جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، شماره ۲۰، پاییز ۱۳۹۵
وصول مقاله : ۱۳۹۴/۱۱/۲۷
تأیید نهایی : ۱۳۹۵/۶/۱۹
صفحات : ۱۴۰ - ۱۲۹

بررسی و تحلیل تغییر نوسانات دبی و بارش حوضهٔ مند

دکتر غلام‌حسن جعفری [۱]، مهدی دوستکامیان [۲]

چکیده

هدف از این مطالعه، بررسی تغییرات و آشکارسازی چرخه‌های دبی و بارش سالانهٔ حوضهٔ مند است؛ بدین منظور داده‌های دبی و بارش سالانهٔ این حوضه برای ایستگاه‌های باباعرب، دهرم، دهرود، دژگان، حکان، تنگ کارزین، تنگاب و حنیفقان، بندبهمن، علی‌آباد خفر، باغان و قنطره طی دورهٔ ۱۳۵۵ تا ۱۳۹۰ استخراج، سپس با استفاده از روش‌های تحلیل همساز و تحلیل روند در محیط نرم‌افزار MATLAB مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج این مطالعه نشان داد که بر بارش و دبی حوضهٔ مند بیشتر چرخه‌ای کوتاه مدت ۲ تا ۶ ساله حاکم بوده است. با وجود این، بعضی از چرخه‌های بلند مدت نظیر ۱۷ و ۲۵ ساله در دبی این حوضه مشاهده شده است. نتایج حاصل از تحلیل روند دبی و بارش نشان داد که روند افزایش یا کاهش دبی حوضه در اکثر ایستگاه‌ها تحت تأثیر روند افزایش و کاهش بارش این منطقه است. با این حال، به‌طور قطع نمی‌توان استنباط نمود که تغییرات و چرخه‌های دبی حوضهٔ مند، وابسته به بارش است؛ از این‌رو، نمی‌توان تأثیر عوامل مورفولوژیکی و ژئومورفولوژی این حوضه را نادیده گرفت.

کلید واژگان: حوضهٔ مند، دبی، بارش، تحلیل همسازه‌ها، روند.

۱- استادیار ژئومورفولوژی دانشگاه زنجان jafarihas@yahoo.com
۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی- دانشگاه زنجان (نویسنده مسؤول) s.mehdi67@gmail.com

مقدمه

امروزه بحران منابع آب در جهان و ایران به مسألهٔ بسیار جدی مبدل گردیده و بر اهمیت ضرورت مدیریت منابع آبی بیش از پیش افزوده شده است. مسلماً اجرای صحیح مدیریت بدون شناخت و آگاهی دقیق و جامع از مسائل طبیعی حوضه‌های آبی کشور امکان‌پذیر نیست؛ بنابراین، در برنامه‌ریزی محیطی حتی المقدور باید سعی شود واحد مطالعاتی بر مبنای مرزبندی‌های طبیعی انتخاب شوند. یکی از واحدهای مطالعاتی در پژوهش‌های محیطی، حوضه‌های آبی رودخانه‌هاست (منتظری و همکاران،۱۳۸۸: ۹۲۷۱). از دیرباز رودخانه‌ها یکی از مهمترین منابع مهم آب قابل حصول و در دسترس انسان بوده و به علت اهمیتشان، مراکز صنعتی و جوامع انسانی، همواره در نزدیکی آنها برپا شده‌اند. آگاهی از پارامترهای فیزیکی از جمله: شیب، طول آبراهه، چرخه‌های دبی و سایر خصوصیات دیگر حوضه‌های آبی، از اهمیت بسزایی در مدیریت منابع آب برخوردارند (دوستکامیان و همکاران، ۱۳۹۲: ۴)؛ برای مثال: غیاثی و همکاران (۱۳۸۹: ۱۴) با بررسی دبی‌های سیلاب حداکثر لحظه‌ای برخی از حوضه‌های شمالی البرز نتیجه گرفت که در روابط دبی با دورهٔ بازگشت‌های مختلف؛ عواملی مانند: مساحت، ارتفاع متوسط، شیب رودخانه، بارش متوسط سالیانه، درصد مساحت جنگلی و تراکم زهکشی و نسبت انشعابات، دخالت دارند. حوضه‌های رودخانه‌ها بر مبنای عواملی طبیعی و عناصر اقلیمی همواره از ناهمگنی‌هایی برخوردار است. یکی از مهمترین عناصر اقلیمی که همواره بر افزایش یا کاهش دبی رودخانه‌ها تأثیر می‌گذارد، بارش است. بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بُعد مکان و هم در بُعد زمان در قالب اقلیم منطقه رخ می‌دهند. این عنصر به لحاظ ایجاد جریانات سطحی، تأثیر بر سفره‌های آب زیر زمینی و به‌عنوان منبع مهم در تغذیهٔ رودها و چشمه‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از مهمترین عناصر اقلیمی است که در تعیین نقش و پراکندگی دیگر عناصر اقلیمی، می‌تواند مؤثر باشد (جلالی و همکاران، ۱۳۹۲).

سن روی[1] (۲۰۰۵) و همکاران در بررسی و شناخت الگوی چرخه‌های بارش روزانه در پورتوریکو، به این نتیجه دست یافتند که چرخه‌های این ناحیه مربوط به الگوی روزانهٔ کاتاباتیک[2] و آناباتیک[3] و همچنین تعامل با وزش بادهای شرقیاست. این الگو در طول سال تقریباً با چرخه‌های بارش روزانه سازگار بوده است و نوسانات جنوبی یا نوسانات اطلس شمالی این نواحی را کمتر تحت تأثیر قرار می‌دهد (سن روی و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۸۱- ۱۸۸). تحلیل چرخه‌ها یکی از مهمترین روش‌ها در آشکارسازی پدیده‌های اقلیمی است. بعضی از دانشمندان از چرخه‌ها به‌عنوان یک آزمایش برای طرح پارامترهای فیزیکی در پیش‌بینی آب و هوای عددی و مدل‌های آب و هوایی استفاده کرده‌اند (واسیک[4] و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۷۵۰ – ۳۷۶۶، سورکل[5] و همکاران ۲۰۱۰: ۳۱۰۶-۳۰۸۴).در ایران مطالعات زیادی بر روی روابط بارش و حوضه‌ها انجام شده است؛ برای مثال، بررسی روند تغییرات پارامترهای اقلیمی و تأثیر آن بر دبی رودخانهٔ جاجرود توسط دستورانی و همکاران (۱۳۹۱) نشان داد که دما دارای روند افزایشی و دبی دارای روند کاهشی بوده است؛ این در حالی است که بارش دارای روند معنی‌داری نبوده است. در همین رابطه، وفاخواه و همکاران (۱۳۹۱: ۹۰-۷۷) در بررسی تحلیل روند نشان دادند که بارندگی در اثر ایستگاه‌ها روند افزایشی داشته است، به طوری که در ۹ ایستگاه دارای روند افزایشی است؛ این درحالی است که دبی در هیچ کدام از ایستگاه‌ها روند افزایش نداشته است. همچنین رحیمی و همکاران (۱۳۹۳: ۱۸۸-۱۷۳) در بررسی روند تغییرات دبی کل و دبی پایهٔ ایستگاه هیدرومتری حوضه آبخیز گرگان‌رود نشان دادند که دبی کل و دبی پایه روند نزولی داشته است.

1- Sen roy
2-Katabatic
3-Anabatic
4-Vasic
5-Surcel

با توجه به آنچه که بیان شد، هدف از این مطالعه، تحلیل چرخه‌های دبی و بارش حوضهٔ مند با استفاده از تکنیک تحلیل طیفی و تحلیل رگرسیونی است. حوضهٔ مند یکی از زیرحوضه‌های خلیج فارس و دریای عمان در جنوب ایران است که بین عرض جغرافیایی ۲۷ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۲۹ و ۴۷ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۱ درجه و یک دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴۶ دقیقه شرق نصف النهار مبدأ واقع شده است که به‌خاطر چنین موقعیتی جزء حوضه‌های خشک کشور شمرده می‌شود و دارای دبی‌های طغیانی فراوانی است (شکل ۱).

مواد و روش

در این مطالعه، به‌منظور بررسی و آشکارسازی تغییرات دبی و بارش حوضهٔ مند، از تکنیک تحلیل روند و تحلیل همسازه‌ها استفاده شده است؛ بدین منظور، دادهٔ دبی و بارش برای ایستگاه‌های باباعرب، دهرم، دهرود، دژگان، حکان، تنگ کارزین، تنگاب و حنیفقان طی دورهٔ ۱۳۵۵ تا ۱۳۹۰ استخراج، سپس با استفاده از روش‌های تحلیل همساز و تحلیل روند در محیط نرم‌افزار MATLAB مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. پس از تشکیل پایگاه داده به منظور بررسی تحلیل نوسانات دبی و بارش حوضهٔ مند، از تحلیل طیفی و در تحلیل روند از تحلیل رگرسیون بهره برده شده است. اساس روش‌های تحلیل طیفی تقسیم‌بندی تغییرپذیری در سری‌های زمانی به اجزا یا بخش‌های حاوی دوره‌های مختلف یا فرکانس است که به‌عنوان یکی از روش‌های استخراج و تحلیل نوسانات آشکار و نهان با طول موج‌های مختلف مطرح است. در این روش، سری زمانی (z_t) به طول n، ($\{z_t\}_{t=1}^{n}$) به فرم یک مدل فوریه و به شکل رابطهٔ (۱) می‌شود:

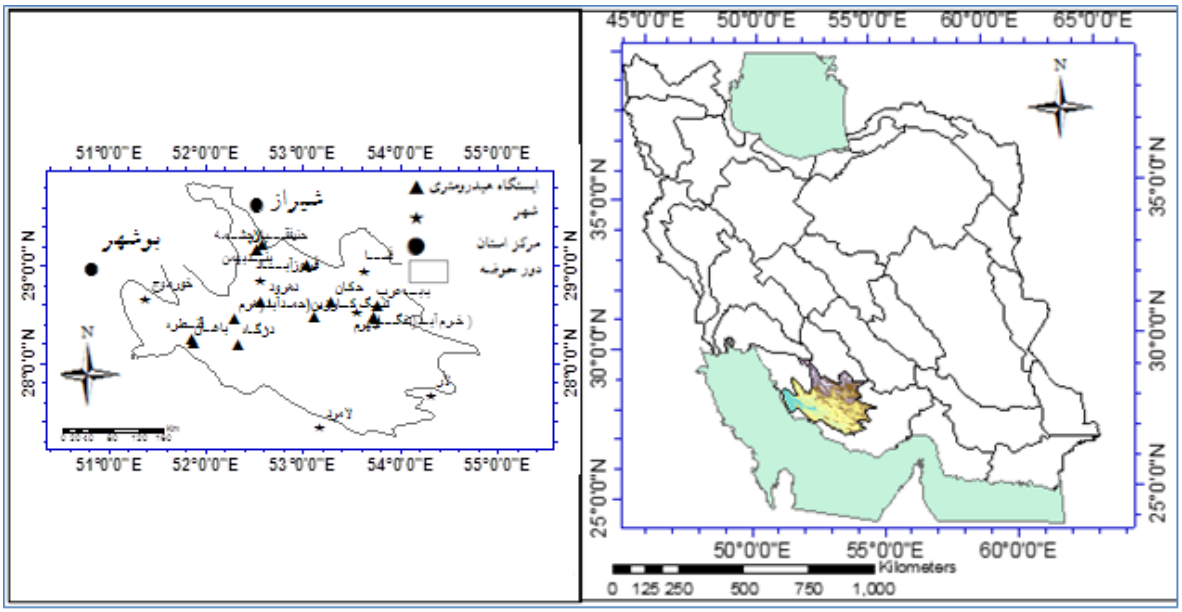
(رابطهٔ ۱)

$$Z_t = a_0 + \sum_{t=1}^{q} a_i \cos 2\pi f_i t + b_i \sin 2\pi f_i t$$

که در آن z_t عنصر اقلیمی مورد بررسی در زمان t و f_i فراوانی تکرار مشاهدات (عکس دورهٔ بازگشت) است و با $f = \frac{i}{n}$ نشان داده می‌شود. در اینجا $i = 1, 2, \ldots q$ پراش برای فرکانس f_i و طول دورهٔ آماری فرد به شرح رابطهٔ (۲) به‌دست می‌آید (عساکره، ۱۳۸۸، ۸):

(رابطهٔ ۲)

$$I(f_i) = \frac{n}{2}(a_i^2 + b_i^2) \quad i = 1,2 \ldots \ldots q \quad q = \frac{(n-1)}{2}$$



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضهٔ آبی مند و ایستگاه‌های مورد مطالعه

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

در رابطهٔ (۲) $I(f_i)$ واریانس در بسامد f است. اگر طول دورهٔ آماری (n) زوج باشد، آنگاه واریانس فرکانس بر اساس ($q = \frac{n}{2}$) محاسبه می‌شود.

برای آزمون معنی‌داری، ابتدا باید سه مرحلهٔ زیر را به انجام رساند:

الف: محاسبهٔ میانگین طیف ($\overline{S}$) ب: محاسبهٔ خودهمبستگی مرتبه اول برای مشاهده‌های سری زمانی داده‌ها (r_1)، ج: محاسبه طیف برای یکسری تصادفی با مشخصات ($\overline{S}$) و (r_1) سری موجود با استفاده از رابطهٔ (۳) (میچل و همکاران،۲۰۰۹: ۳۸):

$$(f_i) = \bar{s}\left[\frac{1-r_1^2}{1+r_1^2-2r_1\cos(\frac{\pi \times i}{q})}\right] \quad i = 1, 2, \dots., q$$

(رابطهٔ ۳)

برای آزمون ابتدا یک فاصلهٔ اطمینان (عموماً ۹۵ درصد) مشخص می‌کنیم. اگر هر کدام از طیف‌ها (فرکانس‌ها) سری زمانی خارج از فاصلهٔ اطمینان باشند، آن چرخه‌ها معنی‌دار خواهند بود. بدین منظور، از آزمون X^2 یا خی دو استفاده می‌شود. درجهٔ آزادی آزمون از رابطهٔ (۴) به دست می‌آید:

$$df = \frac{2n-\frac{q}{2}}{q} \qquad \text{(رابطهٔ ۴)}$$

با این درجهٔ آزادی و با یک سطح اطمینان ۹۵ درصد، با استفاده از مقادیر جدول x^2 سطح معنی‌داری با استفاده از رابطهٔ (۵) محاسبه می‌شود:

$$sig\hat{I}(f) = \frac{x^2}{df} \times \hat{I}(f) \qquad \text{(رابطهٔ ۵)}$$

برای چرخه‌هایی که در آنها مقدار واریانس $I(f) > \hat{I}(f)$ باشد، آن چرخه‌ها معنی‌دار هستند.

در این مطالعه، به‌منظور تحلیل روند از روش‌های رگرسیون (وایازی) خطی استفاده شده است. در این رویه، میزان تغییرپذیری بارش و دبی طی زمان مورد تحلیل قرار می‌گیرد. معنی‌داری این تحلیل با استفاده از آزمون t استودنت بررسی شد. مفاهیم اولیهٔ مدل رگرسیونی وسیله‌ای جهت تشریح دو مفهوم اساسی تغییرپذیری متغیر وابسته (y) در اثر تغییر متغیر مستقل (x) به‌کار می‌رود. معادلهٔ رگرسیون ساده (p) و زمان (t) طبق رابطهٔ (۶) تعریف می‌شود (عساکره،۱۳۸۸: ۲۱۸):

$$p = a + bt + e_t \qquad \text{(رابطهٔ ۶)}$$

در رابطهٔ بالا t زمان، a عرض از مبدأ، b شیب خط روند و e_t خطای تصادفی مدل رگرسیونی است. شیب خط، نوع و میزان رابطه را نشان می‌دهد. در واقع میزان تغییر بارش و دبی به ازای گذر زمان (t) را برآورد می‌نماید. برای برآورد شیب خط (b) و عرض از مبدأ (a) از روابط (۷ و ۸) استفاده می‌شود (عساکره،۱۳۹۱: ۱۹۳):

$$b = \frac{\sum_{i=1}^{n}(t_i-\bar{t})(p_i-\bar{p})}{\sum_{i=1}^{n}(t_i-\bar{t})^2} \qquad \text{(رابطهٔ ۷)}$$

$$a = \bar{p} - b\bar{t} \qquad \text{(رابطهٔ ۸)}$$

یافته‌های تحقیق

در جدول (۱) بعضی از مشخصات دبی و بارش حوضهٔ مند آورده شده است. میانگین سالانهٔ بارش در این حوضه ۳۱۱/۱ میلی‌متر و میانگین سالانه دبی این حوضه ۷/۳۳ متر مکعب است. دامنهٔ تغییرات دبی و بارش به‌ترتیب ۱۷/۵۴ متر مکعب و ۳۱۰/۴۰ میلی‌متر است. این مقدار برای دبی بالاتر از میانگین سالانهٔ کشور است که این خود بیانگر اختلاف زیاد دبی در امتداد مکان، طی دورهٔ مورد مطالعه است.

همان‌طوری که از جدول (۱) هم برمی‌آید، مد، میانه و میانگین فاصلهٔ زیادی با هم دارند که بیانگر عدم همگنی منطقه به لحاظ ارتفاع دبی و بارش است. چولگی برای دبی و بارش مثبت است و بیانگر این است که مساحت‌های کمتر از میانگین، بیشتر از مساحت‌های بالاتر از میانگین هستند (خسروی و همکاران،۱۳۹۲: ۷۲-۸۹) یا به عبارتی، توزیع بارش چوله به راست است. کشیدگی هم برای دبی و هم برای بارش مثبت است که نشان از کم بودن داده‌های فرین در داده‌های این حوضه است. میزان پراش برای دبی و بارش حاکی از آن است که تغییرپذیری آنها بسیار شدید است. در این بین بارش بیشترین تغییرپذیری را دارد.

به‌منظور تحلیل چرخه‌های دبی و بارش سالانهٔ حوضهٔ مند، از تکنیک تحلیل طیفی استفاده شد. برای این منظور، ابتدا نمودار دورهٔ نگار سری زمانی بارش تک

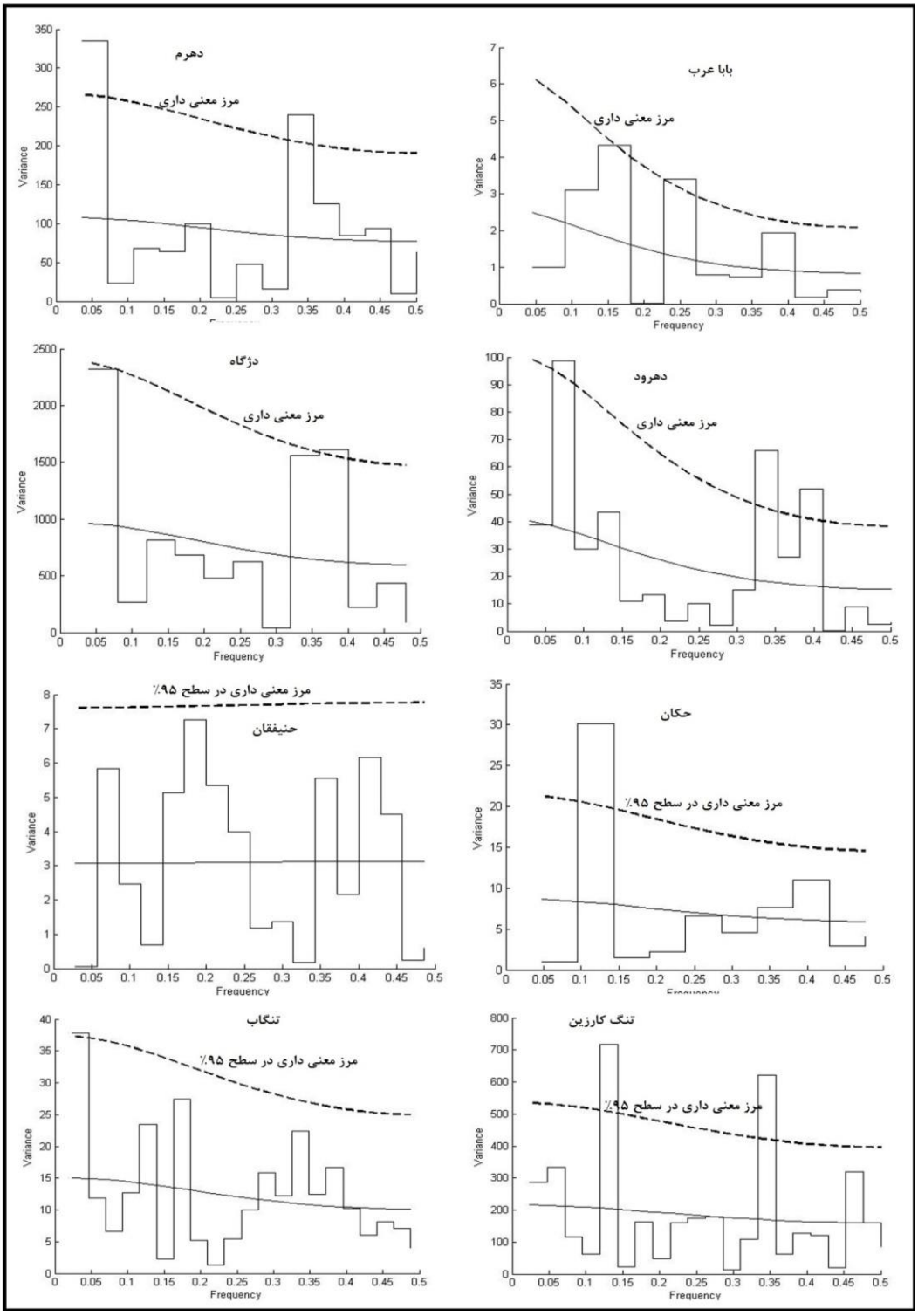
تک ایستگاه‌ها ترسیم شد. نتایج حاصل از تحلیل طیفی بر روی بارش و دبی ایستگاه‌های مورد مطالعه در اشکال (۲ و ۳) نشان داده شده است. دورهٔ نگار نموداری است که در آن محور عمودی برآورد طیف (واریانس) و محور افقی بسامد (احتمال، فراوانی) چرخه‌ها را نشان می‌دهد. خط شکستهٔ طیف (میزان واریانس) به ازای بسامد زمان‌های مختلف را ارائه می‌کند. همچنین این خطوط شکسته مستطیلی شکل، شمارهٔ چرخه‌ها (همسازها) را نشان می‌دهند. بدین ترتیب که اولین خط شکستهٔ مستطیلی شکل از سمت چپ به‌عنوان همساز اول (یک چرخه در طول دورهٔ آماری) خط شکستهٔ دوم به‌عنوان همساز یا هارمونیک دوم (دو چرخه در طول دوره آماری) است. خط چین مرز معنی‌داری چرخه‌ها در سطح ۹۵ درصد اطمینان است. چرخه‌هایی که طیف (واریانس) آنها خارج از محدودهٔ معنی‌داری باشد، آن چرخه (همساز) به‌عنوان چرخه یا چرخه‌های معنی‌دار تلقی می‌شوند. چرخهٔ معنی‌دار در واقع همان رخداد بارش‌های همسان است که در طول سال‌ها تکرار می‌شوند و می‌توانند طیف وسیعی از فراوانی‌ها (احتمالات) را داشته باشند. هر چرخه‌ای که دامنهٔ بیشتری داشته باشد، در واقع واریانس بیشتری از طیف‌ها را به خود اختصاص داده است. معنی‌داری هر یک از چرخه‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شده است.

جدول ۱. مشخصات توصیفی بارش و دبی در حوضهٔ مند

مشخصات آماری		بارش	دبی
نمایه‌های مرکزی	میانگین	۳۱۲/۶۱	۷/۲۱
	انحراف از میانگین	۹/۸	۰/۶۷
	میانه	۳۰۷/۴	۶/۴۶
	مد	۲۰۱/۵۰	۰/۷۷
نمایه‌های پراکندگی	دامنهٔ تغییرات	۳۱۰/۴۰	۱۷/۵۷
	واریانس	۴۲۶۲/۸۳۶	۱۹/۳۶
	انحراف معیار	۶۲/۲۹	۴/۴
نمایه‌های شکل توزیع	چولگی	۰/۷۲۹	۰/۹۱۰
	انحراف از چولگی	۰/۳۵۷	۰/۳۶۱
	کشیدگی	۰/۷۲۹	۰/۵۵۱
	انحراف از کشیدگی	۰/۷۰۲	۰/۷۰۹
آستانه‌ها حد بالا و حد پایین	چارک اول	۲۵۶/۶۵	۴/۲۱
	چارک دوم	۳۰۷/۴۶	۶/۴۶
	چارک سوم	۳۵۷/۹۷	۹/۹۷
	بیشینه	۵۱۱/۹۰	۱۸/۳۴
	کمینه	۲۰۱/۵۰	۰/۷۷

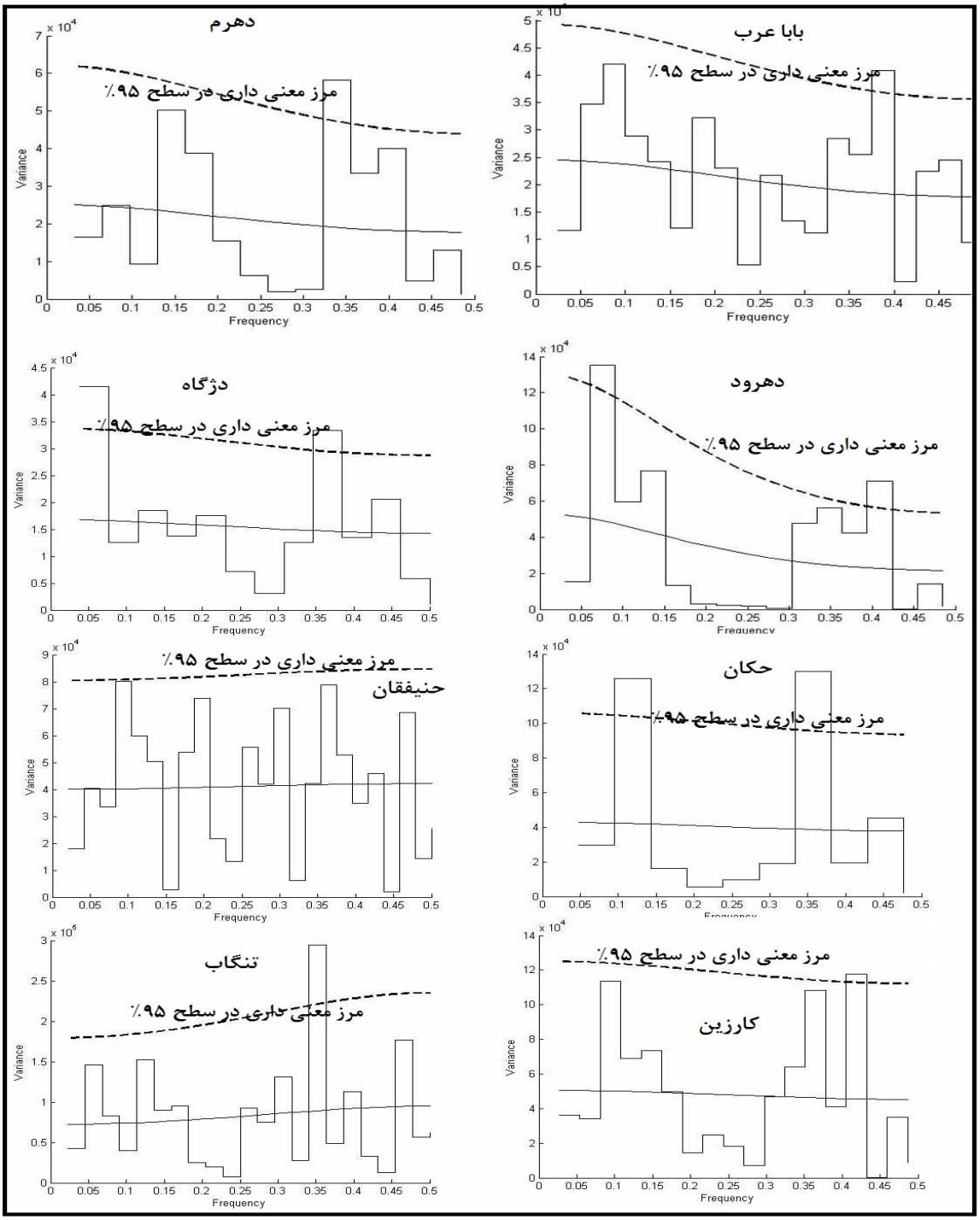
(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

در اشکال (۲ و ۳ و۴) سطح معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد با خط‌چین و سطح تصادفی بودن همسازها با خط نازک پیوسته نشان داده شده است؛ بنابراین، همسازهایی که خارج از سطح معنی‌داری (خط چین) باشند، به‌عنوان چرخه (همساز) معنی‌دار تلقی می‌شوند. همچنین محور افقی بالا دورهٔ بازگشت وقوع هر یک از چرخه‌ها را نشان می‌دهد. در این نمودار، از سمت چپ اولین مستطیل و همساز اول (یک چرخه در طول دوره) دومین مستطیل همساز دوم (دو چرخه یا دو موج در طول دوره) است؛ به طوری که به تعداد نصف طول دورهٔ آماری همساز وجود دارد.



شکل ۲. نمودارهای دورهٔ نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی دبی ایستگاه‌های مورد مطالعه

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)



شکل ۳. نمودارهای دورهٔ نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

معنی‌داری همساز اول حاکی از وجود روند در داده‌هاست. در این بین مشاهده می‌شود که دبی ایستگاه‌های دژگاه و تنگاب همساز اول آنها دارای چرخهٔ معنی‌دار است؛ در حالی که تنها در بارش، همساز اول دژگاه معنی‌دار است. این نکته بیانگر آن است که دبی و بارش ایستگاه دژگاه دارای روند است که نشانگر حاکمیت الگوی تصادفی بر دبی و بارش این ایستگاه است؛ با وجود این، مشاهده می‌شود که در تمام ایستگاه‌ها دبی در یک یا نهایتاً در دو همساز دارای چرخهٔ معنی‌دار است؛ -ولی بیشتر ایستگاه‌ها

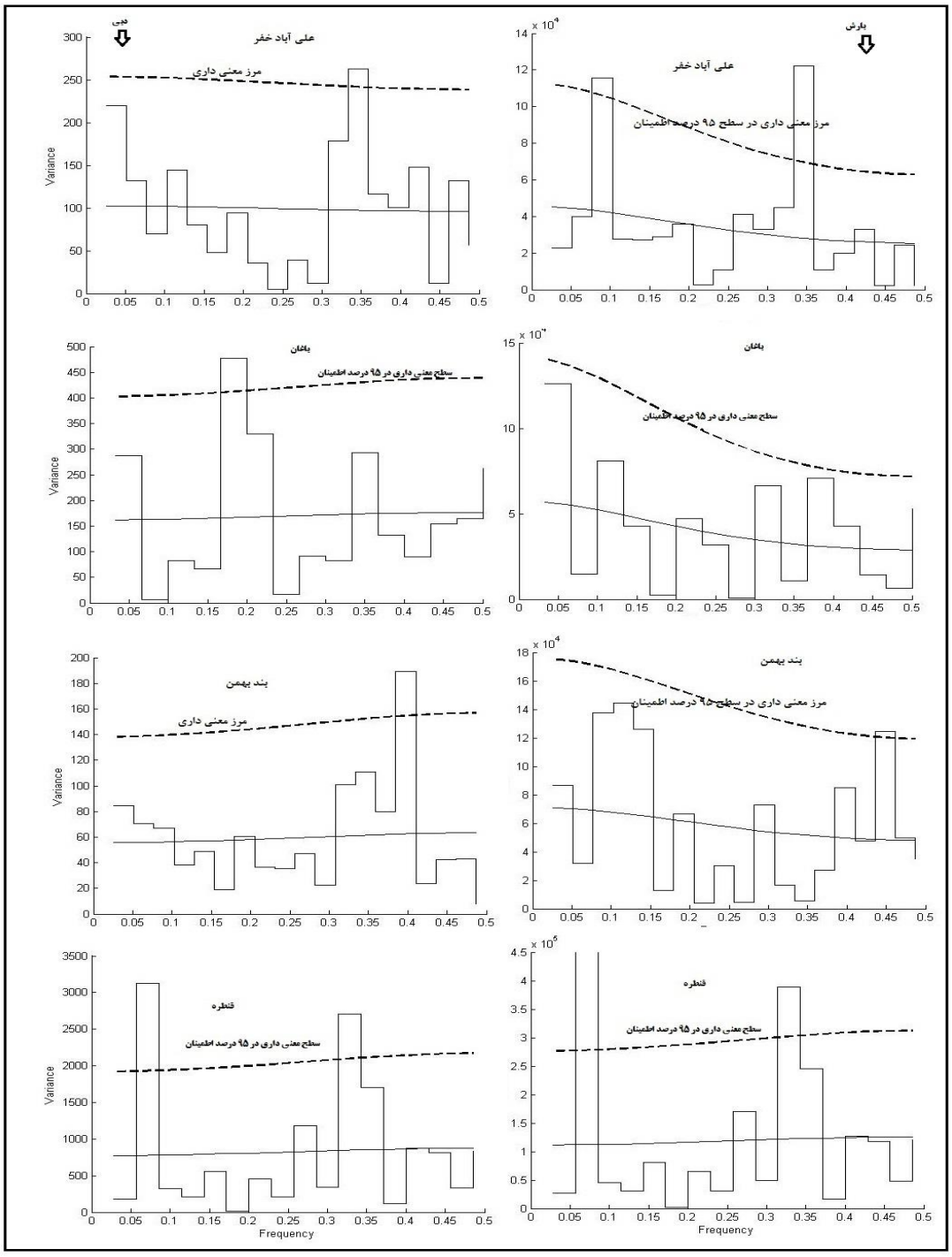
دارای دو همساز معنی‌دار هستند- برای نمونه، دبی ایستگاه باباعرب همساز ۵ و ۳ آن معنی‌دار است. احتمال وقوع این همسازها به ترتیب ۲۲۳/ و ۱۳۶/ با واریانس ۳/۴۱۴ و ۴/۳۳۲ است (جدول ۱)؛ اما این درحالی است که بارش این ایستگاه در همساز ۱۵ معنی‌دار باشد. بارش این ایستگاه دارای چرخهٔ ۲ ساله با واریانس ۴۰۸۶۴/۴ است. دبی و بارش در ایستگاه دژگان در همسازه‌های ۱ و ۹ معنی‌دار هستند، با این تفاوت که دبی این ایستگاه دارای چرخهٔ ۲ و ۲۵ ساله و بارش این ایستگاه با احتمال وقوع ۰۳۸/ و ۳۴۶/ دارای دورهٔ بازگشت ۳ و ۲ ساله است (جدول ۲ و ۳). این مطلب حاکی از آن است که الگوهای حاکم بردبی حوضهٔ مند با الگوهای حاکم بر بارش این ایستگاه مشابه است. در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، همانطور که در شکل (۳) و نیز جدول (۲) مشخص است؛ دبی و بارش حنیفقان فاقد هرگونه چرخهٔ غالب و معنی‌دار است؛ به عبارت دیگر، در سری زمانی دبی و بارش حنیفقان واریانس طیف‌ها در بین تمام همسازها به نسبت تقریباً برابر توزیع شده است و در سطح اطمینان ۹۵ درصد چرخهٔ معنی‌داری مشاهده نمی‌شود؛ پس در دبی و بارش حنیفقان از نظر وقوع دبی‌ها و بارش‌های همسان، الگوی خاصی حاکم نیست و دبی سالانهٔ حنیفقان رفتار تصادفی دارد. همانطور که در جدول‌های (۲ و ۳) نیز ملاحظه می‌شود و بر اساس نتایج به‌دست آمده، چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۶ بیشترین حاکمیت را در بارش و دبی حوضهٔ مند دارند. عساکره و رزمی (۱۳۹۱) نشان دادند که چرخه‌های ۵ تا ۳ ساله نقش مهمی در بارش شمال غرب ایران ایفا می‌کنند. ایشان نیز این چرخه‌ها را به انسو نسبت داده‌اند. با وجود این، بیشتر ایستگاه‌ها چرخه‌های همسان با دبی آن حوضه دارند.

هر چند بعضی از مطالعات دیگر نظیر کالایسی و همکاران (۲۰۰۴) چرخه‌های ۶ تا ۲ ساله در بارش ترکیه را به رخداد ال نینو مربوط دانسته‌اند؛ در برخی ایستگاه‌ها چرخه‌های ۱۱ ساله و بالاتر به‌ویژه در ارومیه و زنجان مشاهده می‌شود. جهانبخش و عدالت دوست (۱۳۸۷) وجود این چرخه‌ها را به خصوص در منطقهٔ آذربایجان، ناشی از چرخه فعالیت لکه‌های خورشیدی و نوسانات اطلس شمالی دانسته‌اند.

در این بین، چرخه‌های ۲ تا ۴ ساله را به ال نینو نوسانات جنوب (ENSO[1]) و تغییرات دو سالانهٔ (QBO[2]) الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و سایر فرایندهای اقلیمی اقیانوسی نسبت داده‌اند؛ برای مثال: هارتمن[3] همکاران (۲۰۰۸، ۱۶۳-۱۵۵) چرخه‌های ۳ و ۲ ساله در بارش چین، لانا[4] و همکاران (۲۰۰۵، ۱۹۸-۱۸۳) چرخه‌های ۴/۶ و ۲/۱ساله بارش در ایستگاه فابرا[5] در شمال شرق اسپانیا را به تغییرات دو سالانهٔ (QBO) و چرخه‌های ۹/۲ و ۵/۵ ساله را به نوسانات اطلس شمالی (NAO[6])، نسبت دادند.

به منظور تحلیل دقیق‌تری نسبت به تغییرات نوسانات بارش و دبی حوضهٔ مند، روند بارش و دبی هریک از ایستگاه‌های مورد مطالعه بررسی و نتایج آن در جدول (۴) آورده شده است.

1-EL Nino Southern Oscillation(ENSO)
2-Quasi Binomial Oscillation(QBO)
3-Hartman
4-Lana
5-Fabra
6-North Atlantic Oscillations(NAO)



شکل ۴. نمودارهای دوره نگار، طیف و مرز معنی‌داری سری زمانی دبی و بارش

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

جدول ۲. مشخصات آماری چرخه‌های دبی ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	شماره چرخهٔ معنی‌دار	بسامد (احتمال)	دوره بازگشت	واریانس	ایستگاه	شماره چرخه معنی‌دار	بسامد (احتمال)	دوره بازگشت	واریانس
بابا عرب	۵	/۲۲۳۷	۴	۳/۴۱۳۹	تنگ	۵	/۱۱۹۰	۸	۷۱۷/۱۷۲۹
	۳	/۱۳۶	۷	۴/۳۳۲۳	کازرین	۱۴	/۳۳۳۳	۳	۶۲۰/۷۲۱۱
دهرم	۱	/۰۳۵۷	۲۸	۳۳۵/۰۷۸۸	تنگاب	۱	/۰۲۳۳	۴۲	۳۷/۸۱
	۹	/۳۲۱۴	۳	۲۴۰/۳۶۱۲	حنیفقان	-	-	-	-
دهرود	۲	/۰۵۸۸	۱۷	۹۸/۷۳۰۲	بند بهمن	۱۵	/۳۸۴۶	۲/۵	۱۸۹/۵
	۱۱	/۳۲۳۵	۳	۶۶/۰۴۳۲	علی‌آبادخفر	۱۳	/۳۳	۳	۲۶۲/۵۴
	۱۳	/۳۸۲۴	۲	۵۱/۸۶۴۹	باغان	۵	/۱۶۶	۶/۱۲	۴۷۷/۴۵
دژگان	۱	/۰۴۰۰	۲۵	۲۶۴/۶۲۲۵	قنطره	۲	/۰۵۷	۲۰	۳۱۲۴/۳
	۹	/۳۶۰۰	۲	۳۷/۰۳۸		۱۱	/۳۱۱۴	۳	۲۷۰۳/۱۵
حکان	۲	/۰۹۵۲	۱	۳۰/۱۴۴۲					

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

جدول ۳. مشخصات آماری چرخه‌های بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	شماره چرخهٔ معنی‌دار	بسامد (احتمال)	دوره بازگشت	واریانس	ایستگاه	شماره چرخهٔ معنی‌دار	بسامد (احتمال)	دوره بازگشت	واریانس
بابا عرب	۱۵	/۳۷۵	۲	۴۰۸۶۴/۴	تنگاب	۱۵	/۳۴۰۹	۲	۲۹۴۳۶/۳
دهرم	۱۰	/۳۲۲	۳	۵۸۱۶۳/۵	حنیفقان	-	-	-	-
دهرود	۲	/۰۶۰۶	۱۶	۱۳۵۲۷/۵	بندبهمن	۱۷	/۴۳۵۹	۲	۱۲۴۵۳۶/۱
	۱۳	/۳۹۳	۲	۷۴۰۸۱/۴	علی‌آبادخفر	۳	/۰۷۶	۱۳/۵	۱۲۲۳۷۶/۲۳
دژگان	۱	/۰۳۸۵	۲۵	۴۱۵۲۷/۳		۱۳	/۳۳	۳	۱۱۵۵۱۲/۲
	۹	/۳۴۶	۳	۳۳۳۱۴/۴	باغان	-	-	-	-
حکان	۲	/۰۹۵۲	۱۰	۱۵۲۸۲/۳	قنطره	۲	/۰۵	۲۰	۳۸۹۲۵۴/۲
	۷	/۳۳۳	۳	۱۳۰۰۲/۱		۱۱	/۳۱	۳	۴۴۹۹۹۸/۲۳
تنگ‌کازرین	۱۵	/۴۰۴۵	۲	۱۱۷۶۳/۲					

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

جدول ۴. میزان روند دبی و بارش ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضهٔ مند

ایستگاه	میزان روند دبی (مترمربع)	میزان خطا درسطح۹۵ ٪	میزان روند بارش (میلی‌متر)	میزان خطا در سطح ٪۹۵	ایستگاه	میزان روند دبی (متر مربع)	میزان خطا در سطح۹۵٪	میزان روند بارش (میلی‌متر)	میزان خطا در سطح ٪۹۵
بابا عرب	/۰۰۱۸	/۱۵۴	۱/۴۶۹۹	/۴۵۸	تنگ‌کازرین	/۰۱۶۴	/۳۳	۱/۴۱	/۰۰۹۸
دهرم	/۱۷۵	/۰۰۵	۲/۶۲۰۶	/۵۲۸	تنگاب	/۰۰۴۶	/۱۷۵	۱/۶۶۱۷	/۷۴۵
دهرود	/۱۱۶۴	/۰۰۱۲	۶/۴۱۸۱	/۰۰۲۳	حنیفقان	/۰۱۶۴	/۰۲۹	۲/۵۸	/۰۰۲۴
دژگان	۱/۱۴۶	/۰۰۲۵	۱/۴۲۹۴	/۲۴۵	بندبهمن	-/۰۲۹	/۲۳	-/۱۹	/۱۲۶
حکان	/۰۴۳۰	/۴۸	۴/۸۰۰۶	/۴۱۲	علی‌آبادخفر	-/۰۳۵	/۳۲۵	-۲/۳۹	/۲۶۱

(منبع: نگارندگان؛ ۱۳۹۵)

مطابق جدول (۴) مشاهده می‌شود که دبی ایستگاه‌های دهرم، دهرود و دژگاه، روند افزایش معنی‌داری به‌ترتیب ۱۷۵/، ۱۱۶/ و ۱/۱۴۶متر مکعب درسال داشته است؛ این درحالی است که بارش این ایستگاه با وجود اینکه روند کاهشی داشته؛ اما به جز در ایستگاه دهرود به لحاظ آماری، معنی‌دار نبوده است. در بعضی از ایستگاه‌ها روند دبی و بارش همبستگی مستقیمی دارد؛ اا‌ز جمله، در ایستگاه حنیفقان و تنگ کارزین، روند دبی و بارش این ایستگاه کاهشی و به لحاظ آماری معنی‌دار است. در بقیهٔ

ایستگاه‌ها اگر روند وجود داشته؛ ولی به لحاظ آماری معنی‌دار نبوده است. در بعضی ایستگاه‌های دیگر نظیر بند بهمن، علی‌آباد خفر، باغان و قنطره با وجود اینکه روند کاهشی داشته‌اند؛ اما به لحاظ آماری در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی‌داری نبوده است.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه به بررسی چرخه‌های دبی و بارش حوضهٔ مند پرداخته شده است. بدین منظور، آمار ایستگاه‌های دبی و بارش حوضهٔ مند از وزارت نیرو و سازمان هواشناسی کشور از بدو تأسیس تا سال ۱۳۹۰ گرفته شد و مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که بر بارش و دبی حوضهٔ مند بیشتر چرخه‌های کوتاه مدت ۲ تا ۵ ساله حاکم بوده است؛ در حالی که بر دبی این حوضه علاوه بر چرخه‌های کوتاه مدت، چرخه‌های بلند نیز حاکم بوده است؛ بنابراین، می‌توان استنباط نمود که بر تغییرات دوره‌ای دبی حوضه علاوه بر بارش، سایر عوامل مورفولوژیکی و همچنین سایر عناصر اقلیمی نیز اثرگذار هستند. در این بین، چرخه‌ها ۲ تا ۴ ساله را به ال نینو نوسانات جنوب (ENSO[1]) و تغییرات دو سالانهٔ (QBO[2]) را به الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و سایر فرایندهای اقلیمی اقیانوسی نسبت داده‌اند. نتایج حاصل از تحلیل روند دبی و بارش این حوضه نشان داد که افزایش یا کاهش دبی حوضهٔ مند، تحت تأثیر افزایش یا کاهش روند بارش است؛ برای مثال، در ایستگاه حنیفقان و تنگ کارزین، روند دبی و بارش، کاهشی و به لحاظ آماری معنی‌دار است. این در حالی است که شریفیان و حبیبی (۱۳۹۲) در بررسی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب سطحی در حوضهٔ گلستان به نتایج مشابهی رسیدند. با وجود این، در بقیهٔ ایستگاه‌ها اگر روند وجود داشته باشد، به لحاظ آماری معنی‌دار نبوده است. در بعضی ایستگاه‌ها برای مثال، دهرم اگر چه دبی روند افزایشی داشته؛ اما بارش فاقد روند معنی‌داری بوده است که در این زمینه وفاخواه و همکاران (۱۳۹۱: ۷۷) به نتایج مشابهی رسیدند.

1-EL Nino Southern Oscillation(ENSO)
2-Quasi Binomial Oscillation(QBO)

منابع

خسروی، محمود و دوستکامیان، مهدی و میر موسوی، سید حسین و بیات، علی و بیگ رضایی، احسان (۱۳۹۲). تحلیل و طبقه بندی دما و بارش در ایران زمین با استفاده از روش‌های زمین آمار و تحلیل خوشه‌ای. مجلهٔ علمی و پژوهشی برنامه‌ریزی منطقه‌ای مرودشت، شمارهٔ ۳. صص ۸۹-۷۲.

دستورانی، محمدتقی؛ بحری، معصومه؛ پناهی، مهسا (۱۳۹۱). بررسی روند تغییرات پارامترهای اقلیمی و تأثیر آن بر دبی رودخانه جاجرود، همایش ملی و مهندسی آبخیز داری، ۲۷ و ۲۸ اردیبهشت، دانشگاه لرستان.

دوستکامیان، مهدی؛ فرجی، عبدالله؛ نوروزی، خدیجه (۱۳۹۲). بررسی ویژگی حوضهٔ رودخانهٔ ایزدخواست با تأکید بر مورفومتری و فیزوگرافی، اولین همایش بین‌المللی بحران‌های زیست‌محیطی و راهکارهای بهبود آن، ۲۵ و ۲۶ بهمن ۱۳۹۲ در جزیرهٔ کیش.

رحیمی، لیلا؛ دهقانی، امیر احمد؛ قربانی، خلیل؛ عبدالحسینی، محمد (۱۳۹۳). بررسی تغییرات دبی کل و دبی پایه ایستگاه هیدرومتری ارازکوسه (حوضهٔ آبخیز گرگان رود استان گلستان)، نشریهٔ پژوهش حفاظت آب و خاک. شمارهٔ ۲. صص ۱۸۸-۱۷۳.

شریفیان، حسین؛ حبیبی، علی (۱۳۹۲). بررسی اثرات تغییر اقلیم بر روند تغییرات منابع آب حوزهٔ گلستان. اولین همایش ملی چالش‌های منابع آب و کشاورزی، انجمن آبیاری و زهکشی ایران- دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوزستان، اصفهان ۱۷ بهمن ۱۳۹۲.

عساکره، حسین (۱۳۸۶). تغییرات زمانی – مکانی بارش ایران طی دهه‌های اخیر. جغرافیا و توسعه، شمارهٔ ۱۰، صص ۱۶۴-۱۴۵.

عساکره، حسین (۱۳۸۸). تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز. تحقیقات جغرافیایی، شمارهٔ ۹۳.صص ۵۰-۳۳.

عساکره، حسین؛ رزمی، رباب (۱۳۹۱). تحلیل تغییرات بارش سالانهٔ شمال غرب ایران. جغرافیا و برنامه‌ریزی. شماره ۳. صص ۱۶۲-۱۴۷.

غیاثی، نجفعلی (۱۳۸۹). مقایسهٔ روش‌های برآورد برخی از ویژگی‌های هندسی آبخیزها از نقطه نظر اثر آنها بر سیلاب

حداکثر سالانه. مرکز تحقیقات حفاظت خام و آبخیزداری. گزارش نهایی طرح‌های تحقیقاتی.

منتظری، مجید؛ غیور حسنعلی (۱۳۸۸). تحلیل مقایسه‌ای روند بارش و خشک سالی‌های حوضهٔ خزر. جغرافیا و توسعه. شمارهٔ ۱۶، صص ۹۲-۷۱.

وفاخواه، مهدی؛ بخشی تیرگانی، محمد؛ خزائی، مجید (۱۳۹۱)، تحلیل روند بارندگی و دبی در حوضهٔ آبخیز کشف رود. جغرافیا و توسعه. شماره ۲۹. صص ۹۰-۷۷.

Hartmann, S. Becker, and L. King, (2008) "Quasiperiodicities in Chinese precipitation time series" Theory. Appl. Climatology. 92, 155–163.

Kalaycı Serdar, M. Cagatay Karabork, Ercan Kahya, (2004): analysis of elNiño signal on Turkish stremlow and precipitation pattern using spectral analysis. Fresenius Environmental Bulletin, Volume 13 No 8.

Lana, M. D. Martinez, C. Serra, and A. Burguen, (2005), "Periodicities and irregularities of indices describing the daily pluviometric regime of the Fabre Observatory (NE Spain) for the years 1917–1999" Theory. Application .Climatological. Vol, vol, 82, PP. 183–198.

Michael S. Pritchardand Richard C. J. Somerville(2009), Empirical orthogonal function analysis of the diurnal cycle of Precipitation in a multiscale climate model, geophysical research letters, vol. 36, pp. 1 5.

SEN ROY ANDR. C. BALLING, JR, (2005),Harmonic and Simple Kriging Analyses of Diurnal Precipitation Patterns in Puerto Rico,Caribbean Journal of Science, Vol. 41, PP, 181188.

Surcel M, Berenguer M, Zawadzki (2010)The diurnal cycle of precipitation from continental radar mosaics and numerical weather prediction models. Part I: Methodologyand seasonal comparison. Review Monthly weather, vol. 138, PP. 3084–3106.

Vasic S, Lin C, Zawadzki I, Bousquet O, Chaumont D. (2007), Evaluation of precipitation from numerical weather prediction models andsatellites using values retrieved from radars. Monthly Weather, Review, vol. 135, PP. 3750–3766.