Golestan University

Journal of the Climate Change Research

Scientific Journal of Golestan University
Vol. 4, No. 15, Autumn 2023

Investigating the relationship between tropopause temperature and height with climatic changes of surface temperature and precipitation in Iran

Mahdi Sedaghat
Assistant Professor of Climatology, Department of Geography, Faculty of Social Sciences, Payam Noor University, Tehran, Iran, Email: Sedaghat.me@pnu.ac.ir

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:
Received: 2023-9-26
Accepted: 2023-10-16

Keywords:
Tropopause Height
Climate Change
Seasonal Kendal's Test
Precipitation
Iran

ABSTRACT

The growing need to know the temporal and spatial structure of meteorological parameters in the tropopause transition zone caused the temporal changes of the temperature and height of this layer to be investigated during the last two decades (2002-2022) using the reanalyzed data of the Atmospheric Infrared Sounder (Aqua, MODIS, ARIS). Also, the relationship between the changes in tropopause characteristics and climate change of temperature and precipitation in Iran was studied using daily precipitation data of GPCP (2000-2022) and minimum, maximum and average daily temperature data of MERRA-2 model (1980-2022). In this regard, Pearson's correlation tests and regression analysis were used to investigate the relationship between research variables, and Kendall's seasonal time series and Mann-Kendall's ordinal tests were used to analyze regional mean daily and monthly trends. The results showed that the variables of tropopause temperature and height (TTH) have a negative correlation of 0.93 with each other (R2=0.85). On the other hand, the variable of the regional mean of daily tropopause height (TH) has a significant positive correlation with the variables of the daily earth's surface temperature (with correlation coefficients exceeding 0.8). Also, R2 values higher than 0.6 indicate a completely significant correlation of total monthly precipitation data with changes in monthly mean of TTH, which makes it possible to predict the rainfall anomaly in Iran by monitoring the tropopause characteristics. Time series analysis of the research variables using Kendall's seasonal and ordinal tests showed that the TH variable and the surface temperature variables are respectively with statistical values (τ). 0.18, 0.22, 0.27 and 0.32 have shown significant increasing trends in the last few decades. Finally, by introducing the TH as an indicator of climate change in Iran, the necessity of conducting more research in this field is emphasized.

Cite this article Sedaghat, M. (2023). Investigating the relationship between tropopause temperature and height with climatic changes of surface temperature and precipitation in Iran. *Journal of the Climate Change Research*, 4 (15), 91-104.

©The author(s)
Publisher: Goletan University
Doi: 10.30488/CCR.2023.418117.1164

نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی

فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال چهارم/ شماره مسلسل پانزدهم/ پاییز ۱۴۰۲ / صفحات: ۱۰۴-۹۱

بررسی رابطه نوسانات دما و ارتفاع وردایست با تغییرات اقلیمی دمای سطحی و بارش ایران

مهدی صداقت

استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، رایانامه: sedaghat.me@pnu.ac.ir

اطلاعات مقاله

نوع مقاله:
مقاله کامل علمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۷/۴
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۷/۲۴

واژه‌های کلیدی:
ارتفاع وردایست
تغییر اقلیم
آزمون کندال فصلی
بارش
ایران

چکیده

نیاز روزافزون به شناخت پارامترهای هواشناسی در ناحیه گذار وردایست باعث شد تا تغییرات زمانی دما و ارتفاع این لایه طی دو دهه گذشته (۲۰۲۲-۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های بازتحلیل شده AIRS/MODIS در ایران بررسی شود. همچنین رابطه بین تغییرات ویژگی‌های وردایست و تغییر اقلیم دمای سطحی و بارش ایران با استفاده از داده‌های بارش روزانه GPCP(۲۰۲۲-۲۰۰۰) و داده‌های حداقل، حداکثر و میانگین دمای روزانه مدل MERRA-2 (۲۰۲۲-۱۹۸۰) مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا برای بررسی رابطه بین متغیرهای تحقیق از آزمون‌های همبستگی پیرسون و تحلیل رگرسیون و برای تحلیل روند میانگین منطقه‌ای روزانه و ماهانه داده‌ها از آزمون‌های سری زمانی فصلی کندال و من-کندال دنباله‌ای استفاده گردید. نتایج نشان داد که متغیرهای دما و ارتفاع وردایست در محدوده ایران به میزان ۰/۹۳- با یکدیگر همبستگی معکوس (R^2=۰/۸۵) دارند. از سوی دیگر، متغیر میانگین منطقه‌ای روزانه‌ی ارتفاع وردایست با متغیرهای دمای روزانه سطح زمین(با ضرایب بیش از ۰/۸) همبستگی مثبت و معناداری دارد. همچنین مقادیر R^2 بالاتر از ۰/۶ حکایت از همبستگی کاملاً معنادار داده‌های مجموع بارش ماهانه با تغییرات میانگین ماهانه دما و ارتفاع وردایست داشته است. از این چشمگیرتر همبستگی نوسانات بارش فصول بهار و پاییز با تغییرات دما و ارتفاع وردایست می‌باشد که می‌تواند امکان پیش‌بینی نوسان بارش کشور ایران را با پایش ویژگی‌های وردایست فراهم سازد. تحلیل سری‌های زمانی متغیرهای تحقیق با استفاده از آزمون‌های کندال فصلی و دنباله‌ای نشان داد که متغیر ارتفاع وردایست و متغیرهای دمای سطح زمین به ترتیب با مقادیر آماره(τ)؛ ۰/۱۸، ۰/۲۲، ۰/۲۷ و ۰/۳۲ روندهای افزایشی کاملاً معناداری را به نمایش گذاشته‌اند. این مهم تأییدکننده تغییرات اقلیمی چشمگیر دما و بارش ایران طی چند دهه اخیر می‌باشد. در نهایت با معرفی ارتفاع وردایست به عنوان یک شاخص تغییر اقلیم در محدوده کشور ایران بر لزوم تحقیقات بیشتر در این زمینه تأکید می‌گردد.

استناد: صداقت، مهدی. (۱۴۰۲). بررسی رابطه نوسانات دما و ارتفاع وردایست با تغییرات اقلیمی دمای سطحی و بارش ایران. *نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی*، ۴ (۱۵)، ۱۰۴-۹۱.

Doi: 10.30488/CCR.2023.418117.1164

ناشر: دانشگاه گلستان

© نویسندگان.

مقدمه

وَردایست[1] بخشی از هواکره است که نقش لایه مرزی میان وردسپهر و پوشن‌سپهر را دارد (مفیدی، ۱۳۸۵: ۱۲۸). با توجه به نرخ افت محیطی دما (LR)[2] در وردسپهر (کاهش ۶ درجه در هر کیلومتر)، وردایست دومین سطح اتمسفر است که در آن LR با هر کیلومتر افزایش ارتفاع، ۲ درجه یا کمتر کاهش می‌یابد (WMO[3], 1992:636). به طور کلی دما در وردایست به سمت استوا پایین‌تر و به سمت قطب بالاتر می‌رود. از طرفی وردایست محل مبادله انرژی، جرم هوا و بخار آب می‌باشد (Holton et al.,1995)، که به‌شدت به گردش بروئر-دابسون[4] مرتبط است (Randel et al., 2007: 4479). جریان‌های رودباد، مرتبط با جبهه‌ها، که در آن دو توده هوای مختلف به هم می‌رسند، درون یا پایین وردایست رخ می‌دهند. ارتفاع وردایست در روی قطب‌ها تا بالای استوا به ترتیب از حدود ۶ تا ۱۸کیلومتر متغیر است. استاندارد بین‌المللی جو(ISA)[5] فرض می‌کند که ارتفاع متوسط آن حدود ۱۱کیلومتر است.

مدت‌ها تصور غالب این بود که وردسپهر(لایه ۱۰ کیلومتری زیرین جو) تقریباً تنها مسئول آب و هوای روی زمین است. لیکن به‌طور روزافزون شواهدی به‌دست می‌آید که نشان می‌دهد، لایه بالای وردسپهر یا همان وردایست تأثیرات مهمی بر بادهای سطحی و دما در مقیاس‌های زمانی فصلی تا دهه‌ای دارد (Shaw & Shepherd, 2008:12). این شواهد بدان اشاره دارند که لایه وردایست نقشی کلیدی در فرآیندهای متنوع شیمی و فیزیک اتمسفر ایفا می‌کند. لذا در سال‌های اخیر، مراکز پیش‌بینی آب و هوا در سراسر جهان دریافته‌اند که برای بهبود مدل‌های خود، بایستی ارتفاع مدل‌ها را حدود ۱۰ تا ۵۰ کیلومتر بالا ببرند.

اولین تخمین‌ها درباره ارتفاع وردایست با اتکا به داده‌های اختفای رادیویی (RO)[6]، رادیوسوندهای هواشناسی بوده است (Liu et al., 2021). محققین از دو روش اصلی برای محاسبه ارتفاع وردایست استفاده نموده‌اند؛ یکی روش تبدیل کوواریانس زاویه خمشی، که منحصر به داده‌های RO می‌باشد و دیگری روش مبتنی بر LR بوده که به‌طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است. لیکن محدودیت وضوح نقطه سرد در نیمرخ‌های LR، برآورد ارتفاع وردایست را با عدم قطعیت‌های بسیاری مواجه نموده است (König et al., 2019:4113). به این دلیل مطالعات متعددی به برآورد ارتفاع وردایست با استفاده از داده‌های شبکه‌ای (Reichler et al., 2003)، سنسورهای رادار VHF[7] (Heo et al., 2003)، اختفای رادیویی سیستم ماهواره‌ای ناوبری جهانی (Zhran & Mousa., 2023:317) پرداخته‌اند. از آن جمله؛ لیو و همکاران (Liu et al., 2008) با استفاده از اندازه‌گیری‌های تابش سنجنده‌ی مادیس اقدام به تولید نیمرخ‌های جوی، به‌ویژه ارتفاع وردایست نمودند. از مطالعات اخیر در این زمینه می‌توان به؛ مقایسه مدل‌های تجربی جهانی برای تعیین ارتفاع وردایست(Mateus et al., 2022) و مقایسه برآوردهای دما و ارتفاع وردایست داده‌های بازتحلیل شده‌ی پیش‌بینی‌های میانبرد مرکز اروپا[8] (Hoffmann & Spang, 2022) اشاره نمود.

ارتفاع نرخ افت محیطی وردایست به تغییرات عمده در ساختار حرارتی وردسپهر فوقانی و پوشن‌سپهر زیرین حساس است و همچنین ممکن است تحت تأثیر تغییرات شیب دمای سطحی قرار گیرد (Schneider, 2004). تجزیه و تحلیل داده‌های رادیوسوند افزایش ارتفاع تروپوپوز را در طول ۳ تا ۴ دهه گذشته ثبت کرده است (Highwood et al., 2000; Seidel et al., 2001). افزایش‌های مشابهی از بررسی داده‌های سه محصول بازتحلیل شده‌ی متفاوت؛ مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت هوایی

[1] Tropopause
[2] Laps Rate
[3] World Meteorological Organization
[4] Brewer – Dobson Circulation
[5] International Standard Atmosphere (ISA)

[6] Radio Occultation
[7] Very High Frequency
[8] European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMRWF)

(ECMWF)، داده‌های بازتحلیل شده‌ی ۱۵ و ۴۰ ساله (ERA-15 و ERA-40) و داده‌های بازتحلیل شده NCEP-NCAR مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (Santer et al., 2003a) و همچنین از شبیه‌سازی‌های مدل ترکیبی پیامدهای انسان‌ساخت و نیروهای طبیعی (Santer et al., 2004; Santer et al., 2003b) استنباط شده است.

با توجه به تأثیر گرمایش زمین بر ساختار دما و گردش عمومی جو، تغییرات طولانی‌مدت ویژگی‌های وردایست از جمله ارتفاع آن به عنوان شاخص تغییر اقلیم در نظر گرفته شده است (Scaife et al., 2012; Randel & Jensen, 2013; Sedaghat & Nazaripour, 2022). در همین رابطه بررسی دما، رطوبت و باد در وردایست جهانی برای یک دوره ۱۵ساله نشان داد که تغییرات نصف‌النهاری و مداری میانگین ارتفاع و دما وردایست منعکس‌کننده ساختار جریان رودباد جهانی است (Hoinka, 1999). این مطالعه تأکید داشته که هیچ روند جهانی در ارتفاع و دمای وردایست وجود ندارد، اما کاهشی حدوداً ۱۰درصدی در هر دهه برای نسبت اختلاط بخار آب به ویژه در منطقه قطبی برآورد کرده است. لیکن منگ و همکاران (Meng et al., 2021) افزایش ارتفاع وردایست در نیمکره شمالی را طی سال‌های ۱۹۸۰تا۲۰۲۰ بررسی نمودند و اظهار داشتند که تغییرات آب و هوایی به طور مداوم در حال بالا بردن سطح وردایست می‌باشد.

از جمله تحقیقات صورت گرفته در ایران می‌توان به کار لشکری و همکاران (۱۳۹۶) اشاره کرد که با الگوبرداری از کار لیو و همکاران (Liu et al., 2008) از داده‌های ژرفاسنج مادون قرمز اتمسفری (AIRS)[9] برای تحلیل تغییرات ماهانه‌ی ارتفاع لایه‌ی وردایست بر روی ایران استفاده نمودند. ایشان اظهار داشتند که تغییرات منطقه‌ای در ارتفاع لایه وردایست در ایران ارتباط نزدیکی با امتداد رشته‌کوه‌های حاشیه شمالی و غربی، پهنه‌های عظیم دشت‌های داخلی و همچنین مبادی ورودی سامانه‌های بارشی مختلف به کشور ایران دارد (لشکری و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۳۲). با همین رویکرد عساکره و همکاران (۱۴۰۰) ویژگی‌های ارتفاعی و دمایی لایه وردایست را در ماه‌های مختلف سال در ایران بررسی نمودند. نتایج این پژوهش نشان داده است که در ماه‌های فصل زمستان برخلاف فصل تابستان تغییرات تراز فشار وردایست بر روی ایران از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند. به نحوی که با افزایش عرض جغرافیایی ارتفاع وردایست کاهش می‌یابد. تفاضل دمایی دو تراز اطراف وردایست نیز در اکثر مناطق از عرض جغرافیایی تبعیت می‌کند که با افزایش عرض جغرافیایی تفاضل دمایی کاهش می‌یابد.

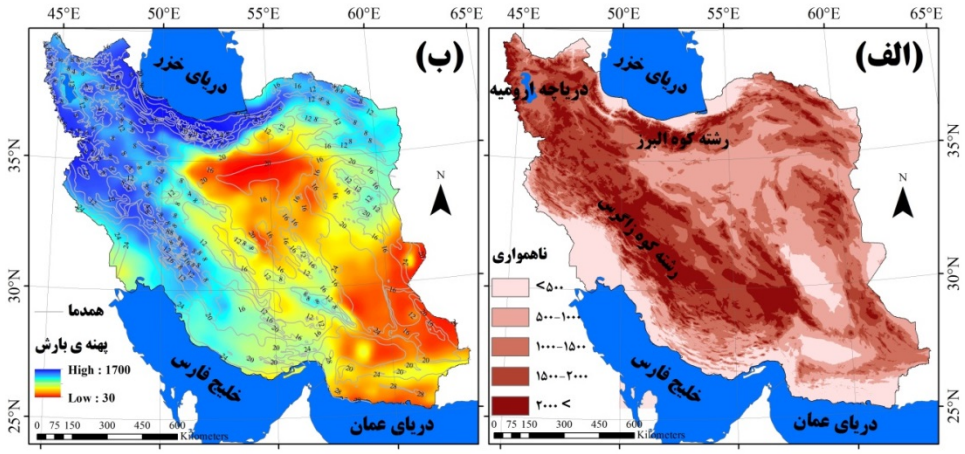
تغییرات ناگهانی ارتفاع وردایست می‌تواند تحت تأثیر فوران‌های آتشفشانی و طوفان‌های خورشیدی باشد. سوزان و سانتر (Sausen & Santer, 2003) با شبیه‌سازی مدل ترکیبی تأثیرات انسان‌ساخت و نیروهای طبیعی بر داده‌های مدل‌های بازتحلیل شده دریافتند که نیروی خورشیدی و آتشفشانی به تنهایی نمی‌توانند افزایش ارتفاع وردایست را توضیح دهند. از طرفی، مطالعات توبورن و گریگ (Thuburn and Craig, 2000) نشان داد که تبیین نوسانات ارتفاع وردایست از طریق تغییرات لایه ازن پوشن‌سپهر نیز دشوار است. آنچه مسلم است، در دراز مدت، دو عامل مهم دمای فوقانی وردسپهر و دمای زیرین پوشن‌سپهر هستند که روند ارتفاع وردایست را کنترل می‌کنند. لذا فعالیت‌های انسان با انتشار گازهای گلخانه‌ای و مواد مخرب لایه ازن می‌تواند بر این دو دما تأثیر بگذارد. وردسپهر فوقانی گرمتر و پوشن سپهر پایینی سردتر باعث افزایش مرز آن‌ها یعنی وردایست می‌شوند. از آنجایی‌که تغییرات اقلیم جهانی، گرم شدن وردسپهر فوقانی را در پی داشته و تأثیرات آن در ویژگی‌های وردایست در طول زمان اهمیت بیشتری خواهد یافت، تحقیق حاضر فراتر از تحقیقات گذشته داخلی که بیشتر به توصیف ساختار این لایه در فراز جو کشور پرداخته‌اند، با معیار قرار دادن ویژگی‌های دما و ارتفاع وردایست در

[9] Atmospheric Infrared Sounder

محدوده ایران به تبیین تغییرات اقلیمی دمای سطحی و بارش کشور طی دو دهه گذشته پرداخته است.

مواد و روش‌ها

گستره مورد مطالعه ایران با مساحتی بالغ بر ۱/۶۴۸کیلومتر مربع در جنوب‌غربی آسیا و تقریباً در حد فاصل مختصات ۴۵ تا ۶۴ درجه طول جغرافیایی شرقی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل ۱). فلات ایران سرزمینی ناهموار است که ارتفاعات آن از ۲۸- متر در سواحل جنوبی دریای خزر تا ۵۶۱۰ متر در کوه دماوند متغیر است. حدود ۵۳درصد مساحت ایران متعلق به ارتفاعات است و باقی‌مانده آن، عرصه بیابان‌ها و دشت‌های زراعی است. دامنه وسیع عرض جغرافیایی و تنوع ناهمواری، باعث شکل‌گیری اقالیم متفاوتی در کشور ایران شده است که از ضرایب تغییرات مکانی و زمانی بالای بارش و دما برخوردارند(صداقت و همکاران، ۱۴۰۱). به گونه‌ای که دامنه تغییرات بارش دریافتی در مناطق کم‌باران و پرباران به ترتیب کم‌تر از ۵۰ و بیش‌تر از ۱۸۰۰ میلی‌متر می‌باشد. دامنه تغییرات دمای حداقل و حداکثر مطلق نیز از ۴۶- درجه سانتی‌گراد در بستان‌آباد تا ۷۱+ درجه سانتی‌گراد در صحرای لوت متغیر است(گرم‌ترین دمای ثبت شده روی زمین در صحرای لوت بوده است)(آذردرخش و همکاران، ۲۰۲۰). به دلیل موقعیت جغرافیایی ویژه و میانگین بارش سالانه اندک (حدود ۲۵۰ میلی‌متر) کشور ایران به‌عنوان سرزمینی خشک و نیمه‌خشک شناخته می‌شود.



شکل ۱- ویژگی‌های جغرافیایی منطقه مورد مطالعه؛ ناهمواری(الف) و مجموع بارش سالانه (mm) و میانگین دمای روزانه (°C) (ب)

مطالعه حاضر داده‌های ارتفاع و دمای روزانه وردایست برآوردهای AIRS سنجندهٔ مودیس ماهواره‌ی آکوا طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۲۳ (Pittman et al., 2009)، داده‌های روزانه بارندگی طرح اقلیم‌شناسی بارش جهانی (GPCP)[10] طی دوره ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۳ (Huffman et al., 2023) و داده‌های دمای حداقل، حداکثر و میانگین روزانه مدل تحلیل گذشته‌نگر عصر مدرن برای تحقیقات کاربردی (MERRA-2)[11] (Bosilovich & Cullather, 2017) را در محدوده کشور ایران مورد استفاده قرار داده است.

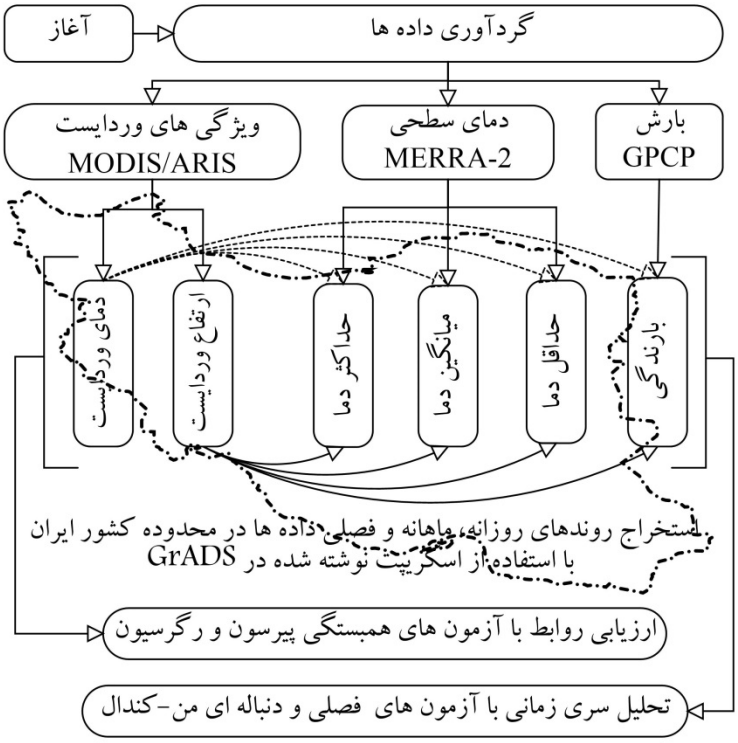
بر طبق نمودار گردش کار تحقیق (شکل۲) بعد از ایجاد پایگاه داده، با استفاده از اسکریپت نوشته شده در نرم‌افزار (GrADS)[12]، مقادیر میانگین منطقه‌ای روزانه و ماهانه داده‌ها در محدوده کشور ایران استخراج گردید. سپس برای بررسی ارتباط متغیرهای

[10] Global Precipitation Climatology Project

[11] The Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications

[12] Grid Analysis and Display System

تحقیق از آزمون‌های همبستگی دو متغیره پیرسون و تحلیل رگرسیون خطی و برای ارزیابی ورداییهای زمانی میانگین منطقه‌ای روزانه و ماهانه داده‌ها از آزمون‌های سری زمانی کندال فصلی و تحلیل روند من-کندال دنباله‌ای استفاده گردید.



شکل ۲: نمودار گردش کار تحقیق

آزمون تحلیل روند سری‌های زمانی من-کندال ابتدا توسط من(۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) توسعه یافت (Serrano et al., 1999:87). این روش به‌طور متداول و گسترده‌ای در تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به‌کار گرفته شده است (Lettenmaier et al., 1994). آزمون تحلیل روند من کندال در سال ۱۹۸۸ به وسیله سازمان جهانی هواشناسی پیشنهاد گردید و در بررسی معنی‌داری روند سری‌های اقلیمی در تحقیقات مختلف استفاده شده است. این آزمون به دو روش محاسبه می‌شود: الف) آزمون آماره (τ) کندال ب) آزمون دنباله‌ای کندال. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک(رد فرض صفر)دال بر وجود روند در سری داده‌ها می‌باشد. آزمون ناپارامتری من کندال به صورت زیر استفاده می‌گردد:

$$\tau = \frac{4\sum n_i}{N(N-1)} - 1 \qquad \text{رابطه (۱)}$$

$$\sigma_\tau^2 = \frac{(4N+10)}{9N(N-1)} - 1 \qquad \text{رابطه (۲)}$$

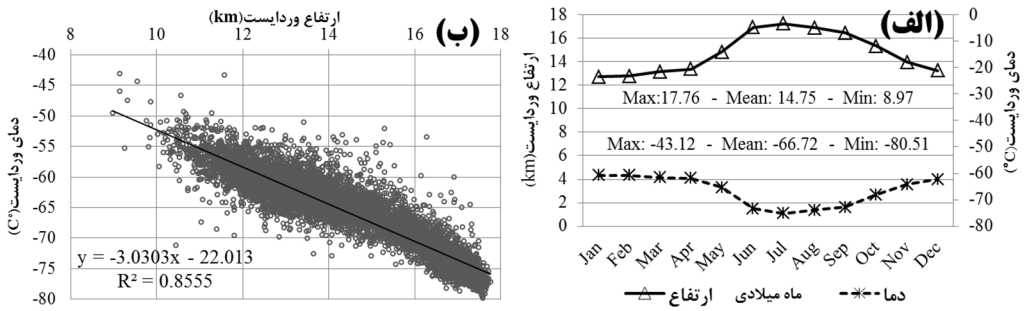
که در روابط(۱) و (۲) آمارهτ به‌صورت یک متغیر تصادفی و $\sigma\tau$ پراش آن، ni مقادیر بیشتر از i امین مقدار وN تعداد داده‌ها می‌باشد. نسبت $\tau/\sigma\tau$ نشان دهنده یک روند بین داده‌هاست، در صورتی‌که این نسبت بین ۱/۹۶± باشد، عدم وجود روند بین داده‌ها را در سطح ۹۵٪ نشان می‌دهد.

آزمون من-کندال دنباله‌ای مبتنی بر روشی نموداری است که از طریق رسم نمودار سری در برابر زمان، نقطه جهش را برآورد می‌کند (Sneyers, 1990). این روش مقادیر آماره را در کلیه زمان‌های سری با روش رتبه دادن من کندال محاسبه می‌کند. با اجرای معکوس سری و فرض آن‌که انتهای سری ابتدای آن باشد، دنباله‌ای حاصل می‌شود که براساس آن درحالت معنی‌داری روند، u و'u در نقطه شروع روند یکدیگر را

قطع خواهند نمود. درحالتی که سری ایستا باشد، دو دنباله u و 'u به‌صورت موازی عمل خواهند نمود و یا با تغییر جهش آن‌ها چندین بار برخورد خواهند داشت. اگر α را برابر با ۰/۰۵ در نظر بگیریم، u فراتر از ۱/۹۶± بیانگر روند معنی‌دار است. u+ روند افزایشی و u- روند کاهشی را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر اگر منحنی u از محدوده ۱/۹۶± معنی‌دار خارج شود، روند وجود دارد. چنانچه منحنی u و'u بدون خروج از محدوده معنی‌دار باهم تلاقی بکنند، تنها نشان‌دهنده تغییر ناگهانی در میانگین بوده و روندی را در بر ندارند.

یافته‌ها و بحث

ویژگی‌های وردایست در ایران: بررسی داده‌های میانگین منطقه‌ای روزانه و ماهانه دما و ارتفاع وردایست در محدوده کشور ایران نشان داد که مقادیر حداکثر، میانگین و حداقل ارتفاع وردایست به ترتیب ۱۷/۷۶، ۱۴/۷۵ و ۸/۹۷ کیلومتر می‌باشد. مقادیر حداکثر در ماه جولای(تیرماه) و مقادیر حداقل معمولاً در ژانویه(دی‌ماه) رخ می‌دهند(شکل۳الف). همچنین مقادیر دمای حداکثر، میانگین و حداقل وردایست به ترتیب با ۴۳/۱۲-، ۶۶/۷۲- و ۸۰/۵۱- درجه سانتی‌گراد همزمان با مقادیر ارتفاعی تغییر می‌نماید. به طور کلی با افزایش ارتفاع وردایست به همان نسبت دما کاهش می‌یابد. این دو متغیر همان‌گونه که مفروض است، به میزان ۰/۹۳- با یکدیگر همبستگی منفی دارند (شکل ۳ب).



شکل ۳: ویژگی‌های وردایست در ایران؛ تغییرات ماهانه دما و ارتفاع(الف)، رگرسیون خطی مقادیر روزانه دما و ارتفاع(ب)

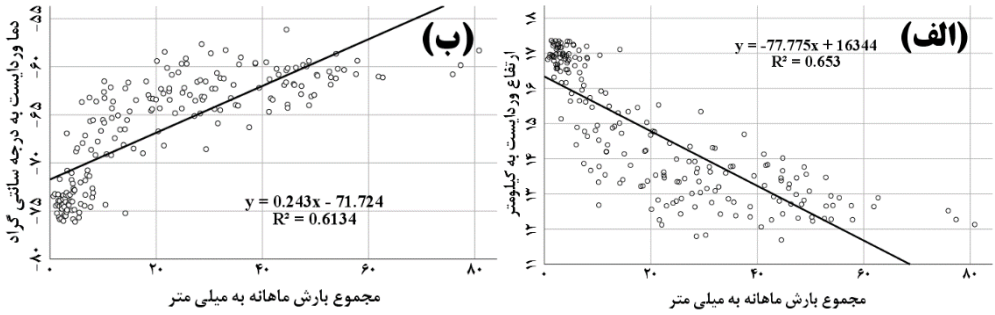
بررسی رابطه متغیرهای وردایست با متغیرهای دما و بارش ایران: استخراج مقادیر همبستگی پیرسونی متغیرهای روزانه دما و بارش با مقادیر دما و ارتفاع وردایست در محدوده کشور ایران نشان داد که متغیرهای حداکثر، میانگین روزانه و حداقل دما با متغیر ارتفاع وردایست رابطه مثبت معناداری با مقادیر همبستگی بالاتر از ۰/۸ دارند(جدول۱). این در حالی است که متغیرهای دمای سطح زمین با متغیر دمای وردایست رابطه معکوس کاملاً معناداری دارند. این موضوع در رابطه معکوس معنادار ارتفاع و دمای وردایست در شکل ۲ب نیز تأکید گردیده بود. در مقابل مقادیر همبستگی منفی حدود ۰/۳- مابین متغیرهای ارتفاع وردایست با مجموع بارش روزانه حکایت از رابطه معکوس این دو متغیر با یکدیگر دارد. به بیانی دیگر افزایش ارتفاع وردایست به کاهش بارش و کاهش ارتفاع آن به افزایش بارندگی خواهد انجامید. این برخلاف نظر کیخسروی(۱۳۹۵: ۳۳) بوده که بیان داشته طی روزهای بارش ارتفاع وردایست افزایش می‌یابد. این در حالی است که به لحاظ تئوریک تزریق هوای خنک شده از طریق آدیاباتیک(بی‌دررو) در سطوح بالایی سیستم‌ها بارشی و در نزدیکی وردسپهر فوقانی موجب کاهش ارتفاع وردایست می‌گردد. لازم به ذکر است تمامی مقادیر همبستگی برآورد شده در سطح ۰/۰۰ کاملاً معنادار بوده‌اند.

جدول ۱- مقادیر همبستگی پیرسونی مابین متغیرهای دما و ارتفاع وردایست با متغیرهای دمای سطح زمین و بارش

متغیر	ارتفاع وردایست	دمای وردایست	حداکثر دمای روزانه	میانگین روزانه دما	حداقل دمای روزانه	مجموع بارش روزانه
ارتفاع وردایست	۱	-۰/۹۳۹	۰/۸۲۸	۰/۸۳۴	۰/۸۲۶	-۰/۳۲۳
دمای وردایست	-۰/۹۳۹	۱	-۰/۸	-۰/۸۰۸	-۰/۸	۰/۲۹۶
حداکثر دمای روزانه	۰/۸۲۸	-۰/۸	۱	۰/۹۹۸	۰/۹۹۶	-۰/۳۱۲
میانگین روزانه دما	۰/۸۳۴	-۰/۸۰۸	۰/۹۹۸	۱	۰/۹۹	-۰/۳۴
حداقل دمای روزانه	۰/۸۲۶	-۰/۸	۰/۹۹۶	۰/۹۹	۱	-۰/۲۸۷
مجموع بارش روزانه	-۰/۳۲۳	۰/۲۹۶	-۰/۳۱۲	-۰/۳۴	-۰/۲۸۷	۱

مأخذ: محقق

به‌دلیل رژیم فصلی بارش کشور ایران نسبت به استخراج مقادیر همبستگی و تابع رگرسیون خطی متغیر مجموع بارش ماهانه با متغیرهای میانگین ماهانه دما و ارتفاع وردایست اقدام گردید. همان‌گونه که از نمودار (شکل ۴) مشهود است، مابین متغیرهای ماهانه بارش با ارتفاع و دمای وردایست به‌ترتیب ۰/۸۰۸- و ۰/۷۸۳ همبستگی برآورد گردید. همبستگی منفی مابین مقادیر میانگین ماهانه ارتفاع وردایست و مجموع بارش ماهانه بیانگر رابطه معکوس(شکل ۴الف) و همبستگی مثبت مابین مقادیر میانگین ماهانه دمای وردایست و مجموع بارش ماهانه نشان دهنده رابطه مستقیم این دو متغیر دارد (شکل ۴ب). بدین معنا که هر چه ارتفاع وردایست افزایش یابد، مقدار بارش کاهش و بالعکس هرچه مقادیر دمای وردایست افزایش یابد، مقدار بارش نیز افزایش خواهد یافت. باید توجه داشت که افزایش ارتفاع وردایست به کاهش دمای آن و بالعکس منجر خواهد شد. همچنین مقادیر R^2 فراتر از ۰/۶ حکایت از همبستگی کاملاً معنادار مقادیر مجموع بارش ماهانه کشور ایران با تغییرات میانگین ماهانه دما و ارتفاع وردایست دارد.



شکل ۴: رگرسیون خطی مابین متغیر مجموع بارش ماهانه و متغیرهای وردایست ارتفاع (الف) و دما(ب)

بررسی همبستگی‌های مقادیر مجموع بارش فصلی با میانگین فصلی مقادیر دما و ارتفاع وردایست نیز نشان داد که از میان فصول سال مجموع بارش فصل بهار بیشترین همبستگی را با متغیرهای میانگین دما و ارتفاع وردایست به ترتیب با ضرایب همبستگی پیرسونی ۰/۸ و ۰/۸۲- دارد. پس از آن مقادیر میانگین دما و ارتفاع وردایست در فصل پاییز به ترتیب با ضرایب همبستگی ۰/۵۳ و ۰/۵۷- با مجموع بارش فصلی همبستگی معناداری در سطح ۰/۰۱ دارند. به لحاظ ضرایب همبستگی فصل زمستان در رده سوم و فصل تابستان در رده چهارم قرار گرفته است. با این وجود می‌توان گفت اقلیم بارشی فصول اعتدالین بهار و پاییز با تغییرات دما و ارتفاع وردایست ارتباط قوی‌تری دارند.

جدول ۲: همبستگی پیرسونی مابین میانگین ارتفاع و دمای فصلی وردایست با مقادیر مجموع بارش فصلی در ایران

متغیرها/فصول	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
دمای وردایست و مجموع بارش فصلی	۰/۸۰**	۰/۳۴*	۰/۵۳**	۰/۳۱*
ارتفاع وردایست و مجموع بارش فصلی	-۰/۸۲**	-۰/۲۸	-۰/۵۷**	-۰/۳۶**

** همبستگی در سطح ۰/۰۱معنادار است -* همبستگی در سطح ۰/۰۵ معنادار است.

تحلیل روند تغییرات اقلیمی وردایست و متغیرهای دما و بارش ایران: بررسی سری زمانی تغییرات متغیرهای دما و ارتفاع وردایست به همراه متغیرهای حداکثر، میانگین و حداقل دمای سطح زمین و بارش کشور ایران طی دوره مطالعه با استفاده از آزمون آماره(τ) کندال فصلی(جدول۳) نشان داد که دما و ارتفاع وردایست به ترتیب با مقادیر تاو کندال ۰/۰۹- و ۰/۱۸۸ از روندهایی معنادار کاهشی و افزایشی برخوردار هستند. با این تفاوت که تغییرات دمای وردایست از معناداری در سطح ۰/۰۳ و ارتفاع وردایست از سطح کاملاً معناداری(۰/۰۰) برخوردار می‌باشد. روندهای مخالف این دو متغیر مبین آن است که افزایش ارتفاع وردایست منجر به کاهش دمای آن خواهد شد که این از ساختار کلی نرخ افت محیطی دما در وردسپهر و وردایست تبعیت می‌نماید.

استخراج مقادیر تاو کندال فصلی متغیرهای حداکثر، میانگین و حداقل دمای ماهانه ایران نشان داده که هر سه به ترتیب با ضرایب همبستگی؛ ۰/۲۲، ۰/۲۶ و ۰/۳۲ از سطح کاملاً معناداری برخوردارند. این نتایج نشان دهنده همسویی کامل تغییرات اقلیمی وردایست به ویژه ارتفاع آن با تغییرات اقلیمی دمای ایران می‌باشد. تغییرات اقلیمی دمایی کشور ایران توسط محقیق بسیاری(از جمله؛ صداقت و نظری‌پور، ۲۰۲۱) تأیید گردیده است. تحلیل روند تغییرات متغیر مجموع بارش ماهانه کشور ایران با استفاده از آزمون کندال فصلی روند معناداری را نشان نداد. این می‌تواند متأثر از توزیع ناهمگون زمانی و مکانی متغیر بارش کشور باشد.

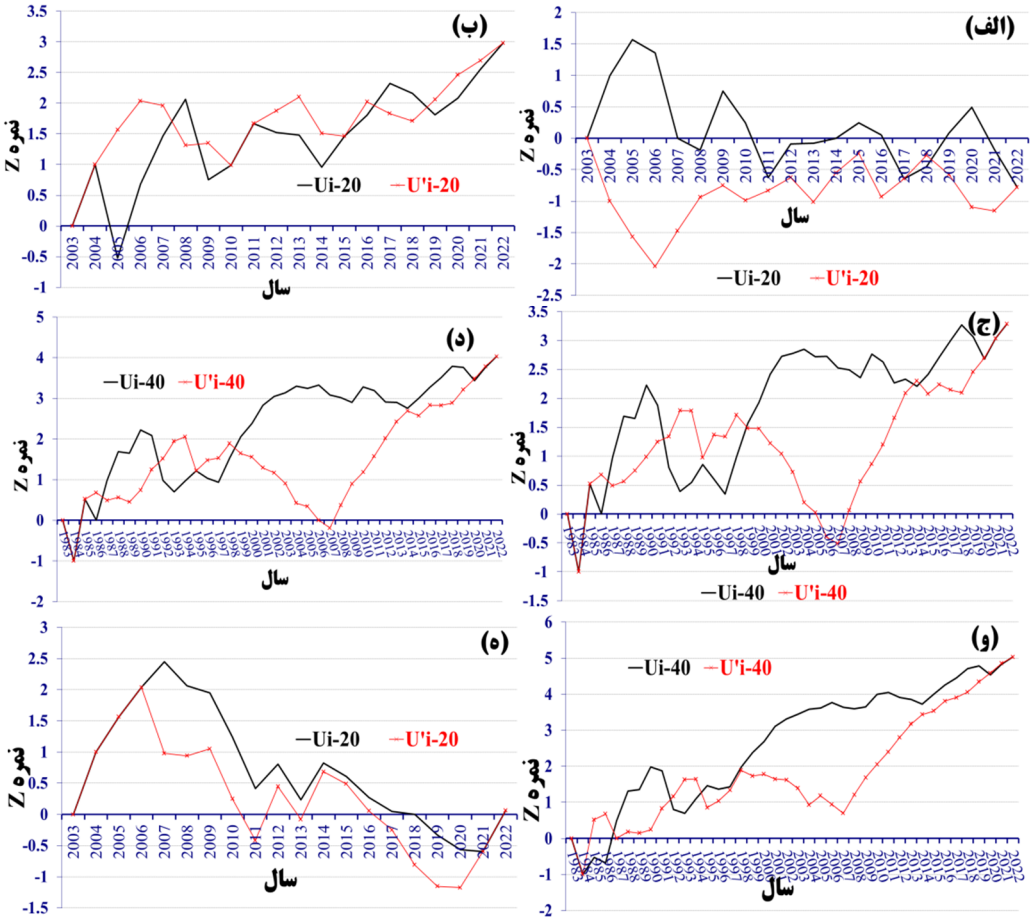
جدول۳- نتایج آزمون کندال فصلی برای روندهای دما و ارتفاع وردایست و متغیرهای دمای سطح زمین و بارش

متغیر	τ ضریب همبستگی	S واریانس کل	Z نمره استاندارد	P سطح معناداری	تابع رگرسیونی
دمای وردایست	-۰/۰۹۴	-۲۴۰	-۲/۰۷۱	۰/۰۳۸۴	Y = -64.34 + -0.3588E-01 * Time
ارتفاع وردایست	۰/۱۸۸	۴۶۵	۴/۰۹۱	۰/۰۰۰	Y = 0.1441E+05 + 13.84 * Time
حداکثر دما	۰/۲۲۴	۲۵۰۵	۷/۳۹۳	۰/۰۰۰	Y = 25.41 + 0.3221E-01 * Time
میانگین دما	۰/۲۶۹	۳۰۱۲	۸/۸۹۰	۰/۰۰۰	Y = 17.44 + 0.3493E-01 * Time
حداقل دمای	۰/۳۲۵	۳۶۳۰	۱۰/۷۱۴	۰/۰۰۰	Y = 10.03 + 0.3950E-01 * Time
بارش	۰/۰۲۲	۴۷	۰/۴۴۴	۰/۶۵۷۱	Y = 14.76 + 0.2291E-01 * Time

مأخذ: محقق

در نهایت نمودارهای دنباله‌ای مقادیر متغیرهای شش‌گانه جدول ۳ در شکل ۵ به تصویر کشیده شده است. تحلیل روند سری‌های زمانی میانگین منطقه‌ای متغیرهای دمای وردایست(شکل ۵الف) و ارتفاع وردایست(شکل ۵ب) مبین وجود روند کاهشی نسبتاً معنادار در دمای وردایست و روند افزایشی کاملاً معنادار در ارتفاع وردایست می‌باشد. همچنین سری‌های زمانی متغیرهای حداکثر(شکل ۵ج)، میانگین روزانه(شکل ۵د) و حداقل(شکل ۵و) دمای سطح زمین، روندهای افزایشی کاملاً معناداری را در

طول دوره مطالعه ارائه داده‌اند. تنها مقادیر دنباله‌ای آماره Ui و U′iمن-کندال روند بارش است که با وجود برخورداری از روندی منفی طی سال‌های اخیر، به دلیل عدم عبور از محدوده ۱/۹۶- از روند کاهشی معناداری برخوردار نمی‌باشد.



شکل ۴: مقادیر دنباله‌ای آماره Ui (خط ممتد سیاه) و U′i(خط چین قرمز) من-کندال از روند دمای ورداست(الف)، ارتفاع ورداست(ب)، حداکثر دمای روزانه(ج)، میانگین دمای روزانه(د)، حداقل دمای روزانه(و) و مجموع بارش سالانه(ه) کشور ایران

نتیجه‌گیری

در این مقاله رابطه تغییرات دما و ارتفاع ورداست با تغییرات اقلیمی دمای سطحی و بارش کشور ایران مورد بررسی قرار گرفت. پردازش داده‌های میانگین منطقه‌ای ویژگی‌های ورداست در محدوده کشور ایران نشان داد که حداکثر ارتفاع ورداست(۱۷/۷۶کیلومتر) در ماه جولای(تیرماه) و حداقل ارتفاع آن(۸/۹۷کیلومتر) در ژانویه(دی‌ماه) روی می‌دهد. میانگین ارتفاع ورداست در کشور ایران حدود ۱۴/۷۵ کیلومتر می‌باشد. همچنین با رخداد بالاترین ارتفاع ورداست پایین‌ترین دما در ورداست(حدود ۸۰/۵۱- درجه سانتی‌گراد) در تیرماه و همزمان با مشاهده پایین‌ترین ارتفاع، بالاترین دما در ورداست(۴۳/۱۲- درجه سانتی‌گراد) در دی‌ماه روی می‌دهد. دو متغیر دما و ارتفاع ورداست به میزان ۹۳٪ با یکدیگر همبستگی دارند.

بررسی مقادیر همبستگی پیرسونی مابین متغیرهای دما و ارتفاع ورداست با متغیرهای روزانه دمای سطحی(حداکثر، میانگین و حداقل) در محدوده کشور ایران، روابط کاملاً معناداری را با مقادیر همبستگی بالاتر از ۸۰٪ ارائه نموده است. با این تفاوت که متغیرهای دمای سطحی با مقادیر متناظر دمای

وردایست روابطی معکوس و با مقادیر ارتفاع وردایست رابطه‌ای مستقیم را نشان داده‌اند. به گونه ای که با افزایش مقادیر دمای سطحی و متعاقب آن افزایش ارتفاع وردایست، دما در وردایست کاهش می‌یابد. رابطه مابین میانگین منطقه‌ای متغیر مجموع بارش روزانه با میانگین منطقه‌ای دما و ارتفاع وردایست نیز با مقادیر همبستگی حدود ۳۰٪ نسبتاً معنادار بوده است. اما برخلاف متغیرهای دمای سطحی، متغیر بارش با دمای وردایست رابطه‌ای مستقیم و با ارتفاع وردایست رابطه‌ای معکوس را نمایش داده است. این بدان معنی است افزایش سامانه‌های بارشی با کاهش دما در وردسپهر فوقانی باعث کاهش ارتفاع افت محیطی دما در وردایست می‌گردد. پژوهش جانستون و همکاران (Johnston et al., 2022) همسو با نتایج تحقیق حاضر نشان داد است که رویدادهای بارشی گسترده و همرفتی با کاهش ارتفاع تقریباً ۲ کیلومتری در وردایست همراه بوده است.

با توجه به رژیم فصلی بارش کشور ایران رابطه مابین متغیرهای مجموع بارش ماهانه و میانگین ماهانه متغیرهای دما و ارتفاع وردایست نیز استخراج گردید. این پردازش مقادیر همبستگی پیرسونی با سطوح بالاتری از معناداری را ارائه نمود. مقادیر همبستگی منفی ارتفاع وردایست(۸۱٪) و همبستگی مثبت دمای وردایست(۷۸٪) با بارش در مقیاس زمانی ماهانه(با R2>0.6)، حکایت از همبستگی‌های کاملاً معنادار دارد که امکان پیش‌بینی تغییرات بارش کشور را با پایش تغییرات ویژگی‌های وردایست فراهم می‌کند. این پیش‌بینی‌پذیری در فصول اعتدالین بهار و پاییز به نسبت فصول انقلابین زمستان و تابستان بسیار قوی‌تر نیز خواهد بود. به نحوی که مقادیر همبستگی میانگین فصلی دما و ارتفاع وردایست با مجموع بارش فصلی، فصول بهار و پاییز(به ترتیب؛ بیشتر از ۸۰٪ و ۵۰٪ بوده است) که در مجموع همبستگی‌هایشان دو برابر قوی‌تر نسبت به فصول زمستان و تابستان بوده است.

تحلیل سری‌های زمانی متغیرهای تحقیق با استفاده از دو آزمون کندال فصلی و آزمون من-کندال دنباله‌ای مبتنی بر روشی نموداری نشان داده که متغیر ارتفاع وردایست به همراه متغیرهای حداکثر، میانگین و حداقل دمای سطح زمین به ترتیب با مقادیر آماره(τ)؛ ۰/۱۸، ۰/۲۲، ۰/۲۷ و ۰/۳۲، روندهای افزایشی کاملاً معناداری را طی چند دهه اخیر به نمایش گذاشته‌اند. افزایش مداوم ارتفاع وردایست در اثر تغییر اقلیم در نیمکره شمالی توسط منگ و همکاران (Meng et al., 2021)، نیز تأیید شده است. به نحوی که ارتفاع آن در ۲۰ سال گذشته حدود ۵۰ تا ۶۰ متر در هر دهه صعود کرده است. لیکن روند کاهشی متغیر دمای وردایست چندان چشمگیر نبوده است. تغییر اقلیم متغیر بارش کشور ایران نیز به دلیل توزیع ناهمگون زمانی و مکانی آن روندی در بر نداشته است. تحقیقات گذشته(همچون؛ صداقت و خنجری، ۱۳۹۲؛ بارانی و کرمی، ۱۳۹۸) نیز بر عدم وجود روند معنادار در داده‌های بارش و تغییر اقلیم بارشی تأیید نموده‌اند.

منابع

۱. بارانی، ن و کرمی، آ. ۱۳۹۸. تحلیل روند سالانه پارامترهای اقلیمی دما و بارش در نواحی ده‌گانه زراعی-اکولوژیکی ایران. فصلنامه علوم محیطی. ۱۷(۴). ۹۰-۷۵.

۲. صداقت، م.، نظری‌پور، ح.، صادقی‌نیا، ع. ر. ۱۴۰۱. جنبه‌های سینوپتیک و دینامیک طوفان برف با کولاک گسترده در ایران-۱۴ تا ۲۰ بهمن ۱۳۵۰. جغرافیا و مخاطرات محیطی. ۱۱(۳). ۲۶۷-۲۵۱.

۳. صداقت، م و خنجری پیرکاشانی، ف. ۱۳۹۲. تحلیل روندهای شاخص بارش استاندارد شده و شواهد تغییر اقلیم در ایران (۲۰۱۰-۱۹۵۱). فصلنامه علمی پژوهشی جغرافیا(برنامه‌ریزی منطقه‌ای). ۳(۳). ۱۴۸-۱۴۱.

۴. عساکره، ح.، دارند، م.، مسعودیان، س. ا.، زندکریمی، س. ۱۴۰۰. ویژگی‌های توصیفی وردایست بر روی جو ایران در فصول تابستان و زمستان. فصلنامه اطلاعات جغرافیایی سپهر. ۳۰(۱۲۰). ۲۰۰-۱۸۷.

۵. کیخسروی، ق. ۱۳۹۵. تحلیل همدیدی آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز به عنوان نمایه ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی. آب و هواشناسی کاربردی. ۲(۲). ۴۸-۳۳.

۶. لشکری، ح.، داداشی رودباری، ع. ع.، محمدی، ز. ۱۳۹۶. تحلیل تغییرات ماهانه ارتفاع لایه تروپوپاز بر روی ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. ۴۹(۱). ۱۱۳-۱۳۳.

۷. مفیدی، ع. ۱۳۸۵. تحلیل دینامیکیِ نقش گردش بزرگ مقیاس پوش سپهری درکاهش ازون پوش سپهری. فصلنامه جغرافیایی سرزمین. ۳(۱۰). ۱۵۵-۱۲۷.

8. Azarderakhsh, M., Prakash, S., Zhao, Y., & AghaKouchak, A. (2020). Satellite-based analysis of extreme land surface temperatures and diurnal variability across the hottest place on Earth. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 17(12), 2025-2029.
9. Bosilovich, M., & Cullather, R. (2017). The Climate Data Guide: NASA's MERRA2 Reanalysis.
10. Cavcar, M. (2000). The international standard atmosphere (ISA). Anadolu University, Turkey, 30(9), 1-6.
11. Heo, B. H., Kim, K. E., Campistron, B., & Klaus, V. (2003, May). Estimation of the tropopause height using the vertical echo peak and aspect sensitivity characteristics of a VHF radar. In 10th International workshop on Technical and Scientific Aspects of MST Radar.
12. Highwood, E. J., Hoskins, B. J., & Berrisford, P. (2000). Properties of the Arctic tropopause. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(565), 1515-1532.
13. Hoffmann, L., & Spang, R. (2022). An assessment of tropopause characteristics of the ERA5 and ERA-Interim meteorological reanalyses. Atmospheric Chemistry and Physics, 22(6), 4019-4046.
14. Hoinka, K. P. (1999). Temperature, humidity, and wind at the global tropopause. Monthly Weather Review, 127(10), 2248-2265.
15. Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., & Pfister, L. (1995). Stratosphere-troposphere exchange. Reviews of geophysics, 33(4), 403-439.
16. Huffman, G. J., Adler, R. F., Behrangi, A., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Gu, G., & Ehsani, M. R. (2023). The New Version 3.2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly and Daily Precipitation Products. Journal of Climate, 1-44.
17. Johnston, B. R., Xie, F., & Liu, C. (2022). Relationships between Extratropical Precipitation Systems and UTLS Temperatures and Tropopause Height from GPM and GPS-RO. Atmosphere, 13(2), 196.
18. Johnston, B. R., Xie, F., & Liu, C. (2022). Relationships between Extratropical Precipitation Systems and UTLS Temperatures and Tropopause Height from GPM and GPS-RO. Atmosphere, 13(2), 196.
19. König, N., Braesicke, P., & von Clarmann, T. (2019). Tropopause altitude determination from temperature profile measurements of reduced vertical resolution. Atmospheric Measurement Techniques, 12(7), 4113-4129.
20. Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., & Wallis, J. R. (1994). Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-88. Journal of Climate, 7(4), 586-607.
21. Liu, C. Y., Li, J., Weisz, E., Schmit, T. J., Ackerman, S. A., & Huang, H. L. (2008). Synergistic use of AIRS and MODIS radiance measurements for atmospheric profiling. Geophysical Research Letters, 35(21).
22. Liu, Z., Sun, Y., Bai, W., Xia, J., Tan, G., Cheng, C., ... & Wang, D. (2021). Comparison of RO tropopause height based on different tropopause determination methods. Advances in Space Research, 67(2), 845-857.
23. Mateus, P., Mendes, V. B., & Pires, C. A. (2022). Global Empirical Models for Tropopause Height Determination. Remote Sensing, 14(17), 4303.
24. Meng, L., Liu, J., Tarasick, D. W., Randel, W. J., Steiner, A. K., Wilhelmsen, H., ... & Haimberger, L. (2021). Continuous rise of the tropopause in the Northern Hemisphere over 1980–2020. Science Advances, 7(45), eabi8065.
25. Pittman, J. V., Pan, L. L., Wei, J. C., Irion, F. W., Liu, X., Maddy, E. S., ... & Gao, R. S. (2009). Evaluation of AIRS, IASI, and OMI ozone profile retrievals in the extratropical tropopause region using in situ aircraft measurements. Journal of

Geophysical Research: Atmospheres, 114(D24).
26. Randel, W. J., & Jensen, E. J. (2013). Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate. Nature Geoscience, 6(3), 169-176.
27. Randel, W. J., Park, M., Wu, F., & Livesey, N. (2007). A large annual cycle in ozone above the tropical tropopause linked to the Brewer–Dobson circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 64(12), 4479-4488.
28. Reichler, T., Dameris, M., & Sausen, R. (2003). Determining the tropopause height from gridded data. Geophysical research letters, 30(20).
29. Santer, B. D., Sausen, R., Wigley, T. M. L., Boyle, J. S., AchutaRao, K., Doutriaux, C., ... & Taylor, K. E. (2003a). Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D1), ACL-1.
30. Santer, B. D., Wehner, M. F., Wigley, T. M. L., Sausen, R., Meehl, G. A., Taylor, K. E., ... & Bruggemann, W. (2003b). Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. science, 301(5632), 479-483.
31. Santer, B. D., Wigley, T. M., Simmons, A. J., Kållberg, P. W., Kelly, G. A., Uppala, S. M., ... & Wentz, F. J. (2004). Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D21).
32. Sausen, R., & Santer, B. D. (2003). Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. Meteorologische Zeitschrift, 131-136.
33. Scaife, A. A., Spangehl, T., Fereday, D. R., Cubasch, U., Langematz, U., Akiyoshi, H., ... & Shepherd, T. G. (2012). Climate change projections and stratosphere–troposphere interaction. Climate Dynamics, 38, 2089-2097.
34. Schneider, T. (2004). The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere. Journal of the atmospheric sciences, 61(12), 1317-1340.
35. Sedaghat, M., & Nazaripour, H. (2022). Analysis of observed and projected interannual variability in the summer season onset, length, and end dates across the Iran. Theoretical and Applied Climatology, 147, 549-558.
36. Seidel, D. J., Ross, R. J., Angell, J. K., & Reid, G. C. (2001). Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D8), 7857-7878.
37. Serrano, A., Mateos, V.L. and Garcia, J.A., (1999). Trend Analysis of Monthly Precipitation over the Iberian Peninsula for the Period 1921-1995. phys. Chem. EARTH(B), VOL.24, NO. 1-2:85-90.
38. Shaw, T. A., & Shepherd, T. G. (2008). Raising the roof. Nature geoscience, 1(1), 12-13.
39. Sneyers, R. (1990) On the Statistical Analysis of Series of Observations. Technical Note no. 143, WMO-no. 415, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
40. Thuburn, J., & Craig, G. C. (2000). Stratospheric influence on tropopause height: The radiative constraint. Journal of the atmospheric sciences, 57(1), 17-28.
41. WMO, G., & OMM, G. (1992). International meteorological vocabulary (2nd Ed). Geneva.
42. Zhran, M., & Mousa, A. (2023). Global tropopause height determination using GNSS radio occultation. The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science, 26(2), 317-331.