

تحلیل چندفرکتالی بارش‌های روزانه ایستگاه‌های منتخب غرب-جنوب غرب ایران

حمید میرهاشمی^{۱*} و داریوش یاراحمدی^۲

۱. استادیار، گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
۲. دانشیار، گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

(دریافت: ۹۹/۹/۲۲، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۶/۲۹)

چکیده

بارش به‌عنوان یکی از متغیرترین پدیده‌های هواشناسی به‌شمار می‌رود که نوسان‌های بسیار شدیدی را در بُعد زمانی-مکانی نشان می‌دهد. چنین نوسان‌هایی در ساختار بارش، نتیجه تأثیرپذیری آن از فرایندهای پیچیده‌ای است که در میان-مقیاس، بزرگ-مقیاس و مقیاس محلی فعال‌اند. در این مطالعه به‌منظور، شناسایی رفتار مقیاسی و خصوصیات چندفرکتالی سری زمانی بارش روزانه در منطقه غرب-جنوب غرب ایران، تحلیل فرکتالی-چندفرکتالی نوسان‌های روزندزایی شده (DFA2, MF-DFA2)، بر روی سری زمانی ۶ ایستگاه سینوپتیک واقع در منطقه یادشده که دارای آمار بلندمدت بودند، اجرا شد. نتایج حاصل از DFA2 نشان داد که دو نقطه تقاطع به‌ترتیب در ۱۸۰ و ۵۵۰ روز در سیگنال بارش وجود دارد، این نقاط تقاطع به وجود سه رژیم مقیاسی متفاوت در بارش منطقه مورد مطالعه اشاره دارند. از سویی نتایج حاصل از MF-DFA2 مشخص کرد که نمایه هرست تعمیم‌یافته (hq) با افزایش مقیاس زمانی بارش، همگرا شده‌اند، چنان‌که اختلاف بین نوسان‌های کوچک ($-10 \leq q < 0$) با نوسان‌های بزرگ ($0 < q \leq 10$) در سری‌های زمانی کوچک-مقیاس بسیار بزرگ‌تر از سری‌های زمانی بزرگ-مقیاس است؛ بنابراین در کوچک-مقیاس، دوره‌هایی با نوسان بزرگ، به‌روشنی از دوره‌های با نوسان‌های کوچک، قابل تشخیص‌اند. سایر خصوصیات چندفرکتالی شامل کاهش hq ضمن افزایش مرتبه نوسان (q)، و غیرخطی بودن نمایه جرم $\tau(q)$ نسبت به q، دلالت بر ماهیت چندفرکتالی، رفتار مقیاسی چندگانه و حافظه غیرخطی سیگنال بارش ایستگاه‌ها مورد مطالعه دارند. خصوصیات تکینگی سیگنال بارش نیز نشان داد که طیف تکینگی کل ایستگاه‌ها، نامتقارن بوده و دارای دُم‌های چپ بلند هستند که چنین الگوی در طیف تکینگی، دلالت بر نقش غالب نوسان‌های بزرگ در ساختار چندفرکتالی سیگنال بارش دارد. همچنین، پهنای طیف تکینگی نیز نشان می‌دهد که خاصیت چندفرکتالی و شدت نوسان‌های بارشی در ایستگاه‌های خرم‌آباد، دزفول و کرمانشاه شدیدتر از ایستگاه‌های آبادان، اهواز و سنندج است.

واژه‌های کلیدی: طیف تکینگی، نوسان، نمایه هرست، سیگنال بارش، چندفرکتالی.

۱. مقدمه

به‌عنوان عامل محرک بسیاری از فرایندهای دیگر نیز محسوب می‌شود؛ چنان‌که تغییرپذیری زمانی-مکانی آن سرلوحه بسیاری از تحقیق‌های علمی بوده است (دلیما و دلیما، ۲۰۰۹). سری زمانی بارش، تغییرپذیری شدیدی را در زمان و مکان نشان می‌دهد، به‌طوری‌که در این دو بُعد از رفتار مقیاسی برخوردار است (پیرینی و تالسکا، ۲۰۱۰)؛ بنابراین لازم است تغییرپذیری بارش در آن دامنه‌ای از مقیاس‌ها که جدا از مقیاسی هستند که می‌تواند به‌صورت مستقیم از مشاهدات به‌دست آیند، مشخص شود (والتر و همکاران، ۲۰۰۲)، زیرا درک تغییرپذیری بارش برای مدیریت منابع آب که به‌سبب افزایش تقاضای آب، افزایش جمعیت و توسعه اقتصادی تحت تأثیر تنش‌های

بارش یکی از مهم‌ترین متغیرهای آب‌وهوایی است که به‌سبب رفتار ناهمگنی که در رخداد و شدت آن وجود دارد، موجب خشکسالی، سیل و فرسایش خاک با نتایج اجتماعی و محیطی منفی می‌شود (والتر و همکاران، ۲۰۰۲؛ والنسیا و همکاران، ۲۰۱۰؛ یو همکاران، ۲۰۱۴). بی‌شک بارش مهم‌ترین متغیر در چرخه آب و دستگاه زمین جو است که به‌عنوان مهم‌ترین عامل در شکل‌دهی به حالت آب‌وهوا و تغییر آب در سطح زمین، سطح خاک و جو به‌شمار می‌رود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۹). بارش ضمن این‌که برآیند بسیاری از فرایندهای پیچیده جوی است که همواره درک آنها ساده نیست (گارسیا-مارین و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژیانگ و همکاران، ۲۰۱۷)، خود

و استحصال آب کمک کرد و همچنین می‌توان شدت اثرات غیرمعمول بارش شامل سیل و خشکسالی را کاهش داد.

۲. داده‌های پژوهش

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش که بخش‌های وسیعی از نوار غربی-جنوب غرب ایران را پوشش می‌دهد، از تنوع توپوگرافیکی و اقلیمی خاصی برخوردار است. چنان‌که این منطقه با عوارض ژئومورفولوژیکی همچون کوهستان، دشت و جلگه رخنمون پیدا کرده است. در این خصوص، سامانه‌های بارش‌زای غربی و جنوب غربی، با ورود به منطقه یادشده، اندرکنش‌های متفاوتی را با این عوارض میان-مقیاس انجام می‌دهند (جهانبخش و همکاران، ۲۰۲۰) که چنین فرایندی موجب رفتار مقیاسی و پیچیده‌تر شدن ساختار دینامیکی سیگنال بارش در منطقه مورد مطالعه شده است. بنابراین، از یک سو برای پوشش کل منطقه و از سوی دیگر به منظور برخورداری از آمار بلندمدت بارش روزانه، شش ایستگاه سینوتیک شامل ایستگاه خرم‌آباد، کرمانشاه، سنندج، دزفول، اهواز و آبادان که از آمار بلندمدت با پوشش زمانی ۱۹۶۱-۲۰۱۸ برخوردارند به‌عنوان نماینده این منطقه انتخاب شدند.

۳. روش پژوهش

با توجه به این‌که سری‌های زمانی اندازه‌گیری‌شده بارش معمولاً تحت تأثیر ناپایداری، روند و نویز مصنوعی قرار دارند، این اثرات باید از نوسان‌های ذاتی-طبیعی سری زمانی تمییز داده شوند. در بسیاری از موارد، این نوسان‌ها به‌صورت فرایندهای ناپایستا عمل می‌کنند؛ در نتیجه روش‌های معمول تحلیل داده‌ها، نتایج غیرواقعی و کاذبی را ارائه می‌دهند (حاجیان و موحد، ۲۰۱۰). یکی از شناخته‌شده‌ترین روش‌های مورد استفاده در بسیاری از مطالعه‌ها، تحلیل فرکتالی-چندفرکتالی نوسان‌های روندزدایی‌شده است (کنترل‌هاوردت و همکاران، ۲۰۰۲). چنان‌که فرکتال، یک ساختار مناسب برای مدل‌سازی

مداوم‌اند، ضروری است. از سویی بارش به‌عنوان نویز سفید (دلورث و مانوب، ۱۹۹۳)، فرکتال-چندفرکتال (تسیر و همکاران، ۱۹۹۶؛ کنترل‌هاوردت و همکاران ۲۰۰۳؛ تان و گان، ۲۰۱۷؛ گارسیا-مارین و همکاران، ۲۰۰۸)، چندمقیاسی (گوپتا و وایمر، ۱۹۹۰؛ گانتو و همکاران، ۲۰۲۰) و یک فرایند خودتوصیف (کومار و فوفولا جورجی، ۱۹۹۳؛ موراتا و همکاران، ۲۰۰۶) تشریح شده است. این خصوصیات متفاوت بارش، مرتبط با فرایندها و دینامیک‌های متفاوت‌اند. به‌طور نمونه، دینامیک‌های بارش در داخل یک توفان در مقیاسه با نوسان‌های بارش در مقیاس فصلی بسیار متفاوت هستند (ماتساکوس و همکاران، ۲۰۰۰). تحلیل دینامیک‌های زمانی و رفتار مقیاسی بارش می‌تواند برای طراحی ساختارهای هیدرولوژیکی، کشاورزی و جلوگیری از سیل ثمربخش باشد (پیرینی و تالسکا، ۲۰۱۰). چنان‌که بررسی وجود رفتار مقیاسی بارش، یکی از مهم‌ترین مسئله‌های چالش‌انگیز علمی محسوب می‌شود. یک راه مهم برای درک قانون تکامل دینامیک بارش و رفتار مقیاسی آن، بررسی مکانیزهای داخلی سری زمانی داده‌های بارش است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۹). تئوری فرکتال یک چارچوب مناسب برای درک بهتر فرایند بارش و رفتار مقیاسی آن فراهم می‌کند (لوجی و مندلبرت، ۱۹۸۵؛ کنترل‌هاوردت و همکاران، ۲۰۰۶).

غرب-جنوب غرب ایران، به‌سبب موقعیت جغرافیایی، تنوع توپوگرافیکی و قرارگیری در معرض سامانه‌های بارش‌زای غربی و جنوب غربی، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین کانون‌های بارشی ایران محسوب می‌شود. چنان‌که شماری از پرآب‌ترین رودخانه‌های کشور از این قلمرو سرچشمه می‌گیرند و بخش بزرگی از سیستم کشاورزی کشور منوط به منابع آبی این منطقه از ایران است؛ بنابراین لازم است تا دینامیک رفتار و نوسان‌های داخلی سری زمانی بارش این منطقه از ایران در دو بُعد مکانی-زمانی شناسایی شود، زیرا با شناسایی رفتار بارش در این منطقه از ایران می‌توان به برنامه‌ریزی‌های مبتنی بر فعالیت‌های کشاورزی

این ترتیب و با چنین فاصله توانی تولید شده‌اند، آرایشی به صورت لگاریتم بر مبنای ۲ پیدا کرده‌اند که مناسب روش فرکتالی و چندفرکتالی است.

گام سوم: محاسبه روند محلی هر کدام از زیرسیگنال‌های N_s ، از طریق برازش حداقل مربعات Y_v (خط برازش در بخش v است) به سری‌های زمانی و آن‌گاه با کسر داده‌ها از این روندهای محلی، نیم‌رخ $Y(i)$ روندزدایی شد و در ادامه نوسان محلی $F^2(s, v)$ هر بخش $v=1, \dots, N_s$ با استفاده از رابطه ۳ تعیین شد.

$$F^2(s, v) = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s \left\{ Y[(v-1)s+i] - y_v(i) \right\}^2 \quad (3)$$

در فرایند برازش چندجمله‌ای به هر زیرسیگنال، مرتبه چندجمله‌ای با توجه به توان رفع روند مشخص می‌شود که در این خصوص از مرتبه‌های خطی، مربعی و مکعبی استفاده شد که در ادامه با استفاده از آزمون من-ویتنی و معادله ۴، مرتبه مناسب روندزدایی سیگنال تعیین شد. در این گام رابطه قانون توانی بین نوسان کلی و مقیاس‌های زمانی s از طریق تحلیل تک‌فرکتالی نوسان‌های روندزدایی شده تعریف شد که نمایه هرست، H نامیده می‌شود. از سویی، تحلیل چندفرکتالی نوسان‌های روندزدایی از طریق بسط q آمین درجه گشتاور تابع نوسان کلی به دست می‌آید. به ترتیبی که تابع نوسان محلی q آمین مرتبه نوسان، بخش‌هایی با نوسان کوچک را از بخش‌هایی با نوسان بزرگ تمییز می‌دهد؛ بنابراین رابطه قانون توانی بین نوسان محلی q آمین مرتبه، به عنوان نمایه هرست تعمیم یافته $h(q)$ تعریف می‌شود.

$$\Delta h = h(DFA)_m - h(DFA)_{m+1} \quad (4)$$

در رابطه ۴، $h(DFA)$ معرف نمایه هرست تک‌فرکتالی و m به مرتبه روندزدایی دلالت دارد. بنابراین هرگاه Δh نسبت به یک گام افزایش در مرتبه روندزدایی، کمینه شود، به عنوان مرتبه مناسب برای روندزدایی انتخاب می‌شود.

دقیق‌تر آشفتگی‌ها و تغییرات دوره‌ای مهیا می‌کند. بنابراین در این مطالعه به منظور شناسایی رفتار مقیاسی و دینامیک ساختار سری زمانی بارش غرب-جنوب غرب ایران از روش تحلیل فرکتالی و چندفرکتالی نوسان‌های روندزدایی شده (MF-DFA) استفاده شد. در این راستا با در نظرگیری سری زمانی بارش روزانه ایستگاه‌های یادشده به صورت: $x(k)$ که $k=1, 2, \dots, N$ طول سری زمانی بارش) اجرای MF-DFA در ۵ گام به ترتیب زیر انجام گرفت.

گام اول: تعیین انحراف جمعی سری زمانی بارش با استفاده از رابطه ۱، به صورت سری $Y(i)$ که $\langle x \rangle$ میانگین سری زمانی X_k است.

$$Y(i) = \sum_{k=1}^i (x_k - \langle x \rangle), \quad i=1, \dots, N \quad (1)$$

گام دوم: تقسیم سری $Y(i)$ به تعداد $N_s = \text{int}(N/s)$ زیرسیگنال ناهمپوشان که هر کدام دارای مقیاسی به اندازه S هستند. S : مقیاس سری زمانی که با کاربرد رابطه ۲ محاسبه شد. بدین ترتیب سیگنال بارش هر ایستگاه به ۳۹ زیرسیگنال با مقیاس‌های متفاوت تقسیم شد.

$$S_j = [S_1^i, S_2^{i+0.229}, S_3^{i+0.229}, \dots, S_n^{i+0.229}], \quad (2)$$

$$i = (3.322), S_{1:n} = 2$$

در رابطه ۲، متغیرهای S اندازه سری زمانی ناهمپوشان هستند که اندیس پایین (عدد) نشان‌دهنده شماره مقیاس زمانی و اندیس بالا یا رونویس معرف مقدار توان است. این سری‌های زمانی بدین ترتیب محاسبه شده‌اند که مقدار پایه، همواره برابر با عدد ۲ است ولی مقدار توان که به صورت i اندیس دار معرفی شده به تدریج افزایش پیدا می‌کند که به عبارتی نشان‌دهنده افزایش تدریجی اندازه سری‌های زمانی است؛ بنابراین اندازه اولین مقیاس از سری زمانی برابر با $S_1^i \rightarrow 2^{3.322} = 10$ و مقدار توان دومین (i^1) ، سومین (i^2) ، چهارمین (i^3) و...، به صورت $i^1 = i, i^2 = i^1 + 0.229, i^3 = i^2 + 0.229$ به دست آمده‌اند. در نتیجه مقیاس‌های زمانی که به

در سری‌های زمانی مقیاس کوچک که اثر روند سینوسی قابل توجه نیست، $h(2) > 1$ ناپایداری سری زمانی را نشان می‌دهد (موحد و همکاران، ۲۰۰۶؛ موحد و هرمیناس، ۲۰۰۸). از سویی، مشخص شده که نمایه هرست برابر با $0.5 < H < 0.7$ مبین ناهمبسته بودن سری زمانی، مقادیر $0 < H < 0.5$ حافظه کوتاه مدت یا ناپایداری سری زمانی و $0.5 < H < 1$ حافظه بلندمدت یا پایداری سری زمانی را نشان می‌دهند (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۹).

برای سری‌های زمانی تک‌فرکتالی، $h(q)$ مستقل از q بوده، چراکه رفتار مقیاسی واریانس $F_q(s)$ برای همه بخش‌های v یکسان است. در صورتی که اگر مقیاس نوسان‌های کوچک و بزرگ، متفاوت باشد، آن‌گاه $h(q)$ به q وابسته خواهد شد؛ بنابراین اگر مقادیر مثبت q بررسی شوند، بخش‌های v با نوسان بزرگ، مقدار میانگین $F_q(s)$ را تعیین خواهند کرد. به این ترتیب، نمایه $h(q)$ مقادیر مثبت q ، رفتار مقیاسی بخش‌های با نوسان‌های بزرگ را تبیین می‌کند. برای مقادیر منفی q ، بخش‌های با نوسان کوچک، مقدار میانگین $F_q(s)$ را مشخص می‌کنند؛ بنابراین نمایه $F_q(s)$ مقادیر منفی q ، رفتار مقیاسی بخش‌های با نوسان کوچک را تبیین می‌کند (کنتل‌هاردت و همکاران، ۲۰۰۱؛ موحد و همکاران، ۲۰۰۶). اگر نمودار لگاریتمی در مقابل s برازش داده شود، شیب خط حاصله، نمایه هرست تعمیم یافته نام دارد. در صورتی که این نمایه مقیاسی به مرتبه نوسان وابسته باشد، سری زمانی مورد نظر از ماهیت چندفرکتالی برخوردار بوده و در غیر این صورت دلالت به ماهیت تک‌فرکتالی سری زمانی مربوطه دارد.

نمایه هرست تعمیم یافته $h(q)$ تنها یکی از چندین نمایه مقیاس برای پارامترسازی ساختار چندفرکتالی سری‌های زمانی به شمار می‌رود. چندین نمایه مقیاس دیگر شامل نمایه جرم $\tau(q) : \tau(q)$ (رابطه ۶)، نمایه تکینگی α (رابطه ۷) و بُعد تکینگی $f(\alpha)$ (رابطه ۸) و طیف تکینگی را می‌توان در این خصوص برشمرد که

در گام چهارم، با میانگین‌گیری تابع نوسان بر روی همه بخش‌ها، تابع نوسان مرتبه q م به دست آمد (رابطه ۵). از سویی، کمیت q را می‌توان با هر مقداری به غیر از صفر مقادیر q (موحد و همکاران، ۲۰۰۶)؛ بنابراین در این مطالعه، q با مقادیر -10 تا 10 با گام افزایشی 0.1 مقادیر q شایان ذکر است که $q = 2$ همان نمایه تحلیل تک‌فرکتالی نوسان‌های روند‌زدایی شده است.

$$F_q(s) = \left\{ \frac{1}{N_s} \sum_{v=1}^{N_s} [F^2(s, v)]^{q/2} \right\}^{1/q} \quad (5)$$

برای تعیین رابطه بین میانگین نوسان و اندازه سری زمانی، گام‌های ۲ تا ۳ برای تمامی مقیاس‌های زمانی تکرار می‌شوند. معمولاً تابع q با افزایش مقیاس افزایش می‌یابد. رابطه خطی بین این دو، حضور مقیاس قانون توانی و فرکتال را نشان می‌دهد (لیت و همکاران، ۲۰۱۱). برای مشخص کردن رابطه بین $F_q(s)$ با s ، رابطه ۳ برای تمامی مقیاس‌های زمانی s محاسبه شد.

در گام ۵، با ترسیم نمودار لگاریتمی $F_q(s)$ در مقابل مقیاس s ، برای هر درجه از q ، رفتار مقیاسی توابع نوسان تعیین شد. در این خصوص، اگر سری‌های زمانی x_i به صورت قانون توانی همبسته باشند آن‌گاه $F_q(s)$ به پیروی از قانون توانی با افزایش s افزایش پیدا می‌کند.

$$F_q(s) \sim s^{h(q)} \quad (6)$$

برای سری‌های زمانی ایستا، نمایه $h(2)$ به صورت $0 < h(2) < 1$ بوده در این صورت $h(2)$ متناظر با نمایه شناخته شده هرست H است (تاگو و همکاران، ۱۹۹۵؛ فیدر ۲۰۱۳). در حالی که در سیگنال‌های ناپایستا، نمایه $h(2)$ به صورت $h(2) > 1$ بوده (ایک و همکاران، ۲۰۰۲) که بدین ترتیب رابطه آن با نمایه هرست، به صورت $H = h(2) - 1$ معین می‌شود (هیو و همکاران، ۲۰۰۱؛ موحد و همکاران، ۲۰۰۶). به طور کلی تابع $h(q)$ به عنوان نمایه هرست تعمیم یافته نامیده می‌شود (کنتل‌هاردت و همکاران، ۲۰۰۲).

اولیه به صورت مربعی و خطی روندزدایی شدند. در این خصوص ژیانگ و همکاران (۲۰۱۷) و آگبازو و همکاران (۲۰۱۹) نیز با کاربرد مرتبه‌های روندزدایی ۲ تا ۴ بر روی سیگنال‌های بارش ۷۳۰ ایستگاه هواشناسی، نتیجه گرفتند که روندزدایی مرتبه ۲ منجر به نتایج بهتری شده است.

ترسیم تابع نوسان حاصل از DFA2 در مقابل مقیاس‌های زمانی مختلف کل ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که مقدار نوسان بارش به پیرو افزایش مقیاس سری‌های زمانی، افزایش پیدا می‌کند. مقادیر نمایه مقیاسی (نمایه هرست) در سطح منطقه از ۰/۴۵۵ در ایستگاه آبادان تا ۰/۵۸۲ در ایستگاه خرم‌آباد تغییر می‌کند. این نمایه مقیاسی در ایستگاه‌های آبادان، اهواز و دزفول به ترتیب، به مقدار ۰/۴۵۵ و ۰/۴۹ و ۰/۵۲۶ به دست آمد که بسیار به ۰/۵ نزدیک هستند که در این صورت، نشان از رفتار تصادفی و رفتار سیگنال مشابه با نویز سفید دارند، اما، کنترل هاردت و همکاران (۲۰۰۶) با مطالعه سری زمانی بارش ۹۹ ایستگاه بارشی در سطح سیاره زمین یادآوری کرده‌اند به سبب امکان حضور رفتارهای چندفرکتالی و وجود حافظه‌های کوتاه‌مدت-بلندمدت، چنین مقادیری از نمایه هرست نمی‌تواند بیانگر رفتار سری زمانی بارش مشابه با نویز سفید باشد. در این مطالعه نیز از طریق کاربرد تحلیل‌های چندفرکتالی به موضوع حضور چندفرکتالی در سیگنال بارش ایستگاه‌های یادشده پرداخته خواهد شد. به‌طور کلی مقدار نمایه هرست در ایستگاه‌های خرم‌آباد، کرمانشاه، سنندج و دزفول، نشان از حافظه بلندمدت نسبتاً ضعیف دارد. در صورتی که ساختار بارش در دو ایستگاه آبادان و اهواز که در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه واقع شده‌اند بسیار نویزی و ناپایدار بوده و تابع خودهمبستگی سری زمانی بارش آنها با سرعت نزول می‌کند.

از سویی، آهنگ تغییر تابع نوسان در مقیاس‌های زمانی مختلف، یکسان نبوده و از ماهیت چندمقیاسی برخوردار است. چنان که دو نقطه تقاطع که جداکننده سه رژیم بارشی متفاوت‌اند، در تابع نوسان ایستگاه‌ها وجود دارد. این دو نقطه تقاطع مبتنی بر مقیاس زمانی ۱۸۰ (۶ ماه) و

برای شناسایی و کشف خصوصیات چندفرکتالی سری‌های زمانی بارش بسیار سودمنداند. محاسبه این نمایه‌ها به این ترتیب است که نخست نمایه هرست تعمیم‌یافته $h(q)$ به نمایه جرم $\tau(q)$: q آمین درجه تبدیل شده (رابطه ۷) و آن گاه $\tau(q)$ به نمایه تکینگی α (رابطه ۸) و بُعد تکینگی $f(\alpha)$ (رابطه ۹) q آمین درجه تبدیل خواهد شد (کنترل هاردت و همکاران، ۲۰۰۲). شایان توجه است که شکل منحنی طیف تکینگی نیز حاوی اطلاعات سودمندی در مورد خصوصیات توزیع و محتوای تکینگی سری زمانی است.

$$\tau(q) = qh(q) - 1 \quad (7)$$

$$\alpha = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (8)$$

$$f(\alpha) = q\alpha - \tau(q) \quad (9)$$

۴. نتایج و بحث

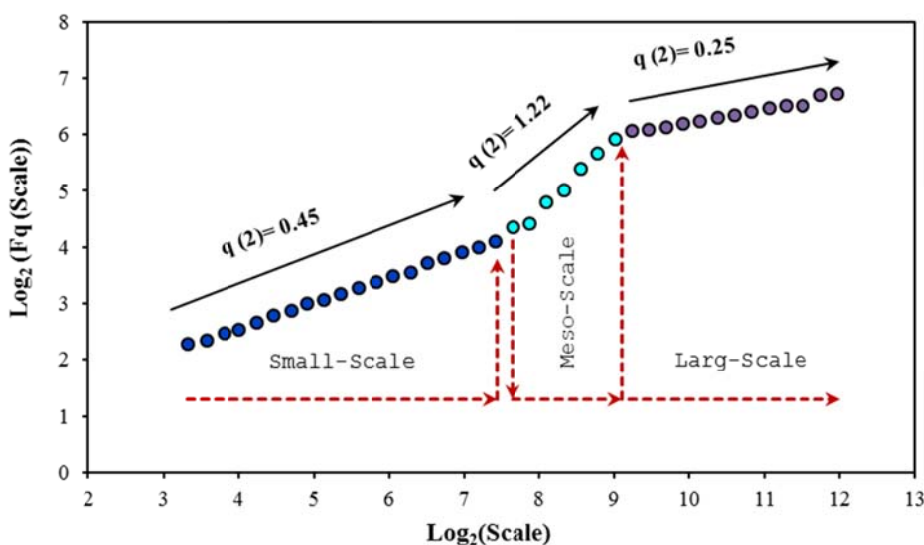
۴-۱. خصوصیات فرکتالی بارش

در این مطالعه، به منظور شناسایی ماهیت فرکتالی و رفتار مقیاسی سیگنال روزانه بارش در غرب-جنوب غرب ایران، تحلیل نوسان‌های روندزدایی شده تک فرکتالی (DFA) و چندفرکتالی (MF-DFA) بر روی سری زمانی بارش روزانه شش ایستگاه خرم‌آباد، کرمانشاه، سنندج، آبادان، دزفول و اهواز اجرا شد. از آنجا که یکی از مراحل مهم انجام این رویکرد، تشخیص مرتبه روندزدایی سیگنال است (باند و همکاران ۲۰۱۲؛ کنترل هاردت و همکاران، ۲۰۰۶؛ آگبازو و همکاران، ۲۰۱۹) بنابراین، DFA با مرتبه‌های خطی (DFA1)، مربعی (DFA2) و مکعبی (DFA3) بر روی سیگنال‌های بارش انجام شد. در ادامه، با استفاده از آزمون ناپارامتری من-وینتی در سطح اعتماد ۹۵ درصد مشخص شد که خروجی این سه مرتبه روندزدایی، اختلاف معناداری در رفع روند با هم ندارند. از سویی با کاربرد رابطه ۴ (آگبازو و همکاران، ۲۰۱۹) روشن شد که روندزدایی مربعی سیگنال، حاوی نتایج رضایت‌بخش‌تری است؛ بنابراین تحت رویکرد DFA2، سیگنال تجمعی و

مقادیر نمایه هرست برای این سه رژیم مقیاسی محاسبه شد که در کوچک-مقیاس (کمتر از ۶ ماه)، میان-مقیاس (از ۶ ماه تا ۵۵۰ روز) و بزرگ-مقیاس (بیشتر از ۵۵۰ روز) در سری زمانی بارش ایستگاه‌ها وجود دارد که پایداری و ساختار دینامیکی بارش در این سه دوره زمانی، متفاوت است (شکل ۱). این نقاط بسیار نزدیک به دو نقطه تقاطع ۲۰۰ و ۵۰۰ روز هستند که تان و گان (۲۰۱۷) با بررسی سیگنال‌های بارش ۱۰۰ ایستگاه هواشناسی، شناسایی کرده‌اند. موحد و همکاران (۲۰۰۶) چنین نقاط تقاطعی را ناشی از تغییرات در خصوصیات همبستگی سیگنال در مقیاس‌های زمانی متفاوت می‌دانند. به طوری که وجود این نقاط، دلالت بر رفتار مقیاسی سری زمانی بسیار پیچیده‌ای دارد که بخش‌های مختلف آن از نمایه‌های مقیاسی گوناگونی برخوردارند. لویجی و مندلیرت (۱۹۸۵)، ماتساکوس و همکاران (۲۰۰۰) گان و همکاران (۲۰۰۷) و تان و گان (۲۰۱۷) وجود نقاط تقاطع در سری‌های زمانی بارش را به سبب متفاوت بودن مقیاس زمانی مکانیزهای ایجادکننده بارش دانسته‌اند؛ بنابراین اتکای بر یک نمایه واحد برای کل سری زمانی بارش نمی‌تواند معیار مناسبی برای آگاهی از حافظه و پیچیدگی ساختار دینامیکی سیگنال بارش در منطقه مورد مطالعه محسوب شود.

مقادیر نمایه هرست برای این سه رژیم مقیاسی محاسبه شد که در کوچک-مقیاس (کمتر از ۶ ماه)، میان-مقیاس (از ۶ ماه تا ۵۵۰ روز) و بزرگ-مقیاس (بیشتر از ۵۵۰ روز) در سری زمانی بارش ایستگاه‌ها وجود دارد که پایداری و ساختار دینامیکی بارش در این سه دوره زمانی، متفاوت است (شکل ۱). این نقاط بسیار نزدیک به دو نقطه تقاطع ۲۰۰ و ۵۰۰ روز هستند که تان و گان (۲۰۱۷) با بررسی سیگنال‌های بارش ۱۰۰ ایستگاه هواشناسی، شناسایی کرده‌اند. موحد و همکاران (۲۰۰۶) چنین نقاط تقاطعی را ناشی از تغییرات در خصوصیات همبستگی سیگنال در مقیاس‌های زمانی متفاوت می‌دانند. به طوری که وجود این نقاط، دلالت بر رفتار مقیاسی سری زمانی بسیار پیچیده‌ای دارد که بخش‌های مختلف آن از نمایه‌های مقیاسی گوناگونی برخوردارند. لویجی و مندلیرت (۱۹۸۵)، ماتساکوس و همکاران (۲۰۰۰) گان و همکاران (۲۰۰۷) و تان و گان (۲۰۱۷) وجود نقاط تقاطع در سری‌های زمانی بارش را به سبب متفاوت بودن مقیاس زمانی مکانیزهای ایجادکننده بارش دانسته‌اند؛ بنابراین اتکای بر یک نمایه واحد برای کل سری زمانی بارش نمی‌تواند معیار مناسبی برای آگاهی از حافظه و پیچیدگی ساختار دینامیکی سیگنال بارش در منطقه مورد مطالعه محسوب شود.

حافظه کوتاه‌مدت و ناپایداری سیگنال بارش در کوچک-مقیاس سه ایستگاه آبادان، اهواز و دزفول بسیار قوی‌تر از سه ایستگاه دیگر بوده که این دستاورد نشان از وابستگی نمایه نوسان کوچک-مقیاس به شرایط اقلیمی-جغرافیایی منطقه دارد. در صورتی که در بزرگ-مقیاس، تفاوت قابل توجهی بین شدت ناپایداری و حافظه بارش ایستگاه‌ها وجود ندارد. چنان‌که مقدار نمایه مقیاسی از ۰/۲۱۵ تا ۰/۲۷۶ در بین ایستگاه‌ها تغییر می‌کند که این دامنه تغییر بسیار کوچک، نشان از یکسانی رفتار کلی بارش در بزرگ-مقیاس دارد. بنابراین آنچه باعث تفاوت سیگنال بارش در منطقه شده، مکانیزم‌های هستند که در کوچک-مقیاس عمل می‌کنند.



شکل ۱. نمودار لگاریتمی نوسان کلی در مقابل مقیاس زمانی بارش ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد.

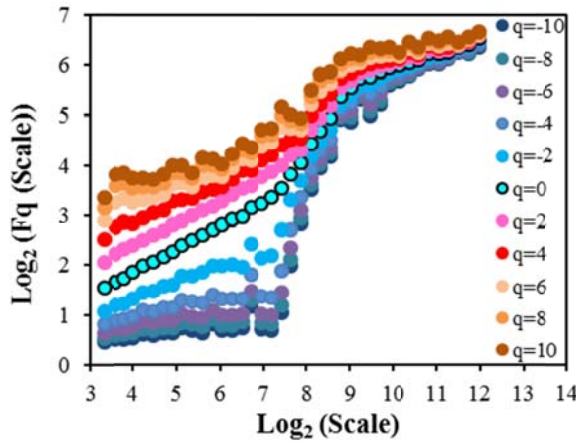
۴-۲. خصوصیات چندفرکتالی سیگنال بارش

نتایج حاصل از DFA2 نشان دادند که سیگنال بارش در منطقه مورد مطالعه، از رفتار مقیاسی برخوردار بوده و بارش در طی دوره‌های زمانی مختلف، نوسان‌های متفاوتی را نشان می‌دهد. از آنجاکه DFA2 تنها نوسان‌های متوسط را باز نمود می‌کند و اطلاعاتی در مورد نوسان‌های کوچک و بزرگ ارائه نمی‌دهد، بنابراین قادر به شناسایی ویژگی‌های کامل سری‌های زمانی چندمقیاسی و پیچیده سیگنال بارش در منطقه مورد مطالعه نیست. در این راستا برای درک دینامیک و ماهیت چندفرکتالی سیگنال بارش در جنوب غرب-غرب ایران، نوسان‌هایی از دامنه ۱۰- تا ۱۰+ درجه با گام ۰/۱ نیز برای سری زمانی بارش روزانه ۶ ایستگاه یادشده محاسبه شد.

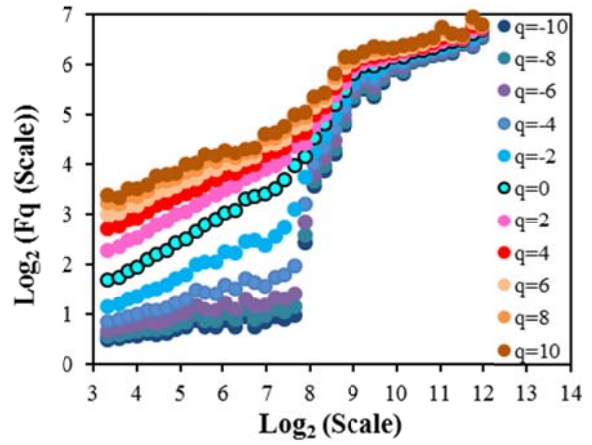
شکل ۲-الف-س، توابع نوسان به دست آمده از MF-DFA2 را در مقابل مقیاس‌های زمانی متفاوت نشان می‌دهد. چنان‌که مشخص است نقاط تقاطع در تمامی نوسان‌ها نیز وجود دارند، به‌صورتی که رژیم‌های مقیاسی مختلف نیز در نوسان‌های کوچک تا بزرگ نمایان شده‌اند و تنها منحصر به نوسان‌های متوسط نیست. البته در دو ایستگاه آبادان و اهواز، رژیم کوچک-مقیاس از دوره زمانی بلندتری برخوردار بوده و رژیم میان-مقیاس در نوسان‌های بزرگ تمامی ایستگاه‌ها، چندان برجسته نیست و بیشتر به‌صورت یک دوره انتقالی ایفای نقش می‌کند؛ همچنین نمایه‌های مبتنی بر مرتبه نوسان‌های کوچک تا بزرگ در بزرگ-مقیاس، همگرا می‌شوند؛ بنابراین اختلاف بین نوسان‌های کوچک با نوسان‌های بزرگ در سری‌های زمانی کوچک-مقیاس بسیار بزرگ‌تر از سری‌های زمانی بزرگ-مقیاس است. چنان‌که، در کوچک-مقیاس، دوره‌هایی با نوسان بزرگ، به روشنی از دوره‌های با نوسان‌های کوچک، قابل شناسایی‌اند. این

خصوصیت سیگنال‌ها نشان از خاصیت چندفرکتالی سری زمانی بارش دارد (شیمزو و همکاران، ۲۰۰۲؛ تان و گان، ۲۰۱۷).

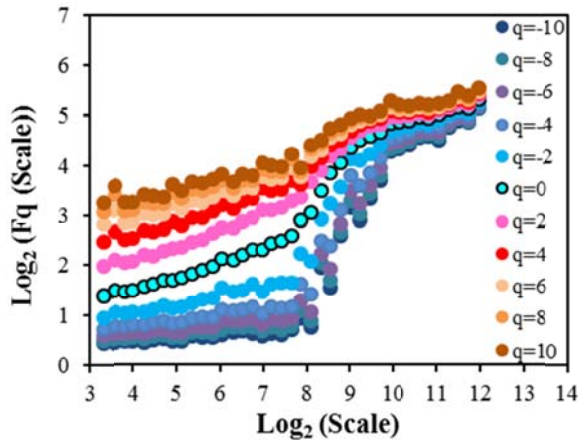
برازش نمایه هرست تعمیم‌یافته حاصل از MF-DFA2 در مقابل مرتبه‌های نوسان نشان می‌دهد (شکل ۳) که این نمایه‌ها متناسب با افزایش مرتبه نوسان، دستخوش کاهش شده‌اند که این فرایند نیز به ماهیت چندفرکتالی ساختار بارش اشاره دارد (ادرس و همکاران، ۲۰۲۰). ازسویی، این فرایند، وجود حافظه غیرخطی در سیگنال بارش کلیه ایستگاه‌های تحت مطالعه را نیز نشان می‌دهد (باند و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین، منحنی برازش در نوسان‌های کوچک، ترازمند شده که این ترازمندی در ایستگاه‌های خرم‌آباد، کرمانشاه، سنندج و دزفول در شدیدترین نوسان‌های کوچک اتفاق افتاده در صورتی که شدیدترین تا ضعیف‌ترین نوسان‌های کوچک در ایستگاه‌های آبادان و اهواز ترازمند شده‌اند؛ بنابراین، رفتار کلی نوسان‌های کوچک در دو ایستگاه اخیر، رفتار مقیاسی را نشان نمی‌دهند در صورتی که شدیدترین و ضعیف‌ترین نوسان‌های کوچک، در ایستگاه‌های اولی از رفتار مقیاسی برخوردارند. به‌طورکلی در دو ایستگاه آبادان و اهواز، بخش‌های با نوسان کوچک، رفتار مقیاسی ندارند در صورتی که بخش‌های با نوسان‌های بزرگ از رفتار مقیاسی برخوردارند. در سایر ایستگاه‌ها، بخش‌های با نوسان‌های بزرگ و کوچک، رفتار مقیاسی را نشان می‌دهند. همچنین در تمامی ایستگاه‌های تحت مطالعه، رفتار مقیاسی بخش‌های با نوسان‌های بزرگ، بسیار شدیدتر از رفتار مقیاسی بخش‌های با نوسان‌های کوچک است؛ به‌عبارتی تغییرات روزانه بارش در این ایستگاه‌ها، شدیدتر از ایستگاه‌های آبادان و اهواز است.



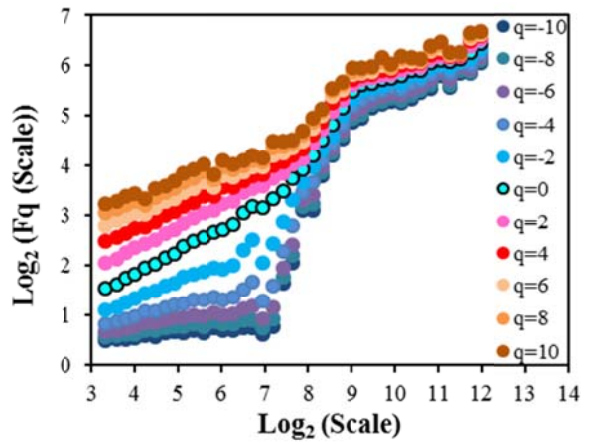
(ب)



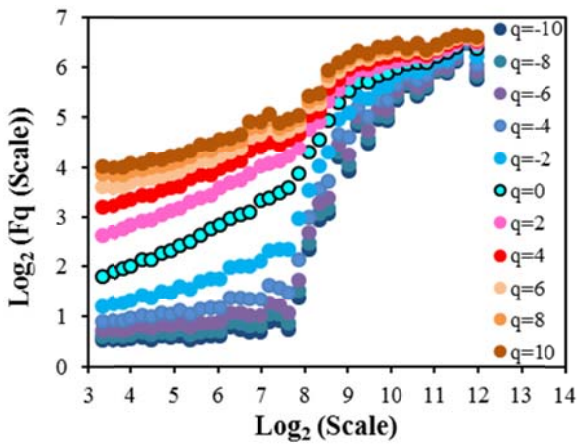
(الف)



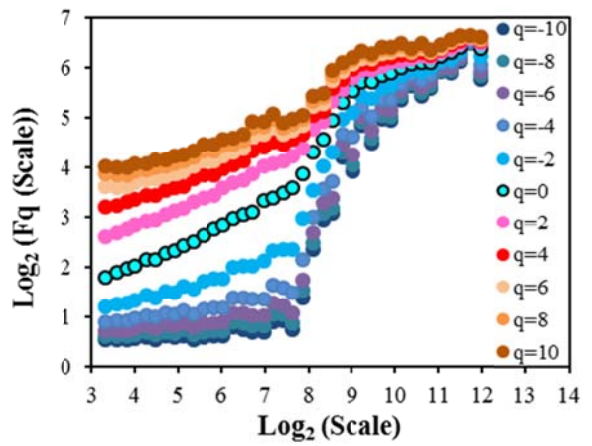
(ج)



(پ)

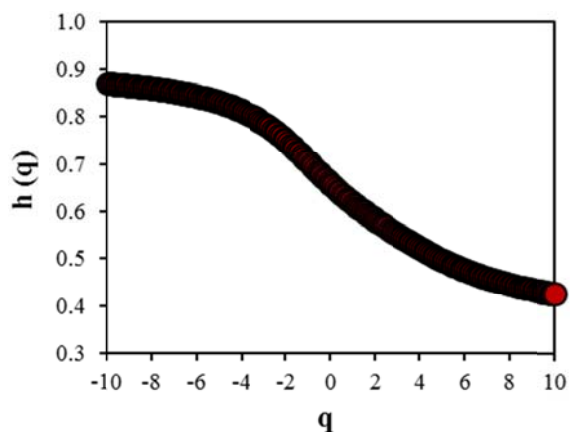


(س)

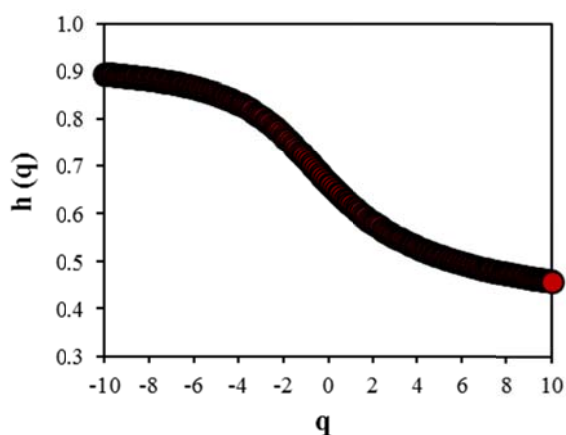


(د)

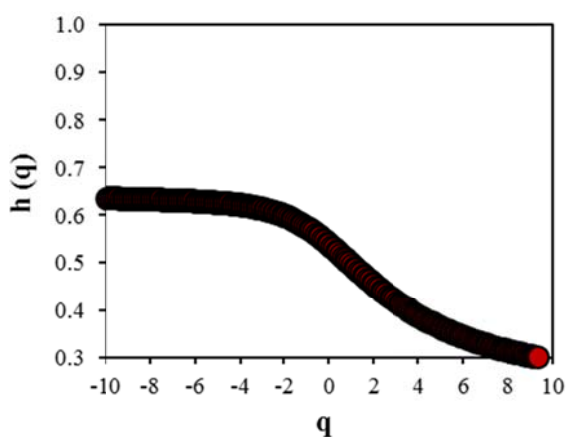
شکل ۲. نمودار لگاریتمی نوسان کلی (Fq) در مقابل مقیاس زمانی (Scale). (الف) خرم‌آباد، (ب) کرمانشاه، (پ) سنندج، (ج) آبادان، (د) اهواز و (س) دزفول.



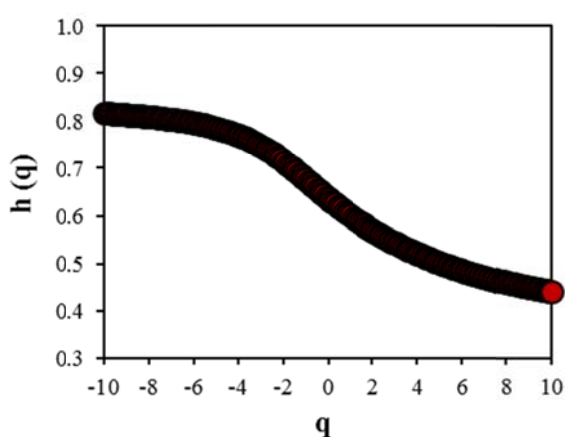
(ب)



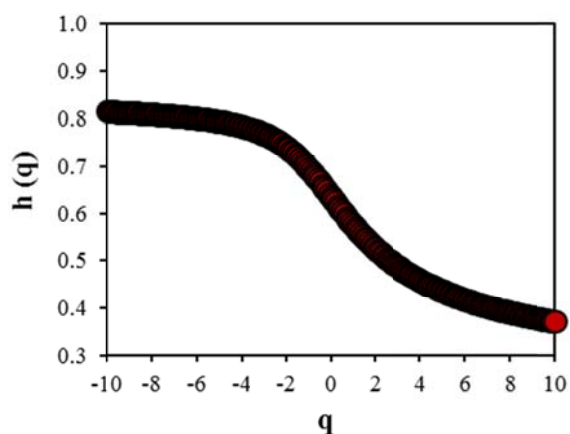
(الف)



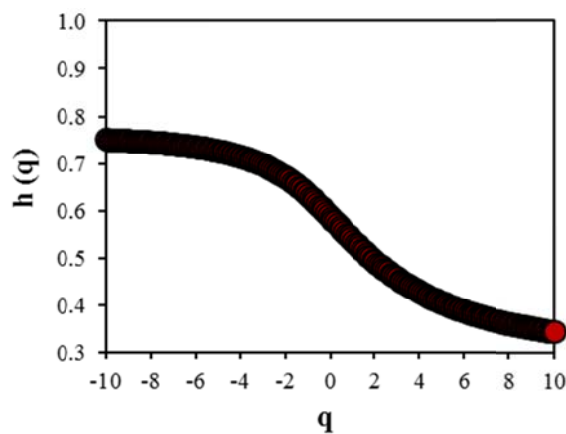
(ج)



(پ)



(س)



(د)

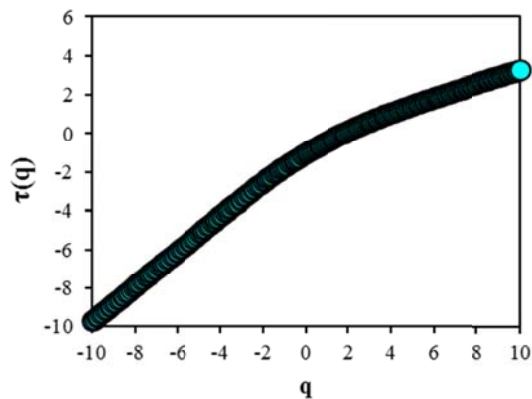
شکل ۳. نمودار برازش نمایه هرست تعمیم‌یافته ($h(q)$) در مقابل درجه نوسان (q). الف) خرم‌آباد، ب) کرمانشاه، پ) سنندج، ج) آبادان، د) اهواز و س) دزفول.

ایستگاه‌ها دارد (شکل ۴). به‌واقع رابطه غیرخطی نمایه جرم با مرتبه نوسان، نشان‌دهنده مقیاس چندگانه و چندفرکتالی سیگنال بارش است. از سویی آهنگ تغییر نمایه جرم نسبت به مرتبه نوسان (q)، ثابت نبوده

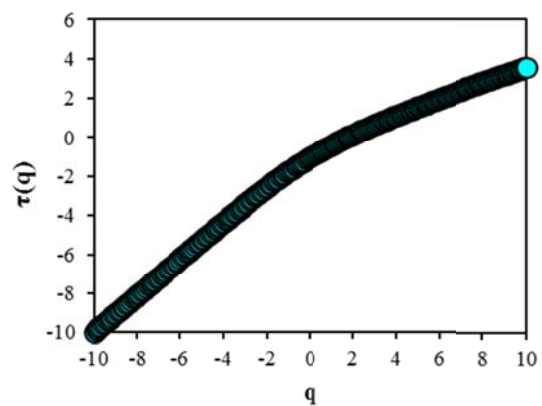
نگاشت نمایه جرم در مقابل مرتبه نوسان به‌صورت یک تابع غیرخطی از مرتبه نوسان رخمون پیدا می‌کند که نشان از ناهمگنی فرکتالی و یا به‌عبارتی چندفرکتالی بودن و حافظه غیرخطی سری زمانی بارش کلیه

از آنجایی که اختلاف شیب منحنی در نوسان‌های کوچک با نوسان‌های بزرگ به درجه شدت چندفراکتالی سیگنال بارش اشاره دارد (لیو و همکاران، ۲۰۱۶؛ اردش و همکاران، ۲۰۲۰)، محاسبه این فرایند نیز نشان می‌دهد که سیگنال بارش آبادان با اختلاف شیب ۰/۳۶، از چندفراکتالی ضعیف‌تری نسبت به سیگنال بارش سایر ایستگاه‌ها برخوردارند.

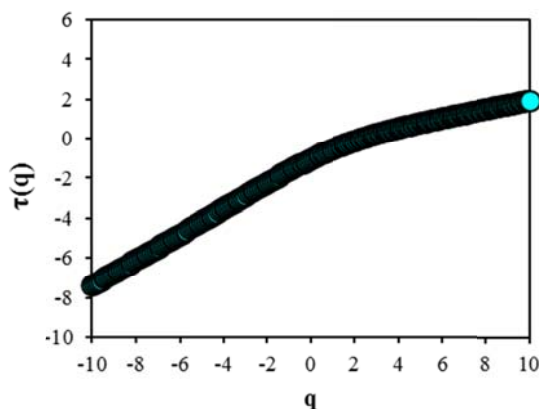
و به صورت یک منحنی با تقعر روبه پایین مشخص شده است؛ به عبارتی شیب خط مماس بر منحنی، دستخوش تغییر شده به طوری که شیب منحنی قبل از $q=0$ متفاوت از شیب منحنی بعد از $q=0$ است؛ بنابراین رفتار مقیاسی بخش‌هایی یا نوسان کوچک $q < 0$ بسیار متفاوت از رفتار مقیاسی بخش‌های با نوسان بزرگ $q > 0$ است.



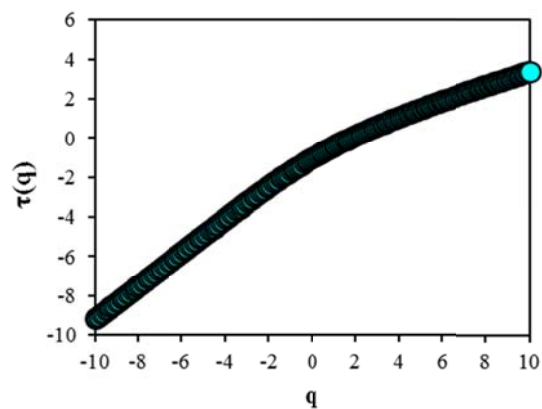
(ب)



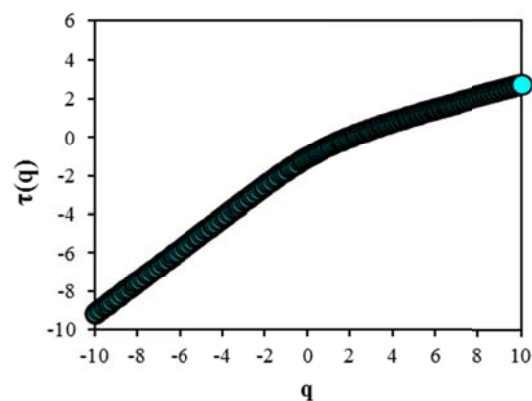
(الف)



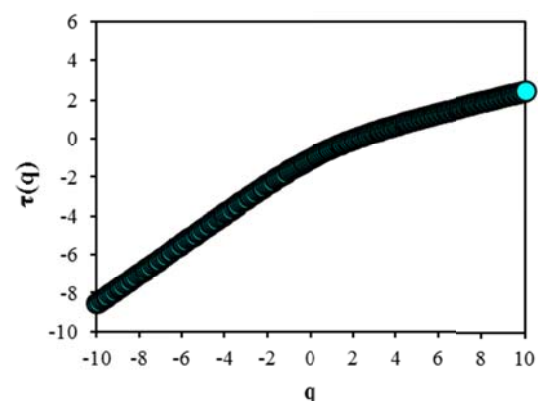
(ج)



(پ)



(س)

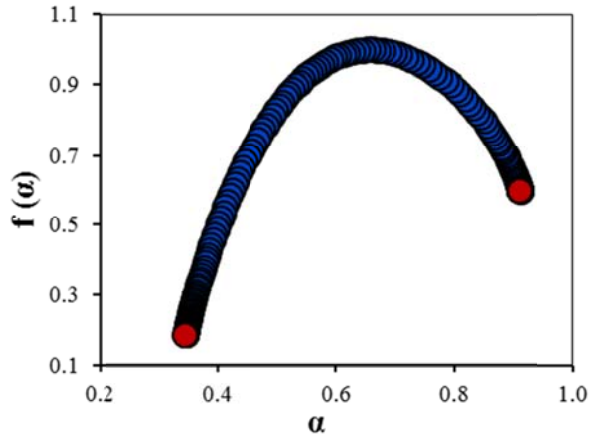


(د)

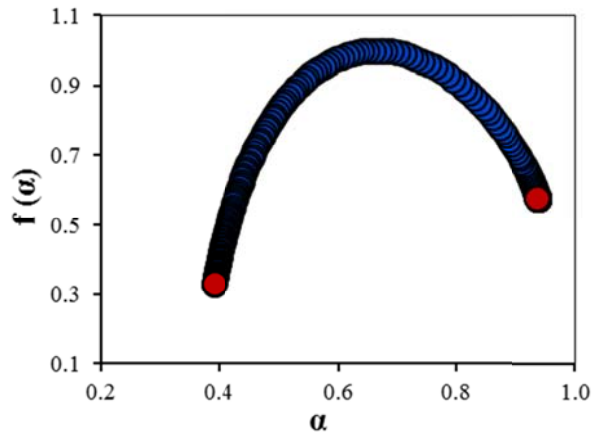
شکل ۴. نمودار برازش نمایه جرم در مقابل درجه نوسان. الف) خرم‌آباد، ب) کرمانشاه، پ) سنندج، ج) آبادان، د) اهواز و س) دزفول.

در این خصوص، طیف تکینگی کل ایستگاه‌ها در سطح منطقه نامتقارن بوده و دارای دُم‌های چپ بلند است.

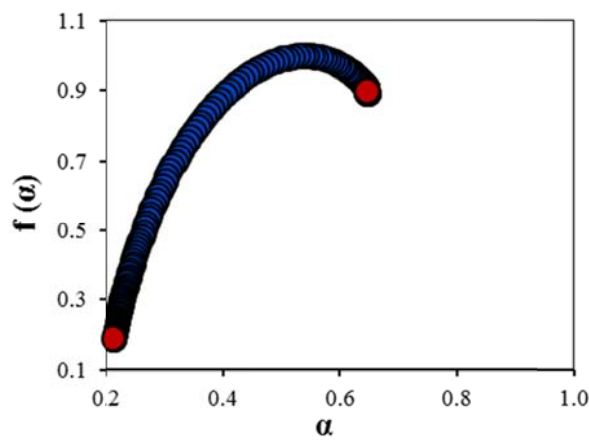
مقایسه پارامترهای طیف تکینگی ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که همه پارامترهای تکینگی در سطح منطقه مشابه‌اند ولی از شدت متفاوتی برخوردارند.



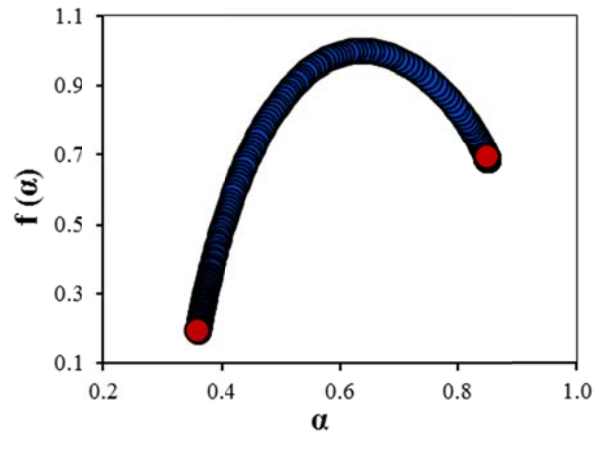
(ب)



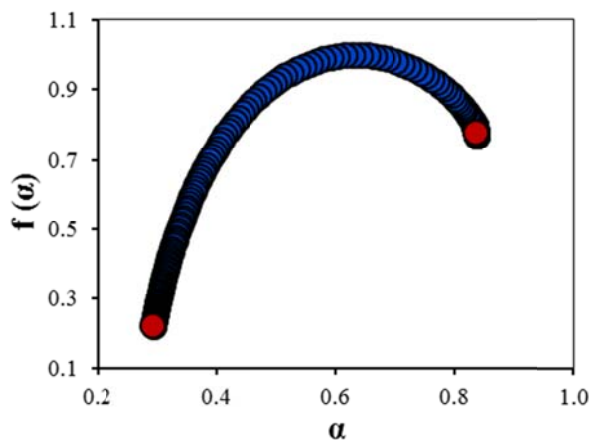
(الف)



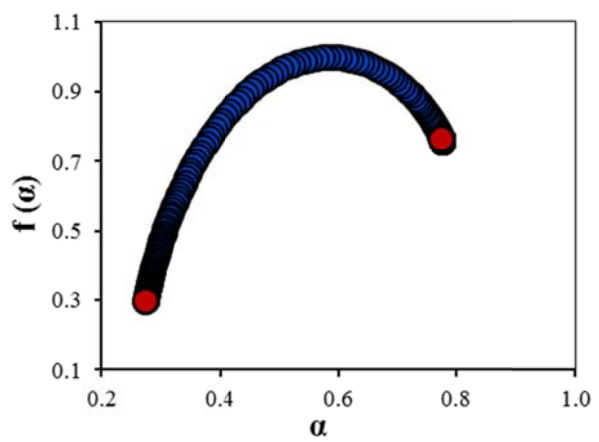
(ج)



(پ)



(س)



(د)

شکل ۵. نمودار طیف تکینگی. الف) خرم‌آباد، ب) کرمانشاه، پ) سنندج، ج) آبادان، د) اهواز و س) دزفول.

چنین گرایشی در طیف تکینگی دلالت بر نقش غالب نوسان‌های بزرگ در ساختار چندفرکتالی سیگنال دارد (تالسکا و لوالو، ۲۰۱۱)؛ بنابراین شکل طیف تکینگی آشکار می‌کند که سری زمانی بارش در سطح منطقه دارای چنان ساختار چندفرکتالی است که به نوسان‌های محلی با مقادیر بزرگ، حساس بوده (کالامارس و همکاران، ۲۰۱۷) و بارش‌های پراکنده نسبت به بارش‌های رایج، ناهمگن تراند؛ به عبارتی، یک غلبه نسبی از نمایه‌های مقیاسی (هرست) کوچک وجود دارد که نشان‌دهنده غلبه نوسان‌های بزرگ بارش بر ساختار سری زمانی بارش هستند؛ بنابراین در منطقه تحت‌مطالعه، بارش‌های حدی نقش قابل توجهی در دینامیک ساختار سری زمانی بارش ایفا می‌کنند.

به‌رغم چنین شباهتی در طیف تکینگی، اما مقدار کوتاه‌شدگی Δm راست طیف تکینگی در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، متفاوت بوده و از الگوی جغرافیایی همگنی تبعیت نمی‌کند، بلکه بیشتر ویژگی‌های محلی ایستگاه مورد نظر را نشان می‌دهد. این موضوع نقش عوامل محلی را در شدت حساسیت سیگنال بارش به نوسان‌های بزرگ را روشن‌تر می‌کند. در این راستا، ایستگاه آبادان و خرم‌آباد به ترتیب با بیشترین و کمترین حساسیت در بین سایر ایستگاه‌ها به شمار می‌روند. ایستگاه‌های دزفول و سنندج نیز در مراتب بعدی حساسیت نسبت به نوسان‌های بزرگ جای دارند.

از این گذشته، پهنایی طیف تکینگی از ۰/۴۲ تا ۰/۵۶۲ در بین ایستگاه‌ها نوسان دارد. با توجه به پهنای طیف تکینگی در سطح منطقه، خاصیت چندفرکتالی و شدت نوسان‌های بارشی در ایستگاه‌های خرم‌آباد، دزفول و کرمانشاه شدیدتر از ایستگاه‌های آبادان اهواز و سنندج است؛ به عبارتی طول دامنه نمایه‌های فرکتالی در سه ایستگاه اولی، بیشتر از سه ایستگاه اخیر بوده و به این ترتیب، چندفرکتالی سیگنال بارش آنها، غنی‌تر از سایر ایستگاه‌ها است (بارانوسکی و همکاران، ۲۰۱۵؛ مالی، ۲۰۱۵). این خصوصیت به نایک‌خواختی توزیع سری زمانی بارش،

پیچیدگی و شدت چندفرکتالی سیگنال بارش خرم‌آباد، کرمانشاه و دزفول نسبت به سه ایستگاه دیگر اشاره دارد (لیو و همکاران، ۲۰۱۶). از سویی باریک‌ترین طیف تکینگی به ایستگاه‌های آبادان و سنندج اختصاص داشته که بدین ترتیب، بارش در این دو ایستگاه، از ساختار نویزی تری برخوردار است. افزون‌بر این، برحسب مقدار نمایه تکینگی مبتنی بر بیشینه بُعد تکینگی که درجه پایداری و غالب‌ترین رفتار مقیاسی سیگنال بارش را نشان می‌دهد (فیلیپولوس و همکاران، ۲۰۱۹؛ بشاپ و همکاران، ۲۰۱۲)، ساختار ناپایدار و نویزی‌تر سیگنال بارش ایستگاه‌های آبادان و اهواز در قیاس با سایر ایستگاه‌ها نیز مشخص می‌شود.

۵. نتیجه‌گیری

موقعیت جغرافیایی، تنوع توپوگرافیکی و آب‌وهوایی منطقه غرب-جنوب غرب ایران، باعث پیچیده‌تر شدن بارش در این منطقه شده است. چنان‌که منطقه یادشده، از دیرباز، نوسان‌های بارشی بسیار شدیدی را تجربه کرده که در نهایت موجب رفتار مقیاسی و ماهیت چندفرکتالی سیگنال بارش شده‌اند. چنان‌که در این مطالعه با کاربرد تحلیل فرکتالی-چندفرکتالی نوسان‌های روندزادایی شده بر روی سیگنال بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک خرم‌آباد، کرمانشاه، سنندج، آبادان، اهواز و دزفول، مشخص شد که بارش تمامی ایستگاه‌ها از رفتار مقیاسی برخوردار بوده که به این ترتیب سه رژیم مقیاسی متفاوت مبتنی بر کمتر از ۱۸۰ روز، بین ۱۸۰ تا ۵۵۰ روز و بیشتر از ۵۵۰ روز برای بارش تشخیص داده شد. مقادیر نمایه مقیاسی در این سه رژیم نشان داد که بارش‌های بزرگ مقیاس (بیش از ۵۵۰ روز) از الگوی مکانی خاصی تبعیت نمی‌کنند و رفتاری نسبتاً همگن را نشان می‌دهند. در صورتی که بارش‌های کوچک مقیاس، از رفتار مکانی برخوردارند، به‌ترتیبی که بارش ایستگاه‌های جنوب غربی، ناپایداری و حافظه کوتاه‌مدت شدیدتری نسبت به ایستگاه‌های غربی نشان می‌دهند. این دستاوردها نشان

حدی ایستگاه‌های جنوب غربی شامل آبادان، اهواز و دزفول بسیار ناپایدارتر از ایستگاه‌های غربی بوده و بارش‌های حدی شدیدی را نشان می‌دهند؛ در این خصوص، ساختار سری زمانی بارش ایستگاه سنندج به‌رغم آن‌که از حساسیت شدیدی نسبت به بارش‌های حدی برخوردار است، اما شدت ناپایداری بارش‌های حدی آن از بارش‌های حدی ایستگاه‌های جنوب‌غربی همچون دزفول که از حساسیت کمتری نسبت به سنندج برخوردارند کمتر بوده و نمایه قالب مقیاسی آن به مقدار $0/67$ با نمایه قالب مقیاسی دو ایستگاه خرم‌آباد و کرمانشاه برابری می‌کند. به‌طورکلی، چنین نتایجی نشان از پیچیدگی‌های سری‌زمانی بارش داشته که از نوسان‌های محلی بسیار شدیدی برخوردارند.

مراجع

- Adarsh, S., Nourani, V., Archana, D. and Dharan, D. S., 2020, Multifractal description of daily rainfall fields over India, *Journal of Hydrology*, 589, 124913.
- Agbazo, M. N., Koto N'gobi, G., Alamou, E., Kounouhewa, B. and Afouda, A., 2019, Fractal analysis of the long-term memory in precipitation over Bénin (West Africa), *Advances in Meteorology*, 2019.
- Baranowski, P., Krzyszczak, J., Slawinski, C., Hoffmann, H., Kozyra, J., Nieróbca, A., Siwek, K. and Gluza, A., 2015, Multifractal analysis of meteorological time series to assess climate impacts, *Climate Research*, 65, 39-52.
- Bishop, S. M., Yarham, S. I., Navapurkar, V. U., Menon, D. K. and Ercole, A., 2012, Multifractal Analysis of Hemodynamic Behavior Intraoperative Instability and Its Pharmacological Manipulation, *Anesthesiology: The Journal of the American Society of Anesthesiologists*, 117, 810-821.
- Bunde, A., Bogachev, M. I. and Lennartz, S., 2012, Precipitation and river flow: Long-term memory and predictability of extreme events, *Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective*, 196, 139-152.
- De Lima, M. and De Lima, J., 2009, Investigating the multifractality of point precipitation in the Madeira archipelago, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16, 299-311.
- Delworth, T. and Manaba, S., 1993, Climate variability and land-surface processes, *Advances in Water Resources*, 16, 3-20.
- Eke, A., Herman, P., Kocsis, L. and Kozak, L., 2002, Fractal characterization of complexity in temporal physiological signals, *Physiological measurement*, 23, R1.
- Feder, J. 2013, *Fractals*, Springer Science & Business Media.
- Gan, T. Y., Gobena, A. K. and Wang, Q., 2007, Precipitation of southwestern Canada: Wavelet, scaling, multifractal analysis, and teleconnection to climate anomalies, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112.
- García-Marín, A., Jiménez-Hornero, F. and Ayuso, J., 2008, Applying multifractality and the self-organized criticality theory to describe the temporal rainfall regimes in Andalusia (southern Spain), *Hydrological Processes: An International Journal*, 22, 295-308.
- Guntu, R. K., Rathinasamy, M., Agarwal, A. and Sivakumar, B., 2020, Spatiotemporal variability of Indian rainfall using multiscale entropy, *Journal of Hydrology*, 124916.
- Gupta, V. K. and Waymire, E., 1990, Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95, 1999-2009.
- Hajian, S. and Movahed, M. S., 2010, Multifractal detrended cross-correlation analysis of sunspot numbers and river flow fluctuations, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 389, 4942-4957.

می‌دهد که در مدل‌سازی و کاربرد روش‌های پیش‌بینی سری زمانی بارش، ضرورت دارد که به رفتارهای متفاوت بارش در این سه رژیم مقیاسی توجه شود. اطلاعات چندفرکتالی و تکینگی سیگنال‌های بارش، نشان از ماهیت چندفرکتالی بارش و نقش نوسان‌های بزرگ در ساختار دینامیکی سری زمانی بارش دارند. به‌طورکلی نتایج این مطالعه نشان دادند که سری زمانی بارش در ایستگاه‌های خرم‌آباد، کرمانشاه و دزفول، پیچیده‌تر از سری زمانی سایر ایستگاه‌ها بوده و ایستگاه‌های آبادان و اهواز، ساختاری بسیار ناپایدار و نویزی را نشان دادند؛ در این خصوص نقش عوامل محلی در شدت بخشیدن به ناهمگنی توزیع بارش در کوچک مقیاس بسیار بیشتر از بزرگ مقیاس بود. برحسب مقادیر نمایه مقیاس، مشخص شد که مکانیزم‌های تولیدکننده بارش در بزرگ مقیاس، از اختلاف چندانی برخوردار نیستند. از سویی بارش‌های

- Hu, K., Ivanov, P. C., Chen, Z., Carpena, P. and Stanley, H. E., 2001, Effect of trends on detrended fluctuation analysis, *Physical Review E*, 64, 011114.
- Jahanbakhsh, S., Khorshiddoust, A. M. and Mirhashemi, H., 2020, Analysis Cyclogenesis in the Lee of the Zagros Mountain(1999-2005), *Geography and Planning*, 24, 105-128.
- Jiang, L., Li, N. and Zhao, X., 2017, Scaling behaviors of precipitation over China, *Theoretical and Applied Climatology*, 128, 63-70.
- Kantelhardt, J. W., Koscielny-Bunde, E., Rego, H. H., Havlin, S. and Bunde, A., 2001, Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 295, 441-454.
- Kantelhardt, J. W., Koscielny-Bunde, E., Rybski, D., Braun, P., Bunde, A. and Havlin, S., 2006, Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111.
- Kantelhardt, J. W., Rybski, D., Zschiegner, S. A., Braun, P., Koscielny-Bunde, E., Livina, V., Havlin, S. and Bunde, A., 2003, Multifractality of river runoff and precipitation: comparison of fluctuation analysis and wavelet methods, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 330, 240-245.
- Kantelhardt, J. W., Zschiegner, S. A., Koscielny-Bunde, E., Havlin, S., Bunde, A. and Stanley, H. E., 2002, Multifractal detrended fluctuation analysis of nonstationary time series, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 316, 87-114.
- Kumar, P. and Foufoula-Georgiou, E., 1993, A multicomponent decomposition of spatial rainfall fields: 1. Segregation of large-and small-scale features using wavelet transforms, *Water Resources Research*, 29, 2515-2532.
- Labat, D., Masbou, J., Beaulieu, E. and Mangin, A., 2011, Scaling behavior of the fluctuations in stream flow at the outlet of karstic watersheds, France, *Journal of hydrology*, 410, 162-168.
- Liu, D., Luo, M., Fu, Q., Zhang, Y., Imran, K. M., Zhao, D., Li, T. and Abrar, F. M., 2016, Precipitation complexity measurement using multifractal spectra empirical mode decomposition detrended fluctuation analysis, *Water resources management*, 30, 505-522.
- Lovejoy, S. and Mandelbrot, B. B., 1985, Fractal properties of rain, and a fractal model, *Tellus A*, 37, 209-232.
- Mali, P., 2015, Multifractal characterization of global temperature anomalies, *Theoretical and Applied Climatology*, 121, 641-648.
- Matsoukas, C., Islam, S. and Rodriguez-Iturbe, I., 2000, Detrended fluctuation analysis of rainfall and streamflow time series, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105, 29165-29172.
- Morata, A., Martín, M. L., Luna, M. Y. and Valero, F., 2006, Self-similarity patterns of precipitation in the Iberian Peninsula, *Theoretical and Applied Climatology*, 85, 41-59.
- Movahed, M. S. and Hermanis, E., 2008, Fractal analysis of river flow fluctuations, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 387, 915-932.
- Movahed, M. S., Jafari, G., Ghasemi, F., Rahvar, S. and Tabar, M. R. R., 2006, Multifractal detrended fluctuation analysis of sunspot time series, *Journal of Statistical Mechanics: Theory and Experiment*, 2006, P02003.
- Philippopoulos, K., Kalamaras, N., Tzani, C. G., Deligiorgi, D. and Koutsogiannis, I., 2019, Multifractal detrended fluctuation analysis of temperature reanalysis data over Greece, *Atmosphere*, 10, 336.
- Pierini, J. O. and Telesca, L., 2010, Fluctuation analysis of monthly rainfall time series, *Fluctuation and Noise Letters*, 9, 219-228.
- Shimizu, Y., Thurner, S. and Ehrenberger, K., 2002, Multifractal spectra as a measure of complexity in human posture, *Fractals*, 10, 103-116.
- Tan, X. and Gan, T. Y., 2017, Multifractality of Canadian precipitation and streamflow, *International Journal of Climatology*, 37, 1221-1236.
- Taqqu, M. S., Teverovsky, V. and Willinger, W., 1995, Estimators for long-range dependence: an empirical study, *Fractals*, 3, 785-798.
- Tessier, Y., Lovejoy, S., Hubert, P., Schertzer, D. and Pecknold, S., 1996, Multifractal analysis and modeling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101, 26427-26440.
- Valencia, J., Requejo, A. S., Gascó, J. and Tarquis, A., 2010, A universal multifractal description applied to precipitation patterns of the Ebro River Basin, Spain, *Climate Research*, 44, 17-25.
- Walther, G.-R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T. J., Fromentin, J.-M., Hoegh-Guldberg, O. and Bairlein, F., 2002, Ecological responses to recent climate change, *Nature*, 416, 389-395.
- Yu, Z.-G., Leung, Y., Chen, Y. D., Zhang, Q., Anh, V. and Zhou, Y., 2014, Multifractal analyses of daily rainfall time series in Pearl River basin of China, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 405, 193-202.

Zhang, Q., Xu, C.-Y. and Yang, T., 2009, Scaling properties of the runoff variations in the arid and semi-arid regions of China: a case study of the Yellow River basin, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23, 1103-1111.

Zhang, X., Zhang, G., Qiu, L., Zhang, B., Sun, Y., Gui, Z. and Zhang, Q., 2019, A Modified Multifractal Detrended Fluctuation Analysis (MFDFA) Approach for Multifractal Analysis of Precipitation in Dongting Lake Basin, China, *Water*, 11, 891.

Multifractal analysis of daily precipitation of selected stations in the west - southwest of Iran

Mirhashemi, H.^{1*} and Yarahmadi, D.²

1. Assistant Professor, Department of Geography, Faculty of Literature and Human Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Literature and Human Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

(Received: 12 Dec 2020, Accepted: 20 Sep 2021)

Summary

The area of this study, which has covered large parts of the western-southwestern of Iran, has a special topographic and climatic variety. As this area is exposed to geomorphological features such as mountain and plain. In this regard, western and southwestern rainfall systems entering the area, show different reactions to these mid-scale phenomenon (Jahanbakhsh et al; 2020) that such a process has caused the scale behavior and more complex dynamic structure of the rainfall signal in the area. Therefore, on one hand to cover the whole area and on the other hand in order to have long-term daily rainfall statistics, six synoptic stations including Khorramabad, Kermanshah, Sanandaj, Dezful, Ahvaz and Abadan stations were selected that have long-term statistics with 1961-2018 as representatives of this area. Also, in order to identify the scale behavior and the dynamics of the structure of the temporal series of rainfall in the western-southwestern of Iran, the fractal and multifractal changed fluctuation analysis method was used (DAF2, MF-DFA2).

By using fractal-multifractal analysis of receding fluctuations on daily rainfall signal, it was shown that the rain of all the stations has a scale behavior. In this regard, three different scale periods were identified for records. So that, the fitting of the fluctuation function of DFA2 against different scales show that there are two cross over points that separate three different rainy regimes in the fluctuation function of the stations. These two crossover points are based on a temporal scale of 180 (6 months) and 550 days (approximately 2 years); Therefore, there are three different scale periods including small-scale (less than 6 months), mid-scale (from 6 months to 2 years) and large-scale (more than 2 years) in the rainy temporal series of the stations with different stability and dynamic rainy structure at these three temporal periods. Lovejoy and Mandelbrot, 1985; Matsoukas et al., 2000; Gan et al., 2007; Tan and Gan, (2017) claimed that the existence of cross over points in rainy temporal series, are different mechanisms of raining because temporal scales different. The values of scale exponent in these three periods showed that large-scale rainfalls do not follow a specific spatial pattern and show relatively homogeneous behavior. Although, small-scale raining period has a spatial behavior, in the way that the rain of southwestern stations shows more instability and short-term memory than western stations. Also the results of MF-DFA2 showed that these two cross over points are present in all fluctuations, so that different scale periods are also shown in small to large fluctuations and are not limited to medium period fluctuations. The results of MF-DFA2 showed that the generalized Hurst exponent (h_q) has been converged with increasing rainy temporal scale, as the difference between the small fluctuations ($-10 \leq q < 0$) and large fluctuations ($0 < q \leq 10$), the small-scale temporal series is larger than the large-scale temporal series; Thus, on a small scale, periods with large fluctuations can be clearly distinguished from periods with small fluctuations. Other multifractal properties, including a decreasing h_q with increasing the rank of fluctuation (q), nonlinearity of mass signal $\tau(q)$ in relation to q indicate the multifractal nature and multiple scale behavior and nonlinear memory of the rainy signal of the studied stations (Adresh et al. 2020; Shimizu et al., 2002 ; Bunde et al., 2012; Tan and Gan, 2017).

On one hand, the comparison of the parameters of the singularity spectrum of the stations shows that all the singularity parameters are similar in the area, but have different intensities. In this regard, the singularity spectrum of all stations in the area is asymmetric and has long left tails. Such a tendency in the singularity spectrum indicates the predominant role of large fluctuations in the multifractal structure of the rainy signal (Telesca and Lovallo, 2011). Thus, the shape of the singularity spectrum reveals that the rainy temporal series in the area has such a multifractal structure which is sensitive to local fluctuations with large values (Kalamaras et al., 2017). In this regard, the rainy temporal series in Khorramabad, Kermanshah and Dezful stations were more complex than other temporal series and Abadan and Ahvaz stations showed a very unstable and noisy structure. On the other hand, the extreme rainfall of southwestern stations including Abadan, Ahvaz and Dezful are much more unstable than the western stations and show heavy rainfall. In this regard, although the structure of Sanandaj station rainfall series is highly sensitive to extreme rainfall, but the intensity of its instability rainfall is lower than the limit rainfall of southwestern stations such as Dezful, which are less sensitive to that of Sanandaj. Its scale exponent is equal to 0.67 with the scale exponent of Khorramabad and Kermanshah stations. In general, such results indicate complexities of temporal series s of rainfall that have very strong local fluctuations.

Keywords: singular spectrum, fluctuation, hurst exponent, precipitation signal, multifractal.

* Corresponding author:

mirhashemi.h@lu.ac.ir