Kharazmi University

Spatial Analysis Environmental Hazards

Online ISSN: 2588-5146
Homepage: https://khu.ac.ir

The effect of subtropical high pressure on the position of Mediterranean cyclones and the occurrence of droughts and widespread wetness in Iran

Nabi Mirzaei [1]✉ | Bohloul Alijani [2] | Mohamad Darand [3]

1. Corresponding Author, Department of Meteorology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: std_nabi_mirzaei@khu.ac.ir
2. Department of Meteorology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: alijani@kh.ac.ir
3. Department of Meteorology, Faculty of Natural Resources, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran. E-mail: m.darand@uok.ac.ir

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received 11 November 2023
Accepted 07 December 2023
Published online 11 March 2025

Keywords:
Iran,
Rainfall,
Arabian Subtropical anticyclone,
Subtropical high pressure,
Mediterranean cyclones.

ABSTRACT

Objective: Subtropical high pressure (STHP) and Mediterranean cyclone are among the most important synoptic systems affecting Iran's climate.

Methods: In this study, the effect of the high altitude location of the sthp on the Mediterranean gyres during the droughts and wetness of Iran during 1979 to 2020 was analyzed. In this regard, two datasets were used. Station data were used to identify drought and wetness periods, and ECMWF-ERA5 grid data was used to identify the location of high pressure in the subtropical region..

Results: The results showed that STHP with 3 anticyclone cells (ridge) affects the position of atmospheric waves affecting Iran's rainfall. The STHP system, especially the Arabian Subtropical anticyclone (ASA) and North Africa, play a more important role in the location of the cyclone affecting Iran's rainfall, so that widespread droughts with the expansion of the ASA to the west and its integration with the African anticyclone, the lack of expansion of the Mediterranean trough to the sea Redness and reduction of Sudan low and Mediterranean integration systems occur. With the eastward movement of the ASA over the Arabian Sea and the northern Indian Ocean, the Mediterranean trough deepens and the amount of waves and consequently the rainfall of the country increases. Therefore, the eastward expansion of the Arabian Peninsula and the strengthening of the North African Ridge provide the conditions for the expansion of the Mediterranean Sea.

Conclusions: Whenever the ASA is located in its easternmost position on the Oman Sea and the Arabian Sea, it will lead to the advection of moisture for Iran through the access to the large areas of southern water and eventually rainfall. The main cause of the occurrence of drought and wetness in Iran is the spatial variations of atmospheric waves due to the spatial variations in the ASA.

Cite this article: Mirzaei, N., Alijani, B., & Darand, M. (2025). The effect of subtropical high pressure on the position of Mediterranean cyclones and the occurrence of droughts and widespread wetness in Iran. *Spatial Analysis Environmental Hazards*, 12 (3), 1-22. http//doi.org/10.66224/jsaeh.12.3.1

© The Author(s)
Publisher: Kharazmi University
DOI: http//doi.org/10.66224/jsaeh.12.3.1

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Droughts and wetness occur due to extreme precipitation anomalies and have a great impact on hydrology, agriculture, water resources and the Earth's ecosystem. Precipitation itself is influenced by large-scale atmospheric circulation such as low pressure, dynamic cyclones and the strengthening of the ascent factor. It is a suitable indicator for identifying drought and wet and related hazards such as floods, landslides, fires and lightning. In other words, precipitation changes in mid-latitudes region are influenced by synoptic patterns such as cyclones and anticyclones. These circulation patterns, with their semi-permanent dominance, affect the temporal and spatial distribution of precipitation. While these systems are constantly changing, they follow a series of processes and factors that have an independent and known existence. These atmospheric processes and patterns are what cause the diversity of the weather, and they must be identified and studied to understand the reality of the weather. In general, climatic conditions in the middle latitudes are highly variable due to the presence of subtropical high-pressure systems and westerly wind currents and their derivatives such as cyclones and migratory lows, so that spatial changes in atmospheric waves are the result of changes in subtropical and tropical pressure centers and the polar vortex. The subtropical high pressure of the Azores is the most prominent and permanent weather feature in the subtropical region of the Northern Hemisphere and Iran. The role of the subtropical high pressure in the stability of the atmosphere and the reduction of summer precipitation and the occurrence of drought is quite evident. However, the role of this system on the climate of the cold season of Iran and the occurrence of wet and dry periods has not been explained to a large extent. Although in recent years, researchers have introduced the subtropical circulation as an important component in the atmospheric circulation affecting the precipitation of Iran and Southwest Asia. However, the spatial changes of the Mediterranean cyclone as a dynamic factor affecting the precipitation in the cold season of Iran, simultaneously with the fluctuations of the Arabian subtropical high pressure, have remained largely unknown. Also, due to the link between the Mediterranean cyclone generation and the subtropical high pressure as the most important circulation factors affecting the climate of Iran, studying their spatial changes during wet and dry periods can provide a suitable approach, because the subtropical high pressure center has a greater impact than other atmospheric systems on the climate of Iran. In this regard, the present study attempts to take a step towards understanding the role of the subtropical high pressure on the occurrence of drought and wet periods in the country by synoptically analyzing the effect of the position of the subtropical high pressure on atmospheric waves affecting the precipitation of the country.

Methods

In order to investigate the effect of spatial-temporal changes and the role of subtropical high pressure on the occurrence of wetness and droughts over Iran, two datasets of data were used. The first data includes precipitation data from 350 synoptic and rain gauge stations. The second data includes grid data of zonal and meridional (U,V) wind patterns, geopotential height, and pressure from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF-ERA5) database with a spatial resolution of 0.25 × 0.25 degrees for the period 1979 to 2020.

In order to identify the subtropical high-altitude center, the maximum geopotential height for high- pressure cells greater than 584 decimeters (dm) was considered as the subtropical high-pressure center. Accordingly, the grids that were within the high-pressures representing the ridge and trough were identified. The 584 contour high-pressure at the level of 500 hPa was used to identify the northern limit of the high-pressures. In addition, the sinuosity index was

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

used to examine the changes in atmospheric waves during wet and dry periods. Finally, we performed synoptic analysis for dry and wet periods.

Results

The results of this study showed that the subtropical high-pressure ridges, especially the Arabian cyclone, with their spatial changes cause large changes in the intensity and location of westerly wind waves, especially Mediterranean cyclones. This cyclone, which is associated with large westerly wind waves, affects the southern spread of cyclones, wave development, and Mediterranean cyclones. The spatial changes of the Arabian subtropical high pressure over lower atmosphere affect the location and intensity of the cyclones in the eastern Mediterranean. If the aforementioned high perssure is located in its easternmost position, the ground for the expansion of the Mediterranean cyclone towards Iran increases. In this case, most regions of Iran experience abnormal precipitation. However, with the expansion of the Saudi high pressure northward, the conditions of atmospheric stability are strengthened by the retreat of the Mediterranean cyclones, which causes dryness over the country. Therefore, the main synoptic factor of the occurrence of wetness and droughts in Iran is the spatial changes of the subtropical high pressure and the high altitude of Saudi Arabia. Other synoptic factors are affected by the changes of the subtropical high pressure and play a secondary role.

Conclusion

According to the results obtained in this study, it can be concluded that the position of the subtropical high pressure has a greater impact on the Mediterranean cyclone generation and consequently the fluctuation of the country's precipitation, especially the changes in the precipitation of the western half of the country. The best position for Iran's precipitation events (wetness) is the eastward shift of the Arabian cyclone over the Arabian Sea and the northern Indian Ocean and the strengthening of the northward direction of the North African high perrssure towards higher latitudes. The most intense wetness and heavy rainfall also occur when the Arabian high pressure is at its easternmost and the moisture flux is from the moisture sources of the southern seas, including the Indian Ocean, the Arabian Sea, the Oman Sea, and the Persian Gulf. As the Arabian Ridge expands eastward, the North African Ridge also expands toward Europe, providing conditions for the transfer of currents from Europe to the Mediterranean, intensifying the gradient and strengthening the Mediterranean trough. During the occurrence of wetness in Iran, the country's precipitation increases by an average of 44 mm. In general, the results showed that the subtropical high-pressure ridges, especially the Arabian subtropical anticyclone, with their spatial changes cause large changes in the intensity and location of westerly wind waves, especially Mediterranean cyclones. This circulation is associated with large westerly wind waves and affects the southern expansion of cyclones, the development of waves, and Mediterranean cyclones. Therefore, the main synoptic factor of the wetness and droughts in Iran is the spatial changes of the subtropical high-pressure and Arabian subtropical high persuure. Other synoptic factors are affected by the changes of the subtropical high-pressure and play a secondary role. Therefore, any investigation and exploration of the changes in atmospheric elements over Iran should focus on the role of the subtropical high-pressure.

Keywords: Iran, Rainfall, Arabian Subtropical anticyclone, Subtropical high pressure, Mediterranean cyclones.

Author Contributions

All authors contributed equally to the conceptualization of the article and writing of the original and subsequent drafts.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

Data Availability Statement
The data of this study is available upon request from the authors.

Acknowledgements
The esteemed reviewers are thanked for their structural and scientific comments.

Ethical considerations
The authors have observed ethical principles in conducting and publishing this scientific research, and this is confirmed by them.

Funding
This work is based upon research funded by Iran National Science Foundation (INSF) under project No.4005623.

Conflict of interest
According to the authors' declaration, this article has no conflict of interest.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

دانشگاه خوارزمی

تحلیل فضایی مخاطرات محیطی

شاپا الکترونیکی: **۵۱۴۶- ۲۵۸۸**

Homepage: https://khu.ac.ir

اثر پرفشار جنب حاره بر موقعیت مکانی چرخندهای مدیترانه و رخداد خشکسالی و ترسالی های فراگیر ایران

نبی میرزایی [۱]✉ | بهلول علیجانی [۲] | محمد دارند [۳]

۱. نویسنده مسئول، گروه آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: std_nabi_mirzaei@khu.ac.ir

۲. گروه آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: alijani@kh.ac.ir

۳. گروه آب و هواشناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران. رایانامه: m.darand@uok.ac.ir

اطلاعات مقاله

نوع مقاله:
مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۲۰
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۱۶
تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۱۲/۲۱

کلیدواژه‌ها:
ایران،
بارش سنگین،
پرارتفاع عربستان،
پرفشار جنب حاره،
چرخند مدیترانه.

هدف: پرفشار جنب حاره‌ای و چرخندهای مدیترانه ازجمله مهمترین سامانه‌های همدیدی موثر بر اقلیم ایران محسوب می شوند.

روش پژوهش: در این پژوهش اثر موقعیت پرارتفاع جنب‌حاره بر چرخندهای مدیترانه در زمان ترسالی و خشکسالی‌های ایران طی ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۰ واکاوی شد. در این راستا از دو دسته داده بهره گرفته شد. از داده‌های ایستگاهی برای شناخت دوره‌های ترسالی و خشکسالی بهره گرفته شد و برای شناسایی موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره‌ای از داده‌های شبکه‌ای ECMWF-ERA5 استفاده شد.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که پرفشار جنب حاره‌ای با ۳ سلول واچرخندی (پشته) بر موقعیت امواج جوی موثر بر بارش ایران اثر می‌گذارد. موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره به ویژه پرارتفاع عربستان و شمال آفریقا نقش مهمی‌تری در موقعیت مکانی چرخندهای موثر بر بارش ایران دارند بطوریکه خشکسالی‌های فراگیر با گسترش غرب‌سو پرارتفاع عربستان و ادغام آن با پرارتفاع آفریقا، عدم گسترش ناوه مدیترانه تا دریای سرخ و کاهش سامانه‌های ادغامی سودانی و مدیترانه رخ می‌دهد. با جابجایی شرق‌سوی پرارتفاع برروی دریای عرب و شمال اقیانوس هند ناوه مدیترانه عمیق‌تر شده و مقدار تموج و به تبع آن بارش کشور افزایش می‌یابد. بنابراین گسترش شرق‌سوی واچرخند عربستان و تقویت پشته شمال آفریقا شرایط را برای گسترش ناوه مدیترانه فراهم می‌کند.

نتیجه‌گیری: هر زمانی پرارتفاع عربستان در شرقی‌ترین حالت خود یعنی برروی دریای عمان و دریای عرب قرار گرفته باشد، از طریق دسترسی به پهنه‌های بزرگ آب جنوبی منجر به فرارفت رطوبت برای ایران و در نهایت رخداد بارش خواهد شد. عامل اصلی رخداد خشکسالی و ترسالی ایران تغییرات مکانی امواج جوی بواسطه تغییرات مکانی پرارتفاع عربستان است.

استناد: میرزایی، نبی؛ علیجانی، بهلول؛ و دارند، محمد (۱۴۰۴). اثر پرفشار جنب حاره بر موقعیت مکانی چرخندهای مدیترانه و رخداد خشکسالی و ترسالی‌های فراگیر ایران. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ۱۲ (۳)، ۱-۲۲. http//doi.org/10.66224/jsaeh.12.3.1

ناشر: دانشگاه خوارزمی

© نویسندگان

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

مقدمه

هیات بین الدول تغییر اقلیم (IPCC[1]) در گزارش ششم خود بر وقوع ناهنجاری شدید آب و هوایی، افزایش فرین‌های بارشی، خشکسالی و امواج گرمایی به دلیل تشدید گرمایش جهانی هشدار داده است. افزایش گرمایش جهانی سبب تشدید رخدادهای خشکسالی و ترسالی در برخی مناطق کره زمین شده است (گنگ[2] و همکاران، ۲۰۲۲). خشکسالی و ترسالی که به دلیل ناهنجاری-های شدید بارش رخ می‌دهد (برنل[3] و همکاران، ۲۰۲۰) تاثیر زیادی بر هیدرولوژی، کشاورزی، منابع آب و اکوسیستم زمین دارد. بارش تحت تاثیر گردش بزرگ مقیاس جو مانند کم فشار، سیکلون‌های دینامیکی و تقویت عامل صعود رخنمود پیدا می‌کند (دارند و میرزایی، ۲۰۱۹) معیاری مناسب برای شناسایی دوره‌های خشکسالی و ترسالی (برنل[4] و همکاران، ۲۰۲۰) و مخاطرات وابسته به آن ازجمله سیلاب، رانش زمین، آتشسوزی، رعد و برق و مخاطرات بخش کشاورزی می‌باشد. تغییرات بارش در عرض‌های میانه تحت تاثیر الگوهای همدیدی مانند سیکلون و آنتی سیکلون‌ها می‌باشد (گومرا[5] و همکاران، ۲۰۱۴). این الگوهای گردشی با حاکمیت نیمه دائمی خود بر رخنمود و توزیع زمانی و مکانی بارش تاثیر می‌گذارد. این سامانه‌ها در عین تغییرپذیری مداوم، از یک سری فرایندها و عوامل تبعیت می‌کند که موجودیت مستقل و شناخته شده‌ای دارند. این فرآیندها و الگوی‌های جوی هستند که سبب تنوع هوا می‌شوند و برای شناخت واقعیت هوا باید آن‌ها را شناسایی و مطالعه کرد (بوشر[6]، ۱۹۷۶). به طور کلی شرایط اقلیمی در عرض‌های میانه به دلیل وجود سامانه‌های پرفشار جنب حاره و جریانات باد غربی و مشتقات ناشی از آن مانند سیکلون‌ها و کم‌فشارهای مهاجر، به شدت متغیر است به طوری که تغییرات مکانی امواج جوی نتیجه تغییرات مراکز فشار جنب حاره حاره و ورتکس قطبی است. پرفشار جنب حاره آزور بارزترین و دائمی‌ترین سیمای وردسپهری در منطقه جنب حاره نیمکره شمالی و ایران به شمار می رود (علی پور و همکاران، ۱۳۹۷) و به کمربندی از مناطق جنب حاره اطلاق می‌شود که هوای صعودی مربوط به سلول هدلی در استوا در آن‌ها نزول می کند و موجب تشکیل پرفشار می شود (جیمز[7]، ۱۹۹۴) این سامانه یکی از مولفه‌های مهم در وردایی مکانی ناوه باد غربی است (علیجانی و نظاماتی، ۱۳۹۴). واچرخند جنب حاره‌ای سبب تغییرات طولی و عرضی امواج باد غربی می‌شود، به‌طوری که امواج باد غربی تحت تاثیر گرادیان فشار بین ورتکس قطبی و پرفشار آزور دچار نوسان می شود (روسی[8] و همکاران، ۲۰۲۲). همسوی جریانات بین پرفشار آزور و کم فشار ایسلند سبب تغییرات نصف النهاری جریانات و توسعه امواج قوی می گردد (روبینت[9] و همکاران، ۲۰۱۶).

پیشینه پژوهش

۱. پیشینه تجربی

نتایج مطالعات مختلفی نشان می دهد که تغییرات زمانی و مکانی پرفشار آزور نقش اصلی در شرایط اقلیمی منطقه مدیترانه دارد (روسی[10] و همکاران، ۲۰۲۰). ریسیج و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند در دوره سرد سال، کمربند پرفشار به طور کامل از روی دریای مدیترانه خارج و در این شرایط رطوبت مدیترانه به خشکی‌های شرق آن انتقال می‌یابد. با گرم شدن هوا و استقرار پرفشار جنب حاره روی مدیترانه جهت جریان شمالی می‌شود و نقش مدیترانه در تامین رطوبت خشکی‌های اطراف آن تغییر می کند. به عبارتی دیگر تغییرات غیرمعمول پرفشار جنب حاره‌ای با فرین‌های بارشی و خشکسالی ارتباط دارد (لیبراتو[11]، ۲۰۱۴). کاهش بارش خاورمیانه

[1] - Intergovernmental Panel on Climate Change
[2] - Geng
[3] - Breinl
[4] - Breinl
[5] - Gomara
[6] - Boucher
[7] - James
[8] - Rousi
[9] - Robinet
[10] - Rousi
[11] - Liberato

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

با افزایش پشته پرفشار برروی خاورمیانه همراه است به طوری که تغییرات مکانی پرفشار آزور تغییرات بارش خاورمیانه را منجر می‌شود (جاوکوبت[۱]، ۱۹۸۷؛ اقبال[۲]و همکاران، ۲۰۱۳). موقعیت مکانی ایران نیز به گونه‌ای است که به تناوت تحت تاثیر سامانه‌های ناشی از باد غربی و پرفشار جنب حاره قرار دارد و تغییرات زمانی و مکانی این سامانه‌ها نقش مهمی در شرایط اقلیمی ایران زمین دارد. به بیانی دیگر ایران در بین مکان استقرار پرفشار جنب‌حاره آزور در جنوب و در مسیر حرکت بادهای غربی در شمال واقع شده است و به تناوب تحت تاثیر حاشیه شمالی سامانه پرفشار جنب حاره‌ای آزور و حاشیه جنوبی جریان بادهای غربی قرار می‌گیرد. این عوامل سبب گشته است که رخنمود بارش در ایران با ویژگی‌هایی مانند فصلی بودن بارش‌ها، کوتاه بودن و همچنین رگباری بودن در بازه کوتاه مدت ظاهر گردد (بابایی فینی و فرج زاده اصل، ۱۳۸۱). شواهد نیز نشان دهنده ناهنجاری شدید بارش در کشور و رخداد خشکسالی و ترسالی‌های شدید طی دهه اخیر است (کریمی و همکاران، ۱۴۰۰؛ حسینی و همکاران، ۲۰۲۰). در دوره گرم سال زبانه‌ای از پرفشار جنب حاره برروی ایران استقرار می‌یابد که عملکرد آن سبب حاکمیت هوای گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود، در دوره سرد سال پرفشار جنب حاره که نسبت به دوره سرد سال در عرض‌های پایین مستقر می شود، با تقویت جنوب‌سوی امواج شرایط مناسب برای شکل‌گیری امواج بارشی فراهم می‌کند. پرارتفاع جنب حاره‌ای نقش مهمی در رخداد مخاطره خشکسالی (لشکری، ۱۳۹۶) و ترسالی (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۹) ایران دارد. سیستم پرفشار جنب حاره مهمترین پدیده سینوپتیک خاورمیانه می‌باشد (آلبرت[۳]، ۲۰۰۴) که نوسانات آن عامل مهمی در شکل گیری و تغییرات امواج باد غربی است (نظاماتی و علیجانی، ۱۳۹۳). پژوهش‌های صورت گرفته در این رابطه نیز بیانگر نقش پرفشار جنب حاره بر سیکلون‌زایی و نوسانات بارش مدیترانه است. برای نمونه می‌توان به پژوهش‌های زوپلاکی[۴] و همکاران (۲۰۰۴) در زمینه بررسی دینامیک بزرگ مقیاس و اثر آن در تغییرپذیری بارندگی مدیترانه؛ جنسا و همکاران (۲۰۱۶) درباره شرایط اقلیمی مدیترانه تحت تاثیر الگوی گردشی، تغییرات مکانی پرفشار آزور بر بارندگی خاورمیانه (اقبال و همکاران، ۲۰۱۳) و الگوی حاکم بر خشکی و گرمایش مدیترانه هوچمان[۵] و همکاران (۲۰۲۲) اشاره کرد. توموزیو[۶] و همکاران (۲۰۰۵) ارتباط الگوهای گردش جوی بزرگ مقیاس را با تغییرپذیری مکانی بارش زمستانی در رومانی مطالعه قرار دادند. کیانیان و همکاران (۱۳۹۴) الگوهای سینوپتیکی مرتبط با ترسالی و خشکسالی ایران را بررسی کردند. نتایج مطالعه آن‌ها بیانگر آن است که پرفشار آزور، الگوی جریان ناوه در شرق اروپا، مرکز پشته جنب حاره با خشکسالی و سیکلون‌های مهاجر، مرکز فشار شرق مدیترانه و مرکز کم فشار ایسلند نقش مهمی در رخداد خشکسالی منطقه داشته است. خوش اخلاق و همکاران (۱۳۹۱) نشان دادند که از نظر همدیدی، جابجایی سالانه کمربند پرفشارجنب حاره بویژه پرفشار جنوب عربستان نقش مهمی در دوره‌های خشکسالی و ترسالی جنوب غرب ایران دارد. مطالعات مختلفی پیرامون نقش پرفشار جنب حاره بر اقلیم ایران زمین صورت گرفته است: بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران (علی پور و همکاران، ۱۳۹۷)، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره (حجازی زاده، ۱۳۷۲)، تحلیل الگوی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا (فرج زاده و همکاران، ۱۳۸۸)، رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۷)، نقش پرفشار جنب حاره در توزیع مکانی بارش‌های روزانه ایران (حلبیان و شبانکاری، ۱۳۹۰)، تحلیل تغییرات سالانه پشته جنب حاره بر روی ایران (عساکره و فتاحیان، ۱۳۹۸)، اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران زمین (محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸) الگوی همدید خشکسالی و ترسالی زمستانه در جنوب غرب ایران (خوش اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱). برپایه نتایج پژوهش‌های پیشین نقش پرفشار جنب حاره در پایداری جو و کاهش بارش تابستانه و رخداد خشکسالی غیرقابل انکار است. در صورتی که نقش این سامانه بر اقلیم دوره سرد سال ایران و رخداد دوره‌های تر و خشک تا حدودی زیادی تبیین نشده است. اگر چه در سال‌های اخیر پژوهشگران واچرخند جنب حاره‌ای را به عنوان مولفه‌ای مهم در گردش جو موثر بر بارش ایران (کریمی و همکاران،۱۴۰۰؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۵؛ لشکری و محمدی، ۱۳۹۴؛ خوش اخلاق، ۱۳۹۱) و جنوب غرب آسیا (درخشان،

[1] - Jacobeit
[2] - Iqbal
[3] - Alpert
[4] - Xoplaki
[5] - Hochman
[6] - Tomozeiu

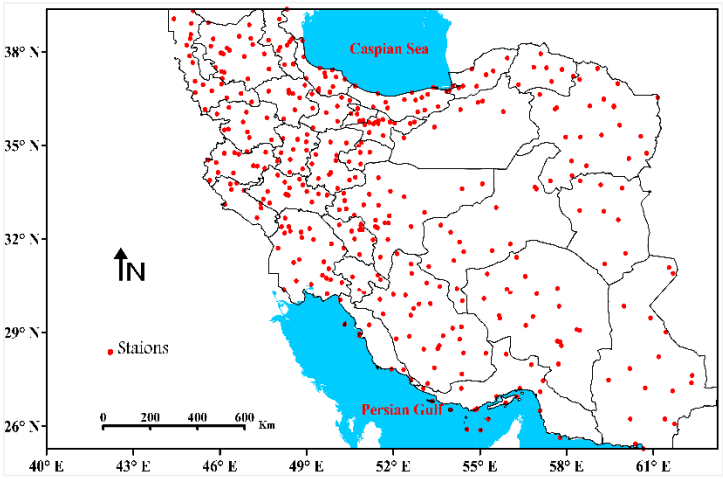
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

۱۳۸۷) معرفی کرده‌اند. اما تبیین تغییرات مکانی چرخند مدیترانه به عنوان عامل دینامیکی موثر بر بارش دوره سرد سال ایران همزمان با نوسانات پرفشار جنب حاره عربستان تا حدود زیادی مغفول مانده است. همچنین به دلیل پیوند بین چرخندزایی مدیترانه و پرفشار جنب حاره به عنوان مهمترین عوامل گردشی موثر بر اقلیم ایران، مطالعه تغییرات فضایی آن‌ها در زمان ترسالی و خشکسالی می‌تواند رهیافت مناسبی ارائه دهد، زیرا مرکز پرفشار جنب حاره‌ای تاثیر بیشتری نسبت به سایر سامانه‌های جوی در آب و هوای ایران (کیانیان و همکاران، ۱۳۹۵) دارد. در این راستا پژوهش حاضر می‌کوشد با تحلیل همدیدی اثر موقعیت پرفشار جنب حاره بر امواج جوی موثر بر بارش کشور گامی در جهت شناخت نقش پرفشار جنب حاره‌ای بر رخداد خشکسالی و ترسالی کشور بردارد.

روش‌شناسی پژوهش

۱. قلمرو جغرافیایی مورد مطالعه

به منظور بررسی اثر تغییرات مکانی–زمانی و نقش زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر اقلیم ایران از دو دسته داده استفاده شد. دسته اول شامل داده های بارش ۳۵۰ ایستگاه سینوپتیک و بارانسجی (شکل ۱) است که از سایت سازمان هواشناسی کل کشور اخذ گردید. دسته دوم نیز شامل داده‌های شبکه‌ای الگوهای باد مداری و نصف النهاری، ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار پایگاه داده مرکز پیش بینی میان مدت جوی اروپایی ECMWF-ERA5 با تفکیک مکانی ۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه قوسی برای بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۰ می باشد.



شکل ۱. پراکنش مکانی ایستگاه‌های مورد استفاده برای مطالعه دوره‌های خشکسالی و ترسالی کشور.

مراحل و روش‌های انجام این پژوهش به شرح زیر است:

۱. در مرحله اول ماه‌های همراه با خشکسالی و ترسالی دوره سرد سال (از اکتبر تا مارس سال بعد) بر اساس شاخص بارش استاندارد (SPI[1]) شناسایی شد، بر اساس رابطه (۱) به دست آمد:

$$SPI = \frac{Xi - \bar{x}}{SD}$$

در این رابطه $\bar{x}$ میانگین بارش در طول دوره آماری؛ xi بارش هر ماه یا سال SD انحراف معیار بارش است.

۲. داده‌ها و روش کار

هدف پژوهش حاضر تحلیل نقش موقعیت پرفشار جنب حاره بر چرخندهای مدیترانه در زمان خشکسالی و ترسالی‌های کشور است. در این راستا موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره بر موقعیت چرخند مدیترانه در زمان خشکسالی و ترسالی‌های ماهانه شناسایی شد.

[1] - Standard precipitation index

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

با هدف تبیین نقش تغییرات مکانی چرخند مدیترانه همزمان با نوسان جنب حاره، علاوه بر تحلیل موقعیت پرفشار جنب حاره ناهنجاری بارش برای ۴ نمونه از خشکسالی و ترسالی‌های فراگیر و شدید کشور نیز واکاوی شد. معیار انتخاب نمونه‌ها منتخب آن بود که خشکسالی و ترسالی‌ها حداقل در ۵۰ درصد ایستگاه‌های منطقه رخنمود داشته باشد.

۲. در مرحله دوم میانگین شاخص SPI برای تمامی ماه‌های همراه با خشکسالی و ترسالی تحلیل شد. هدف آن بود تا توزیع زمانی و مکانی خشکسالی و ترسالی‌ها و شدت آن‌ها برای کل دوره مورد مطالعه تحلیل شود.

۳. در این مرحله موقعیت مکانی چرخندهای مدیترانه و پرارتفاع جنب حاره عربستان برای دوره سرد سال شناسایی گردید. با توجه به اینکه دریای مدیترانه ازجمله عمده‌ترین مناطق برای چرخندزایی به حساب می آید (احمدی گیوی و نصر اصفهانی، ۱۳۸۲) و اکثر سیکلون‌های بارشی ایران برروی دریای مدیترانه تشکیل می شوند (علیجانی و نظاماتی، ۱۳۹۳؛ احمدی گیوی و نصر اصفهانی، ۱۳۸۲) تمرکز پژوهش حاضر بر تبیین نقش پرفشار جنب حاره‌ای بر موقعیت مکانی چرخندهای مدیترانه است. در این راستا جهت شناسایی مرکز پرارتفاع جنب حاره‌ای بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل برای یاخته‌های پربند بیشتر از ۵۸۴ دکامتر به عنوان مرکز پرفشار جنب حاره در نظر گرفته شد. بر این اساس شبکه‌های که درون پربندهای معرف پشته و ناوه بودند شناسایی شدند. از پربند ۵۸۴ دکامتر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای شناسایی حد شمالی پرفشارها بهره گرفته شد (علی‌پور و همکاران، ۱۳۹۷). بر این اساس تعداد شبکه‌های که در زیر پربند هم‌ارتفاع ۵۸۴ دکامتر و بالاتر از آن قرار دارند، نشانه سطح پوشش این سامانه هستند. هر اندازه تعداد شبکه‌های زیر پوشش این پرفشار، بیشتر باشد شاخص سطح بالاتر بوده و مساحت بیشتری تحت سیطره پرفشار است (حجازی زاده و جوی زاده، ۱۳۸۹؛ علی پور و همکاران، ۱۳۹۷). برای شناسایی مرکز واچرخند جنب حاره‌ای نیز بیشینه مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته‌های که مقدار آن بیشتر از ۵۸۴ دکامتر در نظر گرفته شد. برای شناسایی مرکز چرخندهای مدیترانه نیز ابتدا پربندهای هم ارتفاع برای روزهای بارشی کشور انتخاب شد و پربند ۵۷۵ دکامتر به عنوان پربند بیرونی چرخند مدیترانه انتخاب گردید. بر این اساس سه شرط برای شناسایی چرخند مطرح شد: ۱) تعداد شبکه‌های که در محدوده پربند هم ارتفاع ۵۷۵ دکامتر و کمتر باشد. ۲) ارتفاع ژئوپتانسیل محدوده (کمتر از ۵۷۵ دکامتر) برروی یاخته مورد نظر و هشت همسایه آن برابر یا کمتر از صدمتر بر هزار کیلومتر باشد (عساکره و خجسته، ۱۳۹۹). ۳) مرکز چرخند در محدوده در نظر گرفته شده دارای کمینه مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل (داخلی‌ترین پربند بسته شده محدوده) باشد. علاوه بر این روش جهت شناسایی چرخندها از شاخص تموج۱ نیز بهره گرفته شد. تموج تحت عنوان نسبت طول منحنی یکی از هم ارتفاع های تراز میانی جو به محیط عرض جغرافیایی معادل تعریف می‌شود (کوتکس و همکاران، ۲۰۱۶؛ مارتین و همکاران، ۲۰۱۶). کمینه مقدار سینوسیتی حدود ۱ است که نشان دهنده یک جریان مداری است و هرچه این مقدار افزایش یابد، افزایش مقدار سینوسیتی یک جریان را نشان می‌دهد (حجتی و مسعودیان، ۱۴۰۰). محاسبه شاخص تموج با ترسیم کنتورهای انتخاب شده امکان شناسایی پرارتفاع، کم ارتفاع، ناوه و پشته را میسر می سازد (حجتی و مسعودیان، ۱۴۰۰؛ مارتین و همکاران، ۲۰۱۶؛ کوتکس و همکاران، ۲۰۱۶). افزایش(کاهش) تموج در پربندهای تراز میانی جو به دلیل عمیق شدن پربندهای و شکل‌گیری چرخند در طول و عرض جغرافیایی مورد نظر است. بنابراین افزایش تموج پربندهای با شکل‌گیری چرخند و افزایش طول موج آن همراه است. تموج بر اساس رابطه (۱) به دست آمد:

رابطه ۱:

$$Asin = \frac{L_{iso1} + L_{iso2} + L_{iso3} + L_{iso4}}{EL_{\phi 1} + EL_{\phi 2} + EL_{\phi 3} + EL_{\phi 4}}$$

L طول منحنی هم ارتفاع مورد و EL طول عرض جغرافیایی معادل آن است. طول، کوتاه ترین فاصله ممکن میان نقطه آغاز و پایان حلقه مداری است.

۳. در مرحله چهارم ناهنجاری بارش برای ۴ نمونه از ماه‌های همراه با خشکسالی و ترسالی فراگیر و شدید تحلیل شد سپس الگوی تموج برای روزهای با ناهنجاری شدید خشکسالی و ترسالی برای این نمونه‌ها تحلیل گردید. هدف آن بود، تا تغییرات امواج جوی برای دوره ترسالی و خشکسالی و موقعیت مکانی چرخند مدیترانه و واچرخند جنب حاره‌ای تحلیل شود.

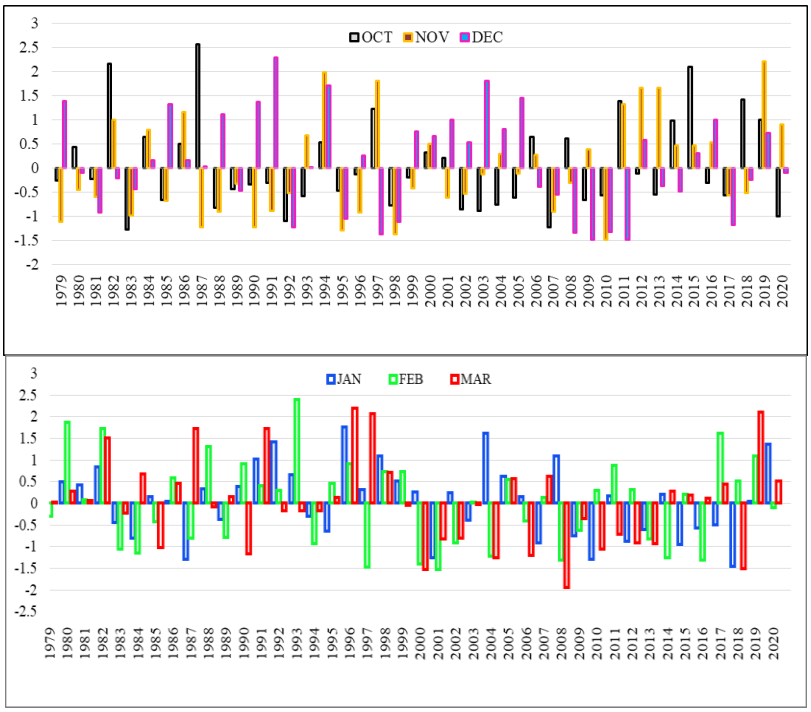
[2] - Sinuosity

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

۵. در مرحله پنجم میدان‌های رطوبت ویژه و باد تراز ۷۰۰، ۸۵۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال برای دوره‌های خشکسالی و ترسالی به صورت ماهانه تحلیل شد. هدف از این کار آن بود تا موقعیت مکانی پرفشار جنب حاره‌ای و نقش آن در تامین (تضعیف) رطوبت همزمان با خشکسالی و ترسالی‌های کشور تحلیل شود. در نهایت موقعیت مکانی پرارتفاع عربستان (موقعیت در راستای طول و عرض جغرافیایی) در زمان ترسالی و خشکسالی به صورت ماهانه نیز تحلیل شد.

یافته‌های پژوهش

شکل ۲ مقادیر شاخص SPI ماه‌های پاییز و زمستان را طی بازه زمانی ۲۰۲۰ تا ۱۹۷۹ نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌گردد طی دهه اخیر خشکسالی با شدت مختلف طی ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس به عنوان ماه‌های پربارش ایران زمین رخ داده است. به عبارتی دیگر بیشتر سال‌های دهه اخیر از ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس خشکسالی حاکم بوده است. در زمستان دو دوره متوالی خشکسالی شدید از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۳ و ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۵ می‌شود. در صورتی که طی بازه ۱۹۹۱ تا ۱۹۸۹، ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۲ و ۲۰۲۰ تا ۲۰۱۸ ترسالی (خیلی مرطوب: ۱/۵ تا ۱/۹۹) حاکم بوده است. می‌توان دید که تغییرات زمانی بارش در فصل پاییز به ازای هر سال محسوس است به طوری که همانند فصل زمستان یک دوره متوالی خشکسالی از ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۱ رخ داده است. در پاییز سال‌های ۱۹۸۲ تا ۱۹۸۳، ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۰، ۱۹۹۷ تا ۱۹۹۸ و ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ سال‌های با خشکسالی متوسط تا شدید مشاهده می‌شود. اگر چه در ماه‌های فصل پاییز رخداد خشکسالی در دهه سوم و چهارم محسوس‌تر است اما در بیشتر سال‌های دهه اخیر (۲۰۲۰ تا ۱۹۷۹) از ماه نوامبر ترسالی ملایم حاکم بوده است. در نوامبر و مارس ۲۰۱۹ نیز ایران ترسالی شدید را تجربه کرده است، در صورتی که در ماه ژانویه خشکسالی با شدت مختلف طی دهه اخیر رخ داده است. به طور کلی افزایش خشکسالی فصل زمستان و رخداد ترسالی طی ماه‌های فصل پاییز طی دهه اخیر نشان دهنده تغییرات بارش کشور طی بازه ۱۹۷۹ تا ۲۰۲۰ است. این شرایط بیانگر تغییرپذیری بالای بارش کشور است (کریمی و حیدری، ۱۴۰۲).



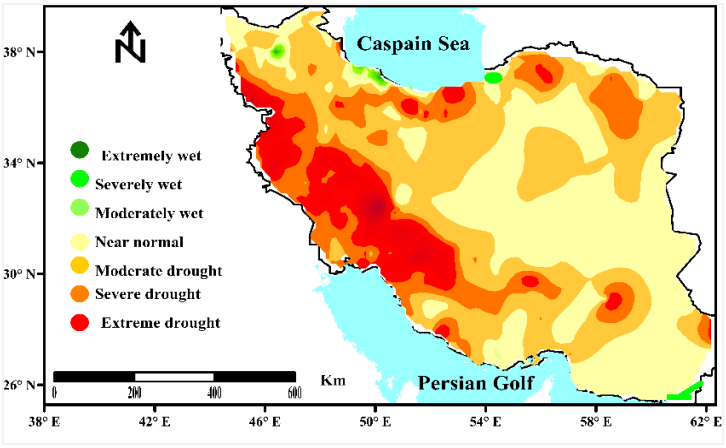
شکل ۲. مقادیر میانگین شاخص SPI جهت شناسایی ماه‌های خشکسالی و ترسالی کشور

۱. خشکسالی

پراکنش مقادیر محاسبه شده شاخص SPI در زمان خشکسالی‌های فراگیر کشور در شکل ۳ ارائه شده است. می‌توان دید که در مناطق زیادی از نیمه غربی و بخش‌های شمالی کشور خشکسالی شدید تا خیلی شدید بیشتر از مناطق دیگر رخنمود داشته است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

در مناطق غربی ایران بارش تحت تاثیر عوامل بزرگ مقیاس ازجمله باد غربی و سیکلون‌های مدیترانه رخ می دهد (علیجانی، ۲۰۱۱؛ دارند و میرزایی، ۲۰۱۸) به طوری که تغییرات این الگوها به منزله تغییر در بارش و رخداد خشکسالی و ترسالی در این ناحیه است. شکل ۳ نشان می‌دهد که در زمان حاکمیت خشکسالی فراگیر و شدید کشور در بخش‌های مرکزی و شمال غرب خشکسالی متوسط و در مناطق شرقی و جنوب شرقی خشکسالی ملایم رخ داده است. در این زمان به صورت محدود بخش‌های از سواحل جنوبی دریای خزر و به‌صورت جزئی شمال غرب ترسالی را تجربه کرده‌اند. این شرایط ناشی از نقش بارش‌های همرفتی در مناطق جنوبی دریای خزر است به طوری که مکانیسم بارش در این ناحیه نسبت به مناطق دیگر متفاوت است (علیجانی، نوری، ۲۰۱۳). به طور کلی در زمان خشکسالی خیلی شدید و شدید کشور میانگین بارش ماهانه ۳۲ میلی‌متر کاهش می‌یابد و این کاهش در مناطق غربی و شمالی کشور نسبت به سایر مناطق دیگر کشور محسوس‌تر است.

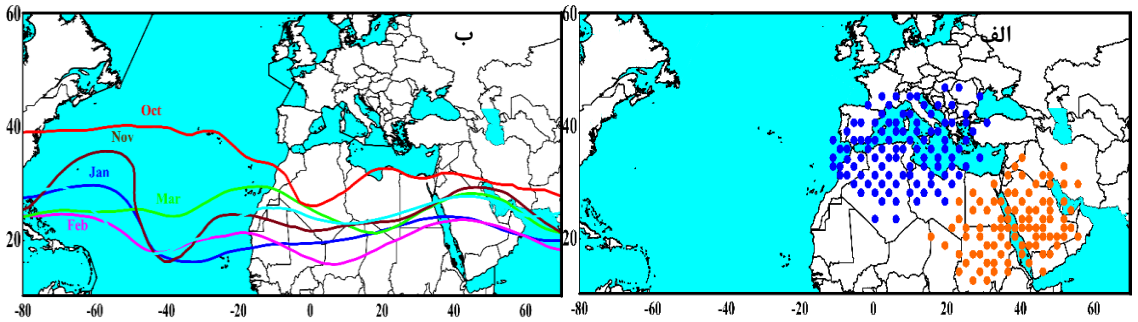


شکل ۳. پراکنش مکانی مقادیر شاخص SPI برای ماه‌های همراه با خشکسالی

۱-۱. موقعیت پرفشار جنب حاره در زمان خشکسالی‌های فراگیر

موقعیت حد شمالی پرفشار جنب حاره‌ای برای ماه‌های مختلف سال در شکل ۴ الف و موقعیت مراکز پرفشار عربستان و چرخندهای مدیترانه در شکل ۴ب ارائه شده است. همانطور که مشاهده می شود در زمان خشکسالی‌های ایران حد شمالی پربند ۵۸۴ دکامتر به عنوان معرف پرفشار جنب حاره‌ای، با ۳ پشته مجزا از اطلس تا ایران گسترش یافته است. در ماه اکتبر پرفشار جنب حاره‌ای به شمالی‌ترین حالت خود رسیده است در حالی در ماه دسامبر و ژانویه پرفشار مذکور برروی مدار ۲۵ درجه شمالی قرار گرفته است. در ماه‌های فصل پاییز به ویژه اکتبر و نوامبر پرارتفاع جنب حاره‌ای نسبت به ماه‌های فصل زمستان به کشور نزدیک‌تر است و تا عرض ۳۵ درجه جغرافیایی گسترش می‌یابد. در صورتی که موقعیت پربند۵۸۴۰ در ماه دسامبر همانند ماه ژانویه در عرض‌های پایین‌تر جغرافیایی مشاهده می‌شود. در تمامی ماه‌های سرد سال گسترش زبانه پرارتفاع جنب حاره عربستان برروی نیمه جنوبی ایران با خشکسالی کشور همراه شده است، در این زمان در منتی الیه غرب مدیترانه و شمال آفریقا چرخندهای مدیترانه شکل می‌گیرند (شکل ۴-ب). به عبارت دیگر تقویت پشته پرارتفاع عربستان برروی دریای سرخ و شمال عربستان سبب حاکمیت پایداری و خشکی ایران و تقویت و عمیق شدن ناوه غرب مدیترانه می شود (شکل۴-ب). نکته قابل توجه در زمان خشکسالی‌ها افزایش شمال سوی پشته پرارتفاع عربستان نسبت به پشته پرارتفاع آزور است. همزمان با خشکسالی‌های شدید کشور پشته پرارتفاع عربستان با پرفشار شمال آفریقا ادغام گشته و مانع اصلی گسترش ناوه مدیترانه به سمت شرق شده است. این شرایط مانع گسترش چرخندهای مدیترانه به سمت شرق شده است به طوری که مراکز چرخند مدیترانه برروی بخش‌های غربی مدیترانه متمرکز شده اند. در بیشتر خشکسالی‌های فراگیر هسته مرکزی پرارتفاع عربستان برروی طول ۴۰ درجه شرقی و عرض ۳۰ درجه شمالی قرار می‌گیرد (شکل ۴ ب).

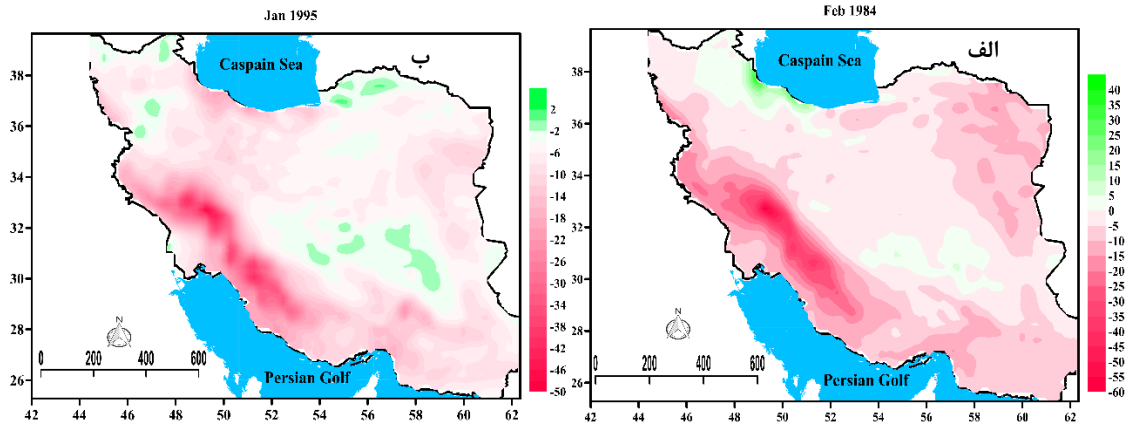
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]



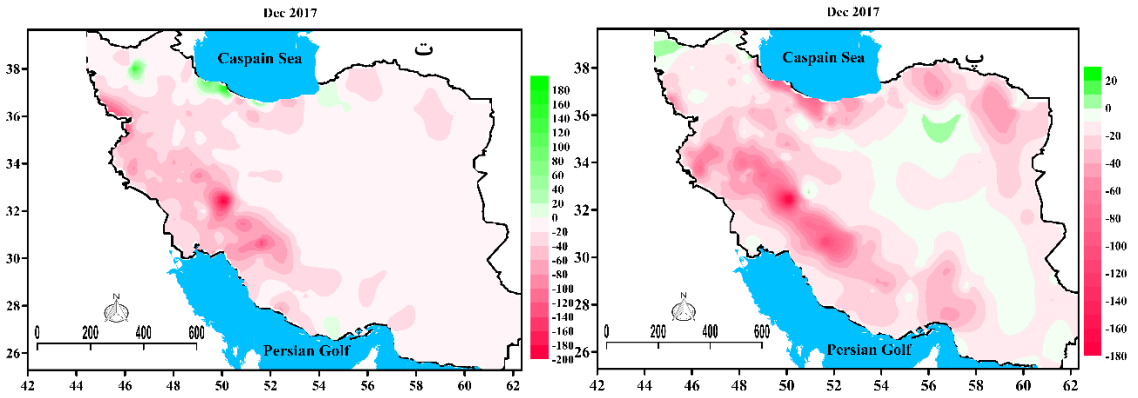
شکل ۴. موقعیت مکانی مراکز پرارتفاع جنب حاره عربستان و چرخندهای مدیترانه (الف) و موقعیت حد شمالی پرفشار جنب حاره (ب) در زمان خشکسالی‌های فراگیر کشور

۱-۲. ناهنجاری بارش برای ماه‌های منتخب از دوره خشکسالی

شکل ۵ ناهنجاری بارش نسبت به میانگین بلندمدت برای ۴ ماه انتخاب شده که حداقل ۵۰ درصد ایستگاه‌ها درگیر خشکسالی باشد را نشان می‌دهد. می‌توان دید که ناهنجاری منفی بارش منجر به رخداد خشکسالی طی ماهای دسامبر ۲۰۱۷، ژانویه ۱۹۹۵، فوریه، ۱۹۸۴ و مارس ۲۰۰۸ شده است. شدیدترین و گسترده‌ترین خشکسالی با گستره بیشتر از ۸۰ درصد از مساحت کشور طی فوریه ۱۹۸۴ و مارس ۲۰۰۸ به وقوع پیوسته است (شکل ۵ پ). کاهش محسوس بارش در بخش گسترده‌ای از ایران به واسطه عدم ناپایداری جو و کاهش امواج بارشی سبب خشکسالی فراگیر ایران زمین شده است. از لحاظ توزیع مکانی ناهنجاری منفی بارش در بخش‌های غربی و نیمه شمالی کشور شدیدتر از مناطق دیگر است به طوری که بخش‌های جنوبی سواحل دریای خزر کمتر تحت تاثیر خشکسالی قرار دارند. دلیل این امر متفاوت بودن مکانیسم بارش‌ها و دور بودن این منطقه از حاکمیت پرفشار می باشد. در این ناحیه رخداد فراوان بارش‌های همرفتی سبب تمایز مکانیسم بارش در این منطقه شده است. به طوری که در مناطق خزری شرایط برای بارش‌های همرفتی در بیشتر ایام سال فراهم است. در صورتی در سایر مناطق ایران نقش عوامل بیرونی ازجمله مشتقات باد غربی در رخداد بارش بیشتر از عوامل درونی است (علیجانی، ۱۳۸۵). به عبارتی دیگر تغییرات بارش در بخش زیادی از ایران ناشی از الگوی گردشی بزرگ مقیاس ازجمله تقویت امواج باد غربی و پرفشار جنب مرتبط است (حلبیان و شبانکاری، ۱۳۹۰). بر اساس شکل ۳ ناهنجاری منفی بارش در بخش‌های پربارش کشور، نیمه شمالی و غرب کشور بیشتر از مناطق دیگر است. ازجمله دلایل ناهنجاری شدید در بخش‌های شمالی و غربی نوسان عوامل گردشی موثر بر رخداد بارش این مناطق است. در مناطق غربی با وجود بارش مناسب و دریافت بارش بیشتر از میانگین کشوری، بیشتر تحت تاثیر خشکسالی قرار دارد. دلیل این امر عبور سامانه‌های غربی و فراهم بودن شرایط صعود در این منطقه بوده که با تغییر در رفتار این سامانه‌ها بارش نیز دچار نوسانات شدیدی می شود.



[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

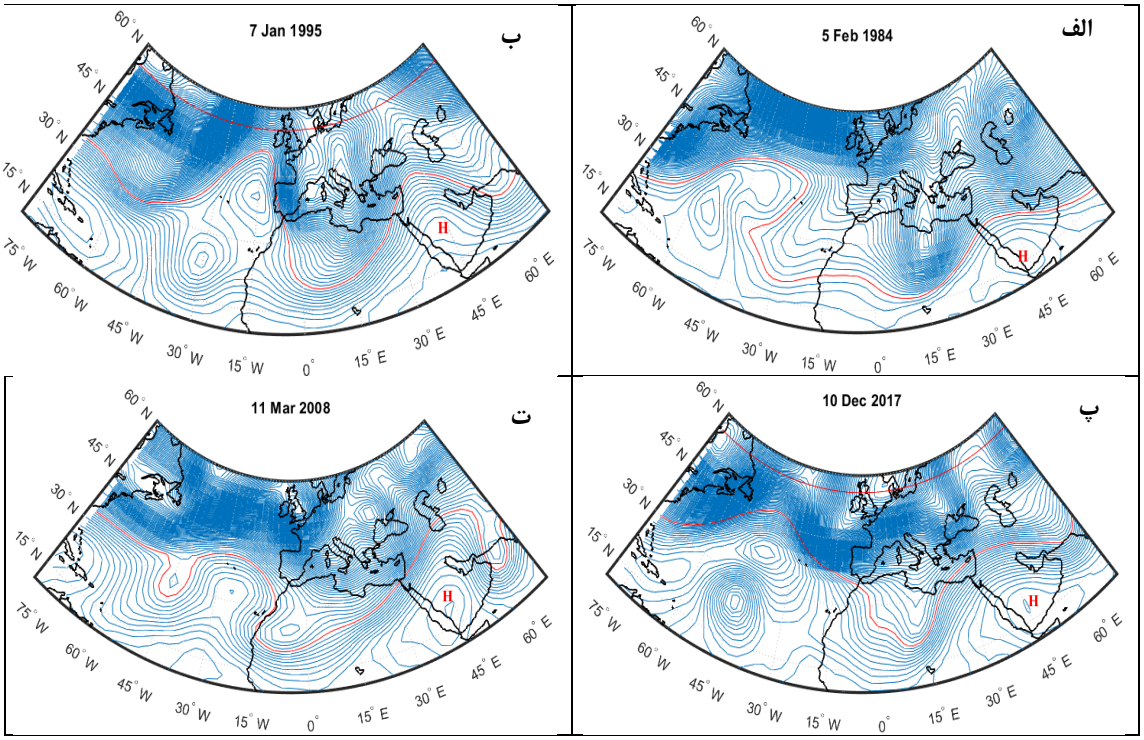


شکل ۵. ناهنجاری بارش ماه فوریه ۱۹۸۴ (الف)، ژانویه ۱۹۹۵(ب)، مارس ۲۰۰۸ (پ) و دسامبر ۲۰۱۷ (ت)

۱-۳. تحلیل الگوی تموج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره خشکسالی

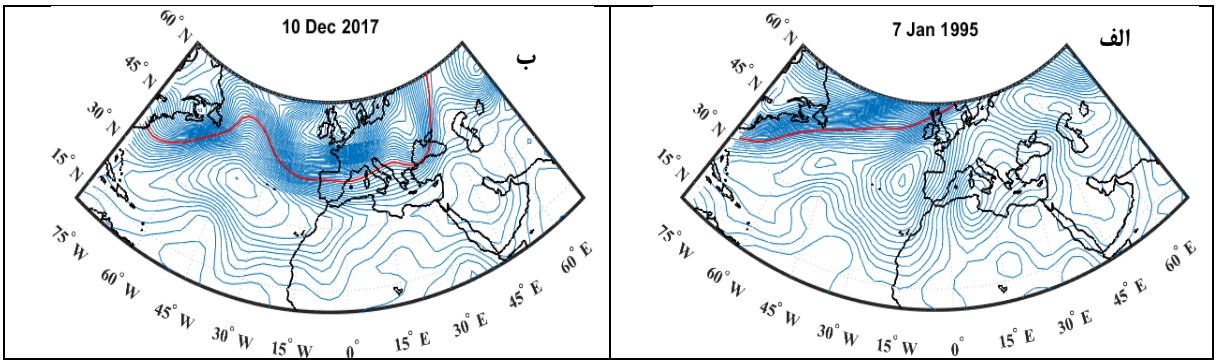
الگوی تموج برای ۴ روز منتخب همراه با خشکسالی شدید و فراگیر در شکل ۶ ارائه شده است. کاهش مقدار تموج و استقرار مرکز چرخند در غرب مدیترانه به واسطه تقویت شرق‌سوی پرارتفاع جنب حاره‌ای کاملا مشهود است. گردش بزرگ مقیاس جو تحت تاثیر تقویت واچرخند جنب‌حاره عربستان برروی خاورمیانه مانع گسترش شرق‌سوی ناوه مدیترانه شده است. همانطور که موقعیت پربند ۵۸۴ دکامتر نیز نشان می‌دهد در زمان خشکسالی‌های فراگیر کشور گسترش شمال پشته پرارتفاع عربستان سبب جابجایی جریانات به سمت عرض‌های بالاتر شده و مقدار تموج به کمترین مقدار خود رسیده است. هسته مرکزی پرارتفاع در زمان خشکسالی‌ها در شرق دریای سرخ مانع گسترش ناوه دینامیکی به سمت کشور شده است (شکل ۶ الف). اگر چه وجود پشته قوی در محدود ۲۰ تا ۶۰ درجه طول شرقی و عرض ۳۰ درجه شمالی سبب حاکمیت پایداری (عدم بارش) در کشور شده است اما شرایط برای تقویت ناوه برروی غرب مدیترانه فراهم کرده است. الگوی گردشی تراز میانی جو برای فوریه ۱۹۸۴، نوامبر ۱۹۹۱ و مارس ۲۰۰۸ گسترش جنوب سوی ناوه دینامیکی تا عرض ۲۰ درجه جنوبی تا جنوب غرب مدیترانه به واسطه تقویت شمال سوی پرارتفاع عربستان را نشان می‌دهد. بنابراین در شرایطی که پشته برروی خاورمیانه قوی‌تر از پشته شمال آفریقا و اطلس باشد امواج جوی به عرض‌های بالاتر تغییر مسیر می‌دهند و پشته عربستان تا شرق مدیترانه گسترش می‌یابد. افزایش شمال سوی موقعیت حد شمالی پرارتفاع جنب حاره‌ای در خاورمیانه سبب تضعیف ناپایداری جو شده است. همزمان با افزایش نابهنجار پشته پرفشار برروی خاورمیانه و شرق مدیترانه، پرفشار اطلس تضعیف شده است. نتیجه این شرایط شکل‌گیری بلاکینگ قوی و گسترش جنوب سوی باد غربی تا عرض ۲۰ درجه برروی اقیانوس اطلس است. به طور کلی پرفشار جنب حاره‌ای از منطقه اطلس تا خاورمیانه با ۳ پشته نمایان می‌شود که تغییرات نصف النهاری آن سبب ایجاد شرایط متفاوتی از لحاظ گردش جو موثر بر اقلیم ایران می شود. تقویت غرب سوی پرارتفاع برروی جنوب مدیترانه و ادغام این سامانه دینامیکی با پرارتفاع آفریقا سبب خشکسالی فراگیر و شدید ایران شده است. به طورمثال در شکل ۵ الف تقویت پرارتفاع عربستان بین نصف النهاری ۱۰ تا ۵۰ درجه طول شرقی و تا عرض ۳۰ درجه شمالی مانعی اصلی گسترش ناوه دینامیکی برروی منطقه است. بنابراین خشکسالی‌های فراگیر کشور تحت تاثیر استقرار مرکز پرفشار عربستان برروی طول ۴۰ درجه شرقی و عدم شکل‌گیری و گسترش سامانه‌های ادغامی سودان–مدیترانه برروی کشور رخ می‌دهد (لشکری و همکاران، ۱۳۹۵).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

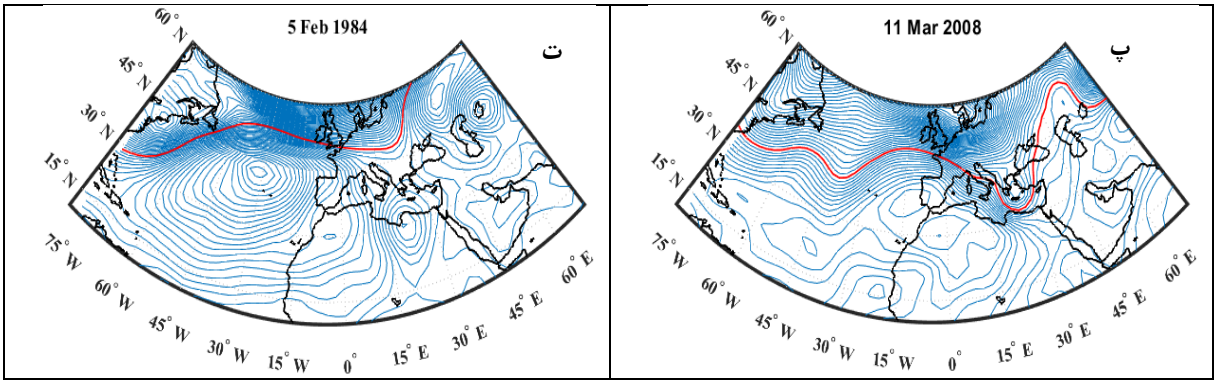


شکل ۶. الگوی تموج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای فوریه ۱۹۸۴ (الف)، ژانویه ۱۹۹۵(ب)، مارس ۲۰۰۸ (پ)، دسامبر ۲۰۱۷ (ت)

الگوی تموج برای نمونه‌های منتخب در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در شکل ۷ ارائه شده است. همانطور که ملاحظه می گردد الگوی غالب در زمان خشکسالی‌های کشور گسترش زبانه پرارتفاع جنب حاره برروی شرق مدیترانه و ایران است. در این زمان سلول‌های پرارتفاع جنب حاره‌ای برروی اطلس شمالی، شرق آفریقا و عربستان مستقر شده‌اند. سلول قوی واچرخندی برروی عربستان که زبانه‌های آن شمال دریای خزر گسترش یافته است با پرفشار سیبری ادغام شده است و از دو سلول شمال آفریقا و اطلس قوی‌تر است. گسترش پرارتفاع برروی مناطق مذکور شرایط را برای شکل‌گیری بلاکینگ برروی اروپا و غرب مدیترانه فراهم کرده است. این شرایط همچنین سبب کاهش تموج و جابجایی امواج به سمت شرق و مناطق شمالی شده است به طوری که پربند جنوبی ناوه دینامیکی نهایتا تا دریای سیاه گسترش یافته است. در الگوی ۱۱ مارس ۲۰۰ نیز مشاهده می شود که در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال پرفشار عربستان با پرفشار سیبری ادغام شده و مانع گسترش شرق سوی چرخند مدیترانه شده است. بنابراین می توان دریافت که پرارتفاع جنب حاره به ویژه سلول قوی عربستان مهمترین الگوی غالب موثر بر موقعیت مکانی امواج و ناوه مدیترانه است.



[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

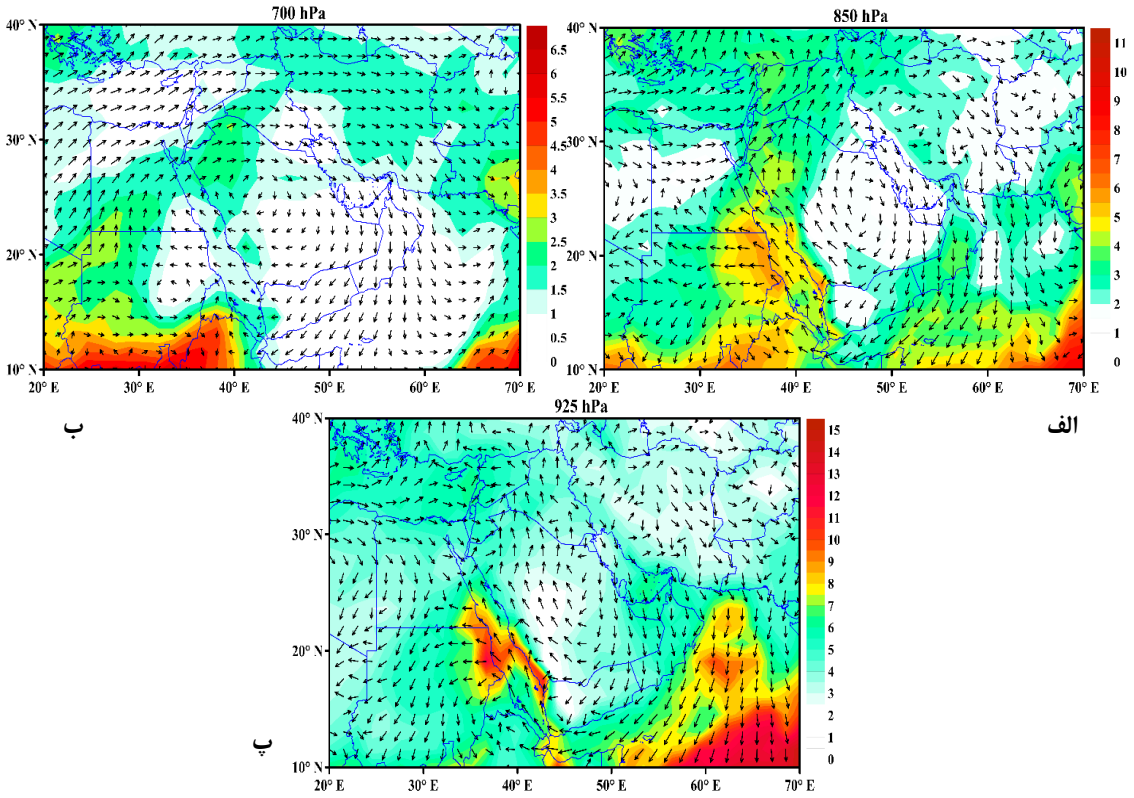


شکل ۷. الگوی تموج تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فوریه ۱۹۸۴ (الف)، ژانویه ۱۹۹۵(ب)، مارس ۲۰۰۸ (پ)، دسامبر ۲۰۱۷ (ت)

۱-۴. تحلیل میدان‌های رطوبت ویژه و باد برای دوره خشکسالی

رطوبت ویژه و جهت باد تراز ۸۵۰،۷۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال برای دوره خشکسالی‌های فراگیر در شکل ۷ ارائه شده است. می‌توان دید که در زمان خشکسالی کشور گردش واچرخند عربستان به عنوان مکانیسم اصلی نزول و پایداری هوا نقش مهمی در تضعیف رطوبت برروی نیوار ایران ایفا می‌کند. می‌توان دید که واچرخند جنب حاره‌ای با گردش آنتی سیکلونی برروی منطقه غالب شده است و مانعی برای گسترش شرق سوی چرخند مدیترانه و صعود دینامیکی جو ایران زمین شده است. این واچرخند که برروی عربستان (شکل ۵-الف) تا شمال دریای سرخ گسترش یافته است سبب پایداری هوا و کاهش رطوبت جو وردسپهر پایین شده است. در حالی که این واچرخند رطوبت زیادی از سمت دریای عمان، دریای سرخ و مدیترانه به سمت ترکیه و شرق مدیترانه و به صورت جزئی تر در شمال غرب ایران تزریق کرده است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به دلیل همسوی جریانات حول سیکلون مدیترانه و آنتی سیکلون عربستان رطوبت از سمت دریای عمان و سرخ به سمت شمال غرب به انتقال یافته است. همچنین در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال پرارتفاع برروی عرض ۳۳ درجه شمالی گسترش یافته است که شرایط پایداری را برروی کشور حاکم کرده است. در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال نیز تقویت پرارتفاع تا تراز زیرین جو سبب تزریق رطوبت در بازوی غربی خود شده است. این شرایط سبب نزول هوا برروی کشور و مانع گسترش شرق سوی چرخند مدیترانه برروی منطقه شده است. در تمامی نمونه‌های مطالعه شده نیز مقادیر رطوبت در بازوی شرقی واچرخند عربستان بیشینه است که خود دلیلی محکم برای اثبات نقش پرارتفاع دنیامیکی در تقویت (تضعیف) رطوبت و ناپایداری در منطقه است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در زمان خشکسالی ایران زمین نقش اصلی واچرخند عربستان تقویت پایداری به واسطه کاهش صعود دینامیکی و تضعیف رطوبت است. در این زمان با استقرار واچرخند عربستان برروی ۲۰ تا ۵۰ درجه طول شرقی و عرض ۳۰ درجه شمالی مقدار ناپایداری کاهش یافته و خشکسالی حاکم می شود.

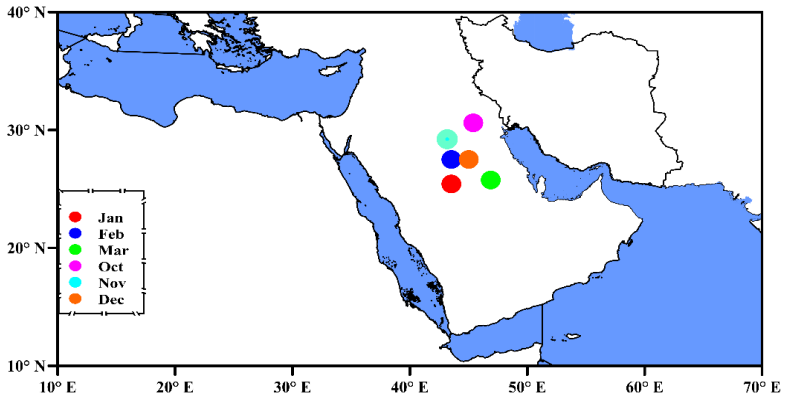
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]



شکل۷. میدان‌های رطوبت ویژه و باد مداری و نصف النهاری تراز ۷۰۰(الف)، ۸۵۰ (ب) و ۹۲۵ (پ) هکتوپاسکال برای دوره خشکسالی.

۱-۵. موقعیت هسته مرکزی پرارتفاع عربستان طی دوره خشکسالی

شکل ۸ موقعیت طولی و عرضی مراکز پرفشار عربستان برای ماه‌های همراه با خشکسالی ایران را نشان می دهد. موقعیت هسته مرکزی واچرخند عربستان برای ماه‌های فصل پاییز و زمستان نشان می دهد که هسته این سامانه طی ماه‌های پاییز بین عرض ۲۰ تا ۲۸ درجه شمالی و در فصل زمستان برروی عرض ۲۳ درجه شمالی است. موقعیت هسته مرکزی پرفشار جنب حاره در راستای طول جغرافیایی بین ۳۰ تا ۵۰ درجه طول شرقی مستقر می شود. در فصل پاییز مرکز پرارتفاع عربستان برروی ۴۰ تا ۴۵ درجه طول شرقی مشاهده می شود در صورتی که طی ماه‌های ژانویه و فوریه مرکز پرفشار بین ۴۰ تا ۵۰ درجه طول شرقی مشاهده می شود. در ماه مارس همزمان با خشکسالی ایران زمین هسته مرکزی پرفشار برروی ۵۰ درجه طول شرقی مستقر می شود که با کاهش بارش و خشکسالی همراه شده است. در ماه‌های فصل پاییز پرارتفاع عربستان در بخش‌های جنوبی کشور نزدیک‌تر است در صورتی که هسته مرکزی این واچرخند در فصل زمستان به عرض‌های پایین‌تر جابجا می‌شود. همچنین گسترش شرق‌سوی این واچرخند در ماه‌های زمستان بیشتر از ماه‌های فصل پاییز است.

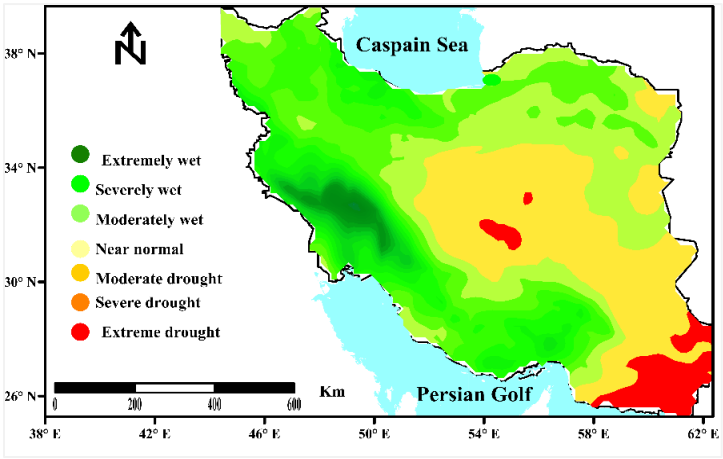


شکل۸. موقعیت مراکز پشته پرارتفاع عربستان در زمان خشکسالی ایران برای ماه‌های سرد سال

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

۲. ترسالی

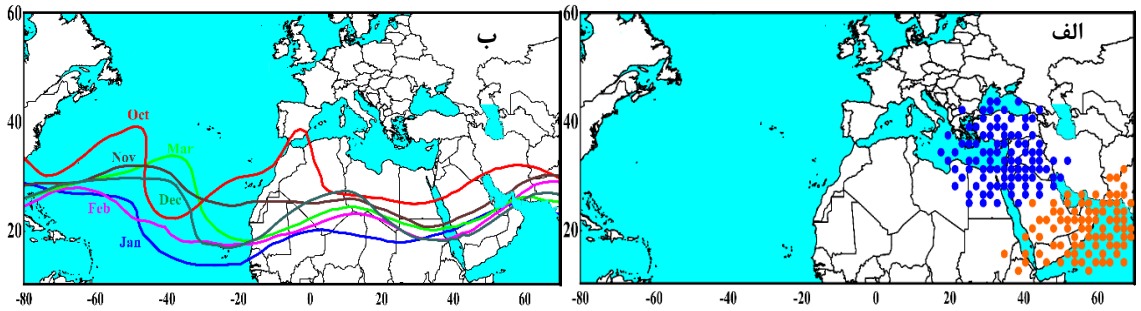
شکل ۹ الگوی فضایی میانگین شاخص SPI برای ماه‌های همراه با ترسالی‌های فراگیر ایران را نشان می دهد. می توان دید که در زمان ترسالی‌های کشور بخش‌های گسترده‌ای از نیمه غربی، نیمه شمالی و شمال شرق کشور ترسالی شدید را تجربه می‌کنند. به عبارت دیگر میانگین محاسبه شده شاخص برای شدیدترین ترسالی‌های ایران نشان می دهد که مناطق واقع در بخش‌های غرب، جنوب غرب و شمالی کشور ترسالی شدید را تجربه می‌کنند. در حالی که در بخش‌های از زاگرس شمالی، شمال غرب، بخش‌های جنوبی رشته کوه البرز ترسالی متوسط رخنمود داشته است. همچنین در این زمان بخش‌های شمال شرق ایران ترسالی متوسط یا شرایط نرمال را تجربه می کنند. بخش‌های مرکزی ایران و جنوب شرق به عنوان خشک‌ترین بخش ایران، برخلاف مناطق دیگر شرایط خشکسالی شدید را تجربه می‌کنند. آنچه واضح است که در ترسالی شدید و بارش فرانرمال بیشتر در مناطق غربی و شمالی ایران رخ می دهد و این شرایط ناشی از شرایط گردشی حاکم بر منطقه و عبور امواج باد غربی است. به طور کلی در زمان ترسالی شدید بارش ماهانه ایران تا ۴۴ میلی متر نسبت به میانگین افزایش می یابد.



شکل۹. پراکنش مکانی مقادیر شاخص SPI برای ماه‌های همراه با ترسالی فراگیر.

موقعیت حد شمالی پرفشار جنب حاره‌ای در ماه‌های سرد سال و موقعیت هسته مرکزی پرفشار عربستان و چرخندهای مدیترانه برای ماه‌های ترسالی در شکل ۱۰ ارائه شده است. موجی شدن جریان باد غربی ناشی از تغییرات نصف النهاری پشته پرفشار آزور و گسترش جنوب سوی ورتکس قطبی می باشد (حجازی زاده،۱۳۷۲). در زمانی که ترسالی‌های فراگیر کشور گسترش پشته پرفشار آزور سبب افزایش دامنه پشته و ناوه‌ها و افزایش تموج شده است به طوری که در زمان ترسالی ایران از اطلس تا ایران پرفشار جنب حاره‌ای با ۳ پشته مجزا برروی اطلس شمالی، شمال آفریقا و دریای عرب استقرار مشاهده می شود. در این زمان پشته پرفشار آزور برروی اطلس نسبت به موقعیت میانگین خود ۵ درجه به سمت عرض‌های بالاتر جابجا شده است، این جابجایی سبب انتقال جریانات سرد از اروپا به سمت مدیترانه شده است به طوری که الگوی مذکور سبب قرارگیری محور تراف مدیترانه ایران زمین شده است. می‌توان دید که مرکز پشته عربستان نسبت به میانگین و نسبت به دوره خشکسالی (۴) به ترتیب ۷ و ۱۵ درجه طول جغرافیایی به سمت شرق جابجا شده است. در این زمان موقعیت مکانی هسته‌های مرکزی واچرخند عربستان برروی طول ۴۰ تا ۷۰ درجه و عرض ۲۰ تا ۲۵ درجه شمالی قابل مشاهده است. حد شمالی پرارتفاع عربستان در زمان ترسالی کشور نیز نشان می‌دهد که پرارتفاع عربستان تا عرض ۲۵ درجه شمالی گسترش می یابد.

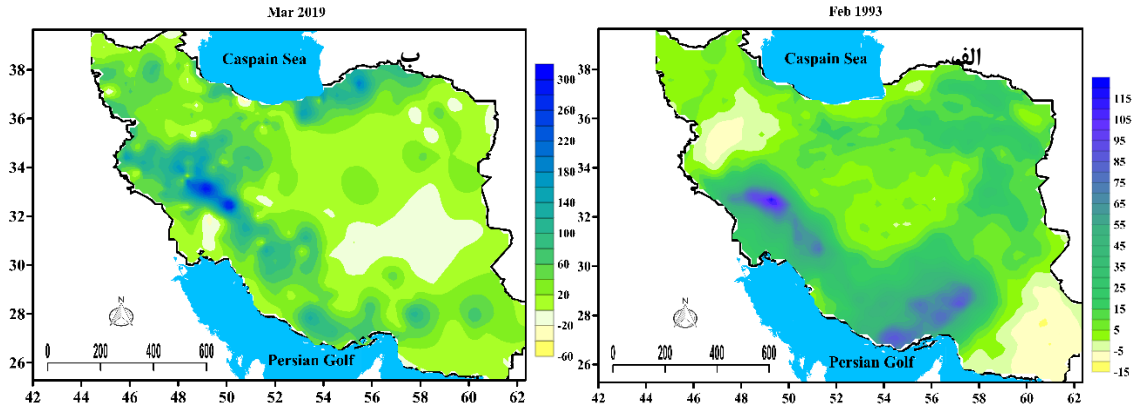
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]



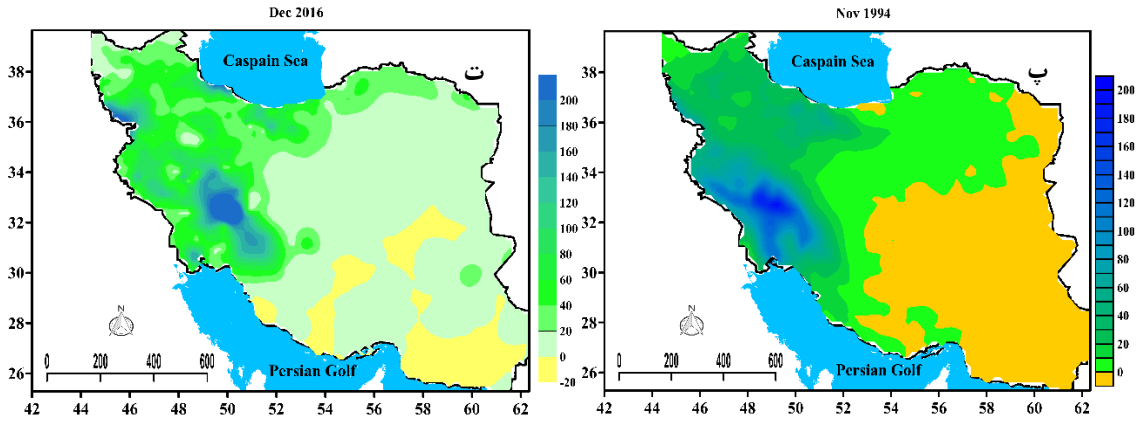
شکل ۱۰. موقعیت مکانی مراکز پرارتفاع جنب حاره عربستان و چرخند مدیترانه و موقعیت حد شمالی پرفشار جنب حاره در زمان ترسالی-های فراگیر کشور

۲-۱. آنومالی بارش ماه‌های منتخب برای دوره ترسالی

آنومالی بارش نسبت به میانگین بلندمدت آن برای ۴ ماه برگزیده شده از دوره ترسالی در شکل ۱۱ آورده شده است. ماه‌های منتخب شامل فوریه ۱۹۹۳، مارس ۲۰۱۹، نوامبر ۱۹۹۴ و دسامبر ۲۰۱۶ است که با رخداد ترسالی برروی بیش از ۵۰ درصد از گستره کشور همراه بوده است. می‌توان دید که فراگیرترین و شدیدترین این ترسالی‌ها طی ماه‌های مارس ۲۰۱۹ و فوریه ۱۹۹۳ است که بیش از ۷۰ درصد کشور را در برگرفته است (شکل ۱۱ الف–ب). در این زمان برخی مناطق غربی ناهنجاری مثبت بارش با نرخ ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر تجربه کردند که بیانگر ترسالی شدید و رخداد بارش‌های سنگین در کشور بوده است. در مارس ۲۰۱۹ بیش از ۹۰ درصد ایران ترسالی با شدت مختلف را تجربه کرده است که شدت ترسالی در نیمه غربی کشور محسوس‌تر است. این شرایط به دلیل نقش حیاتی سامانه‌های غربی در رخداد بارش مناطق غربی قابل توجیه است، در حالی که بخش‌های از جنوب شرق و مرکز کشور به دلیل دور بودن از مسیر امواج غربی ناهنجاری مثبت بارش مشاهده نمی شود. بنابراین در فصل زمستان که باد غربی و مشتقات ناشی از آن به سمت عرض‌های پایین‌تر کشیده می‌شود، بارش در بیشتر مناطق کشور به غیر بخش‌های از جنوب شرق به حداکثر خود می رسد. این شرایط ناشی از استقرار زبانه پرارتفاع جنب حاره‌ای در بخش‌های جنوبی است که مانع از گسترش جریانات به سمت این منطقه می‌شود. رخداد ناهنجاری شدید بارش در مناطق غربی از یک طرف و تمرکز بارش این ناحیه در دوره سرد سال بیانگر رخداد بارش با حجم زیاد طی بازه زمانی کوتاه مدت است.



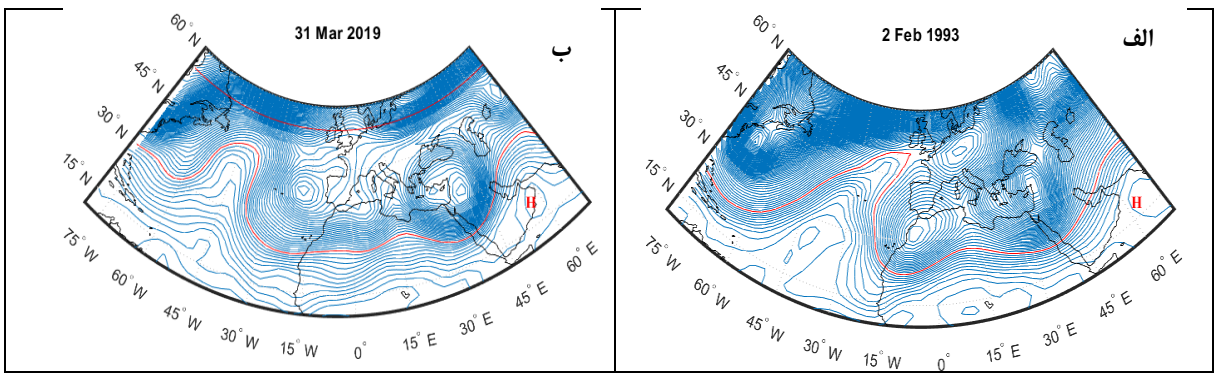
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]



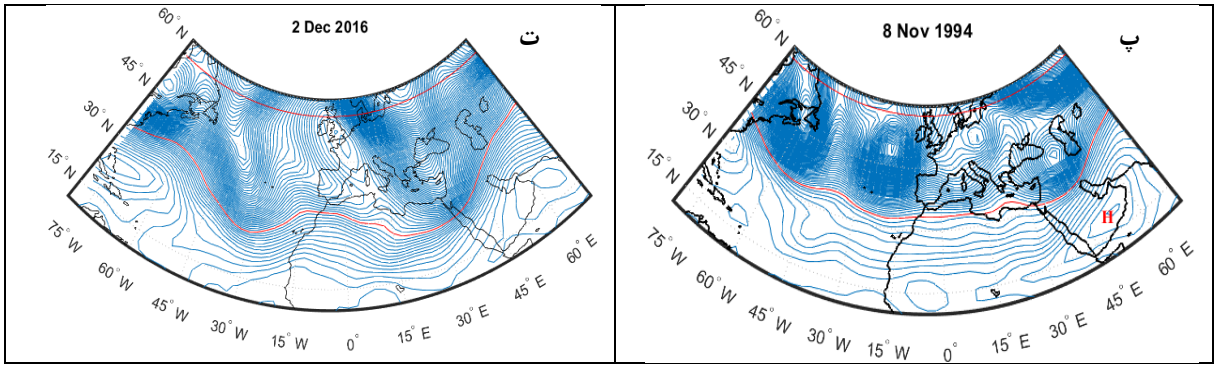
شکل ۱۱. ناهنجاری بارش برای فوریه ۱۹۹۳، مارس ۲۰۱۹، نوامبر ۱۹۹۴ و دسامبر ۲۰۱۶

۲-۲. تحلیل الگوی تموج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره ترسالی

بر اساس شکل ۱۲ امواج جوی به تبعیت از موقعیت و شدت مراکز پرفشار و کم فشار جو سبب تقویت امواج جوی شده است. در زمان ترسالی کشور می‌توان دید که مقادیر تموج به دلیل تقویت نصف النهاری جریانات و تکوین ناوه عمیق تقویت شده است به طوری که استقرار پشته قوی برروی اطلس شمالی ازجمله مهمترین عوامل در افزایش دامنه امواج باد غربی می‌باشد. افزایش دامنه امواج شرایط را برای شکل‌گیری سامانه‌های بندالی و تقویت جبهه‌زایی را فراهم کرده است. همزمان با شکل‌گیری بلاکینگ امواج باد غربی به صورت پشته‌های و ناوه‌های عمیق ایجاد شده است به طوری که با افزایش دامنه امواج و گسترش پرفشار به سمت عرض‌های شمالی‌تر گرادیان شدید بین کم فشار قطبی و پرفشار آزور ایجاد شده است. در نمونه‌های مطالعه شده نیز واچرخندی قوی برروی اطلس دیده می شود که با فرارفت سرد جنب قطبی در دامنه شرقی خود سبب تقویت و عمیق‌تر شدن ناوه مدیترانه شده است. تقویت پشته برروی اطلس علاوه بر اینکه سبب تغییرات مکانی جریانات گشته است زمینه برای ایجاد کم ارتفاع بریده و عمیق‌تر شدن ناوه مدیترانه را فراهم آورده است. به عبارتی دیگر افزایش نصف النهاری جریانات منجر به تکوین بلاکینگ برروی اروپا و ناوه مدیترانه شده است. الگوی تموج جو با افزایش شاخص نصف النهاری جریانات و شکل‌گیری ناوه مدیترانه به ۱/۵رسیده است. این شرایط با افزایش امواج و عمیق شدن آن‌ها همراه شده است که با تقویت ناوه مدیترانه بارش سنگین ایران رقم خورده است. در این زمان به دلیل حاکمیت جریانات شمالی برروی مدیترانه، پرارتفاع جنب حاره‌ای به شرقی‌ترین حالت خود یعنی شمال اقیانوس هند و دریای عرب جابجا شده است و زمینه برای عمیق شدن ناوه مدیترانه را فراهم کرده است. در نتیجه کم فشار حرارتی دریای سرخ و سودان با ناوه دینامیکی مدیترانه ادغام شده به سمت ایران گسترش یافته است. هسته مرکزی پرارتفاع عربستان در تراز میانی منطبق بر دریای عرب و شمال اقیانوس هند است که همراه با بخش جنوبی کم ارتفاع بریده سبب افزایش سرعت جریانات و تشدید گرادیان برروی منطقه شده است.

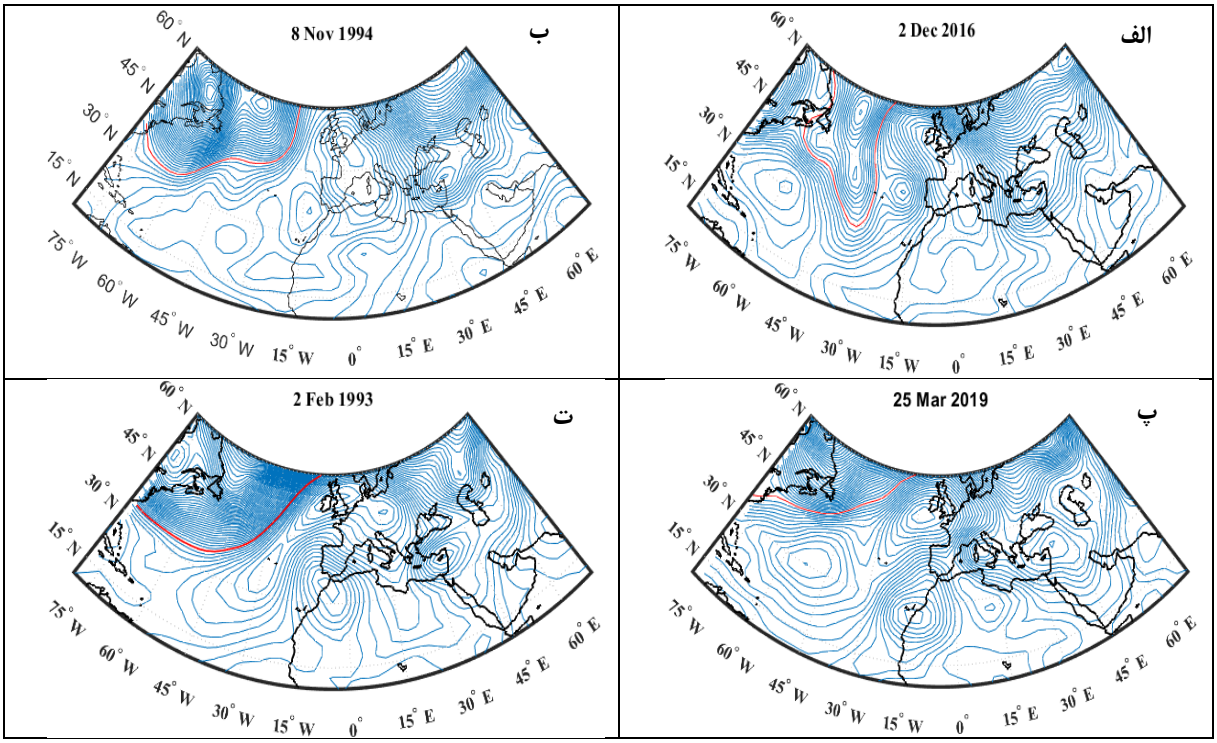


[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]



شکل ۱۲. الگوی تموج تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای فوریه ۱۹۹۳ (الف)، مارس ۲۰۱۹ (ب)، نوامبر ۱۹۹۴ (پ) و دسامبر ۲۰۱۶ (ت)

الگوی تموج تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز همانند تراز میانی جو حاکمیت ناوه شرق مدیترانه و جابجایی هسته پرارتفاع عربستان برروی دریای عرب و شمال اقیانوس هند را نشان می دهد. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال هسته مرکزی پرارتفاع عربستان نیز منطبق بر دریای عرب و شرق عربستان است. استقرار پرارتفاع عربستان در این منطقه عامل اصلی گسترش محور چرخند مدیترانه برروی کشور بوده و شرایط لازم برای جبهه زایی و تزریق رطوبت در سطوح زیرین را فراهم کرده است. در این زمان چرخند مدیترانه نیز به عنوان عامل دینامیکی صعود و ناپایداری برروی مدار ۳۰ تا ۳۵ درجه و نصف النهاری ۴۰ درجه قرار گرفته است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال اگر چه واچرخند عربستان با پرفشار تبت ادغام شده است اما به صورت سلول مستقل برروی طول ۵۵ تا ۶۵ درجه قرار گرفته است. این شرایط نسبت به دوره خشکسالی جابجایی ۱۰ تا ۱۵ درجه هسته واچرخند عربستان را نمایان می سازد. همزمان با گسترش شرق‌سوی پرارتفاع عربستان هسته مرکزی چرخند مدیترانه (نسبت به دوره خشکسالی) نیز ۱۰درجه به سمت شرق جابجا شده است.



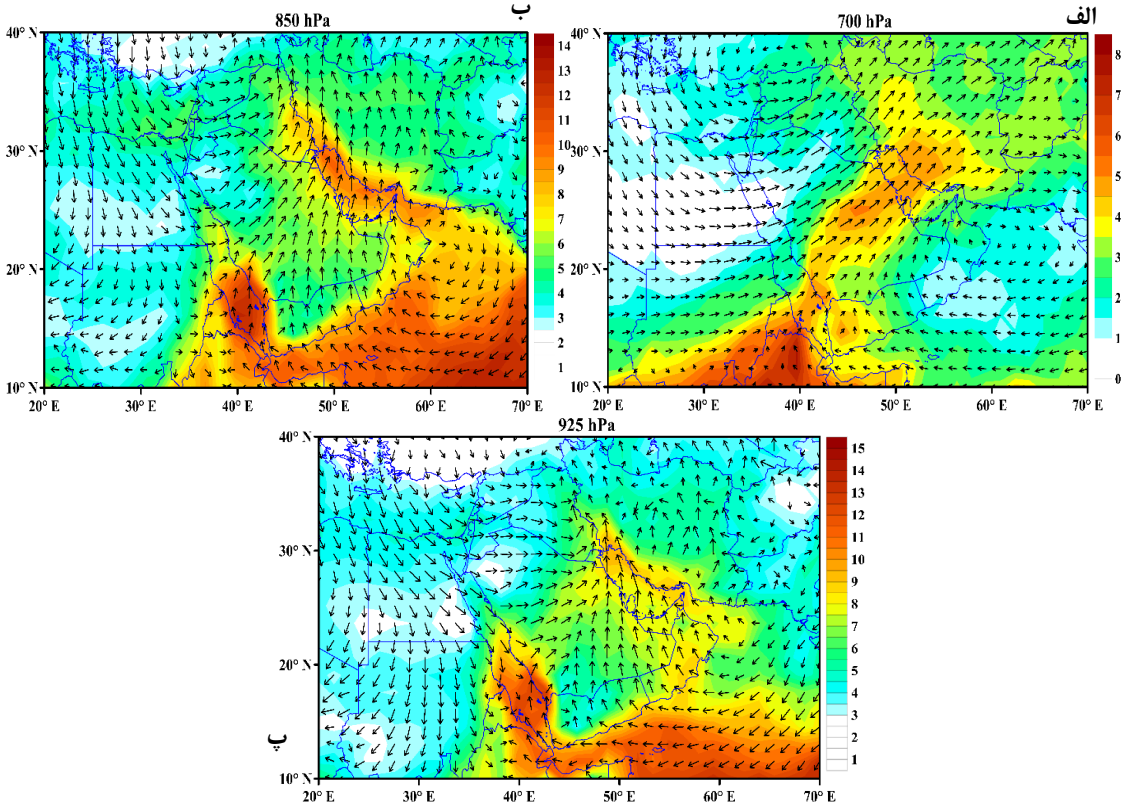
شکل ۱۳. الگوی تموج تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای فوریه ۱۹۹۳ (الف)، مارس ۲۰۱۹ (ب)، نوامبر ۱۹۹۴ (پ) و دسامبر ۲۰۱۶ (ت)

۲-۳. تحلیل میدان‌های رطوبت ویژه و باد برای دوره ترسالی

میانگین رطوبت ویژه و باد برای دوره ترسالی کشور در شکل ۱۴ ارائه شده است. کانال رطوبتی به دلیل همگرایی رطوبت در تراز پایین جو برروی دریای سرخ، خلیج فارس، دریای عرب و خلیج عدن با جهت جنوب غربی–شمال شرقی ایجاد شده است. با فراهم

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

شدن صعود دینامیکی ناشی از چرخند شرق مدیترانه و رطوبت در تراز زیرین جو به سمت منطقه تزریق شده است. این شرایط به دلیل همگرایی حجم قابل توجه رطوبت دریای عمان، خلیج فارس و اقیانوس هند، مدیترانه و دریای سرخ در راستای محور ناوه دینامیکی به وجود آمده است. همچنین به دلیل شکل‌گیری چرخند شرق مدیترانه، تقویت شمال سوی کم فشار سودانی به دلیل موقعیت مناسب واچرخند عربستان است. گسترش شرق سوی پرارتفاع دینامیکی عربستان محرک اصلی تقویت ناوه مدیترانه به سمت عرض‌های جنوبی است. نقش واچرخندی پرارتفاع عربستان به عنوان عامل کلیدی در گسترش جنوب سوی ناوه مدیترانه و تزریق کننده رطوبت از سمت دریاهای گرم بسیار چشمگیر است (لشکری و همکاران، ۱۳۹۴؛ کریمی و همکاران، ۱۴۰۰). در زمان ترسالی کشور رطوبت قابل ملاحظه دریای گرم به دلیل پتانسیل بالای انرژی نقش حیاتی در افزایش بارش و رخداد ترسالی کشور داشته است. بنابراین می‌توان دریافت که استقرار پشته پرارتفاع عربستان برروی دریای عرب سبب افزایش رطوبت در ترازهای زیرین جو برای رخداد بارش‌های سنگین (حلبیان و شبانکاری، ۱۳۹۰، علیجانی و همکاران، ۱۳۹۸) و ترسالی کشور شده است. در این زمان وقتی منابع رطوبتی با ماهیت گرم (دریاهای جنوب) و سرد (مدیترانه و سیاه) در راستای چرخند مدیترانه ادغام شود، بارش ایران نیز به حداکثر مقدار خود می رسد (شکل ۱۴الف).



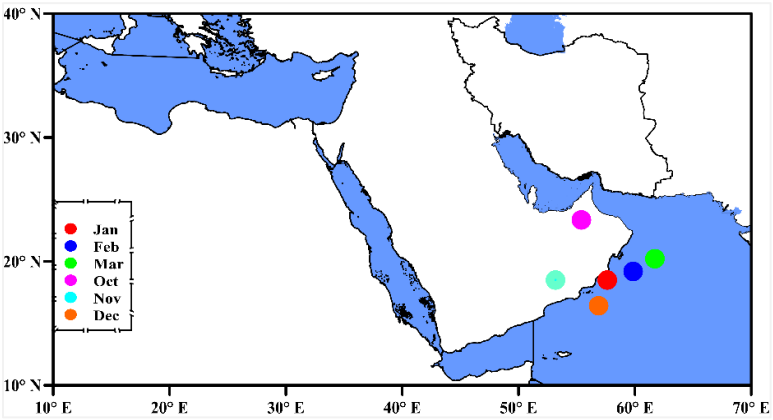
شکل ۱۴. میدان های رطوبت ویژه و باد تراز ۷۰۰ (الف)، ۸۵۰ (ب) و ۹۲۵ (پ) هکتوپاسکال برای دوره ترسالی

۲-۴. موقعیت هسته مرکزی پرارتفاع عربستان طی دوره ترسالی

بر اساس شکل ۱۵ تغییرات مکانی پرارتفاع عربستان به عنوان محرک اصلی گسترش شرق سوی چرخند مدیترانه نسبت به دوره خشکسالی (شکل ۸) بسیار محسوس است. در زمان ترسالی‌های کشور هسته مرکزی واچرخند عربستان برروی طول ۵۰ تا ۷۰ درجه شرقی قرار می‌گیرد. در زمان ترسالی‌های فصل پاییز هسته مرکزی پرارتفاع برروی ۱۵ تا ۲۵ درجه عرض شمالی دیده می شود، در فصل زمستان نیز هسته مرکزی پرفشار به سمت عرض‌های پایین‌تر جابجا می شود. با توجه به اینکه پرارتفاع عربستان یک واچرخند نیمه دائمی محسوب می شود تغییرات مکانی آن طی ماه‌های سرد سال نیز زیاد است به طوری که در ماه اکتبر این سامانه برروی طول۵۵ درجه شرقی قرار می گیرد در حالی که از ماه دسامبر هسته مرکزی به سمت شرق جابجا می شود و طی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

ماه‌های فصل زمستان مرکز پرارتفاع عربستان نزدیک عرض ۵۰ تا ۷۰ درجه شرقی قرار می‌گیرد. به طور کلی در زمان ترسالی‌های کشور مرکز پرفشار عربستان در شرقی‌ترین حالت خود به سر می برد.



شکل ۱۵. موقعیت مراکز پشته پرارتفاع عربستان در زمان ترسالی ایران برای ماه‌های سرد سال

بحث

در این پژوهش نقش پرارتفاع جنب حاره‌ای بر اقلیم ایران موقعیت مکانی جنب حاره به ویژه پرارتفاع دینامیکی عربستان بر رخداد خشکسالی و ترسالی‌های کشور طی دوره ۲۰۲۰ تا ۱۹۷۹ واکاوی شد. نتایج نشان داد که موقعیت پرارتفاع جنب‌حاره در طول ماه‌های سرد سال بسیار متغیر است. در ماه اکتبر پرارتفاع جنب حاره‌ای بر روی بخش‌های زیادی از خاورمیانه تا جنوب ایران مستقر می شود. در صورتی که در ماه‌های ژانویه و مارس به جنوبی‌ترین حالت خود می‌رسد. پرفشار جنب حاره‌ای از منطقه اطلس تا خاورمیانه با سه سلول قوی نمایان می‌شود و بر موقعیت امواج جوی تاثیر می‌گذارد. پشته پرفشار شمال آفریقا و پرفشار عربستان نقش بیشتری در موقعیت مکانی امواج بارشی و تغییرات بارش کشور دارند. پرفشار دینامیکی در زیر موج بلند باد غربی تقویت شده و هسته مرکزی آن با پربند ۵۸۸۰ تا ۵۹۰۰ مشخص می‌شود. تغییرات مکانی پشته پرفشار عربستان و شمال آفریقا در زمان ترسالی و خشکسالی‌های کشور چشمگیر است. نتایج همچنین بیانگر آن است که ناهنجاری بارش ایران زمین متاثر از موقعیت چرخندهای مدیترانه، موقعیت مکانی پرارتفاع عربستان و پشته شمال آفریقا است بطوریکه در زمان خشکسالی ایران واچرخند عربستان از دو مرکز پرفشار شمال آفریقا و اقیانوس اطلس قوی‌تر بوده و تغییرات طولی و عرض آن نیز بیشتر می شود. در این حالت پشته عربستان با استقرار بر روی جنوب مدیترانه مانع گسترش جنوب سوی ناوه مدیترانه و گسترش شمال‌سوی کم فشار سودانی به سمت عرض‌های بالاتر می‌شود. نتایج این بخش با نتایج یافته‌های لشکری و محمدی (۱۳۹۴) و کریمی و همکاران (۱۴۰۲) هماهنگ است. به عبارتی دیگر استقرار این سامانه دینامیکی بر روی دریای سرخ مانع از حرکت دینامیکی کم‌فشار سودان و ادغام سامانه دینامیکی مدیترانه و کم فشار حرارتی سودان می‌شود. تحلیل همدیدی داد که خشکسالی فراگیر و شدید ایران نیز زمانی رخ می‌دهد که هسته مرکزی پرفشار عربستان بر روی نصف النهار ۴۰ درجه و تا عرض ۳۰ درجه شمالی مستقر شود که به دلیل عدم شکل‌گیری و گسترش چرخند شرق مدیترانه مقدار تموج و بارش ایران کاهش می‌یابد. الگوی گردشی موثر بر رخداد خشکسالی شدید ناشی از گسترش غرب سو پرارتفاع عربستان و ادغام آن با پرارتفاع شمال آفریقا است. در این زمان علاوه بر کاهش تموج شار رطوبت از سمت دریاهای جنوب به دلیل تقویت پرفشار و فرونشست هوا قطع می‌شود. به طور کلی خشکسالی‌های فراگیر و شدید کشور با کاهش ناپایداری جو سبب کاهش ۳۴ میلی‌متری بارش ماهانه ایران زمین می شود. در زمان ترسالی با شکل‌گیری چرخند بر روی مدیترانه حرکت پشته عربستان به سمت شمال شرق آغاز می گردد. با جابجایی شرق سوی پرارتفاع عربستان سامانه ادغامی سودانی و مدیترانه سبب بارش‌های سنگین و ترسالی کشور می شود

نتیجه‌گیری

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

با توجه به نتایج به دست آمده در این پژوهش می توان نتیجه گرفت که که موقعیت پرفشار جنب حاره بر چرخندزایی مدیترانه و به تبع آن نوسان بارش کشور به ویژه تغییرات بارش نیمه غربی کشور تاثیر بیشتری دارد. بهترین حالت برای بارش و ترسالی ایران جابجایی شرق سوی واچرخند عربستان بر روی دریای عرب و شمال اقیانوس هند و تقویت شمال سوی پشته پرارتفاع شمال آفریقا به سمت عرض‌های بالاتر است. شدیدترین ترسالی‌ها و بارش‌های سنگین نیز زمانی اتفاق می افتد که پرفشار عربستان در شرقی‌ترین حالت خود باشد و شار رطوبت از منابع رطوبت دریاهای جنوب ازجمله اقیانوس هند، دریای عرب، عمان و خلیج فارس صورت گیرد. همزمان با گسترش شرق‌سوی واچرخند عربستان پشته شمال آفریقا نیز به سمت اروپا گسترش می‌یابد و شرایط برای انتقال جریانات از روی اروپا به سمت مدیترانه، تشدید گرادیان و تقویت ناوه مدیترانه را فراهم می‌کند. در زمان ترسالی‌های کشور مقدار بارش کشور به طور میانگین ۴۴ میلی‌متری افزایش می‌یابد. به طور کلی نتایج نشان داد پشته‌های پرفشار جنب حاره‌ای به ویژه واچرخند عربستان با تغییرات مکانی خود سبب تغییرات زیادی در شدت و موقعیت امواج باد غربی به ویژه چرخندزایی مدیترانه می‌شود. این واچرخند با امواج بزرگ باد غربی مرتبط بوده و بر گسترش جنوبی چرخندها، توسعه امواج، سیکلون‌های مدیترانه اثر می‌گذارد. بنابراین عامل همدیدی اصلی رخداد ترسالی و خشکسالی‌های ایران تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره‌ای و پر ارتفاع عربستان است. عوامل همدیدی دیگر تحت تاثیر تغییرات پرفشار جنب حاره‌ای بوده و نقش ثانویه را ایفا می کنند. بنابراین هر گونه بررسی و کند و کاو پیرامون تغییرات عناصر جوی بر روی ایران باید با تاکید بر نقش پرفشار جنب حاره‌ای باشد.

ملاحظات اخلاقی

نویسندگان در انجام و انتشار این پژوهش علمی، اصول اخلاقی را رعایت کرده‌اند و این امر مورد تأیید آنهاست.

مشارکت نویسندگان

همه نویسندگان در جمع‌آوری داده‌ها، تهیه گزارش پژوهش و تحلیل داده‌ها مشارکت داشتند.

تعارض منافع

بنا بر اظهار نویسندگان این مقاله تعارض منافع ندارد.

حامی مالی

این اثر تحت حمایت مادی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور (INSF) بر گرفته شده و از طرح شماره ۴۰۰۵۶۲۳ انجام شده است. بدینوسیله از حمایت صورت گرفته قدردانی می شود.

سپاسگزاری

از داوران محترم به خاطر ارائه نظرهای ساختاری و علمی سپاسگزاری می‌شود.

منابع

احمدی گیوی، فرهنگ و نصر اصفهانی، محمد علی (۱۳۸۲). مطالعه چرخندهای مدیترانه در دوره یک ساله و تاثیر آن بر آب و هوای خاورمیانه. *نشریه فیزیک زمین و فضا*، ۲، ۶۶-۷۱.

بابایی فینی، احمد و فرج زاده اصل، منوچهر (۱۳۸۱). الگوهای تغییرات مکانی و زمانی بارش در ایران. *مدرس علوم انسانی*، ۶ (۴)، ۵۱-۷۰.

حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۲). *بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره*. رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

حجازی زاده، زهرا و جوی زاده، سعید (۱۳۸۹). *مقدمه‌ای بر خشکسالی و شاخص‌های آن*. چاپ اول، انتشارات سمت، ۳۳-۳۴.

حجتی، زهرا و مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۴۰۰). واکاوی تغییرات گردش‌های جوی در عرض‌های میانه و پیوند آن با وردش‌های دمایی در ایران. *جغرافیا و توسعه*، ۶۲، ۵۲-۳۱.

حلبیان، امیرحسین و شبانکاری، مهران (۱۳۹۰). نقش پرفشار جنب حاره، در توزیع مکانی بارش های روزانه ایران. *جغرافیا و پایداری محیط (پژوهشنامه جغرافیایی)*، ۱ (۱)، ۱-۲۱.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]

[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

خوش اخلاق، فرامرز؛ عزیزی، قاسم و رحیمی، مجتبی (۱۳۹۱). الگوهای همدیدی خشکسالی و ترسالی زمستانه در جنوب غرب ایران. *نشریه تحقیقات کاربردی* علوم جغرافیایی، ۱۲، ۲۵.

زرین، آذر؛ قائمی، هوشنگ؛ آزادی، مجید و فرج زاده اصل، منوچر (۱۳۸۹). تحلیل الگوی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا. *فصلنامه مدرس علوم انسانی*، دوره ۱۳، ۱.

عساکره، حسین و فتاحیان، مختار (۱۳۹۸). تحلیل تغییرات پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران. *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۲۳ (۶۹)، ۲۱۱-۱۹۱.

علی پور، یوسف؛ حجازی زاده، زهرا؛ اکبری، مهری و سلیقه، محمد (۱۳۹۷). بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار با رویکرد تغییر اقلیم، *مخاطرات محیط طبیعی*، ۸ (۱۸)، ۱۶-۱.

علیجانی, بهلول؛ میرزایی، نبی اله و جاهدی، آرمان (۱۳۹۹). واکاوی همدید بارش‌های حدی و سیل آسای کشور مطالعه موردی: ۱۶ -۳۱ مارس ۲۰۱۹. *دگرگونی ها و مخاطرات آب و هوایی*، ۱ (۲)، ۷۰ - ۱۱۴.

علیجانی، بهلول و نظاماتی، حسین (۱۳۹۳). بررسی تغییرات مکانی فرود مدیترانه. *جغرافیا و برنامه ریزی محیطی*، ۲۸(۲)، ۹۲-۷۲.

علیجانی، بهلول (۱۳۸۵). *آب و هواشناسی سینوپتیک*. انتشارات سمت تهران.

علیجانی، بهلول؛ طولابی نژاد، میثم و کربلایی درئی، علیرضا (۱۳۹۸). رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (پژوهش های جغرافیایی)*، ۵۱(۱)، ۳۷-۵۰.

فرج زاده اصل، منوچهر؛ قائمی، هوشنگ؛ زرّین، آذر و آزادی، مجید (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا. *برنامه‌ریزی و آمایش فضا*،۱۳(۱)، ۲۱۹-۲۴۵.

کریمی، مصطفی و حیدری، سوسن (۱۴۰۲). تغییرپذیری و روند تغییرات شدت- گستره‌ی ترسالی و خشکسالی در ایران. *مخاطرات محیط طبیعی*، ۱۲(۳۶)، ۱۵۰-۱۲۹.

کریمی، مصطفی؛ نوروزی، فهیمه؛ جعفری، مهناز، خوش اخلاق، فرامرز و شمسی پور، علی اکبر (۱۴۰۰). هم زمانی تغییرات مکانی واچرخند عربستان در تراز ۸۵۰ hPa با بارش‌های اکتبر تا مارس در ایران. *پژوهش های جغرافیای طبیعی*، ۵۳(۴)، ۵۰۹-۵۲۹.

کیانیان، محمدکیا؛ صالح پورجم، امین، حاجی محمدی، حسن و رسولی، فهیمه (۱۳۹۵). بررسی و ارتباط خشکسالی و ترسالی های غرب ایران با الگوهای سینوپتیکی جو. *آمایش جغرافیایی فضا*، ۶ (۲۲)، ۱۹۲-۱۷۵.

لشکری، حسن و محمدی، زینب (۱۳۹۴). اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب حاره عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۷ (۱)، ۹۰-۷۳.

لشکری، حسن؛ علی اکبر، متکان؛ آزادی، مجید و محمدی، زینب (۱۳۹۵). تحلیل همدید نقش پرفشار جنب حاره ای عربستان و رودباد جنب حاره ای در کوتاه ترین طول دوره بارشی جنوب و جنوب غرب ایران. *علوم محیطی*، ۴، ۷۴-۵۹.

محمدنژاد، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ و ایران‌نژاد، پرویز (۱۳۸۸). اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران. *فیزیک زمین و فضا*، ۳۵ (۴)، ۱۱۵-۱۳۰.

مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران. *تحقیقات جغرافیایی*، ۲۰(۲)، ۱۱۳-۱۳۶.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

References

Alpert, P., Osetinsky, I., Ziv, B., & Shafir H. (2004). A new season's definition based on classified daily synoptic systems: an example for the eastern Mediterranean. International Journal of Climatology: *A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24 (8), 1013-1021. https://doi.org/10.1002/joc.1037

Bacon, S., & Carter, D. J. T. (1993). A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 13(4), 423-436. https://doi.org/10.1002/joc.3370130406

Breinl, K., Di Baldassarre, G., Mazzoleni, M., Lun, D., & Vico, G. (2020). Extreme dry and wet spells face changes in their duration and timing. *Environmental Research Letters*, 15(7), 074040. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7d05

Cattiaux, J., Peings, Y., Saint-Martin, D., Trou-Kechout, N., & Vavrus, S. J. (2016). Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophysical Research Letters*, 43(15), 8259-8268.

Darand, M., & Mirzaei, N. (2019). The relationships between precipitation amounts, number of rain days, and relative vorticity in the mid-troposphere over Iran. *Weather*, 74, S23-S31.

Geng, M., Liu, P., Qiao, X., Wang, M., & Wang, X. (2022). Spatial and Temporal Characteristics of Extreme Dry and Wet Events in Xinjiang from 1960 to 2020 and the Analysis of Influencing Factors. *Atmosphere*, 13 (7), 1067.

Hochman, A., Marra, F., Messori, G., Pinto, J. G., Raveh-Rubin, S., Yosef, Y., & Zittis, G. (2022). Extreme weather and societal impacts in the eastern Mediterranean. *Earth System Dynamics*, 13(2), 749-777.

Hosseini, A., Ghavidel, Y., Mohammad Khorshiddoust, A., & Farajzadeh, M. (2021). Spatio-temporal analysis of dry and wet periods in Iran by using Global Precipitation Climatology Center-Drought Index (GPCC-DI). *Theoretical and Applied Climatology*, 143, 1035-1045.

Iqbal, M. J., Hameed, S., & Khan, F. (2013). Influence of Azores high pressure on Middle Eastern rainfall. *Theoretical and applied climatology*, 111 (1), 211-221.

Jacobeit, J. (1987). Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, Journal of Climatology, 7, 453-476. https://doi.org/10.1002/joc.3370070503

James, I. N. (1994). *Introduction to Circulating Atmospheres*. Cambridge University Press, New York, 422pp.

Jansa, A., Homar, V., Romero, R., Alonso, S., Guijarro, J. A., & Ramis, C. (2017). Extension of summer climatic conditions into spring in the Western Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, *37*(4), 1938-1950. https://doi.org/10.1002/joc.4824

Lashkari, H., & Mohammadi, Z. (2018). Study on the role of annual movements of Arabian subtropical High pressure in the late start of precipitation in southern and southwestern Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 137, 2069–2076. https://doi.org/10.1007/s00704-018-2716-x

Liberato, M. L. (2014). The 19 January 2013 windstorm over the North Atlantic: large-scale dynamics and impacts on Iberia. *Weather and Climate Extremes*, 5, 16-28. https://doi.org/10.1016/j.wace.2014.06.002

Martin, J.E., Vavrus, S.J, Wang F., & Francis JA. (2016). Sinuosity as a measure of middle tropospheric waviness, *Journal of Climate*, 25 (26).

Mohammadi, Z., Lashkari, H., & Mohammadi, M. S. (2021). Synoptic analysis and core situations of Arabian anticyclone in shortest period precipitation in the south and southwest of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1-18. https://doi.org/10.1007/s12517-021-07572-8

Rousi, E., Rust, H. W., Ulbrich, U. And & Anagnostopoulou, C. (2020). Implications of winter NAO flavors on present and future European climate. *Climate*, 8(1), 13.

Tomozeiu, R., Stefan. S., & Busuioc, A. (2005). Winter precipitation Variability and Larg-scale Circulation Patterns in Romania. *Journal of Theoretical and Applied Climatology*, 81, 193-201.

Wang, C. (2002). Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. *Journal of climate*, 15(13), 1516-1536.

Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large scale dynamics, Presented at European Geosciences Union. *Climate dynamics*, 23, 63-78.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]
[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]

Zhang, Y., & Wu, R. (2021). Asian meteorological droughts on three time scales and different roles of sea surface temperature and soil moisture. *International Journal of Climatology*, 41(13), 6047-6064. https://doi.org/10.1002/joc.7167

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.3.1.2]

[DOI: 10.66224/jsaeh.12.3.1]