

Mid Latitude Atmospheric Circulation and its Relation with Temperature Variations in Iran

Zahra Hojati^{1*}, Dr. Seyed Abolfazl Masodian²

1- Ph.D Students of Climatology, University of Isfahan

2- Professor of Climatology, University of Isfahan



Hojati, Z & Masodian, S A. (2021). [Mid Latitude Atmospheric Circulation and its Relation with Temperature Variations in Iran]. *Geography and Development*, 19 (62), 31-52, <http://dx.doi.org/10.22111/J10.22111.2021.6002>
doi: <http://dx.doi.org/10.22111/J10.22111.2021.6002>

Received: 25/07/2020

Accepted : 30/11/2020

Keywords:

Arctic Amplification, Westerlies, Aggregate Sinuosity, Temperature, Iran.

ABSTRACT

One of the clearest manifestations of climate change is greater near-surface warming of the high latitudes than the low or middle latitudes of the Northern Hemisphere. This so-called Arctic amplification (AA) is evident in observations over recent decades. This disproportionate temperature rise is expected to influence the large-scale circulation, perhaps with far-reaching effects. The North/South temperature gradient is an important driver of the polar jet stream, thus as rapid Arctic warming continues, one anticipated effect is a slowing of upper-level zonal winds. It has been hypothesized that these weakened winds would cause the path of the jet stream to become more meandering, leading to slower Eastward progression of ridges and troughs, which increases the likelihood of persistent weather patterns and consequently extreme events.

In the present research, we have attempted to detect the impacts of change atmospheric circulations under this hypothesis on variations of temperature in Iran and develops a method to assess the estimation of these changes in the studied area.

Copyright©2021, Geography and Development. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-noncommercial 4.0 International License which permits copy and redistribute the material just in noncommercial usages, provided the original work is properly cited.

Extended Abstract

1- Introduction



One of the remarkable manifestations of global warming and climate change is the fact that near-surface warming of the high latitudes is much faster than the low or middle latitudes of the Northern Hemisphere. This so-called Arctic amplification

(AA) is evident in observations over recent decade. This disproportionate temperature rise between high and low latitudes is expected to influence the large-scale circulation of the atmosphere especially in the mid-latitudes, perhaps with far-reaching effects. The North/South temperature gradient is an important driver of the polar jet stream, thus as rapid Arctic warming continues, one anticipated effect is a slowing of upper-level zonal winds. It has been hypothesized that these weakened winds would cause the path of the jet stream to become more meandering, leading to slower Eastward progression of ridges and troughs, which increases the likelihood of persistent weather patterns and consequently extreme events. The consequences of such atmospheric changes is huge for a country like Iran with a marginal climate. More frequent flash floods, hot and cold surges, persistent droughts may result

*Corresponding Author:

Zahra Hojati

Address: Department of Climatology

University of Isfahan

Tel: +98(3137933133)

E-mail: zahra.hojati@geo.ui.ac.ir

to economic and social crisis. In the present research, we have attempted to detect the impacts of changing atmospheric circulations in mid-latitude on temporal and spatial variations of temperature in Iran and develops a method to assess the extent of these changes in the study area.

2- Materials and Methods

To examine the impacts of arctic amplification and change atmospheric circulations on variations of temperature in Iran, we used three datasets. 1- The daily temperature data of the 36 selected stations in Iran. The criteria for selecting these stations were a long time and homogeneous data. The daily data of the maximum and minimum temperatures were obtained from Iran's Meteorological Organization during 2009-2015. Therefore, our two matrix of the temperatures consisted of 13514 rows, one for each day from March 21, 1979 (Farvardin 1, 1358), to March 19, 2016 (Esfand 29, 1394), and 36 columns, one for each station in Iran. 2- The daily Arctic Oscillation(AO) index from the Climate Prediction Center of the National weather service NOAA. This data formed a matrix in 13514×1. 3- The mean daily geopotential height data of 700 hPa level at 2.5° × 2.5° grid resolution from National Center Environmental/ Department of Energy (NCEP-DOE). This matrix also consisted of 13514 rows, one for each day from March 21, 1979, to March 19, 2016, and 5328 columns, one for each grid point in Northern hemisphere. In this study, Aggregate sinuosity (ASIN) was used to identify the changes of large-scale atmospheric circulation in the Middle East region and its effects on Iran's temperature variations. SIN is defined as the ratio of the curvilinear length of a 700 hPa geopotential height contour (isohypse) to the perimeter of its equivalent latitude.

We calculated the aggregate sinuosity of a set of 4 isohypses (307, 307.5, 308 and 308.5 dm) for two domains: 0-70 E, 0-90 N and 30-60°E, 0-90° N. These isohypses contain the maximum frequency of 700 hPa geostrophic wind throughout the days that temperature of these days were lower than -2 standard deviation (NTD>-2) and We calculate ASIN.

To calculate, first for each of these isohypses, the equivalent latitude (ϕ_e) was calculated.

Where A is the area enclosed by a given isohypse and R_e is the radius of the Earth. Then ASIN was calculated:

Where L is the length of the indicated isohypse and EL is the length of its corresponding Equivalent latitude circle. It follows from the definition that the minimum value of sinuosity is 1.0 which describes a purely zonal streamline (i.e. no waviness). MATLAB software was utilized to analyze the data.

3- Results and Discussion

The analysis presented here focuses on the winter ((December, January, February and March (DJFM)) as it is during this season that the mid-latitude flow is at its energetic peak. The 37-year time series of DJFM average, seasonal average and annual average ASIN is shown a slight, and statistically insignificant upward trend.

The results of the correlation have also revealed that there is a strong negative correlation between the monthly DJFM average ASIN and the monthly DJFM average maximum and minimum temperature in the cold season. As a result, it can be analyzed that the temperature of the selected stations decreases as the ASIN is increased in the cold season. The maximum correlation includes the northern and eastern stations of the country. This indicates that the atmospheric flow of the mid-tropospheric is more effective on the minimum and maximum temperatures of the eastern and northern stations. Deep waves of the mid-tropospheric, either directly or through the effect on the Siberian cold system, can be effective on the temperatures in Iran during the cold season.

Further, the winter (DJFM) average sinuosity is shown to be highly correlated with the DJFM average AO suggesting that positive(negative) phase of the AO may also encourage increased (reduced) waviness in the studied area. This relationship is apparent in the two lowest ASIN years (2009-10 and 2012-2013) that coincide with very negative AO indices during winter 2009-2010 and 2012-2013.

When the AO index is positive, the reinforcement of the sub-polar low pressure in addition to strengthening the Siberian high pressure and eastward extension on Iran, resulting in a greater movement of polar air into Iran and affects the air temperature of the region.

4- Conclusion

The 37-year time series of DJFM average and annual averaged ASIN exhibits an upward trend over the course of the study period in the studied area. Increasing ASIN has caused planetary scale waves to become wavier and less progressive resulting in more frequent blocking and associated extreme weather and also extreme temperature.

The results of the correlation between the minimum and maximum temperature of the 36 stations and the ASIN show a negative correlation at all stations, which indicates that the temperature decreases by increasing the ASIN And vice versa.

On the other hand, the positive correlation between the arctic oscillation and the ASIN indicates that the positive (negative) phase of the Arctic oscillation increase (decrease) the sinuosity and decrease (increase) the minimum and maximum temperatures at all stations.

It can be concluded that Siberian high pressure and subpolar low-pressure, which are reinforced during the positive phase of the arctic oscillation, are two effective systems on the temperature during the cold season. Hence, the arctic amplification and the weakening of the subpolar low-pressure caused the negative phase of the Arctic oscillation, resulting in a decrease in sinuosity and an increase temperature in the region. Hence, under the arctic amplification hypothesis, the minimum and maximum temperature of the stations, especially the minimum temperature, increase during the cold season.

Keywords: Arctic Amplification, Westerlies, Aggregate Sinuosity, Temperature, Iran.

5- References

- Etemadian, Elahe; Doostan, Reza (2017). Spatial analysis of Iranian heat waves. *Journal of Environmental Hazards*. forth year. No. 32. 1-17.
<https://iranjournals.nlai.ir/handle/123456789/540207>
- Ismail Nejad, Morteza; Khosravi, Mahmoud; Alijani, Bohlool; Masoudian, Seyed Abolfazl (2013). Identification of heat waves in Iran. *Geography and development*. No. 33. 39-54.
https://gdij.usb.ac.ir/article_1321_00.html
- Darand, Mohammad (2014). Identification and temporal and spatial analysis of heat waves in Iran. *geography and development*. No. 35. 167-180.
https://gdij.usb.ac.ir/article_1561_248.html
- Shir Gholami, Hadi; Ghahreman, Bijan (1995). Investigating the trend of annual average temperature changes in Iran, agricultural sciences and technologies and natural resources. Ninth year. No. 1. 9-23.
<https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-201924.html>
- Azizi, Qasem; Khalili, Maeda (2011). The role of bulking in the occurrence of frostbite in Iran, *Natural Geography Research*. No. 55. 39-77.
https://jphgr.ut.ac.ir/mobile/article_23628.html?lang=fa
- Alijani, Behlool; Mahmoudi, Peyman; Salighe Mohammad; Rigi Chahi, Al-Habakhsh (2011). A Study of Annual Minimum and Maximum Temperature Changes in Iran, *Geographical Research Quarterly*, Year 26. No. 3. 101-122.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=182569>
- Fattahi, Ibrahim; Salehipak, Tahmineh (2009). Analysis of synoptic patterns of winter glaciers in Iran, *geography and development*. No.13. 127-136.
https://gdij.usb.ac.ir/article_1232_0.html
- Masoudian, Seyed Abolfazl; Darand, Mohammad (2011). Synonymous analysis of Farin colds in Iran, *geography and development*. No. 22. 165-185.
<https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=128803>
- Masoudian, Seyed Abolfazl; Darand, Mohammad (2013). Synoptic analysis of pervasive and sustainable glaciers in Iran, *geography and environmental planning*. Twenty-fourth year. No. 2. 129-140.
https://gep.ui.ac.ir/article_18598.html
- Cattiaux, J., Y. Peings, D. Saint-Martin, N. Trou-Kechout, and S. J. Vavrus (2016). Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8259-8268.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016GL070309>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2012GL051000>
- Di Capua, G., and D. Coumou (2016). Changes in meandering of the Northern Hemisphere circulation. *Env. Res. Lett.*, doi:10.1088/1748-9326/11/9/094028
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/11/9/094028/meta>
- Barnes, E. A (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4728-4733.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50880>

- Barnes, E.A. and Screen, J.A (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it?. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 6(3), PP.277-286.
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.337>
- Bekryaev, R. V, I. V. Polyakov, V. A. Alexeev (2010). Role of Polar Amplification in Long Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming; J. Climate 23; 3888–3906.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/23/14/2010jcli3297.1.xml>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. Geophysical Research Letters, 39(6).
- Francis, J. and Skific, N (2015). Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns. Phil. Trans. R. Soc. A, 373(2045), PP.20140170.
<https://royalsocietypublishing.org/doi/full/10.1098/rsta.2014.0170>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. Environmental Research Letters, 10(1), PP.014005.
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/1/014005/meta>
- Gimeno, L., Trigo, R.M., Ribera, P. and Garcia, J.A (2007). Special issue on cut-off low systems (COL). Meteorology and Atmospheric Physics, 96(1), PP.1-2.
http://idlcc.fc.ul.pt/pdf/Editorial_cutoff_2007.pdf
- Holland, M.M. and Bitz, C.M (2003).Polar amplification of climate change in coupled models. Climate Dynamics, 21(3-4), PP.221-232.
<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00382-003-0332-6>
- Honda, M., Inoue, J. and Yamane, S (2009). Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. Geophysical Research Letters, 36(8) L08707.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008GL037079>
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A. and Cohen, J (2012). Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 64(1), P.11595.
<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusa.v64i0.11595>
- Kay, J.E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J.M., Bates, S.C., Danabasoglu, G., Edwards, J. and Holland, M (2015). The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. Bulletin of the American Meteorological Society, 96(8), PP.1333-1349.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/96/8/bams-d-13-00255.1.xml>
- Martin, J. E., S. J. Vavrus, F. Wang, and J. A. Francis (2015). Sinuosity as a measure of middle tropospheric waviness. J. Climate, in review.
http://speedy.meteor.wisc.edu/SINUOSITY_Martin_etal_2015.pdfz
- Overland, J., Francis, J.A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S.J. and Vihma, T (2015). The melting Arctic & midlatitude weather patterns: Are they connected? Journal of Climate, 28(20), PP.7917-7932.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/28/20/jcli-d-14-00822.1.xml>
- Peings, Y., J. Cattiaux, S. Vavrus, and G. Magnusdottir (2017). Late 21st century changes of the mid-latitude atmospheric circulation in the CESM Large Ensemble. J. Climate, in review.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/15/jcli-d-16-0340.1.xml>
- Screen, J.A. and Simmonds, I (2013). Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather. Geophysical Research Letters, 40(5), PP.959-964.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50174>
- Serreze, M. C, G. B. Roger (2011). Processes and Impacts of Arctic Amplification: A research synthesis; Global and Planetary Change. 77; 85-96 ; doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818111000397>
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophysical research letters, Vol. 25, No.9,PP.1297-1300.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98GL00950>
- Wu, B, J. Wang (2002). Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian Winter Monsoon ; Geophys . Res. Lett . 29(19), 1897.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002GL015373>

واکاوی تغییرات گردش‌های جوی عرض‌های میانه و پیوند آن با ورودش‌های دمایی در ایران

زهرا حجتی^{۱*}، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان^۲

چکیده

برخی از پژوهشگران این گمان را مطرح کرده‌اند که گرمایش شتاب‌ناک شمالگان (گرمایش سریع‌تر مناطق قطبی نسبت به سایر مناطق) موجب تغییرات آب‌وهوایی در عرض‌های میانه شده‌است. این تغییرات شامل کاهش شیو دما میان شمالگان و عرض‌های میانه و تضعیف و تموج بادهای غربی می‌شود. برای بررسی این گمانه و تأثیر آن بر روی تغییرات دمایی در ایران،

در این پژوهش از روش تموج تجمیعی استفاده شده‌است. بدین‌منظور از داده‌های دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه همدید سازمان هواشناسی کشور، داده‌های روزانه نوسان شمالگان از مرکز پیش‌بینی آب‌وهوایی نوا و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی وزارت انرژی (NCEP/DOE) در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ استفاده شد. بررسی‌ها افزایش مقدار تموج را در چند سال اخیر، هم در میانگین روزانه و هم در میانگین فصلی و سالانه نشان می‌دهد. افزایش مقدار تموج نشان‌دهنده افزایش دامنه موج و افزایش تعداد فرین‌های آب‌وهوایی است؛ از این‌رو در صورت افزایش فراوانی این الگوها باید انتظار افزایش رویدادهای فرین آب‌وهوایی را داشته باشیم. همبستگی‌ها میان تموج تجمیعی و دمای کمینه و بیشینه و نوسان شمالگان نشان می‌دهد که مقادیر مثبت (منفی) نوسان شمالگان موجب افزایش (کاهش) تموج تجمیعی و در نتیجه کاهش (افزایش) دمای کشور در فصل سرد سال می‌شود.

جغرافیا و توسعه، شماره ۶۲، بهار ۱۴۰۰
تاریخ دریافت: ۹۹/۰۵/۰۴
تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۹/۱۰
صفحات: ۵۲-۳۱



واژه‌های کلیدی:
گرمایش شتاب‌ناک شمالگان، بادهای غربی، تموج تجمیعی، دمای ایران.

مقدمه

فشردگی یخ‌های قطبی و افزایش آب‌های بدون پوشش یخ شده‌است. حذف یا تضعیف پوشش یخ دریایی که همانند یک عایق عمل می‌کند، منجر به گرمایش جو فراز آب‌ها خواهد شد (Serreze & Roger, 2011: 88). این بازخورد مثبت (فرایندی که یک تغییر طبیعی را تشدید می‌کند) موجب شده‌است که شمالگان نسبت به سایر مناطق کره زمین به افزایش دمای جهانی حساس‌تر باشد؛ در نتیجه افزایش دمای هوای و ردسپهر پایینی در شمالگان، دست‌کم دوبرابر سریع‌تر از عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی ادامه پیدا می‌کند. بکریو و همکاران (Bekryaev et al, 2010:2891) این روند افزایشی در

تغییرات اقلیمی موجب تغییر گردش هوا در جو عرض‌های میانه می‌شود. پیش‌بینی این تغییرات احتمالی و برآورد اثرات آن بر وردایی آب‌وهوایی زمین ضروری است. یکی از برجسته‌ترین نشانه‌های تغییر اقلیم، گرمایش بیشتر عرض‌های شمالگان در مقایسه با مناطق دیگر است که «گرمایش شتاب‌ناک شمالگان»^۳ نامیده می‌شود (Holland and Bitz, 2003: 22; Kay et al, 2015: 1333). گرمایش شتاب‌ناک شمالگان ناشی از بازخورد جو و اقیانوس در این منطقه است. افزایش دما در شمالگان، موجب گدازش و کاهش

شود. هر دوی این اثرات سبب کندشدن حرکت شرق سوی امواج جوی می‌شوند.

مطالعات اخیر با به‌کارگیری مجموعه‌ای از داده‌های شبکه‌ای، روش‌های مناسبی را برای بررسی این فرضیه پیشنهاد داده‌اند. فرانسیس و واورس (۲۰۱۲: ۳) و بارنز (۲۰۱۳: ۴۷۲۴) با به‌کارگیری مجموعه‌ای از داده‌های شبکه‌ای، بیشینه وسعت خطوط هم‌ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (در مقیاس روزانه و فصلی) را به‌عنوان ابزاری برای بررسی روندهای چندساله امواج وردسپهر میانی بررسی کردند. اسکرین و سیموند (۲۰۱۳: ۹۶۰) تحلیل فوریه را برای اولین بار برای مشخص کردن هر دو دامنه مداری و نصف‌النهاری امواج در عرض‌های میانی وردسپهر میانی به‌کار بردند و تغییرات احتمالی در این مشخصه‌ها را بررسی کردند.

فرانسیس و واورس (۲۰۱۵: ۵) و فرانسیس و اسکیفیک (۲۰۱۵: ۴) با استفاده از نمایه گردش نصف‌النهاری^۱ نشان دادند که در همه فصل‌ها و در مناطقی که شیو قطب‌سو ضعیف شود، بادهای مداری ضعیف‌تر شده و در نتیجه، جریان نصف‌النهاری‌تر یا موجی‌تر می‌شود. دی کاپیو و کوموا (۲۰۱۶: ۱) برای بررسی تغییرات رخ داده در امواج، نمایه پیچانه^۲ را پیشنهاد دادند که بیشینه حرکت موجی را در خطوط هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل در هر روز نشان می‌دهد. یافته‌های آن‌ها نشان می‌دهد که نمایه پیچانه در پاییز و اوایل زمستان، هم در مقیاس نیم‌کره و هم اوراسیا افزایش داشته‌است و این باعث شده‌است که فراوانی رخداد الگوهای جریان پیچانه شدیداً افزایش یابد. همه این مطالعات وردایی گردش عرض‌های میانه را در مقیاس منطقه‌ای و فصلی شناسایی کردند. نخستین بار

عرض‌های بالا (بالتر از ۶۰ درجه شمالی) را در دوره آماری ۲۰۰۸-۱۸۷۵، تقریباً ۱/۳۶ درجه سلسیوس بر سده برآورد کرده‌اند که این روند تقریباً دوبرابر نیرومندتر از روند گرمایشی نیم‌کره شمالی (۰/۷۹ درجه سلسیوس بر سده) است.

بررسی مشاهدات و مدل‌ها نشان می‌دهند که وردایی بزرگ‌مقیاس گردش‌های جوی در پیوند با گرمایش شتاب‌ناک قطبی، کاهش یخ‌دریایی و گدازش زود هنگام برف می‌تواند به نوبه خود بر روی بارش، دماهای فصلی، مسیر توفان‌ها و بادهای سطحی در عرض‌های میانه اثر بگذارد (Barnes & Screen, 2015: 277; Overland et al, 2015: 7917; Jaiser et al, 2012: 8,9)

هوندا و همکاران (۲۰۰۹: ۵) نشان دادند که کاهش یخ‌های دریایی در طول سواحل سیبری، موجب پیدایش ناهنجاری و اچرخندی بر روی دریای بارنتس و ناهنجاری چرخندی بر روی مرکز اوراسیا در وردسپهر بالایی شده و گسترش شرق‌سوی این ناهنجاری بر روی اوراسیا موجب تقویت پرفشار سیبری و تشدید ریزش هوای سرد در لبه شمالی این پرفشار بر روی شرق آسیا شده‌است. فرانسیس و واورس (۲۰۱۲: ۲) معتقدند که گرمایش تفاضلی شمالگان نسبت به عرض‌های میانی همان چیزی است که گرمایش شتاب‌ناک شمالگان را به الگوهای جوی حاکم به عرض‌های میانی پیوند می‌دهد. این پدیده می‌تواند دو اثر متفاوت بر رفتار جوی بالا داشته باشد: نخست، کاهش شیو قطب‌سوی ستبرایی که موجب تضعیف بادهای غربی می‌شود. دوم، گرمایش نیرومندتر عرض‌های بالا سبب می‌شود پراارتفاع‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا عرض‌های بالاتر جغرافیایی کشیده شوند و در نتیجه قله پشته‌ها تا عرض‌های شمالی‌تر کشیده شده و دامنه امواج بلندتر

1-Meridional circulation index

2-Meandering index

دما، هم به صورت موج گرما و هم به صورت موج سرما می‌تواند به طور گسترده بر جوامع انسانی اثر بگذارد. مطالعات بسیاری بر روی این ناهنجاری‌ها و روند آن‌ها در کشور در سال‌های اخیر صورت گرفته‌است. اگرچه بررسی‌ها شیب مثبت دما (شیرغلامی و قهرمان، ۱۳۸۴: ۲۱؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۰۲) و روند افزایشی امواج گرمایی (دارند، ۱۳۹۲: ۱۶۷؛ اسماعیل‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۲: ۳۹؛ اعتمادیان و دوستان، ۱۳۹۶: ۱۷) را در کشور نشان می‌دهد، امواج سرما و ماندگاری آن‌ها می‌تواند به طور غافل‌گیرکننده‌ای آسیب‌های جبران‌ناپذیری را به همراه داشته باشد. بررسی‌ها بر روی امواج سرما و عوامل به وجود آورنده آن نشان می‌دهد که پرفشار اروپای شمالی، سیبری و پرفشار اروپای شرقی (فتاحی و صالحی‌پاک، ۱۳۸۸: ۱۲۷)، پرفشار سیبری (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰: ۱۸۳)، پدیده بلاکینگ (عزیزی و خلیلی، ۱۳۹۰: ۳۹) ادغام پرفشار سیبری و اروپایی و کم‌فشار جنب قطبی (مسعودیان و دارند، ۱۳۹۲: ۱۳۹) نقش مهمی در شکل‌گیری سرماهای فرین در ایران داشته‌اند.

در همه این بررسی‌ها عوامل به وجود آورنده و روند این ناهنجاری‌ها بررسی شده‌است، اما تاکنون نقش گرمایش جهانی در روند این گونه ناهنجاری‌ها بررسی نشده‌است. در این مطالعه کوشش شده‌است که پیوند میان این ناهنجاری‌ها و وردایی گردش‌های جوّی عرض‌های میانه تحت فرضیه گرمایش شتاب‌ناک شمالگان بررسی شود.

روش تموج توسط پینگز و همکاران با استفاده از داده‌های LENS (Peings et al, 2017: 5943) و کاتیاس و همکاران با استفاده از ترکیبی از داده‌های بازکاوی‌شده و داده‌های مدل CMIP5 (Cattiaux et al, 2016: 1:33) برای واکاوی قدرت و تموج گردش جوّی در عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی استفاده شده‌است.

مارتین و همکاران (۲۰۱۶) در سال ۲۰۱۶ از مفاهیم آن‌ها استفاده کرده و روش تموج تجمیعی را با استفاده از چند منحنی هم‌ارتفاع برای محاسبه تموج در تراز میانی وردسپهر به کار برد. او معتقد است که این روش توصیف جذاب بصری گردش را در مقایسه با دیگر نمایه‌ها ارائه می‌دهد (Martin et al, 2016: 2). وانگ و همکاران (۲۰۱۷) نیز برای بررسی تغییرات در گردش‌های جوّی و فرین‌های آب و هوایی آمریکای شمالی از این روش بهره بردند. نتیجه کلی این مطالعات نشان می‌دهد که تضعیف (تقویت) جریان مداری عرض‌های میانی با افزایش (کاهش) تموج همراه است؛ علاوه بر این همبستگی منفی قوی میان تموج روزانه و نوسان شمالگان روزانه در فصل سرد وجود دارد که نشان می‌دهد سازوکاری که گردان ارتفاعی قطب‌سو کاهش (افزایش) می‌دهد، بادهای غربی عرض‌های میانی تضعیف (تقویت) می‌کند و تموج افزایش (کاهش) می‌دهد (Wang et al, 2017: 4317).

تغییر گردش‌های جوّی می‌تواند توجیه‌گر بسیاری از ناهنجاری‌های عناصر آب‌وهوایی باشد که یکی از این عناصر آب‌وهوایی، دما است. رخداد شرایط حدی

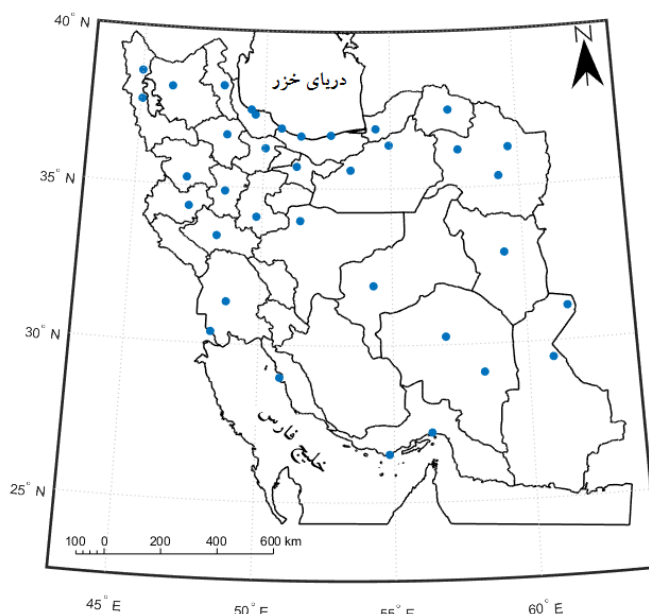
داده‌ها و روش‌شناسی

در این نوشتار از سه پایگاه داده استفاده شد. پایگاه نخست داده‌های دمای ۳۶ ایستگاه هواشناسی ایران است. معیار انتخاب این ایستگاه‌ها بازه زمانی طولانی مدت و داده‌های همگن نسبت به سایر ایستگاه‌ها بوده است. داده‌های روزانه دمای بیشینه و کمینه این ایستگاه‌ها در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ به مدت ۱۳۵۱۴ روز از سازمان هواشناسی ایران دریافت شد. پایگاه دوم شامل داده‌های نمایه نوسان شمالگان است که از پایگاه جوی مرکز پیش‌بینی اقلیمی نوا به صورت روزانه در همین بازه زمانی تهیه شد. پایگاه دیگر شامل داده‌های جوی‌ای است که از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال پایگاه داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی وزارت انرژی (NCEP/DOE^۱)، وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا، به صورت روزانه و در تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی در محدوده نیم‌کره شمالی (۰ تا ۹۰ درجه شمالی و ۰ تا ۳۶۰ درجه) و در بازه زمانی ۲۹ اسفند ۱۳۹۴ تا ۱ فروردین ۱۳۵۸ برداشت شد.

داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل آرایه‌ای با ابعاد 13541×5328 تشکیل داده که سطرها نماینده روزها و ستون‌ها نماینده تعداد یاخته‌هایی است که در محدوده نیم‌کره شمالی قرار دارند. در چندین بررسی هم‌دید و دینامیک نشان داده شده که تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، نزدیک به تراز راهبر است (Alpert et al, 1990:69).

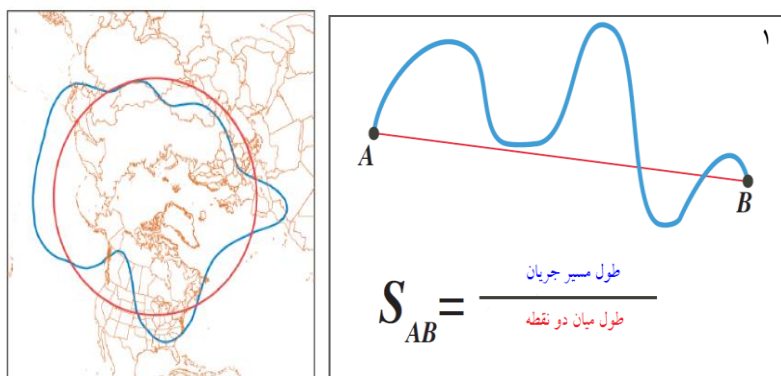
تراز راهبر تراز است که سرعت جریان پایه در آن پیوند مستقیمی با سرعت جابه‌جایی اغتشاش‌های جوی دارد (واژه‌نامه انجمن هواشناسی آمریکا)؛ از این رو این تراز می‌تواند نقش مهمی در تعیین مسیر اغتشاش‌های جوی داشته باشد.

در این نوشتار برای پی‌بردن به اثرات گرمایش شتاب‌ناک شمالگان و تغییر گردش‌های جوی بر روی وردایی دمایی در ایران، از روش «تموج^۲» برای اندازه‌گیری حرکت موجی جریان‌های وردسپهر میانی استفاده شد. تموج تحت عنوان نسبت طول منحنی یکی از هم‌ارتفاع‌های تراز میانی جو به محیط عرض جغرافیایی معادل آن تعریف می‌شود. این روش به روش پرکاربرد تموج در ژئومورفولوژی شباهت دارد؛ به طوری که طول هم‌ارتفاع با طول مسیر جریان یک رودخانه پریچ‌وخم و طول عرض جغرافیایی معادل با طول کوتاه‌ترین فاصله میان همان نقطه واقع بر مسیر جریان رودخانه شباهت دارد (Cattiaux et al, 2016:6).



شکل ۱: نقشهٔ پراکنش مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

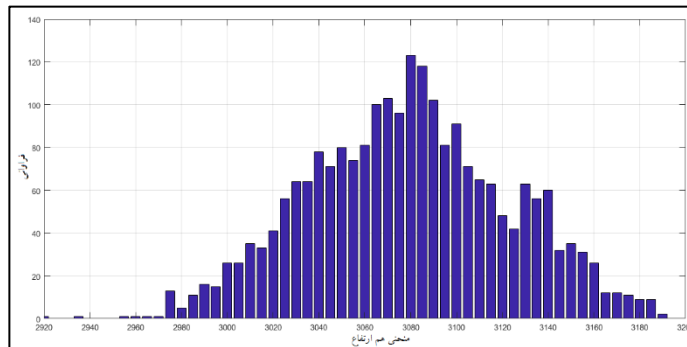


شکل ۲: مفهوم تموج: ۱- تموج نسبت طول خط آبی به طول خط قرمز است، ۲- خط آبی منحنی هم‌ارتفاع است و مساحتی که این خط دربر گرفته است، برابر با مساحت دایرهٔ قرمز است. مأخذ: *Martin et al, 2016*

الگوهای گردشی بزرگ‌مقیاس جوی مرتبط بوده و ناشی از پدیده‌های محلی نبوده‌است. با استفاده از این داده‌ها نخست روزهایی که شرط $(NTD < -2)$ را تأمین می‌کرد، به‌عنوان روزهای نمونه انتخاب شدند و سپس فراوانی هم‌ارتفاع‌ها در محدودهٔ مرزهای ایران در این روزها بررسی شد (شکل ۳). با در نظر گرفتن محدوده و گسترهٔ ایران، ۴ منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۸۵-۳۰۸۰-۳۰۷۵-۳۰۷۰ که فراوانی بیش‌تری داشتند، انتخاب شدند.

برای محاسبهٔ «تموج تجمیعی»^۱ (*Martin et al, 2016*)، نخست منحنی‌های هم‌ارتفاع انتخاب شد.

برای انتخاب منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، از میانگین نمایهٔ انحراف بهنجار شدهٔ دمای ایران (NTD) (مسعودیان و دارند، ۱۳۸۹: ۴۶) بهره بردیم. مزیت استفاده از این روش، شناسایی روزهای است که بخش بزرگی از ایران را سرما فراگرفته است تا این اطمینان حاصل شود که سرما با



شکل ۳: فراوانی منحنی‌های هم‌ارتفاع درون مرزهای ایران در روزهای با ناهنجاری دمایی کم‌تر از ۲-

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

مداری است. طول منحنی‌های هم‌ارتفاع مشخص با جمع نقاط گره‌گاهی در هر شبکه مختصاتی $2/5 \times 2/5$ درجه با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$L = \text{acos} [\sin \phi_1 \sin \phi_2 + \cos \phi_1 \cos \phi_2 \cos (\lambda_2 - \lambda_1)] R_e$$

در این رابطه « ϕ_1 و λ_1 » و « ϕ_2 و λ_2 » مختصات طول و عرض‌هایی هستند که منحنی هم‌ارتفاع مشخص، مرز شبکه طول و عرض جغرافیایی را قطع کرده‌است و R_e شعاع کره زمین است. طبق این تعاریف، کمینه مقدار تموج ۱ است که نشان‌دهنده یک جریان کاملاً مداری است و هرچه این مقدار افزایش یابد، افزایش مقدار تموج یک جریان را نشان می‌دهد. علاوه بر این، در این روش می‌توان قسمت‌های بریده (کم‌فشارها و پرفشارهای بریده) هر منحنی هم‌ارتفاع را در مقدار تموج محاسبه کرد. این قسمت‌ها هریک دارای طول و مساحت مشخصی هستند که به‌آسانی قابل محاسبه است.

یافته‌های پژوهش

تموج تجمیعی روزانه

تموج تجمیعی روزانه با استفاده از ۴ منحنی هم‌ارتفاع ۳۰۸۵، ۳۰۸۰، ۳۰۷۵ و ۳۰۷۰ متر از ۷۰۰ هکتوپاسکال برای هر دو قطاع محاسبه شد. شکل ۳ تموج تجمیعی قطاع بزرگ‌تر (شکل ۴-۱) و قطاع

هدف از این نوشتار بررسی اثر تموج جریان‌های جوی بر آب‌وهوای ایران است؛ از این رو به‌جای محاسبه تموج برای کل نیم‌کره، تنها قطاعی از نیم‌کره در محاسبه تموج به‌کار گرفته شد. قطاع کوچک‌تر بین ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی و قطاع بزرگ‌تر بین ۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۰ تا ۹۰ درجه شمالی محصور است.

پس از انتخاب منحنی‌ها و محدوده موردنظر، برای هرکدام از آن‌ها، عرض جغرافیایی معادل آن محاسبه شد. عرض جغرافیایی معادل عرضی است که مساحت عرقچین آن برابر با مساحت محصور در شمال منحنی هم‌ارتفاع موردنظر باشد و از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\phi_E = \arcsin \left[1 - \frac{A}{2\pi R_e^2} \right]$$

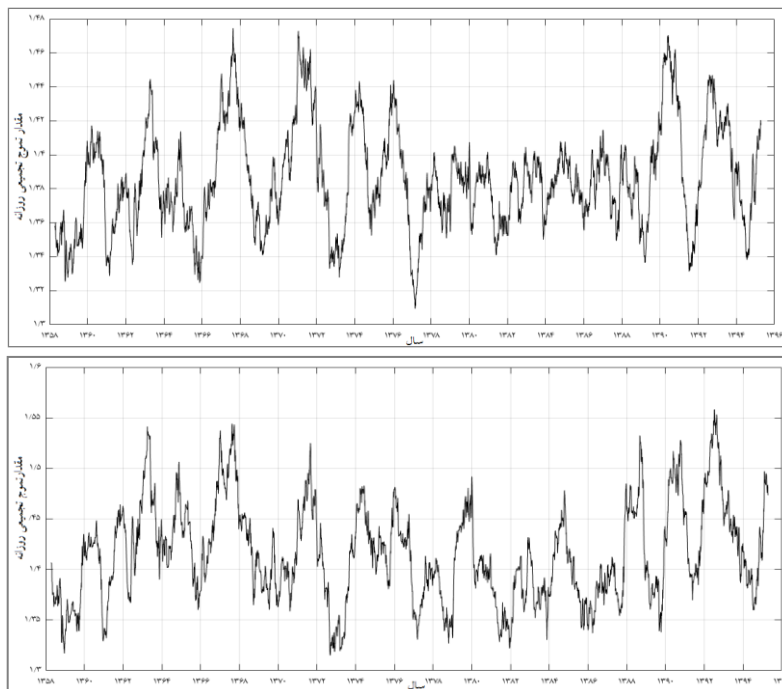
در این رابطه A مساحتی است که منحنی هم‌ارتفاع موردنظر دربرگرفته و R_e شعاع کره زمین است. سپس از رابطه زیر برای محاسبه تموج تجمیعی استفاده شد.

$$A \sin = \frac{L_{iso1} + L_{iso2} + L_{iso3} + L_{iso4}}{EL_{\phi_{E1}} + EL_{\phi_{E2}} + EL_{\phi_{E3}} + EL_{\phi_{E4}}}$$

در این رابطه L طول منحنی هم‌ارتفاع موردنظر و EL طول عرض جغرافیایی معادل آن است. طول، کوتاه‌ترین فاصله ممکن میان نقطه آغاز و پایان حلقه

تموج را مشاهده می‌کنیم. افزایش مقدار تموج نشان می‌دهد که دامنه موج افزایش پیدا کرده و حرکت موج کندتر شده که این می‌تواند احتمال پدیده بندالی را افزایش دهد. در چنین صورتی با توجه به چگونگی قرارگیری موج، فرین‌های آب‌وهوایی چه به صورت امواج گرمایی و خشکسالی و چه سرما و یخبندان، می‌توانند افزایش یابند.

کوچک‌تر (شکل ۲-۴) را نشان می‌دهد. شکل ۴-۱ نشان می‌دهد که مقدار تموج تجمیعی از سال ۱۳۷۷ تا سال ۱۳۹۰ کاهش محسوس و یکنواختی در محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی داشته و بعد از سال ۱۳۹۰ دوباره افزایش نشان می‌دهد. این مقدار در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شرقی از سال ۱۳۷۴ کاسته و یکنواخت شده‌است، اما از سال ۱۳۸۸ افزایش مقدار



شکل ۴: تموج تجمیعی روزانه هموارشده با پنجره ۳۶۵ روز در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴

۱- محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی، ۲- محدوده ۳۰-۶۰ درجه شرقی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

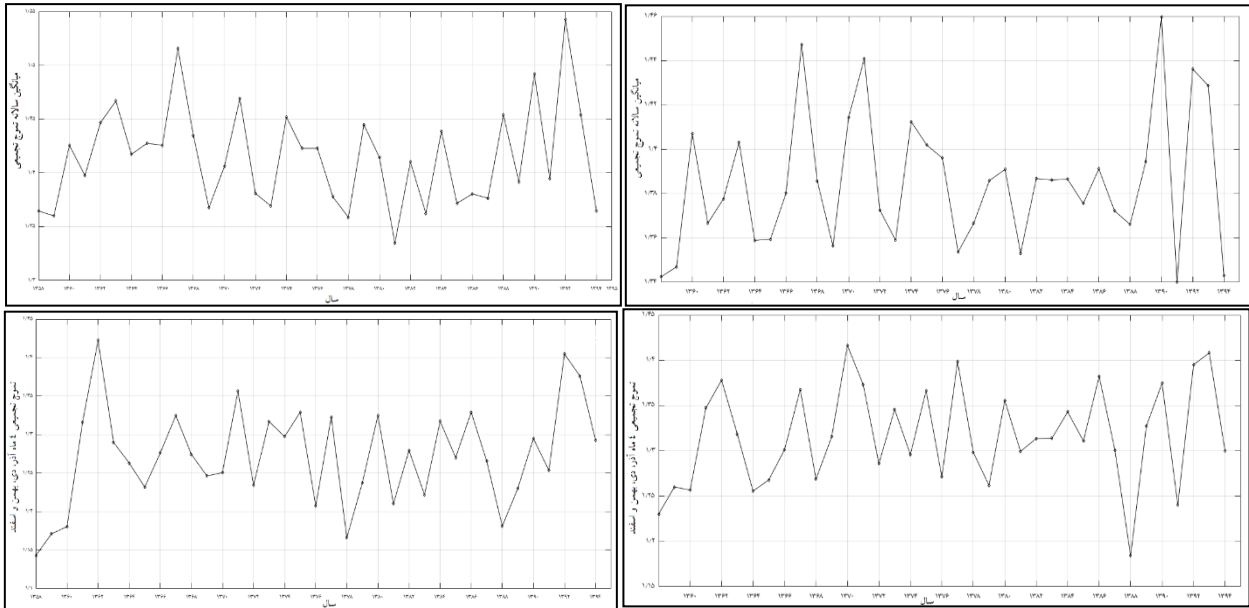
نمودارهای میانگین سالانه از سال ۱۳۸۷ و در نمودارهای میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند از سال ۱۳۸۹ مشخص است. آنچه که در این نمودارها می‌توان یافت، بیشینه مقدار تموج تجمیعی در سال ۱۳۹۲ و کمینه این مقدار در سال ۱۳۸۸ است که در محدوده ۰-۷۰ درجه شرقی رکورددار پایین‌ترین مقدار تموج در فصل سرد در ۳۷ سال اخیر است. در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شرقی کم‌ترین مقدار در سال‌های ۱۳۵۸ تا ۱۳۶۰ و ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ دیده می‌شود. شکل ۶ میانگین فصلی تموج تجمیعی را در

تموج تجمیعی فصلی و سالانه

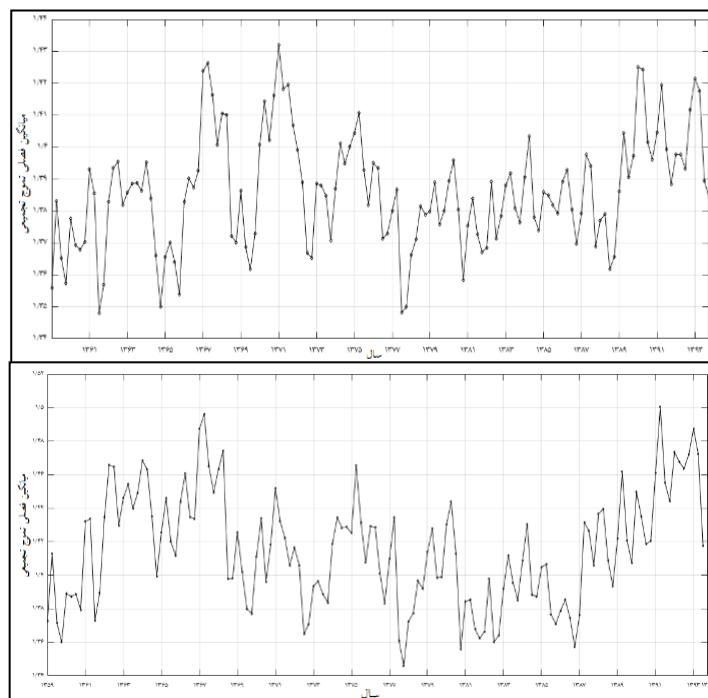
میانگین سالانه تموج تجمیعی (شکل ۵-۱ و ۵-۲) و میانگین تموج در ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در هر سال (شکل ۵-۳ و ۵-۴) برای هر دو قطاع محاسبه شد. دلیل انتخاب ماه‌های سرد سال این است که بادهای غربی در این ماه‌ها در اوج فعالیت خود هستند و می‌توانند آب‌وهوای ایران را تحت تأثیر قرار دهند. شکل ۵ نشان می‌دهد که نمودارهای هر دو قطاع، کم و بیش مشابه هم هستند و مقدار تموج در چند سال اخیر افزایش یافته‌است. این افزایش در

تموج در این بازه زمانی بهتر دیده شود. این نمودار نیز به خوبی روند افزایشی مقدار تموج فصلی هر دو قطاع را از سال ۱۳۸۷ نشان می‌دهد.

بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ نشان می‌دهد. برای ترسیم این نمودار میانگین تموج تجمیعی چهار فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان را در ۳۷ سال مورد مطالعه قرار داده و سپس از میانگین شناور ۴ استفاده شد تا



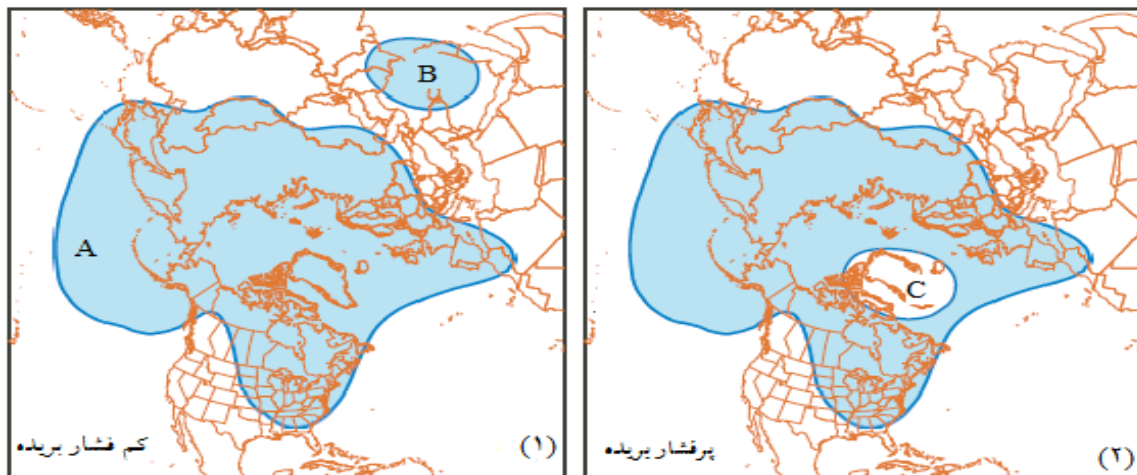
شکل ۵: میانگین سالانه تموج تجمیعی و میانگین تموج تجمیعی ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در بازه زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ یک و سه محدوده ۷۰-۰ درجه شرقی. دو و چهار محدوده ۶۰-۳۰ درجه شرقی. (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)



شکل ۶: میانگین فصلی تموج تجمیعی (۱۳۵۸-۱۳۹۴). ۱) محدوده ۷۰-۰ درجه شرقی (۲) محدوده ۶۰-۳۰ درجه شرقی (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

بندالی منجر می‌شوند (Martin et al, 2016:16). چون کم‌فشار بریده بیرون از عرقچین قرار می‌گیرد (شکل ۷-۱) در محاسبه عرض جغرافیایی معادل، مساحت کم‌فشار از مساحت منحنی هم‌ارتفاع کسر شده و در محاسبهٔ موج نیز طول کم‌فشار بریده از طول منحنی اصلی کم می‌شود، اما دربارهٔ سامانه‌های پرفشار بریده، چون سامانه درون عرقچین قرار می‌گیرد (شکل ۷-۲)، تنها در محاسبهٔ موج، طول پرفشار بریده از طول منحنی اصلی کسر می‌شود.

کم‌فشارها و پرفشارهای بریده‌شده و موج تجمیعی کم‌فشارهای بریده، کم‌ارتفاع‌های بسته‌ای در وردسپهر بالایی هستند که اغلب از جریان بادهای غربی جدا می‌شوند و در سمت استواسوی جریان اصلی قرار می‌گیرند. این سامانه‌ها به آرامی حرکت می‌کنند و اغلب چند روز بر روی یک مکان می‌مانند (جمینو و همکاران، ۲۰۰۷: ۱). پرفشارهای بریده، سامانه‌هایی واچرخندی هستند که اغلب با گسترش امواج به سمت عرض‌های بالاتر ایجاد می‌شوند. این سامانه‌ها نتیجهٔ شکستگی موج و جابه‌جایی قطب‌سوی سامانه هستند که اغلب به

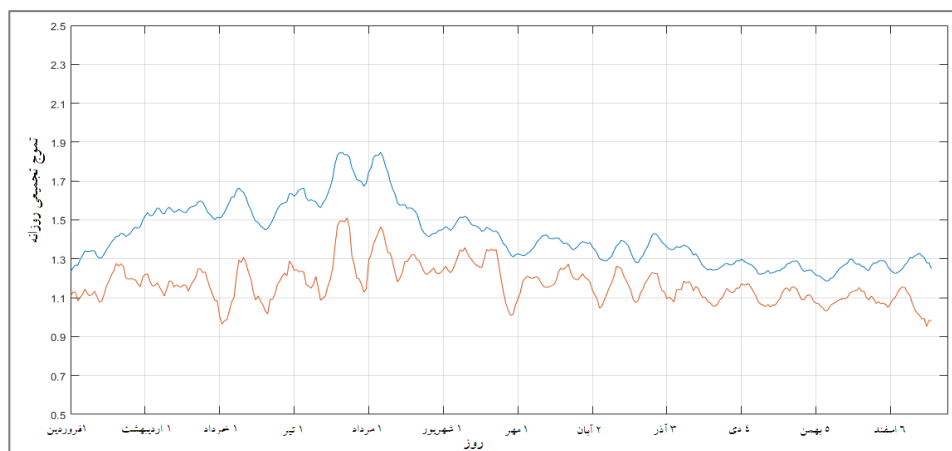


شکل ۷: هم‌ارتفاع مشخص با یک کم‌فشار بریده (۱) و پرفشار بریده (۲)

مأخذ: Martin et al, 2016

اردیبهشت تا مرداد (شکل ۸) نتیجهٔ افزایش سامانه‌های فشار بریده در عرض‌های جغرافیایی بالا است (مارتین و همکاران، ۲۰۱۶)؛ به‌همین دلیل بیشینهٔ اختلاف خط قرمز و آبی نیز در فصل گرم دیده می‌شود. فاصلهٔ میان این دو خط که تا حدودی از مهر تا فروردین ثابت است، به‌دلیل وجود پرفشار قوی در شمال شرق ایران در محدودهٔ سیبری در دورهٔ سرد سال است.

شکل ۸ میانگین روزانهٔ موج تجمیعی را در بازهٔ زمانی ۱۳۵۸-۱۳۹۴ نشان می‌دهد. خط آبی میانگین روزانهٔ موج تجمیعی بدون در نظر گرفتن سامانه‌های فشار بریده و خط قرمز با احتساب کم‌فشارها و پرفشارهای بریده است. مقدار موج این سامانه‌ها با توجه به مساحت و عرض جغرافیایی، افزایش خواهد داشت. افزایش مقدار موج در فصل‌های گرم سال از



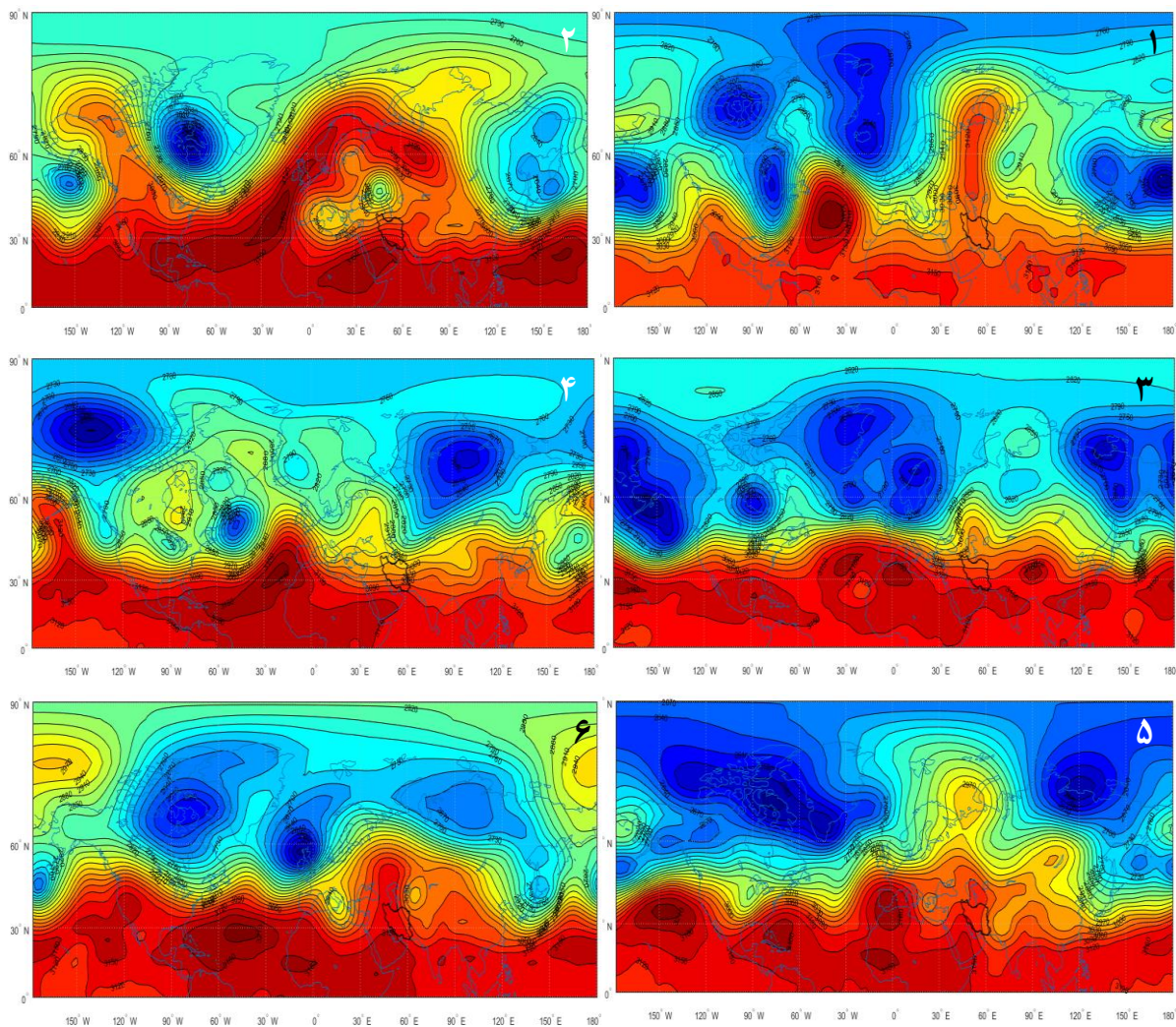
شکل ۸: خط آبی میانگین روزانهٔ موج تجمیعی (۱۳۵۸-۱۳۹۴). خط قرمز میانگین روزانهٔ موج تجمیعی با کسر مقادیر کم فشارها و پرفشارهای بریده (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

بررسی نمونه‌ها

شکل ۹ نقشه‌های میانگین روزانهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. برای ترسیم نقشه‌های ردیف اول و دوم، نخست داده‌های موج تجمیعی ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند در محدودهٔ ۳۰ تا ۶۰ درجهٔ شرقی انتخاب شده و سپس مقادیر کمینه و بیشینهٔ موج تجمیعی تعیین و نقشه‌های همان روز ترسیم شده‌است. نقشه‌های ردیف اول بیشینهٔ مقدار موج را در بازهٔ زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ در محدودهٔ ۳۰ تا ۶۰ درجهٔ شرقی نشان می‌دهند. بیشینهٔ مقدار موج در ۸ بهمن ۱۳۶۴ با $4/18$ و ۱۹ بهمن ۱۳۹۰ با $3/62$ نمونه‌ای دیگر از بیشینهٔ مقدار موج تجمیعی در ۳۷ سال اخیر است. آنچه در این دو نقشه مشاهده می‌شود، گسترش شمال‌سوی یک پشته بر روی منطقهٔ مورد مطالعه است که کشیدگی شمال‌سوی این پشته حرکت امواج را کندتر و احتمال پدیدهٔ بندالی و حتی ریزش هوای سرد بر روی منطقه را افزایش می‌دهد.

ردیف دوم دو نمونه از کمینهٔ مقدار موج در ۱۸ آذر ۱۳۷۲ با $1/0.3$ و ۷ اسفند ۱۳۸۵ با $1/0.2$ در بازهٔ زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ است. در این دو نقشه، جریان کاملاً مداری بر روی عرض‌های جغرافیایی میانه و منطقهٔ مورد مطالعه دیده می‌شود.

برای ترسیم نقشه‌های ردیف سوم از داده‌های نمایهٔ انحراف بهنجار شدهٔ دمای کمینهٔ ۳۶ ایستگاه هواشناسی که آمار بلندمدت و داده‌های همگنی داشتند، استفاده شد. نخست روزهایی که دمای هر ایستگاه پایین‌تر از ۲- انحراف معیار بود را انتخاب کرده و سپس برای هر کدام از این تاریخ‌ها موج تجمیعی محاسبه شد. سپس روزهای که دماهای پایین‌تر از ۲- انحراف معیار و موج تجمیعی بالاتر از ۲ بود، به‌عنوان نمونه انتخاب شد. آن‌گاه تاریخ‌های مشترک هر ۳۶ ایستگاه که نشان‌دهندهٔ سرماهای فراگیر ناشی از تراز میانی جو بوده، شناسایی شد. این تاریخ‌ها شامل ۶ تا ۱۰ دی ۱۳۹۲؛ ۷، ۲۷ و ۲۸ دی و ۱۶ و ۱۷ بهمن ۱۳۸۶؛ ۱۱ تا ۱۴ دی ۱۳۸۴؛ ۷ و ۸ دی ۱۳۶۹ و ۱۷ تا ۱۹ اسفند ۱۳۶۳ است. نقشهٔ ردیف سوم دو نمونه از آرایش فضایی منحنی‌های هم‌ارتفاع تراز میانی جو در ۶ دی ۱۳۹۲ و ۱۷ بهمن ۱۳۸۶ را نشان می‌دهد. هر دو نقشه پشته‌ای را بر روی نیمهٔ غربی ایران و سامانهٔ کم‌ارتفاعی را در شرق ایران نشان می‌دهند. سامانهٔ کم‌ارتفاع شرق ایران نشانهٔ تقویت زبانهٔ پرفشار سیبری در این منطقه است. هرچه قلّهٔ پشتهٔ غرب ایران به طرف شمال گسترش یابد، هوای سردتری بر روی ایران سرازیر می‌شود.

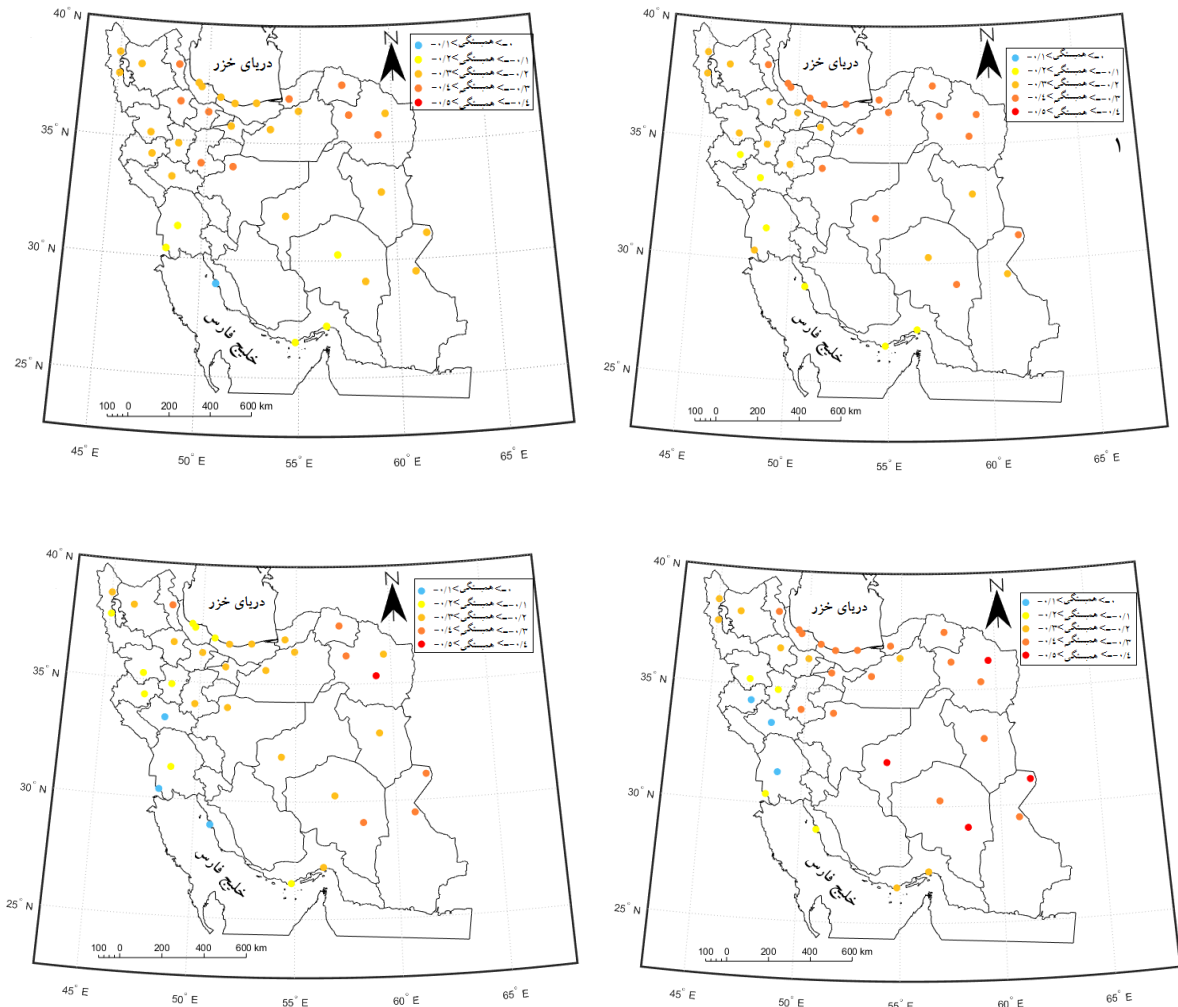


شکل ۹: آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال: ۱- ۸-۱۰ بهمن: ۱۳۸۵؛ ۲- ۱۹-۲۰ بهمن: ۱۳۹۰؛ ۳- ۱۸-۱۸ آذر ۱۳۷۲؛ ۴- ۷-۷ اسفند ۱۳۸۵؛ ۵- ۱۷-۱۷ بهمن ۱۳۸۶؛ ۶- ۶-۶ دی ۱۳۹۲ (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

بررسی پیوند میان موج و دما در ایران

همبستگی میان دمای بیشینه و دمای کمینه بهنجارشده، با نمایهٔ موج بررسی شد. در محدودهٔ ۷۰-۰ (شکل ۱۰-۱ و ۱۰-۲) بیشینهٔ همبستگی میان دمای بیشینه و موج تجمیعی در ایستگاه‌های شمالی و

شرقی و تا حدی مرکز کشور، شامل: بابلسر، رشت، مشهد، زابل و یزد و کمینهٔ همبستگی در ایستگاه‌های غربی و جنوبی کشور شامل کرمانشاه، خرم‌آباد، اهواز و بوشهر دیده می‌شود. در دماهای کمینه، مقادیر همبستگی کم‌تری نسبت به دمای بیشینه دیده می‌شود.

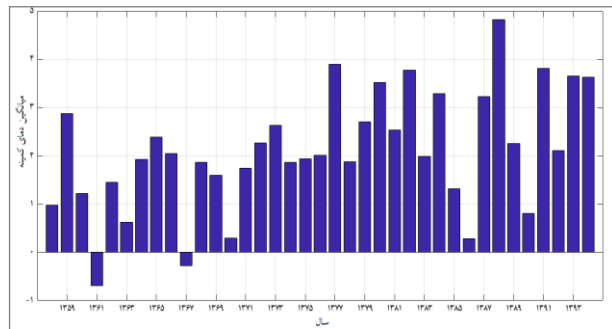
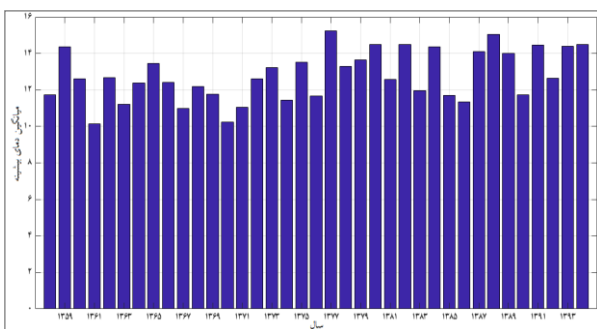


شکل ۱۰: مقادیر همبستگی؛ (۱) میان دمای بیشینه و موج تجمیعی قطاع ۷۰-، (۲) میان دمای کمینه و موج تجمیعی قطاع ۷۰-، (۳) میان دمای بیشینه و موج تجمیعی محدود ۶۰-۳۰، (۴) میان دمای کمینه و موج تجمیعی محدود ۶۰-۳۰
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

هرچقدر موج بیشتر شود، دماهای ایستگاه‌های منتخب کاهش می‌یابد. در قطاع ۰-۷۰ درجه شرقی به دلیل اینکه موج بزرگ‌تری را دربرمی‌گیرد، بیشینه همبستگی میان دما و موج تجمیعی علاوه بر ایستگاه‌های شرقی، ایستگاه‌های شمالی و شمال‌غربی را نیز دربرمی‌گیرد؛ این درحالی است که بیشینه همبستگی‌ها در قطاع کوچک‌تر ۳۰-۶۰ نیمه شرقی کشور را پوشش می‌دهد. این امر نشان می‌دهد که گردش‌های جوّی و ردسپهر میانی، بر روی دمای

در محدوده ۳۰-۶۰ درجه شرقی بیشینه مقادیر همبستگی میان دمای بیشینه و موج تجمیعی در ایستگاه‌های شرقی شامل: بم، زابل، مشهد، یزد و کمینه در ایستگاه‌های غربی شامل: سنندج، کرمانشاه، خرم‌آباد و اهواز مشاهده می‌شود. بیشینه مقادیر همبستگی میان دمای کمینه و موج تجمیعی، به‌همین ترتیب در ایستگاه‌های نیمه‌شرقی کشور مشاهده می‌شود. در نتیجه این‌گونه می‌توان تحلیل کرد که در فصل سرد سال (آذر، دی، بهمن و اسفند)

بهمن و اسفند را نشان می‌دهد. هر دوی این نمودارها افزایش دما از سال ۱۳۷۷ بر روی کل کشور نشان می‌دهد. این افزایش دما در دماهای کمینه قابل توجه است؛ علاوه بر این پرش زیاد میانگین داده‌های دمای کمینه، افزایش ناهنجاری‌ها دمایی را در کشور در چند سال اخیر نشان می‌دهد. کاهش میانگین دمای فصل سرد در سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲ به خوبی با سال‌های با بیشینه میانگین موج تجمیعی و از سوی دیگر افزایش میانگین دمای فصل سرد در سال‌های ۱۳۷۷، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۱ نیز با کاهش مقدار موج تجمیعی منطبق است.



شکل ۱۱: میانگین دمای کمینه (۱) و بیشینه (۲) در طول فصل سرد ۳۶ ایستگاه هواشناسی منتخب در بازه زمانی ۱۳۹۴-۱۳۵۸ (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷).

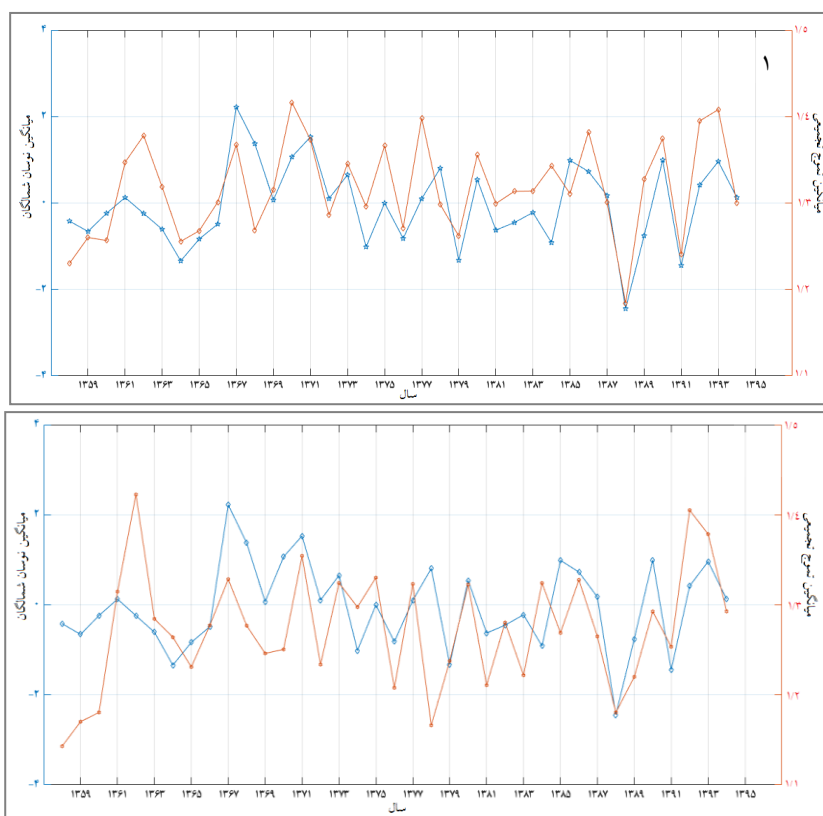
تموج نیز باید قادر باشد از این رفتار پیروی کند (Martin et al, 2016:11)؛ از این رو در این نوشتار برای بررسی پیوند میان این دو، همبستگی میان میانگین ۴ ماهه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان شمالگان و تموج تجمیعی محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که همبستگی میان نوسان شمالگان و تموج تجمیعی در قطاع ۰ تا ۷۰ درجه شرقی ۰/۶۶ و در قطاع ۳۰ تا ۶۰ درجه شرقی ۰/۴۱ است. همبستگی مثبت میان نوسان شمالگان و تموج تجمیعی نشان می‌دهد که هنگام برقراری نمایه مثبت، شمالگان تموج در منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد. شکل ۱۲ میانگین ۴ ماهه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان

کمینه و بیشینه ایستگاه‌های شرقی و شمالی تأثیرگذارتر است. موج‌های عمیق تراز میانی جو، چه به صورت مستقیم و چه از طریق تأثیر بر روی سامانه سرد سیبری، یکی از مهم‌ترین سامانه‌های تأثیرگذار بر روی دمای ایران در فصل سرد سال (مسعودیان و دارند ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲) (محمودی و همکاران، ۱۳۹۴) و تقویت و گسترش زبانه‌های غربی آن بر روی دماهای ایران در طول دوره سرد اثرگذار باشد. علاوه بر این عرض جغرافیایی بالای ایستگاه‌های شمالی و موقعیت سطحی و ناهمواری ایستگاه‌های شرقی می‌تواند بر روی همبستگی‌ها اثرگذار باشد. شکل ۱۱ میانگین دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه در ۴ ماه آذر، دی،

بررسی پیوند میان تموج تجمیعی و نوسان شمالگان نوسان شمالگان مؤلفه اصلی پیشرو میدان ناهنجاری‌های ماهانه فشار تراز دریا از مدار ۲۰ درجه شمالی به سمت قطب تعریف شده است (Thompson & Wallace, 1998:1297). هنگام برقراری نمایه مثبت (منفی) نوسان شمالگان در فصل زمستان، فشار تراز دریا در عرض‌های بالا و کل منطقه شمالگان کاهش می‌یابد (افزایش می‌یابد) و همزمان ناهنجاری مثبت (منفی) فشار تراز دریا در عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی دیده می‌شود (Wu and Wang, 2002:317). به دلیل اینکه گردش‌های جوی هنگام برقراری نمایه مثبت (منفی) شمالگان، مداری (موجی) می‌شوند،

نمونه، نوسان شمالگان و موج تجمیعی در فصل سرد سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۹۱ به کم‌ترین مقدار خود در ۳۷ سال اخیر رسیده‌است. پس نمایه منفی نوسان شمالگان موجب کاهش موج تجمیعی در فصل سرد می‌شود.

شمالگان و موج تجمیعی در قطاع ۷۰-۰ درجه شرقی و قطاع ۶۰-۳۰ درجه شرقی را نشان می‌دهد. همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، مقادیر کمینه و بیشینه این نمودارها تا حدی منطبق بوده و در ۱۰ سال اخیر هماهنگی خوبی را با هم نشان داده‌اند؛ برای



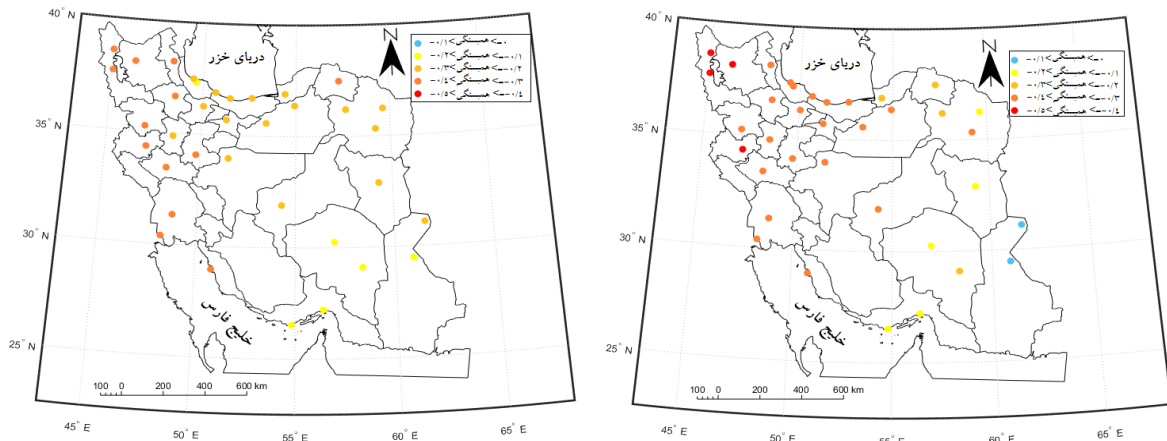
شکل ۱۲: سری زمانی میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند نوسان شمالگان (خط آبی) در مقایسه با میانگین ۴ ماه آذر، دی، بهمن و اسفند موج تجمیعی (خط قرمز): ۱- قطاع ۷۰-۰ درجه شرقی، ۲- قطاع ۶۰-۳۰ درجه شرقی (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷)

دمای بیشینه بهنجار شده در ایستگاه‌های غربی و تا حدی جنوبی، شامل: آبادان، اردبیل، بوشهر، تبریز، سنج و زنجان، مقادیر بالایی را نشان می‌دهد؛ بنابراین این‌گونه می‌توان نتیجه گرفت که مقادیر مثبت نوسان شمالگان موجب افزایش مقدار موج در منطقه مورد مطالعه شده‌است که افزایش مقدار موج کاهش دمای کمینه و بیشینه را در کشور به همراه دارد. دلیل این امر را این‌گونه می‌توان تحلیل کرد که

شکل ۱۳ مقادیر همبستگی میان دمای کمینه و بیشینه بهنجار شده ۳۶ ایستگاه منتخب و نمایه نوسان شمالگان را نشان می‌دهد. در تمامی ایستگاه‌ها، همبستگی میان نوسان شمالگان و دمای کمینه و بیشینه منفی است. همبستگی میان نوسان شمالگان و دمای کمینه بهنجار شده در ایستگاه‌های شمال غرب و غرب، شامل: تبریز، خوی، کرمانشاه و ارومیه، به بالای ۰/۴ می‌رسد و همبستگی میان نوسان شمالگان و

تأثیر بر روی دمای هوای منطقه می‌شود. مقادیر بالای همبستگی میان نوسان شمالگان و ایستگاه‌های نیمه غربی، مؤید این مطلب است.

هنگام برقراری نمایه مثبت، شمالگان علاوه بر تقویت پرفشار سبیری و گسترش زبانه‌های غربی آن بر روی ایران، تقویت کم‌فشار جنب قطبی نیز موجب افزایش ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی ایران و



شکل ۱۳: مقادیر همبستگی میان نوسان شمالگان: ۱- دمای کمینه ایستگاه‌ها، ۲- دمای بیشینه ایستگاه.

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۷

و پشته‌ها آرام‌تر شود. همسایگی با این الگوها، شرایط جوی فرین و ماندگارتر را افزایش می‌دهد. در این پژوهش کوشش شده‌است تا تغییرات گردش‌های جوی بزرگ‌مقیاس تحت این فرضیه در منطقه خاورمیانه و اثرات آن بر روی تغییرات دمایی ایران با استفاده از روش موج تجمیعی شناسایی شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که مقدار موج در چند سال اخیر، هم در مقیاس سالانه و هم در مقیاس فصلی افزایش داشته‌است. این افزایش نشان‌دهنده افزایش فراوانی شرایط جوی فرین و ماندگارتر در ایران و در نتیجه افزایش فرین‌های دمایی است. نتایج همبستگی میان دمای کمینه و بیشینه ۳۶ ایستگاه همدید و موج

نتیجه

از اوایل دهه ۱۹۹۰، شمالگان تقریباً دو برابر میانگین آهنگ جهانی گرم شده‌است. این رویداد به دلیل بازخورد مثبت این ناحیه به افزایش گازهای گلخانه‌ای بوده‌است. انتظار می‌رود که این افزایش نامتناسب دما بر روی گردش‌های جوی بزرگ‌مقیاس اثر بگذارد. شیو شمال به جنوب دما یکی از مهم‌ترین عوامل محرک رودباد قطبی است که اگر گرمایش شمالگان ادامه یابد، یکی از اثرات قابل‌پیش‌بینی آن، کاهش سرعت بادهای مداری تراز بالایی جو خواهد بود. این‌گونه تصور می‌شود که کاهش سرعت این بادهای موجب می‌شود که مسیر رودبادها پیچان‌تر و در نتیجه گسترش شرق‌سوی ناوه‌ها

منابع

- اعتمادیان، الهه؛ رضا دوستان (۱۳۹۶). تحلیل فضایی امواج گرمایی ایران. نشریه مخاطرات محیطی. سال چهارم. شماره ۳۲. ۱۷-۱.

<https://iranjournals.nlai.ir/handle/123456789/540207>

- اسمعیل نژاد، مرتضی؛ محمود خسروی؛ بهلول علیجانی؛ سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۹۲). شناسایی امواج گرمایی در ایران. جغرافیا و توسعه. شماره ۳۳. ۵۴-۳۹.

https://gdij.usb.ac.ir/article_1321_00.html

- دارند، محمد (۱۳۹۳). شناسایی و تحلیل زمانی و مکانی امواج گرمایی ایران زمین، جغرافیا و توسعه. شماره ۳۵. ۱۸۰-۱۶۷.

https://gdij.usb.ac.ir/article_1561_248.html

- شیرغلامی، هادی؛ بیژن قهرمان (۱۳۸۴). بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. سال نهم. شماره ۱. ۲۳-۹.

<https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-201924.html>

- عزیزی، قاسم؛ مائده خلیلی (۱۳۹۰). نقش بالکینگ در رخداد سرماهای فرین در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۵۵. ۷۷-۳۹.

https://jphgr.ut.ac.ir/mobile/article_23628.html?lang=fa

- علیجانی، بهلول؛ پیمان محمودی؛ محمد سلیقه؛ اله‌بخش ریگی‌چاهی (۱۳۹۰). بررسی تغییرات کمینه‌ها و بیشینه‌های سالانه دما در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال بیست‌وششم. شماره ۳. ۱۲۲-۱۰۱.

<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=182569>

تجمیعی، همبستگی منفی را در همه ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که این امر نشان‌دهنده این است که با افزایش مقدار موج از مقدار دما کاسته می‌شود و بالعکس. از سوی دیگر همبستگی مثبت میان نوسان شمالگان و مقدار موج تجمیعی نشان می‌دهد که مقادیر مثبت (منفی) نوسان شمالگان موجب افزایش (کاهش) موج و کاهش (افزایش) دمای کمینه و بیشینه در همه ایستگاه‌ها می‌شود.

از این یافته‌ها این‌گونه می‌توان نتیجه گرفت که پرفشار سبیری و کم‌فشار جنب قطبی که در هنگام برقراری نمایه مثبت شمالگان تقویت می‌شوند، دو سامانه اثرگذار بر روی دما در طول فصل سرد سال هستند؛ از این‌رو گرمایش شتابناک شمالگان و تضعیف کم‌فشار قطبی موجب موج و فاز منفی نوسان شمالگان شده که کاهش موج و افزایش دما را در منطقه به‌دنبال دارد؛ از این‌رو تحت فرضیه گرمایش شتابناک شمالگان، دمای کمینه و بیشینه ایستگاه‌ها و به‌خصوص دمای کمینه ایستگاه‌ها در طول فصل سرد افزایش می‌یابد؛ به‌طوری‌که این مورد را از سال ۱۳۷۷ در همه ایستگاه‌های هواشناسی مشاهده می‌کنیم.

اگرچه نمی‌توان با قاطعیت گرمایش شتابناک شمالگان را عامل همه ناهنجاری‌های آب‌وهوایی رخ داده در چند سال اخیر دانست، اما با اطمینان می‌توان گفت که انتظار می‌رود روند افزایش این‌گونه رخدادها با ادامه روند افزایش دمای کره زمین و روند کاهش یخ‌های قطبی همچنان ادامه داشته باشد.

- Di Capua, G., and D. Coumou (2016). Changes in meandering of the Northern Hemisphere circulation. *Env. Res. Lett.*, doi:10.1088/1748-9326/11/9/094028
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/11/9/094028/meta>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2012GL051000>
- Francis, J. and Skific, N (2015). Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 373(2045), P..20140170.
<https://royalsocietypublishing.org/doi/full/10.1098/rsta.2014.0170>
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environmental Research Letters*, 10(1), p.014005.
<https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/10/1/014005/meta>
- Gimeno, L., Trigo, R.M., Ribera, P. and Garcia, J.A (2007). Special issue on cut-off low systems (COL). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96(1), PP.1-2.
http://idlcc.fc.ul.pt/pdf/Editorial_cutoff_2007.pdf
- Holland, M.M. and Bitz, C.M (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21(3-4), PP.221-232.
<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00382-003-0332-6>
- Honda, M., Inoue, J. and Yamane, S (2009). Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophysical Research Letters*, 36(8) L08707.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008GL037079>
- فتاحی، ابراهیم؛ تهمینه صالحی پاک (۱۳۸۸). تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه در ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۱۳. ۱۳۶-۱۲۷.
https://gdij.usb.ac.ir/article_1232_0.html
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمد دارند (۱۳۹۰). تحلیل همدید سرمایه‌های فرین در ایران، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۲. ۱۸۵-۱۶۵.
<https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=128803>
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمد دارند (۱۳۹۲). تحلیل همدید یخبندان‌های فراگیر و بادوام در ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال بیست و چهارم. شماره ۲. ۱۴۰-۱۲۹.
https://gep.ui.ac.ir/article_18598.html
- Barnes, E. A (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophys.Res.Lett*,40,4728-4733.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50880>
- Barnes, E.A. and Screen, J.A., 2015. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it?. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(3), PP..277-286.
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.337>
- Bekryaev. R. V, I. V. Polyakov, V. A. Alexeev (2010). Role of Polar Amplification in Long Term Surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming; *J.Climate*23;3888-3906.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/23/14/2010jcli3297.1.xml>
- Cattiaux, J., Y. Peings, D. Saint-Martin, N. Trou-Kechout, and S. J. Vavrus (2016). Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8259–8268.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016GL070309>

- Peings, Y., J. Cattiaux, S. Vavrus, and G. Magnusdottir (2017). Late 21st century changes of the mid-latitude atmospheric circulation in the CESM Large Ensemble. *J. Climate*, in review.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/30/15/jcli-d-16-0340.1.xml>
- Screen, J.A. and Simmonds, I (2013). Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather. *Geophysical Research Letters*, 40(5), pp.959-964.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/grl.50174>
- Serreze, M. C, G. B. Roger (2011). Processes and Impacts of Arctic Amplification: A research synthesis; *Global and Planetary Change*. 77; 85–96 ; doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818111000397>
- Thompson, D. W., & Wallace, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, Vol. 25, No.9, PP.1297-1300.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/98GL00950>
- Wu, B., J. Wang (2002). Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian Winter Monsoon ; *Geophys. Res. Lett.* 29(19), 1897.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2002GL015373>
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A. and Cohen, J (2012). Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), P. 11595.
<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.3402/tellusa.v64i0.11595>
- Kay, J.E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J.M., Bates, S.C., Danabasoglu, G., Edwards, J. and Holland, M (2015). The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8), PP.1333-1349.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/96/8/bams-d-13-00255.1.xml>
- Martin, J. E., S. J. Vavrus, F. Wang, and J. A. Francis (2016). Sinuosity as a measure of middle tropospheric waviness. *J. Climate*, in review.
http://speedy.meteor.wisc.edu/SINUOSITY_Martin_etal_2015.pdfz
- Overland, J., Francis, J. A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S. J. and Vihma, T (2015). The melting Arctic & midlatitude weather patterns: Are they connected? *Journal of Climate*, 28(20), PP.7917-7932.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/28/20/jcli-d-14-00822.1.xml>