

A survey on the trend of the mean annual precipitation frequency in northwest of Iran spanning from 1970 to 2013 using polynomial regression and discrete wavelet transform

Hossein Asakereh¹  | Hasan Shadman²  

1. Professor in Climatology, Department of Geography, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2. PhD climatology, Department of Geography, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Article Info:

Article type:

Research Article

history:

Received:

2024/4/8

Received:

2024/5/25

Accepted:

2024/6/30

Published:

2024/8/5

Keywords:

Precipitation, Polynomial regression, Wavelet transform, Northwestern Iran.

Abstract: One of the characteristics of precipitation is its long-term changes over time. Considering the complexities of precipitation behavior, using nonlinear methods can lead to a better understanding of this phenomenon. Therefore, in this study, an attempt has been made to investigate the annual precipitation trend in northwestern Iran in period of 1970 to 2013 using polynomial models along with the linear method. Discrete wavelet transform has also been used to reduce the effect of variability on the trend. The time series used to survey the trend is obtained from the grid data of the daily precipitation of northwestern Iran from 1/1/1970 to 12/31/2013 (16071 days). These data are the result of interpolation of daily precipitation using Kriging method in Lambert Conformal Conic coordinate system. The result showed that the long-term behavior of precipitation in northwestern Iran in the under study period follows a 3 degree polynomial pattern; in a way that the mean frequency of annual precipitation in the first decade (1970) had been increasing rapidly. Since the first years of the 80's, a significant downward trend in the data had been formed and continued for nearly 3 decades. However, in the final years, an upward trend had begun again. The results also showed that data decomposition with wavelet transform while maintaining the mean and long-term behavior in the approximate component has also filtered precipitation variability from this component. Hence the low frequency component obtained from series decomposition is a good representative for trend estimation.

Cite this article: Asakereh, H. Shadman, H. (2024). A survey on the trend of the mean annual precipitation frequency in northwest of Iran spanning from 1970 to 2013 using polynomial regression and discrete wavelet transform. *Climat Change and Climat Disasters*, 3(5), 134-158.

© The Author(s).

Homepage: cccd.znu.ac.ir

Publisher: University of Zanjan





واکاوی روند میانگین فراوانی بارش سالانه در شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ میلادی با به کارگیری رگرسیون چندجمله‌ای و تبدیل موجک گسسته

حسین عساکره | حسن شادمان

۱. استاد اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

۲. مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان زنجان، زنجان.

اطلاعات مقاله:

نوع مقاله: پژوهشی

تاریخ‌ها:

دریافت: ۱۴۰۲/۱/۲۰

بازنگری: ۱۴۰۳/۳/۵

پذیرش: ۱۴۰۳/۴/۱۰

انتشار: ۱۴۰۳/۵/۱۵

واژگان کلیدی:

بارش، رگرسیون چندجمله‌ای، تبدیل موجک، شمال باختری ایران.

چکیده: یکی از ویژگی‌های بارش دگرگونی‌های درازمدت آن در راستای زمان است. با نگرش به پیچیدگی‌های رفتار بارش به کارگیری روش‌های غیرخطی می‌تواند سبب شود تا شناخت بهتری از این پدیده به دست آید. از این رو در این پژوهش کوشش شده است تا با به کارگیری الگوهای چندجمله‌ای در کنار روش خطی روند فراوانی بارش سالانه‌ی شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ میلادی بررسی شود. همچنین برای کاهش اثر وردایی و افت‌وخیزها بر روند از تبدیل موجک گسسته استفاده شده است. سری زمانی مورد استفاده برای بررسی روند از داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه‌ی شمال باختری ایران از تاریخ ۱۹۷۰/۱/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱ (۱۶۰۷۱ روز) به دست آمده است. داده‌های شبکه‌ای یادشده نیز دستاورد میان‌یابی بارش روزانه با روش کریجینگ در دستگاه مختصات لامبرت مخروطی هم‌شکل هستند. یافته‌ها نشان داد که فراوانی بارش سالانه در شمال باختری ایران، در دوره مورد بررسی از یک الگوی درجه ۳ پیروی می‌کند؛ به گونه‌ای که میانگین فراوانی بارش سالانه در دهه‌ی نخست (۱۹۷۰ میلادی) با شتاب زیاد افزایش یافته است. از سال‌های نخستین دهه‌ی ۸۰ روند کاهشی معنی‌داری در داده‌ها شکل گرفته و نزدیک به ۳ دهه شمار روزهای بارشی در حال کاهش بوده است. با این همه در سال‌های پایانی بار دیگر روند افزایشی آغاز شده و فراوانی بارش سالانه روبه افزایش رفته است. همچنین یافته‌ها نشان داد که تجزیه داده‌ها با تبدیل موجک همگام با حفظ میانگین و رفتار درازمدت در مؤلفه تقرب، وردایی و افت‌وخیزهای بارش را نیز از این مؤلفه پالایش کرده است. از این رو مؤلفه بسامد پایین به دست آمده از تجزیه سری نماینده شایسته‌ای برای برآورد روند است.

استناد: عساکره، حسین. شادمان، حسین (۱۴۰۳). واکاوی روند میانگین فراوانی بارش سالانه در شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ میلادی با به کارگیری رگرسیون چندجمله‌ای و تبدیل موجک گسسته. دگرگونی‌ها و مخاطرات آب و هوایی، ۳(۵)، ۱۳۴-۱۵۸.

© نویسندگان .

Homepage: cccd.znu.ac.ir

ناشر: دانشگاه زنجان.



مقدمه

پیوند ژرف بین زندگی و آب، همچنین منابع آب با بارش، همواره انگیزه‌ای مهم در کوشش انسان برای شناخت بارش و رفتار آن بوده است. گذشته از این پیچیدگی‌های رفتار بارش در زمان و مکان، خود می‌تواند انگیزه‌ای بنیادین برای کارشناسان در راستای گره‌گشایی از پیچیدگی‌های طبیعت باشد. یکی از ویژگی‌های بارش دگرگونی‌های بلندمدت آن در راستای زمان است. این رفتار بارش به‌ویژه در چند دهه‌ی گذشته و زیر اثر گرمایش جهانی مورد توجه بسیار بوده است. پژوهش‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که دگرگونی دمای زمین در سده‌ی گذشته، دگرگونی‌های بارشی-رطوبتی را به دنبال داشته است (عساکره، ۱۳۸۶، ۱۹۹). برای نمونه میانگین ناحیه‌ای بارش در سده‌ی بیستم، در عرض‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۸۵ درجه شمالی، بین ۷ تا ۱۲ درصد افزایش نشان می‌دهد (عساکره، ۱۳۸۶، ۲۰۰). به گفته ترنبرث^۱ (۲۰۱۱، ۱۲۳) افزایش در گرمایش سبب تبخیر بیش‌تر و

خشک‌تر شدن رویه زمین می‌شود. با این‌همه افزایش ۱ درجه سلسیوس در دما، گنجایش رطوبتی هوا را ۷ درصد افزایش می‌دهد و خود سبب افزایش بخار آب در هواسپهر می‌شود؛ بنابراین طوفان‌ها، طوفان‌های تندری، سامانه‌های بارشی برون‌حاره‌ای، طوفان‌های همراه با برف و چرخندهای حاره‌ای بارش‌های سنگین‌تری را به همراه می‌آورند. اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد که از آغاز سده‌ی بیستم تا پایان آن بارش خشکی‌ها ۲ درصد فزونی یافته است. با این‌همه دگرگونی‌ها نه در مقیاس زمانی و نه در مقیاس مکانی یکنواخت نیستند (عساکره، ۱۳۸۶، ۱۹۹). ناهمسانی دگرگونی‌های بارش در زمان و مکان یکی از نشانه‌های رفتار پیچیده و غیرخطی سامانه آب‌وهوا است. در حقیقت سامانه آب‌وهوا به دلیل برخورداری از مؤلفه‌های فراوان، همچنین کنش‌ها و اندرکنش‌های این مؤلفه‌ها، سامانه‌ای پیچیده با رفتارهای غیرخطی به حساب می‌آید. از این‌رو هرچند که به‌کارگیری روش‌های خطی در بررسی دگرگونی‌های عناصر و پدیده‌های آب‌وهوایی

1 - Trenberth

زمانی آب‌وهوایی می‌تواند گردابه‌ای از روند، چرخه‌ها، افت‌وخیز، جهش و پی‌آبی باشد. به هم آمیختن ویژگی‌های یادشده به‌ویژه افت‌وخیز و جهش می‌تواند واکاوی روند را دشوار و چه‌بسا با اشکال روبه‌رو کند. افزون بر این سری‌های زمانی برخی از پدیده‌های آب‌وهوایی همچون بارش می‌تولند آمیخته با نوفه‌هایی نیز باشند که واکاوی روند را دشوارتر نیز می‌کند. روش تبدیل موجک گسسته با تجزیه یک سری زمانی به بخش‌های بسامد پایین و بسامد بالا ابزاری کارا برای تمیز رفتارهای درازمدت از رفتارهای کوتاه‌مدت است. روشن است که بخش بسامد پایین یک سری زمانی می‌تواند نشانگر رفتار بلندمدت بوده و بخش‌های بسامد بالا نیز نوفه‌ها، افت‌وخیزها و رفتارهای با دور برگشت کوتاه را پوشش می‌دهند.

تاکنون پژوهش‌های فراوانی بر روی روند بارش انجام‌شده است که برای نمونه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. گمر^۱ و همکاران (۲۰۰۴) روند بارش ماهانه چین را بررسی کرده و نشان دادند که دگرگونی روند از ماهی

می‌توانند سودمند باشند و به شناخت رفتار عمومی این متغیرها بینجامند؛ ولی دستیابی به شناختی ریزبینانه‌تر تنها با به‌کارگیری روش‌های غیرخطی ممکن است. بر همین پایه به‌کارگیری روش‌های غیرخطی در واکاوی دگرگونی‌های بارش به‌ویژه در کشوری همچون ایران که با چالش‌ها و تنگناهای بسیاری درزمینه‌ی منابع آب شیرین روبه‌رو بوده؛ امری بایسته است. در این بین شمال باختری ایران که خاستگاه یا گذرگاه برخی از مهم‌ترین رودهای کشور است؛ به دلیل وجود دریاچه ارومیه، گستردگی کشاورزی و تمرکز برخی از صنایع ویژه از جایگاه برجسته‌ای برخوردار است. از این‌رو در این پژوهش کوشش شده است تا روند فراوانی بارش سالانه در شمال باختری ایران بررسی شود. در این راستا در کنار روش‌های خطی از الگوهای غیرخطی نیز برای واکاوی روند استفاده‌شده است. همچنین برای کاهش اثر وردایی‌های آب‌وهوایی و رفتارهای دوره‌ای بر روند بارش از تبدیل موجک استفاده‌شده است. در حقیقت رفتار سری‌های زمانی به‌ویژه سری‌های

بارش‌ها بررسی شد. وی نشان داد افزایش بارش ۱/۶۶ درصد در هر دهه بیش‌تر از یافته‌های پیشین بوده است. همچنین افزایش‌ها در بارش‌های شدید بیش‌تر بوده است. نورانی و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال به تحلیل روند داده‌های بارش و رواناب در تامبلیای^۶ پرداختند و نشان دادند که روندها بیش‌تر منفی بوده است. پاندی^۷ و همکاران (۲۰۱۷) با به‌کارگیری تبدیل موجک گسسته، رگرسیون خطی و آزمون من- کندال روند بارش‌های هندوستان در دوره آماری ۱۸۵۱ تا ۲۰۰۶ را بررسی کردند و نشان دادند که بارش‌های سالانه و موسمی در نواحی کوهستانی شمال هند همچنین در شمال خاوری افزایش داشته‌اند درحالی‌که در دیگر نواحی روندهای منفی دیده می‌شود. تهرانی و همکاران (۲۰۱۸) روند بارش در حوضه آبریز نکا در شمال ایران را در دوره آماری ۱۹۷۲ تا ۲۰۱۵ بررسی کرده و نشان دادند که بارش سالانه و موسم زمستان روندی کاهشی داشته‌اند.

به ماه دیگر همگون نیست. مارنگو^۱ و همکاران (۲۰۰۴) الگوهای درازمدت و دهه‌ای بارش در حوضه آمازون را بررسی کرده و دریافتند که بارش‌ها دارای روندی منفی هستند. نالی^۲ و همکاران (۲۰۱۲) روند بارش‌های ماهانه، فصلی و سالانه در جنوب انتاریا و کبک^۳ کلنادا از ۱۹۵۴ تا ۲۰۰۸ را با استفاده از تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال بررسی کرده و نشان دادند که بیش‌تر روندها مثبت بوده است. جیمز و واشنگتون^۴ (۲۰۱۳) دگرگونی‌های دما و بارش در آفریقا را در رابطه با گرمایش زمین بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که افزایش یک درجه سلسیوس در دمای زمین اثر کمی بر بارش آفریقا دارد اما افزایش دو تا چهار درجه‌ای می‌تواند اثرات زیانباری در پی داشته باشد. وو^۵ (۲۰۱۵) به بررسی ویژگی‌های بارش در ایالات‌متحده بین سال‌های ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۳ پرداخت. در این پژوهش بارش- های سبک، متوسط و سنگین با استفاده از آستانه‌های صدکی مشخص و سه ویژگی اندازه، بسامد و شدت

5 - Wu
6 - Tampa Bay
7 - Pandey

1 - Marengo
2 - Nalley
3 - Ontario and Quebec
4 - James and Washington

نداشته‌اند. پال^۸ و همکاران (۲۰۱۹) روند بارش‌های سالانه، ماهانه، فصلی، موسمی، پیش از موسمی و پساموسمی در ایالت چهاتیسگرا^۹ در هندوستان را با استفاده از تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال بررسی کردند و دریافتند که روند منفی در همه‌ی سری‌های زمانی بارش در بیش‌تر نواحی این ایالت رخ داده است. پاول^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۹) با به‌کارگیری تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال روند بارش‌های هندوستان را بررسی کردند. به باور ایشان بارش‌های موسمی روند کاهشی داشته‌اند. سزن و پارتال^{۱۱} (۲۰۲۰) با کمک گرفتن از تبدیل موجک گسسته روند بارش را در حوضه آبریز فرات- دجله بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که روند بارش سالانه، بهاره و زمستانه کاهشی بوده است. باین‌همه بارش در موسم تابستان و پاییز روند افزایشی داشته است. شارام و گوپال^{۱۲} (۲۰۲۰) روند خشک‌سالی‌ها در ۵۶۶ ایستگاه هواشناسی هند، در دوره آماری ۱۹۰۱ تا ۲۰۰۲ را با

باین‌همه بیشینه بارش روزانه روندی افزایشی داشته است. بارتلز^۱ و همکاران (۲۰۱۸) با بررسی فراوانی روزهای بارشی بین سال‌های ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۵ بیان کردند که فراوانی رخداد بارش در ایالت‌های شمال خاوری و باختر مرکزی افزایش داشته است. درحالی‌که روندهای کاهشی در شمار روزهای بارشی جنوب خاوری و شمال باختری رخ داده است. هو^۲ و همکاران (۲۰۱۹) با بررسی برخی ویژگی‌های هیدرواقلمی در حوضه رودخانه کامو^۳ نشان دادند که بارش‌های سالانه، موسم پاییز و زمستان در ایستگاه کوموگاهاتا^۴ روند افزایشی داشته است؛ ولی هیچ روند معنی‌داری در بارش‌های ایستگاه کیوتو^۵ رخ نداده است. هو^۶ و همکاران (۲۰۱۹) روند بارش در استان هونان^۷ چین بین سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۳ را با استفاده از تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال بررسی کردند و نشان دادند که بارش‌های زمستان و تابستان افزایش داشته‌اند. باین‌همه بارش‌های پاییز و بهار روند معنی‌داری

7 - Hunan

8 - Pal

9 - Chhattisgarh

10 - Paul

11 - Sezen and Partal

12 - Sharma & Goyal

1 - Bartels

2 - Hu

3 - Kamo

4 - Kumogahata

5 - Kyoto

6 - Hu

استفاده از تبدیل موجک بررسی کردند. یافته‌های ایشان نشان داد که در نواحی خاوری، شمال خاوری و رژیم‌های فرین جنوبی خشک‌سالی‌ها روند افزایشی و بخش‌های شمالی و جنوبی روند کاهشی داشته‌اند. در ایران نیز کاویانی و عساکره (۱۳۸۲) با بررسی بارش ۱۰۳ ساله ایستگاه اصفهان، نبود روند معنی‌دار در مشاهدات را نشان دادند. عساکره (۱۳۸۲) با استفاده از روش‌های خطی، روند بارش سالانه تبریز را بررسی کرده و نشان داد که روند بارش منفی بوده است. رضیئی و همکاران (۱۳۸۴) با استفاده از ۷۹ ایستگاه، روند بارش در نواحی خشک و نیمه‌خشک مرکزی و خاوری ایران را برای دوره آماری ۲۰۰۰-۱۹۶۵، برآورد کردند. به باور ایشان روند بارش در این نواحی دچار دگرگونی نشده است. عساکره (۱۳۸۴) به کاوش در روند بارش‌های استان اصفهان پرداخته و نشان داد که بارش استان اصفهان دارای روند سهمی است. عسگری و رحیم زاده (۱۳۸۵) با استفاده از آمار ۳۴ ایستگاه همدید کشور، رفتار بارش در راستای زمان را بررسی کردند. نتایج نشان داد که بارش کشور در پاره‌ای از ایستگاه‌ها افزایش و

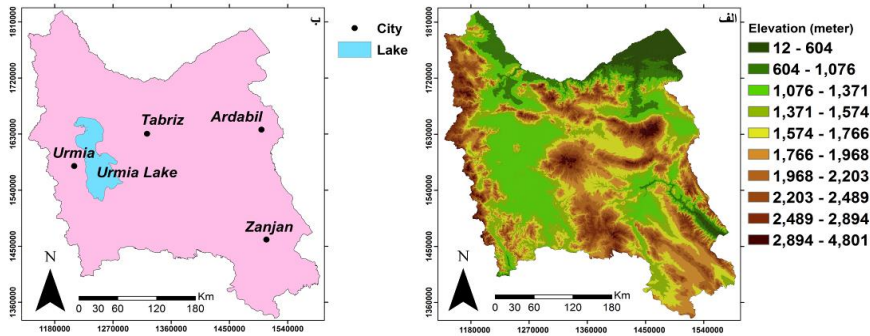
در برخی دیگر کاهش داشته است. حجام و همکاران (۱۳۸۷) روند دگرگونی بارش فصلی و سالانه در ایستگاه‌های گزینش‌شده‌ی ایران مرکزی را بررسی کردند. به باور ایشان بارش در این ناحیه از کشور روندی کاهشی داشته است. محمدی (۱۳۹۰) به کاوش در روند بارش کشور پرداخت. به باور وی میانگین بارش یاخته‌ای و ایستگاهی کشور از سال ۱۳۴۳ تا ۱۳۸۲ روند معنی‌داری نداشته است. احمدی و همکاران (۱۳۹۴) روند بارش در ایران و ارتباط آن با واداشته‌های پیوند از دوری را با به‌کارگیری داده‌های ماهانه بارش ۳۶ ایستگاه کشور در دوره آماری ۱۹۶۵ تا ۲۰۰۹ بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که در بیش‌تر ایستگاه‌های موردبررسی به‌ویژه در شمال‌باختری ایران بارش دارای روند کاهشی بوده است. همچنین میانگین بارش کشور نیز روندی کاهشی را نشان می‌دهد. اکبری و نودهی (۱۳۹۴) به بررسی بارش در ۹ ایستگاه باران‌سنجی استان گلستان، در یک دوره‌ی آماری ۴۱ ساله پرداختند. یافته‌ها نشان داد که بارش سالانه در بیش‌تر ایستگاه‌ها روند معنی‌داری نداشته است؛ ولی

۱. داده‌ها و روش‌ها

۲-۱. منطقه مورد مطالعه

شمال باختری ایران استان‌های آذربایجان باختری، آذربایجان خاوری، اردبیل و زنجان را در بر گرفته است. گذر سامانه‌های بارشی، شکل‌گیری سلول‌های همرفتی به‌ویژه در موسم بهار زیر اثر ریخت‌شناسی پیچیده، نقش آشکار بلندی‌ها و چکادهای این ناحیه در انبارش برف و ذخیره‌سازی فصلی آب، همچنین دگرگونی‌ها سطح آب دریاچه ارومیه سبب شده‌اند تا این منطقه مکانی برجسته و جذاب در بررسی بارش باشد. شکل ۲ توزیع مکانی بلندی‌ها و جایگاه دریاچه ارومیه در شمال باختری ایران را نشان می‌دهد.

بارش موسم تابستان در بیش‌تر ایستگاه‌ها روندی کاهشی داشته و فراوانی روزهای بارش سنگین نیز روندی افزایشی داشته‌اند. امیررضائیه و همکاران (۱۳۹۵) با بررسی روند بارش و دمای شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ نشان دادند که سری‌های زمانی ماهانه بارش روند کاهشی داشته‌اند؛ همچنین موسم بهار و زمستان بیش‌ترین نرخ کاهش را داشته‌اند. به گفته ایشان در مجموع روند کاهشی بارش، در ۷۰ درصد از ایستگاه‌ها دیده شده است. نورانی و همکاران (۱۳۹۵) روند تراز آب دریاچه ارومیه، بارش و برخی دیگر از متغیرهای هیدرواقليمی در حوضه آبریز آجی‌چای را با استفاده از تبدیل موجک گسسته و آزمون من- کندال بررسی کرده و بیان کردند که بارش در این حوضه روند معنی‌داری نداشته است.



شکل ۱: الف) اشکوب‌های ارتفاعی، ب) جایگاه دریاچه ارومیه به همراه مراکز استان‌های شمال باختری ایران

پژوهش پیش رو است. شکل ۱ پراکنش ایستگاه‌های به‌کاررفته در پژوهش را نشان می‌دهد. ایستگاه‌های به‌کاررفته از دوره آماری همسانی برخوردار نیستند از این‌رو در برخی روزها شمار ایستگاه-هایی که در فرایند میان‌یابی نقش داشته‌اند کم‌تر از ۲۱۹ مورد بوده است. تبدیل داده‌های ایستگاهی به داده‌های شبکه‌ای با دو انگیزه انجام شده است؛ نخست آنکه ناهمگونی دوره آماری ایستگاه‌ها و همچنین داده‌های گمشده، خود مشکلی بزرگ در پژوهش‌های آب-وهوایی است. این تبدیل جهت کاهش اثر این نوع داده‌ها در مطالعه بارش پهنه مورد مطالعه است. دوم آنکه داده‌های شبکه‌ای پوششی کامل‌تر از داده‌های نقطه‌ای که با پهنه‌های بدون مقدار از هم جدا شده‌اند، ایجاد می‌کنند.

۳-۱-۱ داده‌ها

داده‌های به‌کاررفته در این پژوهش، داده‌های شبکه‌ای بارش روزانه‌ی شمال باختری ایران از تاریخ ۱۹۷۰/۱/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱ (۱۶۰۷۱ روز) است. این داده‌ها دستاورد میان‌یابی بارش روزانه با روش کریجینگ در دستگاه مختصات لامبرت مخروطی هم‌شکل هستند. اندازه هر یاخته ۴ کیلومتر در ۴ کیلومتر است؛ از این‌رو آرایه داده‌ها ۷۸۱۸ در ۱۶۰۷۱ است که به ترتیب شمار یاخته-ها و روزها را نشان می‌دهند. فرایند میان‌یابی بر روی داده‌های ۲۱۹ ایستگاه همدید، آب‌وهواشناسی و باران‌سنجی انجام گرفت. پس از ایجاد پایگاه داده، سری زمانی میانگین فراوانی بارش سالانه در منطقه، محاسبه و استخراج گردید. این سری اساس بررسی روند در

۳-۱- روش‌ها

در الگوسازی‌های خطی انگاره بنیادین این است که نرخ دگرگونی‌ها ایستا است (راولینگز^۱ و همکاران، ۱۹۹۸، ۲۳۶). به بیان دیگر بر پایه چنین انگاره‌ای، دگرگونی‌های یک سامانه در راستای زمان همواره نرخ یکسان دارد. باین- همه دیده‌ها و دانسته‌های ما نشان می‌دهد که پدیده‌های طبیعی بیش از آنکه به رفتارهای خطی گرایش داشته باشند؛ از الگوهای غیرخطی پیروی می‌کنند. از این‌رو الگوسازی‌های خطی می‌توانند به ساده‌سازی بیش‌از اندازه نیز بینجامند. چنانچه انگیزه‌ی پژوهش‌گر از الگوسازی تنها ایجاد یک چشم‌انداز کلی از رفتار یک پدیده باشد؛ الگوهای خطی کارکرد مناسبی خواهند داشت؛ ولی اگر انگیزه پژوهش چیزی فراتر از رسیدن به یک چشم‌انداز کلی باشد؛ الگوهای خطی کارکرد خود را ازدست‌داده و چه‌بسا گمراه‌کننده نیز باشند. یکی از رویکردهای مناسب در بررسی روندهای غیرخطی، به‌کارگیری رگرسیون‌های چندجمله‌ای است. رگرسیون‌های چندجمله‌ای می‌توانند دارای یک، دو و یا بیش از دو متغیر پیشگو بوده و

همچنین هر متغیر پیشگو نیز توان‌های گوناگونی داشته باشد. در این مدل‌ها بزرگ‌ترین توان درجه چندجمله‌ای را مشخص می‌کند و درجه چندجمله‌ای شمار چرخش‌های منحنی رگرسیون را شکل می‌دهد. برای نمونه چندجمله‌ای درجه ۲ دارای یک چرخش و چندجمله‌ای درجه ۳ دارای دو چرخش است (عساکره، ۱۳۹۰، ۲۴۳). یک مدل رگرسیون خطی را با نگارش آرایه‌ای می‌توان به شکل زیر نشان داد (راولینگز و همکاران، ۱۹۹۸، ۷۶؛ گروبر^۲، ۲۰۱۳، ۳۸):

(۱)

$$Y = X\beta + \varepsilon$$

رابطه بالا را برای مدلی با یک متغیر پیشگو به شکل زیر نیز می‌توان نوشت (گروبر، ۲۰۱۳، ۴۰):

(۲)

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & x_1 \\ 1 & x_2 \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ 1 & x_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \varepsilon_n \end{bmatrix}$$

و یا برای یک مدل چند متغیره می‌توان نوشت (راولینگز و همکاران،

: (۱۹۹۸، ۷۶)

راولینگز و همکاران، ۱۹۹۸، ۲۳۶).

درخور بیان است که متغیرهای پیشگو

(۳)

$$\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2m} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \vdots \\ \beta_m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_n \end{bmatrix}$$

در رگرسیون‌های چندجمله‌ای با عنوان از میانگین‌های خودشان بیان می‌شود؛ زیرا X^2 ، X و همچنین توان-های بالاتر معمولاً باهم همبستگی دارند و سبب هم‌خطی می‌شوند (عساکره، ۱۳۹۰، ۲۴۳).

برای آزمون معنی‌داری مدل می‌توان آماره F را از رابطه زیر به دست آورد (براون، ۲۰۱۴، ۵۷):

(۵)

$$F = \frac{SS_{reg} / k}{SS_{res} / (n - k - 1)}$$

در رابطه بالا n شمار داده‌ها، k شمار متغیرهای پیشگو، SS_{reg} و SS_{res} به ترتیب مجموع مربعات رگرسیون و مجموع مربعات مانده‌ها هستند و بر پایه نگارش آرایه‌ای به شکل زیر محاسبه می‌شوند (براون، ۲۰۱۴، ۵۶):

(۶)

$$SS_{reg} = (X\beta - \bar{y})'(X\beta - \bar{y})$$

(۷)

$$SS_{res} = (y - X\beta)'(y - X\beta)$$

از آنجاکه رد فرض صفر در آزمون معنی‌داری برای یک رگرسیون

در روابط بالا بردار Y متغیر پاسخ، آرایه X متغیر یا متغیرهای پیشگو و ستون ۱ در این آرایه برای برآورد عرض از مبدأ است؛ بردار β ضریب-های مدل و بردار ε مانده‌های برآورد هستند.

برای برآورد ضریب‌های مدل با روش کم‌ترین مربعات خطا نیز می‌توان رابطه زیر را به کار گرفت (راولینگز و همکاران، ۱۹۸۸، ۷۸):

(۴)

$$\beta = (X'X)^{-1} X'Y$$

با نگرش به اینکه رگرسیون‌های چندجمله‌ای گونه‌ای خاص از رگرسیون‌های چند متغیره هستند؛ با جایگزین کردن X با X_1 ، X^2 با X_2 تا X^n با X_n در روابط بالا می‌توان ضریب-های یک رگرسیون چندجمله‌ای را به دست آورد (عساکره، ۱۳۹۰، ۲۴۳؛

۲۰۱۴، ۵۹):

$$t_o = \frac{\beta_i}{SE(\beta_i)} \quad (11)$$

برای محاسبه ضریب تبیین نیز می‌توان رابطه زیر را به کار گرفت (براون،

۲۰۱۴، ۵۶):

$$R^2 = \frac{SS_{reg}}{SS_{tot}} \quad (12)$$

که SS_{tot} مجموع مربعات کل بوده و به شکل زیر محاسبه می‌شود (براون،

۲۰۱۴، ۵۶):

(۱۳)

$$SS_{tot} = SS_{reg} + SS_{res} \quad \text{یا}$$

$$SS_{tot} = (y - \bar{y})'(y - \bar{y})$$

آن‌گونه که پیش‌تر نیز گفته شد برای

تمیز رفتارهای دوره‌ای از رفتار

درازمدت بارش، سری‌های زمانی با به-

کارگیری تبدیل موجک گسسته

تجزیه شده‌اند. تجزیه یک سری زمانی

مانند X_t با تبدیل موجک با استفاده از

تابع زیر انجام می‌شود (نالی^۱ و

همکاران، ۲۰۱۳، ۱۱):

$$\psi_{a,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-a}{s}\right) \quad (14)$$

که در آن s پارامتر مقیاس و همواره

بزرگ‌تر از صفر، a پارامتر جابجایی و

چندمتغیره گواه این است که دست‌کم

یکی از متغیرهای پیشگو شرکت معنی-

داری در مدل دارد؛ آزمون هر یک از

ضریب‌ها بایسته است (عساکره، ۱۳۹۰،

۴۷۶). همچنین با نگرش به اینکه هر

یک از فراسنجهای عرض از مبدأ و شیب

خط متغیرهای تصادفی به شمار می-

روند؛ می‌توان آزمون معنی‌داری را بر

روی آن‌ها انجام داد (عساکره، ۱۳۹۰،

۴۵۴). برای آزمون ضریب‌های مدل به

آرایه کوواریانس (C) متغیرهای پیشگو

نیاز است. این آرایه به روش زیر به دست

می‌آید (براون، ۲۰۱۴، ۱۲۱):

$$C = (X'X)^{-1} \times MS_{res} \quad (8)$$

که MS_{res} میانگین مربع مانده‌ها بوده

و به آسانی از رابطه زیر به دست می‌آید

(براون، ۲۰۱۴، ۵۸): (۹)

$$MS_{res} = \frac{SS_{res}}{n-k-1}$$

با در دست داشتن درایه‌های قطر

اصلی آرایه کوواریانس می‌توان خطای

استاندارد هر ضریب را برآورد کرد

(براون، ۲۰۱۴، ۱۲۱):

$$SE(\beta_i) = \sqrt{c_{ii}} \quad (10)$$

و در پایان آماره t برای هر ضریب به

شکل زیر به دست می‌آید (براون،

ψ موجک مادر هستند. ضریب‌های تبدیل موجک گسسته به روش زیر به دست می‌آیند (نالی و همکاران، ۲۰۱۳، ۱۱):

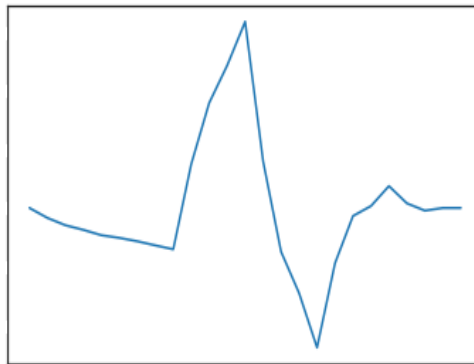
(۱۵)

$$DWT(a, s) = \frac{1}{2^{\frac{t}{2}}} \sum_{t=0}^{N-1} x_t \psi \left(\frac{t}{2^s} - a \right)$$

تاکنون توابع موجک فراوانی شناسایی و معرفی شده است که در این پژوهش بنا بر گزارش‌های پژوهش‌گران

گذشته از تابع دابیچز^۱ استفاده شده است (برای نمونه دی‌اورتگاس^۲ و همکاران، ۲۰۰۶، نالی و همکاران، ۲۰۱۲، نالی و همکاران، ۲۰۱۳، آدراش و جانگا ردی^۳، ۲۰۱۵، پاندی و همکاران، ۲۰۱۷، پال^۴ و همکاران، ۲۰۱۹ هو و همکاران، ۲۰۱۹، شارام و گوپال، ۲۰۲۰ و عراقی و همکاران، ۱۳۹۴ را ببینید). شکل ۳ تابع دابیچز نوع ۲ که در این پژوهش استفاده شده است را نشان می‌دهد.

شکل ۳: تابع موجک مادر به کاررفته در این پژوهش



مشخص (S) با موجک مادر سنجیده می‌شود؛ سپس تابع موجک به اندازه a به سوی انتهای سری زمانی جابجا شده و بار دیگر سنجش همسانی انجام می‌شود. این رویه تا پایان سری زمانی ادامه می‌یابد؛ سپس با تغییر دادن پارامترهای

با در دست داشتن تابع موجک مادر و به‌کارگیری پارامترهای مقیاس و جابجایی می‌توان همسانی سری زمانی X_t با موجک مادر را در حالت‌های گوناگونی بررسی کرد. به بیان دیگر در هر گام همسانی داده‌ها در یک مقیاس

که J سطح تجزیه، N شمار داده‌ها و k شماره تابع موجک است. برای نمونه در یک موجک $db2$ (دابیچز ۲) اندازه k برابر با ۲ خواهد بود. با به‌کارگیری روش بالا بیشینه‌ی سطح تجزیه در این پژوهش برابر با ۳ سطح به دست آمد.

۳. یافته‌ها و نتایج

توزیع مکانی میانگین فراوانی بارش سالانه

شکل ۴ توزیع مکانی میانگین فراوانی سالانه بارش در شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ را نشان می‌دهد. این شکل برای رسیدن به چشم‌اندازی کلی از توزیع مکانی فراوانی بارش سالانه در منطقه ارائه شده است. آن‌گونه که دیده می‌شود فراوانی روزهای بارشی به سه دسته بخش شده- اند. دسته ۳۶ تا ۵۵ روز نواحی با کم-ترین شمار روزهای بارشی را نشان می‌دهد. این پهنه‌ها بیش‌تر در جنوب خاوری، خاور، شمال خاوری و شمال باختری منطقه دیده می‌شوند. بخش-های میانی و شمالی بیش‌ترین فراوانی بارش سالانه را داشته‌اند که از ۷۴ تا ۹۳ روز بوده است. پیرامون پهنه‌های دارای بیشینه‌ی فراوانی، به‌سوی خاور، باختر و

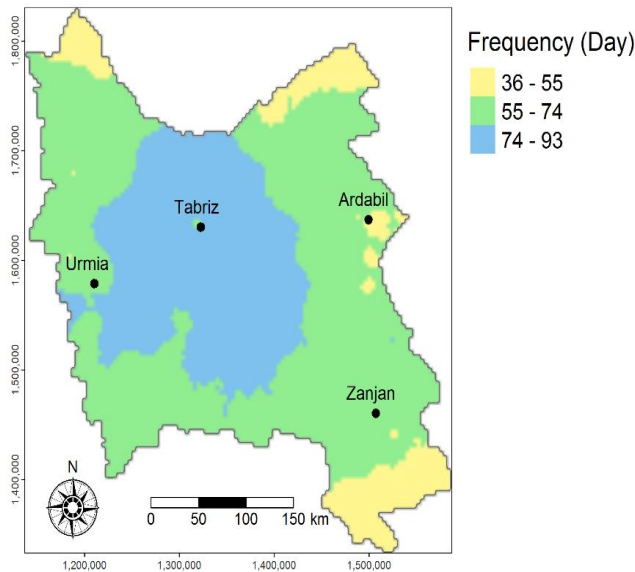
مقیاس و جابجایی بار دیگر همین فرایند تکرار می‌شود. این روش سبب می‌شود تا همسانی سری زمانی با موجک مادر در مقیاس‌ها و گام‌های زمانی گوناگون به دست آید. برونداد تبدیل موجک گسسته گردایه‌ای از مؤلفه‌های تقریب^۱ و جزئیات^۲ است که مؤلفه‌های جزئیات اطلاعات بخش بسامد بالا و مؤلفه تقریب اطلاعات بخش بسامد پایین سری زمانی را در خود دارند. از این‌رو مؤلفه تقریب که از رفتارهای دوره‌ای با بسامدهای بالا پالایش شده است؛ نماینده شایسته‌ای برای بررسی رفتارهای درازمدت سری زمانی و واکاوی روند است. یکی از نکات مهم در تجزیه یک سری زمانی با استفاده از موجک گسسته بیشینه سطح تجزیه است. به بیان دیگر، تجزیه یک سری زمانی تا چند سطح سودمند خواهد بود؟ برای پاسخ دادن به این پرسش می‌توان از روش زیر استفاده کرد (دی‌اورتگاس و همکاران، ۲۰۰۶، ۷۸):

(۱۶)

$$J = \frac{\log\left(\frac{N}{2k-1}\right)}{\log(2)}$$

می‌یابد. میانگین پهنه‌ای فراوانی بارش در شمال باختری ایران ۶۹ روز بوده است.

جنوب منطقه شمار روزهای بارشی بین ۷۴ تا ۵۵ روز بوده است. از این رو در یک روند کلی فراوانی روزهای بارشی از بخش‌های میانی به پیرامون کاهش



شکل (۴). توزیع مکانی فراوانی بارش سالانه شمال باختری ایران در دوره ۱۹۷۰ تا ۲۰۱

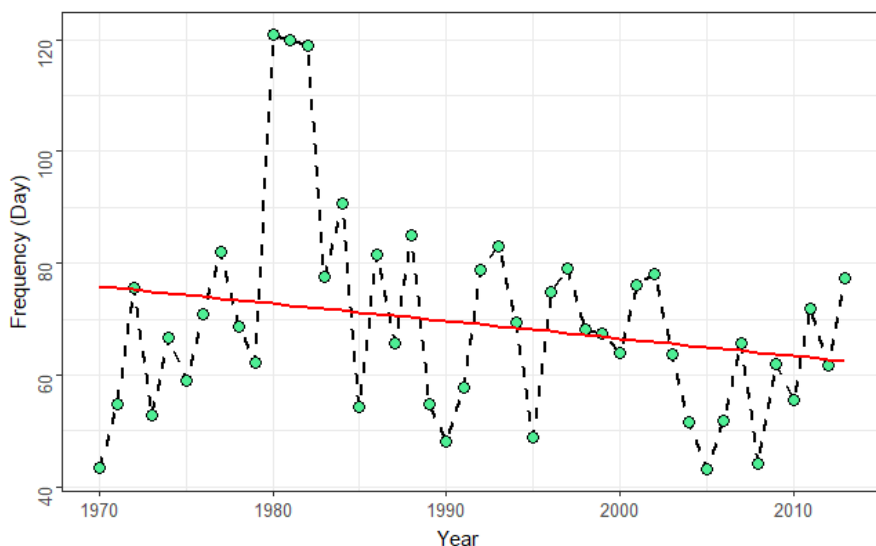
۲۰۰۵ روی داده و بیشترین شمار روزهای بارشی در سال ۱۹۸۰ با ۱۲۱ روز بوده است. چولگی داده‌ها ۱/۲۱ بوده؛ از این رو فراوانی‌های کم‌تر از میانگین بیش از روی داده‌های بیش‌تر از میانگین بوده و شمار روزهای بارشی در هر سال به مقادیر کم‌تر از میانگین گرایش داشته‌اند. اندازه کشیدگی برابر با ۱/۶۹ است. از این رو شکل توزیع مشاهدات نسبت به یک توزیع بهنجار

کاوش روند برپایه الگوی خطی

شکل ۵ سری زمانی میانگین فراوانی و اندازه بارش شمال باختری ایران در دوره ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ میلادی را نشان می‌دهد. همچنین روند خطی برآزش شده بر این داده‌ها با خط پیوسته سرخ‌رنگ دیده می‌شود. میانگین فراوانی بارش در دوره آماری ۶۹ روز بوده است. کم‌ترین فراوانی سالانه بارش ۴۳ روز بوده که در سال‌های ۱۹۷۰ و

اندازه بارش در دوره آماری منفی است ولی آماره P بیش از ۰/۰۵ بوده و روند کاهش به دست آمده معنی دار نیست. از این رو چنانچه پایه داوری درباره‌ی دگرگونی‌های درازمدت بارش تنها یک الگوی خطی باشد؛ می‌بایست نتیجه گرفت که دگرگونی معنی‌داری در رفتار بلندمدت بارش رخ نداده است. با این-همه چنانکه پیش‌تر نیز گفته شد بسیاری از پدیده‌های طبیعی از رفتارهای غیرخطی پیروی می‌کنند.

افراشته‌تر بوده؛ داده‌ها بیش‌تر پیرامون میانگین پراکنده شده و نسبت سال‌های همراه با فراوانی بسیار زیاد یا بسیار کم بارش به رخداد‌های نزدیک به میانگین کم است. انحراف معیار داده‌ها نیز نشان می‌دهد که متوسط انحراف فراوانی بارش از میانگین، ۱۸ روز بوده است. با نگرش به شکل ۴ خط الگوی برازنده بر داده‌ها شیبی کاهش دارد. ضریب‌های این الگوی خطی در جدول ۱ آمده است. هرچند که شیب خط برای فراوانی و



شکل ۵: سری زمانی فراوانی بارش سالانه به همراه روند خطی برازش شده (خط سرخ‌رنگ)

سری زمانی	عرض از مبدأ	شیب خط	آماره P
میانگین فراوانی روزهای بارشی	۷۶/۲	-۰/۳۱	۰/۱۶

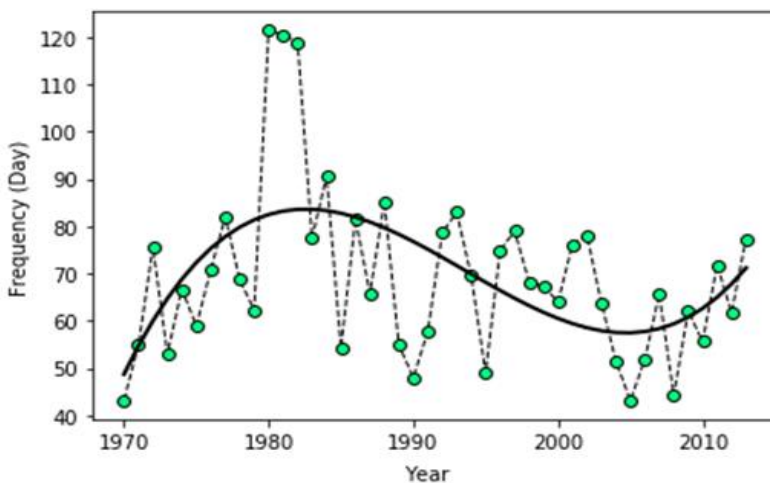
جدول ۱: ضریب‌های رگرسیون خطی در بررسی روند خطی فراوانی و اندازه بارش سالانه

شکل ۶ سری زمانی فراوانی بارش سالانه به همراه روند درجه ۳ برازش

کاوش روند برپایه الگوی غیرخطی

است. اندازه آماره P برای ضریب‌ها و مدل نشان می‌دهد که تمامی ضریب‌ها به همراه مدل با اطمینان بیش از ۹۹ درصد معنی‌دار هستند و اندازه ضریب تبیین نیز بیان می‌دارد که ۲۹ درصد از دگرگونی‌های فراوانی بارش سالانه در شمال باختری ایران با زمان توجیه می‌شود. هرچند که هر الگوی به‌دست‌آمده نشان‌گر معنی‌داری دگرگونی‌های درازمدت فراوانی بارش در شمال باختری ایران است؛ ولی برآورد روند می‌تواند زیر اثر افت‌وخیزها و چرخه‌های بارش قرار گرفته و در پی آن دقت ضریب‌های به‌دست‌آمده کاهش یابد. از این‌رو با استفاده از یک تبدیل موجک گسسته رفتار بلندمدت بارش از رفتارهای دیگر پالایش و بار دیگر الگوی غیرخطی بر داده‌ها برازش داده شد.

شده (خط پیوسته سیاه) را نشان می‌دهد. همچنین ضریب‌های به‌دست‌آمده از برازش این الگو در **Error!** **Reference source not found.** ۲ آمده است. بر پایه این مدل فراوانی بارش از سال ۱۹۷۰ تا ۱۹۸۰ با شیبی تند برابر با $۷/۰۲$ روبه افزایش داشته است. از این‌رو در این سال‌ها به شکل میانگین در هر سال نزدیک به ۷ روز بر شمار روزهای بارشی افزوده شده است. از سال ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۸ روند فراوانی بارش کاهش یافته است؛ به‌گونه‌ای که در هر سال به شکل میانگین $۰/۳۶$ روز و در هر ده سال نزدیک به ۴ روز از فراوانی رخداد بارش کاسته شده است. با این‌همه در سال‌های پایانی دوره بار دیگر روند داده‌ها با شیب $۰/۰۰۵$ روبه افزایش گذاشته



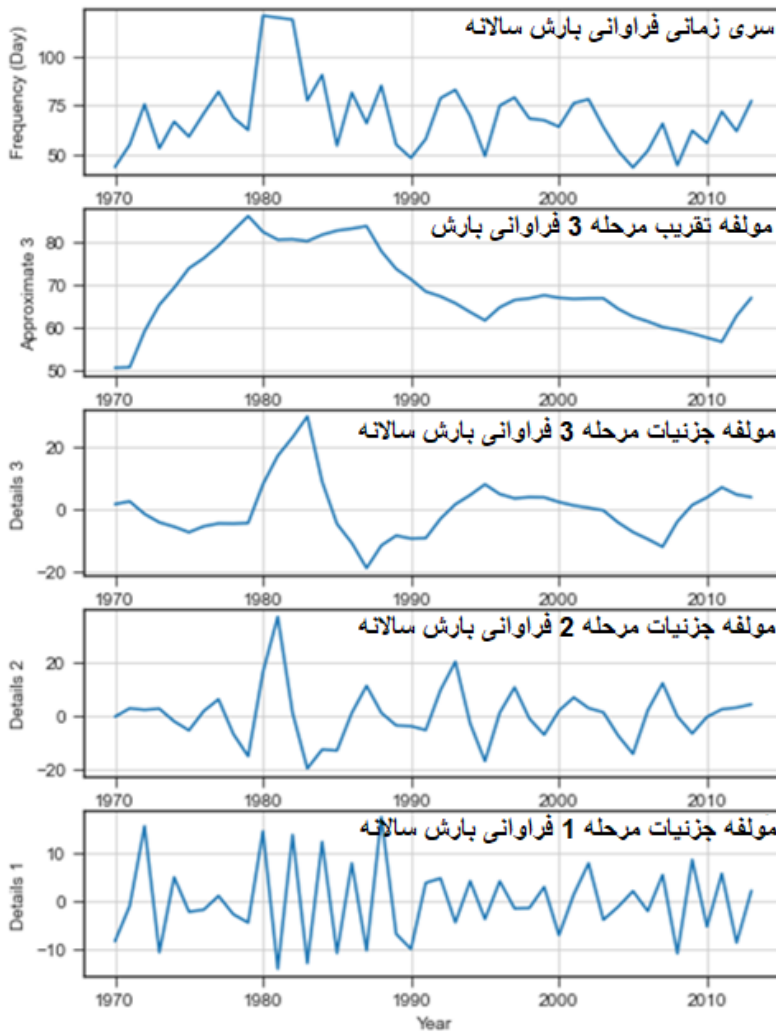
شکل ۶: سری زمانی فراوانی بارش سالانه به همراه روند برازش شده (خط پیوسته سیاه)
جدول ۲: ضریب‌های رگرسیون درجه ۳ در بررسی روند فراوانی بارش سالانه

سری زمانی	ضریب	آماره P ضریبها	آماره P مدل	ضریب تبیین
فراوانی بارش سالانه	عرض از مبدأ	۰	۰/۰۰۳	۰/۲۹
	زمان	۴۲/۰۱		
	توان دوم زمان	۷/۰۲	۰/۰۰۱	
	توان سوم زمان	-۰/۳۶	۰/۰۰۱	
		۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	

کاوش روند بر پایه مؤلفه بسامد پایین

شکل ۷ سری زمانی فراوانی بارش سالانه به همراه بخش بسامد پایین (مؤلفه تقریب) و بخش‌های بسامد بالای (مؤلفه‌های جزئیات) این سری را نشان می‌دهد. می‌توان دید که با پالایش جزئیات، رفتار درازمدت بارش آشکارتر شده است. با این‌همه میانگین بخش

بسامد پایین فراوانی بارش همچنان برابر ۶۹ روز است ولی انحراف‌معیار این بخش از ۱۸ به ۹/۴ روز کاهش یافته است. از این‌رو تجزیه داده‌ها با تبدیل موجک همگام با حفظ میانگین و رفتار درازمدت در مؤلفه تقریب، وردایی و افت‌وخیزهای بارش را نیز از این مؤلفه پالایش کرده است.



شکل ۷: دستاورد پالایش سری های زمانی فراوانی بارش سالانه با تبدیل موجک گسسته

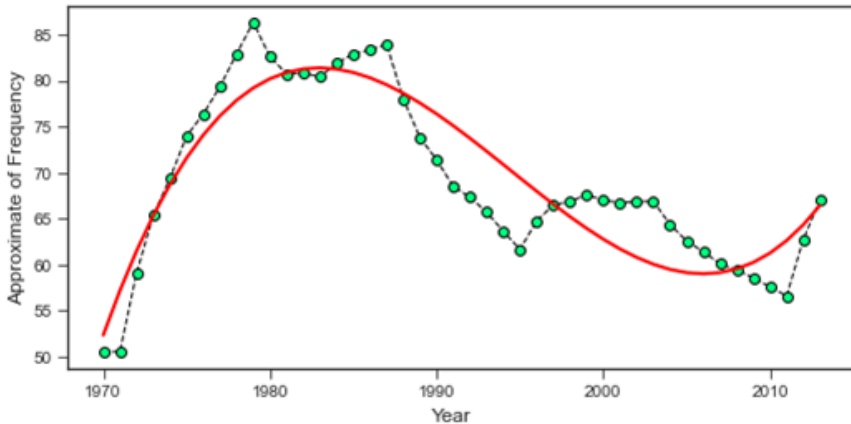
شکل ۸ مؤلفه بسامد پایین فراوانی بارش سالانه به همراه روند برازش شده (خط پیوسته سرخ) را نشان می دهد. ضریب های الگوی برازش شده نیز در جدول ۳ آمده است. می توان دید که اندازه آماره P برای همه ی ضریب ها به

صفر کاهش پیدا کرده است. از این رو اندازه های عرض از مبدأ و شیب های منحنی روند از سطح اطمینان بالاتری برخوردار گشته و مدل به دست آمده در هر سطح اطمینان دلخواهی معنی دار است. بر پایه الگویی که در این گام از

شکل ۸ مؤلفه بسامد پایین فراوانی بارش سالانه به همراه روند برازش شده (خط پیوسته سرخ) را نشان می دهد. ضریب های الگوی برازش شده نیز در جدول ۳ آمده است. می توان دید که اندازه آماره P برای همه ی ضریب ها به

۲۰۰۰ میلادی به شکل میانگین در هر ۱۰ سال نزدیک به ۳ روز از شمار روزهای بارشی کاسته شده است. باین- همه در سال‌های پایانی بار دیگر روند داده‌ها با شیب $0/004$ در هر سال افزایشی گشته است.

پژوهش به دست‌آمده؛ فراوانی بارش از آغاز دوره تا پایان دهه ۷۰ میلادی به شکل میانگین در هر سال نزدیک به ۶ روز افزایش داشته است. از سال‌های نخستین دهه ۸۰ روند کاهش در داده‌ها آغاز شده و تا سال‌های پایانی دهه‌ی



شکل ۸: مؤلفه بسامد پایین فراوانی بارش سالانه به همراه روند برازش شده (خط پیوسته سرخ) دول ۳: ضریب‌های رگرسیون درجه ۳ در بررسی روند فراوانی بارش سالانه بر پایه مؤلفه بسامد پایین

سری زمانی	ضریب	آماره P ضریب‌ها	آماره P مدل	ضریب تبیین
مؤلفه بسامد	عرض از مبدأ	۰	۰	۰/۸۱
پایین فراوانی	زمان	۰	۰	
بارش سالانه	توان دوم زمان	۰	۰	
	توان سوم زمان	۰	۰	

نتیجه‌گیری

چندجمله‌ای و تبدیل موجک گسسته استفاده شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که بسنده کردن به یک الگوی خطی در بررسی روند، می‌تواند به شناختی نادرست از دگرگونی‌های رفتار درازمدت بارش در شمال باختری ایران

در این پژوهش کوشش شد تا روند میانگین فراوانی بارش سالانه شمال باختری ایران در دوره آماری ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۳ میلادی بررسی شود. در این راستا از الگوهای رگرسیون خطی،

بینجامد. همچنین نشان داده شد که چگونه پالایش وردایی و افتوخیزها از یک سری زمانی می‌تواند برآوردهای آسان‌تر و دقیق‌تری از روند را به دنبال داشته باشد. یافته‌های این پژوهش نشان دادند که رفتار بلندمدت بارش در شمال باختری ایران و در دوره موردبررسی از یک الگوی درجه ۳ پیروی می‌کند؛ به‌گونه‌ای که میانگین فراوانی بارش سالانه در دهه‌ی نخست (۱۹۷۰ میلادی) با شتاب زیاد افزایش یافته است. از سال‌های نخستین دهه‌ی ۸۰ روند کاهشی معنی‌داری در داده‌ها شکل گرفته و نزدیک به ۳ دهه شمار روزهای بارشی در حال کاهش بوده است. باین‌همه در سال‌های پایانی بار دیگر روند افزایشی آغاز شده و فراوانی بارش سالانه روبه افزایش رفته است. پیش‌از این احمدی و همکاران (۱۳۹۴) همچنین امیررضاییه و

همکاران (۱۳۹۵) روند کاهشی در بارش‌های شمال باختری ایران را گزارش کرده‌اند. به نظر می‌رسد آنچه سبب تفاوت در یافته‌های ایشان با این پژوهش شده است را نمی‌توان تنها به روش‌های برآورد روند نسبت داد. چراکه سال‌های ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۳ با افزایش معنی‌دار بارش، منجر به چرخش روند از حالت کاهشی به افزایشی شده‌اند. حال آنکه پژوهش‌های پیشین تا سال‌های پایانی دهه‌ی ۲۰۰۰ را دربر می‌گیرند. با نگرش به آنچه بیان شد و اینکه پیروی بارش از الگوی غیرخطی پیش‌تر نیز به‌وسیله عساکره (۱۳۸۴) در بارش‌های سالانه استان اصفهان گزارش شده است. پیشنهاد می‌شود تا روند بارش در دیگر نواحی ایران نیز با به‌کارگیری دوره‌های آماری جدیدتر و همچنین روش‌های غیرخطی مورد بازنگری قرار گیرد.

ملاحظات اخلاقی

حامی مالی: این پژوهش هیچ کمک مالی از سازمان‌های تأمین مالی دریافت نکرده است.
تعارض منافع: طبق اظهار نویسندگان، این مقاله تعارض منافع ندارد.
برگرفته از پایان نامه/رساله: این مقاله برگرفته از پایان نامه/رساله نبوده است.

منابع

- ایران. مجله آب و فاضلاب. (۲) ۱۶، ۷۳-۸۱.
- عراقی، علیرضا، موسوی بایگی، محمد، هاشمی‌نیا، سید مجید. (۱۳۹۴). بکارگیری تبدیل موجک گسسته برای تحلیل روند و شناسایی الگوهای نوسانی دما (مطالعه موردی: ایستگاه سینوپتیک مشهد). مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، (۱) ۲۹، ۲۳۹-۲۴۹.
- عساکره، حسین. (۱۳۸۴). تحلیل روند بارش سالانه استان اصفهان. نیوار، ۳۰، ۷۶-۹۰.
- عساکره، حسین. (۱۳۸۶). تغییر اقلیم، دانشگاه زنجان.
- عساکره، حسین. (۱۳۸۶). کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای تبریز. تحقیقات جغرافیایی، (۴) ۸۷، ۲۵-۳.
- عساکره، حسین. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم-شناسی آماری، دانشگاه زنجان.
- عسگری، احمد و فاطمه رحیم زاده. (۱۳۸۵). مطالعه تغییر پذیری بارش دهه های اخیر ایران. پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۸، ۶۷-۸۰.
- کاویانی، محمد رضا، حسین، عساکره. (۱۳۸۲). بررسی آماری روند بلند مدت
- احمدی، محمد، فتح نیا، امان اله، آب‌خرابات، شعیب. (۱۳۹۴). فراکاوای روند بارش در ایران و ارتباط آن با واداشت‌های پیوند از دور. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. (۲۳) ۱۳۹۴، ۱۹-۳۲.
- اکبری، مهری، نودهی، وحیده. (۱۳۹۴). بررسی و تحلیل روند بارش سالانه و تابستانه استان گلستان. مجله آمایش جغرافیایی فضا. (۱۷) ۵، ۱۵۰-۱۴۱.
- امیررضائیه، علیرضا، پرهمت، جهانگیر، احمدی، فرشاد. (۱۳۹۵). بررسی روند تغییرات بارش و دمای شمال غرب کشور در نیم قرن اخیر. نشریه آبیاری و زهکشی ایران. (۶) ۱۰، ۸۰۹-۷۹۷.
- حجام، سهراب، یونس، خوشخو، شمس الدین وندی، رضا. (۱۳۸۷). تحلیل روند تغییرات بارندگی سالانه و فصلی در چند ایستگاه منتخب در حوضه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری. پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۴، ۱۶۸-۱۵۷.
- رضیئی، طیب، دانش کار آراسته، پیمان، ثقفیان، بهرام. (۱۳۸۴). بررسی روند بارندگی سالانه در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی

- Brown, Jonathon D. (2014). *Linear Models in Matrix Form*, Springer.
- De Artigas, M. Z., Elias, A. G., & de Campra, P. F. (2006). Discrete wavelet analysis to assess long-term trends in geomagnetic activity. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(1-3), 77-80.
- Gemmer, M., Becker, S., & Jiang, T. (2004). Observed monthly precipitation trends in China 1951–2002. *Theoretical and applied climatology*, 77(1-2), 39-45.
- Gruber, Marvin H. J. (2013). *Matrix algebra for linear Models*, Wiley.
- Hu, M., Sayama, T., Try, S., Takara, K., & Tanaka, K. (2019). Trend analysis of hydroclimatic variables in the Kamo River Basin, Japan. *Water*, 11(9), 1782.
- Hu, Q., He, X., Lu, X. A., & Zhang, X. (2019). Trend Analysis of Seasonal Precipitation (1960–2013) in Subregions of Hunan Province, Central South China Using Discrete Wavelet Transforms. *Journal of Hydrology*, 573, 124-134.
- بارش سالانه اصفهان. مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان، (۱)۱۸، ۱۴۳-۱۶۲.
- محمدی، بختیار. (۱۳۹۰). تحلیل روند بارش سالانه ایران. جغرافیا و برنامه-ریزی محیطی، (۳)۴۴، ۹۵-۱۰۶.
- نورانی، وحید، آزاد، نرگس، قاسم زاده، مهسا، شرقی، الناز. (۱۳۹۵). بررسی تاثیر پارامترهای هیدروکلیماتولوژیکی آبی چای بر تغییرات تراز آب دریاچه ی ارومیه با استفاده از مدل ترکیبی موجک - من کندال. نشریه هیدروژئومورفولوژی، ۷، ۱۴۱-۱۵۹.
- Adarsh, S., & Janga Reddy, M. (2015). Trend analysis of rainfall in four meteorological subdivisions of southern India using nonparametric methods and discrete wavelet transforms. *International Journal of Climatology*, 35(6), 1107-1124.
- Bartels, R. J., Black, A. W., & Keim, B. D. (2020). Trends in precipitation days in the United States. *International Journal of Climatology*, 40(2), 1038-1048.

- Daneshvar Vousoughi, F. (2015). Wavelet-based trend analysis of hydrological processes at different timescales. *Journal of Water and Climate Change*, 6(3), 414-435.
- Pal, L., Ojha, C. S. P., Chandniha, S. K., & Kumar, A. (2019). Regional scale analysis of trends in rainfall using nonparametric methods and wavelet transforms over a semi-arid region in India. *International Journal of Climatology*, 39(5), 2737-2764.
 - Pandey, B. K., Tiwari, H., & Khare, D. (2017). Trend analysis using discrete wavelet transform (DWT) for long-term precipitation (1851–2006) over India. *Hydrological sciences journal*, 62(13), 2187-2208.
 - Paul, R. K., Sarkar, S. A. N. D. I. P. A. N., Mitra, D., Panwar, S. A. N. J. E. E. V., Paul, A. K., & Bhar, L. M. (2020). Wavelets based estimation of trend in sub-divisional rainfall in India. *Mausam*, 71(1), 69-78.
 - James, R., & Washington, R. (2013). Changes in African temperature and precipitation associated with degrees of global warming. *Climatic change*, 117(4), 859-872.
 - Marengo, J. A. (2004). Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and applied climatology*, 78(1-3), 79-96.
 - Nalley, D., Adamowski, J., & Khalil, B. (2012). Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954–2008). *Journal of hydrology*, 475, 204-228.
 - Nalley, D., Adamowski, J., Khalil, B., & Ozga-Zielinski, B. (2013). Trend detection in surface air temperature in Ontario and Quebec, Canada during 1967–2006 using the discrete wavelet transform. *Atmospheric Research*, 132, 375-398.
 - Nourani, V., Nezamdoost, N., Samadi, M., &

- Rawlings, John O., Pantula, Sastry G., Dickey, David A. (1998). Applied Regression Analysis: A Research Tool, Second Edition, Springer.
- Sezen, C., & Partal, T. (2020). Wavelet combined innovative trend analysis for precipitation data in the Euphrates-Tigris basin, Turkey. Hydrological Sciences Journal, 1-19.
- Sharma, A., & Goyal, M. K. (2020). Assessment of drought trend and variability in India using wavelet transform. Hydrological Sciences Journal, 1-16.
- Tehrani, E. N., Sahour, H., & Booij, M. J. (2019). Trend analysis of hydro-climatic variables in the north of Iran. Theoretical and applied climatology, 136(1-2), 85-97.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. Climate Research, 47(1-2), 123-138.
- Wu, S. Y. (2015). Changing characteristics of precipitation for the contiguous United States. Climatic Change, 132(4), 677-692.