



دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر فصلنامه ی
علمی فضای جغرافیایی

دوره بیست و پنجم، شماره ۹۱
پاییز ۱۴۰۴، صفحات ۷۱-۹۴

لیلا حق پرست مژدهی^۱

بهمن رمضانی گورابی^۲

آتوسا بیگدلی^۳

یوسف زین العابدین^۴

الگوی فضایی تغییر روند شاخص های خشکسالی در استان گیلان

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۳۰

چکیده

یکی از پیامدهای تغییر دما و بارش، خشکسالی است که تداوم در تکرار آنها با اثرات مخرب زیست محیطی همراه است. در این پژوهش مهم ترین پیامد تغییر دما و بارش یعنی خشکسالی مورد بررسی قرار می گیرد. ابتدا داده های مورد نیاز از مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جو (ECMWF) با تفکیک مکانی $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ بمدت ۴۴ سال (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳) دریافت گردید. سپس وجود روند در شاخص های SPI و RDI با استفاده از آزمون من کندال تعیین و از آماره I موران محلی (ALMI) برای شناسایی نوع الگوی مکانی آنها استفاده شد. نتایج نشان داد که شاخص RDI در ماه های مارس، می، ژوئن و اوت دارای روند منفی کاهشی بوده است. علاوه بر وجود روند منفی در میانگین شاخص RDI ماه های مارس، می، ژوئن و اوت، روند منفی در شاخص RDI تک تک یاخته های این ماه ها تایید گردید. در این راستا، تحلیل فضایی آزمون روند شاخص خشکسالی RDI و SPI نشان داد که الگوی خوشه بالا-بالا (HH) و پایین-پایین (LL) در ماه های مارس، می، ژوئن و اوت در بخش های مختلف استان اعم از جلگه تا کوهستان و از شرق تا غرب بصورت هسته های جدا از هم شکل گرفته است. در نتیجه رفتار غیرتصادفی بر الگوی توزیع مکانی شاخص RDI و SPI حاکم است.

واژگانه کلیدی: روند، I موران محلی، SPI، RDI، استان گیلان

^۱گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

^۲گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران. (نویسنده مسئول) Email: Bahman.ramzani@iau.ac.ir

^۳گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

^۴گروه جغرافیا، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران.

مقدمه

از انقلاب صنعتی، دمای سالانه کره زمین بیش از ۱ درجه سانتی گراد افزایش یافته است. دما بین سال‌های ۱۸۸۰ تا ۱۹۸۰، یعنی از زمانی که داده‌ها اندازه‌گیری شدند هر ۱۰ سال به طور متوسط ۰/۰۷ درجه سانتی گراد (۰/۱۳) درجه فارنهایت) افزایش داشته است. با این حال، از سال ۱۹۸۱، میزان افزایش بیش از دو برابر شده است. بعبارتی در ۴۰ سال گذشته، شاهد افزایش سالانه دمای جهانی ۰/۱۸ درجه سانتی گراد در هر دهه بوده‌ایم. نتیجه اینکه سیاره هرگز گرم‌تر از این نبوده است. ۹ سال از ۱۰ سال گرم، بین سال‌های ۱۸۸۰ تا ۲۰۰۵ رخ داده است و ۵ سال گرم ثبت شده، همگی از سال ۲۰۱۵ به بعد رخ داده‌اند. اکنون دانشمندان آب‌وهوا به این نتیجه رسیده‌اند که اگر بخواهیم از آینده‌ای که در آن زندگی روزمره در سراسر جهان با بدترین و مخرب‌ترین اثرات تغییر اقلیم مانند خشکسالی‌های شدید، آتش‌سوزی‌های جنگلی، سیل‌ها، طوفان‌های استوایی و سایر بلایای طبیعی روبرو خواهد شد جلوگیری کنیم، باید گرمایش جهانی تا سال ۲۰۴۰ به ۱/۵ درجه سانتی گراد محدود گردد (Surampalli et al., 2013; Chigwin, 2012).

در بیست‌ویکمین کنفرانس اعضای کنوانسیون چارچوب سازمان ملل متحد در مورد تغییرات آب‌وهوا (UNFCCC) در اواخر سال ۲۰۱۵ تصمیم گرفته شد تا افزایش میانگین دمای سطح جهانی را به کمتر از ۲ درجه سانتی‌گراد بالاتر از سطوح پیش از صنعتی شدن محدود کنند. با این حال باید گفت که اگر مسیر فعلی انتشار گازهای گلخانه‌ای ادامه یابد، دستیابی به یک هدف دمایی ۲ درجه سانتی‌گراد دشوار خواهد بود، و این نیازمند تغییرات اساسی در تمام حوزه‌های جامعه مدرن است (Schellnhuber et al., 2016; Sanford et al., 2014). مطالعات اخیر نشان داده است که دامنه احتمالی افزایش دمای جهانی ۲ تا ۴/۹ درجه سانتی‌گراد خواهد بود و بنابراین، سطوح گرمایش ۱/۵، ۲، ۳ و ۴ درجه سانتی‌گراد نقاط عطف مهمی نه تنها برای کاهش، بلکه برای درک اثرات مورد انتظار تغییر آب‌وهوا هستند (Raftery, 2017).

مطالعات انجام شده حاکی از تغییرات متغیرهای اقلیمی از جمله دما و بارش در گستره ایران و جهان است. اما مهم‌ترین پیامد تغییر دما و بارش، خشکسالی است، بطوریکه تشدید خشکسالی و افزایش تداوم آن باعث صدمات عمیق بر محیط‌زیست جانوری، گیاهی، منابع آب و غیره... می‌شود. بعنوان مثال تغییرات دما و بارندگی در سواحل جنوبی دریای خزر و مقایسه آن با تغییرات در مقیاس جهانی و نیمکره شمالی بیانگر آن است که با کاهش دما، کاهش بارندگی و با افزایش دما، افزایش بارندگی اتفاق می‌افتد (Piernia et al., 2015). ارزیابی نمایه‌های فرین گرم روزهای تابستان، روزهای گرم، شب‌های گرم و شب‌های حاره‌ای در ایران رو به افزایش است، در حالیکه روند نمایه فرین سرد از جمله روزهای یخبندان، روزهای یخی شب‌های سرد و روزهای سرد منفی بوده و رو به کاهش است. امواج گرمایی طولانی‌تر و برعکس امواج سرد کوتاه‌تر و در کل بسامد رخداد بارش‌های فرین رو به افزایش است (دارند، ۱۳۹۴). علاوه بر این، مطالعات انجام شده توسط سلیمانی ساردو و مصباح‌زاده، (۱۳۹۹)، زرین و داداشی رودباری (۱۴۰۰)، میرشکاران و همکاران (۱۴۰۰)، زرین و داداشی رودباری (۱۴۰۲)، درخشی و همکاران (۱۴۰۳) و دولابیان و همکاران (۲۰۲۱) وجود تغییرات معنی‌دار در دما و بارش و بی‌نظمی در رخداد مکانی و زمانی

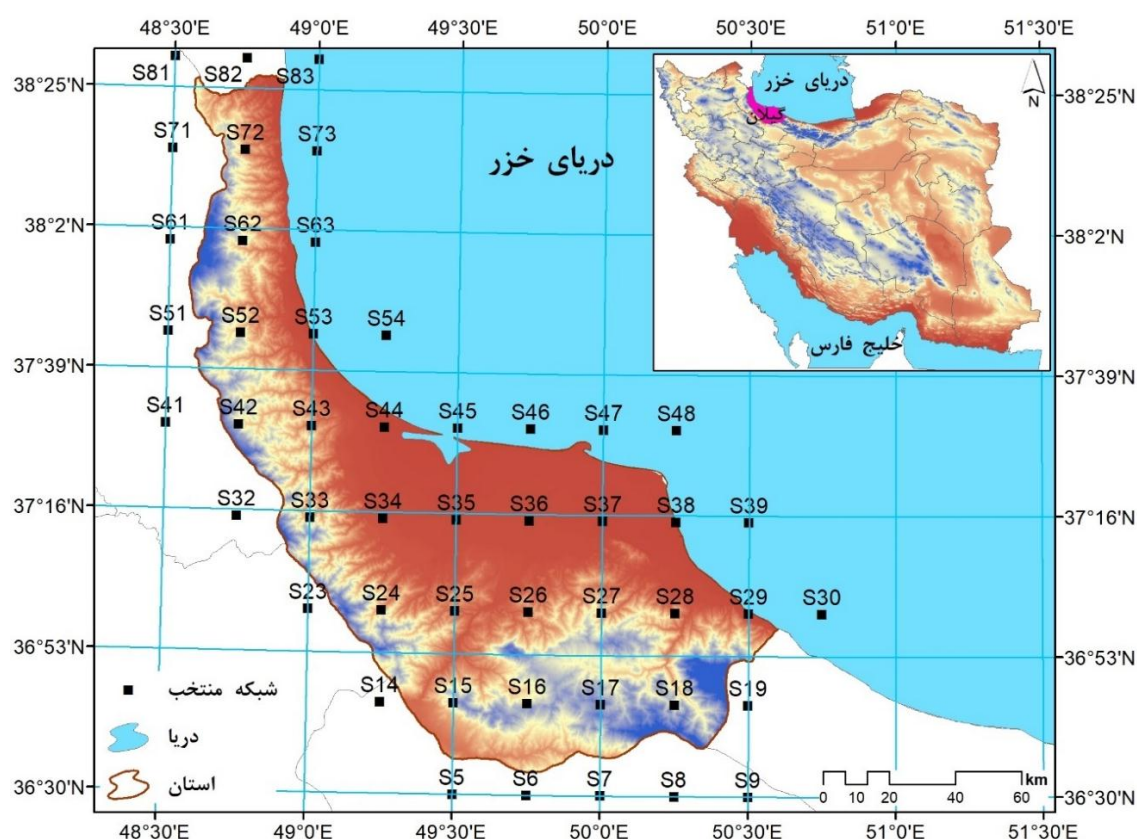
این دو متغیر را در آینده اقلیمی ایران تایید کردند. علاوه بر این مطالعات انجام شده توسط زاهد و رسول^۱ (۲۰۱۰) در پاکستان، آلینا و ایرینا^۲ (۲۰۱۳) در جلگه اولتنیا، نیکولسون^۳ و همکاران (۲۰۱۸) در قاره آفریقا، گومز^۴ و همکاران (۲۰۲۲) در ناحیه مدیترانه و متبوت^۵ و همکاران (۲۰۲۳) در سوریه، تغییرات شدید دما و بارش را در آینده این مناطق امری محتمل می‌دانند. با توجه به تاثیرپذیری مستقیم خشکسالی از تغییرات بارش و دما، این پدیده جامعه بشری را در آینده بیشتر تهدید می‌کند.

براساس پیش‌بینی‌های انجام شده منطقه غرب آسیا و ایران تغییرات شگرفی را در برخی از پدیده‌های جوی در سال‌های آینده تجربه خواهند کرد، که این پدیده‌ها به اشکال مختلف در مکان و زمان بروز و ظهور پیدا می‌کنند. براساس گزارش‌های اول تا ششم IPCC (FAS تا AR6) روند افزایش دما در ازای افزایش گازهای گلخانه‌ای کاملاً محرز بوده و واکنش مکان‌های مختلف زمین نسبت به افزایش دما و بارش متفاوت خواهد بود (IPCC, 2023). از اینرو با ایجاد سناریوهای آینده‌نگری اقلیم سعی در شبیه‌سازی اقلیم آینده کره زمین تا سال ۲۱۰۰ کرده‌اند. تصویرسازهای آینده نشان می‌دهد که پدیده‌های جوی همچون خشکسالی‌ها در ازای افزایش ۱/۵ درجه‌ای دمای کره زمین، شدیدتر و فراوان‌تر خواهند شد. در نتیجه آسیب‌پذیری جوامع طبیعی و انسانی در اثر تغییرپذیری اقلیم در آینده بیشتر می‌شود. با توجه به اکوسیستم حساس منطقه جنوبی دریای خزر و حساسیت آن به تغییرات شدید اقلیمی در آینده، اهمیت و ضرورت بررسی شرایط خشکسالی را در استان گیلان دو چندان می‌کند. از اینرو در این پژوهش سعی شده است با بررسی وضعیت موجود، پدیده خشکسالی در این ناحیه در طی زمان بررسی شود. علاوه بر این، تحلیل فضایی خشکسالی می‌تواند به مدیران و سیاست‌گذاران بخش مختلف اجرایی در راستای پیش‌آگاهی از وضعیت آینده اقلیمی استان گیلان کمک کند.

مواد و روش‌ها

به منظور تحلیل فضایی روند تغییرات دو شاخص SPI و RDI در استان گیلان، از دما، بارش و تبخیر و تعرق ماهانه بمدت ۴۴ سال (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳) استفاده شده است. تبخیر و تعرق براساس روش تورنت وایت محاسبه شده است. برای دریافت داده‌های مورد نیاز، از سایت مرکز اروپایی میان‌مدت جو^۶ (ECMWF) استفاده شد. آخرین مجموعه از داده‌های بازتحلیل سایت ECMWF نیز تحت عنوان ERA5 است که مجموعه داده‌های جوی را از سال ۱۹۷۹ تاکنون با دقت بالا تولید کرده است. داده‌های این سایت از نوع یاخته‌ای بوده و در این پژوهش محدوده جغرافیایی استان گیلان بین ۳۶° و ۳۳° تا ۳۸° و ۲۷° عرض شمالی و ۴۸° و ۳۲° تا ۵۰° و ۳۶' طول شرقی برای دانلود داده‌ها انتخاب گردید. اندازه هر یاخته نیز ۰.۲۵° × ۰.۲۵° درجه قوسی بوده و ماتریسی به ابعاد ۱۰ × ۹ سطر و ستون تشکیل شد که ۹۰ یاخته را در هر بار اندازه‌گیری پوشش می‌دهد. در شکل (۱) یاخته‌ها در انطباق با محدوده استان گیلان نشان داده شده است. بعبارت دیگر، از ۹۰ یاخته فقط ۴۸ یاخته برای بررسی انتخاب گردید.

1. Zahid &



شکل ۱: شبکه‌بندی منطقه بر محدوده استان گیلان ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)

Figure 1: Grid overlay corresponding to the boundaries of Gilan Province ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)

آزمون روند من کندال

آزمون من کندال یک آزمون ناپارامتریک برای شناسایی روندها در سری زمانی داده‌ها است. در این روش مقادیر داده‌ها به صورت یک سری زمانی مرتب شده ارزیابی می‌شوند. هر مقدار داده با تمام مقادیر داده‌های بعدی مقایسه می‌گردد. مقدار اولیه آمار من-کندال (S) صفر در نظر گرفته شده است. اگر مقدار داده مربوط به دوره زمانی بعدی بالاتر از مقدار داده مربوط به دوره زمانی قبلی باشد، S به میزان ۱ افزایش می‌یابد. از طرف دیگر، اگر مقدار داده مربوط به دوره زمانی بعدی کمتر از مقدار داده قبلی باشد، S به میزان ۱ کاهش می‌یابد. نتیجه تمام افزایش‌ها و کاهش‌ها، مقدار نهایی S را به دست می‌دهد. فرض کنید مجموعه‌ای از n نقطه داده است که در آن x_j بیانگر نقطه داده در زمان j است. آنگاه آماره من کندال بصورت زیر بیان می‌شود:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad \text{رابطه (۱)}$$

در اینجا

$$\begin{aligned} \text{sign}(x_j - x_k) &= 1 \quad \text{if } x_j - x_k > 0 \\ &= 0 \quad \text{if } x_j - x_k = 0 \\ &= -1 \quad \text{if } x_j - x_k < 0 \end{aligned} \quad \text{رابطه (۲)}$$

مقدار مثبت بسیار بالای S نشان‌دهنده روند افزایشی و مقدار منفی بسیار پایین نشان‌دهنده روند کاهشی است. با این حال، محاسبه احتمال مرتبط با S و حجم نمونه n ضروری است تا از نظر آماری معنی‌داری روند محاسبه شود. کندال (۱۹۷۵) یک آزمون تقریب نرمال را توصیف می‌کند که برای مجموعه داده‌هایی با بیش از ۱۰ مقدار قابل استفاده است، مشروط بر اینکه مقادیر تکراری زیادی در مجموعه داده وجود نداشته باشد. در این روش مقدار S براساس توضیحات قبلی محاسبه می‌شود. واریانس S از طریق رابطه ۳ بدست می‌آید.

$$VAR(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g (t_p - 1)(2t_p - 5) \right] \quad \text{رابطه ۳}$$

که در آن n تعداد نقاط داده، g تعداد گروه‌های تکراری است، و t_p تعداد نقاط داده در گروه p ام است. در توالی ۲، ۳، ۳، ۳، ۳، $n = 6$ ، $g = 2$ ، $t_1 = 2$ و $t_2 = 3$ برای مقدار تکراری ۳ است. آماره آزمون نرمال شده Z بصورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\begin{aligned} Z &= \frac{S-1}{[VAR(S)]^{1/2}} & \text{if } S > 0 \\ Z &= 0 & \text{if } S = 0 \\ Z &= \frac{S+1}{[VAR(S)]^{1/2}} & \text{if } S < 0 \end{aligned} \quad \text{رابطه ۴}$$

همچنین احتمال مربوط به آماره آزمون نرمال شده باید محاسبه گردد. تابع تراکم احتمال برای توزیع نرمال با میانگین صفر و انحراف معیار ۱ از طریق معادله ۵ قابل محاسبه است.

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}} \quad \text{رابطه ۵}$$

در اینجا سطح احتمال معنی‌داری ۹۵ درصد است. اگر Z منفی باشد و احتمال محاسبه شده بزرگتر از سطح معنی‌داری باشد، روند کاهشی است. اگر Z مثبت باشد و احتمال محاسبه شده بزرگتر از سطح معنی‌داری باشد، روند افزایشی خواهد بود. اگر احتمال محاسبه شده کمتر از سطح معنی‌داری باشد، روندی در سری داده‌ها وجود ندارد (Gilbert, 1987).

آماره I موران محلی

برای تحلیل خوشه و ناخوشه، مقدار شاخص I موران محلی، نمره Z و P value که بیانگر معنی‌داری شاخص است، محاسبه می‌شود. این آماره براساس رابطه ۶ محاسبه می‌شود.

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij} w_{ij}(x_i - \bar{x}) \quad \text{رابطه ۶}$$

در این رابطه، $x_i</$

در این رابطه امید ریاضی $E[I_i]$ برابر با

$$E[I_i] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{ij}}{n-1} \quad \text{رابطه ۹}$$

و واریانس $V[I_i]$ برابر با

$$V[I_i] = E[I_i^2] - E[I_i]^2 \quad \text{رابطه ۱۰}$$

در این تحلیل اگر مقدار I_i مثبت و معنی دار باشد بیانگر این است که سلول‌های موجود توسط سلول‌های مشابه خود محاصره شده‌اند. مقادیر مثبت I_i نشان‌دهنده این است که سلول مورد نظر با مقادیر مشخص توسط سلول‌هایی با مقادیر مشابه احاطه شده است (بالا-بالا یا پایین-پایین)، به اینگونه سلول‌ها خوشه گفته می‌شود. از طرف دیگر مقادیر منفی و معنی دار I_i بیانگر آن است که سلول مورد نظر توسط سلول‌هایی که از لحاظ ارزشی اصلاً مشابهتی با یکدیگر ندارند احاطه شده است (بالا-پایین یا پایین-بالا)، که به اینگونه سلول‌ها، ناخوشه گفته می‌شود و وجود چنین سلول‌هایی حاکی از همبستگی فضایی منفی است (روشنی و همکاران، ۱۴۰۰).

شاخص خشکسالی RDI

جهت تعیین خشکسالی با استفاده از RDI می‌بایست از آمار ماهانه و یا مجموع سالانه بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل استفاده نمود. در ابتدا با فرمول ۱۱ برای هر سال (i) از دوره آماری مورد مطالعه، مقداری با عنوان a_0 محاسبه می‌شود:

$$a_0^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^{12} P_{ij}}{\sum_{j=1}^{12} ET_{ij}} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

در این فرمول P بارندگی و ET تبخیر و تعرق پتانسیل در ژامین ماه سال i هستند. مقدار i از ۱ تا N (تعداد سال‌های آمار موجود) متغیر است. چنانچه بارندگی و تبخیر و تعرق بصورت سالانه محاسبه شوند نیازی به جمع کردن مقادیر ماهانه در این فرمول نخواهد بود. در مرحله بعد از طریق رابطه ۱۲ شاخصی تعیین می‌گردد که به عنوان شاخص RDI نرمال یا $RDI(n)$ شناخته می‌شود (Tsakiris and Vangelis, 2004).

$$RDI_n^{(i)} = \frac{a_0^{(i)}}{\bar{a}_0} - 1 \quad \text{رابطه ۱۲}$$

در این رابطه $\bar{a}_0$ میانگین حسابی اعداد a_0 هر سال می‌باشد. همچنین شاخص استاندارد شده RDI یا (RDI_s) نیز بدین گونه محاسبه می‌گردد که ابتدا از مقادیر a_0 لگاریتم گرفته، سپس انحراف معیار استاندارد و میانگین آنها محاسبه می‌گردد.

$$y_i = \ln a_0^{(i)} \quad \text{رابطه ۱۳}$$

انحراف معیار استاندارد و میانگین این اعداد را به ترتیب با $\bar{y}_k$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{N} \quad \text{رابطه ۱۵}$$

سپس قابلیت تفسیر نمره استاندارد (Z) با میانگین صفر و انحراف معیار یک ممکن می‌گردد.

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{N}} \quad \text{رابطه ۱۶}$$

و چولگی از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$SK = \frac{N}{(N-1)(N-2)} \sum_{i=1}^n \left[\frac{x_i - \bar{x}}{S} \right]^3 \quad \text{رابطه ۱۷}$$

در مرحله بعد داده‌های بارش به لوگ نرمال (Ln) تغییر یافته و میانگین این مقادیر محاسبه می‌گردد. مقادیر تغییر کرده از طریق ثابت U، شکل و مقیاس بررسی می‌شود:

$$\bar{x}_{Ln} = \frac{\sum_{i=1}^n \ln x_i}{N} \quad \text{رابطه ۱۸}$$

$$U = \ln(x_i) - \bar{x}_{Ln} \quad \text{رابطه ۱۹}$$

$$\beta = \frac{1}{4U} \left[1 + \sqrt{1 + \frac{4U}{3}} \right] \quad \text{رابطه ۲۰}$$

و

$$\alpha = \frac{\bar{x}}{\beta} \quad \text{رابطه ۲۱}$$

در همین راستا از تابع گاما که خلاصه شده توزیع نمایی است جهت تفسیر مقادیر شکل و مقیاس استفاده می‌شود.

$$G(x) = \frac{1}{\alpha^\beta \Gamma(\beta)} \int_0^x t^{\beta-1} e^{-\frac{t}{\alpha}} dt \quad \text{رابطه ۲۲}$$

در این فرمول $\alpha, \beta > 0$ و $x > 0$ و $\Gamma(\beta)$ تابع گاما می‌باشد. تابع گاما بصورت

$$\Gamma(\beta) = \int_0^\infty e^{-x} x^{\beta-1} dx \quad \text{رابطه ۲۳}$$

تعریف شده و میانگین و واریانس بترتیب با استفاده از فرمول $\mu = \alpha\beta$ و $\delta^2 = \alpha^2\beta$ محاسبه می‌گردد (Marques desa, 2003). تابع دو پارامتری گاما برای مقادیر صفر تعریف نشده است، بنابراین احتمال تجمعی آن:

$$F(x) = q + (1 - q) Gx \quad \text{رابطه ۲۴}$$

که در اینجا $G(x)$ تابع توزیع برآورد شده بدون توجه به مقادیر تهی است و q نیز نسبت ص

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]} \quad \text{رابطه ۲۵}$$

و برای $0.5 < H(x) \leq 1$ برابر با

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1 - H(x))^2} \right]} \quad \text{رابطه ۲۶}$$

خواهد بود. در نهایت مقادیر جابه‌جا شده گاما با استفاده از فرمول‌های زیر بر طبق مقادیر جابه‌جا شده برای بار دوم جابه‌جا می‌گردد. در این حالت اگر $0 < H(x) \leq 0.5$ باشد مقدار SPI از فرمول ۲۷ قابل محاسبه است.

$$SPI = - \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad \text{رابطه ۲۷}$$

و برای $0.5 < H(x) \leq 1$ از فرمول ۲۸ استفاده می‌شود.

$$SPI = + \left[t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad \text{رابطه ۲۸}$$

مقادیر ثابت در روابط ۲۷ و ۲۸ که در فرمول SPI قرار می‌گیرد برابر با

$$\begin{aligned} c_0 &= 2.515517 & c_1 &= 0.802853 & c_2 &= 0.010328 \\ d_1 &= 1.432788 & d_2 &= 0.189269 & d_3 &= 0.00130 \end{aligned}$$

می‌باشد. بنابراین شاخص استاندارد شده بارش از جابجایی t با فرمول‌های مختلف بر طبق بزرگی مقادیر جابه‌جا شده گاما حاصل می‌شود. اعداد بدست آمده جهت تعیین خشکسالی‌های ۳، ۶، ۱۲، ۱۸، ۲۴ و ۴۸ ماهه نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد (Roshani et al., 2012).

یافته‌ها

در جداول (۲۰۱) نتایج آزمون روند من کندال میانگین RDI و SPI ناحیه مورد مطالعه آورده شده است. در این آزمون با مقایسه آلفای محاسبه شده در سطح اطمینان ۹۵٪ با مقدار آلفای برابر با ۰/۰۵ کاملاً مشخص است که مقدار آلفای محاسبه شده ماه‌های می، ژوئن و اوت برای هر دو شاخص کمتر از $\alpha = 0.05$ است. علاوه بر این مقدار آلفای شاخص RDI در ماه مارس کمتر از $\alpha = 0.05$ بوده و بیانگر آن است که در ماه‌های مورد نظر، روند منفی معنی‌دار در مقدار شاخص RDI و SPI وجود دارد و در بقیه ماه‌ها روند بی‌معنی است.

جدول ۲- نتایج آزمون روند من کندال میانگین RDI و SPI استان گیلان در شش ماه دوم سال

Table 2- Results of the Mann-Kendall trend test for the average RDI and SPI in Gilan Province during the second six months of the year

آزمون روند من کندال	ژوئیه		اوت		سپتامبر		اکتبر		نوامبر		دسامبر	
	RDI	SPI	RDI	SPI	RDI	SPI	RDI	SPI	RDI	SPI	RDI	SPI
آماره تائو کندال	۰/۱۱	۰/۱۳۳	-۰/۲۶	-۰/۲۴۹	۰/۰۰۴	۰/۰۵۹	-۰/۱۰۸	-۰/۰۳	۰/۱۱۲	۰/۰۹۹	-۰/۰۸۹	-۰/۰۰۴
S	۱۰۴	۱۲۶	-۲۴۶	-۲۳۶	۴	۵۶	-۱۰۲	-۲۸	۱۰۶	۹۴	-۸۴	-۴
(S) Var	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵	۹۷۷۵
p-value (دو طرفه)	۰/۲۹۸	۰/۲۰۶	۰/۰۱۳	۰/۰۱۷	۰/۹۷۶	۰/۵۷۸	۰/۳۰۷	۰/۷۸۵	۰/۲۸۸	۰/۳۴۷	۰/۴۰۱	۰/۹۷۶
مقدار آلفا	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵

در جدول (۳) نتایج آزمون روند من کندال مقادیر RDI ماهانه ۴۸ یاخته مورد بررسی در گستره استان گیلان آورده شده است. چنانچه مشاهده می‌شود از ۴۸ یاخته مورد آزمون در ماه ژانویه، ۱۱ یاخته S

جدول ۳- نتایج آزمون روند من کندال RDI یاخته‌ها در استان گیلان

Table 3- Results of the Mann-Kendall trend test for RDI cells in Gilan Province

یاخته	ژانویه		فوریه		مارس		آوریل		می		ژوئن		ژوئیه		اوت		سپتامبر		اکتبر		نوامبر		دسامبر	
	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv	آماره	pv
S۵	-۰/۲۰۷	۰/۰۷۷	-۰/۲۴۴	۰/۰۲۹	-۰/۲۷۸	۰/۰۰۸	-۰/۰۱۹	۰/۰۸۳	-۰/۰۸۵	۰/۰۴۲	-۰/۲۰۹	۰/۰۶۶	۰/۰۶۳	۰/۰۵۱	-۰/۳۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۷۶	۰/۰۴۷	۰/۰۴۴	۰/۰۷۸	۰/۰۹۹	۰/۰۳۷	-۰/۱۶۳	۰/۰۱۳۷
S۶	-۰/۰۱۲	۰/۰۳۷	-۰/۰۱۳	۰/۰۳۱	-۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	-۰/۰۵۲	۰/۰۶۳	-۰/۰۸۹	۰/۰۴۱	-۰/۲۲۶	۰/۰۳۱	۰/۰۱۲۹	۰/										

در ماه مارس، از ۴۸ یاخته مورد بررسی، فقط ۸ یاخته S19، S23 تا S28 و S51، دارای روند مثبت معنی دار هستند و ۴۰ یاخته نیز هیچ روند خاصی را تجربه نکردند. بطور کلی در ماه مارس هم شاخص SPI در بیشتر پهنه استان دارای رفتار تصادفی است. شاخص SPI در ماه آوریل نیز مانند دو ماه ژانویه و فوریه بوده و رفتار آن در تمامی یاخته‌ها تصادفی است. در ماه می، ۶ یاخته از ۴۸ یاخته نیز از روند منفی پیروی کرده و وجود روند در سایر یاخته‌ها بی معنی است. ماه ژوئن که یکی از ماه‌های خشک استان گیلان محسوب می‌شود دارای ۱۴ یاخته رونددار منفی است و ۳۶ یاخته باقیمانده نیز دارای رفتار تصادفی بوده و بیانگر آن است که شاخص SPI در اکثر مناطق استان روندی را طی نکرده که بر شدت خشکسالی ماه ژوئن افزوده شود. در ماه ژوئیه فقط ۳ یاخته S9، S19 و S39 از روند مثبت معنی دار پیروی می‌کنند و سایر یاخته‌ها بدون روند بوده و رفتار تصادفی دارند. بطور کلی تغییرات مهمی در شاخص SPI ماه ژوئیه در طول دوره مشاهده نمی‌شود. اما در ماه اوت، روند در شاخص SPI اکثر یاخته‌ها قابل مشاهده بوده و از ۴۸ یاخته مورد بررسی، ۳۸ یاخته از روند منفی تبعیت کرده و ۱۰ یاخته دیگر بدون روند هستند. از اینرو شاخص SPI ماه اوت همانند شاخص RDI این ماه دارای روند منفی معنی دار بوده و بیانگر افزایش شدت خشکسالی در ماه اوت است. رفتار شاخص SPI در ماه‌های سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر کاملاً تصادفی است و هیچگونه روند مثبت یا منفی در ۴۸ یاخته مورد بررسی در گستره استان گیلان مشاهده نمی‌شود. در نتیجه باید گفت بر شدت خشکسالی این ماه‌ها در طی سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳ (۴۴ سال) افزوده نشده است.

در راستای تعیین وجود روند در مقادیر RDI و SPI، الگوی فضایی مقادیر آزمون روند من کندانال این دو شاخص به تفکیک ماه‌های مختلف در شکل‌های (۲ و ۳) نمایش داده شده است. نتایج تحلیل الگوی فضایی شاخص RDI به شرح زیر است:

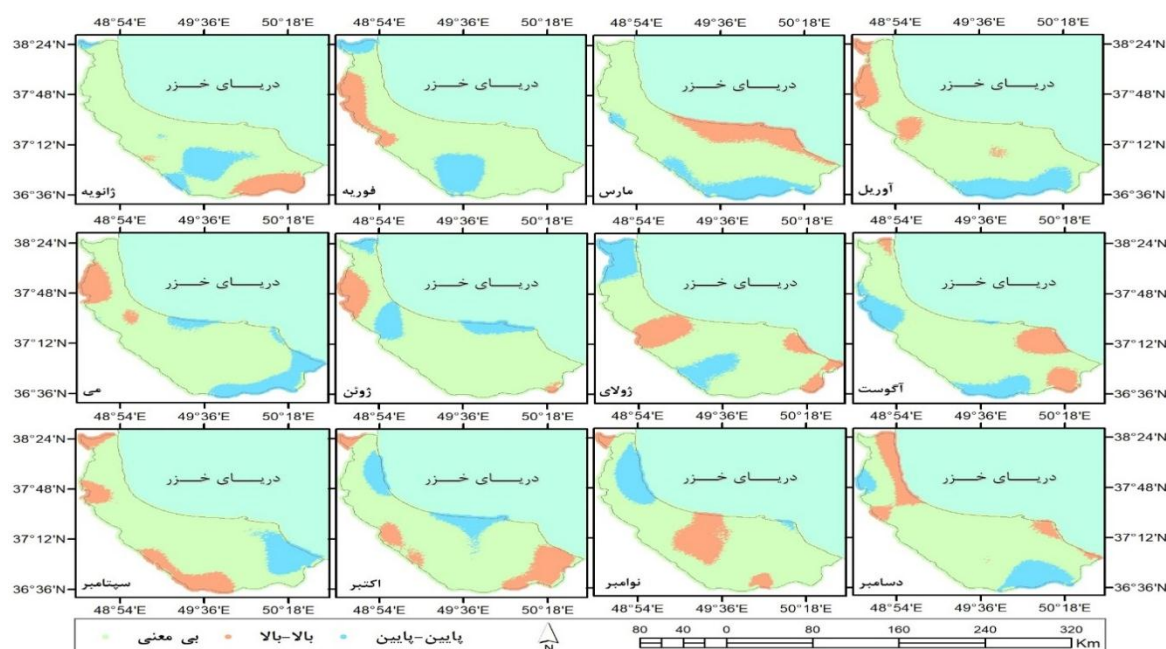
- در شکل (۲) الگوی فضایی تغییرات مقادیر آزمون روند من کندانال شاخص RDI نشان داده شده است. در این ماه مقادیر پایین-پایین (LL) که از روند منفی برخوردار بودند از بخش مرکزی جلگه گیلان شروع شده و در امتداد دره سفیدرود تا منجیل ادامه می‌یابد. در این ناحیه روند منفی خشکسالی در طی دوره ۴۴ ساله حکمفرما بوده و معنی داری روند بازگو کننده افزایش شدت خشکسالی در طول این دوره است. الگوی بالا-بالا (HH) که از روند معنی دار برخوردار نبود، در ارتفاعات جنوب شرق استان قابل مشاهده است. در مجموع اکثر پهنه استان دارای رفتار تصادفی و بی معنی بوده و روند معنی داری در شاخص RDI شناسایی نشد.
- در ماه فوریه الگوی فضایی LL که از روند منفی معنی دار برخوردار است بصورت دو ناحیه جدا از هم قابل شناسایی هستند. بطوریکه ناحیه اول از جلگه مرکزی استان شروع و در راستای دره سفیدرود و ارتفاعات

مناطق ساحلی و جلگه‌ای استان از شهرستان انزلی تا منتهی‌الیه شهرستان رودسر با الگوی فضایی HH مشخص شده است. اما این به معنی روند مثبت معنی‌دار شاخص RDI که بیانگر افزایش شدت ترسالی‌ها باشد نیست.

- در ماه آوریل رفتار تصادفی بر تمامی مقادیر RDI یاخته‌های مورد بررسی تسلط دارد (شکل ۲). اما وجود الگوی بالا-بالا (HH) بصورت سه هسته مجزا در مرکز، غرب و شمال غرب و همچنین الگوی پایین-پایین (LL) در ارتفاعات جنوبی استان نیز بر اساس مقادیر تصادفی آزمون من کندانال شناسایی شده است. زیرا براساس جدول (۳)، یاخته‌ها روند مثبت یا منفی در طی دوره مورد مطالعه نشان ندادند.

- در شکل (۲) الگوی فضایی آزمون من کندانال یاخته‌های ماه می شاخص RDI آورده شده است. همانگونه که از شکل پیداست در بخش شرقی استان گیلان الگوی فضایی پایین-پایین (LL) با روند منفی معنی‌دار مشاهده می‌شود. این الگو بصورت هلالی شکل از جلگه تا کوهستان را در بر می‌گیرد. علاوه بر این، در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شهرستان‌های رشت و انزلی الگوی LL با روند منفی معنی‌دار شکل گرفته است. در سایر مناطق استان که قسمت اعظم مساحت آن را شامل می‌شود رفتار شاخص RDI از نوع تصادفی است.

- براساس نتایج آزمون روند من کندانال شاخص RDI در جدول (۳) مشخص شد که در ماه ژوئن بیشتر یاخته‌ها از روند منفی معنی‌دار تبعیت می‌کنند. بر این اساس شدت خشکسالی ماه ژوئن در طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳ افزایش یافته است. بعبارت دیگر، شدت مقادیر منفی شاخص RDI زیاد شده است. در این راستا، شدیدترین روند منفی در سه ناحیه کاملاً مشخص و متمایز از هم، الگوی پایین-پایین (LL) را شکل داده است. الگوی LL در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای گیاشهر و شهرستان رشت، شمال غربی استان یعنی شهرستان آستارا و ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شهرستان هشتر تا ارتفاعات غرب استان در راستای شمالی-جنوبی را در بر می‌گیرد (شکل ۲).



- تجزیه و تحلیل الگوی فضایی آزمون روند من کندال شاخص RDI در ماه ژوئیه نشان می‌دهد که هر دو خوشه بالا-بالا و پایین-پایین در استان گیلان قابل مشاهده است. البته براساس جدول (۳) فقط دو یاخته S19 و S39 از روند مثبت معنی‌دار برخوردار بودند و ۶۶ یاخته از ۸۸ یاخته مورد بررسی دارای رفتار تصادفی و مقدار بیشتر از صفر بودند. بطور کلی شاخص RDI ماه ژوئیه در طی دوره ۴۴ ساله بالاتر از صفر و افزایشی است، اما آنقدر افزایش پیدا نکرده که تبدیل به روند مثبت معنی‌دار شود. با این وجود الگوی فضایی بالا-بالا (HH) در شرق استان و غرب آن و همچنین الگوی فضایی پایین-پایین (LL) در مرکز استان گیلان به سمت ارتفاعات ماسوله و شمال آن مشاهده می‌شود (شکل ۲).
- ماه اوت خشک‌ترین ماه استان گیلان محسوب شده و از نظر زمان، شدت و پهنه درگیر با خشکسالی نسبت به ماه‌های دیگر از اهمیت بیشتری برخوردار است. براساس جدول (۳) فقط ۵ یاخته دارای رفتار تصادفی و بدون روند بودند و ۴۳ یاخته دیگر رفتارشان از نوع روند منفی معنی‌دار بوده است. با این حال، الگوی فضایی HH که منطبق بر روند منفی معنی‌دار است به صورت دو هسته جدا از هم در شرق استان گیلان و یک هسته کوچک واقع در شمال غرب آن مشخص شده است. اما شدیدترین روند منفی در مناطق با الگوی فضایی LL اتفاق افتاده است. این الگو با سه هسته کاملاً مشخص در شکل (۲) مشخص شده است. هسته اول منطبق بر ارتفاعات جنوبی استان، هسته دوم بصورت یک پهنه خیلی کوچک در بخش ساحلی و جلگه‌ای شهرستان رشت و هسته سوم نیز ارتفاعات غربی آن را در بر می‌گیرد. در مجموع روند منفی شاخص RDI ماه ژوئیه حکایت از افزایش شدت خشکسالی در طی دوره ۴۴ ساله دارد.
- بر اساس نتایج آماره من کندال شاخص RDI در جدول (۳) مشخص شد که هیچگونه روند مثبت یا منفی در شاخص RDI ماه سپتامبر در طی دوره ۴۴ ساله (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳) وجود ندارد. با این حال، براساس مقادیر تصادفی آماره من کندال شاخص RDI، سه الگوی فضایی بالا-بالا در ارتفاعات جنوبی، غربی و شمال غربی و یک الگوی LL در شرق استان گیلان مشاهده می‌شود (شکل ۲).
- طبق نتایج محاسبه آماره من کندال شاخص RDI در جدول (۳) کاملاً مشخص است هیچگونه اثری از روند مثبت یا منفی مقدار RDI ماه اکتبر مشاهده نمی‌شود. با این وجود براساس مقادیر بدون روند و تصادفی آزمون من کندال، الگوی بالا-بالا در شرق، جنوب غرب و شمال غرب و همچنین الگوی پایین-پایین در شمال و شمال غرب استان گیلان براساس آماره I موران محلی شکل گرفته است (شکل ۲).
- براساس نتایج آزمون روند من کندال شاخص RDI در جدول (۳)، هیچکدام از ۸۸ یاخته ماه نوامبر در گستره استان گیلان روند مثبت یا منفی معنی‌دار نداشتند. در نتیجه رفتار شاخص RDI در طول ۴۴ سال تصادفی بوده است. با این حال، الگوی فضایی بالا-بالا به صورت سه ناحیه جدا از هم در جنوب، مرکز و شمال غرب و الگوی فضایی پایین-پایین با دو هسته مستقل در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای کیشهر و شمال غرب استان گیلان مشاهده می‌شود (شکل ۲).
- ماه دسامبر مانند ماه نوامبر، رفتار تصادفی بر مقادیر شاخص RDI به روش آزمون من کندال حاکم است (به استثنای S17)، بنابراین کل ناحیه مورد مطالعه هیچگونه روند مثبت یا منفی معنی‌داری را در طول دوره ۴۴ ساله (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳) تجربه نکرده است. براساس مقادیر تصادفی شاخص RDI، الگوی فضایی بالا-بالا (HH) در

شرق و شمال غرب و الگوی فضایی پایین-پایین (LL) در ارتفاعات جنوبی و شمال غربی استان گیلان شکل گرفته و بصورت خوشه نمایان شده است (شکل ۲).

در همین راستا، نتایج تحلیل الگوی فضایی آزمون من کندال مقادیر SPI با استفاده از آماره I موران محلی به شرح زیر است:

- براساس جدول (۴) در هیچ یک از ۴۸ یاخته ماه ژانویه در پهنه استان گیلان روند مثبت و منفی در شاخص SPI مشاهده نشد. اما براساس مقادیر تصادفی آماره من کندال، دو الگوی پایین-پایین (LL) در ناحیه جلگه‌ای و ساحلی شرق و شمال غرب و الگوی بالا-بالا (HH) در ارتفاعات جنوبی استان گیلان و بصورت لکه کوچکی در شمال غرب آن ظاهر شده است (شکل ۳).

- در ماه فوریه هم مانند ماه ژانویه هیچ گونه روند مثبت یا منفی معنی‌داری در آزمون من کندال شاخص SPI مشاهده نشد. با این وجود، الگوی فضایی آزمون روند من کندال شاخص SPI در استان گیلان نشان می‌دهد که الگوی پایین-پایین (LL) در شهرستان‌های شمال غرب آن یعنی هشتپر، تالش و آستارا و الگوی بالا-بالا (HH) در راستای شرقی-غربی در نیمه جنوبی و مرکزی استان قابل مشاهده است. در مجموع رفتار شاخص SPI در گستره استان از نوع تصادفی و بدون روند است (شکل ۳).

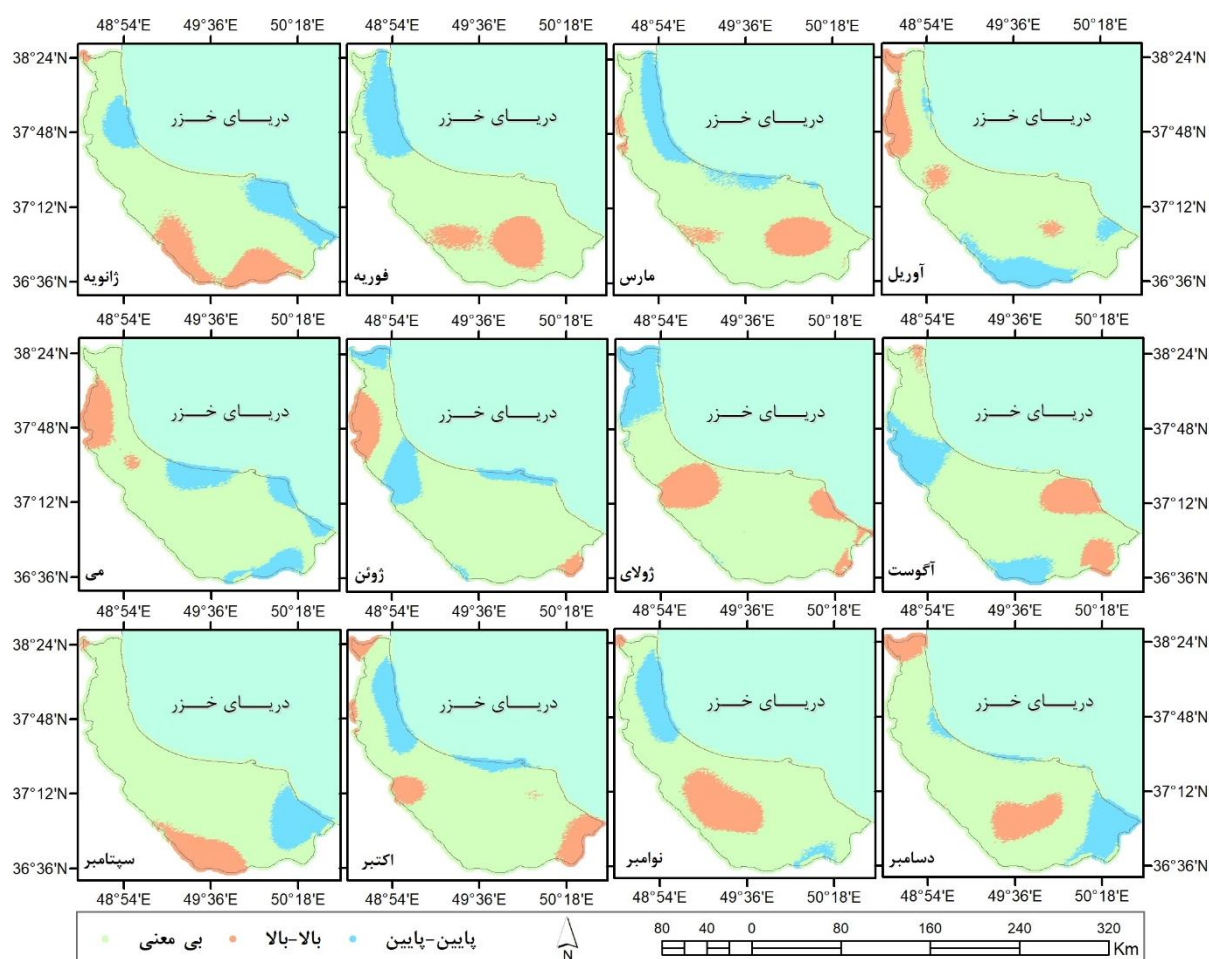
- در ۸ یاخته از ۴۸ یاخته مورد بررسی ماه مارس، روند مثبت معنی‌دار در شاخص SPI وجود دارد. به عبارت دیگر بارش یاخته‌های S19، S23 تا S28 و S51 افزایشی بوده که روند شاخص SPI هم مثبت شده است. از اینرو در یاخته‌های فوق، روند مثبت و شرایط ترسالی نسبت به سایر بخش‌های استان در طی دوره حاکم بوده است. در سایر نواحی نیز رفتار شاخص SPI از نوع تصادفی و بدون روند بوده است. الگوی فضایی روند شاخص SPI در ماه مارس نشان می‌دهد که الگوی بالا-بالا (HH) بصورت هسته‌های جدا از هم در بخش شرقی، مرکزی، غربی و شمال غرب آن شکل گرفته و بیانگر روند مثبت شاخص SPI است. همچنین الگوی پایین-پایین (LL) بدون روند نیز در نوار ساحلی و جلگه‌ای استان از کیشهر تا آستارا بطور پیوسته ادامه دارد (شکل ۳).

- ماه آوریل از جمله ماه‌هایی است که رفتار تصادفی بر آزمون روند من کندال شاخص SPI حاکم است. در این ماه دو الگوی بالا-بالا و پایین-پایین بر رفتار تصادفی شاخص خشکسالی SPI تسلط دارد، بطوریکه نواحی جنوبی، شرقی و شمال غرب از الگوی LL و نواحی شرقی، غربی و شمال غربی استان نیز از الگوی HH پیروی می‌کنند (شکل ۳).

- نتایج بدست آمده از تحلیل آماره من کندال روند شاخص SPI ماه می نشان می‌دهد که در ۶ یاخته از ۴۸ یاخته روند منفی مشاهده می‌شود. بعبارت دیگر، شاخص SPI یاخته‌های مورد نظر دارای روند منفی در طول ۴۴ سال بوده و بر شدت خشکسالی یاخته‌ها افزوده شده است. در سایر یاخته‌ها روند مثبت یا منفی معنی‌دار مشاهده نشد. الگوی فضایی پایین

– در ماه ژوئن روند بارش معنی دار شده و به تبعیت از آن شاخص SPI نیز در برخی از یاخته معنی دار می شود. در مجموع از ۴۸ یاخته، ۱۴ یاخته آن دارای روند منفی معنی دار بودند. الگوی فضایی مقادیر منفی همراه با روند نیز بصورت پهنه های با مقادیر پایین-پایین (LL) در جنوب، شمال، غرب و شمال غرب استان مشاهده می شوند. تنها الگوی بالا-بالا (HH) که دارای رفتار تصادفی است در غرب استان گیلان شکل گرفته است. در این ماه روند منفی مقادیر SPI و توزیع گسترش آن در استان بیانگر اهمیت خشکسالی و تشدید روند منفی آن در طول دوره ۴۴ ساله است (شکل ۳).

– در ماه ژوئیه بارش در کل دوره افزایشی است، اما افزایش بارش آنقدر نبوده است که دارای روند مثبت معنی دار باشد. در نتیجه تمامی یاخته های مورد بررسی در استان، افزایش بارش را تجربه کرده اند. اما یاخته های S9، S19 و S39 دارای روند مثبت معنی دار بوده و الگوی بالا-بالا (HH) در شرق گیلان حکایت از روند مثبت بارش و به تبع آن شاخص SPI دارد. در سایر نواحی استان رفتار تصادفی مثبت (بیشتر از صفر) بر بارش و شاخص SPI غلبه دارد (شکل ۳).



شکل ۳: الگوی فضایی شاخص SPI ۴۸ یاخته استان گیلان به روش I موران محلی

Figure 3: Spatial pattern of the SPI index for 48 cells in Gilan Province using the Local Moran's I method

- خشک‌ترین ماه استان گیلان براساس شاخص SPI نیز ماه اوت است. در این ماه از ۴۸ یاخته مورد بررسی، فقط ۱۰ یاخته بدون روند بودند. بقیه یاخته‌ها از روند منفی معنی‌دار پیروی می‌کنند. تحلیل الگوی فضایی مقادیر SPI با استفاده از I موران محلی نشان می‌دهد که الگوی بالا-بالا (HH) که منطبق بر بیشترین مقادیر روند منفی است در جنوب و غرب استان شکل گرفته است. سایر مناطق استان به استثنای ۱۰ یاخته S7 تا S9، S37 تا S39، S73 و S81 تا S83 که رفتار تصادفی دارند بقیه یاخته‌ها دارای روند منفی هستند. در نتیجه ماه اوت بسیار خشک بوده و در طی دوره بر شدت خشکی آن افزوده شده است (شکل ۳).
- نتایج آزمون روند من کندانال شاخص SPI در ماه سپتامبر نشان داد که هیچگونه روندی در این شاخص در پهنه استان وجود ندارد. در نتیجه رفتار شاخص SPI در ماه سپتامبر از نوع تصادفی است. با این وجود دو الگوی کاملاً مشخص یعنی HH در ارتفاعات جنوبی و LL در شرق استان قابل مشاهده است. البته یک الگوی HH با مساحت محدود در شمال غرب استان (شهرستان آستارا) شکل گرفته است (شکل ۳).
- در ماه اکتبر نیز مانند ماه سپتامبر، رفتار شاخص SPI در استان گیلان تصادفی است. در نتیجه هیچگونه روندی که تبیین کننده جهت‌گیری شاخص SPI به سمت خشکسالی شدیدتر یا ترسالی شدیدتر باشد در این ماه قابل مشاهده نیست. براساس مقادیر تصادفی آزمون من کندانال شاخص SPI، الگوی بالا-بالا (HH) در شرق، غرب و شمال غرب استان و الگوی پایین-پایین (LL) در ناحیه ساحلی و جلگه‌ای شمال و شمال غرب آن تشکیل شده است (شکل ۳).
- نتایج بدست آمده از آزمون روند من کندانال شاخص SPI در ماه نوامبر نشان‌دهنده رفتار تصادفی مقادیر این شاخص در طول ۴۴ سال (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۳) است. در نتیجه براساس مقادیر تصادفی این آزمون، خوشه بالا-بالا (HH) در ناحیه مرکزی استان با تمایل به ارتفاعات غربی آن و خوشه پایین-پایین (LL) بصورت دو ناحیه مجزا از هم در جنوب شرق و شمال غرب استان قابل مشاهده است (شکل ۳).
- در ماه دسامبر نیز رفتار آزمون من کندانال شاخص SPI در گستره استان از نوع تصادفی است و هیچ روندی اعم از مثبت یا منفی در آن مشاهده نمی‌شود. در نتیجه براساس مقادیر تصادفی شاخص SPI، الگوی خوشه‌ای بالا-بالا (HH) در مرکز و شمال غرب استان و الگوی خوشه‌ای پایین-پایین (LL) در شرق و مناطق ساحلی شمال آن قابل مشاهده است. در نتیجه باید گفت در چهار ماه سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر، شاخص SPI روند معینی را نشان نداده و نمی‌توان گفت که خشکسالی یا ترسالی در ماه‌های مورد نظر تشدید یا تضعیف شده است، بلکه رفتار آن تصادفی و کاملاً طبیعی است (شکل ۳).

بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش، تحلیل دقیقی از تغییرات شاخص RDI و SPI در محدوده استان گیلان طی سال‌های ۱۹۸

تعیین شد. بررسی روند شاخص RDI و SPI استان گیلان نشان داد که روند منفی در هر دو شاخص در ماه‌های گرم سال اتفاق افتاده و بر شدت این پدیده در دهه‌های گذشته افزوده شده است. (Bahrami et al (2019) نشان دادند که شدت خشکسالی طبقات ۴ و ۳ شاخص SPI بیشترین فراوانی رخداد را داشته‌اند، در حالی که طبقه ۶ و ۷ کمترین فراوانی وقوع را داشته‌اند. همچنین سری زمانی شاخص SPI ی ۸۴/۲۱ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی در گستره ایران در طی سال‌های ۱۹۶۷ تا ۲۰۱۴ با روند منفی رو به رو بوده است. (Shafizadeh et al(2016 تغییرپذیری مکانی-زمانی روند خشکسالی را با شاخص RDI در گستره ایران بررسی و نتیجه گرفتند که ۸۹ درصد از ایستگاه‌های مورد مطالعه روند کاهشی در شاخص RDI را نشان می‌دهند. همچنین (Asadi Zareh et al (2011 معتقدند در طی سال‌های ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰، بخش‌های مرکزی، شرقی و جنوب شرقی ایران با شرایط خشکسالی فرین مواجه بوده است. مطابق با روند شاخص RDI و SPI سایر بخش‌های کشور خشکسالی‌های شدید را تحمل می‌کنند. در نتیجه بین نتایج بدست آمده از روند شاخص RDI و SPI با نتایج تحقیقات سایر محققین در سایر مناطق کشور همسویی داشته و وجود روند در این دو شاخص به تبع وجود روند در متغیرهای بارش و دمای استان گیلان در دوره گرم سال تایید می‌گردد. در نهایت تحلیل فضایی شاخص RDI و SPI نشان داد که الگوی خوشه‌ای بالا-بالا (LL) در ماه‌هایی که روند در متغیرهای مذکور معنی‌دار بود شکل گرفته است. خوشه‌های بالا-بالا (LL) در گستره استان از شرق تا غرب و از جلگه تا کوهستان بصورت هسته‌ای جدا از هم قابل مشاهده بودند. در نتیجه توزیع مکانی شاخص RDI و SPI با شاخص I موران محلی (آنسلین) بیانگر وجود ساختار خوشه‌ای در ماه‌هایی است که روند در دو شاخص مورد نظر وجود داشته است.

References

- Alina, V., Irina, O. (2013). Summer air temperature variability and trends within Oltenia Plain. *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijic"*, 63 (3), 371-381. <https://doi.org/10.2298/IJGI1303371V>.
- Asadi Zareh, M. A., Malekinezhad, H., Mobin, M. H., Dastorani, M. T., Kousari, M. R. (2011). Drought Monitoring by Reconnaissance Drought Index (RDI) in Iran. *Water Resour Manage*, 25, 3485–3504. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9867-1>
- Bahrami, M., Bazrkar, S., Zarei, A. R. (2019). Modeling, prediction and trend assessment of drought in Iran using standardized precipitation index. *Journal of Water and Climate Change*, 10 (1), 181–196. <https://doi.org/10.2166/wcc.2018.174>
- Chirgwin, R. (2012). **Ocean currents emerge as climate change hot-spots**. The Register, available at <<http://www.theregister.co.uk>> (accessed Feb. 2012).
- Darand, M. (2015). Evaluation and identification of climate change in Iran during recent decades. *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*, 30, 1–14. [In Persian]
- Derakhshi, J., Sobhani, B., & Jahanbakhsh, S. (2024). Prediction of temperature and precipitation values in upcoming decades using the 2canESM model in the Ahar-Chay watershed. *Journal of Applied Geographical Sciences Research*, 72, 49–64. [In Persian]
- Doulabian, S., Golian, S., Shadmehri Toosi, A., & Murphy, C. (2021). Evaluating the effects of climate change on precipitation and temperature for Iran using RCP scenarios. *Journal of Water and Climate Change*, 12 (1), 166–184. <https://doi.org/10.2166/wcc.2020.114>.
- Gilbert, R. O. (1987). **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. Van Nostrand Reinhold Pub: New York.
- Gomez-Gomez, J. D. D., Velazquez, D. P., Collados-Lara, A. J., Chacon, F. F. (2022). The impact of climate change scenarios on droughts and their propagation in an arid Mediterranean basin. A useful approach for planning adaptation strategies. *Science of The Total Environment*, 820, 153128, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153128>.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (2023). **Climate Change 2022 Mitigation of Climate Change**. Working Group III Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. DOI: 10.1

- Piernia, A., Habib-Nezhad Roshan, M., & Soleimani, K. (2015). Temperature and precipitation changes on the southern coasts of the Caspian Sea and their comparison with global and Northern hemisphere variations. *Watershed Management Research Journal*, 11, 90–100. [In Persian]
- Raftery, A. E., Zimmer, A., Frierson, D. M. W., Startz, R., & Liu, P. (2017). Less than 2°C warming by 2100 unlikely. *Nature Climate Change*, 9 (7), 637–641.
<https://doi.org/10.1038/nclimate3352>
- Roshani, M., Rezaei, P., & Ganji-Ghofli, S. (2021). Statistical analysis of geographical information using ArcView GIS and ArcGIS. In: David, W., Wong, S., & Li, J., Tehran: Environmental Research Institute, Jihad Daneshgahi Press. [In Persian]
- Roshani, M., Ramazanipour, M., Tatina, M., Robati, M. (2012). [Characteristics of Drought in Three Recent Decades in North of Iran, Guilan Province](#). *American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci*, 12 (1), 115-122.
- Sanford, T., Frumhoff, P. C., Luers, A., & Gullede, J. (2014). The climate policy narrative for a dangerously warming world. *Nature Climate Change*, 4 (3), 164–166.
<https://doi.org/10.1038/nclimate2148>
- Shafizadeh, F., Naser-Sadrabadi, A., Rostami, N. (2016). Assessing spatiotemporal variability of drought trend in Iran using RDI index. *Natural Environment Change*, 2 (1), 67- 77.
- Schellnhuber, H. J., Rahmstorf, S., & Winkelman, R. (2016). Why the right climate target was agreed in Paris. *Nature Climate Change*, 6 (7), 649–653. <https://doi.org/10.1038/nclimate3013>
- Soleimani Sardo, F., & Mesbah-Zadeh. (2020). Prediction of temperature and precipitation using climate change scenarios and statistical downscaling models (Case study: Southern Kerman Province). *Environmental Researches*, 22, 97–110. [In Persian]
- Surampalli, R. Y., Zhang, T. C., Ojha, C. S. P., Gurjar, B., Tyagi, R. D., Kao, C. M. (2013). Impact of Greenhouse Gas Emissions and Climate Change. In: Zhang, T. C., Surampalli, R. Y., PP 92-108.
- Tsakiris, G., & Vangelis, H. (2004). Towards a Drought Watch System Based on Spatial SPI. *Journal of Water Resources Management*, 18, 1–12.
- Zahid, M., Rasul, G. (2010). Rise in Summer Heat Index over Pakistan. *Journal of Meteorology*, 6, <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:133937619>.
- Zarin, A., & Dadashi-Rudbari, A. (2021). Analytical note: Impact of climate change on heavy precipitation in Iran using the CMIP6 HEMADI model. *Water and Sustainable Development*, (4), 119–124. [In Persian]
- Zarin, A., & Dadashi-Rud

Spatial Pattern of Drought Indicators Trend Change in Gilan Province

Leila Haghparast Mojdehi, Department of Geography, Ra.C., Islamic Azad University, Rasht, Iran.
Bahman Ramazani Gurabi*, Department of Geography, Ra.C., Islamic Azad University, Rasht, Iran

(Corresponding Author). Email: Bahman.ramzani@iau.ac.ir

Atoosa Bigdeli, Department of Geography, Ra.C., Islamic Azad University, Rasht, Iran.

Yousef Zein-al-Abedin, Department of Geography, Ra.C., Islamic Azad University, Rasht, Iran.

Abstract

One of the consequences of changes in temperature and precipitation is drought, the persistence and recurrence of which are associated with destructive environmental impacts. This study investigates drought as the most significant outcome of temperature and precipitation variations. Initially, the required data were obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ over a period of 44 years (1980 to 2023). The presence of trends in the Standardized Precipitation Index (SPI) and the Reconnaissance Drought Index (RDI) was determined using the Mann-Kendall test. Additionally, the Local Moran's I statistic (ALMI) was applied to identify the spatial pattern of these indices. The results showed that the RDI exhibited a significant decreasing (negative) trend in the months of March, May, June, and August. In addition to the negative trend in the mean RDI values during March, May, June, and August, a negative trend was also confirmed at the individual grid cells for these months. Spatial analysis using the trend test and Local Moran's I of the drought indices (RDI and SPI) revealed distinct high-high (HH) and low-low (LL) clusters in various parts of the province, ranging from plains to mountainous areas and from east to west, forming separate cores. This indicates a non-random spatial distribution pattern for the RDI and SPI indices.

Keywords: Trend, Local Moran's I, SPI, RDI, Gilan Province

Introduction

Since the Industrial Revolution, the annual global temperature has increased by more than 1°C . Between 1880 and 1980, the period during which reliable measurements were available, the temperature rose on average by 0.07°C (0.13°F) per decade. However, since 1981, the rate of increase has more than doubled. In other words, over the past 40 years, the global annual

Studies have shown significant changes in climatic variables, including temperature and precipitation, across Iran and the world. One of the most critical consequences of changes in temperature and precipitation is drought, as intensified and prolonged droughts cause severe damage to animal and plant ecosystems, water resources, and other environmental components. For instance, studies on temperature and precipitation changes along the southern Caspian Sea coasts, compared with global and Northern Hemisphere trends, indicate that a decrease in temperature leads to reduced precipitation, whereas an increase in temperature results in higher precipitation (Pirnia et al., 2015). Evaluations of extreme heat indices such as summer hot days, warm days, warm nights, and tropical nights in Iran indicate an increasing trend, while cold indices—including frost days, icy days, cold nights, and cold days—show decreasing trends. Heatwaves are becoming longer, while cold waves are shorter, and overall, the frequency of extreme precipitation events is rising (Darand, 2015).

Moreover, studies by Soleimani Sardou and Mesbahzadeh (2020), Zarrin and Dadashi Roudbari (2021, 2023), Mirshekari et al. (2021), Derakhshi et al. (2024), and Dolabian et al. (2021) confirm significant changes in temperature and precipitation as well as irregular spatial and temporal patterns of these variables in Iran's future climate. Similarly, research by Zahed and Rasool (2010) in Pakistan, Alina and Irina (2013) in the Oltenia Plain, Nicholson et al. (2018) in Africa, Gomez et al. (2022) in the Mediterranean region, and Metbout et al. (2023) in Syria suggests that extreme changes in temperature and precipitation are likely in the future of these regions. Given the direct influence of drought on temperature and precipitation changes, this phenomenon poses increasing threats to human societies in the future.

According to predictions, West Asia and Iran will experience significant changes in some meteorological phenomena in the coming years, with these phenomena manifesting differently across space and time. Based on IPCC reports from the First Assessment Report (FAR) to AR6, the trend of rising temperatures due to increased greenhouse gas concentrations is clear, and different regions of the Earth respond differently to increases in temperature and precipitation (IPCC, 2023). Therefore, future climate scenarios have been developed to simulate the Earth's climate up to 2100. These projections indicate that meteorological phenomena, such as droughts, will become more intense and frequent with a 1.5°C increase in global temperature. Consequently, the vulnerability of natural and human communities to climate variability will increase.

Considering the sensitive ecosystem of the southern Caspian Sea region and its susceptibility to extreme future climate changes, it is crucial to study drought conditions in Gilan Province. Accordingly, this research aims to examine the temporal patterns of drought in this region. Furthermore, spatial analysis of drought can assist managers and policymakers across various sectors in anticipating future climatic conditions in Gilan Province.

Materials and Methods

To analyze the spatial trends of the SPI and RDI indices in Gilan Province, monthly temperature, precipitation, and evapotranspiration data over a period of 44 years (1980–2023) were used. Evapotranspiration was calculated using the Thornthwaite method. Required data were obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The latest ECMWF reanalysis dataset, known as ERA5, provides high-resolution

Discussion and Conclusion

In this study, a detailed analysis of the RDI and SPI indices in Gilan Province over the period 1980–2023 (44 years) was conducted. For this purpose, temperature and precipitation data of Gilan Province were obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) in $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid cells for 44 years. The Mann–Kendall trend test was then used to determine the type and significance of trends in the RDI and SPI indices. Additionally, the spatial pattern of the Mann–Kendall statistic for these two drought indices across Gilan Province was analyzed using the Local Moran's I (ALMI) index.

The trend analysis of the RDI and SPI indices showed that negative trends occurred in both indices during the warm months, increasing the intensity of this phenomenon over the past decades. Bahrami et al. (2019) reported that drought severity levels 3 and 4 of the SPI index had the highest frequency, while levels 6 and 7 had the lowest frequency. Moreover, the SPI time series for 84.21% of the stations studied across Iran during 1967–2014 exhibited a decreasing trend. Shafi'zadeh et al. (2016) examined the spatiotemporal variability of drought trends using the RDI index in Iran and concluded that 89% of the stations showed a decreasing trend in the RDI index. Asadi Zare et al. (2011) also reported that in 1999 and 2000, central, eastern, and southeastern Iran experienced extreme drought conditions. According to the trends of RDI and SPI indices, other regions of the country also experienced severe droughts. Therefore, the results obtained for RDI and SPI trends are consistent with findings from other researchers in different regions of Iran, confirming that trends in these two indices reflect trends in precipitation and temperature during the warm season in Gilan Province.

Finally, the spatial analysis of RDI and SPI indices revealed that high–high (HH) clusters formed in months where trends in the variables were significant. These HH clusters were observed across the province from east to west and from lowlands to mountainous areas as separate cores. Consequently, the spatial distribution of RDI and SPI, as indicated by the Local Moran's I (Anselin) index, demonstrates a clustered structure in the months where significant trends were observed in these two indices.