

# تعیین مناسب‌ترین روش زمین آماری به منظور پایش خشکسالی بر مبنای شاخص‌های مختلف خشکسالی و کاربرد آن در دشت نیشابور

مه‌سیما صداقت‌نژاد<sup>۱</sup>، ابوالفضل مساعدی<sup>۲</sup>، بیژن قهرمان<sup>۳</sup>، عالیه سعادت‌پور<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی، گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- استاد گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استاد بازنشسته گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- دانش‌آموخته دکتری آبیاری و زهکشی، گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

## چکیده:

خشکسالی، یکی از پدیده‌های آب و هوایی است که در همه مناطق کره زمین رخ می‌دهد و برای ارزیابی آن شاخص‌های گوناگون گسترش یافته‌اند. به منظور پایش وضعیت و بررسی چگونگی گسترش خشکسالی در سطح دشت نیشابور از داده‌های بارندگی و دمای حداقل و حداکثر ۱۳ ایستگاه تبخیرسنجی و ۳ ایستگاه سینوپتیک طی یک دوره ۳۰ ساله استفاده شد. خشکسالی بر اساس ۶ شاخص  $SPI$ ،  $aSPI$ ،  $RDI$ ،  $eRDI$ ،  $SPEI$  و  $SPEIEP$  بررسی شد. به منظور انتخاب بهترین روش تبدیل داده‌های نقطه‌ای به منطقه‌ای و شناخت دقیق‌تر نحوه گسترش خشکسالی در سطح دشت روش‌های زمین آماری کریجینگ ساده، معمولی و عمومی مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که بر مبنای مقادیر جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) که در محدوده  $0/17$  تا  $0/3$  قرار دارند، در رابطه با شاخص‌های  $SPI$ ،  $aSPI$ ،  $RDI$  و  $eRDI$  مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی وقایع خشکسالی شدید و بسیار شدید، روش کریجینگ معمولی می‌باشد. در حالی که در مورد شاخص‌های  $SPEI$  و  $SPEIEP$  مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی، روش کریجینگ ساده می‌باشد. بر اساس شاخص‌های  $SPEI$  و  $SPEIEP$  در سال‌های اخیر تعداد وقایع خشکسالی در منطقه افزایش یافته است. نتایج استفاده از شاخص موران در تحلیل همبستگی مکانی خشکسالی نشان می‌دهد که بین ایستگاه‌ها، همبستگی مکانی بالایی حاکم است (مقادیر شاخص موران بین  $0/7$  تا  $0/8$ ). با توجه به خطای کمتر شاخص  $SPEIEP$  در تعیین نحوه گسترش خشکسالی در سطح دشت نیشابور و همچنین با توجه به اینکه این شاخص اثر گرمایش جهانی در افزایش تبخیر و تعرق را هم لحاظ می‌نماید، پیشنهاد می‌شود که به منظور پایش وضعیت خشکسالی در دشت نیشابور از شاخص  $SPEIEP$  استفاده شود.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه‌بندی خشکسالی، دشت نیشابور، شاخص‌های خشکسالی، گسترش مکانی خشکسالی

خشکسالی یکی از پدیده‌های طبیعی است که در تمامی مناطق کره زمین و در هر اقلیمی رخ می‌دهد. خشکسالی را می‌توان از جنبه‌های مختلف شامل هواشناسی، هیدرولوژی، کشاورزی و اقتصادی-اجتماعی مورد بررسی قرار داد. به طور کلی خشکسالی را می‌توان به صورت یک دوره آب و هوایی خشک که در آن به طور معمول مقدار بارش کمتر از حد نرمال منطقه و احتمالاً مقدار دما بیشتر از شرایط نرمال منطقه می‌باشد، تعریف کرد. در واقع خشکسالی زمانی رخ می‌دهد که میزان آب ذخیره شده در خاک و سایر ذخایر هیدرولوژیکی برای تامین نیاز آبی گیاهان، نیاز آبی شهروندان و جریان ورودی به نیروگاه‌های آبی کافی نباشد (مسعود، ۲۰۱۵).

از آنجا که شروع اثرات خشکسالی تدریجی است و پارامترهای موثر بر آن نیز بسیار پیچیده می‌باشد ممکن است تحلیل خشکسالی فرآیندی سخت باشد، به همین منظور شاخص‌های مختلفی در ارتباط با خشکسالی توسعه داده شده‌اند. برای درک اثر خشکسالی در بخش کشاورزی شاخص‌های بسیاری از جمله شاخص رطوبت گیاهی (CMI)، شاخص کمبود رطوبت خاک (SMDI) و دیگر شاخص‌هایی که نیاز به تصاویر ماهواره‌ای دارند مانند شاخص‌های VCI و NDVI توسعه داده شده‌اند. اما از آنجایی که دستیابی به نتایج موثر و قابل اعتماد توسط این شاخص‌ها به دلیل اینکه به داده‌های بسیار نیاز دارند و گاهی فرآیندی پیچیده دارند، مشکل می‌باشد، می‌توان از شاخص‌های مربوط به خشکسالی هواشناسی که به داده‌های کمتری نیاز دارند استفاده کرد (تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸).

از جمله شاخص‌های خشکسالی هواشناسی که به صورت گسترده در مطالعات مختلف استفاده شده است، شاخص بارش استاندارد شده SPI (Standardized Precipitation Index) می‌باشد. در این شاخص بارندگی تنها داده مورد نیاز است، اما از آنجا که کمبود آب نمی‌تواند فقط براساس مقدار کل بارندگی و بدون توجه به عوامل دیگر تخمین زده شود، در طی یکی- دو دهه اخیر شاخص‌های دیگری به منظور پایش خشکسالی هواشناسی و یا کشاورزی پیشنهاد شده‌اند که از آن جمله می‌توان از شاخص شناسایی خشکسالی RDI (Reconnaissance Drought Index) (ساکیریس و ونجلیس، ۲۰۰۵) و شاخص بارش-تبخیر تعرق استاندارد شده SPEI (Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index) (ویسته-سرانو و همکاران، ۲۰۱۰) که علاوه بر مقدار کل بارندگی از مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل نیز استفاده کرده‌اند، نام برد. از طرف دیگر، از آنجا که تمامی بارش نمی‌تواند مورد استفاده گیاه قرار گیرد، در سالیان اخیر شاخص‌های دیگری که مقدار باران موثر (میزان بارشی را که گیاهان برای تولید محصول می‌تواند مستقیماً مورد استفاده قرار دهند)، را مد نظر قرار می‌دهند، معرفی شده‌اند. تیگاس و همکاران (۲۰۱۶ و ۲۰۱۸) و زارعی و همکاران (۲۰۲۱) با جایگذاری مقدار باران موثر به جای کل باران در شاخص‌های SPI، RDI و SPEI، شاخص‌های agriculture Standardized Precipitation Index (aSPI)، effective Reconnaissance Drought Index (eRDI) و SPEI with effective precipitation (SPEIEP) را که به نظر می‌رسد برای بررسی خشکسالی کشاورزی مناسب‌تر باشد، مورد استفاده قرار دادند.

همانطور که گفته شد محققان بسیاری از جمله بیکاتوندا و همکاران (۲۰۱۸)، وابل و همکاران (۲۰۱۸)، سورندران و همکاران (۲۰۱۹)، سرینیواس و همکاران (۲۰۲۲)، ترابی حقیقی و همکاران (۲۰۲۰)، خان محمدی و همکاران (۲۰۲۲)، عدنان و همکاران (۲۰۱۸)، کریمی و همکاران (۱۳۹۵) و مصطفی‌زاده و ذبیحی (۱۳۹۵) به مقایسه شاخص‌های خشکسالی مختلف در مناطق مختلف جغرافیایی و اقلیم‌های مختلف پرداخته‌اند و نتایج متفاوتی از نظر تشابه رفتاری یا عدم تشابه رفتاری شاخص‌ها گزارش نموده‌اند.

یوئس و ایست (۲۰۲۱) با به کار بردن ۱۰ شاخص SPI، SPEI، scPDSI، CZI، MCZI، RAI، RDI، DI و PNI و ZI به پایش خشکسالی در حوضه جهان کشور ترکیه پرداختند. در این تحقیق به جز از شاخص scPDSI بقیه شاخص‌ها در مقیاس یک ماهه همبستگی بالایی با یکدیگر داشتند و شاخص‌های SPI، SPEI و RDI در مقیاس‌های زمانی ۳، ۶، ۹ و ۱۲ ماهه با یکدیگر همبستگی

بسیار بالایی داشتند، اگرچه بر اساس نتایج آنها با افزایش مقیاس زمانی از میزان همبستگی شاخص SPEI با دو شاخص دیگر کاسته می‌شود.

عمر و همکاران (۲۰۲۲) با استفاده از ۴ شاخص خشکسالی RDI، eRDI، SPI و aSPI مدلی برای پیش‌بینی میزان محصول نهایی ذرت در ایالت سینالوا مکزیک تهیه کردند. ایشان به این نتیجه رسیدند که بهترین مدل، مدلی است که از نتایج شاخص‌های خشکسالی aSPI و eRDI در بازه‌های زمانی ماه January، دوماهه December-January و سه ماهه November-January استفاده کرده‌است.

با توجه به اینکه داده‌های هواشناسی در محل ایستگاه‌ها و به صورت نقطه‌ای اندازه‌گیری می‌شوند، شاخص‌های خشکسالی مبتنی بر آنها نیز به صورت نقطه‌ای محاسبه می‌شوند. برای درک و پایش گستره خشکسالی در سطح یک منطقه، تهیه نقشه‌های گستره خشکسالی با استفاده از داده‌های نقطه‌ای ضروری است. تکنیک‌های میان‌یابی مکانی به علت اینکه امکان پهنه‌بندی پارامتر مورد نظر را در سطح منطقه فراهم می‌کنند به صورت گسترده در پژوهش‌های مربوط به بررسی بارندگی (نظری پور و همکاران، ۱۳۹۴؛ راجا و همکاران، ۲۰۱۶)، تبخیر و تعرق (هودام و همکاران، ۲۰۱۷) و دما (شتیلیانوا و همکاران، ۲۰۱۷) استفاده شده‌است. علاوه بر این پژوهشگران بسیاری مانند بیات و همکاران (۲۰۱۴)، مظفری و همکاران (۲۰۱۱)، اوناته-والدیویزو و همکاران (۲۰۲۰)، محمد و همکاران (۲۰۲۱) و سارکر و همکاران (۲۰۲۰) از تکنیک‌های میان‌یابی مکانی برای پهنه‌بندی شاخص‌های خشکسالی استفاده کرده‌اند.

سابدی و همکاران (۲۰۱۸) برای دستیابی به بهترین روش پهنه‌بندی وضعیت خشکسالی در طی سال‌های ۲۰۱۳-۱۹۸۰ در منطقه شرق تگزاس بر اساس شاخص SPEI، روش‌های آمار قطعی مانند روش وزن‌دهی معکوس فاصله (IDW) و اسپلاین را با روش‌های زمین‌آمار مانند روش کریجینگ معمولی با تابع گوسی (KG) و تابع کروی (KS)، با یکدیگر مقایسه کردند. نتایج ایشان نشان داد که در شرایط خشکسالی، روش کریجینگ معمولی با تابع گوسی (KG) منطقه را بهتر پهنه‌بندی می‌کند. اما در کل برای شرایط خشکسالی و ترسالی روش وزن‌دهی معکوس فاصله نتایج بهتری نسبت به سایر روش‌ها ارائه داده است.

بهمنی و همکاران (۲۰۲۱) با استفاده از داده‌های ۲۰ ساله ۴۷ ایستگاه سینوپتیک در منطقه شمال غرب ایران، شاخص‌های SPI و SPEI را محاسبه کردند. سپس با استفاده از تکنیک‌های ترکیب رگرسیون وزنی جغرافیایی و روش کریجینگ (GWRKrig)، رگرسیون کریجینگ (RegKrig) و کریجینگ معمولی اقدام به پهنه‌بندی وضعیت خشکسالی بر اساس شاخص‌های ذکر شده در سطح منطقه نمودند. نتایج ایشان نشان داد که بر اساس معیارهای آماری RMSE و ضریب تبیین  $R^2$ ، روش GWRKrig نتایج بهتری را در پهنه‌بندی خشکسالی در منطقه مورد نظر ارائه می‌دهد.

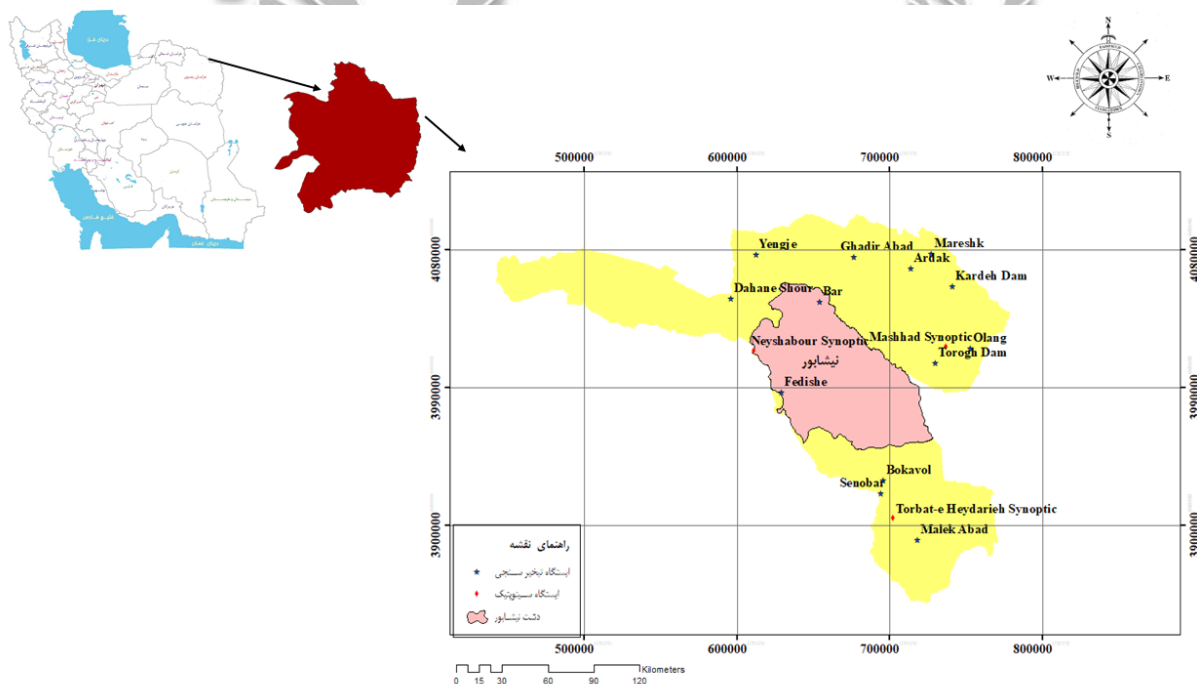
کاتیپوگ لو و آکار (۲۰۲۲) برای درک توزیع شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی SRI در سطح حوضه فرات ترکیه از روش‌های تابع پایه شعاعی (RBF)، کریجینگ، وزن‌دهی معکوس فاصله، درون‌یابی چند جمله‌ای محلی (Local Polynomial Interpolation (LPI)) و درون‌یابی چند جمله‌ای عمومی (Global Polynomial Interpolation (GPI)) استفاده کردند. نتایج ایشان نشان داد که بر اساس تکنیک ارزیابی تقاطعی، روش‌های کریجینگ و LPI بهتر از سایر روش‌ها شاخص خشکسالی SRI را پیش‌بینی می‌کنند.

حوضه دشت نیشابور دارای اقلیمی خشک و نیمه‌خشک است (یعقوب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶) و همچنین از لحاظ کشاورزی در استان خراسان رضوی از جمله دشت‌های حائز اهمیت به‌شمار می‌رود. در عین حال **ایستگاه‌های سینوپتیک و تبخیرسنجی در سطح این دشت پراکنده می‌باشند که به منظور پایش وضعیت خشکسالی در سطح این دشت ابتدا وضعیت خشکسالی بر اساس هر یک از شاخص‌های SPEI، RDI، eRDI، SPEI و SPEIEP در محل هر ایستگاه تعیین شده‌است و سپس با استفاده از ضریب موران جهانی و محلی، به بررسی نحوه گسترش مکانی خشکسالی و تعیین مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی وضعیت خشکسالی در سطح این دشت پرداخته شده‌است.**

## ۲. داده و روش پژوهش

### ۲-۱. منطقه مورد مطالعه

دشت نیشابور در طول جغرافیایی  $17^{\circ} 58'$  تا  $20^{\circ} 59'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $35^{\circ} 40'$  تا  $36^{\circ} 39'$  شمالی واقع شده است. بلندترین نقطه منطقه در ارتفاعات بینالود واقع است که از سطح دریا ۳۳۰۰ متر ارتفاع دارد و پایین‌ترین نقطه خروجی در محل خروجی دشت (حسین آباد جنگل) قرار دارد که حدود ۱۰۵۰ متر از سطح دریا بلندتر است، ضمن آنکه ارتفاع متوسط دشت از سطح دریا ۱۹۰۰ متر می‌باشد. این دشت جزئی از حوضه آبریز کویر مرکزی ایران می‌باشد. این حوضه از نظر موقعیت جغرافیایی از شمال به حوضه آبریز دشت مشهد، از شرق به حوضه آبریز سنگ بست، از جنوب به حوضه آبریز رخ، از جنوب غرب به حوضه آبریز عطائیه، از غرب به حوضه آبریز سبزوار و از شمال غرب به حوضه‌های آبریز جویین - سلطان آباد و ینگجه محدود می‌باشد. موقعیت حوضه آبریز نیشابور در شکل ۱ نشان داده شده است. این حوضه ۵/۷ درصد وسعت استان خراسان رضوی را پوشش می‌دهد. آب و هوای منطقه در دامنه‌ها معتدل است در حالی که در نواحی پست خروجی دشت بر میزان گرما و خشکی هوا افزوده می‌شود (بخشی دم او و همکاران، ۱۳۹۶).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های مورد استفاده

## ۲-۲. داده‌های مورد استفاده

در این مطالعه از داده‌های دما و بارش ۱۳ ایستگاه تبخیرسنجی و ۳ ایستگاه سینوپتیک در طی سال‌های آبی ۷۰-۱۳۶۹ تا ۹۸-۱۳۹۷ استفاده شده است. مشخصات این ایستگاه‌ها در جدول ۱ و موقعیت آن‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.

به علت عدم اندازه‌گیری دقیق و یا فقدان وسایل اندازه‌گیری و عدم دقت اپراتور برخی از ایستگاه‌ها دارای داده‌های مفقود شده می‌باشند. برای بازسازی داده‌ها روش‌های متعددی در تحقیقات مختلف استفاده شده است، که از آن جمله می‌توان به روش‌های میانگین‌گیری ساده حسابی (Simple arithmetic averaging)، نسبت نرمال (Normal ratio method) و تحلیل رگرسیون چندگانه (Multiple regression analysis) که در مطالعات باریوس و همکاران (۲۰۱۸)، ولدسنبت و همکاران (۲۰۱۶)، ستاری و همکاران (۲۰۱۶) و جعفری و همکاران (۱۳۹۴) استفاده شده است، اشاره کرد. در این مطالعه با توجه به فاصله بین ایستگاه‌ها و مقادیر ضریب همبستگی بین ایستگاه‌ها برای بازسازی داده‌ها از روش وزن‌دهی معکوس فاصله (IDWM) که توسط وی و مک‌گینس (۱۹۷۳) پیشنهاد شده است، استفاده شد. (معادله ۱)

$$v_0 = \frac{\sum_{i=1}^n (v_i/d_i)}{\sum_{i=1}^n (1/d_i)} \quad (1)$$

که در آن  $v_0$  مقدار تخمین زده شده داده مفقود شده است.  $v_i$  مقدار همان پارامتر در آمین ایستگاه نزدیک به ایستگاه مورد نظر و در همان زمان،  $d_i$  فاصله بین ایستگاه دارای داده مفقود و آمین ایستگاه نزدیک به آن و  $n$  تعداد ایستگاه‌های نزدیک می‌باشد. لازم به ذکر است از آنجا که ارتفاع اثر مهمی بر روی میزان بارندگی دارد، برای بازسازی بهتر داده‌ها بین ایستگاه‌هایی که اختلاف ارتفاع زیادی با یکدیگر داشتند روش وزن‌دهی معکوس فاصله اصلاح و سعی شد این پارامتر هم مورد توجه قرار گیرد.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده

نام ایستگاه	UTMY	UTMX	ارتفاع (متر)	متوسط بارندگی سالانه (میلی متر)	متوسط دمای سالانه (°C)
دهنه شور مشکان	۴۰۴۸۱۵۰	۵۹۶۱۶۷	۱۲۴۳	۲۱۰/۷۹	۱۵/۲۷
ملک آباد	۳۸۹۰۸۷۳	۷۱۷۹۹۳	۱۱۹۵	۲۰۲/۰۳	۱۶/۸۲
بار اریه - چهارباغ	۴۰۴۶۱۸۴	۶۵۴۱۵۶	۱۵۹۹	۲۳۲/۲۶	۱۴/۶۴
ارداک بند ساروج	۴۰۶۷۵۲۴	۷۱۳۶۴۸	۱۳۲۰	۲۵۴/۱۵	۱۳/۵۹
صنوبر	۳۹۲۱۱۸۲	۶۹۳۷۵۵	۱۷۰۷	۲۳۹/۷۶	۱۴/۷۹
فدیشه	۳۹۸۷۰۸۱	۶۲۹۱۱۲۰	۱۰۸۶	۲۳۴/۳۸	۱۴/۶۴
بکاول	۳۹۲۹۷۲۸	۶۹۵۲۲۲	۱۸۴۹	۲۳۶/۷۱	۱۴/۹۵
اولنگ اسدی	۴۰۱۵۹۰۵	۷۵۲۴۷۰	۹۱۲	۲۴۹/۷۴	۱۵/۲۰
سد کارده	۴۰۵۶۰۹۳	۷۴۰۶۹۵	۱۲۷۹	۲۵۰/۲۸	۱۴/۳۲

۱۰/۷۳	۳۰۵/۹۷	۱۸۳۰	۷۲۷۰۵۹	۴۰۷۷۱۵۷	مارشک
۱۴/۱۸	۲۶۵/۴۶	۱۲۴۲	۷۲۹۵۸۷	۴۰۰۶۱۳۲	سد طرق
۱۵/۱۵	۲۱۴/۹۷	۱۷۰۳	۶۱۲۷۰۰	۴۰۷۶۶۷۸	ینگچه آبشار
۱۲/۵۶	۲۷۲/۷۸	۱۱۹۵	۶۷۶۴۰۱	۴۰۷۴۹۸۴	قدیر آباد
۱۵/۶۲	۲۴۳/۲۷	۹۹۹/۲	۷۳۶۵۵۹	۴۰۱۶۷۴۳	سینوپتیک مشهد
۱۴/۴۴	۲۳۸/۸۰	۱۲۱۳	۶۱۰۷۸۴	۴۰۱۴۲۳۲	سینوپتیک نیشابور
۱۴/۳۵	۲۴۷/۹۶	۱۴۵۰/۸	۷۰۱۶۳۳	۳۹۰۴۸۶۹	سینوپتیک تربت حیدریه

## ۲-۳. روش کار

### ۲-۳-۱. بارش موثر

بارش موثر را می‌توان به آن بخش از بارندگی اطلاق نمود که توسط گیاه به صورت مستقیم و یا غیر مستقیم مصرف می‌شود (تینگاس و همکاران، ۲۰۱۸). تعیین درصد میزان باران موثر نسبت به کل باران به عوامل زیادی از جمله شدت، مدت و میزان بارندگی، توزیع زمانی و مکانی بارندگی، میزان تبخیر و تعرق، توپوگرافی، پوشش گیاهی، مدیریت مزرعه، سیستم‌های زهکشی، ویژگی‌های خاک، میزان آب خاک، سطح آب زیرزمینی و نوع گیاه وابسته است. باران موثر را می‌توان با استفاده از روش‌های مختلف مانند تخمین تغییرات رطوبت خاک با استفاده از لایسیمتر و یا شبیه‌سازی معادلات بیلان آبی ارزیابی نمود، اما با توجه به اینکه این روش‌ها نیاز به وسایل اندازه‌گیری زیاد دارند و همچنین برای سری‌های زمانی طولانی در اکثر مناطق چنین داده‌هایی نمی‌تواند موجود باشد، از معادلات تجربی برای تخمین میزان باران موثر استفاده می‌شود. اداره احیای اراضی آمریکا (USBR)، مقدار بارش موثر در هر ماه را به عنوان درصدی از بارش کل آن ماه، بر اساس جدول ۲ ارائه داده‌است. از آنجا که این روش برای مناطق خشک و نیمه‌خشک نتایج مطلوبی را ارائه داده‌است و با توجه به شرایط آب و هوایی منطقه مورد مطالعه در این پژوهش از این روش به منظور برآورد بارش موثر استفاده شده‌است. ضمناً براساس نظر زارعی و مقیمی (۲۰۱۹) و با توجه به جدول ۲، برای محاسبه مقدار باران موثر، میانه هر دسته در نظر گرفته شده‌است.

جدول ۲. تعیین درصد باران موثر براساس روش USBR

میزان باران موثر (%)	مقدار کل باران ماهانه (بر حسب میلی‌متر)
۹۰-۱۰۰	۰-۲۵/۴
۹۵-۸۵	۲۵/۴-۵۰/۸
۹۰-۷۵	۵۰/۸-۷۶/۲
۵۰-۸۰	۷۶/۲-۱۰۱/۶
۳۰-۶۰	۱۰۱/۶-۱۲۷
۱۰-۴۰	۱۲۷-۱۵۲/۴
۰-۱۰	>۱۵۲/۴

## ۲-۳-۲. شاخص‌های خشکسالی SPI و aSPI

شاخص SPI اولین مرتبه توسط مک کی و همکاران (۱۹۹۳) برای پایش و طبقه‌بندی خشکسالی معرفی شد. این شاخص برای محاسبه خشکسالی تنها نیازمند داده‌های بارندگی می‌باشد. در واقع شاخص بارش استاندارد شده (Standardized Precipitation index) با توجه به نسبت اختلاف بارندگی در یک دوره زمانی مشخص از مقدار بارش نرمال در همان دوره بر انحراف از معیار میزان بارندگی‌ها برای همان دوره با توجه به توزیع آماری داده‌ها به دست می‌آید. از جمله موارد قابل توجه در مورد داده‌های بارندگی این است که معمولاً توزیع نرمال بر این داده‌ها برازش مناسبی ندارد، به همین منظور نیاز به استفاده از یک تبدیل نرمال می‌باشد. بر اساس پیشنهاد مک کی و همکاران (۱۹۹۳)، و با فرض این که توزیع گاما برای سری‌های زمانی داده‌های بارندگی برازش مناسبی داشته باشد، با استفاده از این توزیع مقادیر بارندگی‌ها به توزیع نزدیک نرمال برای استفاده در شاخص SPI تبدیل می‌شوند. برای محاسبه این شاخص از روابط ارائه شده توسط مک کی و همکاران (۱۹۹۳)، تیگاس و همکاران (۲۰۱۸) و زارعی و همکاران (۲۰۲۱) استفاده شده است.

معیار طبقه‌بندی خشکسالی بر اساس مقادیر شاخص خشکسالی از جمله شاخص SPI و میزان احتمال وقوع هریک از طبقات در جدول ۳ ارائه شده است (مک کی و همکاران، ۱۹۹۳ و تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸). از جمله مزایا شاخص SPI می‌توان به نیاز به داده کم، توانایی تعیین کسری بارش برای چندین دوره مرجع مختلف و همچنین ساختار احتمالاتی شاخص که برای تحلیل ریسک در تصمیم‌گیری‌های مختلف مفید می‌باشد، اشاره کرد (مک کی و همکاران، ۱۹۹۳ و تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸).

جدول ۳. طبقه‌بندی شدت‌های خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی (مک کی و همکاران، ۱۹۹۳ و تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸)

احتمال وقوع	مقدار عددی شاخص	طبقه خشکسالی
۲/۳	$\geq 2$	ترسالی خیلی شدید
۴/۴	۱/۵-۱/۹۹	ترسالی شدید
۹/۲	۱-۱/۴۹	ترسالی ملایم
۳۴/۱	۰-۰/۹۹	ترسالی خفیف
۳۴/۱	-۰/۹۹-۰	خشکسالی خفیف
۹/۲	-۱/۴۹-۱	خشکسالی ملایم
۴/۴	-۱/۹۹-۱/۵	خشکسالی شدید
۲/۳	$\leq -2$	خشکسالی خیلی شدید

شاخص SPI مانند هر شاخص دیگر معایبی نیز دارد، از جمله این معایب می‌توان به عدم وجود پارامتری برای بیان تعادل آب در خاک اشاره کرد که موجب می‌شود به کار بردن شاخص SPI در پایش خشکسالی کشاورزی آنچنان موثر و مناسب نباشد و این شاخص شرایط ناشی از تغییر اقلیم (از جمله شدت یا تغییرات فصلی بارندگی) را کمتر بتواند در نظر بگیرد (تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸). برای برطرف کردن این مشکل تیگاس و همکاران (۲۰۱۸) به جای استفاده از مقدار کل بارش در محاسبه شاخص SPI از میزان بارش موثر استفاده کردند و شاخص مورد نظر را aSPI یا agricultural Standardized Precipitation Index نامیدند. دلیل این تغییر را موجود

بودن پارامتر تعادل آب خاک در مفهوم باران موثر عنوان کردند. با توجه به اینکه می‌توان میزان بارش موثر را نیز با در اختیار داشتن مقدار کل باران تخمین زد، در نتیجه همچنان در شاخص جدید مزیت‌های شاخص SPI حفظ می‌شود. در استاندارد سازی شاخص aSPI نیز مانند SPI از توزیع گاما استفاده می‌شود (تیگاس و همکاران، ۲۰۱۸). حدود آستانه طبقه‌بندی شدت خشکسالی در شاخص aSPI نیز مانند شاخص SPI می‌باشد (جدول ۳).

### ۲-۳-۳. شاخص‌های خشکسالی RDI و eRDI

شاخص شناسایی خشکسالی RDI (Reconnaissance Drought index) توسط ساکیریس و ونجلیس (۲۰۰۵) معرفی شده‌است این شاخص هم برای ارزیابی خشکسالی هواشناسی بسیار مورد استفاده قرار گرفته‌است. مهمترین مزیتی که برای شاخص RDI می‌توان برشمرد این است که در ارزیابی خشکسالی توسط این شاخص هر دو پارامتر مهم بارش و تبخیر و تعرق در نظر گرفته شده‌است. به منظور برآورد میزان تبخیر و تعرق مرجع، با توجه به شرایط آب و هوایی نیمه خشک منطقه، از بین روش‌های متعدد برآورد میزان تبخیر و تعرق مرجع، روش هارگویز-سامانی مورد استفاده قرار گرفت (معادله ۲).

$$PET_i = 0.0023R_a(T + 17.8)\sqrt{TR} \quad (2)$$

در معادله فوق  $R_a$  میزان تابش برون زمینی است، T بیانگر میانگین دمای ایستگاه مدنظر در ماه مربوطه می‌باشد و TR بیانگر اختلاف بین حداکثر و حداقل دما در ماه مورد نظر می‌باشد.

با توجه به مطالعه و روابط ارائه شده توسط ساکیریس و ونجلیس (۲۰۰۵) مقادیر شاخص RDI در محدوده هر ایستگاه و برای هر دوره زمانی به دست آمده‌است.

تیگاس و همکاران (۲۰۱۶) به منظور ارزیابی موثرتر و دقیق‌تر خشکسالی کشاورزی، مقادیر باران موثر را جایگزین مقدار بارندگی در شاخص RDI نمودند و شاخص جدید را eRDI نامیدند. حدود آستانه طبقات ترسالی و خشکسالی در هر دو شاخص همانند سایر شاخص‌های مورد استفاده در این پژوهش در جدول ۳ ارائه شده‌است.

### ۲-۳-۴. شاخص‌های خشکسالی SPEI و SPEIEP

یکی دیگر از شاخص‌هایی که برای ارزیابی خشکسالی استفاده می‌شود، شاخص بارش - تبخیر و تعرق استاندارد شده SPEI (Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index) است. این شاخص بر اساس میزان بارندگی و تبخیر و تعرق توسط ویسنته-سرانو و همکاران (۲۰۱۰) توسعه داده شده‌است. برای محاسبه SPEI ابتدا نیاز به محاسبه میزان تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از داده‌های هواشناسی می‌باشد. سپس تفاوت بین میزان ماهانه بارندگی و تبخیر و تعرق به دست می‌آید (معادله ۳).

$$D_i = P_i - PET_i \quad (3)$$

در معادله فوق  $D_i$  نشانگر تفاوت بین میزان بارندگی و تبخیر و تعرق در ماه i است.  $P_i$  و  $PET_i$  به ترتیب نشان‌دهنده میزان بارندگی و تبخیر و تعرق در ماه i می‌باشد.



در محاسبه شاخص SPEI نیز مانند شاخص SPI برای اینکه بتوان مقادیر  $D_i$  را به یک تابع نرمال استاندارد با میانگین صفر و انحراف از معیار ۱ نزدیک نمود، باید ابتدا یک تابع چگالی احتمال به آنها برآزش داده و سپس با استفاده از اصل احتمال هم انتقال، توزیع آن را به توزیع نرمال استاندارد تبدیل کرد. ویسنه-سرانو و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی توابع مختلف، مناسب ترین تابع برای این امر را تابع چگالی احتمال لوگ-لوجستیک سه پارامتری دانسته اند. در این پژوهش با توجه به روابط ارائه شده توسط ویسنه-سرانو و همکاران (۲۰۱۰) و شی و همکاران (۲۰۱۷) مقادیر این شاخص محاسبه شد. زارعی و مقیمی (۲۰۱۹) برای ارزیابی بهتر شاخص SPEI در خشکسالی های کشاورزی مانند آنچه که درباره aSPI ذکر شد، در معادله  $D_i$  از مقادیر باران موثر به جای مقادیر کل بارش استفاده کردند و شاخص خود را SPEIEP نامیدند. طبقه بندی شدت های خشکسالی بر اساس این شاخص هم در جدول ۳ آورده شده است.

در این پژوهش همه ۶ شاخص ذکر شده در مقیاس زمانی سالانه و در طول دوره آماری ۱۳۷۰-۱۳۶۹ تا ۱۳۹۸-۱۳۹۷ محاسبه شده اند. برای محاسبه شاخص های SPI، aSPI، RDI و eRDI از نرم افزار Drinc و برای شاخص های SPEI و SPEIEP از بسته نرم افزاری SPEI در نرم افزار R استفاده شده است. ضمناً به منظور بررسی میزان همبستگی بین این شاخص ها از ضریب تبیین ( $R^2$ ) استفاده شد.

### ۲-۳-۵. تحلیل مکانی خشکسالی

هدف زمین آمار کمی سازی و یافتن الگوی مکانی متغیرهای منطقه ای می باشد (بوتافوکو و همکاران، ۲۰۱۴). این همبستگی مکانی با استفاده از توابع واریوگرام تجربی که بر اساس رابطه ذیل محاسبه میگردند، نشان داده می شود.

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(u_i + h) - Z(u_i)]^2 \quad (۴)$$

در معادله فوق  $Z(u_i)$  و  $Z(u_i+h)$  به ترتیب مقادیر مشاهده شده یا محاسبه شده داده ها (در این پژوهش شاخص های خشکسالی) در مکان های  $u_i$  و  $u_i+h$  هستند و  $N(h)$  تعداد جفت مشاهداتی است که در فاصله  $h$  از یکدیگر قرار گرفته اند.

بعد از محاسبه واریوگرام، مدل مناسب زمین آماری بر داده ها برآزش داده می شود. با توجه به نتایج به دست آمده توسط شمس نیا و خدادادی دهکردی (۱۳۹۹)، علیقلی نیا و همکاران (۱۳۹۸)، نوحه گر و همکاران (۲۰۱۳)، کشتکار و همکاران (۲۰۲۱)، مقبلی و همکاران (۲۰۲۰) و افضلی و همکاران (۲۰۱۶) که در مناطق مختلف ایران انجام شده است روش کریجینگ برای پهنه بندی مکانی شاخص های خشکسالی روشی مناسب می باشد. از این رو، در این تحقیق نیز از روش کریجینگ بدین منظور استفاده شده است. در روش کریجینگ بر خلاف دیگر روش های میان یابی وزن دهی به نقاط همسایه با در نظر گرفتن نحوه توزیع آنها حول نقطه تخمین انجام می گیرد. روش کریجینگ خود دارای انواع مختلفی مانند کریجینگ معمولی، کریجینگ ساده و کریجینگ عمومی است.

#### ۲-۳-۵-۱. کریجینگ معمولی (Ordinary Kriging)

روش کریجینگ معمولی متداول ترین روش مورد استفاده کریجینگ است، در این روش میانگین وزنی مشاهدات را براساس درجه همبستگی فضایی آنها تخمین می زند. این روش براساس یک سری فرضیات از جمله ثابت بودن تابع روند مدل زمین آماری مدنظر، و نیز توزیع نرمال متغیر مورد نظر، استوار است (بستان و همکاران، ۲۰۱۲).

کریجینگ معمولی میانگین خطی مشاهدات را با استفاده از رابطه ۵ محاسبه می کند.

$$\hat{Z}(u) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i) \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (۵)$$

که  $Z(u_i)$  مقدار کریجینگ معمولی تخمین زده شده در مکان  $u_i$ ،  $\lambda_i$  وزن دهی کریجینگ معمولی و  $u_i$  مکان داده مشاهداتی می باشد. در این روش کریجینگ میانگین مجهول است. شرط های ناریب بودن و صفر شدن خطای سیستماتیک، به گونه ای اعمال می شوند که میانگین بخشی از جواب مساله باشد.

## ۲-۳-۵-۲. کریجینگ ساده (Simple Kriging)

این روش ساده ترین نوع کریجینگ مورد استفاده در هیدرولوژی و مهندسی محیط زیست است که عبارت از نوعی میان یابی خطی در ابعاد بزرگ است. در این روش بر خلاف کریجینگ معمولی فرض بر معلوم بودن و ثابت بودن میزان میانگین می باشد.

$$\hat{Z}(u) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(u_i) + [1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i] m \quad (6)$$

در معادله فوق  $m$  مقدار میانگین می باشد.

به منظور تعیین مناسب ترین روش کریجینگ از بین روش های کریجینگ در تعیین نحوه گسترش خشکسالی در سطح محدوده مورد مطالعه، برای هر شاخص در سال های مختلف، از تکنیک ارزیابی تقاطعی استفاده گردید. این تکنیک بر این اساس است که در هر مرتبه یک نقطه مشاهده ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور مقداری برآورد می گردد، سپس مقدار واقعی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه این عمل تکرار می شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده، شاخص خطاسنجی ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) با استفاده از رابطه ۷ محاسبه می گردد:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z(u_i) - \hat{Z}(u_i)]^2}{n}} \quad (7)$$

در معادله فوق  $\hat{Z}(u_i)$  مقدار برآورد شده  $u_i$ ،  $Z(u_i)$  مقدار مشاهده شده  $u_i$  و  $n$  تعداد مشاهده ها می باشد. در این مطالعه علاوه بر روش های کریجینگ معمولی و ساده از روش کریجینگ عمومی نیز استفاده شده است که به علت ضعیف بودن نتایج از ارائه آنها خودداری شده است.

## ۲-۳-۳-۵. خودهمبستگی مکانی

از خودهمبستگی مکانی می توان برای ارزیابی توزیع مکانی شاخص های خشکسالی استفاده کرد. از جمله روش هایی که به صورت گسترده در پژوهش های مختلف از آن استفاده شده است، شاخص موران می باشد (نژاد رکابی و همکاران، ۲۰۲۲؛ لی و همکاران، ۲۰۲۰؛ اسلام و همکاران، ۲۰۲۲؛ حجازی زاده و جودی زاده، ۱۳۹۸ و میرزاپور و همکاران، ۱۴۰۱). شاخص موران خود به دو شاخص موران جهانی (Global) و محلی (Local) تقسیم بندی می شود.

شاخص موران جهانی نشان دهنده خوشه ای و یا پراکنده بودن متغیر مورد نظر در سطح منطقه است. میزان شاخص موران جهانی در محدوده بین +۱ و -۱ قرار دارد که مقادیر مثبت این شاخص بیانگر خوشه ای بودن متغیر مورد مطالعه است و نشان می دهد که ویژگی های مشابه به یکدیگر گرایش دارند ولی مقادیر منفی نشان دهنده پراکنده بودن متغیر مورد مطالعه و ناهمگنی خصوصیات است، در حالی که مقدار صفر در این شاخص بیانگر ناپیوستگی و تصادفی بودن متغیر است.

شاخص موران محلی که به وسیله آنسلین (۱۹۵۵) توسعه داده شده است، در تعیین وجود یا عدم وجود خودهمبستگی فضایی محلی در اطراف یک پهنه مشخص به کار می‌رود. به عبارت دیگر در صورتی که تعدادی عارضه وزن‌دهی شده موجود باشد، با استفاده از این شاخص می‌توان نشان داد که در چه مکان‌هایی مقادیر زیاد و یا کم این پدیده‌ها در فضا به طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند و همچنین کدام عوارض دارای مقادیر بسیار متفاوت از عوارض پیرامونشان هستند (حجازی زاده و جودی زاده، ۱۳۹۸). شاخص موران محلی فقط در چارچوب مقدار Z محاسبه شده و P-Value قابل تفسیر و تحلیل است (نظری پور و همکاران، ۱۳۹۴). در این آماره ۴ حالت مختلف وجود دارد که عبارت هستند از زیاد-زیاد یا HH که بیانگر خوشه‌ها با مقادیر زیاد یا خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد، کم-کم یا LL بیانگر خوشه‌های مقادیر کم یا خود همبستگی فضایی منفی در سطح اطمینان ۹۹ درصد و دو حالت ناخوشه کم-زیاد یا LH و زیاد-کم یا HL که مقادیر کم با مقادیر زیاد و یا بلعکس در سطح اطمینان ۹۵ درصد احاطه شده‌اند (علی آبادی و دادشی رودباری، ۱۳۹۴). به منظور بررسی نحوه گسترش خشکسالی در سطح دشت نیشابور، با استفاده از افزونه Geostatistical Analysis و ابزار Spatial Statistics در محیط ArcMap در نرم‌افزار GIS، پهنه خشکسالی و نوع خودهمبستگی مکانی بر اساس هر یک از ۶ شاخص ذکر شده و در طول دوره آماری مورد بررسی قرار گرفت.

### ۳. نتایج و بحث

#### ۳-۱. پایش وضعیت خشکسالی

همانگونه که بیان شد، پس از بررسی اولیه داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی در طول دوره آماری ۷۰-۱۳۶۹ تا ۹۸-۱۳۹۷ بر اساس ۶ شاخص خشکسالی (شامل SPI، aSPI، RDI، eRDI، SPEI و SPEIIP)، وضعیت خشکسالی در مقیاس سالانه در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه تعیین شد. با توجه به اینکه وضعیت خشکسالی در محدوده ۱۳ ایستگاه تبخیرسنجی و ۳ ایستگاه سینوپتیک مورد بررسی قرار گرفته است و به دلیل حجم زیاد نتایج در این بخش، صرفاً نتایج مربوط به ایستگاه‌های سینوپتیک مشهد، سینوپتیک نیشابور و سینوپتیک تربت حیدریه و ایستگاه تبخیرسنجی بار اریه چهار باغ ارائه می‌شود (شکل ۲). با توجه به شکل ۲ در سال‌های ۷۹-۷۸، ۸۷-۸۶ و ۹۶-۹۷ در محدوده این ایستگاه‌ها خشکسالی حاکم بوده است، ضمن آنکه خشکسالی شدید دیگری در سال ۹۰-۸۹ در محدوده ایستگاه‌های سینوپتیک مشهد و تربت حیدریه به وقوع پیوسته است (شکل ۲).

با توجه به نتایج به دست آمده، مقادیر عددی شاخص‌های SPI، aSPI، RDI و eRDI برای هر یک از سال‌های مورد بررسی با یکدیگر بسیار مشابه می‌باشند، که با نتایج بسیاری از محققان از جمله پاتک و دودامنی (۲۰۱۹) همخوانی دارد. شاخص aSPI در اکثر ایستگاه‌ها شدت خشکسالی را شدیدتر از دیگر شاخص‌ها نشان می‌دهد. از آنجا که این شاخص در اکثر ایستگاه‌ها در سال‌های ۷۹-۷۸ یا ۸۷-۸۶ بیشترین شدت خشکسالی را نشان می‌دهد می‌توان گفت در آن سال‌ها خشکسالی بیشتر تحت تاثیر کاهش میزان بارش موثر بوده است و افزایش دما و یا تبخیر و تعرق نقش کمتری در شدت خشکسالی داشته است (شکل ۲).

همانگونه که از شکل ۲ پیداست، شاخص‌های SPEI و SPEIIP مقدار عددی خشکسالی را در نیمه اول دوره مورد بررسی، تا حدودی کم‌تر از سایر شاخص‌ها نشان می‌دهند، اما همانگونه که در این شکل مشهود است، دو شاخص SPEI و SPEIIP در سال‌های اخیر

شدت خشکسالی را از ۴ شاخص دیگر شدیدتر نشان می‌دهند، این نتایج با نتایج ارائه شده توسط رجب زاده و همکاران (۱۴۰۰) که بر روی دشت کاشمر و بردسکن انجام داده‌اند، همخوانی دارد. دلیل این امر را می‌توان افزایش محسوس دما در طول دوره مورد مطالعه و حساسیت بیشتر دو شاخص SPEI و SPEI<sub>EP</sub> نسبت به تغییرات آب و هوایی به دلیل توسعه شاخص‌ها بر اساس بیلان آبی و دخالت تبخیر و تعرق در محاسبه این دو شاخص دانست. با توجه به مطالعه انجام شده توسط زارعی و مقیمی (۲۰۱۹) شاخص اصلاح شده SPEI یا همان SPEI<sub>EP</sub> مقادیر خشکسالی کشاورزی را درست‌تر ارائه می‌دهد که در نهایت می‌توان گفت برای منطقه مورد مطالعه شاخص SPEI<sub>EP</sub> از شاخص‌های دیگر به تغییرات بارش و تبخیر و تعرق حساس‌تر می‌باشد.

در تمامی شاخص‌های مورد بررسی و در تمامی ایستگاه‌ها، حدود ۵۶ تا ۷۰ درصد سال‌ها در محدوده طبقه نرمال (ترسالی خفیف و یا خشکسالی خفیف) قرار می‌گیرند. در تمامی ایستگاه‌ها بیشترین فراوانی شدت خشکسالی مربوط به خشکسالی متوسط (Moderate drought) است. در اکثر ایستگاه‌ها بر اساس همه ۶ شاخص مورد بررسی حدود ۱ تا ۲ سال تحت خشکسالی شدید (Severe drought) و یک سال تحت خشکسالی بسیار شدید (Extreme drought) قرار داشته‌اند.

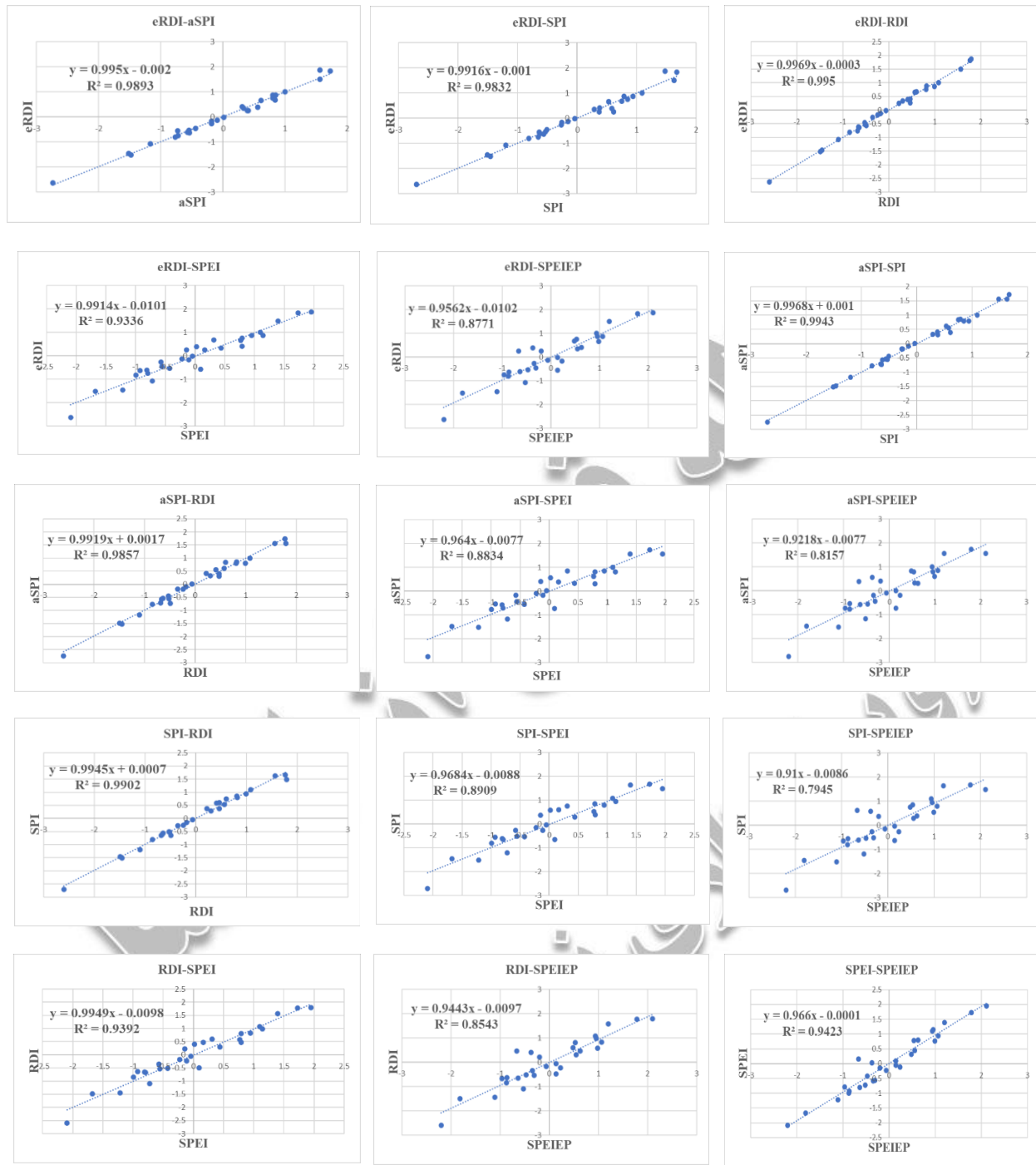
روید استادی نشده

اداره آبخیزداری



شکل ۲. سری زمانی مقادیر شاخص‌های خشکسالی مورد بررسی در طول دوره مورد مطالعه در تعدادی از ایستگاه‌ها

همانگونه که بیان شد، به منظور بررسی میزان همبستگی بین این ۶ شاخص مورد بررسی در هر یک از ایستگاه‌ها از ضریب تبیین ( $R^2$ ) استفاده شد که به عنوان نمونه، نمودار پراکندگی دو به دوی مقادیر شاخص‌ها در ایستگاه سینوپتیک نیشابور در شکل ۳ نشان داده شده است. در تمام ایستگاه‌ها دامنه تغییرات مقادیر  $R^2$  بین مقادیر ۰/۶۵ تا ۰/۹۷ می‌باشد. در همه ایستگاه‌ها، کمترین میزان  $R^2$  متعلق به مقایسه دو شاخص SPI و SPEIEP است. به طور کلی در مقایسه شاخص‌هایی که از مقدار بارش موثر به جای مقدار کل بارش استفاده می‌شود با شاخص‌های مشابه به آنها که از مقدار بارش کل استفاده می‌شود، همبستگی بالایی وجود دارد. به عبارت دیگر، شاخص‌های eRDI با RDI و شاخص‌های aSPI با SPI دارای مقادیر  $R^2$  بالاتر از ۰/۹۸ هستند، ولی شاخص‌های SPEI با SPEIEP دارای مقادیر  $R^2$  کمتری هستند ولی باز هم همبستگی دو به دو این دو شاخص بالاتر از ۰/۹۶ است. به نظر می‌رسد علت همبستگی بسیار بالا در مقایسه دو به دو شاخص‌هایی که به جای بارش کل از بارش موثر استفاده می‌نمایند در نحوه برآورد بارش موثر باشد. به عبارت دیگر با توجه به اینکه بارش موثر به عنوان درصدی از بارش کل در نظر گرفته می‌شود (جدول ۲)، این موضوع سبب می‌شود که همبستگی دو به دو شاخص‌های متناظر بسیار زیاد باشد. نتایج به دست آمده با مطالعات پاتک و دودامنی (۲۰۱۹) و ویسنه-سرانو و همکاران (۲۰۱۵) همخوانی دارد.



شکل ۳. نمودار پراکندگی دو به دو شاخص های خشکسالی در ایستگاه سینوپتیک نیشابور

## ۳-۲. تحلیل مکانی خشکسالی

### ۳-۲-۱. پهنه‌بندی خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی

همان‌گونه که بیان شد، در پژوهش حاضر با استفاده از روش‌های کریجینگ ساده و معمولی اقدام به پهنه‌بندی وضعیت خشکسالی بر اساس هریک از ۶ شاخص خشکسالی که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته‌اند، شد. بر اساس مقایسه بین مقادیر واریوگرام‌های مختلف، مدل کریجینگ با استفاده از شاخص آماری RMSE مناسب‌ترین مدل برای منطقه انتخاب شد. **از آنجا که هرچه میزان آماره RMSE کمتر باشد نشان دهنده مقدار خطای کمتر در روش میان‌یابی می‌باشد، براساس جدول ۴ برای سال‌هایی که منطقه تحت تاثیر خشکسالی شدید و بسیار شدید بوده است، مقدار این شاخص اغلب در بازه بین ۰/۱۷ تا ۰/۳ قرار دارد.** مناسب‌ترین روش کریجینگ در سال‌هایی که منطقه تحت تاثیر خشکسالی بسیار شدید و شدید بوده است، در مورد شاخص‌های مختلف پایش خشکسالی در جدول ۴ نشان داده شده است. براین اساس در رابطه با شاخص‌های SPI، aSPI، RDI و eRDI مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی وقایع خشکسالی شدید و بسیار شدید در محدوده مورد مطالعه، روش کریجینگ معمولی می‌باشد، در حالی که در مورد شاخص‌های SPEI و SPEIEP مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی، روش کریجینگ ساده می‌باشد.

جدول ۴. مقادیر کم‌ترین RMSE در مناسب‌ترین مدل مورد استفاده روش کریجینگ در پهنه‌بندی وقایع خشکسالی شدید یا بسیار شدید برای هر یک از

شاخص‌های مورد بررسی

RMSE	واریوگرام	مدل کریجینگ	سال وقوع خشکسالی	شاخص خشکسالی
۰/۲۰۰۵	Hole effect	Ordinary	۹۶-۹۷	SPI
۰/۲۶۰۸	J-Bessel	Ordinary	۸۶-۸۷	
۰/۵۸۹	Rational quadratic	Ordinary	۷۸-۷۹	
۰/۱۷۹	J-Bessel	Ordinary	۹۶-۹۷	aSPI
۰/۲۶۲	J-Bessel	Ordinary	۸۶-۸۷	
۰/۶۱۳	Rational quadratic	Ordinary	۷۸-۷۹	
۰/۲۱	Hole effect	Simple	۹۶-۹۷	RDI
۰/۲۲۵	Exponential	Ordinary	۸۶-۸۷	
۰/۵۲۷	Rational quadratic	Ordinary	۷۸-۷۹	
۰/۱۹۵۳	Hole effect	Simple	۹۶-۹۷	eRDI
۰/۲۲۹	Exponential	Ordinary	۸۶-۸۷	
۰/۵۵۰۹	Rational quadratic	Ordinary	۷۸-۷۹	
۰/۲۶۷۳	J-Bessel	Simple	۹۶-۹۷	SPEI
۰/۱۹۱۹	Gaussian	Simple	۸۶-۸۷	
۰/۲۸۹۱	Hole effect	Ordinary	۷۸-۷۹	
۰/۲۵۵۲	Hole effect	Simple	۹۶-۹۷	SPEIEP
۰/۱۹۲۶	Gaussian	Simple	۸۶-۸۷	
۰/۳۰۶۴	Hole effect	Ordinary	۷۸-۷۹	

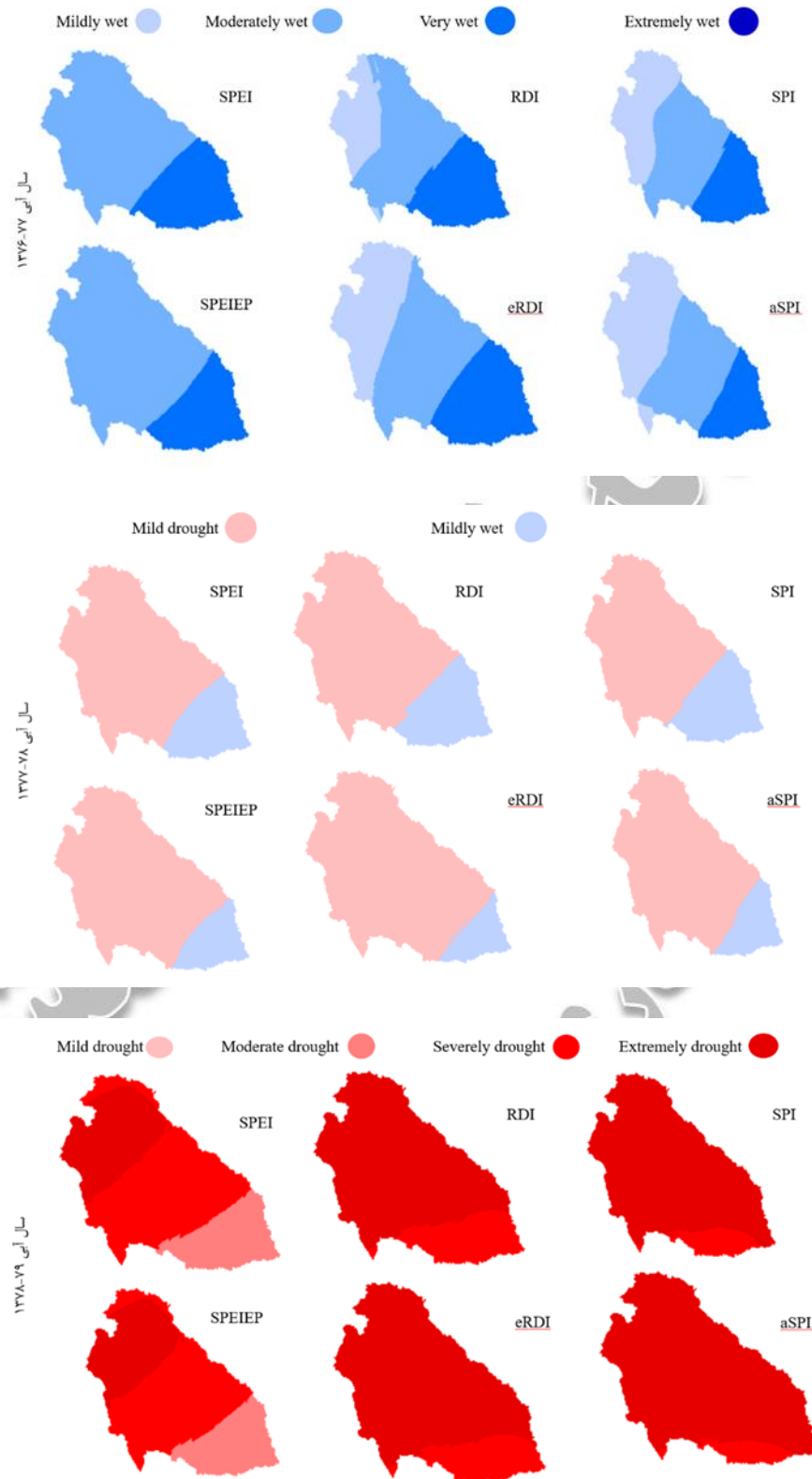
با توجه به مقادیر RMSE در اکثر سال‌های تحت خشکسالی شدید در منطقه، مناسب‌ترین توابع برازش روش کریجینگ بر روی شاخص‌های مورد بررسی از بین ۶ تابع موجود در افزونه Geostatistical Analysis توابع نمایی و گوسی و ثابت (constant) می‌باشند. با توجه به نتایج حاصل از پایش خشکسالی بر اساس شاخص‌های ذکر شده و بر اساس نتایج حاصل از مناسب‌ترین روش درون‌یابی پهنه‌بندی خشکسالی، نقشه‌های وضعیت خشکسالی در سطح محدوده مورد مطالعه و برای تمامی سال‌ها و بر اساس تمامی شاخص‌های خشکسالی تهیه شد که به عنوان نمونه نحوه گسترش و یا کاهش شدت خشکسالی در ۳ سال متوالی و در ۲ دوره ۳ ساله در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده‌اند. با توجه به شکل ۴ بر اساس تمامی شاخص‌های خشکسالی، در سال آبی ۷۶-۷۷ منطقه تحت تاثیر تری سالی بوده‌است که در سال آبی ۷۷-۷۸ خشکسالی به تدریج از شمال محدوده مورد مطالعه شروع می‌شود و در سال ۷۸-۷۹ به اوج خود می‌رسد که در این سال اکثر مناطق در محدوده مورد مطالعه تحت تاثیر خشکسالی بسیار شدید و شدید قرار داشته‌اند.

همان‌گونه که در شکل ۵ مشخص است، در سال آبی ۱۳۹۵-۱۳۹۶ بر اساس شاخص‌های SPEI و SPEIIP تمامی منطقه تحت تاثیر یک خشکسالی خفیف بوده است در حالی که بر اساس شاخص SPI تنها تقریباً نیمی از منطقه در وضعیت خشکسالی خفیف بوده و نیمه شمالی منطقه در وضعیت ترسالی خفیف بوده است. با بررسی مقادیر بارندگی و تبخیر و تعرق در سال ذکر شده در ایستگاه‌های مورد بررسی و مقایسه این مقادیر با میانگین بارش و تبخیر و تعرق درازمدت آنها، ملاحظه می‌شود که مقدار تبخیر و تعرق در این سال در تمام ایستگاه‌ها از میانگین درازمدت آنها بیشتر است، در حالی که میزان بارندگی در ایستگاه‌های نیمه جنوبی از میانگین درازمدت آنها کمتر هست، ولی در برخی از ایستگاه‌های نیمه شمالی مقدار بارندگی از میانگین درازمدت آنها کمی بیشتر است.

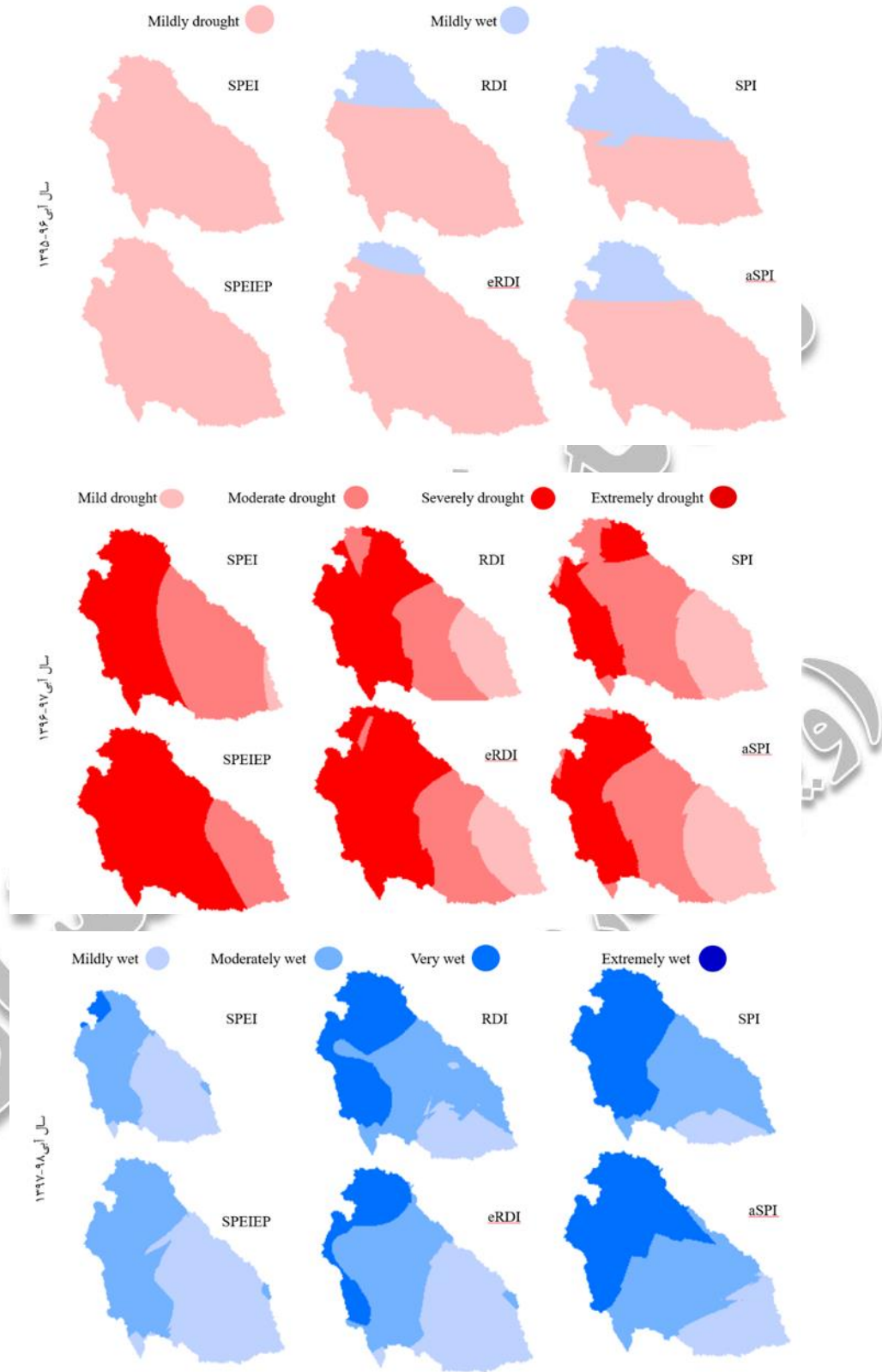
افزایش تبخیر و تعرق در تمامی حوضه و کاهش بارش در نیمه جنوبی حوضه و افزایش بارش در نیمه شمالی آن سبب شده است که در سال آبی ۱۳۹۵-۱۳۹۶ بر اساس شاخص‌های SPEI و SPEIIP تمامی حوضه با مشکل خشکسالی مواجه شود، ولی بر اساس شاخص‌های SPI و aSPI مشکل خشکسالی تقریباً در نیمه شمالی حوضه بوقوع نیوسته است. مقایسه وضعیت خشکسالی بر اساس شاخص‌های مورد بررسی در سال آبی ۱۳۹۵-۱۳۹۶ نشان می‌دهد که شاخص‌های SPEI و SPEIIP در مقایسه با RDI و eRDI به افزایش تبخیر و تعرق حساسیت بیشتری دارند. ضمناً می‌توان دریافت که شاخص‌هایی که در آنها از مقدار بارش موثر استفاده می‌شود در مقایسه با شاخص‌هایی که در آنها مقدار کل بارش دخالت داده می‌شود، حساسیت بیشتری در اعلام خطر خشکسالی دارند.

در سال ۹۶-۹۷ بر اساس همه شاخص‌های مورد بررسی، شدت خشکسالی در نیمه غربی منطقه نسبت به نیمه شرقی بیشتر بوده است (شکل ۵). شاخص SPI کم‌ترین سطح خشکسالی بسیار شدید را نشان می‌دهد. شاخص‌هایی که تبخیر و تعرق را هم در نظر می‌گیرند (RDI و SPEI)، وسعت منطقه تحت پوشش خشکسالی شدید و بسیار شدید را بیشتر نشان می‌دهند. ضمن آنکه بیشترین وسعت خشکسالی بسیار شدید و شدید بر اساس شاخص‌هایی که علاوه بر تبخیر و تعرق، بارش موثر هم در آنها به عنوان یک پارامتر اساسی مطرح است (eRDI و SPEIIP)، رخ داده است (شکل ۵). در سال آبی ۹۷-۹۸ در هیچ بخشی از منطقه خشکسالی حاکم نبوده است. در عین حال شاخص‌هایی که فقط بارش را در نظر می‌گیرند (SPI و aSPI) شرایط آب و هوایی را مرطوب‌تر در مقایسه با شاخص‌های مبتنی بر بارش و تبخیر و تعرق (RDI، eRDI، SPEI و SPEIIP) نشان می‌دهند. با مقایسه مقادیر بارندگی و تبخیر و تعرق در این دو سال با مقادیر بارندگی و تبخیر و تعرق درازمدت هر یک از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه مشخص شد که در این دو سال میانگین تبخیر و تعرق در تمام ایستگاه‌های مورد بررسی از میانگین درازمدت منطقه بیشتر بوده است در حالی که در سال آبی ۹۶-۹۷ میانگین بارندگی در کل منطقه نسبت به میانگین درازمدت حوضه کمتر بوده است، ولی در سال آبی ۹۷-۹۸ میانگین بارندگی در سطح منطقه از میانگین درازمدت حوضه بیشتر می‌باشد. با مقایسه وضعیت خشکسالی بر اساس شاخص‌های مختلف در سال آبی ۹۸-۱۳۹۷ مشاهده می‌شود که شاخص‌هایی که مبتنی بر بارش موثر و تبخیر و تعرق هستند، به پدیده خشکسالی حساس‌ترند.





شکل ۴. وضعیت گسترش خشکسالی در سطح منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص‌های مختلف طی سال‌های ۱۳۷۶ تا ۱۳۷۹



شکل ۵. وضعیت تغییر شرایط خشکسالی در سطح منطقه مورد مطالعه بر اساس شاخص‌های مختلف طی سال‌های ۱۳۹۵ الی ۱۳۹۸

در این میان به نظر می‌رسد با توجه به این که در شاخص SPEIEP علاوه بر بارش موثر، میزان تبخیر و تعرق هم در نظر گرفته می‌شود، این شاخص در مقایسه با سایر شاخص‌ها حساسیت بیشتری نسبت به پدیده خشکسالی دارد. همانطور که در شکل‌های ۴ و ۵ مشاهده می‌شود، در ابتدای دوره مورد مطالعه، بر اساس شاخص‌های SPEI و SPEIEP محدوده کمتری از منطقه تحت تاثیر خشکسالی قرار می‌گیرد، اما در سال‌های انتهایی دهه ۹۰، وسعت منطقه تحت تاثیر خشکسالی بر اساس این دو شاخص افزایش یافته است. این موضوع می‌تواند متأثر از گرمایش جهانی و وجود روند افزایشی دما و در نتیجه افزایش تبخیر و تعرق در محدوده مورد مطالعه باشد. زیرا بر اساس نتایج پژوهش یعقوب زاده و همکاران (۱۳۹۶) برای دوره آینده بین سال‌های (۲۰۸۰-۲۰۹۹) میزان دمای حداقل و حداکثر نسبت به دوره پایه در این دشت بیشتر خواهد بود ضمن آنکه میزان تبخیر و تعرق نیز برای ماه‌های گرم سال در این دشت در آینده مقادیر بیشتری بر اساس سناریوهای مختلف پیش‌بینی شده است.

### ۲-۳. خودهمبستگی مکانی شاخص‌های خشکسالی

همان‌گونه که گفته شد برای تعیین الگوی خودهمبستگی شاخص‌های خشکسالی در سطح منطقه مورد مطالعه از بین روش‌های موجود از شاخص موران جهانی استفاده شد. با توجه به اینکه در این پژوهش بر روی سال‌هایی که منطقه بر اساس شاخص‌های گوناگون تحت خشکسالی شدید و بسیار شدید قرار داشته، تاکید شده است در جدول ۵ مقادیر شاخص موران برای این سال‌ها ارائه شده است.

جدول ۵- مقادیر آماره موران و شاخص‌های آماری آن برای شاخص‌های مختلف خشکسالی در سال‌های مختلف

P-value	Z-score	Moran's I	سال وقوع خشکسالی	شاخص خشکسالی
۰/۰۰۰۴	۳/۵۲۷	۰/۹۴۲	۹۶-۹۷	SPI
۰/۰۰۰۵	۲/۸۲۶	۰/۷۵۶	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۴۷	۱/۹۸۰	۰/۵۰۳	۷۸-۷۹	
۰/۰۰۰۲	۳/۶۷۹	۰/۹۸۳	۹۶-۹۷	aSPI
۰/۰۰۰۴	۲/۸۴۱	۰/۷۶۲	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۵۰	۱/۹۴۶	۰/۴۹۳	۷۸-۷۹	
۰/۰۰۰۰۸	۳/۳۴۶	۰/۸۹۷	۹۶-۹۷	RDI
۰/۰۰۰۳	۲/۸۸۶	۰/۷۷۰	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۲۹	۲/۱۷۵	۰/۵۵۷	۷۸-۷۹	
۰/۰۰۰۰۵	۳/۴۳۶	۰/۹۱۹	۹۶-۹۷	eRDI
۰/۰۰۰۴	۲/۸۷۷	۰/۷۷۱	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۳۱	۲/۱۴۷	۰/۵۵	۷۸-۷۹	
۰/۰۰۰۷	۲/۶۸۴	۰/۷۰۵	۹۶-۹۷	SPEI
۰/۰۰۰۳	۲/۹۱۴	۰/۷۷۴	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۰۰۹	۳/۲۹۱	۰/۸۸۶	۷۸-۷۹	
۰/۰۰۲۲	۲/۲۸۱	۰/۶۰۰	۹۶-۹۷	SPEIEP
۰/۰۰۰۰۹	۳/۳۱۷	۰/۸۸۹	۸۶-۸۷	
۰/۰۰۰۲	۳/۰۴۹	۰/۸۱۵	۷۸-۷۹	

در شاخص موران جهانی فرض صفر این است که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر عناصر مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. حال زمانی که مقدار P-Value بسیار کوچک است و مقدار Z محاسبه شده بسیار بزرگ است آنگاه می‌توان فرضیه صفر را رد کرد (صلاحی و فریدپور، ۱۳۹۵). بر طبق جدول ۵ در تمامی شاخص‌های خشکسالی و برای سال‌های مورد بررسی، فرضیه صفر در سطوح اطمینان ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد رد می‌شود که حاکی از وجود ساختار خوشه‌ای در سطح منطقه می‌باشد. با توجه به جدول در سال آبی ۹۶-۹۷ الگوی خوشه‌ای در اکثر شاخص‌ها از استحکام بیشتری نسبت به سال‌های آبی ۷۹-۷۸ و ۸۷-۸۶ برخوردار بوده‌است. نتایج به دست آمده از جدول ۵ نشان می‌دهد که شاخص‌های SPEI و SPEIIP دارای خوشه‌بندی بالا هستند و نیز هر نقطه با مناطق اطراف خود دارای ارتباط قوی‌تر نسبت به سایر شاخص‌های مورد مطالعه هستند.

از آنجا که شاخص موران جهانی فقط نوع الگو را مشخص می‌کند، برای نشان دادن توزیع فضایی الگوی حاکم بر شاخص خشکسالی در ایستگاه‌های مختلف در سطح منطقه از شاخص موران محلی استفاده شده‌است. با توجه به نتایج به دست آمده از شاخص موران محلی برای تمام شاخص‌های خشکسالی مورد مطالعه خود همبستگی، در سال‌هایی که خشکسالی شدید و یا بسیار شدید در منطقه حاکم بوده‌است خودهمبستگی بالایی (HH و یا LL) بین ایستگاه‌ها حاکم است. به عبارت دیگر در سال‌هایی که خشکسالی در ایستگاه‌های محدوده دشت حاکم است می‌توان انتظار داشت که در ایستگاه‌های خارج از محدوده دشت (شکل ۱) هم خشکسالی حاکم خواهد بود.

#### ۴. نتیجه‌گیری

وقوع خشکسالی‌های مکرر و اثرات اجتماعی و اقتصادی آنها به خصوص در مناطق خشک و نیمه‌خشک اهمیت پایش خشکسالی و بررسی تغییرات زمانی-مکانی و ویژگی‌های آن‌را دو چندان می‌کند. در این پژوهش با استفاده از داده‌های ماهانه بارش و دمای ۱۳ ایستگاه تبخیرسنجی و ۳ ایستگاه سینوپتیک وضعیت خشکسالی در سطح دشت نیشابور، بر اساس شاخص‌های SPI، aSPI، RDI، eRDI و SPEI و SPEIIP در دوره زمانی ۷۰-۱۳۶۹ تا ۹۸-۱۳۹۷ در مقیاس سالانه مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که شاخص SPI با شاخص‌های RDI، aSPI و eRDI همبستگی بسیار بالایی دارد و عملاً پایش خشکسالی بر اساس SPI و یا هر یک از ۳ شاخص دیگر (شاخص‌های RDI، aSPI و eRDI) تفاوتی را در وضعیت خشکسالی نشان نمی‌دهد (شکل‌های ۲ و ۳). بیشترین مقدار ضریب تبیین ( $R^2$ ) در مقایسه دو به دوی شاخص‌ها با یکدیگر، بین شاخص‌های RDI و eRDI می‌باشد. در حالی که  $R^2$  شاخص‌های SPEI و SPEIIP با سایر شاخص‌های مورد بررسی کمترین مقدار را دارا می‌باشند (شکل ۳). نکته بسیار مهم و اساسی این است که در طول دوره آماری، این دو شاخص وضعیت خشکسالی را ملایم‌تر و شرایط ترسالی را شدیدتر از ۴ شاخص دیگر نشان می‌دهند در حالی که در سال‌های انتهایی دوره، این دو شاخص وضعیت خشکسالی را در مقایسه با سایر شاخص‌ها شدیدتر نشان می‌دهند. همان‌گونه که بیان شد، با مقایسه مقادیر بارندگی، دما و تبخیر و تعرق ایستگاه‌های مختلف در طول دوره مورد بررسی با مقادیر میانگین آن‌ها، می‌توان به این نتیجه رسید که دما و در نتیجه تبخیر و تعرق در طول دوره به تدریج افزایش یافته است در حالی که بارندگی تغییر چندانی نداشته است و این موضوع سبب شده است که خشکسالی‌ها بر اساس این دو شاخص در سال‌های اخیر در مقایسه با سایر شاخص‌ها شدیدتر باشند (شکل‌های ۲، ۴ و ۵). باید توجه داشت که در شاخص‌های SPEI و SPEIIP از معیار استاندارد شده تفاوت بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل و یا بارش موثر و تبخیر و تعرق پتانسیل استفاده می‌شود که با توجه به افزایش دما و پدیده گرمایش جهانی، شدت خشکسالی بر اساس این دو شاخص در سال‌های انتهایی دوره بیشتر از سال‌های

اولیه است. همان‌گونه که بیان شد، چهار شاخص SPI، aSPI، RDI و eRDI با یکدیگر همبستگی بالایی دارند. این تشابه رفتاری در تعیین مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی خشکسالی در محدوده مورد مطالعه هم وجود دارد. به نحوی که در مورد این ۴ شاخص مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی خشکسالی در محدوده مورد مطالعه، روش کریجینگ معمولی می‌باشد، در حالی که در مورد شاخص‌های SPEI و SPEIEP مناسب‌ترین روش پهنه‌بندی، روش کریجینگ ساده می‌باشد.

نتایج شاخص خود همبستگی مکانی موران جهانی نشان داد با توجه به اینکه برای هر ۶ شاخص مورد بررسی الگوی خوشه‌ای در سطح منطقه حاکم است، می‌توان گفت مقادیر باران، باران موثر و تبخیر و تعرق دارای همبستگی فضایی مثبت با یکدیگر در سطح منطقه هستند. با توجه به نتایج شاخص موران محلی نیز می‌توان گفت در اکثر ایستگاه‌ها الگوی خوشه‌ای قوی در سال‌های با خشکسالی شدید و یا بسیار شدید، وجود داشته است.

پیشنهاد می‌شود با توجه به نتایج به دست آمده و افزایش روزافزون دما، به منظور پایش وضعیت خشکسالی در دشت نیشابور از شاخص SPEIEP استفاده شود و از آنجا که این شاخص نسبتاً جدید می‌باشد و نیاز به مطالعات بیشتری در این حوضه و سایر حوضه‌ها دارد، پیشنهاد می‌شود که تبخیر و تعرق با روش‌های دیگر مانند بلانی کریدر، تورنت وایت و پنمن مانیتث برآورد شده و تاثیر روش برآورد تبخیر و تعرق بر مقادیر شاخص SPEIEP هم مورد بررسی قرار گیرد. علاوه بر این، پیشنهاد می‌شود که در رابطه با خودهمبستگی مکانی خشکسالی در شرایط مختلف جغرافیایی و آب و هوایی کشور پژوهش‌های بیشتری انجام شده و حتی‌الامکان تاثیر شدت خشکسالی و یا شرایط جغرافیایی مناطق بر میزان خود همبستگی مکانی خشکسالی مورد بررسی قرار گیرد.

## منابع

- بخشی دم او، آ، گلکاریان، ع، مساعدی، ا، راشکی، ع. (۱۳۹۶) بررسی تأثیر خشکسالی هواشناسی بر منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت نیشابور)، کنفرانس بین‌المللی مدیریت منابع طبیعی در کشورهای در حال توسعه.
- جعفری، م، دین‌پژوه، ی، اسدی، ا. (۱۳۹۴) آشنایی با رگرسیون خطی چندگانه و استفاده از آن در شبیه‌سازی مقادیر روزانه تشت. نشریه آب و توسعه پایدار، ۲(۲)، ۶۷-۷۶.
- حجازی‌زاده، ز، جودی‌زاده، س. (۱۳۹۸). تحلیل آمار فضایی خشکسالی در ایران. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۹(۵۳).
- رجب‌زاده، س، مساعدی، ا، قبائی‌سوق، م. (۱۴۰۰). مطالعه عملکرد برخی از شاخص‌های خشکسالی هواشناسی در یک منطقه نیمه خشک (مطالعه موردی: دشت کاشمر و بردسکن). دومین کنفرانس بین‌المللی و پنجمین کنفرانس ملی حمایت از منابع طبیعی و محیط زیست.
- شمس‌نیا، س. ا، خدادادی دهکردی، د. (۱۳۹۹) پایش خشکسالی کشاورزی با استفاده از شاخص RDI و مدل زمین‌آماری کریجینگ (مطالعه موردی: مناطق مرکزی و جنوبی استان فارس). محیط زیست و مهندسی آب، ۶(۴)، ۴۴۴-۴۵۸.

۶) صلاحی، ب.، فرید پور، م. (۱۳۹۵). تحلیل فضایی خشکسالی اقلیمی شمال غرب ایران با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۳(۳).

۷) علی‌آبادی، ک.، داداشی رودباری، ع.ع. (۱۳۹۴). بررسی تغییرات الگوهای خودهمبستگی فضایی دمای بیشینه ایران. مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۶(۲۱).

۸) علیقلی‌نیا، ت.، رسولی مجد، ن.، هزار جریبی، ا. (۱۳۹۸). ارزیابی و مقایسه شاخص‌های خشکسالی استان آذربایجان غربی با استفاده از شاخص‌های SPI، CZI، PNI و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS). علوم و مهندسی آبیاری، ۴۲(۱)، ۱۷۵-۱۸۸.

۹) کریمی، م.، شاهدی، ک.، خسروی، خ. (۱۳۹۵). بررسی خشکسالی هواشناسی و هیدرولوژیکی با استفاده از شاخص‌های خشکسالی در حوضه آبریز قره‌سو. فیزیک زمین و فضا، ۴۲(۱)، ۱۷۰-۱۵۹.

۱۰) مصطفی‌زاده، ر.، ذبیحی، م. (۱۳۹۵). تحلیل و مقایسه شاخص‌های خشکسالی SPI و SPEI در ارزیابی خشکسالی هواشناسی با استفاده از نرم‌افزار R (بررسی موردی: استان کردستان). فیزیک زمین و فضا، ۴۲(۳)، ۶۴۳-۶۳۳.

۱۱) میرزاپور، س.، خیرخواه زرکش، م.م.، عزیزی، ز. (۱۴۰۱). تحلیل الگوی فضایی وضعیت خشکسالی در زاگرس میانی و جنوبی با استفاده از شاخص‌های سنجش از دور. مجله علمی و پژوهشی مهندسی اکوسیستم، ۱۱(۳۵).

۱۲) نظری‌پور، ح.، دوستکامیان، ح.، علیزاده، س. (۱۳۹۴). بررسی الگوی‌های توزیع فضایی دما، بارش و رطوبت با استفاده از تحلیل اکتشافی زمین‌آمار (بررسی موردی: نواحی مرکزی ایران). فیزیک زمین و فضا، ۴۱(۱)، ۹۹-۱۱۷.

۱۳) هاتفی، ع.، مساعدی، ا.، جباری نوقایی، م. (۱۳۹۵). نقش تبخیر و تعرق در پایش خشکسالی هواشناسی در چند ناحیه اقلیمی کشور. نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۳(۲).

۱۴) یعقوب‌زاده، م.، احمدی، م.، سیدکابلی، ح.، زمانی، غ.ر.، امیرآبادی‌زاده، م. (۱۳۹۶). ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر خشکسالی کشاورزی به کمک شاخص‌های ETDI و SPI. نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۴(۴).

15. Adnan, S., Ullah, K., Shuanglin, L., Gao, S., Khan, A. H., & Mahmood, R. (2018). Comparison of various drought indices to monitor drought status in Pakistan. *Climate Dynamics*, 51(5), 1885-1899.

16. Afzali, A., Keshtkar, H., Pakzad, S., Moazami, N., Azizabadi Farahani, E., Golpaygani, A., & TaghiNaghilou, M. (2016). Spatio-temporal analysis of drought severity using drought indices and deterministic and geostatistical methods (Case Study: Zayandehroud River Basin). *Desert*, 21(2), 165-172.

17. Bahmani, S., Naganna, S. R., Ghorbani, M. A., Shahabi, M., Asadi, E., & Shahid, S. (2021). Geographically weighted regression hybridized with Kriging model for delineation of drought-prone Areas. *Environmental Modeling & Assessment*, 26(5), 803-821.

18. Bayat, B., Nasser, M., & Zahraie, B. (2015). Identification of long-term annual pattern of meteorological drought based on spatiotemporal methods: evaluation of different geostatistical approaches. *Natural Hazards*, 76(1), 515-541.
19. Bostan, P. A., Heuvelink, G. B., & Akyurek, S. Z. (2012). Comparison of regression and kriging techniques for mapping the average annual precipitation of Turkey. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 19, 115-126.
20. Buttafuoco, G., Caloiero, T., & Coscarelli, R. (2015). Analyses of drought events in Calabria (Southern Italy) using standardized precipitation index. *Water Resources Management*, 29(2), 557-573.
21. Byakatonda, J., Parida, B. P., Moalafhi, D. B., & Kenabatho, P. K. (2018). Analysis of long term drought severity characteristics and trends across semiarid Botswana using two drought indices. *Atmospheric research*, 213, 492-508.
22. Hodam, S., Sarkar, S., Marak, A. G., Bandyopadhyay, A., & Bhadra, A. (2017). Spatial interpolation of reference evapotranspiration in India: comparison of IDW and Kriging Methods. *Journal of the Institution of Engineers (India): Series A*, 98(4), 511-524.
23. Islam, S. S., Islam, K. A., & Mullick, M. R. A. (2022). Drought hot spot analysis using local indicators of spatial autocorrelation: An experience from Bangladesh. *Environmental Challenges*, 6, 100410.
24. Katipoğlu, O. M., Acar, R., & Şenocak, S. (2021). Spatio-temporal analysis of meteorological and hydrological droughts in the Euphrates Basin, Turkey. *Water Supply*, 21(4), 1657-1673.
25. Keshtkar, A. R., Moazami, N., & Afzali, A. (2021). Assessment of spatial interpolation techniques for drought severity analysis in Salt Lake Basin. *Desert*, 26(1), 85-97.
26. Khanmohammadi, N., Rezaie, H., & Behmanesh, J. (2022). Investigation of drought trend on the basis of the best obtained drought index. *Water Resources Management*, 36(4), 1355-1375.
27. Li, R., Chen, N., Zhang, X., Zeng, L., Wang, X., Tang, S., & Niyogi, D. (2020). Quantitative analysis of agricultural drought propagation process in the Yangtze River Basin by using cross wavelet analysis and spatial autocorrelation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 280, 107809.
28. Masud, M. B., Khaliq, M. N., & Wheeler, H. S. (2015). Analysis of meteorological droughts for the Saskatchewan River Basin using univariate and bivariate approaches. *Journal of Hydrology*, 522, 452-466.
29. McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993, January). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology* (Vol. 17, No. 22, pp. 179-183).
30. Moghbeli, A., Delbari, M., & Amiri, M. (2020). Application of a standardized precipitation index for mapping drought severity in an arid climate region, southeastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(5), 1-16.
31. Moghimi, M. M., & Zarei, A. R. (2021). Evaluating performance and applicability of several drought indices in arid regions. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 57(3), 645-661.

32. Mohammed, S., Alsafadi, K., Mousavi, S. M. N., & Harsányi, E. (2021). Rainfall Change and Spatial-Temporal Aspects of Agricultural Drought in Syria. In *Water Resources in Arid Lands: Management and Sustainability* (pp. 215-221). Springer, Cham.
33. Mozafari, G.A., Khosravi, Y., Abbasi, E. and Tavakoli, F. (2011). Assessment of geostatistical methods for spatial analysis of SPI and EDI drought indices. *World Applied Sciences Journal*, 15(4), 474-482.
34. Nejadrekabi, M., Eslamian, S., & Zareian, M. J. (2022). Spatial statistics techniques for SPEI and NDVI drought indices: A case study of Khuzestan Province. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 19(7), 6573-6594.
35. Nohegar, A., Heydarzadeh, M., & Malekian, A. (2013). Assessment of severity of droughts using geostatistics method (case study: southern Iran). *Desert*, 18(1), 79-87.
36. Omar, L. C., Mariano, N. C., Alberto, G., Ernestina, P. G., Jorge, M. M., & Enrique, T. D. (2022). Sensitivity of Four Indices of Meteorological Drought for Rainfed Maize Yield Prediction in the State of Sinaloa, Mexico. *Agriculture*, 12(4), 525.
37. Oñate-Valdivieso, F., Uchuari, V., & Oñate-Paladines, A. (2020). Large-scale climate variability patterns and drought: a case of study in South–America. *Water Resources Management*, 34(6), 2061-2079.
38. Pathak, A. A., & Dodamani, B. M. (2020). Comparison of meteorological drought indices for different climatic regions of an Indian river basin. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 56(4), 563-576.
39. Raja, N. B., Aydin, O., Türkoğlu, N., & Çiçek, I. (2017). Space-time kriging of precipitation variability in Turkey for the period 1976–2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 129(1), 293-304.
40. Sarker, M. H., Ahmed, S., Alam, M. S., Begum, D., Kabir, T. N., Jahan, R., & Kabir, S. T. D. (2020). Development and forecasting drought indices using SPI (standardized precipitation index) for local level agricultural water management. *Atmospheric and Climate Sciences*, 11(01), 32.
41. Sattari, M. T., Rezazadeh-Joudi, A., & Kusiak, A. (2017). Assessment of different methods for estimation of missing data in precipitation studies. *Hydrology Research*, 48(4), 1032-1044.
42. Shi, B., Zhu, X., Hu, Y., & Yang, Y. (2017). Drought characteristics of Henan province in 1961-2013 based on Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Geographical Sciences*, 27(3), 311-325.
43. Shtiliyanova, A., Bellocchi, G., Borrás, D., Eza, U., Martin, R., & Carrère, P. (2017). Kriging-based approach to predict missing air temperature data. *Computers and Electronics in Agriculture*, 142, 440-449.
44. Srinivas, B., Tiwari, M. K., & Patel, G. R. (2022). An Evaluation of the Performance of Five Meteorological Drought Monitoring Indices Over an Arid and Semi-Arid Region of Gujarat (India). *International Journal of Environment and Climate Change*, 12(10), 800-818.



45. Subedi, M. R., Xi, W., Edgar, C. B., Rideout-Hanzak, S., & Hedquist, B. C. (2019). Assessment of geostatistical methods for spatiotemporal analysis of drought patterns in East Texas, USA. *Spatial Information Research*, 27(1), 11-21.
46. Surendran, U., Anagha, B., Raja, P., Kumar, V., Rajan, K., & Jayakumar, M. (2019). Analysis of drought from humid, semi-arid and arid regions of India using DrinC model with different drought indices. *Water Resources Management*, 33(4), 1521-1540.
47. Torabi Haghghi, A., Abou Zaki, N., Rossi, P. M., Noori, R., Hekmatzadeh, A. A., Saremi, H., & Kløve, B. (2020). Unsustainability syndrome—from meteorological to agricultural drought in arid and semi-arid regions. *Water*, 12(3), 838.
48. Tsakiris, G., & Vangelis, H. J. E. W. (2005). Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European water*, 9(10), 3-11.
49. Tigkas, D., Vangelis, H., & Tsakiris, G. (2016). Introducing a modified reconnaissance drought index (RDIE) incorporating effective precipitation. *Procedia Engineering*, 162, 332-339.
50. Tigkas, D., Vangelis, H., & Tsakiris, G. (2019). Drought characterisation based on an agriculture-oriented standardised precipitation index. *Theoretical and applied climatology*, 135(3), 1435-1447.
51. 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.
52. Vicente-Serrano, S. M., Van der Schrier, G., Beguería, S., Azorin-Molina, C., & Lopez-Moreno, J. I. (2015). Contribution of precipitation and reference evapotranspiration to drought indices under different climates. *Journal of Hydrology*, 526, 42-54.
53. Wable, P. S., Jha, M. K., & Shekhar, A. (2019). Comparison of drought indices in a semi-arid river basin of India. *Water resources management*, 33(1), 75-102.
54. Wei, T. C. (1973). *Reciprocal Distance Squared Method, A computer technique for estimating areal precipitation* (Vol. 8). US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, North Central Region.
55. Woldesenbet, T. A., Elagib, N. A., Ribbe, L., & Heinrich, J. (2017). Gap filling and homogenization of climatological datasets in the headwater region of the Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *International Journal of Climatology*, 37(4), 2122-2140.
56. Yuce, M. I., & Esit, M. (2021). Drought monitoring in Ceyhan basin, Turkey. *Journal of Applied Water Engineering and Research*, 9(4), 293-314.
57. Zarei, A. R., & Moghimi, M. M. (2019). Modified version for SPEI to evaluate and modeling the agricultural drought severity. *International journal of biometeorology*, 63(7), 911-925.
58. Zarei, A. R., & Mahmoudi, M. R. (2020). Assessment of the effect of PET calculation method on the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI). *Arabian Journal of Geosciences*, 13(4), 1-14.

59. Zarei, A. R., Moghimi, M. M., & Bahrami, M. (2019). Comparison of reconnaissance drought index (RDI) and effective reconnaissance drought index (eRDI) to evaluate drought severity. *Sustainable Water Resources Management*, 5(3), 1345-1356.

مقاله فیل از انتشار  
روید استادی نشده

## **Determining the optimal geostatistical method for drought monitoring based on different drought indices and its application in Neishabour Plain**

### **Abstract**

Almost all regions of the world suffer from drought in one way or another. Various indices have been developed to better evaluate and understand the drought. Here, we investigate the spread of drought in the Neishabour plain using the data collected during the hydrological years of 1990 to 2018. Our dataset includes rainfall and minimum/maximum temperature collected by 13 climatological stations and 3 synoptic stations in the region.

The drought was analyzed based on 6 indices: SPI, RDI, SPEI, aSPI, eRDI, and SPEIEP. For the first 3 indices, the total amount of precipitation was used, while for the rest, the amount of effective precipitation based on the USBR method was used. To better understand how drought spreads in the plain we needed to convert point data to regional data, to this end we investigated simple, ordinary, and general kriging of geostatistical methods. Our results showed that the two-by-two correlation coefficient between indices varied between 0.65 and 0.97. In all stations, the lowest  $R^2$  value belonged to the comparison between SPI and SPEIEP. In general, there was a high correlation in comparing the indices that used the amount of effective precipitation with corresponding indices that used the amount of total precipitation. In specific, the comparison between eRDI-vs-RDI and aSPI-vs-SPI showed  $R^2$  values higher than 0.98 and SPEI-vs-SPEIEP showed  $R^2$  values higher than 0.96. In addition, SPI, aSPI, RDI, and eRDI indices were highly correlated with each other.

This similarity of behavior exists in determining the most appropriate method of drought zoning in the studied area. To better dissociate between different methods and determine the optimum one, we looked at root mean square error (RMSE) values. Based on RMSE values the optimum method of zoning severe and extreme drought events was the ordinary kriging method. However, in the case of SPEI and SPEIEP, the most suitable zoning method was simple kriging. Furthermore, indices that use evaporation and transpiration better showed the extent of the drought area in recent years compared to the SPI index that only considers rainfall. This could be due to the effect of global warming on increase in evaporation and transpiration. We may therefore conclude that effective precipitation, precipitation, and evapotranspiration had a positive spatial correlation with each other in the study area because the findings of Global Moran's spatial autocorrelation index indicated cluster patterns for all 6 drought indices in the area. In most of the stations, a prominent cluster pattern was observed in the years with severe and very severe droughts, according to the local Moran's index results.

Overall, our results suggest the usage of the SPEIEP index to monitor the drought in the Neishabour plain, considering the increasing temperature and also the smaller error of the SPEIEP index in determining the expansion of drought in the plain. In addition, considering that the SPEIEP index is relatively new and requires more studies in this basin and other basins, it is suggested that evaporation and transpiration be estimated with other methods such as Blaney-Kreider, Torrent-White, and Penman-Monteith and also effective precipitation with the other methods. Influence of the effective precipitation and evapotranspiration estimation method on SPEIEP index values should be investigated. Additionally, it is recommended that more research be done on the spatial autocorrelation of drought in various geographic and climatic conditions across the country (Iran). If at all possible, it should also be looked into how the severity of the drought or the geographical characteristics of the regions affect the degree of spatial autocorrelation of drought.

**Key words:** drought indices, drought zoning, Neishabour plain, spatial expansion of drought