

## Weather Analysis of Cloud Cover Percentage in Iran

Fahime Soltani Akmal<sup>1</sup>, Majid Montazeri<sup>2✉</sup>, Mohammadsadegh Keikhosravi Kiany<sup>3</sup>

1. Ph. D Student of Climatology, Faculty of Geographical Sciences and Planning,  
Department of Physical Geography, Isfahan University, Isfahan, Iran  
Email: [soltani.fa2014@gmail.com](mailto:soltani.fa2014@gmail.com)
2. Associate Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences and Planning,  
Department of Physical Geography, Isfahan University, Isfahan, Iran  
✉ Email: [m.montazeri@geo.ui.ac.ir](mailto:m.montazeri@geo.ui.ac.ir)
3. Assistant Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences and Planning,  
Department of Physical Geography, Isfahan University, Isfahan, Iran  
Email: [kiany mohammad1@gmail.com](mailto:kiany mohammad1@gmail.com)



**How to Cite:** Soltani Akmal, F; Montazeri, M; Keikhosravi Kiany, M.S (2026). Weather Analysis of Cloud Cover Percentage in Iran. *Geography and Development*, 24 (82), 25-50.

**DOI:** <http://dx.doi.org/10.22111/GDIJ.2025.50957.3714>

**Received:**

29 January 2025

**Received in revised form:**

4 April 2025

**Accepted:**

11 April 2025

**Published online:**

8 March 2026

**Keywords:**

Cloud fraction,  
MODIS terra and MODIS  
aqua data,  
Principal component  
analysis,  
Cluster analysis,  
Iran.

### ABSTRACT

The cloud fraction data from MODIS Terra and MODIS Aqua sensors for the morning and afternoon were used. The principal component analysis and cluster analysis methods were used to process the data. The long-term mean cloud fraction in Iran is 27.4 percent. In the cold period, especially in the months of January and February, morning cloudiness is higher, while in the warm period of the year, afternoon cloudiness is higher than morning. The first component represents the climatology of cloudiness in Iran. The coasts and backwaters of the Caspian Sea are distinct from other parts of the country. The role of altitudes, especially Alborz through damming and Zagros through orographic, in the formation of cloud density is obvious. The second component represents convective activities. The summer cloud pattern is active in the Caspian region under the influence of the lake effect and in the southeastern region of the country under the influence of the Indian monsoon. The third component is the cloud dominance in the transitional period. This period of cloud dominance is in the Caspian region, northern Azerbaijan, the Sahand Mountains, Sabalan, and the border heights of Iran and Turkey. The spring pattern peaks in May and the autumn pattern in October. The fourth component is more local in nature and represents another form of the spring cloud pattern in the peaks located on the ridge of the central Alborz Mountains, the Urmia Lake basin, Sahand, Sabalan, Chehel Cheshmeh of Kurdistan, and the border heights of Iran and Turkey.



© the Author(s).

**Publisher:** University of Sistan and Baluchestan

### 1. Introduction

When the condensation process takes place at a higher altitude than the ground surface, clouds are formed. Clouds are one of the most important climatic elements affecting the weather systems on the surface of the Earth, because on the one hand, in the sets of synoptic systems, they cause the transfer of significant amounts of moisture from the oceans to the land on the Earth's surface and on the other hand, they play a decisive role in the distribution of this moisture in the form of precipitation on the Earth's surface. Also, due to their effect on the amount of solar radiation and the amount of energy output from the Earth's surface, they control the energy

balance on the Earth's surface. Therefore, any temporal and spatial changes in them can affect other climatic elements and cause complex climate changes. One of the most important current issues in the field of climate is the issue of temporal and spatial changes in climate parameters. Clouds are also one of the important climate parameters that are at the top of the hydrological cycle and their changes will lead to changes in the temporal and spatial distribution of many climate variables such as precipitation, temperature, solar radiation and evapotranspiration.

## 2. Materials and Methods

Principal component analysis is a powerful tool for analyzing spatial patterns from temporal patterns that can show where spatial patterns of cloud cover percentage form in order of priority, when they are active, and how long they last. Therefore, the spatial output of this analysis is displayed as a map and the temporal output is displayed as a graph. The outputs of principal component analysis can be used in cluster analysis. Using the cluster analysis method, the spatial patterns obtained can be combined and an integrated spatial pattern can be obtained, which is called spatial zoning. Temporal patterns can also be combined, which ultimately results in temporal seasonality.

## 3. Results and Discussion

Iran's location in the world's dry belt has caused the country's average rainfall to be less than one-third of the global average. In fact, the country's arid climate is rooted in the lack of cloud cover, because the country's average cloud cover is about 27 percent, which is less than half of the average cloud cover on the earth's landmasses (55 percent). Cloud cover varies throughout the day. The long-term average cloud cover in the morning is about 26 percent and in the afternoon it reaches more than 28 percent, which is due to the activation of convective processes in the afternoons. Cloud cover has a seasonal distribution. In the cold months of the year from November to April, the amount of cloud cover is above 40 percent, and its peak is above 50 percent in January and February. In May, the amount of cloud cover is greatly reduced, and from June to October it is about 10 percent. In the cold period, especially in January and February, morning cloud cover is higher (due to the influence of western systems). While in the warm period of the year, afternoon cloudiness is more than morning (due to the activation of the convective mechanism). Although the cloudiness of the warm period is small, it fluctuates slightly due to its local mechanism. While the cloudiness of the cold period fluctuates much more due to the intermittent influence of western systems.

## 4. Conclusion

Like the distribution of rainfall, the distribution of cloudiness in Iran is also heterogeneous. Based on the zoning, Iran can be divided into seven regions. The spatial structure of cloudiness zoning is formed under the influence of the configuration of the ruggedness and the distance from the passage of the western systems. The spatial arrangement of the cloudiness zones shows that the Caspian Sea is the main source of cloudiness in Iran, the moisture that the migrating western systems (northwest, west, southwest) bring to Iran. Because the amount of cloudiness decreases from northwest to southeast. The highest cloudiness (57 percent) is in the Caspian region, which also includes the Moghan Plain, and the lowest cloudiness is in the Makran region (15 percent) in the southeast of the country. Of course, the similarity of both regions is that they have summer cloudiness. The summer cloudiness of the Makran region is due to the infiltration of humid summer monsoon air. While the summer cloudiness of the Caspian region is a result of the lake effect process.

**Keywords:** Percentage of cloud cover, MODIS Terra and MODIS Aqua data, Principal component analysis, Cluster analysis, Iran.

## 5. References

- Alijani, Bahloul, Kaviani, Mohammad Reza. (2012). *Fundamentals of Climate and Meteorology*, Samt Publications.  
<https://ajansbook.ir/index.php/57>
- Ahmadi, Mahmoud, Ahmadi, Hamzeh, Dadashi-Roudbari, Abbasali. (2018). Analysis of the trends and spatial patterns of annual and seasonal cloudiness in Iran, *Journal of Natural Environmental Hazards*, No. (15)7, 239-256.  
<https://jneh.usb.ac.ir>
- Ahmadi, Mahmoud, Dadashi-Roudbari, Abbas-Ali, Nasiri-Khozani, Behnaz, Akbari-Azirani, Tayyebeh. (2019). Seasonal occurrence of liquid clouds in Iran based on data from the MODIS sensor of the TERRA satellite, *Quarterly Journal of Geographic Information Research (Sepehr)*, Volume 29, Number 113.  
[https://sepehr.org/article\\_40467](https://sepehr.org/article_40467)
- Bao, S., Letu, H., Zhao, J., Shang, H., Lei, Y., Duan, A., ... & Shi, J. (2019). Spatiotemporal distributions of cloud parameters and their response to meteorological factors over the Tibetan Plateau during 2003–2015 based on MODIS data. *International Journal of Climatology*, 39(1), 532-543.  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.5826>
- Gholami, Ava, Mir Mousavi, Seyed Hossein, Jalali, Masoud, Raeespour, Kohzad. (2013). Spatial-temporal analysis of cloudiness in Iran, *Journal of Soil and Soil*, 621-641.  
[https://jsw.um.ac.ir/article\\_44155](https://jsw.um.ac.ir/article_44155)
- Ghavidel, Fatemeh, Rezaei, Banafsheh, Majid, Mohammadi, Gholam Hassan. (2014). Analysis of the temporal and spatial distribution of cloudiness in the Urmia Lake watershed, *Hydrogeomorphology*, No. 39, 19-40.  
[https://hyd.tabrizu.ac.ir/article\\_18201](https://hyd.tabrizu.ac.ir/article_18201)
- Ghasemifar, Elham, Farajzadeh, Manouchehr, Qovidel Rahimi, Yousef, Ali Akbari Bidakhti, Abbas Ali. (2018). Study of spatio-temporal changes in cloudiness based on geographical features and remote sensing data in Iran, *Earth and Space Physics*, No. 1, 103-124.  
<https://www.sid.ir/paper/80594/fa>
- Gao, C., Li, Y., & Chen, H. (2019). Diurnal variations of different cloud types and the relationship between the diurnal variations of clouds and precipitation in central and east China. *Atmosphere*, 10(6), 304  
<https://www.mdpi.com/2073-4433/10/6/304>
- Hatami Bahman Bigloo, Khodakaram, Movahedi, Saeed. (2018). Seasonal and monthly identification of cloudiness in Iran using data from the MODIS cloud sensor product of the Terra satellite, *Journal of Geography and Development*, (50)16, 2013-230.  
<https://www.sid.ir/paper/77242/fa>
- Lashkari, Hassan, Zarei, Yousef, Moradi, Mohammad. (2017). Synoptic-thermodynamic analysis of cloud mechanism in the Azerbaijan region, *Scientific Research Journal of Geography and Planning*, No. 59,281-301.  
[https://geoplanning.tabrizu.ac.ir/article\\_6161](https://geoplanning.tabrizu.ac.ir/article_6161)
- LIU Baixin., LI Dongliang. (2018). Spatio-Temporal Variation Features of Cloud Cover □ in China and Its Correlation to North Boundary Belt of Subtropical Summer Monsoon (2018).  
[http://qxqk.nmc.cn/qxen/article/abstract/20180305?st=article\\_issue](http://qxqk.nmc.cn/qxen/article/abstract/20180305?st=article_issue)
- Mousavi Bayigi, Mohammad, Ashraf, Batoul. (2011). Identifying areas with the least amount of cloud cover for the purpose of zoning the country's launch areas, *Journal of Water and Soil (Agricultural Sciences and Industries)*, No. 3, 665-675.  
<https://civilica.com/doc/1389345/>
- Ma, J., Wu, H., Wang, C., Zhang, X., Li, Z., & Wang, X. (2014). Multiyear satellite and surface observations of cloud fraction over China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(12), 7655-7666.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD021413>

- Mao, K., Yuan, Z., Zuo, Z., Xu, T., Shen, X., & Gao, C. (2019). Changes in global cloud cover based on remote sensing data from 2003 to 2012. *Chinese Geographical Science*, 29, 306-315.  
<https://link.springer.com/article/10.1007/s11769-019-1030-6>
- Quante, M. (2004). The role of clouds in the climate system. In *Journal de Physique IV (Proceedings)* (Vol. 121, 61-86). EDP sciences.  
<https://jp4.journaldephysique.org/articles/jp4/abs/2004/09/jp4121003/jp4121003>
- Rasouli, Ali Akbar, Jahanbakhsh Asl, Saeed, Ghasemi, Ahmad Reza. (2013). Study of temporal and spatial changes in the amount of cloud cover in Iran, *Geographical Research Quarterly*, 85.  
<https://georesearch.ir>
- Saghi, Fatemeh, Bafghizadeh, Mohammad, Ghorbanian, Jabrael, Borna, Reza. (2014). Spatial-temporal analysis of cloud structure in Khuzestan province using open data from the ERA5 database, *Journal of Physical Geography*, 95-110.  
<https://www.sid.ir/paper/1504012/fa>
- Sfica, L., Beck, C., Nita, A. I., Voiculescu, M., Birsan, M. V., & Philipp, A. (2021). Cloud cover changes driven by atmospheric circulation in Europe during the last decades. *International Journal of Climatology*, 41(1), E2211-E2230.  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.6841>
- Shi, J., & Wang, C. (2023). CDMnet: Cloud Detection in Remote Sensing Images Based on CNN. In *Journal of Physics: Conference Series* (Vol. 2640, No. 1, 012013). IOP Publishing.  
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2023JPhCS2640a2013S/abstract>
- Sunny Lim, K. S., Riihimaki, L. D., Shi, Y., Flynn, D., Kleiss, J. M., Berg, L. K., ... & Johnson, K. L. (2019). Long-term retrievals of cloud type and fair-weather shallow cumulus events at the ARM SGP site. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(10), 2031-2043.  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/36/10/jtech-d-18-0215.1>
- Valjarević, A., Morar, C., Živković, J., Niemets, L., Kićović, D., Golijanin, J., ... & Lukić, T. (2021). Long term monitoring and connection between topography and cloud cover distribution in Serbia. *Atmosphere*, 12(8), 964  
<https://www.mdpi.com/2073-4433/12/8/964>
- Valjarević, A. (2024). Long-term remote sensing-based methods for monitoring air pollution and cloud cover in the Balkan countries. *Environmental Science and Pollution Research*, 31(18), 27155-27171.  
<https://link.springer.com/article/10.1007/s11356-024-32982-y>
- Wang, J., Yang, D., Chen, S., Zhu, X., Wu, S., Bogonovich, M., & Wu, J. (2021). Automatic cloud and cloud shadow detection in tropical areas for PlanetScope satellite images. *Remote Sensing of Environment*, 264, 112604.  
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0034425721003242>
- Yousef, L. A., Temimi, M., Wehbe, Y., & Al Mandous, A. (2019). Total cloud cover climatology over the United Arab Emirates. *Atmospheric Science Letters*, 20(2), e883.  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/asl.883>



## واکاوای آب و هوایی در صد ابرناکی در ایران

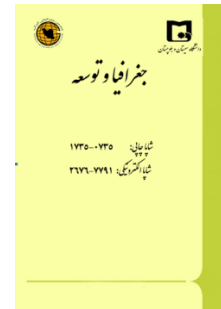
فهیمة سلطانی اکمل<sup>۱</sup>، دکتر مجید منتظری<sup>۲\*</sup>، دکتر محمدصادق کیخسروی کیانی<sup>۳</sup>

### مقاله پژوهشی

#### چکیده

در این پژوهش، از داده‌های درصد ابرناکی سنجندهای مودیس تررا برای صبح و مودیس آکوا برای بعدازظهر در بازه زمانی ۲۰ ساله، استفاده شد. برای پردازش داده‌ها از روش تحلیل مؤلفه اصلی و روش تحلیل خوشه‌ای، بهره برده شد. میانگین بلندمدت درصد ابرناکی ایران در پیش‌ازظهر ۲۶/۳، بعدازظهر ۲۸/۶ و میانگین روزانه ۲۷/۴ درصد می‌باشد که کمتر از نصف متوسط جهانی است. ابرناکی از توزیع فصلی برخوردار بوده و در ماه‌های سرد بیش از ۴۰ درصد است. در ماه می به‌شدت از میزان ابرناکی کاسته شده و از ژوئن تا اکتبر در حدود ۱۰ درصد است. در دوره سرد به‌ویژه ماه‌های ژانویه و فوریه ابرناکی صبح بیشتر است در حالی که در دوره گرم سال ابرناکی بعدازظهر بیشتر از صبح است. مؤلفه اول، نماینده اقلیم‌شناسی ابرناکی در ایران است. سواحل و پسرکانه‌های دریای خزر از سایر بخش‌های کشور متمایز است. نقش ارتفاعات، به‌ویژه البرز از طریق سد کنندگی و زاگرس از طریق اروگرافیک، در شکل‌گیری تراکم ابری، آشکار است. مؤلفه دوم، نماینده فعالیت‌های همرفتی است. الگوی ابرناکی تابستانه در ناحیه خزری تحت‌تأثیر اثر دریاچه‌ای و در منطقه جنوب‌شرق کشور تحت‌تأثیر موسمی هند، فعال است. مؤلفه سوم حاکمیت ابرناکی در دوره گذار است. این دوره حاکمیت ابرناکی در منطقه خزری، شمال آذربایجان، کوهستان سهند، سبلان و ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه است. الگوی بهاره در ماه می و الگوی پاییزه در اکتبر به اوج می‌رسد. مؤلفه چهارم بیشتر ماهیت محلی دارد و شکل دیگری از الگوی ابرناکی بهاره را در قتل واقع در خط‌الرأس کوهستان‌های البرز مرکزی، حوضه دریاچه ارومیه، سهند، سبلان، چهل‌چشمه کردستان و ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه را نمایش می‌دهد. درصد ابرناکی از نظر زمانی به سه دوره: سرد، گذار و گرم و به‌لحاظ مکانی به هفت ناحیه قابل‌افراز است. مقدار ابرناکی در ایران از شمال‌غرب به جنوب‌شرق کاهش می‌یابد.

جغرافیا و توسعه، شماره ۸۲، بهار ۱۴۰۵  
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۱۰  
تاریخ بازنگری داوری: ۱۴۰۴/۰۱/۱۵  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۱/۲۲  
صفحات: ۵۰-۲۵



واژه‌های کلیدی:

درصد ابرناکی، داده‌های مودیس تررا و مودیس آکوا، تحلیل مؤلفه اصلی، تحلیل خوشه‌ای، ایران.

#### مقدمه

زمانی که فرآیند تراکم در ارتفاع بالاتر نسبت به سطح زمین صورت بگیرد ابر به‌وجود می‌آید (کاوایی و علیجانی، ۱۳۸۷: ۲۲۳). ابرها از مهم‌ترین عناصر اقلیمی تأثیرگذار بر سامانه‌های آب‌وهوایی در سطح کره زمین به‌شمار می‌روند چرا که از یک‌طرف در مجموعه‌های سامانه‌های همدید باعث انتقال مقادیر قابل‌توجهی از رطوبت اقیانوس‌ها به خشکی‌های سطح زمین شده و از طرف دیگر نقش تعیین‌کننده‌ای در توزیع این رطوبت به‌صورت بارش در سطح زمین دارند. همچنین به‌علت تأثیر بر مقدار تابش خورشیدی و مقدار خروج انرژی از سطح زمین، کنترل‌کننده‌ی تراز انرژی در سطح زمین می‌باشند؛ بنابراین ایجاد هرگونه تغییرات زمانی و مکانی در آن‌ها می‌تواند بر سایر عناصر اقلیمی تأثیرگذار بوده و باعث تغییرات اقلیمی پیچیده گردد. یکی از مهم‌ترین مسائل حال حاضر در زمینه آب‌وهوا، مسأله تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای آب‌وهوایی می‌باشد. ابر نیز یکی از پارامترهای مهم آب‌وهوایی است که در رأس چرخه آب‌شناسی قرار دارد و تغییرات آن منجر به تغییر در توزیع زمانی و مکانی بسیاری از متغیرهای آب و هوایی مانند؛ بارش، دما، تابش خورشیدی و تبخیر- تعرق خواهد شد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸۸).

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان

۲. دانشیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی دانشگاه اصفهان (نویسنده مسئول)

۳. استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی دانشگاه اصفهان

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان  
۲. دانشیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی دانشگاه اصفهان (نویسنده مسئول)  
۳. استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی دانشگاه اصفهان

میزان ابرناکی آسمان، مقدار رطوبت ورودی و درصد احتمال بارش را نشان می‌دهد بدین جهت که نوع، شدت و مقدار بارش یک سامانه بارشی به منشأ سامانه و در نهایت به سازوکار ابر بستگی دارد (لشکری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۸۳). پدیده ابرناکی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های اقلیمی نقش مؤثری در شرایط آب‌وهوایی و محیطی منطقه ایفا می‌نماید. این پدیده به‌عنوان مقدمه چرخه آب‌شناسی و همچنین نقش مؤثر در موازنه انرژی سطح زمین، از نظر کم‌آبی و خشکسالی نیز حائز اهمیت فراوان می‌باشد؛ بنابراین آگاهی از وضعیت روزهای ابری و ابرناکی در کشور، برای پیش‌آگاهی در مدیریت بحران مخاطرات هیدروکلیمایی به‌خصوص بحران کم‌آبی و خشکسالی حائز اهمیت می‌باشد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۴۰).

ابرها برای آب‌وهوای جهانی مهم هستند زیرا تأثیر زیادی بر تابش‌های خورشیدی و زمینی و همچنین بر شکل‌گیری بارش دارند. یک تغییر جزئی در مقدار ابر یا تغییر در توزیع عمودی ابرها ممکن است تأثیر قابل‌توجهی بر بودجه انرژی زمین داشته باشد (Quante, 2004:1). پوشش ابر به‌دلیل نقش پیچیده‌ای که در موازنه تابشی زمین دارد، نقش مهمی در تغییرپذیری آب‌وهوا در مقیاس محلی، منطقه‌ای یا قاره‌ای ایفا می‌کند. در نتیجه، نیاز به درک بهتر علل و بازخورد تغییرات در پوشش ابر وجود دارد (Sfica et al, 2021:1).

پس از ورود ماهواره‌ها به عرصه‌های علمی، به‌علت فراهم‌شدن اطلاعات فراوان در مورد ابرها، مطالعه آن‌ها برای بهبود کارایی مدل‌های اقلیمی مورد توجه قرار گرفت. این توانایی به بازشدن زمینه‌های تحقیقاتی جدیدی در مطالعه ابرها منجر شد و پژوهشگران زیادی تحقیقات خود را بر روی این زمینه متمرکز کردند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۴). هدف اصلی تشخیص ابر، تمایز دقیق بین ابرها و مناطق غیر ابری است (Shi & Wang, 2023:1). اقلیم‌شناسی ابرها در مطالعه پویایی ابرها و تعاملات با زمین، اقیانوس‌ها و جو اهمیت زیادی دارد (Yousef et al, 2019:1).

ماهواره‌های رصد زمین می‌توانند نظارت نظام‌مند و مستمر ابرها را فراهم‌کنند؛ از این‌رو، ما و همکاران (۲۰۱۴) از داده‌های درصد پوشش ابر با تفکیک مکانی بالا (۵ کیلومتر) از فرآورده پوشش ابر مودیس ترا (۱۲ سال) و آکوا (۹ سال) در چین به‌منظور نشان‌دادن تغییرات فصلی بهره‌گرفتند. نتایج پژوهش نشان‌داد، روند بلندمدت درصد پوشش ابر برای مشاهدات صبح و بعدازظهر به‌وضوح تغییرات فصلی را منعکس می‌کند. بعدازظهرها ابرهای بیشتری نسبت به صبح وجود داشته است (Ma et al, 2014:7655). همچنین تغییرات روزانه ابرها در چین که شامل فراوانی‌های وقوع کل ابر و انواع مختلف ابر بوده، تغییرات قابل‌توجهی را نشان داده است. تغییرات روزانه فراوانی‌های وقوع آلتوکومولوس‌ها و استراتوکومولوس‌ها یک الگوی دو وجهی را نشان می‌دهد که با یک اوج در اوایل صبح و اواخر بعدازظهر ظاهر می‌شود. در اوایل صبح در تابستان‌ها، ابرهای آلتوکومولوس و استراتوکومولوس زودتر از فصول دیگر ظاهر می‌شوند، در حالی که بیشینه‌های اواخر بعدازظهر روند معکوس را نشان می‌دهند (Gao & Chen, 2014:1). تغییرات مکانی- زمانی کل ابرها در سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۵ نشان می‌دهد که پوشش ابر بهاری در شمال غربی چین بیشتر از شمال شرق است در حالی که ابر در تابستان توزیع مخالف را نشان می‌دهد (Baixin & Dongliang, 2018:382). باو و همکاران (۲۰۱۹) تغییرات مکانی و زمانی در پوشش ابر و ضخامت نوری ابر در طول روز را از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۵ با استفاده از داده‌های فرآورده جوی سطح ۲ مودیس-آکوا را بر روی فلات تبت واکاوی کردند. نتایج این پژوهش نشان‌داد، میانگین سالانه پوشش ابر روی فلات تبت از جنوب‌شرقی به شمال‌غربی کاهش می‌یابد. پوشش ابر فلات غربی در بهار بیشترین و در پاییز کمتر است در حالی که پوشش ابر فلات شرقی در

بهار و تابستان بیشتر است. پوشش ابر در اکثر مناطق فلات تبت در بهار و تابستان بیش از ۳۰ درصد است و ضخامت نوری ابر در جنوب شرقی فلات در تابستان از ۱۰ درصد بیشتر می‌شود (Bao et al, 2019:1).  
والجارویچ و همکاران به منظور واکاوی پیوند بین توپوگرافی و توزیع پوشش کل ابرناکی در صربستان از داده‌های سنجنده مودیس و از روش «من-کندال» برای واکاوی روند بهره گرفته‌اند. نتایج پژوهش نشان‌دهنده فراوانی پوشش ابر با توپوگرافی و ارتفاع بالا به خصوص در فصل زمستان ارتباط مستقیم داشته است (Valjarević et al., 2021:1).  
تغییرات فصلی پوشش ابرناکی در بالکان نیز در بازه زمانی ۳۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۰) نشان می‌دهد ماه فوریه بیشترین مقدار پوشش ابر (۹۳/۱۸ درصد) و ماه جولای کمترین مقدار پوشش ابر (۱۹ درصد) را داشته است (Valjarević, 2024:27155).

چرخه تغییرات پوشش ابر جهانی در طول روز و شب در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۲ با استفاده از داده‌های سنجنده مودیس واکاوی شده است. نتایج پژوهش نشان داد میانگین پوشش ابر جهانی ۶۶ درصد بود که به طور خاص در مناطق خشکی کاهش و بر روی مناطق اقیانوسی افزایش یافته است (Mao et al, 2019:306). طبقه‌بندی انواع ابرها در بازه زمانی ۱۳ ساله (۲۰۰۹-۱۹۹۷) در دشت‌های بزرگ جنوبی نشان داده ابرهای کم‌ارتفاع و سیروس چرخه روزانه و فصلی مشخصی داشته‌اند. رخداد مجموع ابر به دنبال تغییر ابرهای کم‌ارتفاع، با اوج روزانه در اوایل بعدازظهر و بیشینه فصلی در اواخر زمستان بوده است (Sunny Lim, et al, 2019:2031).

علاوه بر مطالعات متعدد بر روی ابرناکی در سراسر جهان، پژوهشگران ایرانی نیز مطالعاتی هر چند محدود بر روی این متغیر انجام داده‌اند. از جمله این پژوهش‌ها، تحلیل زمانی و مکانی ساختار ابرناکی در استان خوزستان با به‌کارگیری داده‌های باز تحلیل پایگاه ERA5 (ساقی و همکاران، ۱۴۰۳: ۹۵)، تحلیل توزیع مکانی و زمانی ابرناکی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از داده‌های ایستگاهی پوشش کل ابرناکی و داده‌های سنجش‌ازدور (قویدل و همکاران، ۱۴۰۳: ۲۲)، تحلیل زمانی و مکانی ابرناکی در ایران با استفاده از داده‌های ابرناکی برگرفته از ۹۳ ایستگاه هواشناسی همدید در ایران (غلامی و همکاران، ۱۴۰۲: ۶۲۳)، واکاوی روند تغییرات و الگوهای مکانی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران را با استفاده از داده‌های ایستگاهی و همچنین وردایی فصلی ابرهای مایع در گستره ایران با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور (احمدی و همکاران، ۱۳۹۷: ۲۳۷، احمدی و همکاران، ۱۳۹۸: ۱)، بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران با استفاده از داده‌های مقدار پوشش ابر ماهانه برگرفته از ۹۰ ایستگاه همدید در ایران (رسولی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸۷)، بررسی تغییرات فضایی- زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی و داده‌های سنجش‌ازدور در ایران (قاسمی‌فر و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۰۳)، شناسایی مناطقی با کمترین میزان ابرناکی به‌منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور با استفاده از داده‌های مقدار ابرناکی ۱۲۰ ایستگاه همدید کشور (موسوی و اشرف، ۱۳۹۰: ۶۶۵)، تحلیل همدیدی-ترمودینامیکی سازوکار ابر در منطقه آذربایجان با استفاده از اطلاعات مربوط به مشخصات ابرها از ایستگاه‌های همدید سازمان هواشناسی که به‌صورت دستی استخراج می‌شود (لشکری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۸۱)، شناسایی فصلی و ماهانه ابرناکی در ایران با بهره‌گیری از داده‌های فرآورده ابر سنجنده مودیس ماهواره ترا (حاتمی و موحدی، ۱۳۹۶: ۲۱۳)، می‌توان اشاره نمود.

پژوهش‌های پیشین مرتبط با دگرگونی‌های زمانی و مکانی ابرناکی در کشور ایران به‌صورت مطالعات موردی و محدود به نواحی خاصی از کشور و برای دوره‌های زمانی کوتاه مدت بوده است. نمونه این مطالعات پژوهش‌های لشکری و همکاران ۱۳۹۶، قویدل و همکاران ۱۴۰۳، ساقی و همکاران ۱۴۰۳ می‌باشد. از سوی دیگر داده‌های مورد

استفاده در این نوع مطالعات مانند پژوهش‌های رسولی و همکاران ۱۳۹۲ و غلامی و همکاران، ۱۴۰۲، معمولاً از نوع داده‌های ایستگاهی بوده و داده‌های دورسنجی به صورت بسیار محدود در مطالعات حاتمی ۱۳۹۷، احمدی و همکاران ۱۳۹۸، قاسمی فر و همکاران، ۱۳۹۷، به کار گرفته شده است.

موضوع پژوهش حاضر بررسی ساختار کلی ابرناکی در محدوده مرزهای سرزمینی کشور ایران است. ارزیابی وردش‌های زمانی و مکانی درصد ابرناکی در مقیاس روزانه در دو زمان پیش‌ازظهر و بعدازظهر با بهره‌گیری از به‌روزترین نسخه فرآورده دورسنجی درصد ابرناکی مودیس ترا و آکوا، از مهمترین اهداف این پژوهش می‌باشد. پردازش داده‌ها با روش‌های چندمتغیره تحلیل مؤلفه‌های اصلی و تحلیل خوشه‌ای در محیط نرم‌افزار «متلب» این امکان را فراهم ساخت تا الگوهای مکانی و زمانی درصد ابرناکی در ایران شناسایی و تحلیل شود و در نهایت با مقایسه ابرناکی صبح و بعدازظهر نقش فعالیت‌های همرفتی در وقوع ابرناکی آشکار گردد.

## داده‌ها و روش‌ها

### معرفی منطقه مورد مطالعه

سرزمین ایران به واسطه قرارگیری در کمربند خشک جهان از آب‌وهوایی گرم، خشک و کم‌بارش بهره‌مند است. به جهت این که که میزان بارندگی و توزیع زمانی مکانی آن به شدت به میزان ابرناکی وابسته است به گونه‌ای که مناطقی که از بارش بیشتری بهره‌مند هستند، ابرناکی بالاتری دارند؛ از این رو شناسایی ساختار کلی الگوهای زمانی و مکانی ابرناکی در ایران ضرورتی غیرقابل انکار است زیرا اگر قرار باشد از فناوری‌های استحصال آب از ابر در جهت تأمین منابع آبی کشور استفاده گردد، در گام اول باید بدانیم که در کجا و چه زمانی از این روش‌ها استفاده نمود تا بالاترین راندمان و عملکرد را داشته باشد.

در پژوهش حاضر محدوده مورد مطالعه، کل گستره سرزمین ایران بدون مرزهای آبی انتخاب شد. از آنجایی که قرارداد مرزهای آبی در روند پژوهش سبب می‌شد تا نتایج پژوهش دارای مقادیر غیرواقعی باشد، زیرا مقدار ابرناکی بر روی پهنه‌های آبی به‌طور طبیعی در هر زمان از شبانه‌روز خیلی بیشتر از ابرناکی در خشکی است؛ از این رو مرزهای آبی از محدوده انتخابی برای پژوهش حذف گردید تا بتوان مقدار ابرناکی خشکی‌ها در کشور ایران را به صورت مقادیر واقعی به دست آورد.

### داده‌ها

داده‌های ماهواره‌ای با پوشش جهانی، روزانه به‌طور فزاینده‌ای برای پیش سطح زمین از تشخیص تغییرات پوشش زمین تا پیش تغییرات در جو مانند مقدار ابرناکی استفاده می‌شوند (Wang et al, 2021:2). در پژوهش حاضر به منظور واکاوی وردش‌های زمانی و مکانی ابرناکی در ایران، از داده‌های درصد ابرناکی فرآورده مودیس ترا برای صبح و سنجنده مودیس آکوا برای بعد از ظهر استفاده شد. بازه زمانی داده‌ها ۲۰ ساله (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۲) است که به صورت روزانه از وب سایت مودیس دریافت گردید. داده‌های مودیس به این دلیل انتخاب شدند که به‌طور گسترده و برای اکثر فرآورده‌ها با تفکیک یک کیلومتر و روزانه در دسترس هستند. از آنجا که برداشت داده‌های درصد ابرناکی به‌طور مستقیم از سایت مودیس امکان‌پذیر نیست؛ لذا می‌بایست کل فرآورده MOD06 و MYD06 استخراج شود. از سوی دیگر همه داده‌های سطح ۲ در مقیاس جهانی به کارمان نمی‌آید؛ از این رو محدوده مکانی به

ابعاد  $480 \times 720$  به‌گونه‌ای تعریف شد که یاخته‌هایی که تمام یا حداقل بخشی از ایران را در هر مسیر حرکت ماهواره ثبت کرده‌اند، استخراج شوند. به‌همین دلیل ابتدا فهرستی از یاخته‌هایی که در محدوده مکانی تعریف شده قرار داشتند، تهیه شد و سپس داده‌های فرآورده MOD06 مربوط به ماهواره ترا و فرآورده MYD06 مربوط به ماهواره آکوا در قالب دو پایگاه داده جداگانه از سایت مودیس استخراج گردید. اطلاعات مربوط به درصد ابرناکی در فیلد Fraction Cloud می‌باشد که با انجام عملیات‌های برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار «متلب» انجام گرفت. سپس از طریق تعریف یک تابع اطلاعات ژئولوکیشن (مسیر پیموده‌شده توسط سنجنده) خوانده و در گام بعدی با استفاده از تابعی دیگر اطلاعات یک‌روز را کنار هم قرار داده و خروجی آن به‌صورت یک آرایه نمایش داده شد. در ادامه داده‌های سطح ۲ به‌کمک روش میانمایی به داده‌های سطح ۳ با تفکیک مکانی ۱ کیلومتر تبدیل شد. در نهایت میانگین بلندمدت سالانه برای هر یاخته محاسبه گردید. خروجی این محاسبات نیز برای هر فرآورده یک آرایه با ابعاد  $365 \times 345600$  است. این دو آرایه مبنای محاسبات بعدی قرار گرفت.

### روش مطالعه

تحلیل مؤلفه اصلی ابزاری قدرتمند برای تجزیه الگوهای مکانی از الگوهای زمانی است که می‌تواند نشان‌دهنده الگوهای مکانی درصد ابرناکی به‌ترتیب اولویت در کجا شکل می‌گیرند، در چه زمانی فعال هستند و دوره حاکمیت آن چه قدر است؛ بنابراین خروجی مکانی این تحلیل به‌صورت نقشه و خروجی زمانی آن به‌صورت نمودار، نمایش داده می‌شود. خروجی‌های تحلیل مؤلفه‌های اصلی را می‌توان در تحلیل خوشه‌ای به‌کار گرفت. با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای می‌توان الگوهای مکانی به‌دست‌آمده را با هم تلفیق نمود و یک الگوی مکانی یکپارچه به‌دست آورد که به پهنه‌بندی مکانی موسوم است. همچنین الگوهای زمانی را نیز می‌توان با هم تلفیق نمود که در نهایت، فصل‌بندی زمانی به‌دست می‌آید.

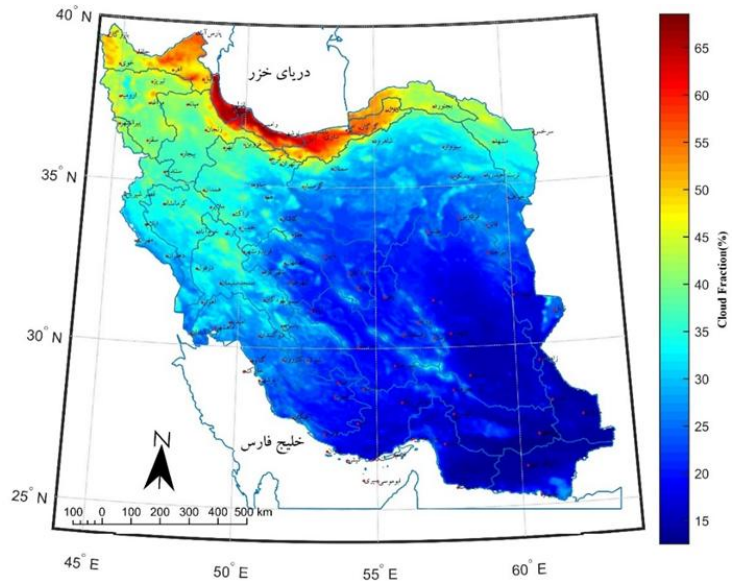
### نتایج و بحث

#### میانگین بلندمدت درصد ابرناکی در ایران

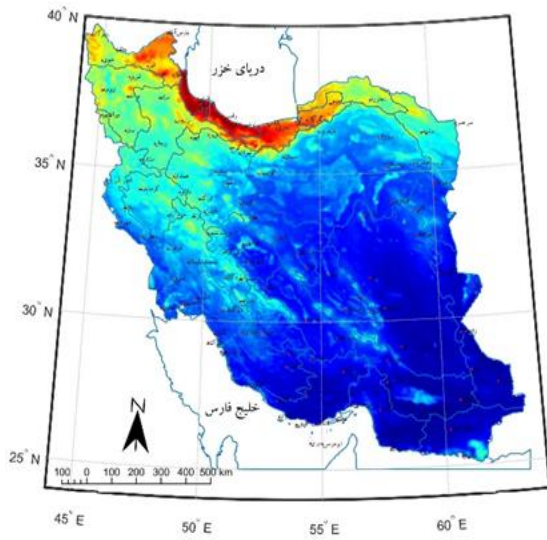
به‌منظور واکاوی و پی‌بردن به این مسئله که روند دگرگونی روزانه ابرناکی در گستره ایران زمین در یک دوره زمانی بلندمدت (۲۰ ساله) چگونه بوده است از داده‌های دو پایگاه داده ابرناکی ترا و آکوا برای دو زمان روزانه، پیش‌ازظهر و بعدازظهر استفاده شد. معیار تفکیک زمانی داده‌ها ساعت ۱۲ ظهر انتخاب شد. برداشت‌های قبل از ساعت ۱۲ ظهر به زمان پیش‌ازظهر و برداشت‌های پس از ساعت ۱۲ به محاسبات بعدازظهر اختصاص یافت. مقدار میانگین بلندمدت ابرناکی در ایران  $27/44$  درصد برآورد شده است که نسبت به میانگین جهانی (خشکی‌ها) که  $55$  درصد است  $26/54$  درصد کمتر است که این مسئله نشان‌دهنده آن است که کشور ایران در فقر ابرناکی به‌سر می‌برد (شکل ۱). محاسبات میانگین بلندمدت درصد ابرناکی پیش‌ازظهر نشان‌داد مقدار درصد ابرناکی  $26/3$  درصد است که بیشینه فراوانی این میزان علاوه بر نوار شمالی ایران در نواحی غرب و شمال‌غرب نیز مشاهده شده است. کمینه فراوانی رخداده ابرناکی پیش‌ازظهر نیز در نواحی جنوب‌شرقی، شرقی و برخی نواحی مرکزی کشور مشاهده می‌شود (شکل ۲) اما بررسی تغییرات مکانی درصد ابرناکی بعدازظهر، نتایج متفاوت‌تری را نشان می‌دهد. نقش ارتفاعات به‌ویژه رشته‌کوه البرز در سدکنندگی رطوبت و کوهستان زاگرس از طریق سازوکار اروگرافیک، در

شکل‌گیری تراکم ابرناکی بسیار مؤثر بوده است. حتی نقش قله مرتفع رشته کوه‌های ایران مرکزی همچون: الوند، برفانبار، کرکس، مارشنان، شیرکوه و کوه‌های هزار و لاله‌زار در اطراف کرمان، در افزایش ابرناکی بعدازظهر نسبت به پهنه‌های اطراف خود به‌طور آشکاری قابل رؤیت است (شکل ۳).

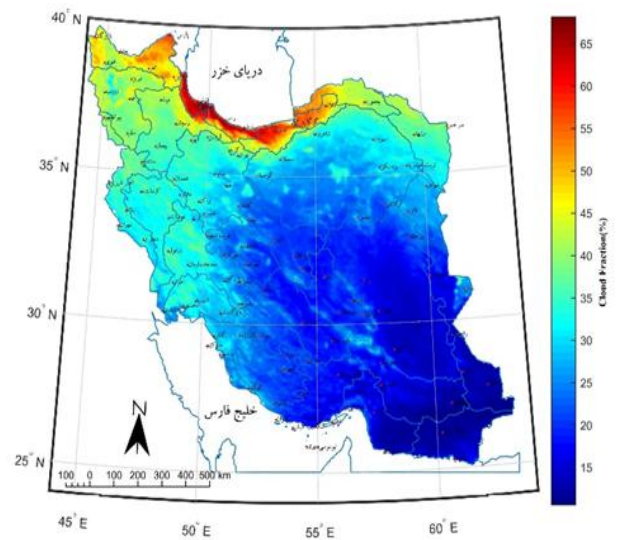
پس از نمایش دگرگونی‌های بلندمدت درصد ابرناکی پیش‌ازظهر و بعدازظهر بر گستره سرزمینی ایران، دگرگونی‌های زمانی نیز در قالب نمودارهای ۴ و ۵ نمایش داده شد. این بررسی‌ها نشان داد در دوره سرد سال به‌ویژه در ماه‌های ژانویه و فوریه ابرناکی پیش‌ازظهر بیشترین فراوانی را دارد. از ماه می و آوریل به بعد به تدریج از مقدار ابرناکی پیش‌ازظهر کاسته شده به‌طوری که میزان ابرناکی در این زمان به کمترین میزان سالانه خود در ماه اکتبر رسیده است. در مقابل بیشترین فراوانی مقدار ابرناکی بعدازظهر در دوره گرم سال بین ماه‌های ژوئن تا اکتبر مشاهده می‌شود. در این بازه زمانی از سال رخداد ابرناکی در بیشتر موارد تحت‌تأثیر عوامل محلی است. به‌نظر می‌رسد فراوانی رخداد ابرناکی بعدازظهر در دوره گرم سال ناشی از رخداد فرآیند همرفت بوده است (شکل ۴). همین واقعیت در نمودار شماره ۵ نیز قابل مشاهده است. محاسبات تفاضل ابرناکی پیش‌ازظهر و بعدازظهر نیز به همین نکته اشاره دارد که میزان ابرناکی پیش‌ازظهر در ماه‌های سرد سال بیشتر و در بعدازظهر کمتر است و برای دوره گرم سال این مسئله به‌صورت عکس اتفاق می‌افتد (شکل ۵) اما نکته مهم‌تر در محاسبات تفاضل ابرناکی دو زمان پیش‌ازظهر و بعدازظهر این است که مقدار ابرناکی در مرز حوضه‌های آبی که در واقع خط‌الرأس کوهستان‌ها است، فراوانی بیشتری نسبت به محیط‌های اطراف داشته و این بدان معناست که در این مناطق فرآیند همرفت رخ داده است. نکته مهمی که لازم است به آن اشاره شود، بالابودن مقدار ابرناکی در سطوح پست و هموار بخش‌های میانی حوضه‌ها در مناطق مرکزی و جنوب‌شرقی کشور (منطقه دشتیاری، جازموریان، دریاچه نمک قم و کفه‌های نمکی دشت کویر) است که حقیقتاً آن‌را نمی‌توان ابرناکی دانست. نواحی مذکور بیشتر بر پهنه‌های کویری یا دریاچه‌های خشک‌شده‌ای منطبق هستند که دارای سطوح روشن رسی - نمکی هستند؛ از این‌رو به‌دلیل سپیدایی بالا، سنجنده به اشتباه، ابرناکی تلقی کرده است. این موضوع از محدودیت‌های داده‌های ابرناکی مودیس محسوب می‌شود که به خطای گمارشی<sup>۱</sup> موسوم است؛ از این‌رو کارشناسان مربوطه باید نسبت به رفع این نقیصه، اهتمام ورزند (شکل ۶). با این‌وجود بالاترین فراوانی ابرناکی بعدازظهر را می‌توان در مناطق مرتفع و خط‌الرأس کوهستان‌ها مشاهده نمود که می‌توان علت آن‌را به سازوکار همرفت دامنه‌ای در این موقع روز منتسب دانست.



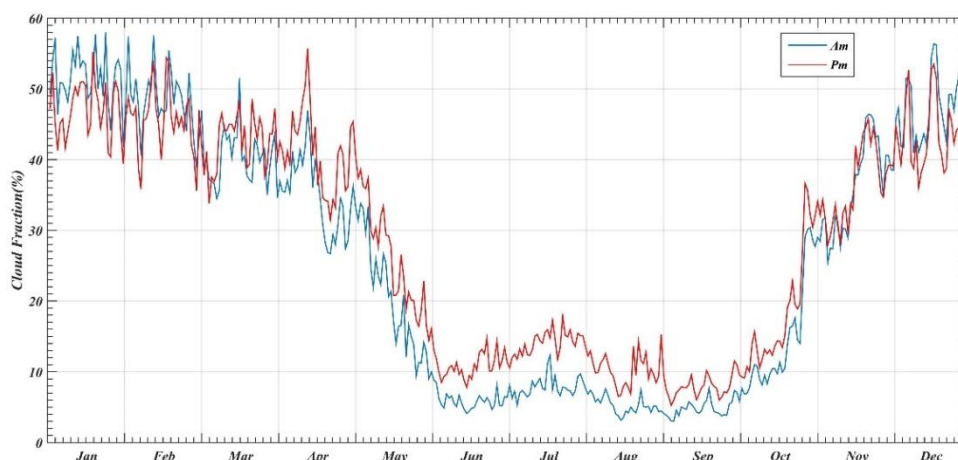
شکل ۱: نقشه میانگین بلندمدت روزانه (۲۰۲۲-۲۰۲۳) درصد ابرناکی در ایران  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



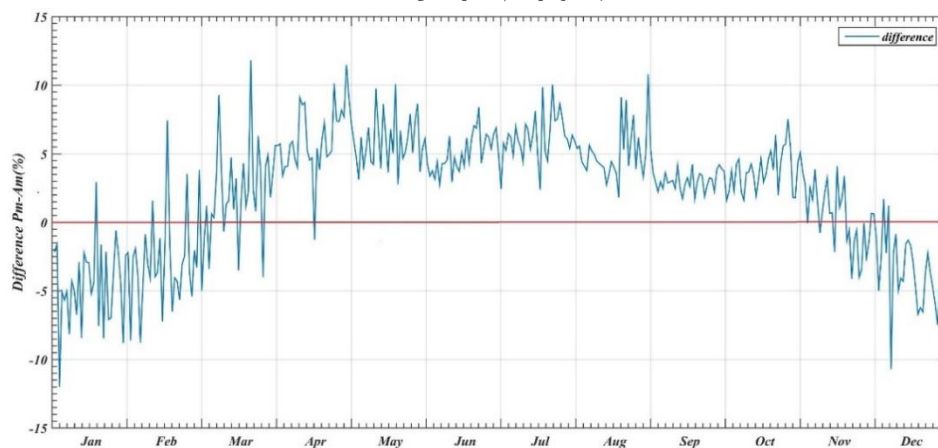
شکل ۳: نقشه میانگین بلندمدت درصد ابرناکی بعد از ظهر  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



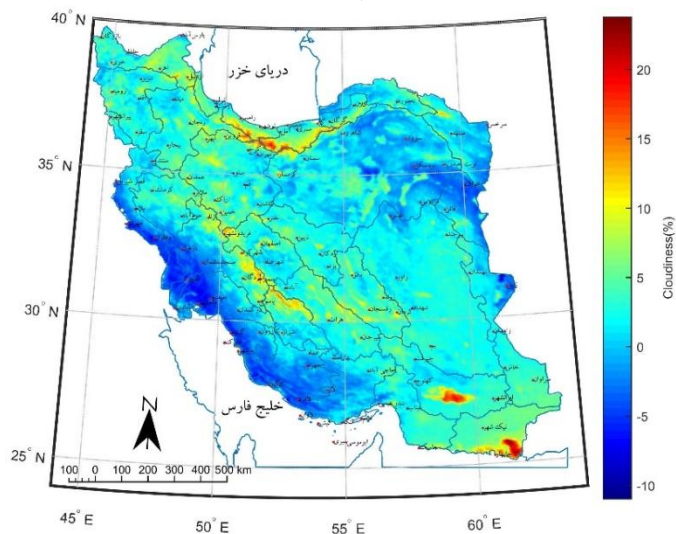
شکل ۲: نقشه میانگین بلندمدت درصد ابرناکی پیش از ظهر  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۴: میانگین بلندمدت روزانه درصد ابرناکی پیش از ظهر و بعد از ظهر در ایران تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۵: نمودار تفاضل درصد ابرناکی پیش از ظهر از درصد ابرناکی بعد از ظهر تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۶: نقشه تفاضل درصد ابرناکی پیش از ظهر از درصد ابرناکی بعد از ظهر تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

### تحلیل مؤلفه اصلی درصد ابرناکی

همان‌طور که پیشتر اشاره شد، یکی از عوامل اصلی شکل‌گیری بارش در جو زمین وجود رطوبت به‌صورت ابر در هر منطقه است؛ از این‌رو به‌منظور شناسایی الگوهای اصلی ابرناکی در ایران و تفکیک الگوهای مکانی از الگوهای زمانی، آرایه میانگین بلندمدت روزانه درصد ابرناکی ( $CF_{345600 \times 365}$ ) در معرض تحلیل مؤلفه اصلی قرار گرفت. در واقع این آرایه‌ای است سه‌بعدی که ابعاد آن  $480 \times 720 \times 365$  می‌باشد.

جدول ۱: اهمیت نسبی مؤلفه‌های اصلی میانگین بلندمدت درصد ابرناکی در ایران (مقادیر ویژه)

| مؤلفه       | آماره | پراش | درصد پراش | تجمعی درصد پراش |
|-------------|-------|------|-----------|-----------------|
| مؤلفه اول   | ۷۱۸۵۵ | ۵۲/۷ | ۵۲/۷      | ۵۲/۷            |
| مؤلفه دوم   | ۴۷۵۱۵ | ۳۴/۹ | ۳۴/۹      | ۸۷/۶            |
| مؤلفه سوم   | ۲۷۶۸  | ۲    | ۲         | ۸۹/۶            |
| مؤلفه چهارم | ۱۹۹۵  | ۱/۵  | ۱/۵       | ۹۱/۱            |

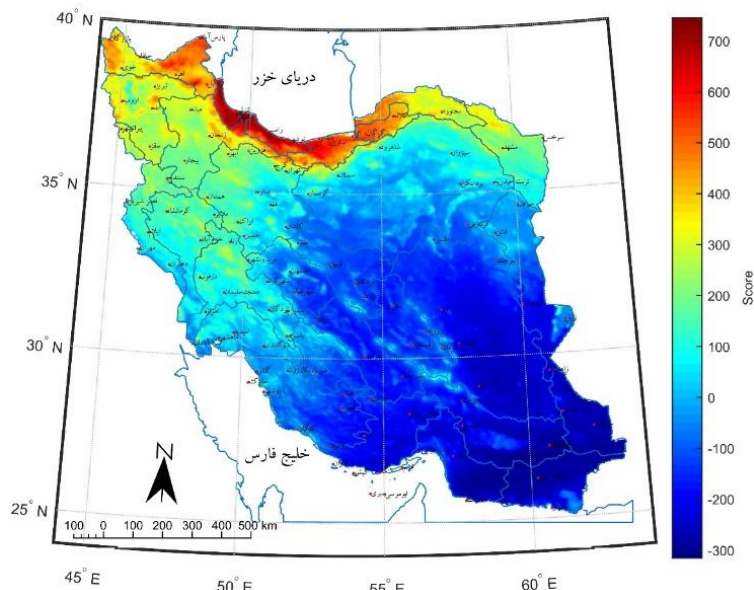
مأخذ: نگارندگان، ۱۴۰۳

تحلیل مؤلفه‌های اصلی سه خروجی دارد خروجی اول آن مقادیر ویژه است که براساس اهمیت نسبی هر مؤلفه و به‌ترتیب میزان تبیین مقادیر پراش، مرتب شده و نتایج آن به‌صورت جدول ارائه می‌گردد (جدول ۱). بر مبنای نتایج این جدول، در مجموع چهار مؤلفه اصلی بیش از ۹۱ درصد تغییرات درصد ابرناکی در ایران را تبیین می‌کند. مؤلفه اول با تبیین حدود ۵۳ درصد تغییرات، نقش تعیین‌کننده‌ای دارد و نشان‌دهنده سازوکار اصلی الگوی تغییرات درصد ابرناکی در ایران است.

### مؤلفه اول (اقلیم‌شناسی ابرناکی ایران)

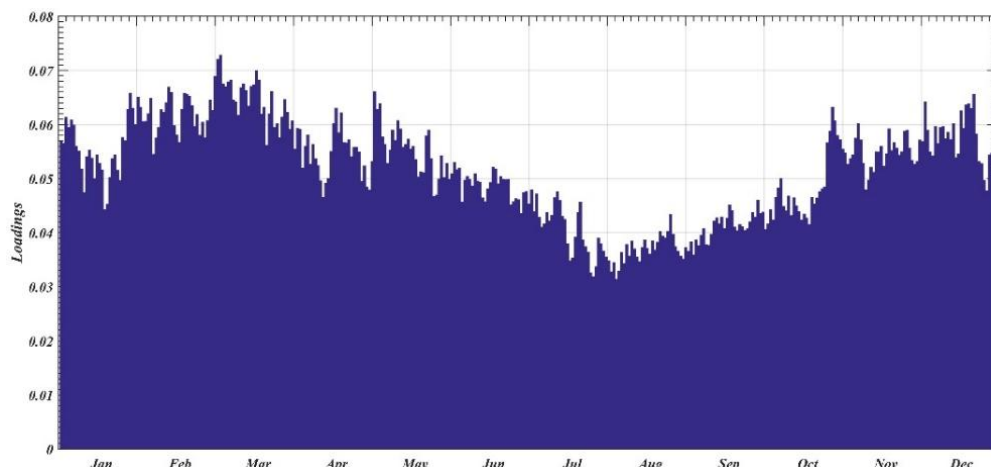
همان‌طور که پیشتر بیان شد، مؤلفه اول ۵۳ درصد پراش داده‌های درصد ابرناکی را تبیین می‌کند و نماینده اقلیم‌شناسی ابرناکی در ایران است. در نقشه الگوی پراکنندگی مکانی نمرات مؤلفه اول بخش‌های قرمز با نمرات مثبت بیانگر مقادیر بیشتر از میانگین و حاکمیت الگوی ابرناکی را نشان می‌دهد در حالی که بخش‌های آبی‌رنگ با نمرات منفی، بیانگر مقادیر کمتر از میانگین و حاکمیت الگوهای فقر ابرناکی است. سواحل و پسرکانه‌های دریای خزر به‌لحاظ ابرناکی کاملاً از سایر بخش‌های کشور متمایز است. رشته کوه البرز بیشتر نقش سدکنندگی و تجمع رطوبت در پسرکانه‌های منطقه خزری را ایفا می‌کند در حالی که رشته کوه زاگرس موجب فعال شدن سازوکار صعود اروگرافیک شده و نقش مهمی در شکل‌گیری و افزایش تراکم ابرناکی برعهده دارد. حتی نقش قله مرتفع رشته‌کوه‌های ایران مرکزی همچون: کرکس، مارشنان، شیرکوه و کوه‌های هزار و لاله‌زار در اطراف کرمان، در افزایش ابرناکی ناشی از صعود اروگرافیک نسبت به پهنه‌های اطراف خود به‌طور آشکاری قابل رؤیت است (شکل ۷).

با توجه به نمودار بردار ویژه مؤلفه اول، مشخص می‌شود که این الگو در تمامی سال حاکمیت دارد اما در دوره گرم سال به‌ویژه ماه‌های ژوئیه و آگوست، نقش آن کمرنگ می‌شود در حالی که فعالیت آن در دوره سرد سال به‌ویژه در ماه‌های فوریه و مارس به اوج می‌رسد. در واقع می‌توان گفت این الگو معرف سازوکار کلی ابرناکی در ایران است که در دوره سرد سال به اوج حاکمیت خود می‌رسد (شکل ۸).



شکل ۷: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه اول درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۸: توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفه اول درصد ابرناکی

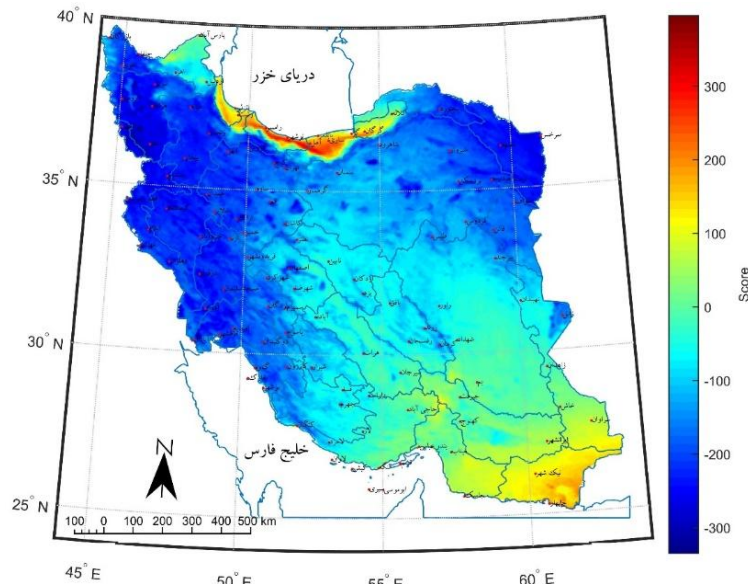
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

### مؤلفه دوم (فعالیت همرفتی)

مؤلفه دوم حدود ۳۵ درصد پراش داده‌های درصد ابرناکی را تبیین می‌کند و نماینده فعالیت‌های همرفتی در ایران است که در دوره گرم سال بر ایران مستولی می‌شود. الگوی پراکنش مکانی نمرات مؤلفه دوم به جز منطقه خزری، تقریباً عکس الگوی مکانی مؤلفه اول است. در واقع بخش‌های جنوب‌شرقی کشور که بیشتر، استان‌های سیستان و بلوچستان، کرمان و هرمزگان را شامل می‌شود، نمرات مثبت کسب کرده و میزان ابرناکی آن بالاتر از میانگین است. این موضوع ناشی از نفوذ رطوبت موسمی‌های هند از دروازه‌های جنوب‌شرقی، به کشور است و عمق نفوذ ابرناکی ناشی از سامانه موسمی را تا بخش‌های مرکزی کشور نشان می‌دهد (شکل ۹). دریای خزر عمده‌ترین منبع ابرناکی منطقه خزری است زیرا به واسطه همگرایی رطوبت در پسرکانه‌ها، رطوبت حاصل از وزش رطوبتی

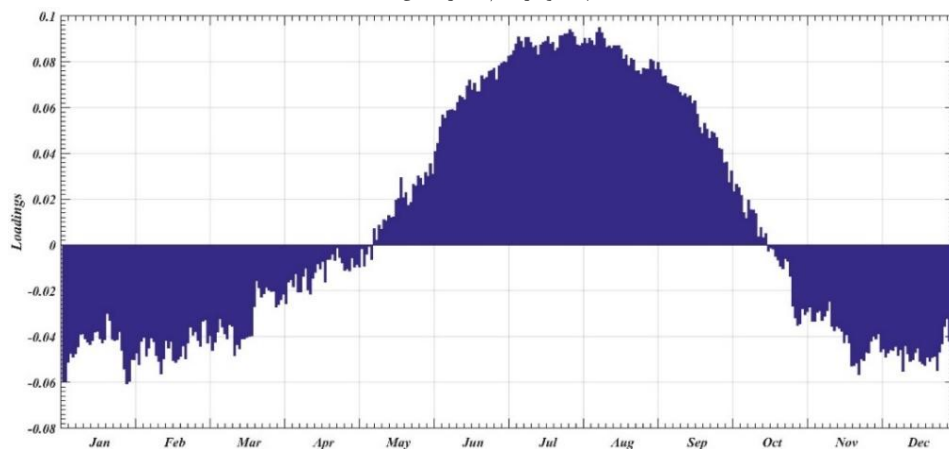
انباشته‌شده و زمینه‌ساز تشکیل ابر در منطقه خزری می‌گردد که به اثر دریاچه‌ای<sup>۱</sup> موسوم است. اوج این پدیده را می‌توان در جلگه ساری ملاحظه نمود. کوهستان البرز بیشتر نقش سدکنندگی رطوبت را ایفا می‌کند تا این که خود عامل صعود و تشکیل ابر باشد (شکل ۹).

نمودار بردار ویژه مؤلفه دوم، تغییرات الگوی زمانی ابرناکی این مؤلفه را نشان می‌دهد. بر این اساس، الگوی مکانی مؤلفه دوم، یک الگوی ابرناکی تابستانه است که در دوره گرم سال از میانه‌های ماه می تا میانه‌های ماه اکتبر به مدت حدود پنج‌ماه در منطقه خزری و به‌ویژه در منطقه جنوب‌شرق کشور، فعال بوده و دقیقاً با دوره فعالیت موسمی‌های هند همزمان است در حالی که در دوره سرد سال از ماه نوامبر تا آوریل که بیش از شش‌ماه به‌طول می‌انجامد، این الگو خاموش است. در واقع در دوره سرد منطقه جنوب‌شرق کشور در فقر ابرناکی به‌سر می‌برد و به عبارت دیگر، میزان ابرناکی آن کمتر از میانگین است (شکل ۱۰).



شکل ۹: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه دوم درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

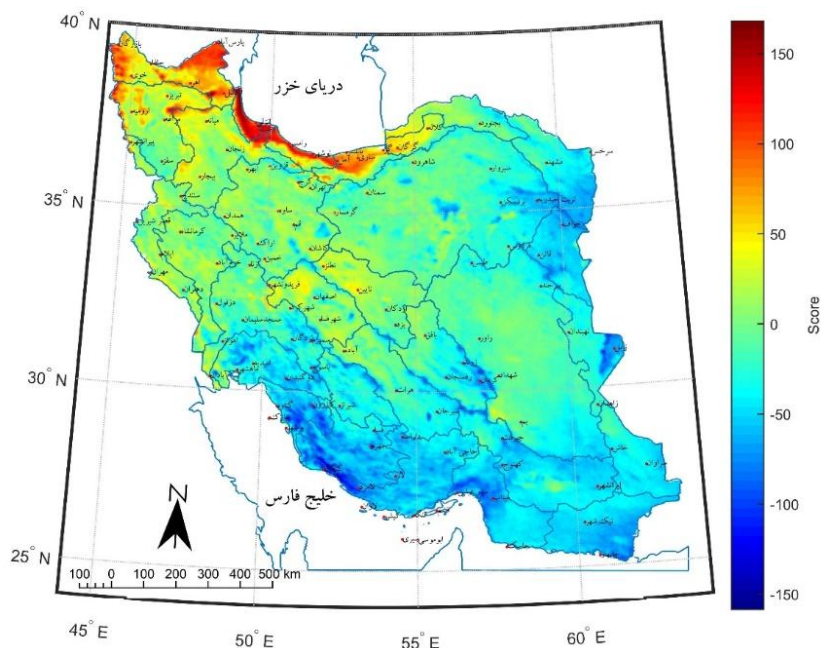


شکل ۱۰: توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفه دوم درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

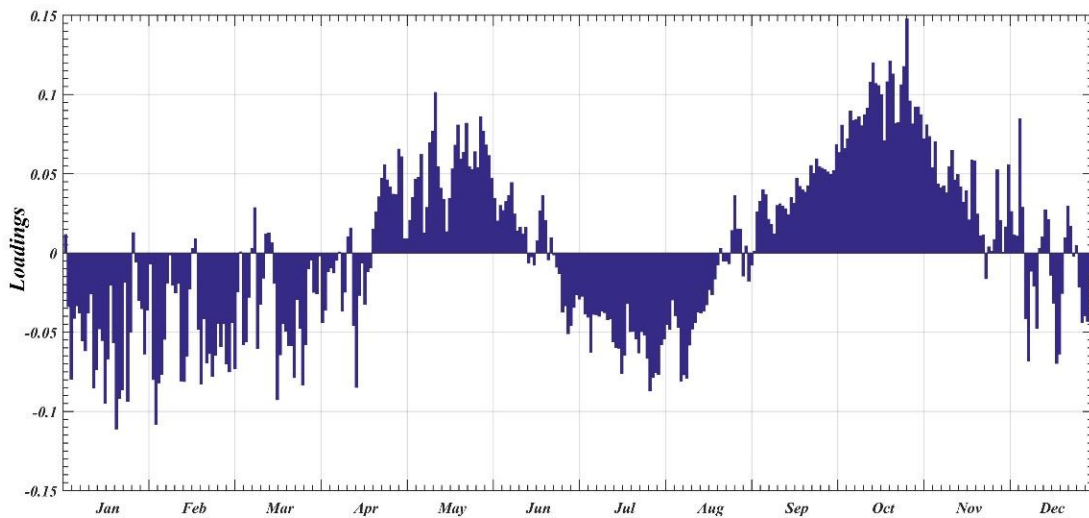
## مؤلفه سوم (ابرناکی در تغییر فصل)

این مؤلفه حدود ۲ درصد از پراش داده‌های درصد ابرناکی را تبیین می‌کند. این الگو نماینده ابرناکی در تغییر فصل می‌باشد و حاکمیت ابرناکی در دوره گذار به‌ویژه گذار پاییزی را نشان می‌دهد که منظور، گذار از دوره سرد به گرم و برعکس می‌باشد. دوره گذار که بیشتر فصول تقویمی بهار و پاییز را شامل می‌شود حاکمیت ابرناکی در منطقه خزری، شمال آذربایجان، کوهستان سهند و سبلان، ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه را پوشش می‌دهد (شکل ۱۱). نمودار بردار ویژه مؤلفه سوم، توزیع زمانی الگوی درصد ابرناکی این مؤلفه را نشان می‌دهد. همان‌طور که پیشتر اشاره شد این الگو بهار- پاییزه است. الگوی بهار که بیشتر از میانه‌های آوریل تا میانه‌های ژوئن فعال است، در ماه می به اوج حاکمیت خود می‌رسد. به‌نظر می‌رسد الگوی ابرناکی بهار با فعالیت‌های همرفت دامنه‌ای در منطقه آذربایجان مرتبط باشد در حالی که الگوی پاییزه که از اوایل سپتامبر تا میانه‌های نوامبر دوام دارد، در ماه اکتبر به اوج فعالیت خود می‌رسد و نسبت به الگوی بهار قویتر و از یکپارچگی بیشتری برخوردار است. به‌نظر می‌رسد الگوی ابرناکی پاییزه تحت تأثیر همرفت وزشی در سواحل خزر که بیشتر در بخش‌های جنوب‌غربی آن شکل می‌گیرد، مرتبط باشد (شکل ۱۲).



شکل ۱۱: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه سوم درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



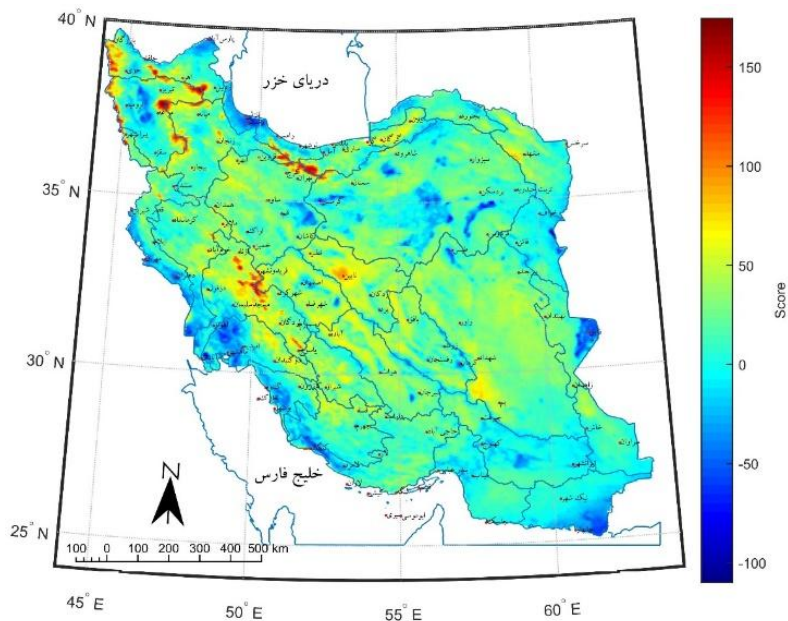
شکل ۱۲: توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفه سوم درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

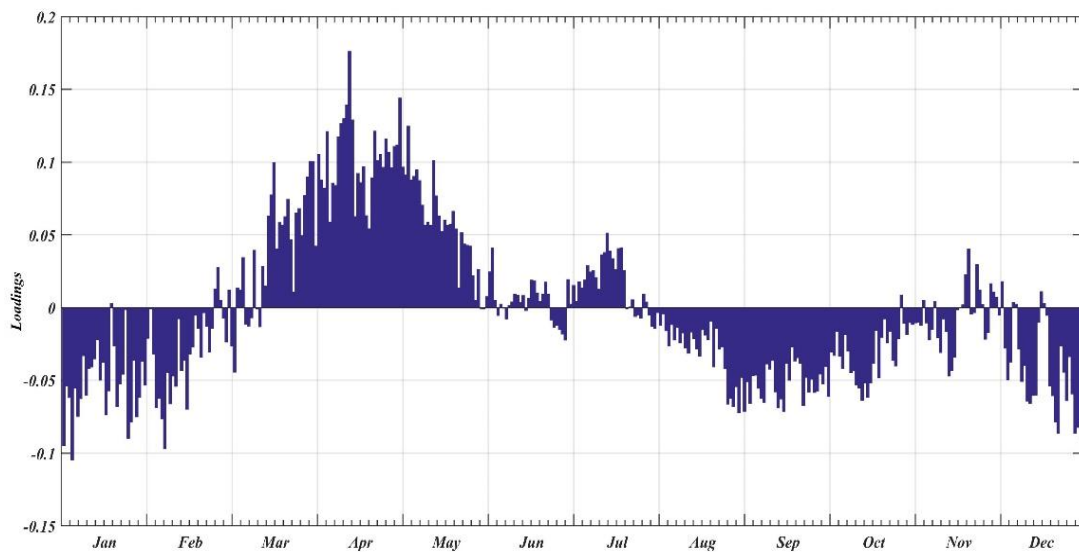
#### مؤلفه چهارم (الگوی محلی ابرناکی)

براساس جدول ۱ این مؤلفه حدود ۱/۵ درصد از پراش داده‌های ابرناکی را تبیین می‌کند. این مؤلفه نماینده الگوی محلی ابرناکی در ایران است و شکل دیگری از الگوی ابرناکی بهاره را به‌ویژه در قتل واقع در خط‌الرأس کوهستان البرز مرکزی، خط‌الرأس حوضه دریاچه اورمیه در محدوده کوه‌های سهند و سبلان، کوه‌های چهل‌چشمه کردستان و ارتفاعات واقع در مرز ایران و ترکیه را به نمایش می‌گذارد. همچنین در زاگرس مرکزی در محدوده کوه‌های زردکوه بختیاری و کوه‌های هزار و لاله‌زار در جنوب شهر کرمان و کوه‌های بینالود در غرب مشهد نیز حاکمیت شرایط ابرناکی قابل رؤیت است. با توجه با الگوی زمانی و مکانی آن، به‌نظر می‌رسد شکل‌گیری این الگو با فعالیت‌های همرفت دامنه‌ای در این فصل سال مرتبط است (شکل ۱۳).

همان‌طور که پیشتر اشاره شد الگوی زمانی مؤلفه چهارم الگویی بهاره است که از میانه‌های مارس آغاز و تا اواخر ماه می ادامه می‌یابد و اوج حاکمیت آن در ماه آوریل است. این الگو در دیگر ماه‌های سال غیرفعال است (شکل ۱۴). نکته بسیار مهم، موقعیت پلایاها و دشت‌های رسی حد فاصل رشته‌کوه زاگرس تا جنوب کوه‌های البرز در امتداد مدار ۳۶ درجه شمالی تا مرزهای شرقی و جنوب‌شرقی شامل دشتیاری، جازموریان (به‌ویژه بخش مرکزی)، پلایای سیرجان، مروست، گاوخونی، دریاچه نمک قم، دریاچه ارومیه (که به یک پلایا شبیه است)، پلایاهای پراکنده دشت کویر و پلایای هامون در زابل که در حقیقت حوضه انتهایی شبکه آب‌های جاری هستند، در نقشه الگوی مکانی مؤلفه چهارم به‌خوبی جلوه‌گر شده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفهٔ چهارم درصد ابرناکی  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۱۴: توزیع زمانی بردار ویژه مؤلفهٔ چهارم درصد ابرناکی  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

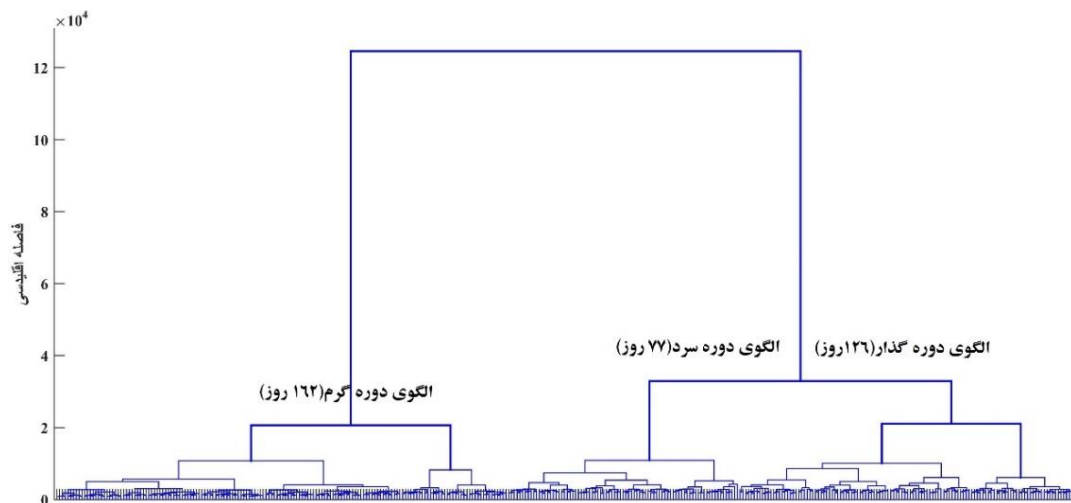
### تحلیل خوشه‌ای درصد ابرناکی

اساساً تحلیل خوشه‌ای روشی مناسب برای تقسیم زمانی و تفکیک مکانی عناصر اقلیمی بر مبنای فاصلهٔ اقلیدی است؛ از این رو می‌توان اطلاعات زمان را از مکان تفکیک نموده و هر یک را جداگانه دسته‌بندی کرد.

### تحلیل خوشه‌های الگوی زمانی درصد ابرناکی

در این بخش خوشه‌بندی بر اساس زمان و بر روی ۳۶۵ روز در ۷۵۳۷۰ یاخته مکانی انجام شده است؛ از این رو می‌توان مشخص کرد که روزهای سال بر مبنای تغییرات ابرناکی چگونه با هم خوشه می‌شوند. در این مرحله تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی ترکیبی با روش ادغام وارد، بر روی آرایه زمان-مکان، اعمال گردید. در واقع ۳۶۵ روز، روی سطرها و ۷۵۳۷۰ یاخته مکانی، روی ستون‌ها قرار می‌گیرد. تصمیم‌گیری در خصوص تعداد خوشه‌ها بر اساس آرایش درخت خوشه‌بندی است.

بر اساس دارنمای خوشه‌بندی زمانی درصد ابرناکی سه الگوی زمانی کلی می‌توان تشخیص داد (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: دارنمای خوشه‌بندی الگوی زمانی میانگین بلندمدت روزانه درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارنده، ۱۴۰۳

#### الگوی ابرناکی دوره سرد

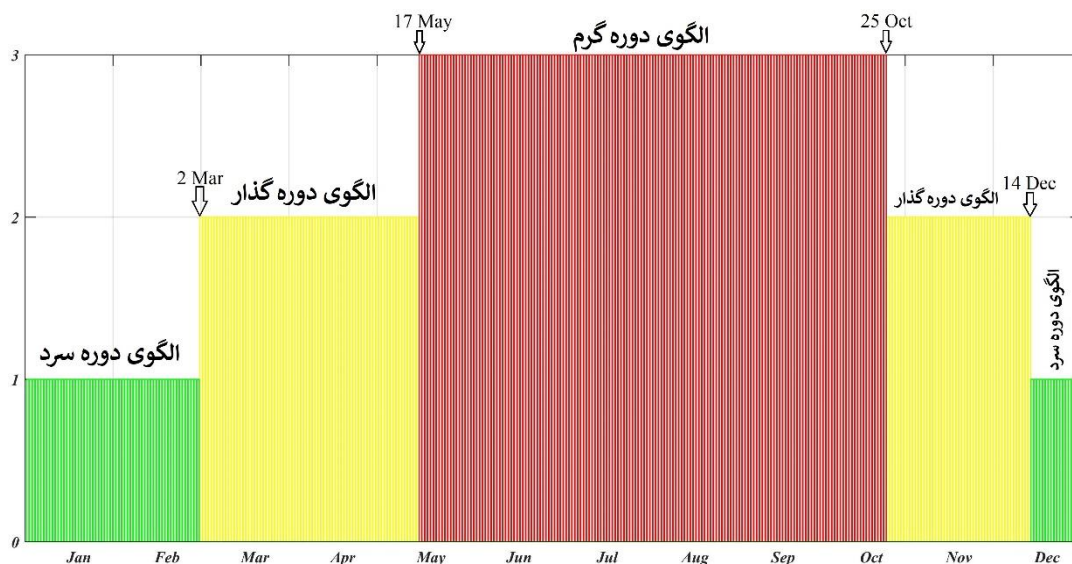
این دوره از ۱۵ دسامبر آغاز شده و تا اول مارس ادامه می‌یابد. طول این دوره ۷۷ روز است. این زمان دوره حاکمیت ابرناکی در ایران است. به عبارت دیگر درصد ابرناکی در این دوره به اوج خود می‌رسد (شکل ۱۵). در این دوره میانگین بلندمدت درصد ابرناکی، حدود ۴۸ درصد است.

#### الگوی ابرناکی دوره گذار

طول الگوی دوره گذار بیش از ۴ ماه است و شامل دو بازه زمانی است. بازه اول از ۲ مارس تا ۱۶ می به مدت ۷۶ روز به طول می‌انجامد. پس از آن الگوی ابرناکی دوره گرم آغاز شده و سپس بازه دوم الگوی گذار از ۲۶ اکتبر آغاز شده و تا ۱۴ دسامبر به مدت ۵۰ روز ادامه می‌یابد و پس از آن الگوی دوره سرد آغاز می‌شود (شکل ۱۶). در مجموع الگوی ابرناکی دوره گذار حدود ۱۲۶ روز است که در دو بخش پیش و پس از الگوی ابرناکی دوره گرم شکل می‌گیرد. در این دوره میانگین درصد ابرناکی در ایران، حدود ۳۷/۶ درصد است. لازم به توضیح است تاریخ‌های بیان شده حاصل از میانگین بلندمدت است و می‌تواند در طول سال‌های مختلف، تغییر کند.

## الگوی ابرناکی دوره گرم

طولانی‌ترین دوره ابرناکی، دوره گرم است و بیش از ۵ ماه (۱۶۲ روز) به طول می‌انجامد. این دوره از ۱۷ ماه می آغاز و تا ۲۵ اکتبر طول می‌کشد. در این دوره ایران به دلیل حاکمیت پرفشار جنب حاره‌ای آזור بر ایران، شرایط پایداری پویشی بر فراز جو ایران مستولی شده و علی‌رغم وجود بالابودن رطوبت در کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان و حاکمیت پدیده شرجی اما شرایط ابرناکی فراهم نمی‌شود؛ از این رو بخش‌های وسیعی از ایران در این دوره در فقر ابرناکی به سر می‌برند (شکل ۱۶). میانگین بلندمدت درصد ابرناکی در این دوره ۹/۸ درصد است که حدود یک‌سوم متوسط ابرناکی ایران و کمتر از یک‌پنجم متوسط ابرناکی جهانی بر روی خشکی‌ها (۵۵ درصد) است.

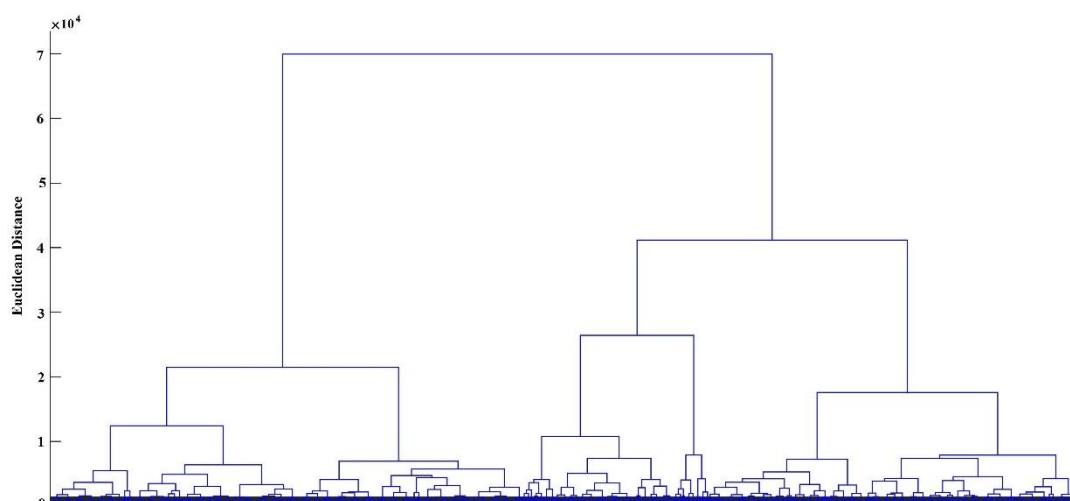


شکل ۱۶: دارنمای سه خوشه زمانی میانگین بلندمدت درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

## تحلیل خوشه‌ای الگوی مکانی درصد ابرناکی

به‌منظور به‌دست‌آوردن الگوی مکانی درصد ابرناکی، تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی بر روی آرایه مکان-زمان اعمال شد. در واقع ۷۵۳۷۰ یاخته مکانی بر روی سطرها و ۳۶۵ روز بر روی ستون‌ها قرار گرفت. در این حالت آرایش آرایه داده‌ها، یاخته‌های هم‌ناحیه با هم خوشه می‌شوند (شکل ۱۷).



شکل ۱۷: دارنمای خوشه‌بندی مکانی میانگین بلندمدت درصد ابرناکی

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

بر اساس دارنمای خوشه‌بندی مکانی میانگین بلندمدت درصد ابرناکی، منطقه مورد مطالعه به هفت پهنه قابل تفکیک است. که قلمرو شمالی- غربی به چهار ناحیه و قلمرو مرکزی- شرقی به سه ناحیه افزای می‌شود. که نشان- می‌دهد ناحیه غربی- شمالی از ناهمگنی و تنوع ابرناکی بیشتری برخوردار است. دلیل آن هم مجاورت با دریای خزر و کوهستانی بودن منطقه است (شکل ۱۸).

در نگاه اول به لحاظ ابرناکی، سرزمین ایران به دو پهنه شمالی- غربی و مرکزی- جنوب شرقی تفکیک می‌شود. در این تفکیک تا حدودی می‌توان نقش پیکربندی ناهمواری‌ها به‌ویژه رشته‌کوه‌های زاگرس، البرز و کوه‌های خراسان و آذربایجان را در شکل‌گیری الگوی کلی ابرناکی در ایران، مشاهده نمود (شکل ۱۹).

الف) پهنه شمالی- غربی: این پهنه استان‌های؛ بوشهر، یاسوج، چهارمحال و بختیاری، خوزستان، سمنان، نیمه‌شمالی استان خراسان جنوبی و تمامی استان‌های شمال شرق، شمال، غرب و شمال غرب کشور را شامل می‌شود (شکل ۱۸). این پهنه حدود ۵۴ درصد کشور را در بر می‌گیرد و میانگین ابرناکی آن حدود ۳۵ درصد است (جدول ۲) که بالاتر از میانگین کشوری است. پهنه شمالی- غربی به دو قلمرو تفکیک می‌شود. در واقع مدار ۳۶ درجه مرز تقریبی این افزای است. به عبارت دیگر آذربایجان و نوار کوهستانی البرز- خراسان شمالی این پهنه را به دو قلمرو شمال- شمال غربی و قلمرو غرب، جنوب غرب- خراسان، تفکیک کرده است. در مرحله بعد قلمرو شمال- شمال غربی به دو پهنه خرزی و ناحیه آذربایجان- خراسان شمالی تفکیک می‌شود. در واقع خطه سرسبز شمال مشتمل بر کرانه‌ها و پسرانه‌های جنوب دریای خزر، توسط دیوار کوهستانی تالش- البرز از بقیه بخش‌های کشور جدا شده است.

۱) ناحیه خرزی: این گستره استان‌های؛ گلستان، مازندران، گیلان و گوشه شمال شرقی آذربایجان (منطقه دشت مغان) را شامل می‌شود (شکل ۱۸). این پهنه ۳/۵ درصد از وسعت ایران در بر می‌گیرد و میانگین بلندمدت ابرناکی آن ۵۷ درصد است که اندکی از میانگین جهانی ابرناکی بر روی خشکی‌ها (۵۵ درصد) بیشتر است (جدول ۲). در این ناحیه میزان ابرناکی در دوره سرد سال به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد اما ابرناکی در دوره گرم سال تا حدود ۳۰ درصد کاهش می‌یابد. با این حال همچنان ابرناک‌ترین منطقه کشور است (شکل ۲۰، منحنی آبی).

۲) ناحیه آذربایجان - خراسان شمالی: این قلمرو، شمال استان خراسان رضوی، نیمه شمالی استان خراسان شمالی، خط الرأس رشته کوه البرز تا استان های زنجان، کردستان، نیمه جنوبی استان اردبیل و استان های آذربایجان شرقی و غربی را شامل می شود (شکل ۱۸). این پهله حدود ۱۵ درصد از وسعت کشور را در بر گرفته و میانگین ابرناکی آن حدود ۴۲ درصد است (جدول ۲). در این ناحیه ابرناکی در دوره سرد بالای ۶۰ درصد است اما در دوره گرم سال به ویژه ماه آگوست به حدود ۱۰ درصد می رسد (شکل ۲۰).

۳) ناحیه بوشهری - سمنانی: این پهله استان بوشهر، باریکه جنوبی استان خوزستان، استان کهگیلویه و بویراحمد، باریکه شمال استان فارس، شرق استان مرکزی، استان قم، سمنان، جنوب خراسان رضوی و شمال خراسان جنوبی را در بر می گیرد (شکل ۱۸). این قلمرو ۲۱ درصد از وسعت کشور را شامل می شود و میانگین ابرناکی آن حدود ۲۷ درصد است که به میانگین ابرناکی کشور نزدیک است (جدول ۲).

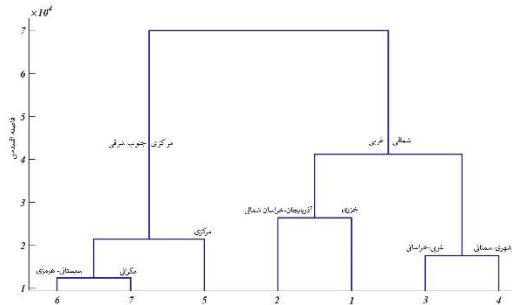
۴) ناحیه غربی - خراسانی: این قلمرو، استان های خوزستان، ایلام، لرستان، کرمانشاه، شرق همدان و غرب استان مرکزی در نیمه غربی کشور و بخش های مرکزی استان خراسان رضوی و باریکه جنوبی استان خراسان شمالی را شامل می شود (شکل ۱۸). این پهله ۱۵ درصد از مساحت کشور را در بر می گیرد و میانگین ابرناکی آن حدود ۳۳ درصد است که از متوسط ابرناکی کشور بالاتر است (جدول ۲).

ب) قلمرو مرکزی - جنوب شرقی: این گستره حدود ۴۶ درصد از وسعت کشور را در بر می گیرد و شامل استان های؛ اصفهان، جنوب استان خراسان جنوبی، جنوب فارس و استان های یزد، کرمان، سیستان و بلوچستان و هرمزگان می باشد (شکل ۱۸). میانگین ابرناکی در این پهله حدود ۱۹ درصد است که پایین تر از میانگین کشوری است (جدول ۲). قلمرو مرکزی - جنوب شرقی به دو بخش مرکزی و جنوب شرقی افزاز می شود. در واقع به نظر می رسد محدوده فعالیت موسمی های تابستانه هندوستان و عمق نفوذ آن به داخل کشور، عامل تأثیرگذار بر تفکیک این دو پهله است.

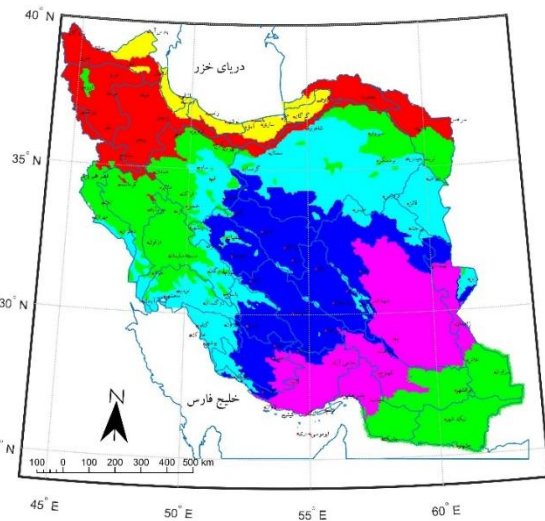
۵) قلمرو مرکزی: این پهله بخش های مرکزی و شرقی استان اصفهان، بخش های میانی استان خراسان جنوبی، استان یزد، نیمه غربی استان کرمان و بخش های میانی استان فارس را در بر می گیرد (شکل ۱۸). این قلمرو حدود ۲۱/۵ درصد از وسعت کشور را شامل می شود و میانگین ابرناکی آن حدود ۲۱/۷ درصد است (جدول ۲). در تفکیک مکانی بعدی ناحیه جنوب شرقی به دو پهله سیستانی - هرمزی و ناحیه مکرانی تفکیک می شود.

۶) پهله سیستانی - هرمزی: این قلمرو نیمه شمالی استان سیستان و بلوچستان، شرق و جنوب استان کرمان و نیمه غربی استان هرمزگان و بخش های جنوب شرقی استان فارس را شامل می شود (شکل ۱۸). این پهله حدود ۱۶ درصد از وسعت کشور را در بر می گیرد و متوسط ابرناکی آن حدود ۱۷ درصد است (جدول ۲).

۷) پهله مکرانی: این ناحیه نیمه جنوبی استان سیستان و بلوچستان و بخش های شرقی استان هرمزگان را در امتداد کرانه های شمالی دریای عمان، در بر می گیرد (شکل ۱۸). این ناحیه حدود ۸ درصد وسعت کشور است و متوسط ابرناکی آن حدود ۱۵ درصد می باشد که تقریباً نصف میانگین ابرناکی کشوری است (جدول ۲) و تنها ناحیه ای است که در دوره گرم ابرناکی آن افزایش می یابد (شکل ۲۰، منحنی قرمز).



شکل ۱۹: دارنمای تفکیک هفت پهنه‌ای



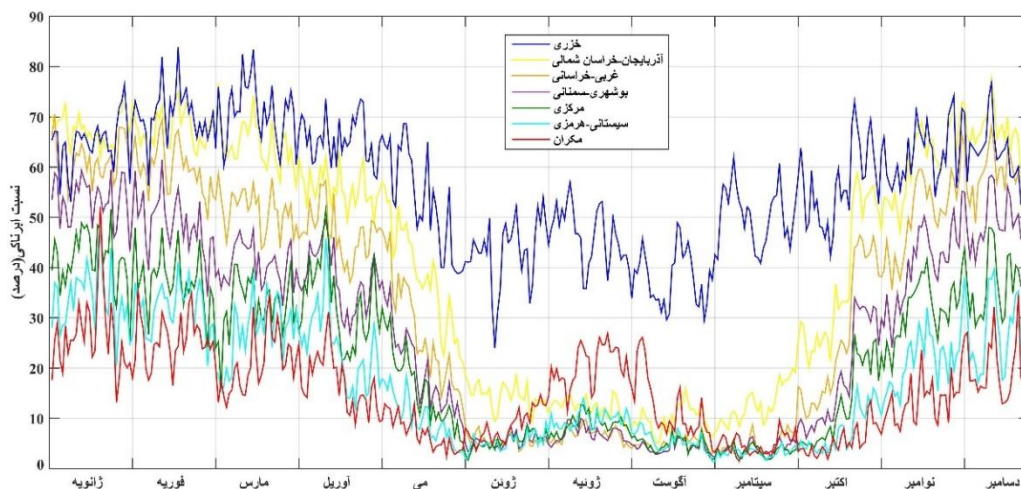
شکل ۱۸: نقشه تفکیک هفت پهنه‌ای درصد ابرناکی در ایران

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

جدول ۲: آماره‌های پهنه‌بندی هفت ناحیه‌ای درصد ابرناکی در ایران

| نام قلمرو     | مساحت (%) | ابرنای (%) | شماره خوشه | نام قلمرو                | تعداد یاخته | مساحت (%) | ابرنای (%) |
|---------------|-----------|------------|------------|--------------------------|-------------|-----------|------------|
| شمالی - غربی  | ۵۴/۲      | ۳۴/۷       | ۱          | خزری                     | ۲۶۵۴        | ۳/۵       | ۵۶/۹۸      |
|               | ۴۵/۸      | ۱۸/۹       | ۲          | آذربایجان - خراسان شمالی | ۱۱۰۵۷       | ۱۴/۷      | ۴۱/۹       |
|               |           |            | ۳          | غربی - خراسانی           | ۱۱۳۲۲       | ۱۵        | ۳۳/۱۸      |
|               |           |            | ۴          | بوشهری - سمنانی          | ۱۵۸۲۹       | ۲۱        | ۲۶/۹۵      |
| مركزی - جنوبی | ۴۵/۸      | ۱۸/۹       | ۵          | مرکزی                    | ۱۶۲۵۹       | ۲۱/۶      | ۲۱/۶۷      |
|               |           |            | ۶          | سیستانی - هرمزی          | ۱۲۲۱۵       | ۱۶/۲      | ۱۷/۱       |
|               |           |            | ۷          | مکرانی                   | ۶۰۳۴        | ۸         | ۱۵/۱       |

مأخذ: نگارندگان، ۱۴۰۳



شکل ۲۰: نمودار متوسط درصد ابرناکی به تفکیک هر ناحیه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۳

لازم به ذکر است که رژیم ابرناکی پهنه‌های آذربایجان - خراسان شمالی، غربی - خراسانی، بوشهری - سمنانی، مرکزی و سیستانی - هرمزی شبیه هم است. به طوری که در ماه می به تدریج از میزان ابرناکی کاسته شده و در میانه‌های اکتبر به صورت جهشی بالا می‌رود. رژیم ابرناکی ناحیه خزری و ناحیه مکران با سایر نواحی متفاوت است. میزان ابرناکی در ناحیه مکران در ماه‌های تابستانی (ژوئیه و آگوست) به واسطه نفوذ توده هوای موسمی، افزایش می‌یابد (شکل ۲۰).

### نتیجه‌گیری

قرارگیری ایران بر روی کمربند خشک جهان باعث شده متوسط بارش کشور کمتر از یک‌سوم متوسط جهانی باشد. در واقع خشک‌بودن آب‌وهوای کشور ریشه در فقر ابرناکی دارد زیرا متوسط ابرناکی کشور حدود ۲۷ درصد است که کمتر از نصف متوسط ابرناکی بر روی خشکی‌های کره زمین (۵۵ درصد) است. ابرناکی در طول روز متغیر است. متوسط بلندمدت ابرناکی در صبح حدود ۲۶ و در بعدازظهر به بیش از ۲۸ درصد می‌رسد که ناشی از فعال‌شدن فرآیندهای همرفتی در بعدازظهرها است. ابرناکی از توزیع فصلی برخوردار است در ماه‌های سرد سال از نوامبر تا آوریل میزان ابرناکی بالای ۴۰ درصد است و اوج آن در ماه‌های ژانویه و فوریه به بالای ۵۰ درصد می‌رسد. در ماه می به شدت از میزان ابرناکی کاسته شده و از ژوئن تا اکتبر در حدود ۱۰ درصد است. در دور سرد به‌ویژه ماه‌های ژانویه و فوریه ابرناکی صبح بیشتر است (به‌واسطه نفوذ سامانه‌های غربی) در حالی که در دوره گرم سال ابرناکی بعدازظهر بیشتر از صبح است (به‌واسطه فعال‌شدن سازوکار همرفتی). ابرناکی دوره گرم هرچند اندک است اما به‌واسطه سازوکار محلی آن نوسان کمی دارد در حالی که ابرناکی دوره سرد به‌واسطه نفوذ متناوب سامانه‌های غربی، از نوسان به مراتب بیشتری برخوردار است. این نتایج با یافته‌های قاسمی‌فر و همکاران (۱۳۹۷) هم‌خوانی دارد.

ویژگی‌های زمانی و مکانی در بطن متغیرهای اقلیمی مستتر است؛ از این رو به کمک واکاوی مؤلفه‌های اصلی می‌توان الگوهای زمانی را از الگوهای مکانی، تفکیک نمود. در نتیجه انجام این تحلیل، نواحی مختلف کشور از نظر حاکمیت الگوهای ابرناکی مشخص شدند. در نقشه الگوی مکانی مؤلفه اول، سواحل و پسرکرانه‌های دریای خزر به لحاظ ابرناکی کاملاً از سایر بخش‌های کشور متمایز است. رشته‌کوه البرز بیشتر نقش سدکنندگی رطوبت خزر را ایفا نموده و از این طریق باعث تجمع رطوبت در این منطقه می‌شود در حالی که رشته‌کوه زاگرس از طریق صعود اروگرفیک موجب شکل‌گیری و تراکم ابرناکی نسبت به پهنه‌های اطراف خود می‌شود. براساس نمودار زمانی مؤلفه اول، این الگو در تمامی سال حاکمیت دارد اما در دوره گرم سال به‌ویژه ماه‌های ژوئیه و آگوست نقش آن کم‌رنگ می‌شود در حالی که فعالیت آن در دوره سرد سال به‌ویژه در ماه‌های فوریه و مارس به اوج می‌رسد. مؤلفه دوم، الگوی حاکمیت ابرناکی دوره گرم سال را نشان می‌دهد. الگوی ابرناکی تابستانه از ماه می تا میانه‌های اکتبر در منطقه خزری و منطقه جنوب‌شرق کشور، فعال است در حالی که در دوره سرد سال از ماه نوامبر تا آوریل این الگو خاموش است. مؤلفه سوم الگوی حاکمیت ابرناکی در دوره گذار را نشان می‌دهد. در این دوره حاکمیت ابرناکی در منطقه خزری، شمال آذربایجان، کوهستان سهند و سبلان و ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه است. الگوی بهار بیشتر از میانه‌های آوریل تا میانه‌های ژوئن فعال بوده که در ماه می به اوج حاکمیت خود می‌رسد در حالی که الگوی پاییزه که از سپتامبر تا نوامبر دوام دارد، در ماه اکتبر به اوج فعالیت خود می‌رسد و در نهایت، مؤلفه چهارم بیشتر ماهیت محلی داشته و شکل دیگری از الگوی ابرناکی بهار را به‌ویژه در قتل واقع در خط‌الرأس کوهستان البرز مرکزی، خط‌الرأس حوضه دریاچه ارومیه در محدوده کوه‌های سهند و سبلان، کوه‌های چهل‌چشمه کردستان و ارتفاعات واقع در مرز ایران و ترکیه را به نمایش می‌گذارد.

الگوهای زمانی درصد ابرناکی در طول سال شامل سه دوره زمانی است. الف) الگوی ابرناکی دوره سرد، این دوره از ۱۵ دسامبر آغاز و تا اول مارس ادامه می‌یابد. طول این دوره ۷۷ روز است و میانگین ابرناکی آن ۴۸ درصد است. ب) الگوی ابرناکی دوره گذار، طول این دوره بیش از ۴ ماه است و در دو بازه زمانی رخ می‌دهد. بازه اول از ۲ مارس تا ۱۶ می به مدت ۷۶ روز و بازه دوم از ۲۶ اکتبر و تا ۱۴ دسامبر به مدت ۵۰ روز به طول می‌انجامد و میانگین ابرناکی آن ۳۷ درصد است. ج) الگوی ابرناکی دوره گرم، طولانی‌ترین دوره ابرناکی، بوده و بیش از ۵ ماه (۱۶۲ روز) به طول می‌انجامد. این دوره از ۱۷ می آغاز و تا ۲۵ اکتبر به طول می‌کشد و میانگین ابرناکی آن حدود ۱۰ درصد است. همانند توزیع بارندگی، توزیع ابرناکی در ایران نیز ناهمگون است. براساس پهنه‌بندی انجام‌شده، ایران را می‌توان به هفت ناحیه تفکیک نمود. ساختار مکانی پهنه‌بندی ابرناکی، تحت‌تأثیر پیکربندی ناهمواری‌ها و فاصله از مسیر عبور سامانه‌های غربی، شکل گرفته است. آرایش مکانی پهنه‌های ابرناکی نشان‌دهنده که دریای خزر عمده‌ترین منبع ابرناکی در ایران، رطوبتی است که سامانه‌های مهاجر غربی (شمال‌غربی، غربی، جنوب‌غربی) با خود به ایران می‌آورند زیرا مقدار ابرناکی از شمال‌غرب به جنوب‌شرق کاهش می‌یابد. این موضوع با یافته‌های رسولی و همکاران (۱۳۹۲)، حاتمی و موحدی (۱۳۹۷) و غلامی و همکاران (۱۴۰۲) هم‌خوانی دارد. بیشترین ابرناکی (۵۷ درصد) در ناحیه خزری که دشت مغان را نیز شامل می‌شود و کمترین ابرناکی در ناحیه مکران (۱۵ درصد) در جنوب‌شرق کشور می‌باشد. البته وجه تشابه هر دو ناحیه برخورداری از ابرناکی تابستانه است. ابرناکی تابستانه ناحیه مکران ناشی از نفوذ هوای مرطوب موسمی تابستانه است در حالی که ابرناکی تابستانه منطقه خزری در نتیجه فرآیند اثر دریاچه‌ای است.

## منابع

- احمدی، محمود؛ حمزه احمدی؛ عباسعلی داداشی‌رودباری (۱۳۹۶). واکاوی روند تغییرات و الگوی فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران، مجله مخاطرات محیط طبیعی. دوره ۱۰، شماره ۱۵. صفحات ۲۵۶-۲۳۹.
- <https://jneh.usb.ac.ir>
- احمدی، محمود؛ عباسعلی داداشی‌رودباری؛ بهناز نصیری‌خوزانی؛ طیبه اکبری‌زیرانی (۱۳۹۸). وردایی فصلی ابرهای مایع در گستره ایران مبتنی بر داده‌های سنجنده MODIS ماهواره TERRA، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر). دوره ۲۹، شماره ۱۱۳. صفحات ۱۹-۷.
- [https://sepehr.org/article\\_40467](https://sepehr.org/article_40467)
- حاتمی‌بهمن‌بیگللو، خداکرم؛ سعید موحدی (۱۳۹۶). شناسایی فصلی و ماهانه ابرناکی در ایران با بهره‌گیری از داده‌های فرآورده ابر سنجنده مودیس ماهواره تیرا، نشریه جغرافیا و توسعه. سال ۱۶، شماره ۵۰. صفحات ۲۰۳۰-۲۰۱۳.
- <https://www.sid.ir/paper/77242/fa>
- رسولی، علی‌اکبر؛ سعید جهانبخش‌اصل؛ احمدرضا قاسمی (۱۳۹۲). بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۸، شماره ۳. صفحات ۱۰۴-۸۷.
- <https://georesearch.ir>
- ساقی، فاطمه؛ محمد بافتی‌زاده؛ جبرائیل قربانین؛ رضا برنا (۱۴۰۳). تحلیل زمانی - مکانی ساختار ابرناکی در استان خوزستان با به‌کارگیری داده‌های باز تحلیل پایگاه ERA5، فصلنامه جغرافیای طبیعی. سال ۱۷، شماره ۶۴. صفحات ۱۱۰-۹۵.
- <https://www.sid.ir/paper/1504012/fa>
- علیجانی، بهلول؛ محمدرضا کاویانی (۱۳۹۱). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.
- <https://ajansbook.ir/index.php/57>
- غلامی، آوا؛ سیدحسین میرموسوی؛ مسعود جلالی؛ کوهزاد رئیس‌پور (۱۴۰۲). تحلیل زمانی - مکانی ابرناکی در ایران، نشریه آب و خاک. جلد ۳۷، شماره ۴. صفحات ۶۴۱-۶۲۱.
- [https://jsw.um.ac.ir/article\\_44155](https://jsw.um.ac.ir/article_44155)
- قویدل، فاطمه؛ مجید رضایی‌بنفشه؛ غلام‌حسن محمدی (۱۴۰۳). تحلیل توزیع زمانی و مکانی ابرناکی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، هیدروژئومورفولوژی. دوره ۱۱، شماره ۳۹. صفحات ۴۰-۱۹.
- [https://hyd.tabrizu.ac.ir/article\\_18201](https://hyd.tabrizu.ac.ir/article_18201)

قاسمی، فر، الهام؛ منوچهر فرحزاده؛ یوسف قویدل رحیمی؛ عباسعلی علی اکبری بیدختی (۱۳۹۷). بررسی تغییرات فضایی-زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی و داده‌های سنسجس از دور در ایران، فیزیک زمین و فضا. دوره ۴۴. شماره ۱. صفحات ۱۲۴-۱۰۳.

<https://www.sid.ir/paper/80594/fa>

لشکری، حسن؛ یوسف زارعی؛ محمد مرادی (۱۳۹۶). تحلیل هم‌بندی - ترمودینامیکی مکانیسم ابر در منطقه آذربایجان، نشریه علمی پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی. سال ۲۱. شماره ۵۹. صفحات ۳۰۱-۲۸۱.

[https://geoplanning.tabrizu.ac.ir/article\\_6161](https://geoplanning.tabrizu.ac.ir/article_6161).

موسوی‌بایگی، محمد؛ بتول اشرف (۱۳۹۰). شناسایی مناطق با کمترین میزان ابرناکی به منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۵. شماره ۳. صفحات ۶۷۵-۶۶۵.

<https://civilica.com/doc/1389345/>

## References

- Bao, S., Letu, H., Zhao, J., Shang, H., Lei, Y., Duan, A., ... & Shi, J. (2019). Spatiotemporal distributions of cloud parameters and their response to meteorological factors over the Tibetan Plateau during 2003-2015 based on MODIS data. *International Journal of Climatology*, 39(1), 532-543.  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.5826>
- Gao, C., Li, Y., & Chen, H. (2019). Diurnal variations of different cloud types and the relationship between the diurnal variations of clouds and precipitation in central and east China. *Atmosphere*, 10(6), 304  
<https://www.mdpi.com/2073-4433/10/6/304>
- LIU Baixin ., LI Dongliang. (2018). Spatio-Temporal Variation Features of Cloud Cover □ in China and Its Correlation to North Boundary Belt of Subtropical Summer Monsoon (2018).  
[http://qxqk.nmc.cn/qxen/article/abstract/20180305?st=article\\_issue](http://qxqk.nmc.cn/qxen/article/abstract/20180305?st=article_issue)
- Ma, J., Wu, H., Wang, C., Zhang, X., Li, Z., & Wang, X. (2014). Multiyear satellite and surface observations of cloud fraction over China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(12), 7655-7666.  
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2013JD021413>
- Mao, K., Yuan, Z., Zuo, Z., Xu, T., Shen, X., & Gao, C. (2019). Changes in global cloud cover based on remote sensing data from 2003 to 2012. *Chinese Geographical Science*, 29, 306-315.  
<https://link.springer.com/article/10.1007/s11769-019-1030-6>
- Quante, M. (2004). The role of clouds in the climate system. In *Journal de Physique IV (Proceedings) (Vol. 121, 61-86)*. EDP sciences.  
<https://jp4.journaldephysique.org/articles/jp4/abs/2004/09/jp4121003/jp4121003>
- Sfica, L., Beck, C., Nita, A. I., Voiculescu, M., Birsan, M. V., & Philipp, A. (2021). Cloud cover changes driven by atmospheric circulation in Europe during the last decades. *International Journal of Climatology*, 41(1), E2211-E2230.  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.6841>
- Shi, J., & Wang, C. (2023). CDMnet: Cloud Detection in Remote Sensing Images Based on CNN. In *Journal of Physics: Conference Series (Vol. 2640, No. 1, 012013)*. IOP Publishing.  
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2023JPhCS2640a2013S/abstract>
- Sunny Lim, K. S., Riihimaki, L. D., Shi, Y., Flynn, D., Kleiss, J. M., Berg, L. K.,... & Johnson, K. L. (2019). Long-term retrievals of cloud type and fair-weather shallow cumulus events at the ARM SGP site. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(10), 2031-2043  
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/36/10/jtech-d-18-0215.1>
- Valjarević, A., Morar, C., Živković, J., Niemets, L., Kićović, D., Golijanin, J., ... & Lukić, T. (2021). Long term monitoring and connection between topography and cloud cover distribution in Serbia. *Atmosphere*, 12(8), 964  
<https://www.mdpi.com/2073-4433/12/8/964>
- Valjarević, A. (2024). Long-term remote sensing-based methods for monitoring air pollution and cloud cover in the Balkan countries. *Environmental Science and Pollution Research*, 31(18), 27155-27171  
<https://link.springer.com/article/10.1007/s11356-024-32982-y>
- Wang, J., Yang, D., Chen, S., Zhu, X., Wu, S., Bogonovich, M., ... & Wu, J. (2021). Automatic cloud and cloud shadow detection in tropical areas for PlanetScope satellite images. *Remote Sensing of Environment*, 264, 112604.  
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0034425721003242>
- Yousef, L. A., Temimi, M., Wehbe, Y., & Al Mandous, A. (2019). Total cloud cover climatology over the United Arab Emirates. *Atmospheric Science Letters*, 20 (2), e883  
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/asl.883>