Journal of Natural Environment Hazards
University of Sistan and Baluchestan
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

Journal of Natural Environmental Hazards, Vol.11, Issue 32, Summer 2022

Analysis of the trend of long-term changes in the tropopause height on the Iranian atmosphere in the transition seasons

Hossein Asakereh[1*], Mohammad Darand[2], Soma Zandkarimi[3]

1. *Corresponding Author*, Professor of Climatology, University of Zanjan, Iran.
2. Professor of Climatology, University of Kurdistan, Iran. Board Member of Department of Zrebar Lake Environmental Research, Kurdistan Studies Institute, University of Kurdistan, Iran
3. Phd Candidate of Climatology (Climate Change), University of Zanjan, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 19 October 2020
Revised: 18 December 2020
Accepted: 21 June 2021

Keywords:
Tropopause,
Trend,
Temperature,
Iran.

ABSTRACT

In this study, the trend of tropopause changes in the Iranian atmosphere in the spring and autumn months was analyzed using ECMWF database data from 1979 to 2018. The results of studying the trend of tropopause changes in spring and autumn showed that in large parts of the country the observed trend was without statistical significance and only in March in parts of the west and northwest of the country and in September in the Zagros Mountains was positive and statistically significant. The results of studying the temperature trend of two levels around the tropopause also showed that in all months of spring and the first two months of autumn, except for very limited areas of the country, the observed trend is without statistical significance. The two-level temperature trend around the tropopause in November was significantly different from other months under the study; this month, large parts of the country were statistically significant in the two levels around the tropopause. Examination of the temperature difference trend of the two levels around the tropopause also showed that in areas with a significant trend, the trend of the difference between the two levels of high and low tropopause was negative. Analysis of Variance, Skewness and Kurtosis Tropopause trends also showed that in the three months of spring in most areas the observed trend is not statistically significant, but in autumn (especially September) in some parts of the country, the observed trend is significant. According to the results, it can be said that during the last forty years, the effect of climate change on the tropopause layer on the Iranian atmosphere in spring and autumn has been very small and changes in spring have been much more limited than in autumn.

Cite this article: Asakereh, H., Darand, M., Zandkarimi, S. (2022). Analysis of the trend of long-term changes in the tropopause height on the Iranian atmosphere in the transition seasons. Journal of Natural Environmental Hazards, 11(32), 1-18. DOI: 10.22111/jneh.2021.36174.1715

© Hossein Asakereh Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2021.36174.1715

* Corresponding Author Email: asakereh@znu.ac.ir

مخاطرات محیط طبیعی
شاپا چاپی: ۲۶۷۶-۴۳۷۷ شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۴۳۸۵
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۱، شماره ۳۲، تابستان ۱۴۰۱

واکاوی روند تغییرات بلند مدت تراز فشار وردایست بر روی جو ایران در فصول گذار

حسین عساکره[1*]، محمد دارند[2]، سوما زندکریمی[3]

۱. استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان (نویسنده مسئول)

۲. استاد اقلیم‌شناسی، گروه آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان، عضو گروه پژوهشی مطالعات محیطی دریاچه زریبار، پژوهشکده کردستان شناسی، دانشگاه کردستان

۳. دانشجوی دکترای آب و هواشناسی (تغییر اقلیم)، دانشگاه زنجان

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۲۸

تاریخ ویرایش: ۱۳۹۹/۰۹/۲۸

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۰/۰۳/۳۱

واژه‌های کلیدی:
وردایست،
روند،
دما،
ایران.

چکیده

در این پژوهش روند تغییرات وردایست بر روی جو ایران در ماه‌های دو فصل بهار و پاییز با استفاده از داده‌های پایگاه ECMWF در بازه-ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ مورد واکاوی قرار گرفت. نتایج حاصل از بررسی روند تغییرات وردایست در دو فصل بهار و پاییز نشان داد که در بخش‌های وسیعی از کشور روند برآوردشده فاقد معنی آماری است و فقط در ماه مارس در بخش‌هایی از غرب و شمال‌غرب کشور و در ماه سپتامبر بر روی ارتفاعات زاگرس روند مثبت و به لحاظ آماری معنی‌دار بود. نتایج بررسی روند دمای دو تراز اطراف وردایست نیز نشان داد که در تمام ماه‌های فصل بهار و دو ماه اول فصل پاییز به‌جز مناطق بسیار محدودی از کشور، روند برآوردشده فاقد معنی آماری است. روند دمای دو تراز اطراف وردایست در ماه نوامبر با دیگر ماه‌های مورد واکاوی تفاوت قابل‌توجهی داشت. در این ماه بخش‌های وسیعی از کشور در دو تراز اطراف وردایست روند به لحاظ آماری معنی‌دار بود. بررسی روند تفاضل دمایی دو تراز اطراف وردایست نیز نشان داد که در مناطق توأم با روند معنی‌دار، روند تفاضل دو تراز بالا و پایین وردایست منفی بوده است. این ویژگی می‌تواند به معنای کاهش ستبرای لایه‌ی وردایست در طول چهل سال گذشته باشد. واکاوی روند پراش، چولگی و کشیدگی وردایست نیز نشان داد که در سه ماه فصل بهار در اغلب مناطق روند فاقد معنی آماری است؛ امّا در فصل پاییز (به‌ویژه ماه سپتامبر) در بخش‌هایی از کشور روند مشاهده‌شده به لحاظ آماری معنی‌دار است. باتوجه به نتایج به‌دست‌آمده می‌توان گفت که در طول چهل سال گذشته تأثیر خطی تغییرات آب‌وهوایی بر تغییرات تراز فشار لایه‌ی وردایست موجود بر روی جو ایران طی ماه‌های فصل بهار و پاییز بسیار ناچیز و تغییرات خطی در فصل بهار بسیار محدودتر از فصل پاییز بوده است.

استناد: عساکره، حسین، دارند، محمد، زندکریمی، سوما. (۱۴۰۱). واکاوی روند تغییرات بلند مدت تراز فشار وردایست بر روی جو ایران در فصول گذار. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۱(۳۲) ، ۱۸-۱. DOI: 10.22111/jneh.2021.36174.1715

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

© حسین عساکره*، محمد دارند، سوما زندکریمی.

*- حسین عساکره (نویسنده مسئول)

Email: asakereh@znu.ac.ir

مقدمه

طی دهه‌های اخیر، مسئله‌ی تغییر اقلیم یکی از چالش‌هایی است که به‌صورت جدی جامعه بشری را درگیر خود کرده‌است و بخش زیادی از پژوهش‌های انجام‌شده در سطح جهان به‌ویژه در علوم جوی به این موضوع اختصاص یافته است. واکاوی تغییر اقلیم، به‌ویژه به لحاظ گستره و شدت تأثیر آن، در یک منطقه با استفاده از داده و روش‌های متنوعی امکان‌پذیر است. در اغلب مطالعات، شناسایی گستره و شدت تغییر اقلیم در یک منطقه براساس بررسی تغییرات و بیشتر روند فراسنج‌های سطحی به‌ویژه دما و بعضاً بارش، در معرض توجه است. امّا باید به این موضوع توجه کرد که فراسنج‌هایی نظیر دما و بارش علاوه بر عوامل بزرگ‌مقیاس، تحت تأثیر عوامل محلی نیز هستند. باتوجه به این موضوع و نیز با عنایت به این واقعیت که تغییر اقلیم از الگوی جغرافیایی (زمانی - مکانی) برخوردار است، ابرازنظر در مورد تغییر اقلیم (به‌عنوان رویداد و پدیده‌ای جهانی) و افراز آن از عوامل انسانی نمی‌تواند کاملاً دقیق باشد. بنابراین لازم است شناسایی دقیق رویداد تغییر اقلیم هر منطقه در ارتباط با عوامل بزرگ‌مقیاس درنظر گرفته شود. ازاین‌رو، توجه به وردایست به‌عنوان پدیده‌ای بزرگ‌مقیاس از جو می‌تواند برخی واقعیت‌های تغییرهای اقلیم کره‌ی زمین را نمایان‌تر سازد.

جو از لایه‌های مختلفی تشکیل شده است و هرکدام از این لایه‌ها به‌وسیله‌ی یک مرز مشخص از لایه‌ی بعدی جدا می‌شود. وردایست مرز جداکننده‌ی لایه‌ی وردسپهر و پوشن‌سپهر است. پژوهش‌های زیادی در سطح جهان در ارتباط با لایه‌ی وردایست انجام شده است و در تعدادی از آن‌ها به این موضوع اشاره شده است که روند بلندمدت ارتفاع وردایست نشانه‌ای از تأثیر تغییر اقلیم بر روی وردایست است (سیدل و راندل[1]، ۲۰۰۷؛ سون و همکاران[2]، ۲۰۰۹؛ گتلمن و همکاران[3]، ۲۰۱۰). ارتباط وردایست و تأثیرگذاری آن بر فراسنج‌های مختلف آب‌وهوایی در سطح جهان ثابت شده است؛ ازجمله‌ی این موارد ارتباط بین تغییرات وردایست و شدت چرخندهای نواحی حاره بسیار محتمل است (امانول و همکاران[4]، ۲۰۱۳؛ وانگ و همکاران[5]، ۲۰۱۳). پژوهش‌های انجام‌شده به‌وسیله‌ی پژوهشگران مختلف و پرشمار به این موضوع اشاره دارد که مسیر و فراوانی چرخندها تحت تأثیر تغییر اقلیم در حال تغییر است. به‌عنوان-مثال می‌توان به پژوهش‌های (سیگر[6] و همکاران (۲۰۱۹)، کوستوپلو[7] و همکاران (۲۰۰۷)، لیونلو[8] و همکاران (۲۰۱۶)، کوستوپولو و جونز[9] (۲۰۰۷)، رومم[10] و همکاران (۲۰۰۷)) اشاره کرد. باتوجه به‌اینکه بیش از ۷۳ درصد از بارش‌های ایران به‌ویژه در شمال غرب، غرب و جنوب غرب ایران تحت تأثیر سامانه‌های همدید (چرخندها و موج‌های کوتاه) هستند که به همراه موج بادهای غربی از مدیترانه وارد کشور می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۵، ۲۰۵) احتمالاً تغییر در مسیر و فراوانی چرخندها می‌تواند بر میزان بارش‌های ایران تأثیرگذار باشد. علاوه بر این، بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که در برخی نواحی دو نمایه‌ی ال‌نینو و نوسان اقیانوس‌آرام در ارتباط با رفتار وردایست هستند (هایود

1 - Seidel and Randel
2 - Son et al
3 - Gettelman et al
4 - Emanuel et al
5 - Wang et al
6 - SEAGER et al
7 - Kostopoulou et al
8 - Lionello et al
9 - Kostopouloua and Jonesa
10 - Romem et al

و همکاران[1]، ۲۰۰۰؛ گیج و رید[2]، ۱۹۸۶). شکستگی‌های عمیق و متوسط ایجادشده در ارتفاع وردایست نیز عموماً با بادهای سطحی شدید و بارش‌های سنگین در ارتباط هستند (سکرلاک و همکاران[3]، ۲۰۱۴). ریمبو و همکاران[4] (۲۰۱۶). راندل و جانسون (۲۰۱۳) نیز این نظریه را مطرح کرده‌اند که ارتفاع کم وردایست زمینه‌ی مناسبی برای چرخندزایی و رخداد بارش‌های سنگین فراهم می‌کند. همچنین ثبات در ارتفاع وردایست می‌تواند بر روی امواج کوهستانی، نقش و اثرات بسیار مهم و قابل‌توجهی بر هوا و اقلیم در مقیاس جهانی و منطقه‌ای دارد (رندل و جانسون[5]، ۲۰۱۳)؛ به‌طوری‌که تغییرات این لایه می‌تواند منجر به بروز تغییر در دیگر فراسنج‌های آب‌وهوایی شود. با-توجه به موارد بیان‌شده و تأثیرات تغییرات وردایست بر روی پارامترهای مختلف آب‌وهوایی مطالعات زیادی در سطح جهان در ارتباط با روند ارتفاع (تراز فشار) بررسی قرار گرفته است. به‌عنوان مثال آنیل و همکاران[6] (۲۰۰۶)، استین و ریچلر[7] (۲۰۰۸)، سانتر و همکاران ، ۲۰۰۳، سیدل و همکاران، ۲۰۰۱؛ سیدل و راندل، ۲۰۰۶؛ روزنلوف و رید[8]، ۲۰۰۸ که نتایج پژوهش‌های انجام‌شده حاکی از تغییر ارتفاع وردایست است. در ایران نیز پژوهش‌هایی در ارتباط با روند تغییرات ارتفاع وردایست انجام شده است. از میان آنها می‌توان به پژوهش کیخسروی (۱۳۹۴)، شریفی و سام خانیاتی (۱۳۹۰) و کریمی و همکاران (۱۳۸۴) اشاره کرد. در اکثر پژوهش‌های که در سطح جهان انجام شده و تمامی پژوهش‌های انجام‌شده در ایران روند تغییرات ترازهای فشار وردایست در بازه‌ی زمانی کوتاه و بعضاً بر اساس مشاهدات نقطه‌ای - ایستگاهی انجام شده است و از نتایج این پژوهش‌ها نمی‌توان در مورد تغییرات ترازهای فشار وردایست با قطعیت نظر داد. به‌همین دلایل در این پژوهش تغییرات وردایست برای فصل‌های پاییز و بهار بر روی جو ایران در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ (۴۰ سال) با استفاده از پایگاه داده‌ای ERA-interim بررسی می‌شود.

داده‌ها

در این پژوهش، جهت شناسایی وردایست، از داده‌های دمای پایگاه مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مقیاس هوا (ECMWF) نسخه‌ی ERA-Interim برای ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی ۰/۲۵× ۰/۲۵ درجه‌ی قوسی با تفکیک زمانی روزانه در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بهره گرفته شد. به‌منظور شناسایی وردایست از نمایه‌ی نرخ کاهش دما، موسوم به «وردایست دمایی»، از الگوریتمی که به‌وسیله‌ی ریچلر (۲۰۰۳) به‌کار گرفته شده است، استفاده شد. پس از تعیین تراز فشار روزانه‌ی وردایست، میانگین‌های ماهانه‌ی تراز فشار وردایست از میانگین‌گیری روزانه‌ی تراز فشار وردایست در هر ماه برای تمامی سال‌های موردبررسی برآورد شد.

1 - Highwood et al
2 - Gage and Reid
3 - Škerlak et all
4 - Rimbu et al
5 - Randel and Jensen
6 - Añel et al
7 - Austin and Reichler
8 - Rosenlof and Reid

در این پژوهش علاوه بر تغییر موقعیت، تغییر مقیاس (پراش) و نیز شکل توزیع فراوانی (چولگی و کشیدگی) تراز فشار وردایست در هر یک از پیکسل‌ها بر روی ایران با استفاده از روش آشکارسازی روند خطی به روش پارامتری بررسی می‌شود.

برای محاسبه‌ی پراش، چولگی و کشیدگی از داده‌های روزانه ارتفاع وردایست استفاده شد. پراش به‌عنوان دقیق‌ترین، معتبرترین و علمی‌ترین اندازه تغییرپذیری به‌شمار می‌آید و اندازه کمّی درباره تغییرپذیری و ناهمگونی مجموعه داده-ها فراهم می‌کند (عساکره، ۱۳۹۰). در صورت ثبات میانگین، افزایش در تغییرپذیری موجب افزایش احتمال و قدر مطلق مقادیر انتهایی می‌شود. در این حالت، دامنه‌ی مقادیر و به‌تبع آن پراش بزرگ‌تر می‌شود. در این صورت، اگر میانگین بررسی گردد، هیچ‌گونه تغییرپذیری مشاهده نخواهد شد؛ امّا واقعیت امر را می‌توان در بررسی پراش (تغییرپذیری) یافت (عساکره، ۱۳۹۶). پس باتوجه به این موضوع، در این پژوهش سعی شد جهت شناسایی تغییرپذیری واقعی‌تر ارتفاع وردایست، روند پراش وردایست در طول ۴۰ سال گذشته بررسی شود. در واقع افزایش پراش نشانه‌ی زیادشدن تغییرات تراز فشار است و کاهش آن نشانه‌ی ثبات بیش‌تر تراز فشار هرماه در سال‌های مختلف است.

یکی از مواردی که جهت شناسایی تغییر شکل فراوانی می‌توان بررسی نمود، روند چولگی است. هرگاه تعداد داده‌های بالاتر از میانگین بیش از تعداد داده‌های پایین‌تر از میانگین باشد و یا برعکس تعداد داده‌های پایین‌تر از میانگین بیش از تعداد داده‌های بالاتر از میانگین باشد، داده‌ها را چوله و اگر برابر باشد، داده‌ها را متقارن گویند. حالت اول چوله به چپ، حالت دوم را چوله به راست و حالت سوم را توزیع متقارن می‌گویند. در واقع چولگی، میزان انحراف داده‌ها را به یک حاشیه نشان می‌دهد (عساکره، ۱۳۹۰). بنابراین وجود روند در مقدار چولگی می‌تواند به معنای تغییر توزیع متغیر موردنظر باشد. وجود روند مثبت در چولگی ترازهای فشار وردایست می‌تواند به این معنی باشد که با گذشت زمان شمار دفعات رخداد ترازهای فشار کم‌مقدار وردایست بیشتر است و برعکس وجود روند منفی در چولگی نشان‌دهنده‌ی این است که ترازهای فشار پرمقدار وردایست بیشتر تکرار شده‌اند.

کشیدگی نیز ازجمله‌ی نمایه‌هایی است که می‌توان با استفاده از آن شکل توزیع فراوانی را موردبررسی قرار داد. کشیدگی یک توزیع بیشتر با استفاده از گشتاورهای مرتبه چهارم نسبت به مبدأ میانگین (m_4) و توان چهارم انحراف معیار (s^4) به‌دست می‌آید. کشیدگی با ارزش مثبت گویای تمرکز داده‌ها و توزیع نوک‌تیز و با ارزش منفی گویای کشیدگی بیشتر و توزیع هموار داده‌هاست؛ یعنی اگر داده‌ها نسبت به توزیع متقارن پراکنده‌تر باشند، توزیع کشیده‌تر (کشیدگی زیاد) و اگر کم‌تر پراکنده باشند، توزیع متمرکزتر (افراشتگی زیاد) است (عساکره، ۱۳۹۰). وجود روند مثبت در کشیدگی به معنی تمرکز مقادیر تراز فشار وردایست حول میانگین است و روند منفی به معنای کشیدگی توزیع فراوانی و تباین زیاد داده‌ها از میانگین است.

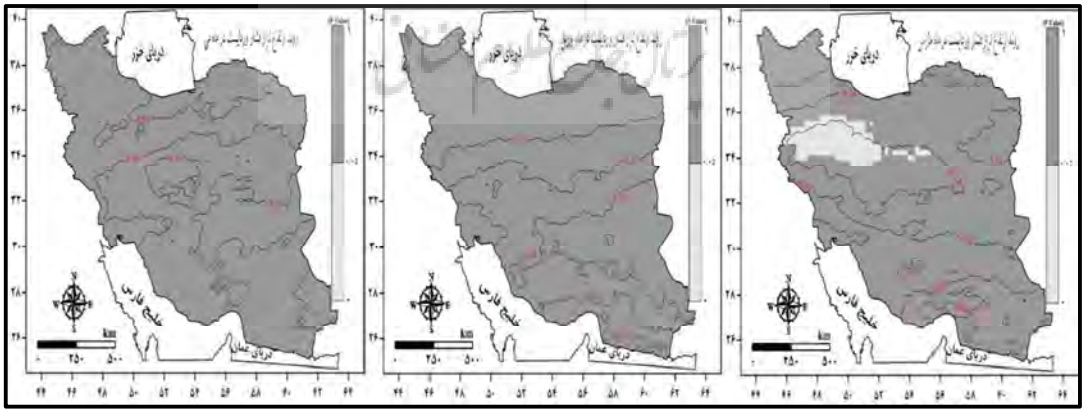
به‌منظور ردیابی هم‌زمانی و همنوایی تغییرات و روند تراز فشار وردایست با روند تغییرات میانگین دمای ماهانه در تراز زیرین و بالای وردایست و روند تفاضل دمای دو لایه‌ی اطراف وردایست، عناصر یادشده نیز در بازه‌ی زمانی۴۰ ساله موردارزیابی قرار گرفتند.

به‌منظور ارزیابی روند بلند مدت هریک از نمایه‌های موردبررسی (میانگین، پراش، چولگی و کشیدگی) در ارتباط با تراز فشار وردایست، روش رگرسیون خطی با روش کمینه‌ی مربعات خطا به‌کار گرفته شد. علاوه بر این، سطح معنی‌داری روند با استفاده از آماره‌ی پی (P-Value) برآورد شد. در این زمینه آماره‌ی پی (P-Value) به‌عنوان میزان خطای ردکردن فرض صفر (فقدان روند در مشاهدات) ملاک عمل قرار گرفت. اگر این آماره کمتر از ۰/۰۵ می‌بود، روند برآوردشده از لحاظ آماری معنی‌دار به‌شمار می‌آمد. تمامی یافته‌ها به شکل ترسیمی و در قالب نقشه‌هایی ارائه شد که در آن توزیع مکانی روند و در نتیجه تغییرات زمانی - مکانی ارائه شد.

نتایج و بحث

فصل بهار

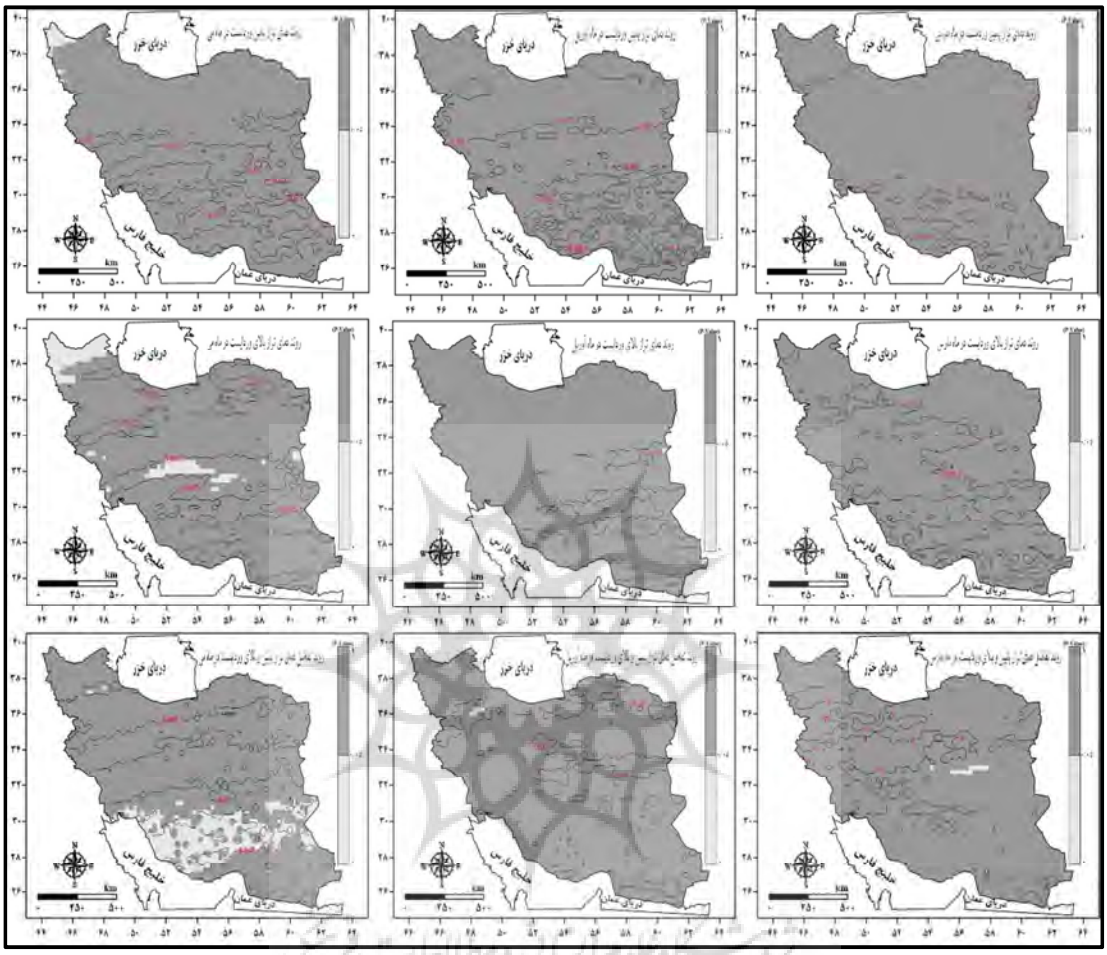
شکل ۱ روند بلندمدت تراز فشار وردایست در ماه‌های فصل بهار را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، مشخص شد که در فصل بهار روند بلندمدت ترازهای فشار وردایست در ماه‌های مختلف الگوهای متفاوتی دارد. در ماه مارس در کل کشور روند منفی تراز فشاری وردایست قابل‌مشاهده است. واکاوی و ارزیابی روند برای تراز فشار وردایست تنها در بخش‌هایی از شمال‌غرب کشور به لحاظ آماری معنی‌داری است. در ماه آوریل نیز تراز فشاری در تمامی جو ایران‌زمین روند مثبت، امّا به لحاظ آماری معنی‌دار نیست. در ماه می نیز درصد قابل‌توجهی از گستره‌ی کشور با روند مثبت، امّا بیشتر به‌لحاظ آماری غیر معنی‌دار بوده است. در این ماه از مدار ۳۴ درجه شمالی به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر هیچ‌گونه روند مثبتی در ارتفاع وردایست مشاهده نمی‌شود. در دیگر مناطق روند منفی مشاهده می‌شود. باتوجه به موارد بیان‌شده به‌نظر می‌رسد که تغییرات ترازهای فشار وردایست از الگوی نوسانی برخوردار است؛ بدین صورت که در ماه مارس روند افزایشی به‌دنبال آن در ماه آوریل روند کاهشی و مجدد در ماه می روند افزایشی را تجربه کرده است. امّا باتوجه به‌اینکه روند مشاهده‌شده معنی‌دار نیست، نوسان اتفاق‌افتاده نیز فاقد معنی آماری است.



شکل ۱: روند تراز فشار وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل بهار طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

بر اساس نقشه‌های ترسیم‌شده برای روند تغییرات دما در تراز پایین و بالای وردایست در ماه مارس (شکل ۲)، مشخص شد که در این ماه در تراز پایین وردایست (به‌جز بخش‌های محدودی از جنوب‌غرب کشور که آن هم روند به لحاظ آماری معنی‌دار نبوده است)، در دیگر بخش‌های کشور هیچ‌گونه روندی مشاهده نمی‌شود؛ امّا در تراز بالای وردایست در همین ماه روند تغییرات دما کاهشی ولی این روند در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار نبوده است. نتایج به‌دست‌آمده برای روند دمای تراز پایین و بالای وردایست تأییدی بر نتایج بررسی روند ترازهای فشار وردایست در این ماه است؛ چون در بررسی روند ترازهای فشار وردایست مشاهده شده بود که در این ماه ترازهای فشار وردایست فاقد روند خطی هستند. فقدان روند خطی در دماهای تراز اطراف این لایه تحت تأثیر نبود روند خطی در دمای دو لایه‌ی اطراف آن است. در ماه آوریل و می نیز روند دمای تراز پایین و بالای وردایست در کل کشور افزایشی امّا به لحاظ آماری و در سطح اعتماد ۹۵٪ معنی‌دار نبوده است. تنها در بخش‌هایی از شمال‌غرب برای تراز پایین وردایست و بخش‌هایی از مناطق مرکزی و شمال‌غرب کشور برای تراز بالای وردایست می‌توان معنی‌داری روند خطی را مشاهده نمود. بر اساس نتایج بررسی روند تفاضل بین دمای تراز پایین و بالای وردایست، در ماه مارس تفاضل بین دمای دو لایه فاقد تغییرات درازمدت خطی و معنی‌دار بوده است. در آوریل کل محدوده موردمطالعه روند منفی را برای تفاضل دمای دو لایه‌ی نشان می‌دهند؛ ولی به‌جز بخش‌هایی محدودی از شمال‌غرب کشور در دیگر مناطق کشور روند مشاهده‌شده به لحاظ آماری و در سطح اعتماد موردنظر معنی‌داری نبوده است. در ماه می نیز همانند ماه آوریل روند تفاضل دمایی دو تراز اطراف وردایست منفی است و در این ماه نیز به‌جز بخش‌های محدودی از کشور در دیگر مناطق روند تفاضل دمای دو تراز در سطح اطمینان ۹۵٪ فاقد معنی آماری است.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

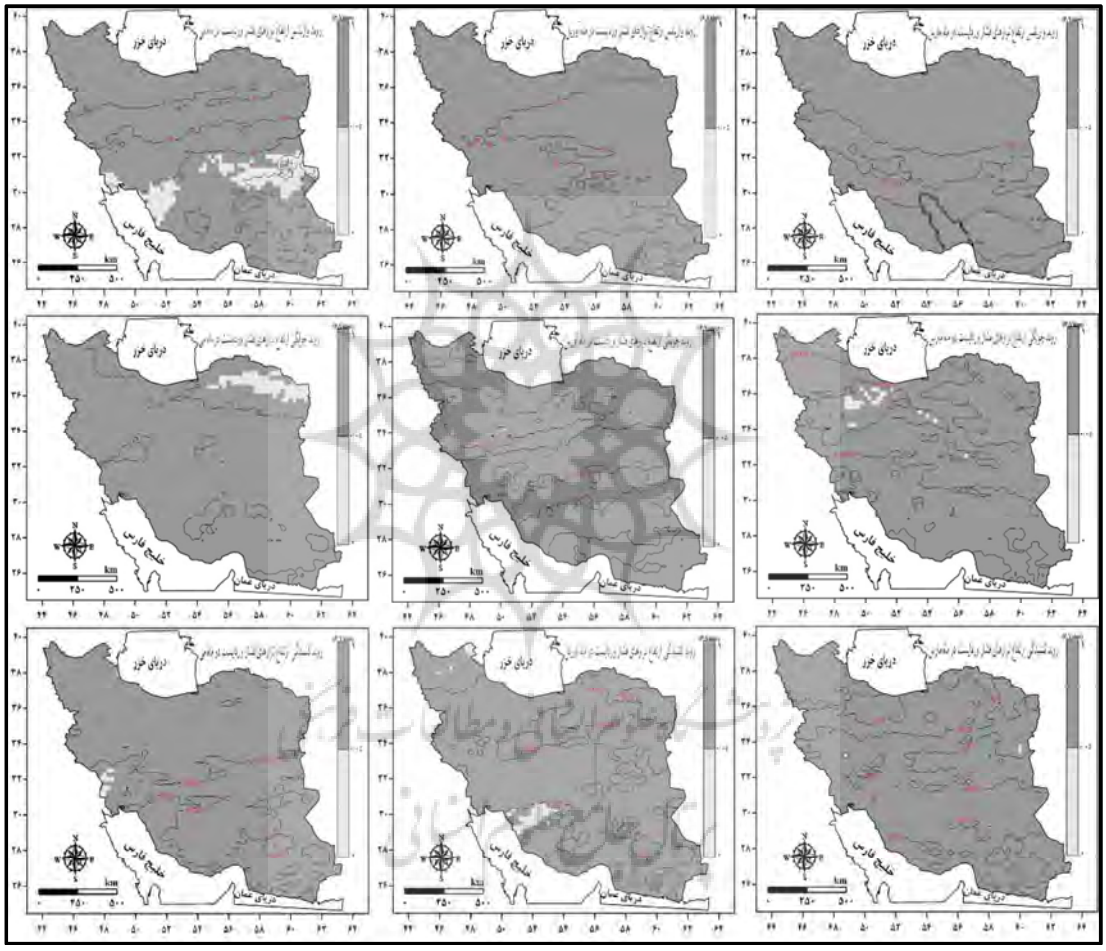


شکل ۲: روند دمای تراز پایین، دمای تراز بالا وردایست و تفاضل دمایی دو تراز بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل بهار طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

شکل ۳ تغییرات بلندمدت پراش، چولگی و کشیدگی تراز فشار وردایست را نشان می‌دهد. در ماه‌های فصل بهار، به‌جز ماه می بقیه‌ی ماه‌ها، روند پراش ترازهای فشار وردایست در اکثر مناطق فاقد معنی آماری است. در ماه می در بخش‌هایی که روند پراش ترازهای فشار وردایست معنی‌دار است روند مشاهده شده مثبت است. این موضوع نشانه‌ی زیادشدن تغییرات تراز فشار وردایست نسبت به میانگین در این مناطق است.

بررسی روند چولگی ترازهای فشار وردایست نیز در ماه‌های فصل بهار نشان داد که در ماه‌های فصل بهار در بخش‌های قابل‌توجهی از محدوده‌ی موردمطالعه روند چولگی ترازهای فشار وردایست معنی‌دار نیست. تنها در ماه‌های مارس و می در مناطق محدودی از کشور روند مشاهده‌شده معنی‌دار است و مناطقی که معنی‌داری روند را تجربه کرده‌اند، بیشتر روند چولگی منفی است. اعداد منفی روند چولگی به معنی بسامد بیشتر مقادیر کم برای ترازهای فشار وردایست است.

بررسی روند کشیدگی در ماه‌های فصل بهار نیز نشان داد که در ماه‌های مارس و می در مناطق بسیار محدودی از کشور روند کشیدگی ترازهای فشار وردایست منفی و معنی‌دار است که این موضع به معنای محدودترشدن دامنه‌ی اعداد در قیاس با توزیع بهنجار است. در ماه آوریل در بخش‌هایی از جنوب‌غرب کشور روند کشیدگی مثبت و معنی‌دار است. در بخش‌هایی از شمال‌غرب نیز روند کشیدگی منفی و معنی‌دار است.

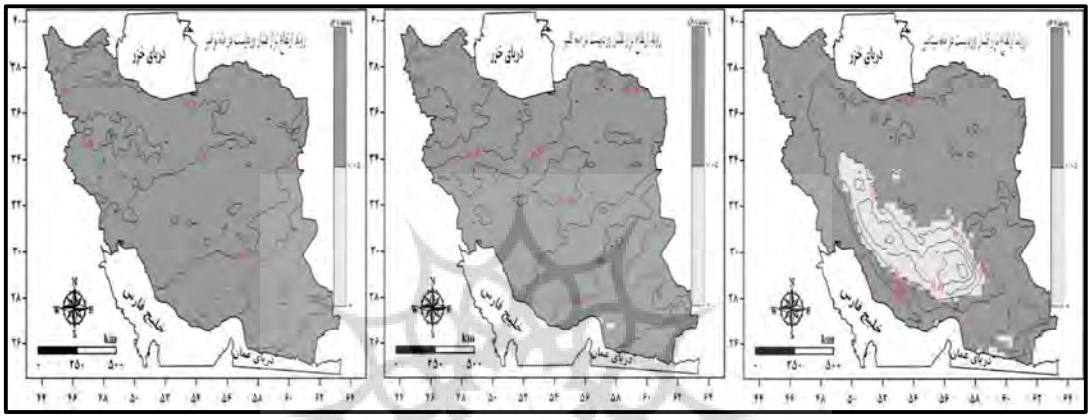


شکل ۳: روند پراش، چولگی و کشیدگی ترازهای فشار وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل بهار طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

فصل پاییز

بررسی روند تغییرات تراز فشار وردایست در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ در ماه‌های فصل پاییز نیز که در شکل ۴ نمایش داده شده است، نشان می‌دهد که در ماه سپتامبر نیز به‌جز بخش‌های محدودی از جنوب و جنوب‌غرب کشور در کل ایران روند مثبت در ترازهای فشار وردایست مشاهده می‌شود. در ماه اکتبر برخلاف ماه‌های دیگر در کل ایران روند منفی در تراز فشاری وردایست مشاهده می‌شود. بالاترین روند منفی را در این ماه می‌توان در بخش‌هایی از

شمال‌شرق و بخش‌هایی از مناطق مرکزی کشور مشاهده کرد. در ماه نوامبر نیز به‌جز بخش‌هایی از جنوب‌شرق کشور که توأم با روند منفی بود، در دیگر مناطق کشور روند مثبت در ترازهای فشار وردایست رخ داده است. در ماه‌های فصل پاییز نیز همانند سه فصل قبل روند در اغلب مناطق کشور در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار نبوده است و تنها در ماه سپتامبر در بخش‌هایی از ارتفاعات زاگرس می‌توان مشاهده کرد که روند در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار بوده است.

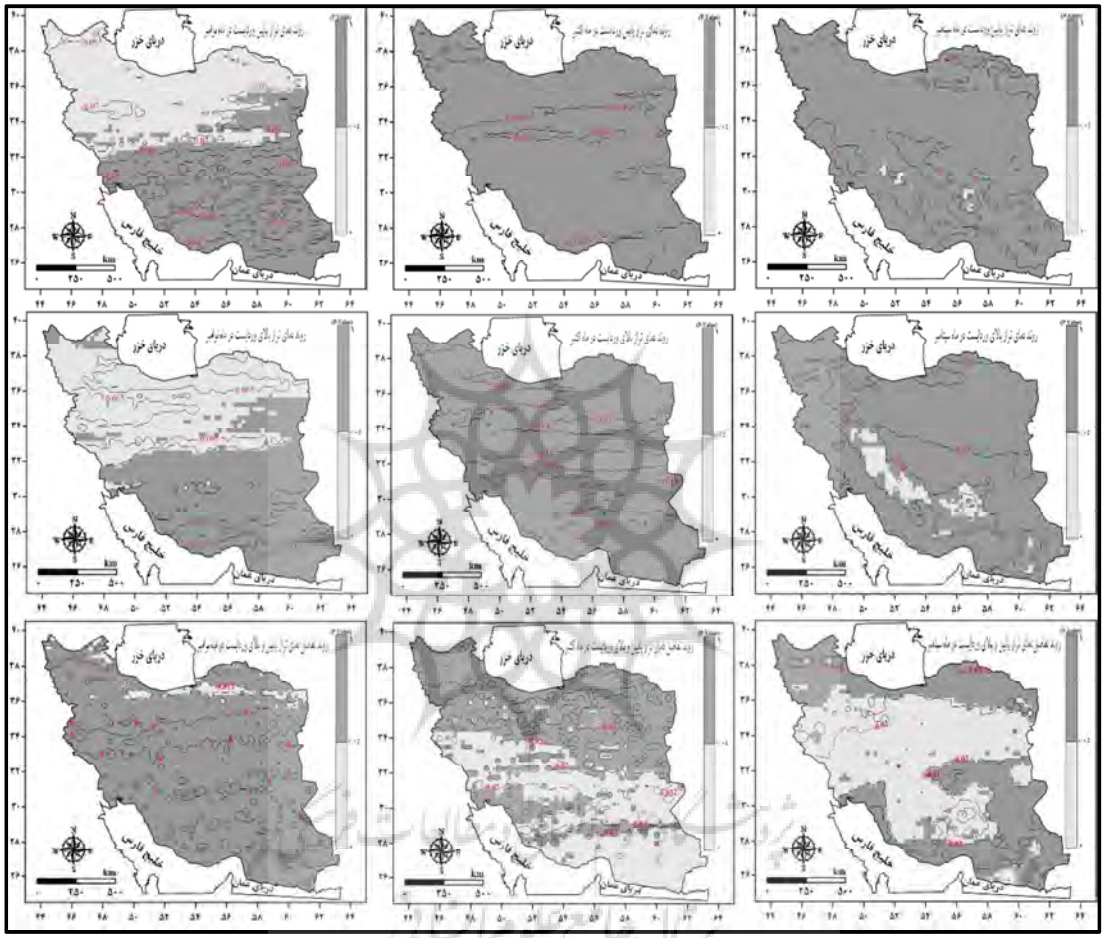


شکل ۴: روند تراز فشاری وردایست بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل پاییز طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

بررسی روند خطی دمای دو تراز پایین و بالای وردایست نیز در فصل پاییز نشان داد که در ماه سپتامبر در تراز پایین وردایست به‌جز بخش‌های محدودی از کشور در دیگر مناطق هیچ‌گونه روند افزایشی - کاهشی معنی‌دار مشاهده نمی‌شود. در ماه سپتامبر روند دمای تراز بالای وردایست بر روی جو بخش‌های از ارتفاعات زاگرس روند افزایشی معنی‌دار است. روند دمای دو تراز اطراف وردایست در ماه اکتبر در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۴ درجه مثبت و در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از آن مثبت است؛ امّا در این ماه نیز روند اتفاق افتاده بر روی جو محدوده موردمطالعه در دو تراز اطراف وردایست به لحاظ آماری معنی‌داری نیست. در ماه نوامبر دما در دو تراز اطراف وردایست دارای روند مثبت و در دو تراز در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۲ درجه روند تغییرات دمای دو تراز در بخش‌هایی قابل‌توجه از محدوده موردمطالعه در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار است. در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۲ درجه، روند در دو تراز به لحاظ آماری در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار نیست.

در شکل ۵ روند تفاضل دمای تراز پایین و بالای وردایست را برای ماه‌های فصل پاییز می‌توان مشاهده کرد. همان‌گونه که در نقشه‌های ترسیم‌شده برای این سه ماه مشاهده می‌شود، روند تفاضل دمای دو تراز در ماه سپتامبر در اکثر مناطق منفی است و روند مشاهده‌شده در بخش‌های قابل‌توجهی از محدوده موردمطالعه به لحاظ آماری در سطح ۹۵٪ اطمینان معنی‌دار است. در ماه اکتبر نیز روند تفاضل دمای دو تراز بر روی جو ایران در تمام مناطق کشور منفی است و روند اتفاق‌افتاده برای تفاضل دمایی این ماه در بخش‌های قابل‌توجهی از کشور در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۰ درجه شمالی معنی‌دار است. در ماه نوامبر نیز روند تفاضل دمایی در بخش‌هایی از شمال شرق کشور همانند ماه اکتبر منفی است. به‌جز این منطقه در دیگر بخش‌های کشور تفاضل دمایی دو تراز روندی را در ماه نوامبر نشان نمی‌دهند. بر این اساس می‌توان گفت که تفاضل دمایی دو لایه در این ماه در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ در

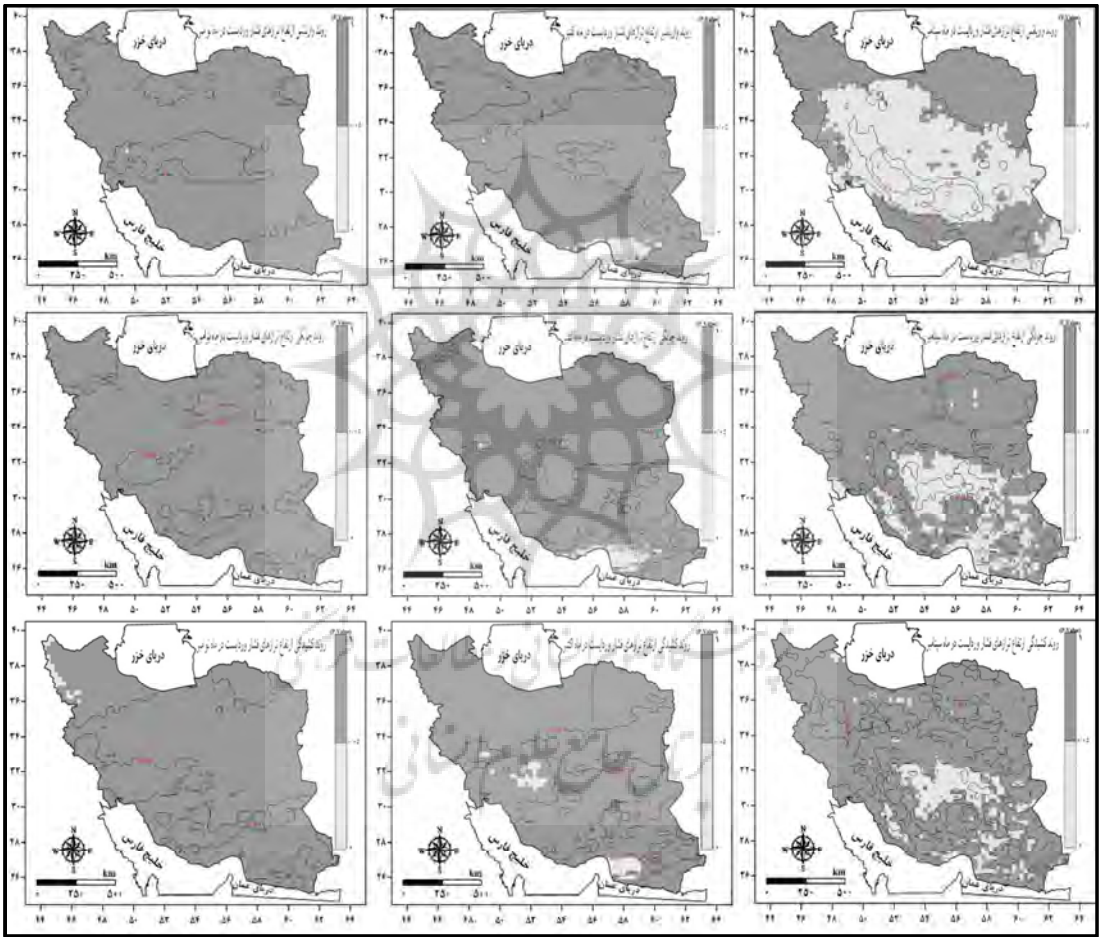
این مناطق ایستا بوده و فاقد هرگونه روند خطی معنی‌دار است. در نقشه‌های ترسیم‌شده برای روند دمای دو تراز اطراف وردایست در ماه‌های فصل پاییز نیز ظاهراً روند خطی دمای دو تراز اطراف وردایست با تغییرات ترازهای فشار وردایست ارتباطی وجود ندارد.



شکل ۵: روند دمای تراز پایین وردایست، دمای تراز بالای وردایست و روند تفاضل دمایی دو تراز بر روی جو ایران برای ماه‌های فصل پاییز طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

بر اساس شکل ۶، در ماه سپتامبر تقریباً در ۵۰ درصد از مساحت ایران روند پراش ترازهای فشار وردایست در سطح ۹۵٪ درصد اطمینان مثبت و معنی‌دار است. روند پراش ارتفاع ترازهای فشار وردایست برای ماه اکتبر نیز در بخش-هایی از جنوب‌شرق محدوده موردمطالعه مثبت و معنی‌دار است. در ماه نوامبر روند پراش ترازهای فشار وردایست در کل محدوده موردمطالعه فاقد معنی آماری است. بررسی روند چولگی در ماه سپتامبر نیز نشان داد که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۴ درجه شمالی در بخش‌های قابل‌توجهی از محدوده موردمطالعه روند چولگی ترازهای فشار وردایست مثبت و معنی‌دار است. در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۴ درجه در مناطقی محدود که روند چولگی وردایست معنی‌دار است، روند مشاهده‌شده منفی است. روند چولگی ترازهای فشار وردایست در ماه اکتبر نشان داد که در بخش‌هایی از جنوب و جنوب‌شرق کشور، روند منفی و معنی‌دار است. در ماه سپتامبر روند کشیدگی توزیع

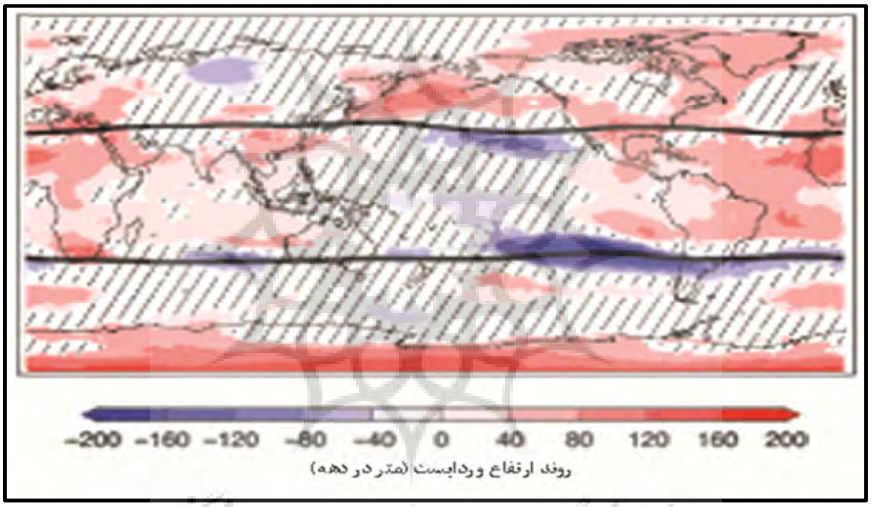
فراوانی تراز فشار وردایست نتایجی مشابه روند چولگی داشت؛ به این صورت که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۴ درجه شمالی در بخش‌های قابل‌توجهی از محدوده‌ی موردمطالعه روند کشیدگی ترازهای فشار وردایست مثبت و معنی‌دار است. در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۴ درجه نیز در مناطقی محدود روند کشیدگی وردایست منفی و معنی‌دار است. در ماه اکتبر روند کشیدگی در بخش‌هایی از جنوب و جنوب‌شرق کشور کاهشی و معنی‌دار است. علاوه بر این در بخش‌هایی از شمال‌غرب محدوده‌ی موردمطالعه روند کشیدگی ارتفاع وردایست مثبت و معنی‌دار است. در ماه نوامبر نیز روند کشیدگی در بخش‌هایی از شمال‌غرب محدوده موردمطالعه منفی و معنی‌دار است.



شکل ۶: روند پراش، چولگی و کشیدگی ترازهای فشار وردایست بر روی جو ایران برای کل ماه‌های فصل پاییز طی بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

در نقشه‌های ترسیم‌شده برای روند برآوردشده وردایست معلوم شد که در بیشتر ماه‌های و بخش‌های وسیعی از کشور روند موجود به‌لحاظ آماری معنی‌داری نبوده است. از پژوهش‌های انجام‌شده در این زمینه که به‌لحاظ روش‌شناسی و داده‌های مورداستفاده مشابه این پژوهش بوده است، اما به‌لحاظ گستره‌ی پژوهش مقیاس بزرگ‌تری (کره‌ی زمین) را

در معرض توجه قرار داده است، می‌توان به پژوهش شیان و همکاران[1](۲۰۱۹) اشاره کرد. ایشان به بررسی روند خطی تغییرات وردایست در سطح کره‌ی زمین در بازه‌ی زمانی ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۵ با استفاده از داده‌های پایگاه‌ها مختلف پرداخته‌اند. یافته‌های ایشان نشان داد که پایگاه داده‌های مختلف، نتایج نسبتاً متفاوتی را به‌دست داد. یکی از داده-های استفاده‌شده در این پژوهش، داده‌های پایگاه ECMWF نسخه‌ی ERA-Interim است. براساس این پایگاه داده روند تغییرات ارتفاع وردایست برای کل کره زمین عرضه شد (شکل ۷). از شکل ۷ و نیز از شکل‌های ارائه‌شده به-وسیله شیان و همکاران (۲۰۱۹)، می‌توان دو ویژگی عمده در ارتباط با موضوع موردمطالعه استنباط نمود: اول اینکه تغییرات ارتفاع وردایست از الگویی جغرافیایی تبعیت می‌کند؛ به‌طوری‌که به‌ویژه نقش عرض‌جغرافیایی بسیار قابل-تأمل است. دوم اینکه یافته‌های حاصل‌شده در این مطالعه‌ی برای تغییرهای تراز فشار وردایست در ایران انطباق خوبی با یافته‌های ارائه‌شده در شکل ۷ دارد.



شکل ۷: روند ارتفاع وردایست در بازه‌ی زمانی ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۵. مناطق رنگی معنی‌دار و مناطق با خطوط توپر فاقد معنی‌داری آماری (*شیان و همکاران، ۲۰۱۹*).

نتیجه‌گیری

وردایست به‌عنوان مرز میان وردسپهر و پوشن‌سپهر بر روی پدیده‌های جوی مختلفی در کره‌ی زمین تأثیرگذار است. به‌همین دلیل تغییرات در این لایه می‌تواند منجر به تغییر در تعدادی از پدیده‌های جوی شود و بی‌تردید تغییر در هر پدیده‌ی جوی می‌تواند بخش‌هایی از زندگی انسان‌ها را متأثر سازد. باتوجه به این موضوع، در این پژوهش روند تغییرات وردایست بر روی جو ایران در بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ با استفاده از داده‌های پایگاه ECMWF مورد واکاوی قرار گرفت. نتایج حاصل از بررسی روند تغییرات وردایست در دو فصل بهار و پاییز نشان داد که در اغلب مناطق در بخش‌های وسیعی از کشور روند خطی برآوردشده فاقد معنی‌داری آماری است و فقط در ماه مارس در بخش‌هایی از غرب و شمال‌غرب کشور و در ماه سپتامبر بر روی ارتفاعات زاگرس روند برآوردشده به‌لحاظ آماری

1 - Xian et al

مثبت و معنی‌داری بود. تغییرهای تراز فشار وردایست تحت تأثیر دمای دو تراز اطراف آن است به این صورت که با افزایش دمای وردسپهر و کاهش دمای پوشن‌سپهر باعث افزایش ارتفاع وردایست می‌گردد. باتوجه به این موضوع، جهت دستیابی به شناخت دقیق از تغییرات وردایست، تغییرات دمای دو تراز اطراف وردایست و روند تفاضل دمایی این دو تراز موردبررسی قرار گرفت. نتایج بررسی روند دمای دو تراز اطراف وردایست نیز نشان داد که در ماه‌های فصل بهار در بیشتر نقاط کشور روند دما در دو تراز اطراف وردایست (بجز در بخش‌های محدودی) فاقد معنی‌داری آماری است. در دو ماه اول فصل پاییز نیز شرایط مشابه فصل بهار است و در بیشتر نقاط کشور روند مشاهده‌شده فاقد معنی‌داری آماری است. بالاترین میزان معنی‌داری آماری روند تغییرهای دمای دو تراز اطراف وردایست ازنظر مساحت تحت پوشش را می‌توان در ماه نوامبر مشاهده کرد. روند مشاهده‌شده در این ماه در دو تراز اطراف وردایست مثبت است. باتوجه به‌اینکه دو تراز روندی مشابه را تجربه کرده‌اند این موضوع باعث شده که در عمل روندی در ترازهای فشار وردایست مشاهده نشود. در ماه سپتامبر روند دما در تراز بالایی وردایست در مناطقی که روند ترازهای فشار وردایست معنی‌دار بود، روند مثبت حاکمیت داشت و به احتمال زیاد کاهش ارتفاع وردایست در این مناطق تحت تأثیر این موضوع باشد. بررسی روند تفاضل دمایی نیز در دو فصل مورد واکاوی نشان داد که در تمام مناطقی که روند مشاهده شده معنی‌دار بود، روند تفاضل دمای دو تراز منفی است. واکاوی روند پراش، چولگی و کشیدگی وردایست نیز نشان داد که در سه ماه فصل بهار در اغلب مناطق روند مشاهده‌شده فاقد معنی‌داری آماری است. اما در فصل پاییز در بخش‌هایی از کشور روند مشاهده‌شده معنی‌دار است که این موضوع برای ماه سپتامبر قابل‌توجه‌تر از ماه‌های دیگر است. در ماه سپتامبر واریانس، چولگی و کشیدگی در بخش‌های وسیعی از کشور معنی‌دار است. باتوجه به نتایج به‌دست‌آمده می‌توان پیشنهادات زیر را به‌عنوان دستاوردها و انگاره‌های مطالعاتی بعدی در معرض توجه قرار داد:

- بررسی، وارسی و افراز عوامل طبیعی و انسانی مؤثر بر تغییرات ویژگی‌های جوی بسیار دشوار و پیچیده است. این ویژگی به‌دلیل زمان لازم برای واکنش ترازهای مختلف جو نسبت به واداشت‌های اقلیمی است. از یک طرف با این واقعیت اقلیمی مواجه هستیم که تغییرهای زیادی با منشاء انسانی در سطح و جو نزدیک سطح زمین رخ داده است و ازطرف دیگر یافته‌های این پژوهش گواهی بر عدم «تغییرات بلندمدت خطی» در تراز فشار وردایست است. بنابراین شاید به‌توان استنباط کرد که به‌دلیل زمان تأخیر در واکنش این بخش از جو زمین نسبت به تغییرات ایجادشده در سطح زمین، تغییرات مزبور در این بخش از جو به منصه ظهور نرسیده است.

- اگر چه بررسی روند خطی (به‌عنوان رویه‌ای در شناخت رفتار عمومی) در تراز فشار وردایست گویای فقدان تغییرات معنی‌دار در این نمایه‌ی اقلیمی است؛ امّا بررسی انواع روند غیرخطی می‌تواند شناخت دقیق‌تری از رفتار این ویژگی جوی را عرضه کند. چه، جو به‌عنوان پدیده‌ای آشوبمند می‌تواند رفتارهای غیرخطی و گاهی غیرمنتظره را ارایه کند.

- همان‌گونه که در بالا نیز اشاره شد، مطالعات پیشین بیان‌گر این واقعیت هستند که پایگاه داده‌های مختلف می‌توانند نتایج متفاوتی از واکاوی‌های یکسان به‌دست دهند. توصیه می‌شود برای شناخت دقیق‌تر و واضح‌تر وردایست پایگاه‌های داده‌ای مختلفی در معرض توجه و واکاوی قرار گیرند.

منابع

شریفی، محمد علی.، سام خانیانی، علی. (۱۳۹۰). استفاده از تکنیک GPS Radio Occultation در بررسی تغییرات اقلیمی: همایش ژئوماتیک ۹۰، تهران، سازمان نقشه برداری کشور. https://civilica.com/doc/151315/.

عساکره، حسین. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری. انتشارات دانشگاه زنجان.

عساکره، حسین. (۱۳۹۶). مبانی پژوهش در آب و هواشناسی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه زنجان.

کریمی، حسن.، طباطبائیان، علی.، شفی، حسن.، شکرالهی، مهدی. (۱۳۸۴)، بررسی و مطالعه نوسانات ازن کلی جو با تغییرات تروپوپاز (وردایست) بر فراز شهر اصفهان: دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک، تهران، سازمان زمین‌شناسی. https://civilica.com/doc/4722/.

کیخسروی، قاسم. (۱۳۹۴). تحلیل همدیدی – آماری تغییرات ارتفاع لایه تروپوپاوز به‌عنوان نمایه‌ای از تغییر اقلیم در خراسان رضوی: آب و هواشناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۲، صفحه ۳۳-۴۸. http://jac.ui.ac.ir/article_21492.html.

Añel, J. A., Gimeno, L., de La Torre, L., & Nieto, R. 2006. Changes in tropopause height for the Eurasian region determined from CARDS radiosonde data: Naturwissenschaften, 93(12), 603-609, https://link.springer.com/article/10.1007/s00114-006-0147-5.

Austin, J., & Reichler, T. J. (2008). Long-term evolution of the cold point tropical tropopause: Simulation results and attribution analysis. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D7), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2007JD009768

Emanuel, K., Solomon, S., Folini, D., Davis, S., & Cagnazzo, C. (2013). Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. Journal of Climate, 26(7), 2288-2301, https://journals.ametsoc.org/jcli/article/26/7/2288/33106.

Gettelman, A., Hoor, P., Pan, L. L., Randel, W., Hegglin, M. I., & Birner, T. 2011. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere: Reviews of Geophysics, 49(3), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2011RG000355.

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, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712656515.

Klemp, J. B., & Lilly, D. R. (1975). The dynamics of wave-induced downslope winds. Journal of the Atmospheric Sciences, 32(2), 320-339, https://journals.ametsoc.org/jas/article/32/2/320/19080.

Kostopouloua, E., and Jonesa, P. D. (2007). Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part I: map-pattern classification. International Journal of Climatology 27: 1189–1214, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1467.

Lionello, P., Trigo, I. F., Gil, V., Liberato, M. L., Nissen, K. M., Pinto, J. G., ... & Ulbrich, S. (2016). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 68(1), 29391, https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusa.v68.29391

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, https://www.nature.com/articles/ngeo1733.

Reichler, T., Dameris, M., & Sausen, R. (2003). Determining the tropopause height from gridded data. Geophysical research letters, 30(20), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003GL018240.

Reid, G. C., & Gage, K. S. (1996). The tropical tropopause over the western Pacific: Wave driving, convection, and the annual cycle. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101(D16), 21233-21241, https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JD01622.

Rimbu, N., Stefan, S., Busuioc, A., & Georgescu, F. (2016). Links between blocking circulation and precipitation extremes over Romania in summer. International Journal of Climatology, 36(1), 369-376, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.4353.

Romem, M. ; Ziv, B., and Saaroni, H. (2007). Scenarios in the development of Mediterranean cyclones. Advances in Geosciences 12: 59–65, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00297020/.

Seager, R., Osborn, T. J., Kushnir, Y., Simpson, I. R., Nakamura, J., & Liu, H. (2019). Climate variability and change of Mediterranean-type climates. Journal of Climate, 32(10), 2887-2915, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00297020/ https://journals.ametsoc.org/jcli/article/32/10/2887/317.

Seidel, D. J., & Randel, W. J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D21), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006JD007363

Siler, N., & Durran, D. (2015). Assessing the impact of the tropopause on mountain waves and orographic precipitation using linear theory and numerical simulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 72(2), 803-820, https://journals.ametsoc.org/jas/article/72/2/803/27542.

Škerlak, B., Sprenger, M., & Wernli, H. 2014. A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011: Atmospheric Chemistry & Physics, 14(2), https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/80658

Son, S. W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Birner, T., Akiyoshi, H., Garcia, R. R., ... & Rozanov, E. (2009). The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends. Journal of Climate, 22(2), 429-445, https://journals.ametsoc.org/jcli/article/22/2/429/31894.
Wang, W., Matthes, K., Schmidt, T., & Neef, L. (2013). Recent variability of the tropical tropopause inversion layer. Geophysical Research Letters, 40(23), 6308-6313, https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013GL058350.
Xian, T., & Homeyer, C. R. (2019). Global tropopause altitudes in radiosondes and reanalyses. Atmos. Chem. Phys, 19, 5661-5678, https://d-nb.info/1185071970/34.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

University of Sistan and Baluchestan
Journal of Natural Environment Hazards
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

References

References (in Persian)

Asakereh, H. (2011). Fundamentals of statistical climatology. University of Zanjan Press, Zanjan. [In Persian]
Asakereh, H. (2017). Fundamentals of Research in Climatology. University of Zanjan Press, Zanjan. [In Persian]
Karimi, H.; Tabatabayan, A.; Shafi, H. and Shokrallahi, M. (2005). Investigation of ozone fluctuations with tropopause changes (Verdeist) over Isfahan, 12th Conference Geophysics, Tehran: Geology organization. https://civilica.com/doc/472/.[In Persian]

keikhosravi, G. (2015). Synoptic analysis - the statistical height of the tropopause layer as a profile of climate change in Khorasan Razavi. Journal of Applied Climatology, 2(2), 33-48. https://civilica.com/doc/151315/. [In Persian]

Sharifi, M. and Sam Khaniani, A. (2011). Using GPS Radio Occultation Technique in Investigating Climate Change, Geomatics Conference 90, Tehran: Country Mapping Organization. https://civilica.com/doc/151315/. [In Persian]

References (in English)

Añel, J. A., Gimeno, L., de La Torre, L., & Nieto, R. 2006. Changes in tropopause height for the Eurasian region determined from CARDS radiosonde data: Naturwissenschaften, 93(12), 603-609, https://link.springer.com/article/10.1007/s00114-006-0147-5.
Austin, J., & Reichler, T. J. (2008). Long-term evolution of the cold point tropical tropopause: Simulation results and attribution analysis. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D7), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2007JD009768.
Emanuel, K., Solomon, S., Folini, D., Davis, S., & Cagnazzo, C. (2013). Influence of tropical tropopause layer cooling on Atlantic hurricane activity. Journal of Climate, 26(7), 2288-2301, https://journals.ametsoc.org/jcli/article/26/7/2288/33106.
Gettelman, A., Hoor, P., Pan, L. L., Randel, W., Hegglin, M. I., & Birner, T. 2011. The extratropical upper troposphere and lower stratosphere: Reviews of Geophysics, 49(3), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2011RG000355.
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, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49712656515.
Klemp, J. B., & Lilly, D. R. (1975). The dynamics of wave-induced downslope winds. Journal of the Atmospheric Sciences, 32(2), 320-339, https://journals.ametsoc.org/jas/article/32/2/320/19080.
Kostopouloua, E., and Jonesa, P. D. (2007). Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part I: map-pattern classification. International Journal of Climatology 27: 1189–1214, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1467.
Lionello, P., Trigo, I. F., Gil, V., Liberato, M. L., Nissen, K. M., Pinto, J. G., ... & Ulbrich, S. (2016). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 68(1), 29391, https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusa.v68.29391.
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, https://www.nature.com/articles/ngeo1733.
Reichler, T., Dameris, M., & Sausen, R. (2003). Determining the tropopause height from gridded data. Geophysical research letters, 30(20), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2003GL018240.
Reid, G. C., & Gage, K. S. (1996). The tropical tropopause over the western Pacific: Wave driving, convection, and the annual cycle. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101(D16), 21233-21241, https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JD01622.
Rimbu, N., Stefan, S., Busuioc, A., & Georgescu, F. (2016). Links between blocking circulation and precipitation extremes over Romania in summer. International Journal of Climatology, 36(1), 369-376, https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.4353.
Romem, M. ; Ziv, B., and Saaroni, H. (2007). Scenarios in the development of Mediterranean cyclones. Advances in Geosciences 12: 59–65, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00297020/.
Seager, R., Osborn, T. J., Kushnir, Y., Simpson, I. R., Nakamura, J., & Liu, H. (2019). Climate variability and change of Mediterranean-type climates. Journal of Climate, 32(10), 2887-2915, https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00297020/ https://journals.ametsoc.org/jcli/article/32/10/2887/317.
Seidel, D. J., & Randel, W. J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D21), https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2006JD007363.
Siler, N., & Durran, D. (2015). Assessing the impact of the tropopause on mountain waves and orographic precipitation using linear theory and numerical simulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 72(2), 803-820, https://journals.ametsoc.org/jas/article/72/2/803/27542.
Škerlak, B., Sprenger, M., & Wernli, H. 2014. A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011: Atmospheric Chemistry & Physics, 14(2), https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/80658.

Son, S. W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Birner, T., Akiyoshi, H., Garcia, R. R., ... & Rozanov, E. (2009). The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends. Journal of Climate, 22(2), 429-445, https://journals.ametsoc.org/jcli/article/22/2/429/31894.

Wang, W., Matthes, K., Schmidt, T., & Neef, L. (2013). Recent variability of the tropical tropopause inversion layer. Geophysical Research Letters, 40(23), 6308-6313, https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013GL058350.

Xian, T., & Homeyer, C. R. (2019). Global tropopause altitudes in radiosondes and reanalyses. Atmos. Chem. Phys, 19, 5661-5678, https://d-nb.info/11850719.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی