Kharazmi University

Spatial Analysis Environmental Hazards

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

Synoptic Analysis of Summer Dry Spells in Southern Coasts of the Caspian Sea and Its Relationship with Atmospheric Circulation

Mahmoud Roshani[1]✉ | Mohammad Saligheh [2] | Bohlol Alijani [3] | Zahra Begum Hejazi Zadeh [4]

1. Corresponding Author, Department of Physical Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: m.roshani1976@gmail.com
2. Department of Physical Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: saligheh@khu.ac.ir
3. Department of Physical Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: alijani@khu.ac.ir
4. Department of Physical Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran. E-mail: hedjazizadeh@yahoo.com

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received 14 September 2020
Accepted 28 October 2022
Published online 21 September 2025

Keywords:
Factor Analysis,
Dry Spells,
Threshold level,
Southern Coasts of the Caspian Sea,
Synoptic Patterns.

ABSTRACT

Objective: In this study, the synoptic patterns of the warm period of the year that lead to the cessation of rainfall and the creation of short to long dry spells were identified and analyzed.

Methods: The rainfall data of 8 synoptic stations were used to identify the dry spells of the warm season for 30 years (1986 to 2015). The average daily rainfall of each station was used as the threshold value to distinguish between wet and dry spells. Then, according to the effects of dry spells, they were defined subjectively and objectively with different durations.

Results: 5 numerical periods of 12 to 15, 15 to 30, 30 to 45, 45 to 60 and more than 60 days were identified. By factor analysis of Geopotential height data at 500 hPa, 4 components were identified for each period and a total of 20 components for 5 dry spells. Therefore, 5 common patterns control the stable weather conditions of dry spells. Most dry days are caused by subtropical high-pressure nuclei, which have a wide, even, dual-core, triple-core arrangement. The effect of subtropical high pressure on the dryness of the southern coast of the Caspian Sea is quite evident. Other dry days were caused by southerly currents, weakening of northern currents, and the trough Anticyclones' area. The anomaly map of the components days at the 500 hPa level showed that the anticyclones and cyclones correspond to the positive and negative phases of the anomalies, respectively.

Conclusions: In this study, it was found that most of the dry days of the warm period of the year occur due to the dominance of subtropical high-pressure nuclei over Iran and the study area, which had a wide arrangement, paired, dual-core, and triple-core. In general, the five common patterns are the main patterns of creating dry days on the south coast of the Caspian Sea. These patterns are also called subtropical high pressure nuclei, subtropical high pressure, southward currents, weakening of northern currents, and the trough Anticyclones' area.

Cite this article: Roshani, M., Saligheh, M., Alijani, B., & Hejazi Zadeh, Z. (2025). Synoptic Analysis of Summer Dry Spells in Southern Coasts of the Caspian Sea and Its Relationship with Atmospheric Circulation. *Spatial Analysis Environmental Hazards*, 12 (1 & 45), 1-20. http//doi.org/10.61882/jsaeh.12.1.45.1

© The Author(s)
DOI: http//doi.org/10.61882/jsaeh.12.1.45.1

Publisher: Kharazmi University

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Stable and prolonged atmospheric conditions cause an increase in extreme events such as floods, droughts, melting ice and glaciation in Middle latitudes. Recent studies indicate an increase in the number of dry spells in different parts of the world and consequently the distribution of rainfall is expected to be more irregular. Thus, knowledge of how dry spells behave and its controlling factors is of great importance in climatological studies. Due to insufficient knowledge of the synoptic patterns of stopping summer rainfall on the southern coasts of the Caspian Sea, it seems that the study of the mechanism and its relationship with the troposphere mid-level circulations and how it works when stopping rainfall in the region is very important.

Methods

In order to analyze the synoptic of dry spells of the southern coasts of the Caspian Sea, initially the daily rainfall data of 8 synoptic stations for 30 years (1986 to 2015) were selected. Then, based on the concept of consecutive days with less than a certain amount of rainfall over a period of time, dry spells were identified. In synoptic analysis, dry spells of 12 days and less were eliminated because their frequency was high and their impact on the ecological conditions of the region was negligible, and higher dry spells as "dry period" (12 to 15), "partial drought" (15 to 30), "short-term drought" (30 to 45), "long-term drought" (45 to 60) and "Super Dry period" (more than 60 days) were introduced. Hence, arithmetic mean was considered as the threshold value for distinguishing wet and dry spells, which is expressed subjectively by words and objectively by numerical values.

Results

- Factor analysis of geopotential height of 500 hPa for 444 days (12 to 15) showed that four factors after data rotation explained 30.35, 29.19, 16.93 and 14.06% of the data variance, respectively (90.54 total).
- The results of factor analysis of dry spells of 15 to 30 for 1088 days of geopotential height of 500 hPa showed that after rotation, the first to fourth components explained 25.55, 24.06, 22.25 and 17.82% of the data variance, respectively (89.68% of the total variance).
- The results of factor analysis of 886 days of geopotential height of 500 hPa for 30 to 45 days dry period showed that the first to fourth components explain 27.92, 27.54, 20.37 and 13.44% of the variance of the data, respectively (89.268% of the total variance).
- Factor analysis of 654 days of geopotential height of 500 hPa shows that after rotation, the first to fourth components explained 29.51, 28.58, 20.69 and 10.64% of the variance of the data, respectively (89.43 of the total variance).
- Finally, factor analysis of dry spells of 60 days and more for 512 days of geopotential height of 500 hPa showed the first to fourth components of 28.99, 23.22, 19.71 and 16.76% of the data variance, respectively. They explain. As a result, four post-orthogonal components accounted for 88.68% of the total variance. As a result, four components after rotation explained 88.68% of the total variance.
- The results obtained from the synoptic analysis showed: subtropical high-pressure nuclei, subtropical high ridge, southerly currents, weakening of northern currents and the establishment and the trough Anticyclones' area, cause a stable and dry atmosphere.

Also, the anomalies of dry spells synoptic patterns showed that anticyclones and cyclones correspond to the positive and negative phases of the anomalies, respectively. Of course, here the anomaly is defined as the difference of the day cells value representing each component

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

from the average of the day cells value of the same component and divided by the standard deviation.

Conclusion

In this study, it was found that most of the dry days of the warm period of the year occur due to the dominance of subtropical high-pressure nuclei over Iran and the study area, which had a wide arrangement, paired, dual-core, and triple-core. In general, the five common patterns are the main patterns of creating dry days on the south coast of the Caspian Sea. These patterns are also called subtropical high pressure nuclei, subtropical high pressure, southward currents, weakening of northern currents, and the trough Anticyclones' area.

Keywords: Factor Analysis, Dry Spells, Threshold level, Southern Coasts of the Caspian Sea, Synoptic Patterns.

Author Contributions

The level of participation of the authors in this article is equal.

Data Availability Statement

Data available upon request from the authors.

Acknowledgements

The authors would like to thank all participants of the present study.

Ethical considerations

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

Funding

This article has no financial support.

Conflict of interest

The authors declare no conflict of interest.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]

[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

دانشگاه خوارزمی

تحلیل فضایی مخاطرات محیطی

شاپا الکترونیکی: ۲۵۸۸ –۵۱۴۶

Homepage: https://khu.ac.ir

واکاوی همدیدی دوره‌های خشک تابستانه سواحل جنوبی دریای خزر و رابطه آن با گردش‌های وردسپهری

محمود روشنی [۱] ✉ | محمد سلیقه [۲] | بهلول علیجانی [۳] | زهرا بیگم حجازی‌زاده [۴]

۱. نویسنده مسئول، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: m.roshani1976@gmail.com

۲. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: saligheh@khu.ac.ir

۳. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: alijani@khu.ac.ir

۴. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. رایانامه: hedjazizadeh@yahoo.com

اطلاعات مقاله

نوع مقاله:
مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۲۴
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۰۶
تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۶/۳۰

کلیدواژه‌ها:
تحلیل عاملی،
دوره‌های خشک،
سطح آستانه،
سواحل جنوبی دریای خزر،
الگوهای همدید.

چکیده

هدف: در این پژوهش الگوهای همدیدی دوره گرم سال که باعث توقف بارش و ایجاد دوره‌های خشک کوتاه تا ابرمدت می‌شوند مورد شناسایی و واکاوی قرار گرفتند.

روش پژوهش: از آمار ۸ ایستگاه همدید برای شناسایی دوره‌های خشک فصل گرم بمدت ۳۰ سال (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵) استفاده گردید. میانگین بارش روزانه دوره هر ایستگاه بعنوان مقدار آستانه جهت تفکیک دوره‌های تر و خشک بکار رفت. سپس با توجه به آثار دوره‌های خشک، اقدام به تعریف ذهنی و عینی آنها با مدت‌های مختلف گردید.

یافته‌ها: ۵ دوره عددی ۱۲ تا ۱۵، ۱۵ تا ۳۰، ۳۰ تا ۴۵، ۴۵ تا ۶۰ و بیشتر از ۶۰ روز مشخص شد. با تحلیل عاملی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال، ۴ مولفه برای هر دوره و در مجموع ۲۰ مولفه برای ۵ دوره خشک شناسایی شد. در مجموع ۵ الگوی مشترک شرایط پایدار جوی دوره‌های خشک را کنترل می‌کنند. بطوریکه بیشتر روزهای خشک دوره گرم سال در اثر سیطره هسته پرارتفاع جنب حاره ایجاد می‌شوند، که دارای آرایش گسترده، زوجی، دو هسته‌ای، سه هسته‌ای، جای‌گزیده هستند. برخی از روزهای خشک منطقه در اثر زبانه پرارتفاع جنب حاره ایجاد می‌شوند که اثر پرارتفاع جنب حاره در خشکی هوای ساحل جنوبی دریای خزر کاملا محرز است. بقیه روزهای خشک در اثر جنوبی شدن جریانات، تضعیف جریانات شمالی و منطقه واچرخندی ناوه ایجاد شدند. بررسی نقشه آنومالی مولفه‌ها و خطوط هم‌ارتفاع روز نماینده در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال نشان داد که آنتی‌سیکلون‌ها یا واچرخندها با فاز مثبت و سیکلون‌ها یا چرخندها با فاز منفی آنومالی‌ها هماهنگ هستند.

نتیجه‌گیری: در این مطالعه مشخص شد که بیشتر روزهای خشک دوره گرم سال به دلیل تسلط هسته‌های پرفشار جنب حاره‌ای بر روی ایران و منطقه مورد مطالعه رخ می‌دهد که دارای آرایش گسترده، زوجی، دو هسته‌ای و سه هسته‌ای بودند. به طور کلی، پنج الگوی رایج، الگوهای اصلی ایجاد روزهای خشک در سواحل جنوبی دریای خزر هستند. این الگوها همچنین هسته‌های پرفشار جنب حاره‌ای، پرفشار جنب حاره‌ای، جریان‌های جنوب‌رو، تضعیف جریان‌های شمالی و منطقه واچرخندی ناوه نامیده می‌شوند.

استناد: روشنی، محمود؛ سلیقه، محمد؛ علیجانی، بهلول؛ و حجازی‌زاده، زهرا بیگم (۱۴۰۴). واکاوی همدیدی دوره‌های خشک تابستانه سواحل جنوبی دریای خزر و رابطه آن با گردش‌های وردسپهری. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ۱۲ (۱ و ۴۵)، ۱-۲۰. http//doi.org/10.61882/jsaeh.12.1.45.1

CC BY NC

© نویسندگان

ناشر: دانشگاه خوارزمی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]

[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

مقدمه

پدیده‌های اقلیمی در ابتدا به عرض جغرافیایی، تراکنش خشکی–دریا و چرخه‌های سالانه (فصول) وابسته هستند، اما تغییرات درون فصلی اقلیم توسط گردش‌های جوی مشخص می‌شوند. در عرض‌های معتدله شرایط پایدار و طولانی گردش‌های جوی عامل افزایش رخدادهای فرین از قبیل سیلاب‌ها، خشکسالی‌ها، ذوب یخ‌ها و یخبندان‌ها هستند. مطالعات اخیر حاکی از افزایش تعداد خشکسالی‌ها در مناطق مختلف دنیا بوده و به تبع آن انتظار می‌رود توزیع بارندگی نامنظم‌تر گردد. افزایش طول دوره‌های خشک، هزینه‌های گزافی بر جوامع متاثر از آن وارد می‌کند. بدین ترتیب آگاهی از چگونگی رفتار دوره‌های خشک و عوامل کنترل کننده آن از اهمیت زیادی در مطالعات اقلیم‌شناختی برخوردار است. برای مطالعه دوره‌های خشک باید تعریف درستی از سطح آستانه جهت تفکیک از دوره‌های تر ارائه شود. بطورکلی روز خشک نیز به روزی اطلاق می‌شود که بارندگی روزانه به پایین‌تر از مقدار آستانه صفر برسد. اما نویسندگان مختلف، آستانه‌های مختلفی را برای تعریف دوره خشک بکار بردند. مثلا برخی مقدار ۰/۱ میلی‌متر را بعنوان سطح آستانه بکار می‌برند زیرا دقت بارانسنج‌ها اغلب همین مقدار است. در مطالعات دیگر آستانه ۱ میلی‌متر را با فرض اینکه بارندگی کمتر از آن تبخیر می‌شود در نظر می‌گیرند. برخی از محققین ۱/۵ و ۲ میلی‌متر را بعنوان سطح آستانه تعریف می‌کنند. سطح آستانه از ۱ تا ۲۵ میلی‌متر متغیر بوده و مقدار ۱۰ میلی‌متر در اکثر مطالعات بکار می‌رود. استفاده از سطح آستانه بالاتر باعث می‌شود برخی از روزهای بارانی ایزوله با مقادیر کم در داخل دوره‌های خشک طولانی مدت حذف شوند. باید توجه داشت که مقدار آستانه به روش صرفا ذهنی انتخاب نشود بلکه باید با نوع کاربرد مرتبط باشد (ماتوگاما و پیریس[1]، ۲۰۱۱).

در همین راستا روز خشک به روزی گفته می‌شود که بارندگی کمتر از ۵ میلی‌متر باشد. اساسا این تعریف برای اهداف اکولوژیک ارائه شده است. از اینرو سطح آستانه برای شناسایی دوره خشک با توجه به مقدار بارندگی، شرایط هیدرولوژیک، کشاورزی و اکولوژیک در اقالیم مختلف متفاوت است و نمی‌توان مقدار معینی را برای آن تعیین کرد (کوک و هیردگن[2]، ۲۰۰۱). یکی از مهم‌ترین موضوعات علم آب و هواشناسی، طبقه‌بندی الگوهای گردشی سطوح میانی و بالایی وردسپهر در کنترل دوره‌های خشک است. طبقه‌بندی‌های اقلیمی از دیرباز موضوع بسیاری از پژوهش‌های اقلیم‌شناسی بوده و هسته مرکزی اقلیم‌شناسی همدید، طبقه‌بندی است. از دهه ۱۹۷۰ که طبقه‌بندی‌های خودکار بوجود آمد، این امر با بکارگیری روش‌های آماری پیشرفته، سرعت بیشتری پیدا کرد. برای اولین بار لوند (لوند[3]، ۱۹۶۳) مقادیر فشار سطح دریای ۲۲ ایستگاه شمال شرقی ایالات متحده را برای ۴۴۵ روز زمستان جهت تعیین الگوهای همدید بکار برد. او با محاسبه ضریب همبستگی فشار هر روز با روز دیگر ماتریس همبستگی ۴۴۵ × ۴۴۵ ایجاد کرد و ۹۸۷۹۰ مقدار ضریب همبستگی غیر قطری بدست آورد. نقشه‌های با ضریب همبستگی ۰/۷ یا بیشتر را بعنوان تیپ A انتخاب و در مرحله بعد تمامی نقشه‌های تیپ A را حذف و نقشه‌هایی که ضریب همبستگی $r \geq 0.70$ داشتند بعنوان تیپ B نامگذاری کرد و فرایند بالا را برای بقیه نقشه‌ها با ضریب ۰/۷ یا بیشتر از آن تکرار کرد تا ۱۰ تیپ بدست آمد. کالکستین[4] و همکاران (۱۹۸۷)، سه روش متداول خوشه‌بندی یعنی روش حداقل واریانس وارد، فاصله متوسط، فاصله مرکزی را برای طبقه‌بندی همدید بررسی کردند. گروه‌بندی نهایی حاصل از سه روش بسیار متفاوت بود. روش وارد گروه‌های با تعداد روزهای نسبتا مشابه را ایجاد کرد، از اینرو برخی از روزهای فرین هوا با روزهای کمتر فرین در یک طبقه قرار گرفتند. روش فاصله مرکزی یک گروه خیلی بزرگ و تعدادی از گروه‌های مستقل روزانه تولید کرد که نتایج آن جالب نبود. اما روش فاصله متوسط که ترکیبی از دو روش دیگر بود توانست واریانس درون‌گروهی را کاهش دهد و بدین ترتیب گروه‌های واقعی‌تر ایجاد و بطور شایسته روزهای فرین جوی را در واحدهای متمایز هواشناختی ترکیب کرد. اما با توجه به عدم شناخت کافی از الگوهای همدیدی توقف بارش های تابستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، انجام پژوهشی که بطور خاص سازوکار همدیدی حاکم بر عدم وقوع بارش‌های

[1] - Mathugama & Peiris
[2] - Cook & Heerdegen
[3] - Lund
[4] - Kalkstein

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

تابستانه این ناحیه را تبیین کند ضروری بنظر می‌رسد. از اینرو هدف اصلی این پژوهش، بررسی علت همدیدی دوره‌های خشک تابستانه ناحیه جنوبی ساحل خزری و بررسی سازوکار و رابطه آن با گردش‌های تراز میانی وردسپهر و چگونگی عملکرد آن در زمان توقف بارش در منطقه است.

پیشینه پژوهش

۱. پیشینه تجربی

شریدان[1] (۲۰۰۲)، روش دورگه یعنی طبقه‌بندی همدید مکانی (SSC) را برای طبقه‌بندی تیپ‌های هوای آمریکای شمالی بکار گرفت. در اصل SSC که در اواسط ۱۹۹۰ بسط یافته بود هر روز مکان را در یکی از شش تیپ هوا یا یک تیپ انتقالی طبقه‌بندی می‌کند. SSC جدید (SSC2) چندین تغییر مهم داشته است. مهم‌ترین تغییر آن ایجاد روشی برای انتخاب روزهای منشاء است. روزهایی که تیپ خاص هوا در مکان خاص را مشخص می‌کند. با این روش طبقه‌بندی تیپ‌های هوا نه فقط برای زمستان و تابستان بلکه برای تمام سال قابل انجام است. بهالمی و مولی[2] (۱۹۸۰) در بررسی گردش موسمی و خشکسالی‌ها/ترسالی‌های بزرگ مقیاس نشان دادند، گرادیان فشار ضعیف‌تر نصف‌النهاری باعث جابجایی فصلی وسیع‌تر شمال‌سوی تراف موسمی، تاخیر موسمی، فراوانی کمتر فرابارها و گسترش کمتر غرب‌سوی مسیرهای فروبارها شده و ظهور خشکسالی‌های بزرگ مقیاس را به همراه دارد.

پنا و داگلاس[3] (۱۹۹۸)، با تحلیل خصوصیات دوره‌های تر و خشک آمریکای مرکزی (سمت اقیانوس آرام) در طی فصل بارانی نشان دادند، دوره مرطوب به دوره‌ای گفته می‌شود که ۷۵ درصد یا بیشتر ایستگاه‌های واقع در حاشیه اقیانوس آرام (نیکاراگوا، کاستاریکا و پاناما)، بارندگی را به همراه بادهای تجاری ضعیف‌تر برروی مجمع جزایرکارائیب و جریان قوی‌تر شمال‌سوی استوایی را برروی آرام شرقی گزارش کنند. در طی دوره مرطوب شدت جریان عبوری استوایی آرام شرقی به چندین متر بر ثانیه رسیده و از میانگین فصلی تروپوسفر پایینی و میانی تجاوز می‌کند، و قوی‌ترین و عمیق‌ترین آنها یک روز قبل از مرطوب‌ترین روز اتفاق می‌افتد. در همین راستا فرایندهای جوی همراه با سیلاب‌ها و خشکسالی‌های تابستانه ایالات متحده مرکزی نشان داد، بارش سنگین ایالات متحده مرکزی در طی تابستان با کاهش بارش در جنوب یا محدوده بین اقیانوس آرام شرقی حاره‌ای تا خلیج مکزیک در اقیانوس اطلس غربی همراه است. همچنین شرایط خشک در امتداد سواحل غربی کانادا و مکزیک در طی دوره‌های مرطوب ایالات متحده مرکزی رخ می‌دهد. الگوی بارندگی توسط رابطه معکوس دما–بارندگی برروی آمریکای شمالی پشتیبانی می‌شود. در رخدادهای خشک، فرابار توسعه‌یافته در راستای عمودی نیز الگوی غالب است که آمریکای شمالی را از ۳۰° تا ۶۰° شمالی پوشش می‌دهد. در رخدادهای خشک، گرمایش در اقیانوس آرام شرقی حاره‌ای همراه با جابجایی شمال سوی ITCZ در پنج روز قبل از شروع آن اتفاق می‌افتد. جریان شرقی غالب در بخش جنب حاره‌ای آمریکای شمالی هدایت کننده رطوبت به ایالات متحده نبوده و بدون جریان رطوبت از خلیج مکزیک، در این ناحیه شرایط خشک غالب می‌گردد (مو[4] و همکاران، ۲۰۰۱).

دیم[5] (۲۰۰۶)، برای بررسی کنترل‌کننده‌های مقیاس همدید دورهای تر و خشک تابستانه جنوب شرقی ایالات متحده آمریکا از داده‌های بارش روزانه ۳۰ ایستگاه برای ماه‌های ژوئن، ژولای و آگوست از سال ۱۹۵۳ تا ۲۰۰۲ استفاده کرد. قلمرو مورد مطالعه را با استفاده از تحلیل مولفه‌های اصلی به سه منطقه بارشی (جنوب، شمال غرب و شمال شرق) و دوره‌های تر و خشک را به دوره‌های بالا و پایین ۳۰ روز تقسیم کرد. نقشه‌های گردشی مرکب ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی‌بار نشان داد عموما دوره‌های تر همراه با تراف سطح

[1] - Sheridan
[2] - Bhalme & Mooley
[3] - Pena & Douglas
[4] - Mo
[5] - Diem

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

بالا و جریان‌های قوی تروپوسفر پایینی در جنوب شرق خلیج مکزیک هماهنگ هستند، و دوره‌های خشک با پشته‌ها یا آنتی-سیکلون‌های واقع در میانه غربی و جنوب شرقی ایالات متحده در پیوند با جریان‌های ضعیف تروپوسفر پایینی مشخص می‌شوند.

ویسنته–سرانو و لوپز–مورنو[1] (۲۰۰۶)، تاثیر گردش جو برروی تغییرپذیری خشکسالی زمستانه شمال شرق اسپانیا را بررسی کردند. نتایج بدست آمده حاکی از تغییرپذیری مکانی خشکسالی‌های زمستانه این ناحیه با سه الگوی کاملا متفاوت است. سه الگو منطبق با ارتفاعات پیرنه، مرکز دره ابرو[2] و اراضی ساحلی مدیترانه هستند. روند منفی SPI زمستانه نشان‌دهنده افزایش شرایط خشکسالی این ناحیه می‌باشد. زیرا روند منفی شاخص استاندارد شده بارش با روند منفی فراوانی تیپ‌های هوای باران‌زا از قبیل C، SW و W و افزایش فراوانی تیپ A هماهنگ است. با وجود این روند مثبت مقادیر SPI در اراضی ساحلی مدیترانه با افزایش فراوانی تیپ‌های هوای بارانزای شرقی (E و SE) مطابقت دارد. در این راستا تغییرات سالانه فراوانی تیپ‌های مختلف هوا نیز توسط الگوهای مختلف گردش عمومی جو از جمله نوسان اطلس شمالی (NAO) شناسایی شد.

پفیستر[3] و همکاران (۲۰۰۶)، خشکسالی‌های هیدرولوژیک زمستانه ۴۵۰ سال قبل حوضه بالایی راین را بازسازی کرده و معتقدند معتقدند که ۲۹ خشکسالی شدید زمستانه از سال ۱۵۴۰ اتفاق افتاده است. برخی از خشکسالی‌ها بعد از چهار ماه متوالی بارش زیر میانگین رخ دادند. بازسازی بزرگ مقیاس فصلی فشار سطح دریا حاکی از آنست که در اغلب موارد خشکسالی‌ها با آنتی‌سیکلون‌های دائمی واقع بر اروپای غربی مرتبط هستند. خشکسالی‌های شدید زمستانه در قرن بیستم در مقایسه با دوره‌های گذشته نسبتا نادرند. سانتوس[4] و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از روش طبقه‌بندی میانگین k، حرکات جوی بزرگ مقیاس خشکسالی زمستان ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ پرتغال را شناسایی کردند. طبقه‌بندی روزها نشان‌دهنده حاکمیت پنج رژیم بارشی زمستانه در این کشور است که دو تا از خشکترین رژیم‌های جوی در این سال حاکم بودند. رژیم‌های فوق معمولا با چرخش‌های آنتی‌سیکلونی یا بادهای شرقی پیوند خورده و کاهش بارش را تبیین می‌کنند.

وردون–کید و کیم[5] (۲۰۰۹)، خشکسالی‌های بلند مدت استرالیای جنوبی را در طی سال‌های ۱۸۹۵ تا ۱۹۰۲، ۱۹۳۷ تا ۱۹۴۵ و ۱۹۹۷ تاکنون را بررسی و نشان دادند خشکسالی‌های فوق برحسب درجه وخامت، گستره مکانی، فصلی بودن و ساختار بارندگی فصلی متفاوت هستند. تفاوت‌های موجود بخاطر اینست که خشکسالی‌ها از پیوند از دورهای مختلف اقلیمی از جمله اقیانوس‌های آرام، هند و جنوبی ناشی می‌شوند. چرابی و ال هتروشی[6] (۲۰۱۰)، با بررسی همدیدی تغییرپذیری بارندگی زمستانه عمان و دوره‌های تر و خشک سال‌های ۱۹۸۴ تا ۲۰۰۷ نشان دادند عامل اصلی تعدیل بارندگی زمستانه عمان شمالی نیز تراف فوقانی مدیترانه است. در طی دوره‌های خشک آنومالی مثبت بزرگ مقیاس SLP/GPH برروی روسیه و آنومالی منفی SLP در جنوب غربی اروپا و اروپای غربی مشاهده می‌شوند. الگوی مورد نظر هوای خشک و سرد شمال شرقی را به محدوده مورد مطالعه هدایت می‌کند.

وانگ[7] و همکاران (۲۰۱۳)، خشکسالی‌های زمستانه نپال غربی را ناشی از نوسان شمالگان[8] و تغییرپذیری دهه‌ای آن می‌داند که از رشته موج‌های کوتاه تروپوسفری اورآسیا و جنوب آسیا منشاء می‌گیرند. همچنین گرم شدن مداوم اقیانوس هند نیز مانع بارندگی از طریق تقویت گردش هدلی محلی می‌شود. شبیه‌سازی‌های انجام شده توسط پروژه درون مقایسه‌ای فاز ۵ مدل زوجی[9] نشان داد افزایش بار هواویزه‌های انسانی نیز عامل دیگر کاهش بارش دهه‌های اخیر بوده است. در نتیجه دهه‌های خشکسالی در

[1] - Vicente-serrano & Lopez-Moreno
[2] - Ebro
[3] - Pfister
[4] - Santos
[5] - Verdon-Kidd & Kiem
[6] - Charabi & Hatrushi
[7] - Wang
[8] - Arctic Oscillation
[9] - Coupled Model Intercomparison Project

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

نپال ناشی از تغییرپذیری طبیعی و اثرات انسانی است. میرون و تایسون[1] (۱۹۸۴) با بررسی آنومالی‌های گردشی دوره‌های مرطوب و خشک ماهانه، فصلی و دهه‌ای سطح زمین و ۵۰۰ میلی‌بار نشان دادند، شرایط مرطوب با آنومالی‌های منفی ارتفاع ژئوپتانسیل روی قاره آفریقا و آنومالی‌های مثبت روی اقیانوس‌های واقع در جنوب و جنوب غرب همراه است. آنومالی‌های مورد نظر در دوره‌های خشک برعکس می‌شوند.

شابار[2] و همکاران (۲۰۱۱)، معتقدند خشکسالی‌های منطقه پریری کانادا در اثر کاهش رطوبت خلیج مکزیک در طی فصل خشک، فرونشینی غیرنرمال هوا به همراه پرفشار غیرعادی برروی محدوده غربی آمریکای شمالی و انتقال ضعیف رطوبت از اقیانوس آرام ایجاد می‌شود. الگوهای گردشی محدوده غربی آمریکای شمالی و آنومالی‌های رطوبت در ناحیه پریری نشان‌دهنده پیوند آن با الگوی SST جهانی و زمستان قبلی اقیانوس آرام است. ریمکوس[3] و همکاران (۲۰۱۴)، با استفاده از طبقه‌بندی هس (Hess) و برزوسکی (Brezowski)، شاخص‌های NAO و AO، ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسگال و شاخص بلوکینگ تیبالدی–مولتنی (Tibaldi-Molteni) الگوهای گردش جوی دوره‌های خشک لیتوانی نشان دادند در دوره‌های خشک معمولی کاهش در اشکال چرخش مداری و افزایش در چرخش نصف‌النهاری به همراه بلوکینگ برروی منطقه بالتیک در ۰ تا ۲۰ روز قبل‌تر از شروع دوره خشک و همچنین جابجایی مکانی قوی در طی گسترش فازهای دوره خشک مشاهده می‌گردد. همیشه تداوم خشکسالی در منطقه بالتیک با چرخش‌های آنتی‌سیکلونی قوی قبلی تعیین شده و در اکثر مواقع خشکسالی با فازهای منفی NAO/AO همراه بودند. سلیقه (۱۳۹۵) خشکسالی‌های ایران را ناشی از ۶ الگوی همدید آشفته جوی، فرونشینی پشته‌ای در جو، فرونشینی گسترده و مداوم جو، فرونشینی جای‌گزیده پرارتفاع، لانه‌گزینی پرارتفاع در مناطق منابع رطوبتی و ناوه کم دامنه می‌داند. امیدوار و همکاران (۲۰۱۶) معتقدند فاز مثبت شمال دریای خزر با حرکت جنوبسوی کم ارتفاع جنب قطبی، چند قطبی شدن فازها و عبور فاز مثبت از شمال شرق (پرفشار سیبری) و یکی شدن آن در ایران مرکزی با پرارتفاع جنب حاره (جبهه جنب حاره)، تشکیل چندین مرکز با فازهای متغیر و تاثیر فاز مثبت واقع بر غرب و شمال غرب اروپا برروی ایران مرکزی و پرارتفاع واقع برروی دریای مدیترانه و سیاه عامل پایداری هوا در ایران مرکزی بوده و بطور اعم دوره‌های خشک این ناحیه را کنترل می‌کنند.

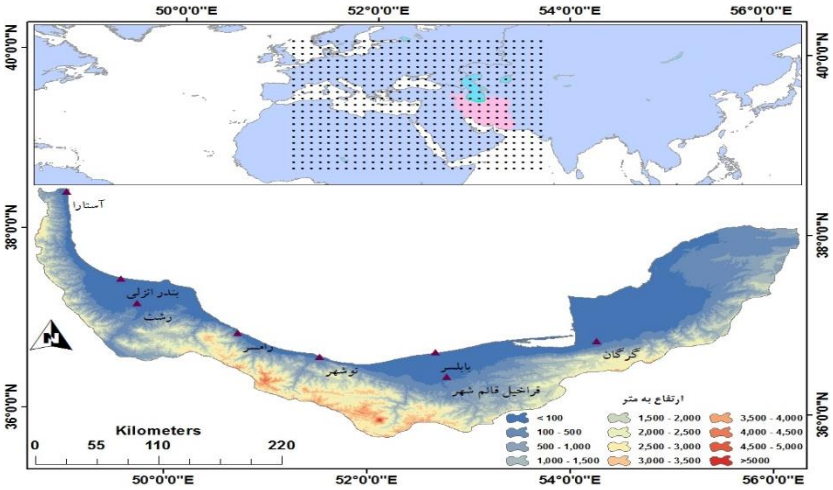
روش‌شناسی پژوهش

۱. داده‌ها و روش کار

به منظور تحلیل همدیدی دوره‌های خشک سواحل جنوبی دریای خزر و رابطه آن با گردش تراز میانی وردسپهر، در ابتدا آمار بارش روزانه دوره گرم ۸ ایستگاه سینوپتیک ساحل جنوبی دریای خزر از غرب به شرق بمدت ۳۰ سال (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵) انتخاب شد. سپس براساس مفهوم هواشناختی دوره‌های خشک یعنی روزهای متوالی با بارش کمتر از مقدار معین در طی یک دوره زمانی مشخص، اقدام به شناسایی دوره‌های خشک گردید (شکل ۱). در این تحقیق مقدار سطح آستانه یا X_0 نیز از طریق تقسیم بارش دوره گرم سال بر تعداد روزهای آن و نهایتا محاسبه میانگین روزانه دوره بدست آمد (جدول ۱). در تحلیل سینوپتیکی دوره‌های خشک، بدلیل تکرار دوره‌های خشک خیلی کوتاه‌مدت و عدم تاثیر آن بر شرایط اکولوژیک منطقه، از دوره‌های خشک با $D_d < ۱۲$ روز صرفنظر شده و دوره‌های خشک بالاتر از آن به ترتیب با عنوان "دوره خشک" (۱۲تا ۱۵)، "خشکسالی جزئی" (۱۵ تا ۳۰)، "خشکسالی کوتاه مدت" (۳۰ تا ۴۵)، "خشکسالی بلندمدت" (۴۵ تا ۶۰) و "دوره ابر خشک" (بیشتر از ۶۰ روز) معرفی شدند. از اینرو میانگین حسابی بعنوان مقدار آستانه برای تفکیک دوره‌های تر از خشک در نظر گرفته شد، که از لحاظ ذهنی توسط واژگان و از لحاظ عینی توسط مقادیر عددی بیان می‌شود (جدول ۱ و ۲).

[1] - Miron & Tyson
[2] - Shabbar
[3] - Rimkus

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]



شکل ۱. موقعیت محدوده مورد مطالعه در شبکه ۲/۵×۲/۵ درجه

جدول ۱. مقدار آستانه برای شروع و خاتمه دوره‌های خشک در ایستگاه‌های سواحل جنوبی دریای خزر

ایستگاه	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قراخیل	گرگان
متوسط بارش روزانه ۳۰ ساله دوره گرم به میلی‌متر	۲/۸۱	۳/۰۲	۲/۲۵	۲/۱۸	۲/۱۹	۱/۳۷	۱/۳۳	۰/۹۷
انحراف معیار بارش روزانه ۳۰ ساله دوره گرم	۰/۹۱	۱/۲۷	۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۳۳

جدول ۲. تعریف ذهنی و عینی دوره‌های خشک در ایستگاه‌های سواحل جنوبی دریای خزر

دوره ابرخشک	خشکسالی بلندمدت	خشکسالی کوتاه‌مدت	خشکسالی جزئی	دوره خشک	تعاریف ذهنی
"دوره ابر خشک" (به روزهای متوالی خشک بیشتر از ۶۰ روز گفته می‌شود). اکثر رودهای محلی خشک شده و افت در آبهای زیرزمینی اتفاق می‌افتد، همچنین آثار پژمردگی در درختان باغی قابل مشاهده بوده و در صورت افزایش طول دوره خشک، درختان باغی و جنگلی خشک می‌شوند.	"خشکسالی بلند مدت" (یک دوره ۴۵ تا ۶۰ روزه است). کاهش شدید آبهای سطحی و جهت برطرف کردن آب مورد نیاز کشاورزی، نیازمند استخراج آبهای زیر زمینی هستیم.	"خشکسالی کوتاه مدت"(۳۰ تا ۴۵ روزه که در طی آن آب مورد نیاز کشاورزی و خانگی دچار مشکل می‌شود). و اولین فشارهای خشکسالی به اکوسیستم‌های طبیعی از جمله جنگلی وارد می‌شود.	"خشکسالی جزئی"(۱۵ تا ۳۰ روزه که در طی آن بارندگی روزانه از متوسط بارندگی روزانه ایستگاه مورد نظر تجاوز نمی‌کند). در این حالت آبهای سطحی کاهش یافته و نیازمند آبهای مکمل جهت برطرف کردن نیاز کشاورزی هستیم.	"دوره خشک"(۱۲ تا ۱۵ روزه با احتمال وقوع بارندگی، بطوریکه در هیچ یک از روزها بیش از متوسط روزانه آن ایستگاه، بارش دریافت نشود).	تعاریف عینی یا عددی

در مرحله بعد، برای شناسایی و طبقه‌بندی الگوهای همدید کنترل کننده روزهای خشک از داده‌های ژئوپتانسیل سایت نوآ استفاده شد. با استفاده از اسکریپت نوشته شده در محیط Notepad و اجرای آن در محیط Grads، مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای خشک برای°۱۰ تا °۷۰ طول شرقی و °۱۰ تا °۶۰ عرض شمالی (۵۲۵ یاخته) بصورت فایل متنی جدا گردید. در نهایت ماتریس ورودی برای تحلیل عاملی دوره‌های خشک بصورت زیر تنظیم گردید.

$$R_{12-15} = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{444} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, \quad R_{15-30} = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{1088} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, \quad R_{30-45} = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array} \begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{886} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

$$R_{45-60} = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{654} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, \quad R_{>60} = \begin{array}{c} \\ c_1 \\ c_2 \\ \vdots \\ c_{525} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{512} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

در اینجا v و c به ترتیب بیانگر روز و مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل در یاخته‌های مختلف هستند. بعد از تنظیم ماتریس داده‌ها، ماتریس همبستگی متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای مختلف برای ۵۲۵ یاخته براساس فرمول ذیل محاسبه گردید.

$$r_{v_{1,2}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(v_1 - \bar{v}_1)(v_2 - \bar{v}_2)}{NS_{v_1}.S_{v_2}} \qquad (1)$$

ماتریس ضریب همبستگی $n \times m$ دوره‌های خشک به صورت زیر بدست آمد. ماتریس حاصل، یک ماتریس متقارن بوده و می‌توان شدت و ضعف رابطه ارتفاع ژئوپتانسیل را در روزهای مختلف مشخص کرد.

$$R_{12-15} = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{444} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{444} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, R_{15-30} = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{1088} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{1088} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, R_{30-45} = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ c_{886} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{886} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

$$R_{45-60} = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{525} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{654} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}, \quad R_{>60} = \begin{array}{c} \\ v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_{512} \end{array}\begin{array}{c} \begin{array}{cccc} v_1 & v_2 & \dots & v_{512} \end{array} \\ \begin{bmatrix} & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \end{bmatrix} \end{array}$$

ماتریس بارگویه‌ها یا بارهای عاملی در واقع ارتباط بین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای مختلف با عامل‌ها است. در ماتریس بارگویه‌ها بعد از دوران متعامد، ستون‌ها نشان‌دهنده عامل‌ها و سطرها بیانگر روزهای مختلف هستند. در این ماتریس نقش و تاثیر هر عامل در ارتفاع ژئوپتانسیل هر روز نشان داده می‌شود. در واقع بار عاملی ارتفاع ژئوپتانسیل روز X_i و عامل F_1 نشان‌دهنده وزنی است که عامل F_1 در تبیین واریانس کل آن روز دارد. سایر مولفه‌ها نیز به همین ترتیب برروی X_i تاثیر دارند. و مجموع مجذور همبستگی ارتفاع ژئوپتانسیل هر روز با مجموعه‌ای از عامل‌ها نیز واریانس مشترک آن روز نامیده می‌شود، که از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$h_i^2 = \sum_{i=1}^{n} r_{ij}^2 = r_{i1}^2 + r_{i2}^2 + \dots + r_{ik}^2 \qquad (2)$$

در این رابطه h_i^2 بیانگر اشتراک ارتفاع ژئوپتانسیل روز i ام با k عامل است (نایبی، ۱۳۹۳). در تحلیل عاملی کل واریانس تبیین شده توسط عامل‌ها برابر ۱ یا ۱۰۰ در نظر گرفته می‌شود و باقیمانده نیز واریانس خطا نامیده می‌شود. بعبارت دیگر درصدی از واریانس کل که توسط عامل‌های تعیین شده قابل تبیین نیست. در تحلیل عاملی رابطه بین ارتفاع ژئوپتانسیل هر روز با عامل‌ها خطی است یعنی m روز مشاهده شده با n عامل متعامد رابطه دارند. بنابراین ساده‌ترین مدلی که می‌توان برای آن تعریف کرد مدل رگرسیونی چند متغیره خطی است، که صورت کلی آن عبارت از:

$$X_i = b_{i1}F_1 + b_{i2}F_2 + \dots + b_{ik}F_k + \mu_i = \sum b_{ik}F_k + U_i \qquad (3)$$

در این رابطه b_i مجذور بارگویه یا ضریب عامل‌ها، F_i نماینده عامل شماره ۱، ۲، ۳ تا k و U_i واریانس ویژه است. عبارت $b_{i1}F_1$ میزان کنترل مولفه اول را در متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال آن روز نشان می‌دهد، همینطور سایر مولفه‌ها

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

نیز بر ارتفاع ژئوپتانسیل روز مورد نظر تاثیر دارند. U_i نشان‌دهنده واریانس ویژه بوده و آن قسمت از واریانس تبیین نشده توسط مولفه‌ها را بیان می‌کند. بنابراین ماتریس ترکیب‌های خطی متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل با عامل‌ها بصورت زیر قابل تنظیم است.

$$\begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ \vdots \\ X_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1n} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2n} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ b_{m1} & b_{m2} & \dots & b_{mn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} F_1 \\ F_2 \\ \vdots \\ F_n \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ \vdots \\ U_m \end{bmatrix} \quad (4)$$

اگر ماتریس اول را X، ماتریس دوم را B، ماتریس سوم را F و ماتریس آخر را U نامگذاری کنیم، آنگاه خواهیم داشت:

$$X = BF + U \quad (5)$$

که B ماتریس بارهای عاملی و F نیز ماتریس عامل‌هاست. در نهایت جدولی که در آن بارهای عاملی ارتفاع ژئوپتانسیل تمامی روزهای مورد مشاهده برروی هر عامل نشان داده شود (B)، ماتریس عاملی می‌گویند. در این راستا مجذور بار عاملی ارتفاع ژئوپتانسیل هر روز نشان‌دهنده درصد واریانسی از آن است که توسط عامل مربوطه تعیین می‌شود. در واقع همان ضریب تعیین در مدل‌های رگرسیونی است (منصور فر، ۱۳۸۸). مقدار ویژه از طریق مجموع مجذورات بارهای عاملی مربوط به تمام روزهای آن عامل بدست می‌آید. بعبارتی مجموع مجذورات بارهای عاملی هر عامل را مقدار ویژه آن عامل می‌نامند. مقدار ویژه با استفاده از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$\lambda_1 = \sum_{j=1}^{m} b_{j1}^2 \quad (6)$$

در واقع λ_1 عبارت از مجموع مجذورات ستون 1 ام از ماتریس **B** است. مقدار ویژه هر عامل گویای این است که چند درصد از واریانس کل ارتفاع ژئوپتانسیل روزها مربوط به هر عامل است. هر قدر ضریب عاملی بزرگتر باشد اهمیت و تاثیر آن عامل نیز بیشتر است. از تقسیم مقدار ارزش ویژه هر مولفه بر مجموع واریانس ارتفاع ژئوپتانسیل روزها، سهم درصدی هر مولفه بدست می‌آید.

$$pev_j = \frac{ev_j}{k} \times 100 \quad (7)$$

که در آن pev_j درصد مقدار ویژه عامل jام از کل واریانس ارتفاع ژئوپتانسیل روزها و ev_j نیز مقدار ویژه عامل jام و k هم مقدار ویژه کل متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل روزها است. واریانس کل در تحلیل عاملی برابر با

$$V_T = V_{co} + V_{sp} + V_e \quad (8)$$

که در آن V_{co} نشان‌دهنده واریانس مشترک بین عامل‌هاست، یعنی اگر k عامل داشته باشیم، خواهیم داشت:

$$V_{co} = V_1 + V_2 + \dots + V_k \quad (9)$$

که در آن V_1 تا V_k سهم واریانسی است که هر یک از عامل‌ها تبیین می‌کنند. V_{sp} و V_e نیز به ترتیب واریانس ویژه و واریانس خطا نامیده می‌شوند. تقریبا در هر سنجشی خطای تصادفی وجود دارد. بنابراین فرمول واریانس کل را می‌توان بصورت زیر مطرح کرد.

$$V_T = V_1 + V_2 + \dots + V_k + V_{sp} + V_e \quad (10)$$

از تقسیم رابطه فوق بر V_T، نسبت واریانس هر یک مشخص می‌شود.

$$\frac{V_1}{V_T} + \frac{V_2}{V_T} + \dots + \frac{V_k}{V_T} + \frac{V_{sp}}{V_T} + \frac{V_e}{V_T} = 1 \quad (11)$$

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

که در آن

$$\frac{V_1}{V_T}+\frac{V_2}{V_T}+\cdots+\frac{V_k}{V_T}=\frac{V_{co}}{V_T}=h^2 \qquad (12)$$

همینطور

$$\frac{V_{sp}}{V_T}+\frac{V_e}{V_T}=d^2 \qquad (13)$$

نیز میزان عدم اشتراک کل است. بنابراین همیشه $h^2+d^2=1$ است. همچنین مقدار $\frac{V_{co}}{V_t}+\frac{V_{sp}}{V_T}=r_{tt}$ را واریانس قابل قبول می‌نامند. در همین راستا $\frac{V_1}{V_2}$ نسبتی از واریانس کل است که واریانس واقعی عامل اول محسوب می‌گردد، یعنی ناشی از عامل اول و در نهایت $\frac{V_k}{V_T}$ ناشی از عامل k ام است. در نتیجه می‌توان گفت که h^2 بخشی از واریانس کل است که واریانس عامل مشترک می‌نامند و r_{tt} هم نسبت واریانس قابل اطمینان (واریانس پایانی) و $\frac{V_e}{V_T}$ نیز نسبت خطا است. در تحلیل عاملی قسمت عمده واریانس مربوط به واریانس عامل مشترک (h^2) است و نسبت کمی به واریانس ویژه اختصاص دارد (منصور فر، ۱۳۸۸). برای تعیین برازندگی و مناسب بودن تعداد روزها جهت تحلیل عاملی از شاخص اندازه کفایت نمونه‌گیری کایزر مایر آلکین[1] یا KMO استفاده می‌شود. مقدار این شاخص از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$KMO=\frac{\sum_i\sum_j r_{ij}^2}{\sum_i\sum_j r_{ij}^2+\sum_i\sum_j q_{ij}^2} \qquad (14)$$

که در آن، r_{ij}^2 مجذور همبستگی ساده پیرسون بین دو متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل x_i و x_j است و q_{ij}^2 نیز مجذور ضریب همبستگی جزئی بین آن دو متغیر می‌باشد. با توجه به فرمول بالا، اگر $\sum\sum q_{ij}^2$ کوچک باشد، آنگاه KMO به یک نزدیک می‌شود. این مطلب بیانگر آنست که داده‌ها برای تحلیل عاملی کافی و مناسب هستند. در غیر اینصورت نمی‌توان روی داده‌ها تحلیل عاملی را انجام داد (نایبی، ۱۳۹۳).

یافته‌های پژوهش

نتایج شاخص اندازه کفایت نمونه کایزر مایر آلکین برروی ماتریس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک در جدول ۳ آورده شده است. مقادیر این جدول، نسبت مجموع مجذور همبستگی متغیرها به حاصل جمع این کمیت با مجموع مجذور همبستگی متغیرها است. مقادیر بدست آمده از شاخص KMO نشان می‌دهد که ضریب فوق در حد خیلی خوب بوده و برای تحلیل عاملی کافی هستند. همچنین در آزمون کرویت بارتلت، فرض H_0 مبنی بر عدم همبستگی متغیرها بوده و متغیرها را ناهمبسته فرض می‌کند. در حالی‌که فرض مخالف آن بیانگر وجود رابطه بین متغیرها است. نتایج بدست آمده از این آزمون و شاخص KMO نشان دهنده همبسته بودن و مناسب بودن متغیرها جهت تحلیل عاملی است.

جدول ۳. مقادیر KMO ماتریس داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل دوره‌های مختلف خشک

دوره خشک	۱۲-۱۵	۱۵-۳۰	۳۰-۴۵	۴۵-۶۰	بیشتر از ۶۰
ابعاد ماتریس	۵۲۵ × ۴۴۴	۵۲۵ ×۱۰۸۸	۵۲۵ × ۸۸۶	۵۲۵ × ۶۵۴	۵۲۵ × ۵۱۲
آزمون KMO	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۹۴	۰/۸۸
آزمون کرویت بارتلت	۷۵۱۰۴۹۵۴	۷۵۰۳۹۴۱۸	۷۴۹۷۳۸۸۲	۷۵۰۳۹۴۱۸	۷۵۰۳۹۴۱۸
سطح معنی‌داری	۰	۰	۰	۰	۰

[1] - Kaiser Meyer Olkin Measure of Sampling Adequacy

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

با انجام تحلیل عاملی داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسگال روزهای استخراج شده برای دوره‌های خشک (جدول ۳) نتایج زیر بدست بدست آمد:

- در جدول ۴ مقدار ویژه اولیه، مجموع مجذور بارهای مستخرج و مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته هر عامل برای روزهای خشک دوره ۱۲ تا ۱۵ روزه آورده شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد عامل اول تا چهارم به ترتیب دارای مقدار ویژه ۷۵/۶۷، ۷/۱۲، ۴/۲۱ و ۳/۵۴ درصد هستند. در جدول اولیه، مقدار ویژه برای ۴۴۴ متغیر یا روز محاسبه شده است، اما فقط چهار عامل اول که در مجموع ۹۰/۵۴ درصد واریانس داده‌ها را تبیین می‌کنند برای بررسی انتخاب شدند. چهار عامل فوق نیز قبل از هر گونه دوران در محورهای متعامد، بعنوان مجموع مجذور بارهای مستخرج مشخص می‌شوند که میزان واریانس تبیین شده توسط چهار عامل اول آن با مقدار ویژه اولیه یکی است. اما بعد از دوران متعامد حول مرکز مختصات، سهم یا درصد اختصاص‌یافته به هر عامل تغییر کرده، اما در درصد کل یا ۹۰/۵۴ تغییری حاصل نمی‌شود. چرخش عامل‌ها به منظور ساده کردن ساختار عامل‌ها و تفسیر پذیر کردن آنها انجام می‌گیرد. بنایراین عامل اول، دوم، سوم و چهارم، بعد از چرخش به ترتیب ۳۰/۳۵، ۲۹/۱۹، ۱۶/۹۳ و ۱۴/۰۶ واریانس داده‌ها و در مجموع ۹۰/۵۴ درصد واریانس کل داده‌ها را تبیین می‌کنند.
- نتایج تحلیل عاملی دورهای خشک ۱۵ تا ۳۰ روزه در جدول ۴ آورده شده است. ستون‌های اول تا سوم مقدار ویژه اولیه ۱۰۸۸ روز ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال را نشان می‌دهد که چهار مولفه اول در حدود ۸۹/۶۸ درصد واریانس داده‌های مورد بررسی را تبیین می‌کنند. همانگونه که مشاهده می‌شود قبل از دوران محور، درصد واریانس تبیین شده توسط عامل اول با ۷۵/۵۴ درصد، دارای بالاترین مقدار و عامل چهارم با ۳/۹۸ درصد از کمترین مقدار برخوردار هستند. مولفه‌های دوم و سوم به ترتیب با ۵/۶۹ و ۴/۴۷ درصد واریانس کل را تبیین می‌کنند. در ستون‌های ششم تا هشتم مجموع مجذور بارهای مستخرج قبل از دوران محورها آورده شده است. در اینجا چهار مولفه اول، در مجموع ۸۹/۶۸ درصد واریانس داده‌ها را تبیین و درصد واریانس باقیمانده توسط عامل‌های دیگر که از اهمیت بسیار کمی برخوردار هستند قابل تبیین است. بعد از دوران محورهای متعامد، مولفه اول با ۲۵/۵۵، مولفه دوم با ۲۴/۰۶، مولفه سوم با ۲۲/۲۵ و مولفه چهارم با ۱۷/۸۲ درصد، و در کل چهار مولفه بعد از دوران ۸۹/۶۸ درصد واریانس کل را تبیین می‌کنند.
- نتایج تحلیل عاملی برروی دوره‌های خشک ۳۰ تا ۴۵ روزه ۸۸۶ روز ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال نشان می‌دهد که چهار مولفه اول ۸۹/۲۷ درصد واریانس داده‌های مورد نظر را تبیین می‌کنند. اما مولفه اول با ۷۳/۳۴ دارای بیشترین درصد واریانس و مولفه دوم، سوم و چهارم در مجموع ۱۵/۹۳درصد واریانس را در بر می‌گیرند. واریانس‌های فوق قبل از دوران محورها بدست آمده است. بعد از دوران محورها مشاهده می‌شود که توزیع درصد تبیین واریانس هر مولفه نسبت به حالت غیردورانی آن تغییر می‌کند، بطوریکه مولفه اول با ۲۷/۹۲، مولفه دوم با ۲۷/۵۴، مولفه سوم با ۲۰/۳۷ و مولفه چهارم با ۱۳/۴۴ درصد، و در کل چهار مولفه اول بعد از دوران ۸۹/۲۶۸ درصد واریانس کل را تبیین می‌کنند. درصد واریانس باقیمانده توسط سایر عامل‌ها که نسبت به عامل‌های تعیین شده از اهمیت کمتر و ناچیزی برخوردارند تبیین می‌شوند.

جدول ۴. کل واریانس تبیین شده توسط هر مولفه برای دوره‌های خشک ۱ تا n روزه

دوره‌های خشک ۱۲ تا ۱۵ روزه									
مولفه‌ها	مقادیر ویژه اولیه			مجموع مجذور بارهای مستخرج			مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته		
	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۳۳۵/۹۶	۷۵/۶۷	۷۵/۶۷	۳۳۵/۹۶	۷۵/۶۷	۷۵/۶۷	۱۳۴/۷۶	۳۰/۳۵	۳۰/۳۵
دوم	۳۱/۶۰	۷/۱۲	۸۲/۷۸	۳۱/۶۰	۷/۱۲	۸۲/۷۸	۱۲۹/۶۲	۲۹/۱۹	۵۹/۵۴
سوم	۱۸/۷۰	۴/۲۱	۸۶/۹۹	۱۸/۷۰	۴/۲۱	۸۶/۹۹	۷۵/۱۸	۱۶/۹۳	۷۶/۴۸
چهارم	۱۵/۷۲	۳/۵۴	۹۰/۵۴	۱۵/۷۲	۳/۵۴	۹۰/۵۴	۶۲/۴۴	۱۴/۰۶	۹۰/۵۴
دوره‌های خشک ۱۵ تا ۳۰ روزه									
مولفه‌ها	مقادیر ویژه اولیه			مجموع مجذور بارهای مستخرج			مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته		

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۸۲۱/۸۳	۷۵/۵۴	۷۵/۵۴	۸۲۱/۸۳	۷۵/۵۴	۷۵/۵۴	۲۷۷/۹۸	۲۵/۵۵	۲۵/۵۵
دوم	۶۱/۹۳	۵/۶۹	۸۱/۲۳	۶۱/۹۳	۵/۶۹	۸۱/۲۳	۲۶۱/۸۳	۲۴/۰۶	۴۹/۶۱
سوم	۴۸/۶۶	۴/۴۷	۸۵/۷۰	۴۸/۶۶	۴/۴۷	۸۵/۷۰	۲۴۲/۰۶	۲۲/۲۵	۷۱/۸۶
چهارم	۴۳/۳۲	۳/۹۸	۸۹/۶۸	۴۳/۳۲	۳/۹۸	۸۹/۶۸	۱۹۳/۸۸	۱۷/۸۲	۸۹/۶۸
دوره‌های خشک ۳۰ تا ۴۵ روزه									
مولفه‌ها	**مقادیر ویژه اولیه**			**مجموع مجذور بارهای مستخرج**			**مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته**		
	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۶۴۹/۷۸	۷۳/۳۴	۷۳/۳۴	۶۴۹/۷۸	۷۳/۳۴	۷۳/۳۴	۲۴۷/۳۷	۲۷/۹۲	۲۷/۹۲
دوم	۶۵/۵۵	۷/۳۹	۸۰/۷۴	۶۵/۵۵	۷/۳۹	۸۰/۷۴	۲۴۴/۰۱	۲۷/۵۴	۵۵/۴۶
سوم	۴۲/۸۳	۴/۸۳	۸۵/۵۷	۴۲/۸۳	۴/۸۳	۸۵/۵۷	۱۸۰/۴۸	۲۰/۳۷	۷۵/۸۳
چهارم	۳۲/۷۵	۳/۶۹	۸۹/۲۷	۳۲/۷۵	۳/۶۹	۸۹/۲۷	۱۱۹/۰۴	۱۳/۴۴	۸۹/۲۷
دوره‌های خشک ۴۵ تا ۶۰ روزه									
مولفه‌ها	**مقادیر ویژه اولیه**			**مجموع مجذور بارهای مستخرج**			**مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته**		
	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۴۸۹/۷۶	۷۴/۸۹	۷۴/۸۹	۴۸۹/۷۶	۷۴/۸۹	۷۴/۸۹	۱۹۳	۲۹/۵۱	۲۹/۵۱
دوم	۴۴/۴۷	۶/۸	۸۱/۶۹	۴۴/۴۷	۶/۸۰	۸۱/۶۹	۱۸۶/۹۲	۲۸/۵۸	۵۸/۰۹
سوم	۲۸/۲۹	۴/۳۳	۸۶/۰۱	۲۸/۲۹	۴/۳۳	۸۶/۰۱	۱۳۵/۳۷	۲۰/۶۹	۷۸/۷۹
چهارم	۲۲/۳۸	۳/۴۲	۸۹/۴۳	۲۲/۳۸	۳/۴۲	۸۹/۴۳	۶۹/۶۰	۱۰/۶۴	۸۹/۴۳
دوره‌های خشک بیشتر از ۶۰ روزه									
مولفه‌ها	**مقادیر ویژه اولیه**			**مجموع مجذور بارهای مستخرج**			**مجموع مجذور بارهای دوران‌یافته**		
	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی	کل	درصد واریانس	درصد تجمعی
اول	۳۷۴/۲۷	۷۳/۱۰	۷۳/۱۰	۳۷۴/۲۷	۷۳/۱۰	۷۳/۱۰	۱۴۸/۴۷	۲۸/۹۹	۲۸/۹۹
دوم	۳۹/۱۵	۷/۶۵	۸۰/۷۵	۳۹/۱۵	۷/۶۵	۸۰/۷۵	۱۱۸/۸۸	۲۳/۲۲	۵۲/۲۱
سوم	۲۱/۳۰	۴/۱۶	۸۴/۹۱	۲۱/۳۰	۴/۱۶	۸۴/۹۱	۱۰۰/۸۹	۱۹/۷۱	۷۱/۹۲
چهارم	۱۹/۳۴	۳/۷۸	۸۸/۶۸	۱۹/۳۴	۳/۷۸	۸۸/۶۸	۸۵/۸۲	۱۶/۷۶	۸۸/۶۸

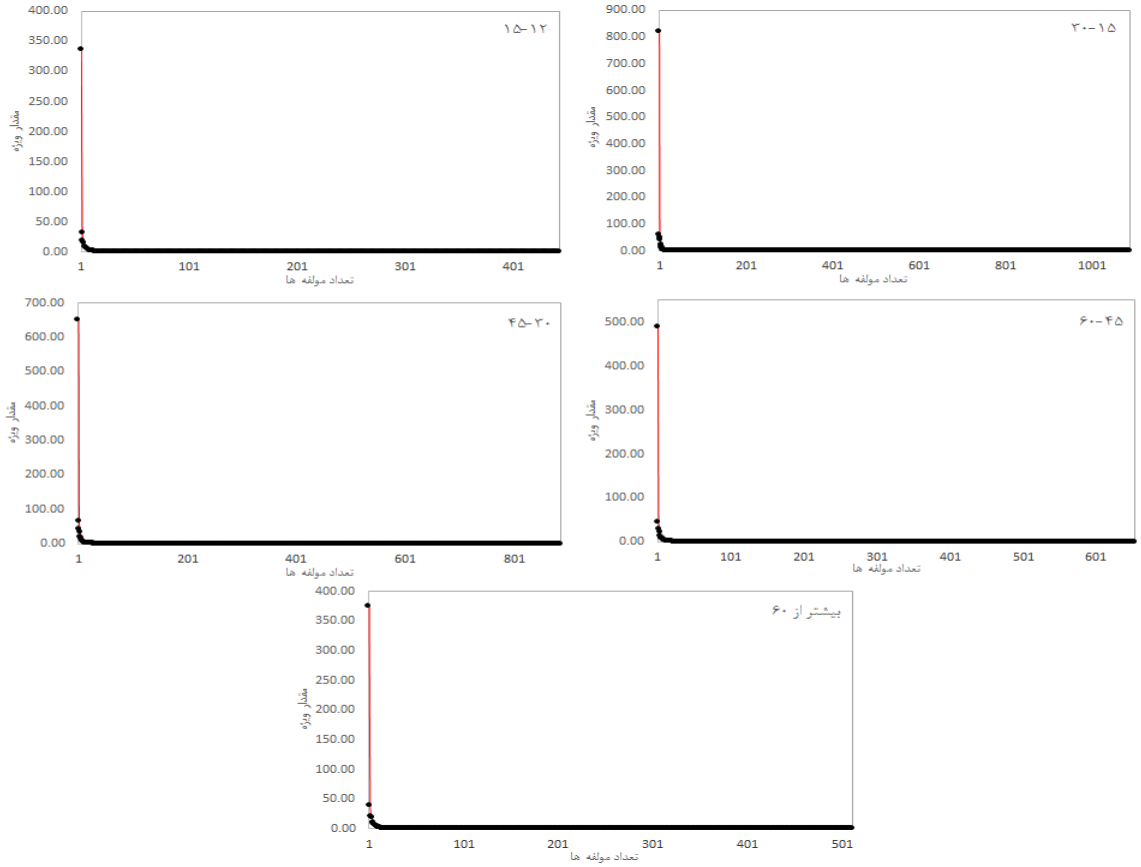
- در جدول ۴ تعداد عامل کنترل کننده روزهای خشک دوره ۴۵ تا ۶۰ روزه و درصد واریانس تبیین شده توسط هر عامل آورده شده است. در ستون‌های اول تا سوم مقدار ویژه کل، درصد واریانس و درصد تجمعی اولیه ۶۵۴ روز ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد که چهار مولفه اول ۸۹/۴۳ درصد واریانس داده‌های مورد نظر را تبیین می‌کنند. اما مولفه اول با ۷۴/۸۹ درصد دارای بیشترین درصد واریانس و مولفه‌های دوم، سوم و چهارم به ترتیب ۶/۸، ۴/۳۳ و ۳/۴۲ درصد بقیه واریانس را شامل می‌شوند. بعد از دوران، درصد تبیین هر مولفه نسبت به حالت غیر دورانی آن تغییر می‌کند اما مقدار کل واریانس تبیین شده در حالت دورانی و غیر دورانی ثابت است. از اینرو مولفه اول با ۲۹/۵۱، مولفه دوم با ۲۸/۵۸، مولفه سوم با ۲۰/۶۹ و مولفه چهارم با ۱۰/۶۴ درصد و در کل چهار مولفه بعد از دوران متعامد ۸۹/۴۳ درصد واریانس کل را تبیین می‌کنند.
- در نهایت در بخش انتهایی جدول ۴، عامل‌ها و واریانس تبیین شده توسط هر یک آنها برای دوره خشک ۶۰ روزه و بیشتر از آن محاسبه شده است. درصد تجمعی واریانس چهار عامل تعیین شده برابر با ۸۸/۶۸ است، بعبارتی چهار عامل بدست آمده می‌توانند ۸۸/۶۸ درصد واریانس داده‌ها را تبیین کنند. درصد واریانس تبیین شده توسط مولفه اول تا چهارم به ترتیب برابر با ۷۳/۱، ۷/۶۴۶، ۴/۱۶۱ و ۳/۷۷۷ بدست آمد. اما بعد از دوران محور مختصات عامل‌ها، توزیع درصد واریانس مولفه‌ها تا حدودی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

یکنواخت‌تر شده و از مولفه اول تا چهارم به آرامی کاهش می‌یابد، لازم به ذکر است بعد از چرخش متعامد همیشه مولفه اول بیشترین درصد واریانس را تبیین کرده و همین روند تا مولفه چهارم ادامه می‌یابد. بنابراین می‌توان گفت با انجام تحلیل عاملی برروی ۵۱۲ متغیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگالی جو، ۵۱۲ متغیر در چهار مولفه خلاصه شده و مولفه اول تا چهارم به ترتیب ۲۸/۹۹، ۲۳/۲۲، ۱۹/۷۱ و ۱۶/۷۶ درصد واریانس داده‌ها را تبیین می‌کنند. در نتیجه چهار مولفه در مجموع بعد از دوران متعامد ۸۸/۶۸ درصد واریانس کل را تبیین کرده‌اند.

در شکل ۲ برحسب تعداد عامل‌ها و مقادیر ویژه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ دوره‌های خشک، نمودار سنگریزه ترسیم شده است. در این نمودار مقادیر ویژه برحسب اهمیت آنها از بزرگترین تا کوچکترین مقدار مشخص می‌شوند. از طریق این نمودار و تعیین مقدار ویژه مبنا می‌توان تعداد عامل‌ها را شناسایی کرد، که برای هر دوره خشک چهار عامل و در مجموع ۲۰ عامل برای تمامی روزهای خشک تعیین گردید. همانگونه که در تحلیل عاملی روزهای متوالی دوره‌های خشک مشخص شد، چهار مولفه در تمامی دوره‌های خشک عامل ایجاد خشکی ناحیه محسوب می‌شدند. و چهار مولفه تعیین شده در برخی موارد برای تمامی دوره‌ها مشترک و در برخی موارد متفاوت بودند. در مجموع از کل روزهای خشک دوره گرم، ۱۲/۳۸درصد آن مربوط دوره‌های خشک ۱۲تا ۱۵روزه، ۳۰/۳۶ درصد نیز مربوط به دوره‌های خشک ۱۵ تا ۳۰ روزه، ۲۴/۷۲ درصد آن مربوط به دوره‌های خشک ۳۰ تا ۴۵ روزه، ۱۸/۲۵ درصد آن هم مربوط به دوره‌های خشک ۴۵ تا ۶۰ روزه و ۱۴/۲۸ درصد بقیه نیز به دوره‌های خشک بیشتر از ۶۰ روز اختصاص یافته است. پر واضح است که در دوره گرم سال، دوره‌های خشک ۱۵ تا ۳۰ و ۳۰ تا ۴۵ روز، در مجموع ۵۵/۰۸ درصد روزهای خشک را در بر می‌گیرند. بنابراین خشکسالی‌های کوتاه و میان‌مدت سهم زیادی از روزهای خشک را به خود اختصاص می‌دهند. از طرف دیگر سهم خشکسالی‌های بلندمدت و ابرمدت نسبت به سایر دوره‌های خشک نیز بسیار اهمیت دارد، یعنی این دو با ۳۲/۵۳ درصد روزهای خشک نقش بارزی در خشکی منطقه بازی کرده و علاوه بر سهم آن، طول دوره خشک این دو بازه آثار مخرب کشاورزی، هیدرولوژیک و اکولوژیک به همراه دارد. در جدول ۵ تاریخ روزهای نماینده الگوهای گردشی کنترل کننده مولفه اول تا چهارم دوره‌های خشک آورده شده است. در ادامه با توجه به اشتراک برخی الگوها در مولفه‌های مختلف، الگوهای مشترک و غیرمشترک و همچنین آنومالی آنها از نقطه نظر همدیدی مورد واکاوی قرار می‌گیرد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]



شکل ۲. نمودار سنگریزه مقادیر ویژه و عامل‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک

جدول ۵. تاریخ روزهای نماینده الگوهای گردشی مولفه‌های اول تا چهارم دوره‌های خشک

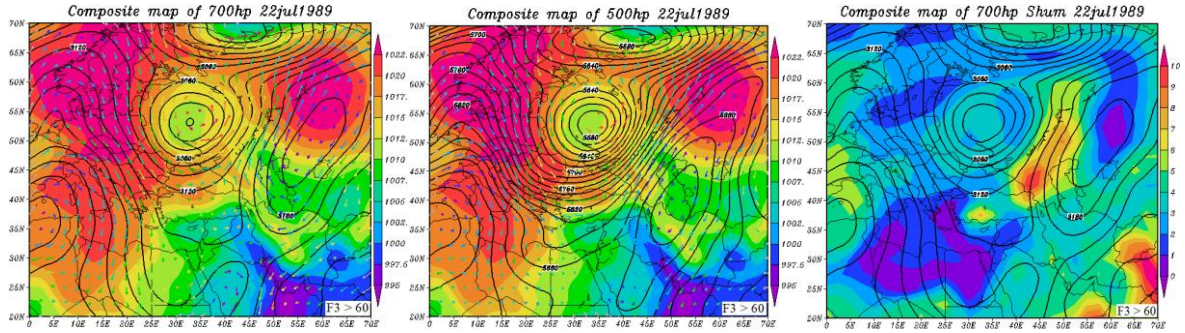
مولفه‌ها	دوره خشک																	
	دوره ۱۲ تا ۱۵			دوره ۱۵ تا ۳۰			دوره ۳۰ تا ۴۵			دوره ۴۵ تا ۶۰			دوره ۶۰ و بیشتر		
	روز	ماه	سال	روز	ماه	سال	روز	ماه	سال	روز	ماه	سال	روز	ماه	سال
اول	۲۳	۸	۲۰۱۱	۱۷	۹	۲۰۱۴	۲۵	۶	۱۹۸۷	۲۹	۸	۲۰۰۷	۳	۷	۲۰۱۵
دوم	۱۶	۷	۱۹۹۳	۱۹	۷	۲۰۰۶	۲۰	۸	۲۰۱۲	۱۴	۷	۱۹۹۴	۱۲	۶	۱۹۸۹
سوم	۱۴	۵	۱۹۹۳	۳۱	۷	۱۹۹۸	۲۸	۵	۱۹۹۱	۳۱	۳	۲۰۰۸	۲۲	۷	۱۹۸۹
چهارم	۴	۱۰	۱۹۹۹	۱۲	۴	۱۹۹۵	۲۹	۷	۲۰۰۲	۱۱	۷	۱۹۹۶	۳۱	۷	۲۰۱۰

استقرار هسته پرارتفاع جنب حاره

در ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۹ هسته پرارتفاع شمال آفریقا باعث ایجاد فراز در بادهای غربی بسمت عرض‌های بالا تا نواحی اسکاندیناوی شده است. محور فراز در حدود طول جغرافیایی ۱۰ درجه شرقی واقع است. بعلت رانده شده بادهای غربی در قسمت جلوی فراز، وزش هوای نسبتا خنک هوای عرض‌های بالا برروی دریای سیاه در قسمت جلوی فراز کاملا مشهود است. محور فرود بادهای غربی برروی دریای سیاه در طول جغرافیای ۳۵ درجه شرقی قرار دارد. در نتیجه چرخند بسیار قوی در ناوه بادهای غربی با پرارتفاع مرکزی ۵۵۹۰ متر در غرب روسیه تشکیل شده است. در این روز هسته پرارتفاع ثانویه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال برروی دریای خزر با ارتفاع مرکزی ۵۹۴۰ متر خودنمایی می‌کند. محور این پشته جنوب غرب – شمال شرق بوده و بصورت بیضی بسیار کشیده نواحی مرکزی، غرب، جنوب غرب و کل دریای خزر را تحت سیطره خود دارد. تاوایی منفی هوا در این هسته پرارتفاع باعث نشست و فرونشینی هوا و ایجاد هوای پایدار در منطقه می‌شود. در همین زمان در غرب روسیه تاوایی مثبت ناشی از تشکیل چرخند باعث ناپایداری هوا شده است. در تراز ۵۰۰، جریان هوا در غرب دریای خزر جنوب غربی – شمال شرقی و در شرق آن شمال شرقی –

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

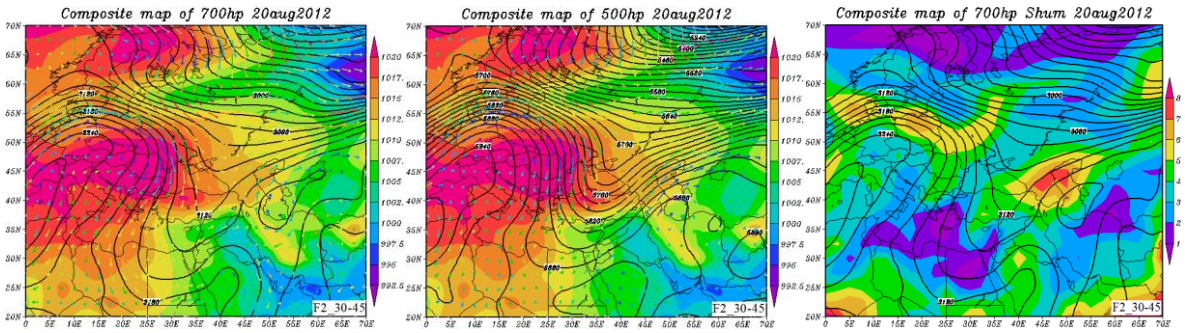
جنوب غربی است. در تراز ۷۰۰ مرکز هسته پرارتفاع با جابجایی به سمت شمال شرق دریای خزر و آرال، جریان‌های ناحیه جنوبی واچرخند از اراضی شرق و شمال شرق این دریا به ناحیه جنوبی ساحل دریای خزر می‌وزند و جهت جریان‌ها در غرب آن جنوب شرق – شمال غرب می‌شود. در سطح زمین نیز منحنی پرفشار ۱۰۱۰ هکتوپاسگال در راستای شمالی – جنوبی از مرکز این دریا به سمت ایران مرکزی حرکت می‌کند. در همین راستا هسته کم ارتفاع واقع برروی غرب هندوستان به سمت ایران و شرق عربستان پیشروی کرده است. در همین زمان هسته‌های کم فشار متعددی در پایین‌تر از مدار ۳۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که زبانه‌های کم‌فشار غرب هند و شرق عربستان با فشار مرکزی ۹۹۶ هکتوپاسگال در راستای ارتفاعات زاگرس تا شمال سوریه نفوذ کرده است. در این موقع سال وجود شرایط ناپایدار در نواحی جنوبی ایران بعلت تاوایی مثبت هوا در کم ارتفاع غرب هند کاملا بدیهی است. در نتیجه در اثر " استقرار هسته پرارتفاع جنب حاره" شرایط هوا پایدار می‌شود.



شکل ۳. الگوی گردشی استقرار هسته پرارتفاع جنب حاره در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک (مورخ ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۹)

زبانه پرارتفاع جنب حاره

تاریخ ۲۰ ژولای ۲۰۱۲ بعنوان روز معرف زبانه پرارتفاع جنب حاره انتخاب شده است. این روز با سه هسته مستقل در شمال آفریقا و غرب مدیترانه، غرب عربستان و شمال پاکستان با ارتفاع مرکزی ۵۹۶۰، ۵۹۰۰ و ۵۹۰۰ مشخص می‌شود. پشته واقع بر شمال آفریقا با نفوذ به سمت اروپای مرکزی باعث شده موج‌های بادهای غربی به سمت اروپای شمالی رانده شده و ناوه‌ای در شرق دریای سیاه تشکیل شود که محور آن با جهت شمال شرق – جنوب غرب به شرق دریای سیاه می‌رسد. هوای نسبتا خنک از شرق دریای بالتیک به سمت جنوب به داخل ناوه واقع برروی دریای سیاه در حال وزیدن است. جریان هوا در جلوی ناوه فوق از شمال دریای خزر عبور کرده و به ساحل جنوبی آن نمی‌رسد. علت اصلی انحراف جریانات ناپایدار جلوی ناوه به عرض‌های شمالی‌تر، گسترش شمال سوی پشته جنب حاره و قرارگیری آن برروی جنوب دریای خزر است. در این روز منحنی پرارتفاع ۵۸۸۰ متر که معرف حدود استیلای پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال است از نیمه جنوبی دریای خزر عبور می‌کند. نقشه تاوایی جریان هوا در نیمه جنوبی دریای خزر حاکی از حرکت واچرخندی هوا در این ناحیه است. در تراز ۷۰۰ هسته پرارتفاع بهتر نمایان شده و هسته پرارتفاع واقع برروی دریای خزر و ترکمنستان کاملا مشخص است. در نتیجه هوا در ساحل جنوبی دریای خزر نشست کرده و فرونشینی هوا در اثر گسترش" زبانه پرارتفاع جنب حاره" اتفاق افتاده و شرایط پایدار بر منطقه مستولی می‌شود.

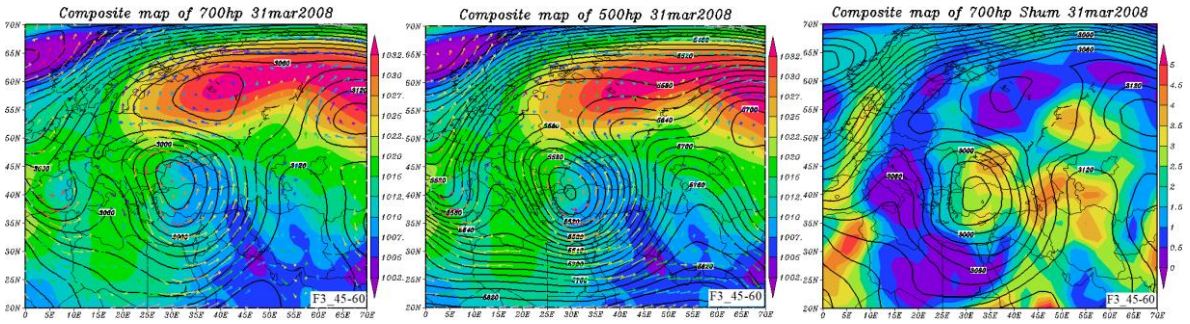


شکل ۴. الگوی گردشی زبانه پرارتفاع جنب حاره در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک (مورخ ۲۰ ژولای ۲۰۱۲)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

جنوبی شدن جریانات

در این حالت پشته جنب حاره در راستای مداری با دو هسته مستقل برروی آفریقا و جنوب عربستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال نمایان شده است. در این روز (۳۱ مارس ۲۰۰۸) زبانه‌های پشته واقع برروی عربستان از جنوب و جنوب غرب وارد ایران شده و برروی شمال ترکیه و غرب ایتالیا دو هسته کم ارتفاع تشکیل شده است. قرارگیری محور فراز پشته برروی شرق ایران در راستای شمالی–جنوبی باعث جابجایی و انتقال هوای گرم عرض‌های پایین بسمت ایران می‌شود. مراکز کم فشار روی سطح زمین در عقب محور فراز یعنی ایران مرکزی، شرق عربستان و شاخ آفریقا این موضوع را تایید می‌کنند. حرکت چرخندی هوا در درون کم ارتفاع شمال ترکیه و واچرخندی هوا در پشته واقع برروی ایران باعث شده جریان‌ها از جنوب و جنوب غرب وارد ایران شده و با عبور از کوه‌های البرز کاملا شمال‌سو شوند. در تراز ۷۰۰ کاملا مشهود است که هوا از روی دریای خزر جهت جنوبی–شمالی دارد و با عبور از دریای خزر، مجددا در اثر سیستم واچرخندی حاکم بر شمال شرق دریای خزر در جهت عقربه‌های ساعت به سمت سرزمین‌های شرقی دریای خزر در حال وزیدن است.



شکل ۵. الگوی گردشی جنوبی شدن جریانات در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک (مورخ ۳۱ مارس ۲۰۰۸)

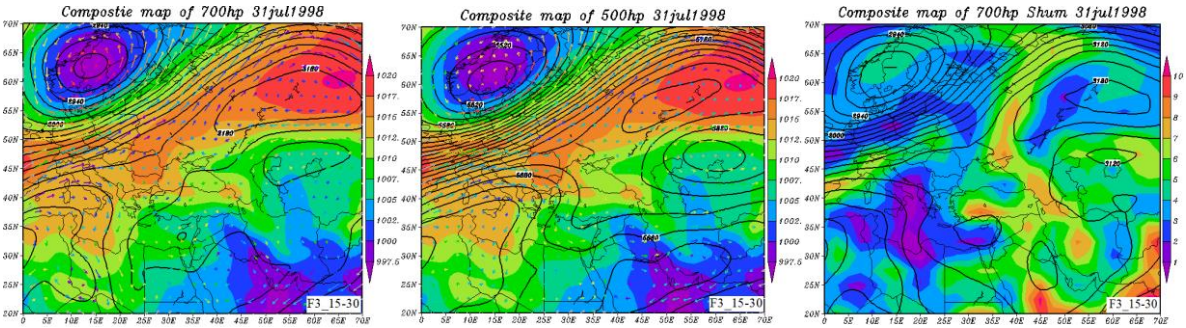
بنابراین سامانه چرخندی شمال ترکیه و واچرخندی شمال شرق دریای خزر باعث شده جریانات بین این دو سامانه که برروی دریای خزر قرار دارد، به سمت شمال انجام گیرد. با توجه به زمان سال یعنی اسفندماه انتظار می‌رود دمای هوا در نواحی جنوبی ساحل دریای خزر بالا برود و در چنین شرایطی در اثر عبور هوای گرم جنوبی از روی ارتفاعات البرز و نزول آن در دامنه‌های شمالی، باد گرم وزیده و دما افزایش می‌یابد. در نتیجه هوا خشک و پایدار خواهد شد. در اثر"جنوبی شدن جریانات" در ناحیه ساحل جنوبی دریای خزر، هوای پایدار به همراه وزش باد گرم و کاهش مقدار رطوبت هوا اتفاق می‌افتد.

تضعیف جریانات شمالی

در این روز (۳۱ ژوئیه ۱۹۹۸) پرفشار جنب حاره باعث رانش بادهای غربی به عرض‌های بالاتر از ۴۰ درجه در غرب و مرکز اروپا شده است. در تراز ۵۰۰ دو هسته زوجی پرارتفاع برروی شمال آفریقا –مدیترانه و عربستان–ایران تشکیل شده است. خطوط هم‌ارتفاع بادهای غربی در غرب اروپا از ۴۰ درجه عرض شمالی بصورت مایل در جهت شمال شرقی تا شمال روسیه کشیده شده است. در شمال دریای خزر هسته پرارتفاع دیگری که منشعب از پرارتفاع جنب حاره است مشاهده می‌شود. در همین راستا در شمال غرب دریای خزر و برروی دریاچه آرال الگوی چرخندی وجود دارد که در نیمه جنوبی این چرخند (برروی دریای خزر) وزش مداری حاکم هست، از طرفی جریان‌های نیمه شمالی الگوی واچرخندی واقع برروی ایران هم با زاویه ۴۵ درجه از جهت جنوب غرب–شمال شرق، نیمه شرقی خط ساحلی دریای خزر را قطع می‌کند و در نهایت برروی سرزمین‌های شرقی این دریا به موازات جریان‌های جنوبی کم ارتفاع آرال در جهت غربی–شرقی و بموازات مداری وزش دارند. در تراز ۷۰۰ هم سامانه‌های متعدد با چرخندگی منفی همانند تراز ۵۰۰ وجود دارند اما در جهت جریان بادها برروی نوار ساحلی بی‌نظمی ایجاد شده است. در قسمت شمالی پرارتفاع واقع برروی ایران در این تراز، جریان‌ها از جنوب و جنوب شرق به سمت شمال و شمال غرب خط ساحلی در حال وزش هستند. همینطور کم‌ارتفاع واقع برروی دریاچه آرال همان موقعیت قبلی خود را حفظ کرده است. بنابراین با توجه به جهت جریان‌ها شرایط ناپایدار در ساحل جنوبی دریای خزر وجود ندارد. البته در شمال شرق دریای خزر یا برروی دریای آرال ناپایداری

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

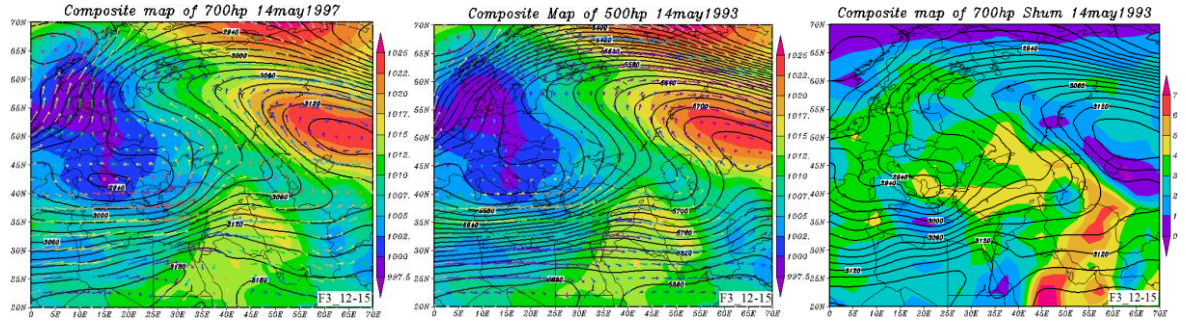
شدیدی وجود دارد که بر منطقه تاثیری ندارد. بنابراین براساس آرایش خطوط هم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال و تاوایی منفی حاکم بر منطقه "تضعیف جریانات شمالی" اتفاق افتاده است.



شکل ۶. الگوی گردشی تضعیف جریانات شمالی نماینده در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک (مورخ ۳۱ ژوئیه ۱۹۹۸)

استقرار منطقه واچرخندی ناوه

در ۱۴ می ۱۹۹۳ یک مرکز کم ارتفاع ضعیف اما وسیع، کل اروپای مرکزی از دریای سیاه تا فرانسه و دریای بالتیک تا قسمت‌های شمالی ساحل مدیترانه را در بر گرفته است. منحنی مرکزی این کم ارتفاع ۵۵۷۰ متر است. مرکز پرارتفاعی در راستای همان عرض جغرافیایی در شمال دریاچه آرال با ارتفاع مرکزی ۵۷۴۰ متر تشکیل شده است. در تراز ۷۰۰ این دو مرکز کم ارتفاع و پرارتفاع کاملا مشهود هستند. در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۲۵ درجه شمالی، سیطره کامل و شرقی–غربی پرارتفاع جنب حاره با دو هسته مستقل مشخص بوده و در جهت مداری گسترش دارد. در این روز پرارتفاع مذکور در نیمه جنوبی حاکم است. بادهای غربی بین کم ارتفاع اروپای مرکزی و پرارتفاع جنب حاره بصورت مداری در حال وزش هستند. جریان‌های غربی در اثر ممانعت پرارتفاع واقع در شمال دریاچه آرال در شمال غرب ایران دو شاخه می‌گردند که یک شاخه آن در راستای نصف‌النهاری بسمت شمال حرکت کرده و جریان شمال‌سو را ایجاد می‌کند و شاخه دیگر آن با ایجاد یک پشته کم عمق که محور آن در شمال غرب ایران و در راستای شمالی–جنوبی است باعث می‌شود در قسمت جلوی محور پشته جریانات نزولی برقرار شده و تاوایی منفی و حرکت واچرخندی بوجود آید. در سطح زمین مرکز پرفشار با فشار مرکزی ۱۰۱۸ میلی‌بار در غرب ایران ایجاد شده و زبانه ۱۰۱۰ میلی‌باری آن از نیمه جنوبی دریای خزر عبور می‌کند. در مرکز دریای خزر هسته کم فشار با فشار مرکزی ۱۰۰۸ میلی‌بار دیده می‌شود. در نتیجه جریانات سطحی از هسته پرفشار غرب ایران بسمت دریای خزر است. در این حالت یعنی "استقرار منطقه واچرخندی ناوه" و محور نسبتا خوابیده آن برروی دریای خزر، باعث پایداری هوا در ساحل جنوبی دریای خزر می‌شود.



شکل ۷. الگوی گردشی استقرار منطقه واچرخندی ناوه در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک (مورخ ۱۴ می۱۹۹۳)

آنومالی الگوهای دوره‌های خشک

برای بررسی میزان انحراف روز نماینده نسبت به میانگین سایر روزهای همان الگو، در ابتدا داده‌های آنومالی تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال هر مولفه محاسبه و سپس نقشه مرکب آنومالی و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال با هم مقایسه و مورد بررسی قرار گرفت. در ادامه نیز نقشه‌های آنومالی به تفکیک هر یک از الگوها مورد واکاوی قرار می‌گیرد.

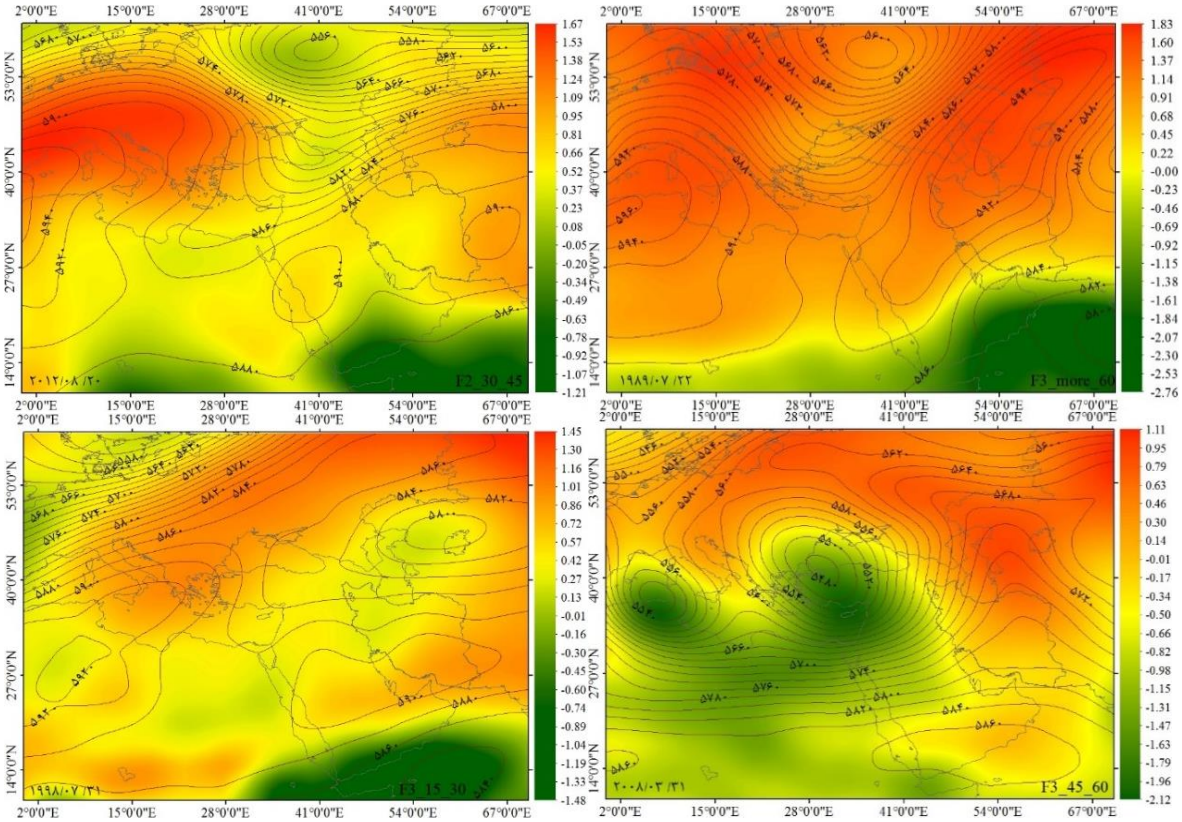
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

- **آنومالی هسته پرارتفاع جنب حاره**

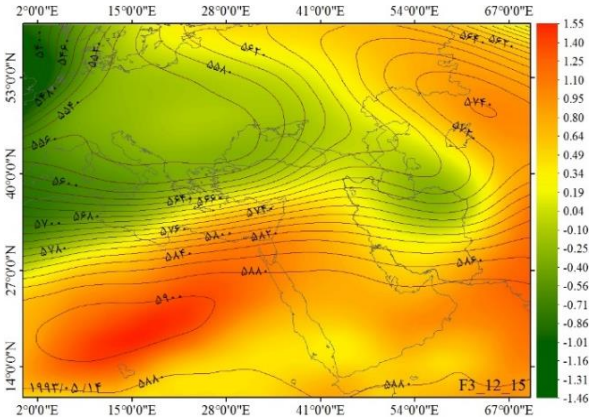
الگوی اول حاکی از استقرار پشته مستقل برروی غرب و شمال ایران است که منحنی بسته ۵۹۰۰ آن کل ایران و قسمت اعظم عربستان را در بر می‌گیرد. مرکز پشته واقع بر ایران کاملا با آنومالی مثبت روز ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۹ هماهنگ است. در این روز فاز مثبت آنومالی با هسته پرارتفاع شمال آفریقا مطابقت داشته و زبانه‌های نفوذی آن تا مرکز و شمال شرق اروپا پیشروی دارد. در این روز تمامی محدوده واقع بین ۰ تا ۷۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی دارای آنومالی مثبت است. اما تنها فرق آن موقعیت پرارتفاع جای‌گزیده برروی دریای خزر و شمال شرق آن است که از آنومالی بسیار قوی مثبت برخوردار است. علاوه بر هسته مورد نظر، هسته قوی دیگری بر روی شمال آفریقا دیده می‌شود که با فاز مثبت آنومالی همراه است.

- **آنومالی زبانه پرارتفاع جنب حاره**

الگوی دوم کنترل کننده دوره‌های خشک بیانگر انطباق پشته با فاز مثبت آنومالی و ناوه با فاز منفی آنومالی است. در این روز هم ساحل جنوبی دریای خزر و همچنین کل کشور دارای آنومالی مثبت است. مثبت بودن آنومالی تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال در این موقع از سال امری بدیهی است. زیرا پرارتفاع جنب حاره و زبانه آن مهم‌ترین الگوی تراز میانی جو در پایداری هوای ایران در دوره گرم سال محسوب می‌شوند.



[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]



شکل ۸. نقشه آنومالی و الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال دوره‌های خشک سواحل جنوبی دریای خزر

- **آنومالی جنوبی شدن جریانات**

در این حالت آنومالی مثبت و منفی کاملا منطبق بر الگوهای پرارتفاع و کم ارتفاع هستند. در روز ۳۱ مارس ۲۰۰۸ دو هسته آنومالی منفی برروی شمال ایتالیا و غرب دریای سیاه قابل مشاهده است که در موج‌های بریده شده بادهای غربی قرار گرفته‌اند. برروی ایران محور فراز بادهای غربی تا سرزمین‌های شمالی دریای خزر پیشروی داشته و باعث نفوذ پشته شده است. آنومالی مثبت برروی مناطق جنوبی، مرکزی، شرقی و شمال کشور وجود دارد.

- **آنومالی تضعیف جریانات شمالی**

در ۳۱ ژوئیه ۲۰۰۷ کل ایران از آنومالی مثبت برخوردار است بطوریکه شرایط فوق قسمت اعظم اروپا، روسیه و مناطق شرق آن را در بر می‌گیرد. سیطره پرارتفاع جنب حاره از عرض جغرافیایی ۴۵ درجه بصورت محوری در جهت جنوب غرب – شمال شرق تا عرض جغرافیایی بالای ۷۰ درجه باعث تضعیف جریانات بادهای غربی و عدم تموج آنها شده است.

- **آنومالی استقرار منطقه واچرخندی ناوه**

در این الگو نیز بدلیل قرارگیری محور ناوه در مرکز دریای خزر در جهت شمال غرب–جنوب شرق و قرارگیری ساحل جنوبی دریای خزر در عقب محور ناوه، فاز مثبت آنومالی در بخش جنوبی دریای خزر و در بخش مرکزی دریا تا شمال شرق کشور فاز منفی آنومالی برقرار است. در این شرایط هوای پایدار در سواحل جنوبی دریای خزر سیطره دارد.

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

دوره‌های خشک از جمله رخدادهای آب و هواشناسی هستند که در قالب دوره‌های کوتاه تا ابرمدت رخ می‌دهند، و از جمله پدیده‌های ذاتی اقلیم یک ناحیه محسوب می‌شوند. یکی از بحث‌های بسیار مهم در بررسی دوره‌های تر و خشک، طبقه‌بندی کاربردی طول دوره‌ها است، زیرا دوره‌های خشک کوتاه، متوسط و بلند مدت آثار زیست محیطی یکسانی ندارند. بعبارتی تعریف عینی آثار دوره‌های خشک از جمله مسائل بسیار مهم و پیچیده در تعریف کاربردی از آن است. در این پژوهش در ابتدا برای تعیین زمان شروع و خاتمه دوره‌های خشک از معیار متوسط بارندگی روزانه هر ایستگاه در یک دوره بلندمدت استفاده شد و سپس با بررسی آثار عینی دوره‌های خشک اقدام به طبقه‌بندی دوره‌ها و تعریف کاربردی از هر طبقه شد تا از اثرات مخرب و زیانبار دوره‌های خشک آگاه و اقدامات لازم جهت کاهش اثرات سوء آن صورت پذیرد. بدین ترتیب ۵ طبقه عددی یا ذهنی ۱۲ تا ۱۵، ۱۵ تا ۳۰، ۳۰ تا ۴۵، ۴۵ تا ۶۰ و بیشتر از ۶۰ روز به همراه تعاریف عینی و کاربردی ارائه و الگوهای همدید هر طبقه مورد واکاوی قرار گرفت. طبقه‌بندی تیپ‌های همدید کنترل کننده دوره‌های خشک فصل گرم بمدت ۳۰ سال (۱۹۸۶ تا ۱۰۱۵) انجام شد. بدین ترتیب ۵ الگوی مشترک روزهای خشک ناحیه را کنترل می‌کردند. بیشتر روزهای خشک دوره گرم سال در اثر سیطره هسته پرارتفاع جنب حاره برروی ایران و ناحیه مورد مطالعه اتفاق می‌افتد که دارای آرایش گسترده، زوجی، دو هسته‌ای، سه هسته‌ای، جای‌گزیده، معکوس بودند. برخی از روزهای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]
[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

خشک در اثر الگوی زبانه پرارتفاع جنب حاره ایجاد شده‌اند در این الگو هم اثر پرارتفاع جنب حاره در خشکی هوای ساحل جنوبی دریای خزر کاملا مشهود است. بطور کلی پنج الگوی مشترک از جمله الگوهای عمده ایجاد روزهای خشک در دوره‌های تعریف شده هستند. این الگوها نیز هسته پرارتفاع جنب حاره، زبانه پرارتفاع جنب حاره، جنوبی شدن جریانات، تضعیف جریانات شمالی و منطقه واچرخندی ناوه نامیده می‌شوند. بنابراین مهم‌ترین عامل یا گردش جوی بزرگ مقیاس در خشکی هوای این منطقه پرارتفاع جنب حاره آزور هست که به اشکال مختلف در ارتباط با موج‌های بادهای غربی ظاهر می‌گردند. همچنین با تهیه نقشه مرکب آنومالی هر مولفه و خطوط هم‌ارتفاع روز نماینده در تراز ۵۰۰ هکتوپاسگال در طی دوره مورد مطالعه مشخص شد که آنتی سیکلون‌ها یا واچرخندها با فاز مثبت و سیکلون‌ها یا چرخندها با فاز منفی آنومالی‌ها هماهنگ هستند. البته در این جا آنومالی تفاضل یاخته‌های روز نماینده هر مولفه از میانگین یاخته روزهای همان مولفه و تقسیم بر انحراف معیار تعریف شده است

ملاحظات اخلاقی

نویسندگان اصول اخلاقی را در انجام و انتشار این پژوهش علمی رعایت نموده‌اند و این موضوع مورد تأیید همه آنهاست.

مشارکت نویسندگان

میزان مشارکت نویسندگان در مقاله حاضر برابر می‌باشد.

تعارض منافع

بنا بر اظهار نویسندگان این مقاله تعارض منافع ندارد.

حامی مالی

مقاله حاضر حامی مالی نداشته است.

سپاسگزاری

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

منابع

سلیقه، محمد (۱۳۹۵). *آب و هواشناسی سینوپتیک ایران*. تهران، انتشارات سمت.

منصورفر، کریم (۱۳۸۸). *روش‌های پیشرفته آماری همراه با برنامه‌های کامپیوتری*. چاپ سوم، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

نایبی، هوشنگ (۱۳۹۳). *آمار پیشرفته کاربردی همراه با Spss*. چاپ دوم، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]

[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]

References

Bhalme, H. N., & Mooley D. A. (1980). Large-scale drought/floods and monsoon circulation. *Monthly weather review*. 108, 1197-1211.

Charabi, Y., & Al-Hatrushi S. (2010). Synoptic aspects of winter rainfall variability in Oman. *Atmospheric Research*, 95, 470–486.

Cook, G. D., & Heerdegen, R. G. (2001). Spatial variation in the duration of the rainy season in monsoonal Australia. *International Journal of Climatology*, 21, 1723–1732.

Diem, J. E. (2006). Synoptic-Scale Controls of Summer Precipitation in the Southeastern United States. *Journal of climate*, 19, 613-621. https://doi.org/10.1175/JCLI3645.1

Kalkstein, L. S., Tan, G., & Skindlov, J. A. (1987). An evaluation of three clustering procedures for in synoptic climatological classification. *Journal of climate and applied meteorology*, 26, 717-730.

Lund, I. A. (1963). Map – pattern classification by statistical methods. *Journal of applied meteorology*, 2, 56-65.

Mathugama, S. C., & Peiris, T. S. G. (2011). Critical Evaluation of Dry Spell Research. *International Journal of Basic & Applied Sciences*, 11 (6), 153-160.

Miron, O., & Tyson, P. D. (1984). Wet and dry conditions and pressure anomaly fields over South Africa and the adjacent oceans, 1963-79. *Monthly weather review*, 112, 2127-2132.

Mo, K. C., Paegle, J. N., & Higgins, R. W. (2001). Atmospheric Processes Associated with Summer Floods and Droughts in the Central United States. *Journal of climate*, 10, 3028-3046.

Omidvar, K., Fatemi, M., Narangifard, M., & Hatami, K. B. B. (2016). A Study of the Circulation Patterns Affecting Drought and Wet Years in Central Iran. *Advances in Meteorology*, 2016, 1-14. http://dx.doi.org/10.1155/2016/1843659.

Pena, M., & Douglas, M. W. (1998). Characteristics of Wet and Dry Spells over the Pacific Side of Central America during the Rainy Season. *Monthly weather review*, 130, 3054-3073.

Pfister, C., Weingartner, R., & Luterbacher, J. (2006). Hydrological winter droughts over the last 450 years in the Upper Rhine basin: a methodological approach. *Hydrological Sciences Journal*, 51(5), 966-985, ISSN: 2150-3435. http://dx.doi.org/10.1623/hysj.51.5.966.

Rimkus, E., Kazys, J., Valiukas, D., & Stankunavicius, G. (2014). The atmospheric circulation patterns during dry periods in Lithuania. *Oceanologia*, 56 (2), 223–239. https://doi.org/10.5697/oc.56-2.223

Santos, J., Corte-real, J., & Leite, S. (2007). Atmospheric large-scale dynamics during the 2004/2005 winter drought in Portugal. *International journal of climatology*, 27, 571–586, https://doi.org/10.1002/joc.1425

Sen, Z. (2010). *Fuzzy Logic and Hydrological Modeling. Taylor and Francis Group*. CRC Press, New York, PP, 340.

Shabbar, A., Bonsal, B. R., & Szeto, K. (2011). Atmospheric and Oceanic Variability Associated with Growing Season Droughts and Pluvials on the Canadian Prairies. *Atmosphere-Ocean*, 49 (4), 339–355, ISSN: 1480-9214. http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2011.564908

Sheridan, S. C. (2002). The redevelopment of a weather-type classification scheme for North America. *International journal of climatology*, 22, 51-68. https://doi.org/10.1002/joc.709

Verdon-Kidd, D. C., & Kiem, A. S. (2009). Nature and causes of protracted droughts in southeast Australia: Comparison between the Federation, WWII, and Big Dry droughts. *Geophysical research letters*, 36, 1-6. https://doi.org/10.1029/2009GL041067

Vicente-Serrano, S. M., & Lopez-Moreno, J. I. (2006). The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in northeast Spain. *International journal of climatology*, 26, 1427–1453. https://doi.org/10.1002/joc.1387

Wang, S. Y., Yoon, J. H., Gillies, R. R., & Cho, C. (2013). What Caused the Winter Drought in Western Nepal during Recent Years? *Journal of climate*, 26, 8241-8256. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00800.1

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.24237892.1404.12.1.1.8]

[DOI: 10.61882/jsaeh.12.1.45.1]