن‌ها به صورت ترسیمی در مقایسه با توزیع تجربی همراه با توابع پارامتری پیشنهادی است. مک ایوی و همکاران (۲۰۱۶) دریافته‌اند که موقعیت ترسیمی توکی با توجه به حجم نمونه آماری (۳۷ سال) مقادیر واقعی‌تر را تولید کرده است. همچنین فرهمند و آقا کوچک (۲۰۱۵) پیشنهاد دادند روش موقعیت ترسیمی در شرایط مقایسه چندین شاخص استاندارد شده خشکسالی انسجام و سازگاری بیشتری را حفظ می‌کند. در این گام با توجه به نتایج خروجی مدل تدوین یافته، توابع توزیع احتمالات تجربی ناپارامتریک مختلف بر داده‌های پژوهش برازش داده شد که از بین موقعیت‌های ترسیمی توکی، گرین گورتن و هاسکینگ-والیس، تابع موقعیت ترسیم گرین گورتن، بهترین نتایج را در محاسبات شاخص EDDI در برداشت و برای انجام ادامه کار انتخاب گردید.

$$P(E_{0i}) = \frac{i-0.44}{n+0.12} \quad (3)$$

## روش انجام تحقیق

با استفاده از معادله تبخیر تعرق استاندارد شده (ASCE)، میزان تبخیر تعرق مرجع در هر نقطه شبکه (۱۲۷۰ گره) برآورد شده است. معادله (۱) ترکیبی وزنی از دو جمله مهم است: یک ترم تابشی که منعکس کننده انرژی قابل دسترس در سطح تبخیر است و ترم فرارفتی که منعکس کننده توانایی هوای گذرا به جذب و حمل رطوبت تبخیر شده است.

$$E_0 = \frac{0.408\Delta}{\Delta + \gamma(1 + C_d U)} + (R_n - G) \frac{86400}{10^6} + \frac{\gamma C_n}{\Delta + \gamma(1 + C_d U)} U \frac{e_{sat} - e_a}{10^3} \quad (1)$$

که در آن:

$E_0$ : تقاضای تبخیری اتمسفر،  $(mm\ day^{-1})$ ،  $\Delta$ : شیب منحنی فشار بخار اشباع-دما در ۲ متری  $(Pa\ K^{-1})$ ،  $\gamma$  ثابت سایکرومتری  $(Pa\ K^{-1})$ ،  $U$ : سرعت باد در ارتفاع ۲ متری  $(m\ s^{-1})$ ،  $R$ : تابش طول موج کوتاه خالص دریافتی  $(W\ m^{-2})$ ،  $G$ : شار حرارتی رو به پایین زمین  $(W\ m^{-2})$ ،  $e_a$  و  $e_{sat}$ : فشار بخار اشباع و واقع  $(Pa)$ ،  $C_n$   $(Kmms^3Mg^{-1}day^{-1})$  و  $C_d$   $(sm^{-1})$  "ثابت صورت کسر" و "ثابت مخرج کسر"، به ترتیب، با ارزش‌های تعریف شده در آلن و همکاران (۲۰۰۵)؛ که برابر است با:  $C_n=1600$  و  $C_d=0.38$  در نظر گرفته شده است. فرض شرایط مرجع در انجام این تحقیق در نظر گرفته شده است: در شرایط مرجع محصول یونجه با ارتفاع ۰/۵ متر، رشد کامل و سایه کامل با ضریب آلبیدو ۰/۲۳ و مقاومت سطحی  $45sm^{-1}$  لحاظ شده است.

مدل تدوین یافته، توابع توزیع احتمالات تجربی مختلف با استفاده از روابط موقعیت ترسیمی بر داده‌های پژوهش برازش داده شد که از بین توابع، تابع موقعیت ترسیمی هاسکینگ و والیس، بهترین نتایج را در محاسبات شاخص SPEI در برداشت و برای انجام ادامه کار انتخاب گردید. مقدار F از تابع تجربی هاسکینگ و والیس (۱۹۹۰) محاسبه می‌شود:

$$F_i = \frac{i - 0.35}{N} \quad (۶)$$

شاخص SPI برای پایش خشکسالی در سال ۱۹۹۳ بر اساس احتمالات بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف ارائه شد. تابع چگالی احتمال گاما منطبق بر نتایج گرویسمن و همکاران (۱۹۹۹) بر داده‌های بارش روزانه برازش داده شد. نکته قابل ذکر اینست که در روش محاسبات SPI در شرایطی که یک توزیع احتمالاتی برکل داده‌ها برازش داده شود تغییرات فصلی قابل ملاحظه نیست. همچنین بروز خود همبستگی در طول سری تجمعی موجب برازش اریبی توزیع‌های احتمالاتی می‌شود که با افزایش مقیاس‌های زمانی محاسبات میزان همپوشانی افزایش می‌یابد (کایو و گویندراجو، ۲۰۱۰). لذا جهت رفع این اشکال‌ها سری زمانی تجمعی بارش در یک مقیاس زمانی معین منتهی به ماه پایانی معین، به ۱۲ زیر سری شکسته می‌شود و برازش توزیع بر هر یک از زیر سری‌ها به تفکیک انجام شده است. به عبارت دیگر ۱۲ بار تابع توزیع گاما بر داده‌ها برازش داده می‌شود و مقادیر  $\alpha$  و  $\beta$  اصلاح شده مورد استفاده قرار می‌گیرد. طبقات مختلف شاخص‌های خشکسالی (مک کی و همکاران، ۱۹۹۳؛ یائو و همکاران، ۲۰۱۸) در جدول ۱ ارائه شده است.

که در آن  $P(E_0)$ : احتمال تجربی  $E_{0i}$  در کل دوره مورد نظر است.  $i$ : رتبه  $E_0$  تجمعی در سری زمانی تاریخی ( $i=1$ ) برای بیشترین  $E_0$  در نظر گرفته می‌شود.  $n$ : تعداد مشاهدات در سری رتبه‌بندی شده است. با استفاده از روش تخمین نرمال معکوس (ویسنه، سرانو و همکاران ۲۰۱۰) شاخص EDDI طبق رابطه (۴) برآورد می‌شود.

$$EDDI = W - \frac{C_0 + C_1 W + C_2 W^2}{1 + d_1 W + d_2 W^2 + d_3 W^3} \quad (۴)$$

مقادیر ثابت در معادله (۴) به شرح زیر است:

$$C_0 = 2/515517, \quad C_1 = 0/8022853, \quad C_2 = 0/010328, \\ d_1 = 1/432788, \quad d_2 = 0/189269, \quad d_3 = 0/001308$$

این ضرایب مطابق معادله آبرامویتز و استگان (۱۹۶۵) برای یافتن تقریب‌های توابع آماری (تخمین نرمال معکوس) است. برای مقادیر مختلف احتمالاتی  $E_0$  مقدار پارامتر  $W$  به شرح زیر است:

$$W = \sqrt{(-2 \ln[P(E_{0i})])} \quad P(E_{0i}) \leq 0.5 \quad (۵)$$

برای  $P(E_{0i}) > 0.5$  مقدار  $P(E_{0i})$  با  $[1 - P(E_{0i})]$  جایگزین شده و علامت شاخص EDDI برعکس می‌شود. همچنین شاخص بارش - تبخیر و تعرق پتانسیل استاندارد (SPEI)، به عنوان یک شاخص خشکسالی اقلیمی محاسبه شده است که اختلاف بین تامین و تقاضای آب (بارش و تقاضای تبخیر ناشی از تبخیر تعرق) را برآورد می‌کند. ارجحیت استفاده از معادله پنمن مانیت (سونگ و همکاران، ۲۰۱۹؛ دویز و همکاران، ۲۰۱۷) نسبت به دیگر معادلات موجود در برآورد میزان تبخیر تعرق شاخص SPEI مبنای محاسبات در این پژوهش بوده است. این روش جایگزین روش تورنت وایت شد که تنها بر پایه دمای هوا میزان تبخیر تعرق را اندازه می‌گیرد. در این گام با توجه به نتایج خروجی

جدول ۱- طبقه بندی مختلف شاخص‌های خشکسالی

SPEI یا SPI	EDDI	شماره سطح	وضعیت کلاس
(N) +۰/۵ تا -۰/۵	(N) +۰/۵ تا -۰/۵	۰	نرمال
-۱/۰ تا -۰/۵	۱/۰ تا ۰/۵	۱	خشکسالی خفیف
-۱/۵ تا -۱/۰	۱/۵ تا ۱/۰	۲	خشکسالی متوسط
-۲/۰ تا -۱/۵	۲/۰ تا ۱/۵	۳	خشکسالی شدید
-۲/۰ ≥	۲/۰ ≤	۴	خشکسالی بسیار شدید (حدی)

میزان همبستگی خطی دو به دو بین شاخص‌های EDDI, SPEI و SPI با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون به صورت ماهانه و سالانه و برای هر سلول شبکه بررسی خواهد شد.

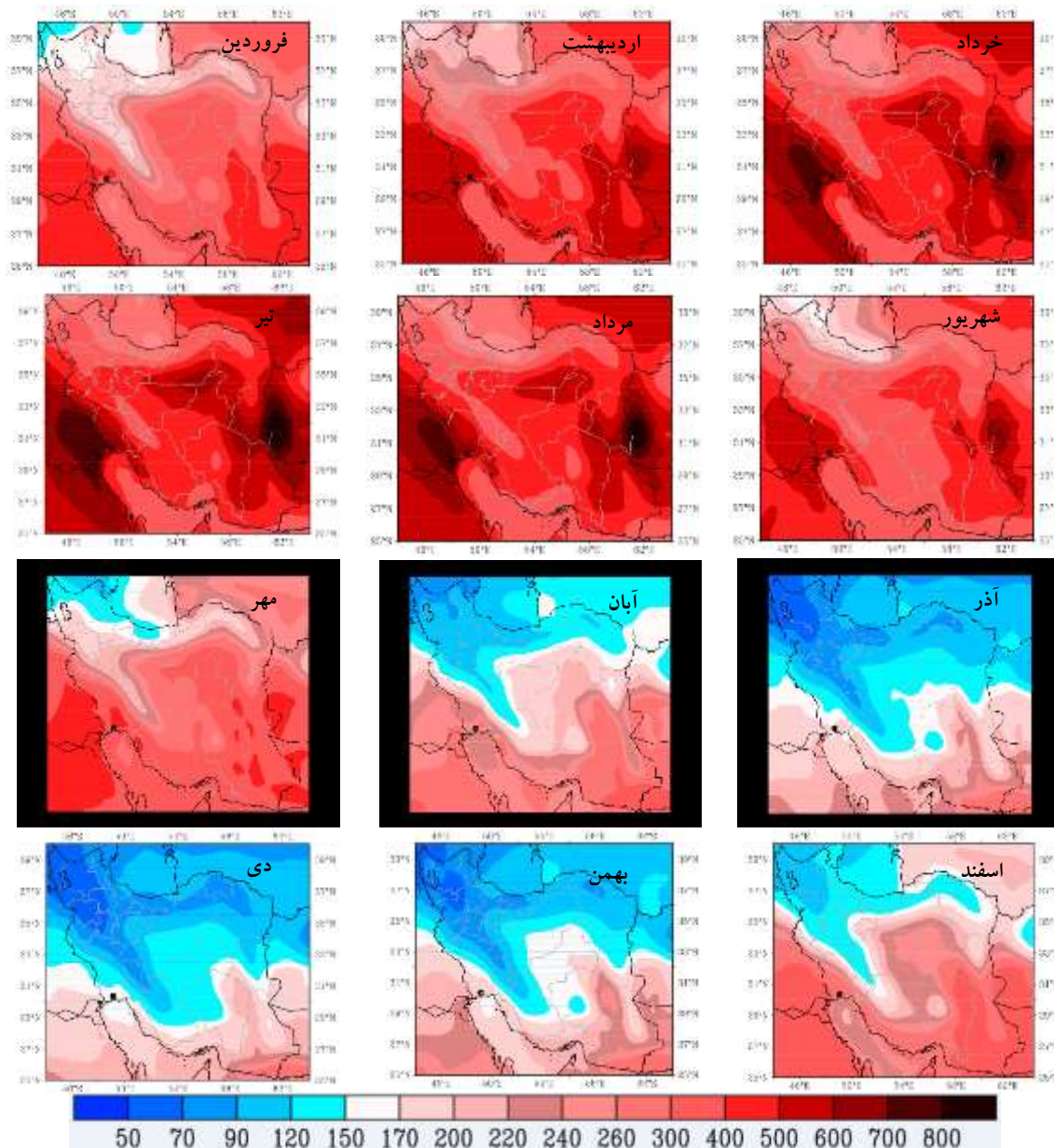
## نتایج و بحث

در شکل (۴) مقادیر میانگین کلیماتولوژی ماهانه تقاضای تبخیری جو (میلیمتر در ماه) در دوره ۲۰۱۷-۱۹۷۹ بر اساس معادله  $ASCI-PM$  ارائه شده است. تقاضای تبخیر، حداکثر مقدار تبخیر تعرق با فرض در دسترس بودن نامحدود رطوبت و شرایط جوی محیط است. تغییر فصول و تنوع نواحی اقلیمی از عواملی هستند که باعث تغییر میزان تقاضای تبخیری جو می‌شوند. همچنین از عوامل حاکم بر تقاضای تبخیری جو می‌توان به دما، تابش خورشیدی، سرعت باد و رطوبت ویژه هوا اشاره نمود که بیشترین تاثیر را در تغییر مقادیر  $E_0$  دارند. در نتیجه برهم‌کنش عوامل حاکم اقلیمی، نواحی اقلیمی متفاوتی در سطح کشور ایجاد می‌کند و هر ناحیه نیز در طول سال نرخ تبخیر مختلفی را تجربه می‌کند. در ماه‌های جون، جولای و آگوست (انتهای بهار و تابستان) به علت بیشترین جذب تابش خورشیدی ورودی، مقادیر تقاضای تبخیری جو در بالاترین حد خود است. کمترین میزان تقاضای تبخیری جو در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه (انتهای پاییز و زمستان) برآورد شده است. در مناطق مورد مطالعه، در ناحیه اقلیمی خیلی مرطوب (رشت) کمترین تقاضای تبخیری در بازه ۳۰۰-۲۶۰ میلیمتر در تیر ماه (جولای) دیده می‌شود و ممکن است تحت اثر محرک حاکم تابش خالص خورشیدی (وجود ابرناکی) در این منطقه کاهش داشته باشد. پس از آن در اقلیم نیمه خشک (مشهد) و نیمه مرطوب (کرمانشاه) میزان تبخیر در دامنه ۵۰۰-۴۰۰ میلیمتر در ماه دیده می‌شود. در اقلیم خشک (بیرجند و بوشهر) میزان تقاضای تبخیری جو در محدوده ۶۰۰-۵۰۰ میلیمتر است که ممکن است مولفه باد (های ۱۲۰ روزه تابستانه) اثر غالب در منطقه بیرجند باشد. تفکیک عامل محرک حاکم در تقاضای تبخیری جو در هر اقلیم می‌تواند نتایج این بخش را شفاف کند. منحنی بادیکو (۱۹۷۴) نشان‌دهنده تغییر رفتار  $ET$  در شرایط بین محدودیت آب و انرژی است و از این منحنی نیز برای تعریف بلند مدت  $ET$  در مقیاس بزرگ در مناطقی که  $E_0$  و  $Prcp$  هر دو به طور کلی بیشتر از مقادیر تبخیر تعرق در دسترس هستند استفاده می‌شود.

در شکل (۵) همبستگی دو به دو بین شاخص‌های خشکسالی برای مقیاس‌های ۱، ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه نشان داده شده است. به جهت همسویی همه شاخص‌ها، مقادیر منفی  $EDDI$  نشان‌دهنده خشکسالی است. بنابراین رابطه قوی همبستگی مثبت بین شاخص  $EDDI$  و دو شاخص دیگر در دوره زمانی ۳۹ ساله شرایط مشابه خشکسالی را نشان می‌دهد. در مقیاس زمانی ۱ تا ۲۴ ماهه همبستگی قویتر ( $r > 0.85$ ) بین شاخص‌های  $EDDI$  و  $SPEI$  در نواحی مرکزی و جنوبی کشور دیده شد که در نواحی مرکزی ایران این همبستگی بیش از ۹۵ درصد تا ۱۰۰ درصد مشاهده می‌شود. این امر نشان‌دهنده نقش مهم تبخیر تعرق در پایش خشکسالی در مناطق بیابانی، نیمه بیابانی و ساحلی است. دما بیشترین نقش را در میزان تبخیر تعرق ایفا می‌کند. تنها در دوره مانی ۴۸ ماهه همبستگی قوی مثبت ( $r > 0.85$ ) در نواحی شرق و جنوب شرقی، بخش‌هایی از شمال و شمال غرب کشور دیده شد و در دیگر نواحی در دامنه ۰/۲۵ تا ۰/۸ نوسان دارد. در شرایط یکسان میزان همبستگی این دو شاخص در مناطق با بارش بیشتر کمی ضعیفتر می‌شود.

بررسی همبستگی بین شاخص‌های  $EDDI$  و  $SPI$  روابط ضعیف‌تری ( $r < 0.7$ ) را نشان داد در مناطق بیابانی و نیمه بیابانی کمترین همبستگی بین این دو شاخص یافت شد. از آنجا که شاخص  $SPI$  تنها پارامتر بارش را در نظر می‌گیرد به نظر می‌رسد در مناطقی با بارش کم استفاده از این شاخص نمی‌تواند ابزار مناسبی برای پایش خشکسالی باشد. این الگو در تمام مقیاس‌های زمانی دیده می‌شود و با افزایش مقیاس زمانی بهبود می‌یابد. همبستگی بین شاخص‌های  $SPEI$  و  $SPI$  در مناطقی از ایران که میزان بارش و رطوبت بیشتر است قویتر دیده شد و نتایج یوسفی و همکاران (۱۳۹۶) موید این مطلب است. از دلایل ضعف همبستگی بین شاخص  $EDDI$  و  $SPEI$  می‌توان به شرایط بیلان انرژی در مناطق انرژی-محدود اشاره کرد.





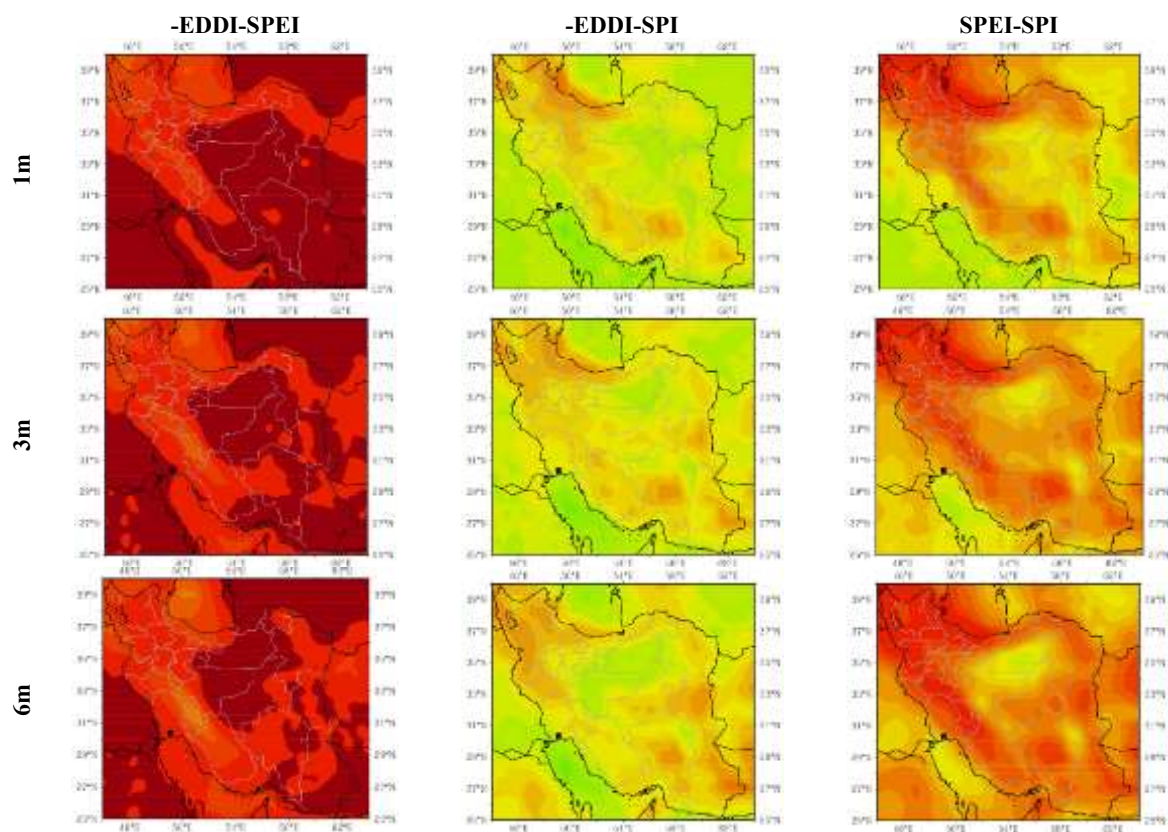
شکل ۴- مقادیر تفاضلی تبخیری جو (میلیمتر در ماه) در ماه‌های مختلف سال در دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۷

پنجم سال ۲۰۰۰ و ماه سوم سال ۲۰۰۸ هر سه شاخص یکسان عمل کرده اند و شدت خشکسالی حدی را نشان داده‌اند. از نظر تداوم خشکسالی طولانی‌ترین دوره مداوم خشکسالی را از ماه چهارم سال ۲۰۱۷ تا پایان سال ۲۰۱۷ توسط هر دو شاخص EDDI و SPEI نشان داده شده است که SPI در دوره مشابه یک دوره سه ماه خشکسالی، یک دوره سه ماهه ترسالی و سپس یک دوره سه ماهه خشکسالی را گزارش کرده است. شاخص SPI در ماه‌های کم باران، با میزان بارش جزئی، نوسان پیدا کرده و تغییر علامت می دهد، در حالی‌که این میزان بارش تاثیری در

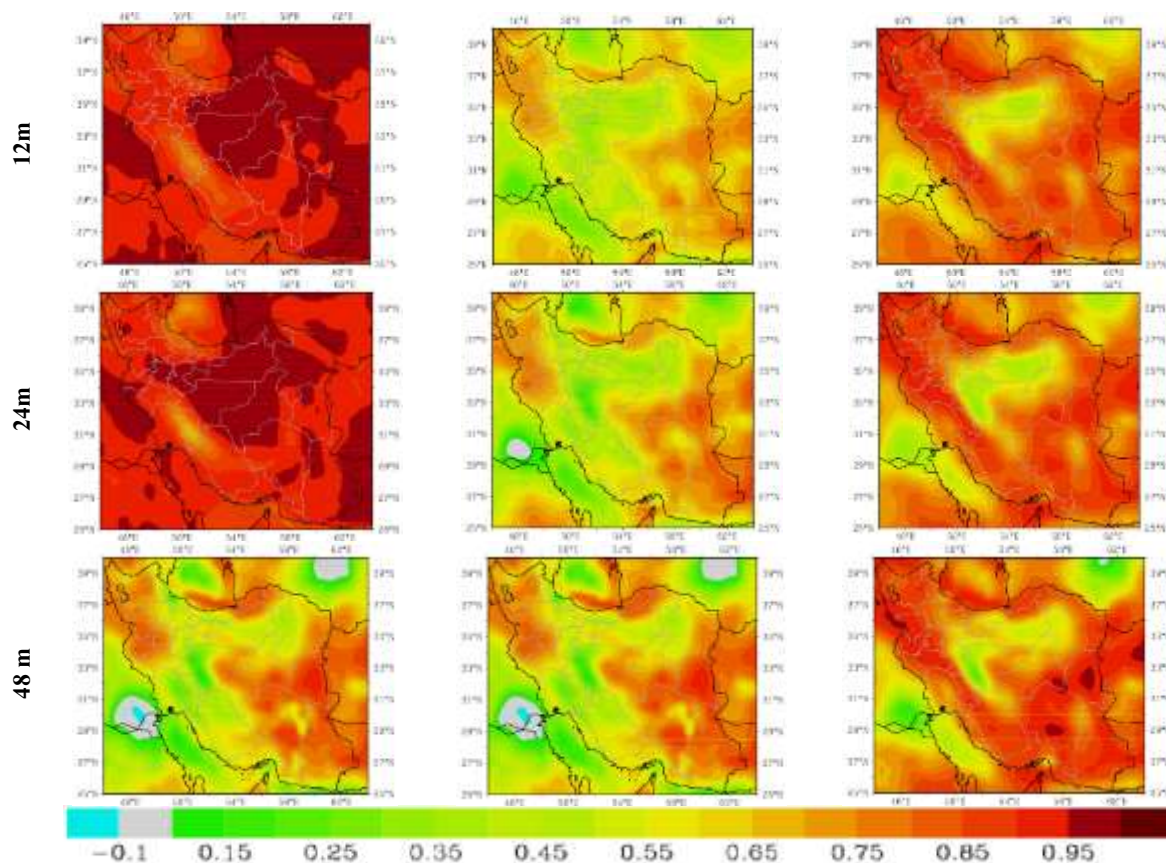
در شکل (۶) تغییرات سری زمانی شاخص‌های EDDI، SPEI و SPI در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در ایستگاه مشهد برای دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۷ ارائه شده است. مقادیر منفی برای EDDI در جهت مقایسه مناسب بین هر سه شاخص انتخاب شده است. در مقیاس یک ماهه هر دو شاخص EDDI و SPEI تقریباً همزمان شدت خشکسالی یکسانی را نشان می‌دهند ولی در برخی ماه‌ها شاخص SPI در مقادیر حدی خشکسالی یا ترسالی بیشتر از دو شاخص دیگر تغییر کرده و در مقایسه با شاخص‌های دیگر نیز شدت خشکسالی متفاوتی را نشان می‌دهد. در ماه

ترسالی را نمایش می‌دهند. در تغییر از شرایط نرمال به خشکسالی در سال ۲۰۰۱، شاخص EDDI سریعتر از SPEI و SPI واکنش نشان داده و تاثیر توأم خشکسالی‌های کوتاه مدت ماهانه و فصلی لحاظ شده و با تاخیر پانزده ماهه نسبت به شروع خشکسالی‌های کوتاه مدت، یک دوره خشکسالی با تداوم ۴۷ ماه توسط شاخص EDDI محرز گردید. همین شرایط با تاخیر ۵ و ۷ ماهه نسبت به EDDI و با تداوم ۴۰ و ۲۸ ماهه به ترتیب توسط شاخص‌های SPEI و SPI ارائه شده است که نشان می‌دهد شاخص EDDI در خشکسالی‌های هیدرولوژیکی نیز حدود ۵ ماه زودتر شرایط خشکسالی را اعلام کرده است. پیشرو بودن یک شاخص در هشدارهای خشکسالی بویژه قبل از آغاز فصل رشد و عملیات کشاورزی در مدیریت آبیاری و منابع آبی هر حوضه بسیار حائز اهمیت است. در شرایط ترسالی و خشکسالی، شاخص SPI فاصله بیشتری را از دو شاخص دیگر می‌گیرد.

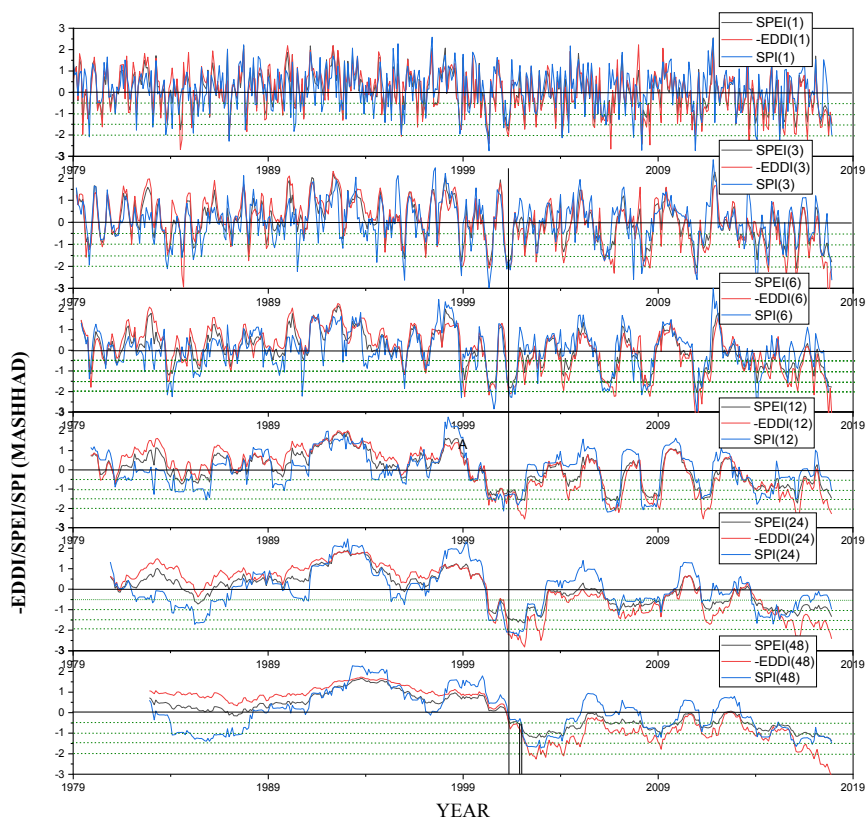
کاهش شدت خشکسالی ندارد و شاخص‌های دیگر بر مبنای تقاضای تبخیری همچنان روند خشکسالی را نشان می‌دهند که با نتایج انصاری و همکاران (۱۳۸۹) مطابقت دارد. در مقیاس سه ماهه، خشکسالی سال ۲۰۰۰ یک ماه جلوتر با تداوم شش ماهه توسط هر دو شاخص EDDI و SPEI گزارش شده است که با توجه به شروع فصل کشت گیاهان سبزی برگ در بهار هر سال پیش‌آگاهی یک ماهه این دو شاخص نسبت به SPI حائز اهمیت می‌باشد. در مقیاس شش ماهه پدیده خشکسالی مشابه، خشکسالی با تداوم ۸ ماهه و شروع در ماه سوم سال ۲۰۰۰ توسط هر سه شاخص ارائه شده است. به طور مشابه در مقیاس ۱۲ ماهه نیز شروع خشکسالی در ماه سوم نشان داده شده است. در مقیاس ۲۴ ماهه، شروع خشکسالی در ماه پنجم سال ۲۰۰۰ با تداوم ۳۶ ماه برای هر سه شاخص حاصل گردید. در مقیاس ۴۸ ماهه EDDI و SPEI نوسانات همسانی را نسبت به SPI نشان می‌دهند. در دوره ۱۹۸۴ تا ۱۹۸۸ در جایی که SPI دوره خشکسالی را نشان می‌دهد، SPEI و EDDI شرایط







شکل ۵- ضریب همبستگی بین شاخص‌های EDDI و SPEI و SPI در مقیاس‌های زمانی مختلف



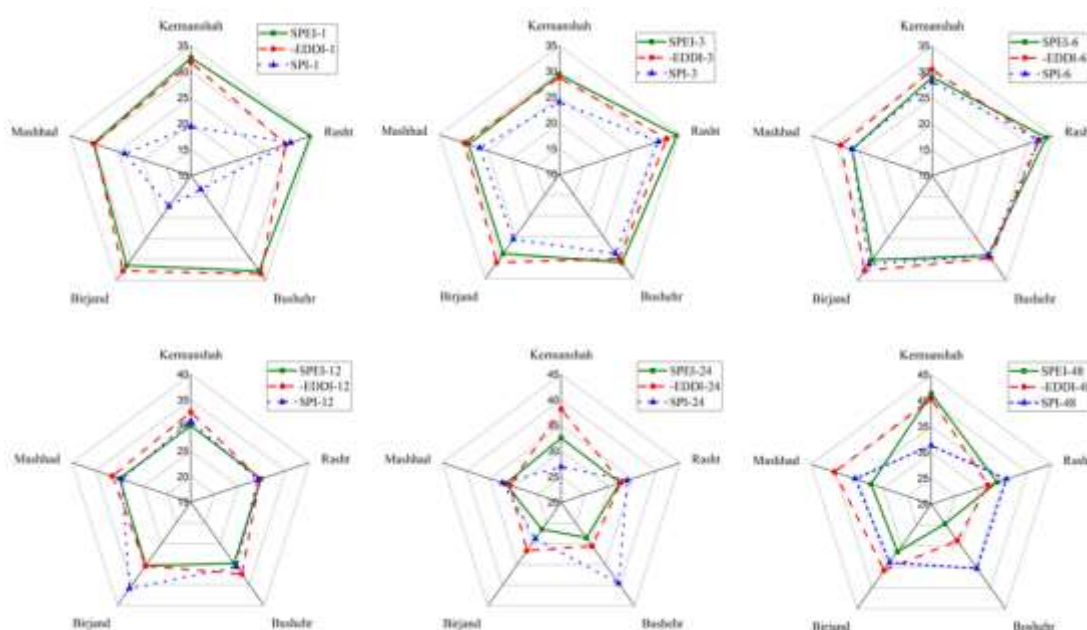
شکل ۶- تغییرات سری زمانی شاخص‌های EDDI، SPEI و SPI در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه در ایستگاه مشهد

برای دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۷. مقادیر منفی برای EDDI در جهت مقایسه مناسب بین هر سه شاخص انتخاب شده است.

پیش‌آگاهی خشکسالی شاخص EDDI در فصل رشد، آنالیز همبستگی تاخیر زمانی بین شاخص‌های SPI و SPEI ۳ ماهه منتهی به ماه جولای (تیرماه) و شاخص EDDI- در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳ و ۶ ماهه و منتهی به همه ماه‌های سال بررسی شد. به طور کلی، با افزایش مقیاس زمانی شاخص EDDI، همبستگی‌ها قوی‌تر می‌شوند و همبستگی با شاخص SPEI قوی‌تر از شاخص SPI در همه ایستگاه‌ها مشاهده شد. نتایج نشان می‌دهد الگوی همبستگی تاخیری در شاخص‌های SPI و SPEI سه ماهه منتهی به ماه جولای با EDDI، در هر سه مقیاس ۱، ۳ و ۶ ماهه در هر دو ایستگاه مشهد و بیرجند مشابه است و قوی‌ترین ضریب همبستگی را نشان می‌دهد. بیشترین همبستگی شاخص EDDI یک ماهه با SPI ۳ ماهه منتهی به جولای در ماه می (اردیبهشت) دیده شده است که نشان می‌دهد شاخص EDDI دو ماه زودتر و در پایه زمانی کمتر (یک ماهه نسبت به ۳ ماهه) می‌تواند خشکسالی را اعلام کند. این شرایط در ایستگاه‌های بیرجند، مشهد و کرمانشاه دیده شد. در مقیاس سه ماهه، بیشترین همبستگی بین دو شاخص EDDI و SPI منتهی به جولای در همان ماه جولای دیده شد. در مقیاس ۶ ماهه نیز بیشترین همبستگی در ماه سپتامبر (شهریور) نمایان شده است.

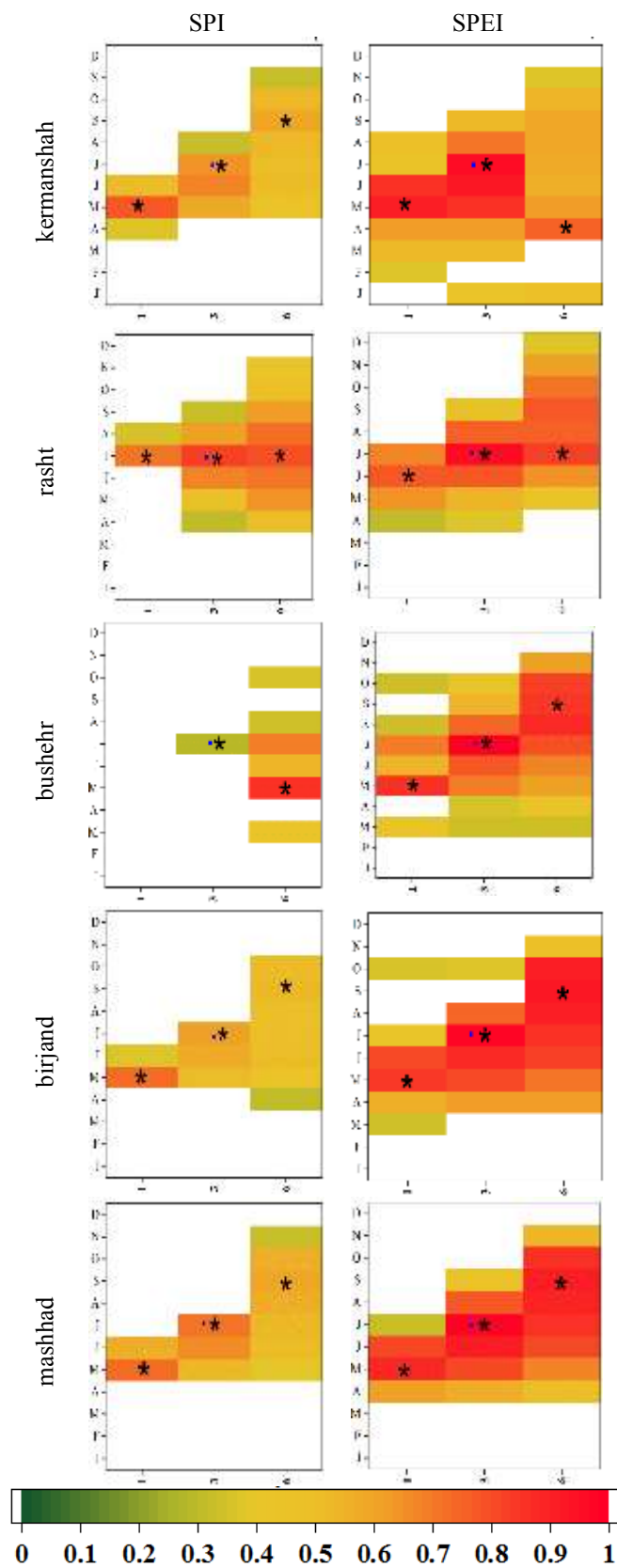
در شکل (۷) مقایسه شاخص‌های خشکسالی بر اساس ویژگی‌های خشکسالی نظیر درصد ماه‌های خشکسالی، حداکثر شدت خشکسالی، و تداوم خشکسالی مورد بررسی قرار گرفته و به عنوان یک معیار مقایسه برای هر شاخص استفاده شده است. در این بخش از نتایج ۵ ایستگاه معرف تنوع اقلیمی کشور بهره گرفته شده است. درصد ماه‌های خشکسالی از نسبت تعداد ماه‌های خشکسالی به کل دوره مورد مطالعه (۲۰۱۷-۱۹۷۹) بدست می‌آید (بیزا و همکاران، ۲۰۱۸). ماه‌های خشک شامل همه طبقات شدت خشکسالی در هر ایستگاه می‌شود. در شکل (۷) هر کدام از شبکه‌ها یک دوره زمانی را برای شاخص‌ها در ۵ ایستگاه نشان می‌دهد. در همه مقیاس‌های زمانی، درصد ماه‌های خشکسالی با شاخص‌های EDDI و SPEI نسبت به SPI شباهت بیشتری دارد. شاخص SPI در مقیاس‌های ۳ و ۶ ماهه تطابق بهتری با دو شاخص دیگر در همه ایستگاه‌ها نشان داده است. در مقیاس‌های دراز مدت گرچه نسبت ماه‌های خشکسالی شاخص EDDI بیشتر شده است ولی از شاخص SPEI فاصله گرفته است.

در شکل (۸) روابط همبستگی تاخیری بین دو شاخص SPI و SPEI با شاخص EDDI- در مقیاس‌های زمانی مختلف بررسی شده است. به منظور تشخیص توان



شکل ۷- مقایسه شاخص‌های SPI, SPEI, EDDI- در مقیاس‌های زمانی ۱، ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه بر اساس درصد

خشکسالی‌های هر منطقه در پنج ناحیه اقلیمی منتخب کرمانشاه، رشت، بوشهر، بیرجند و مشهد.



شکل ۸- الگوی همبستگی تاخیری در شاخص‌های SPI و SPEI سه ماهه منتهی به ماه جولای با EDDI، در هر سه مقیاس ۱، ۳ و ۶ ماهه در ایستگاه‌های منتخب

## نتیجه گیری و پیشنهادات:

شاخص EDDI در اعلام خشکسالی‌ها با شاخص‌های SPEI و SPI همراهی می‌کند و بررسی سری زمانی شاخص‌ها مویده این مطلب به ویژه در اکسترمم‌ها است. سری‌های زمانی شاخص‌های خشکسالی EDDI و SPEI بهم نزدیک‌تر هستند. نتایج، همبستگی قوی را در پهنه ایران نشان داد چون شاخص EDDI یک شاخص پیشرو است و وجود یک تاخیر در سری زمانی در برخی مناطق منجر به تضعیف همبستگی بین شاخص EDDI و SPI شد.

آنچه که پایش خشکسالی را برای ما مهم می‌کند تبعاتی است که بر بخش کشاورزی (عملکرد حصول و امنیت غذایی، بیمه محصولات کشاورزی و دامی)، مدیریت تامین آب و اثرات اقتصادی و اجتماعی دارد، به کارگیری شاخصی که بتواند پویایی خشکسالی را در کوتاهترین زمان ممکن اعلام کند کمک شایانی را در اخذ تصمیمات مدیریتی و سطوح مختلف سیاست‌گذاری به منظور اعلام هشدارهای زودهنگام عملیاتی در حوزه کشاورزی و کاهش تبعات اجتماعی و اقتصادی این پدیده می‌کند. استفاده از داده‌های نزدیک به زمان واقعی و شبکه‌بندی شده نظیر ERA-Interim نیز در پایش‌های منطقه‌ای و گسترده انواع خشکسالی‌ها مفید است.

از مزایای مهم استفاده از داده‌های شبکه بندی شده در محاسبه شاخص EDDI اینست که به طور موثر در همه ایام سال -در روزهای ابری و یا برای مناطقی که پوشش برف دارند، شروط لازم در تکمیل داده‌ها بخاطر فواصل زمانی گذر ماهواره و تاخیر در دسترسی به داده‌ها- محدودیت کاربرد ندارد. از آنجا که تقاضای تبخیر جو در شاخص EDDI عامل معرف خشکسالی در نظر گرفته شده است، در شرایطی که امکان استفاده از داده‌های ماهواره‌ای باشد، ترکیب شاخص EDDI و ESI (شاخص آب سبز) تنش خشکسالی واقعی را بهتر نشان می‌دهد. همچنین توصیه می‌شود در بررسی مقادیر تبخیر تعرق از محصولات MODIS، LANDSAT و ALEXI نیز استفاده نمود و شاخص EDDI را با داده‌های ماهواره‌ای محاسبه و نتایج را مقایسه نمود. شاخص EDDI توانایی تجزیه به محرک‌های حاکم بر اتمسفر نظیر مولفه‌های تابشی و فرارفتی را دارد که با انجام آنالیز حساسیت می‌توان نقش مولفه حاکم اصلی

شاخص EDDI در منطقه کشور ایران با بکارگیری روش‌های احتمالاتی در مقیاس‌های مختلف زمانی محاسبه شد. از اهداف این تحقیق امکان استفاده از پارامترهای فیزیکی و همرفتی اتمسفر و نه لزوماً بارش و دما -که به صورت عمومی در شاخص‌های رایج استفاده می‌شود- در پایش خشکسالی است، لذا استفاده از روش ASCI-PM در برآورد تقاضای تبخیر جو مورد استفاده قرار گرفته است. شاخص EDDI شکاف موجود بین تئوری خشکسالی و مدیریت عملیاتی خشکسالی را در تعیین و پایش خشکسالی ماندگار در کوتاهترین زمان ممکن بین رخداد پدیده و داده‌های قابل استفاده در دسترس جبران می‌کند. با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی شده نزدیک به زمان واقعی پایگاه‌هایی نظیر ECMWF می‌توان شاخص EDDI را در مقیاس‌های هفتگی با هدف پایش و پیش‌بینی تولید نمود. EDDI بدون نیاز به داده‌های بارش، توانایی اعلام انواع خشکسالی‌های ماندگار را دارد. این شاخص می‌تواند به عنوان ابزاری سودمند در هشدارهای زودهنگام عملیاتی پایش خشکسالی کشاورزی، خطرات آتش سوزی و پیش‌بینی خشکسالی بین فصلی تا فصلی مورد استفاده قرار گیرد. از مزایای این شاخص می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- محاسبه فیزیک مبنای که امکان تجزیه خشکسالی را به عوامل محرک اقلیمی نظیر  $U, T, R_d$  و RH دارد و می‌تواند پویایی تبخیر را ارائه کند.
- پاسخ سریع به فرایندهای خشک شدن و مرطوب شدن محیط ناشی از روابط متقابل اتمسفر و سطح زمین دارد که این شاخص را نسبت به دیگر شاخص‌های رایج منعطفتر و پیشرو می‌کند. هرچه دوره تجمعی خشکسالی بیشتر باشد زمان پیشروی شاخص بیشتر می‌شود.
- مستقل از داده‌های بارندگی است.
- امکان پایش در زمان‌های نزدیک به زمان واقعی و ارائه هشدارها و پیش‌آگاهی که منجر به کاهش خسارات و در نتیجه کاهش هزینه‌ها می‌شود.
- چند اسکالر بودن و سازگاری با دیگر شاخص‌های رایج خشکسالی نظیر SPI و SPEI را دارد.

نتیجه گیری و پیشنهادات:

- Geosciences, 8(3):81, doi:10.3390/geosciences8030081.
8. Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., van Dijk, A. I., McVicar, T.R., Adler, R. F, 2019, MSWEP V2 global 3-hourly 0.1 precipitation: methodology and quantitative assessment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(3), 473-500, doi:10.1175/BAMS-D-17-0138.1.
  9. Beck, H. E., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., van Dijk, A. I., Weedon, G. P., Brocca, L., Pappenberger, F., Huffman, G.P., Wood, E. F, 2017a, Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modelling, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201-6217.
  10. Budyko, M. I., 1974, *Climate and life*, International Geophysics Series, 18: 508.
  11. Burn, D. H., Hannaford, J., Hodgkins, G. A., Whitfield, P. H., Thorne, R., Marsh, T, 2012, Reference hydrologic networks II. Using reference hydrologic networks to assess climate-driven changes in streamflow, *Hydrological Sciences Journal*, 57(8), 1580-1593., doi:10.1080/02626667.2012.728705.
  12. Burton, I., Kates, R. W. and White, G. F., 1978, *the Environment as Hazard*, Oxford University Press, 240 pp.
  13. Chaudhuri, A. H., Ponte, R. M., Forget, G., Heimbach, P., 2013, A comparison of atmospheric reanalysis surface products over the ocean and implications for uncertainties in air-sea boundary forcing, *Journal of Climate*, 26(1), 153-170, doi:10.1175/JCLI-D-12-00090.1.
  14. Chen, H., Sun, J., 2015, Changes in Drought Characteristics over China Using the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *Journal of Climate*, 28:5430-5447, doi:10.1175/jcli-d-14-00707.1.
  15. Chen, H., and J. Sun, 2015: Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index, *Journal of Geosciences*, 8(3):81, doi:10.3390/geosciences8030081.
- نظیر دما، باد، تابش طول موج کوتاه و رطوبت ویژه را بر خشکسالی در هر منطقه تعیین نمود و درک مضاعفی را از پویایی و ارزیابی خشکسالی فراهم نمود.
- ### منابع
۱. انصاری، ح.، داوری، ک.، و ثنایی نژاد، س.ح.، ۱۳۸۹، پایش خشکسالی با استفاده از شاخص بارندگی و تبخیر و تعرق استاندارد شده (SEPI) توسعه یافته بر اساس منطق فازی، نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، شماره ۱، فروردین-اردیبهشت ۱۳۸۹، ص. ۳۸-۵۲.
  ۲. حجازی زاده، ز.، جوی زاده، س.، و م. موسوی، ۱۳۸۹، بررسی سیر خشکسالی اقلیمی و اثرات آن بر کشت گندم در استان بوشهر جغرافیا، فصلنامه علمی پژوهشی انجمن جغرافیای ایران دوره جدید، سال هشتم، شماره ۲۴.
  ۳. رضیئی، ط.، ستوده، ف.، ۱۳۹۶، بررسی دقت مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق مختلف اقلیمی ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۳، شماره ۱، ص ۱۳۳-۱۴۷.
  ۴. یوسفی، م.، انصاری، ح.، مساعدی، ا.، صمدی، س.، ز. ۱۳۹۶، بررسی همبستگی بین سه شاخص خشکسالی با تعدادی از پارامترهای آب و هوایی در چند نمونه اقلیمی ایران، تحقیقات منابع آب ایران، سال سیزدهم، شماره ۳، ۱۹۴-۱۹۷.
  5. Abramowitz, M., Stegun, I. A., 1965, *Handbook of Mathematical Functions: with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. New York: Dover Publication; 1965.
  6. Anderson, M. C., Hain, C., Wardlow, B., Pimstein, A., Mecikalski, J. R., Kustas, W. P., 2011, Evaluation of drought indices based on thermal remote sensing of evapotranspiration over the continental United States. *Journal of Climate*, 24 (8), 2025-2044.
  7. Bayissa, Y., Maskey, S., Tadesse, T., Van Andel, S.J., Moges, S., Van Griensven, A., Solomatine, D., 2018, Comparison of the Performance of Six Drought Indices in Characterizing Historical Drought for the Upper Blue Nile Basin Ethiopia,

22. Du pisani, L. G., Fouche', H. J., Venter, J. C., 1998, assessing rangeland drought in South Africa, *Agricultural Systems*, 57(3), 367-380.
23. Emerton, R., Cloke, H. L., Stephens, E. M., Zsoter, E., Woolnough, S. J., Pappenberger, F., 2017, Complex picture for likelihood of ENSO-driven flood hazard, *Nature communications*, and 8(14796), doi: 10.1038/ncomms14796.
24. Essou, G. R., Brissette, F., & Lucas-Picher, P., 2017, The use of reanalysis and gridded observations as weather input data for a hydrological model: Comparison of performances of simulated river flows based on the density of weather stations, *Journal of Hydrometeorology*, 18(2), 497-513, doi: 10.1175/JHM-D-16-0088.1.
25. Farahmand, A., AghaKouchak, A., 2015, A generalized framework for deriving nonparametric standardized drought indicators, *Advances in Water Resources*, 76:140-145, doi:10.1016/j.advwatres. 2014. 11.012.
26. González, J., Valdés, JB., 2006, new drought frequency index: Definition and comparative performance analysis, *Water Resources Research*, 42(11), doi: 10.1029/2005 wr004308.
27. Groisman, P., et al, 1999, Changes in the Probability of Heavy Precipitation: Important Indicators of Climatic Change, *Climatic Change*, 42:243-283, doi: 10.1023/a: 1005432803188.
28. Heim, R., 2002, A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the United States, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, doi: 10.1175/1520-0477(2002)083<1149: AROTDI>2.3.CO; 2.
29. Hobbins, M. T., Wood, A., McEvoy, D. J., Huntington, J. L., Morton, C., Anderson, M., Hain, C., 2016, The Evaporative Demand Drought Index, Part I: Linking Drought Evolution to Variations in Evaporative Demand, *Journal of Hydrometeorology*, tion index. *J. Climate*, 28, 5430-5447, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00707.1>
16. Chen, H., and J. Sun, 2015: Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Climate*, 28, 5430-5447, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00707.1>
17. Chen, H., and J. Sun, 2015: Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Climate*, 28, 5430-5447, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00707.1>
18. Chen, H., and J. Sun, 2015: Changes in drought characteristics over China using the standardized precipitation evapotranspiration index. *J. Climate*, 28, 5430-5447, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00707.1>
19. Chen, J., Brissette, F. P., & Chen, H., 2018, Using reanalysis-driven regional climate model outputs for hydrology modelling, *Hydrological processes*, 32(19), 3019-3031, doi:10.1002/hyp.13251.
20. Dee, D. P., Uppala S.M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli. P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kállberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge- Sanz, B. M., Morcrette, J.- J., Park, B.- K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.- N., Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597, doi:10.1002/qj.828.
21. Dewes, C. F., Rangwala, I., Barsugli, J.J., Hobbins, M.T., Kumar, S., 2017, Drought risk assessment under climate change is sensitive to methodological choices for the estimation of evaporative demand, *PLoS One* 12(3):e0174045, doi:10.1371/journal.pone.0174045.



- Drought Early Warning Information through Interactions with Agricultural Stakeholders, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(7), 1073-1078 doi:10.1175/bams-d-14-00219.1.
38. Ruffault, J., Moron, V., Trigo, R. M., Curt, T., 2017, Daily synoptic conditions associated with large fire occurrence in Mediterranean France: evidence for a wind-driven fire regime, *International Journal of Climatology*, 37(1), 524-533, doi:10.1002/joc.4680.
39. Song, X., Lu, F., Xiao, W., Zhu, K., Zhou, Y., Xie, Z., 2019, Performance of 12 reference evapotranspiration estimation methods compared with the Penman-Monteith method and the potential influences in northeast China, *Meteorological Applications* 26(1), 83-96, doi:10.1002/met.1739.
40. Tsakiris, G., Pangalou, D., Vangelis, H., 2007, Regional Drought Assessment Based on the Reconnaissance Drought Index (RDI), *Water Resources Management*, 21, 821-833, doi:10.1007/s11269-006-9105-4.
41. Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010, A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718 doi:10.1175/2009jcli2909.1.
42. Wang, H., Vicente-serrano, S.M., Tao, F., Zhang, X., Wang, P., Zhang, C., Chen, Y., Zhu, D., Kenawy, A.E., 2016, Monitoring winter wheat drought threat in Northern China using multiple climate-based drought indices and soil moisture during 2000–2013, *Agricultural and Forest Meteorology*, 228-229, doi:10.1016/j.agrformet.2016.06.004
43. Wang, Q., Shi, P., Lei, T., Geng, G., Liu, J., Mo, X., Li, X., Zhou, H., Wu, J., 2015, The alleviating trend of drought in the Huang-Huai-Hai Plain of China based on the daily SPEI, *International Journal of Climatology*, 35(13), 3760-3769, doi:10.1002/joc.4244.
- 17:1745-1761, doi:10.1175/JHM-D-15-0121.1.
30. Hosking, J. R. M., 1990, L-Moments: Analysis and Estimation of Distributions Using Linear Combinations of Order Statistics, *Journal of the Royal Statistical Society Series B (Methodological)*, 52(1):105-124, <https://www.jstor.org/stable/2345653>.
31. Kao, S-C., Govindaraju, R., 2008, Trivariate statistical analysis of extreme rainfall events via the Plackett family of copulas, *Water Resources Research*, 44(2), doi: 10.1029/2007WR006261.
32. Keyantash, J. A., Dracup, J. A., 2002, The quantification of drought: an evaluation of drought indices, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(8), 1167-1180, doi:10.1175/1520-0477-83.8.1167.
33. Lindsay, R., Wensnahan, M., Schweiger, A., Zhang, J., 2014, Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic, *Journal of Climate*, 27(7), 2588-2606, doi:10.1175/JCLI-D-13-00014.1.
34. McEvoy, D.J., Huntington, J.L., Hobbins, M.T., Wood, A., Morton, C., Anderson, M., Hain, C., 2016, The Evaporative Demand Drought Index, Part II: CONUS-Wide Assessment against Common Drought Indicators, *Journal of Hydrometeorology*, 17:1763-1779, doi:10.1175/jhm-d-15-0122.1.
35. McKee, T.B., Doesken, N. J., Kleist, J., 1993, the relationship of drought frequency and duration to time scales, *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 179–183.
36. Mostafa, I., François, B., Richard, A., 2019, Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modeling over North-America. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 1-35. doi: 10.5194/hess-2019-316.
37. Otkin, J.A., Shafer, M., Svoboda, M., Wardlow, B., Anderson, M. C., Hain, C., Basara, J., 2015, Facilitating the Use of

46. Wilhite, D. A., 1993, Drought assessment, management, and planning: theory and case studies, Natural Resource Management and Policy, Series, 2, Kluwer, 293 pp.
47. Wu, J., Chen, X., Gao, L., Yao, H., Chen, Y., Liu, M., 2016, Response of Hydrological Drought to Meteorological Drought under the Influence of Large Reservoir, Advances in Meteorology, 2016, 1-11, doi:10.1155/2016/2197142.
48. Yao, N., Li, Y., Lei, T., Peng, L., 2018, Drought evolution, severity and trends in mainland China over 1961-2013, The Science of the Total Environment, 616-617, 73-89, doi:10.1016/j.scitotenv.2017.10.327.
49. Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., Khan, F.I., 2011, a review of drought indices, Environmental Reviews, 19, 333-349, doi: 10.1139/a11-013.
50. <https://climatology.ir/wp-content/uploads/2014/07/1s.jpg>
44. Whitfield, P. H., Burn, D. H., Hannaford, J., Higgins, H., Hodgkins, G. A., Marsh, T., Looser, U., 2012, Reference hydrologic networks I, The status and potential future directions of national reference hydrologic networks for detecting trends, Hydrological Sciences Journal, 57(8), 1562-1579, doi:10.1080/02626667.2012.728706.
45. Wilhite, D. A., Glantz, M. H., 1985, Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions, Water International, 10(3), 111-120, doi: 10.1080/02508068508686328.