

Changes of Precipitation Regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS)

Dr. Hosein Asakereh^{1*}, Nasrin Varnaseri ghandali²

1- Professor of Climatology, University of Zanjan

2- Ph.D. in Climate Changes, University of Zanjan



Asakereh, H & Varnaseri Ghandali, N. (2021). [Changes of Precipitation Regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS)]. *Geography and Development*, 19 (64), 115-142.

doi: <http://dx.doi.org/10.22111/J10.22111.2021.6322>

ABSTRACT

Received: 24/11/2020

Accepted : 08/02/2021

In current study, the daily data of 385 stations under Meteorological Organization and the Ministry of Energy's supervision have been used for the period of 2016-1966. Precipitation regime and its changes of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS) were studied. At first these stations are used in order to create maps with a spatial resolution of 3×3 km and the general characteristics of the monthly and annual precipitation were depicted. Then, to determine the precipitation regime and its changes, the seasonal index of precipitation was studied for the whole under investigation period and also the seasonal indices were estimated for the previous five decades. The results showed the monthly precipitation coefficient of variation (CV) indicates that with seasonal changes from winter to spring, precipitation changes in the ICCS is declining, whilst the changes in seasonal precipitation from summer to autumn increased rapidly. The most variability in CV of monthly precipitation has happened in the coastline of ICCS, which indicate a noticeable instability of the precipitation season in these areas. The increasing distance from coastline, the decreasing of CV is taking place; the minimum CV is seen in the southern parts of the Caspian Sea (The Alborz Chain). This suggests a small difference in rainfall over the course of the months. In other words, they indicate the activity of various perceptible systems in these areas and the continuity of the precipitation season. The seasonal precipitation index of the ICCS indicates three types of precipitation regime. The lowest spatial extent is related to the "Very equable" precipitation regime, which is seen in small parts of the Alborz heights. The most extensive regime for a "Equable with a definite wetter season". This precipitation regime observed in the east and west regions of the Caspian Sea. The third regime, which is "Rather seasonal with a short drier season", covers the Caspian Sea coastline, parts of the Talesh heights, and a small part of the eastern region. The results of the study of the changes in the ICCS's precipitation regime over the last five decades indicate that the lowest spatial extent of the precipitation regime is related to a "Very equable" regime. That is seen in small parts of the Alborz heights. The area under this regime, except in the fourth decade (1995-2005), has been significantly reduced. The vast majority of the ICCS has a steady precipitation regime over a period of five decades with a wetter season. This regime is seen in the east and west of the region and south of the Caspian Sea. With the advancement of the recent decades, the scope of this regime has increased and the share of the other two regimes is reduced. The mainly seasonal regime is seen "Rather seasonal with a short drier season", on the coastline of the Caspian Sea, parts of the Talesh heights and parts of the eastern region. It is worth noting that the modest changes in this regime are in the eastern part of the region. In general, it can be said that this periodic diet has a fluctuation behavior of decrease, increase, decrease, increase, respectively.

Keywords:

Precipitation Regime,
Precipitation Regime
Change, Seasonal Index,
Caspian region.

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

Extended Abstract

1- Introduction

Precipitation as one of the most important factors determining the climate of any geographical region has a significant impact on urban and rural planning, industry, architecture, agriculture, etc. During

the recent decades, this climate element has experienced variations in its temporal and spatial distributions resulting in some changes in its characteristics in numerous regions of the world. One of the characteristics of precipitation affected by the variability of climate change is its temporal distribution (regime) (Asakereh, 2010: 63). This includes all the characteristics and features of precipitation in relation to its distribution throughout the year. Therefore, the monthly and seasonal distribution of precipitation is called the "precipitation regime" (Reiser and Kutiel, 2007: 102). Understanding any changes in the temporal distribution of precipitation is important not only in terms of climatological aspect but also in terms of

*Corresponding Author:

Dr. Hosein Asakereh

Address: Department of Climatology

University of Zanjan

Tel: +98 (9122416658)

E-mail: asakereh@znu.ac.ir

economic-agricultural planning (Asakereh, 2010: 63). Altering the onset of precipitation can have a number of consequences such as environmental imbalances, extreme values such as drought and floods, water imbalances, desertification, severe groundwater depletion, unstable ecological conditions, degradation of renewable natural resources and ultimately difficulty in managing and planning process of water resources, (Shiftehsome'e and et al, 2012: 3; Duhan and Pandey, 2013: 138). Accordingly, for effective management of the existing water resources and for the climate-based economy in any region, especially in areas where economic activities depend on precipitation, it is necessary to examine any changes in precipitation regime. Therefore, in the current study, attempts were made to turn the spotlight on Caspian region to detect its temporal changes in precipitation as little research, if any, has been conducted to examine its precipitation regime.

2-Methods and Material

In the current study, the daily data of 385 stations under Meteorological Organization and the Ministry of Energy's supervision have been used for the period of 1966-2016 (51 years). Precipitation regime of the Iranian Coast of Caspian Sea (ICCS) and its changes were studied. At first these stations were adopted in order to create maps with a spatial resolution of 3×3 km and the general characteristics of the monthly and annual precipitation were depicted. Then, to determine the precipitation regime and its changes, the seasonal index of precipitation was studied for the whole intended period. Further, the seasonal indices were estimated for the previous five decades.

3-Results and Discussion

The results showed that the mean of annual precipitation was higher on the coastline, especially in the southwest of the Caspian Sea, while it decreased as it passed the coast. In the southwest parts of the Caspian Sea, the maximum precipitation occurred in the autumn. At Alborz Highlands, the maximum precipitation occurred in winter and the maximum event was recorded in autumn and the minimum precipitation was observed over the summer season. The monthly precipitation coefficient of variation (CV) indicated that with seasonal changes from winter to spring, precipitation changes in the ICCS declined, whilst

the changes in seasonal precipitation from summer to autumn increased rapidly. The most variability in CV of monthly precipitation (60 to 70 percent) occurred in the coastline of ICCS, which indicates a noticeable instability of the precipitation season in these areas. The lowest values of CV (15%-30%) has happened off the coastline of ICCS, in the Alborz Chain). This suggests a small difference in rainfall over the course of the months in this region. In other words, it indicates the activity of various perceptible systems in these areas and the continuity of the precipitation season. The seasonal precipitation index of the ICCS indicates three types of precipitation regime. The lowest spatial extent (6.28%) is related to the "Very equable" precipitation regime, which was observed in small parts of the Alborz heights, the most extensive regime for an "Equable with a definite wetter season". This precipitation regime, which includes 76.13% of the ICCS, was observed in the east and west regions of the Caspian Sea. The third regime (13.25% of the area of the under study region), which is "Rather seasonal with a short drier season", covers the Caspian Sea coastline, parts of the Talesh heights, and a small part of the eastern region. The results of the study of the changes in the ICCS's precipitation regime over the last five decades indicated that the lowest spatial extent of the precipitation regime is related to a "Very equable" regime (in small parts of the Alborz heights). The area under this regime, except in the fourth decade (1995-2005), was significantly reduced. The vast majority of the ICCS had a steady precipitation regime over a period of five decades with a wetter season. This regime was observed in the east and west of the region and in the south of the Caspian Sea. Over the recent decades, the proportion of this regime has increased and the proportion of the other two regimes has reduced. The major precipitation regime overcome on coastline of Caspian Sea, parts of Talesh heights, and eastern of ICCS is "Rather seasonal with a short drier season". It is noticeable that the main changes in this regime occurred in the eastern part of the region. Generally, it can be stated that the periodic behavior has a fluctuation of decrease-increase-decrease-increase in successive over the decades under study.

4-Conclusion

Generally, it can be argued that the existence of three types of precipitation and its changes indicate

the presence and activity of different synoptic and local systems in ICCS. More specifically, the unique geographical location, especially its proximity to the Caspian Sea, the establishment of high mountain regions in the south and the complex topography with the constant movements of the westerly winds led to this complexity (JanbazGhobadi and et al., 2011: 23). Further, the expansion of Siberian high and the southern expansion of Iceland low can also be of utmost importance in the western parts of the Caspian region (Masoudian, 2011: 22 and Qashqaei, 1996: 73-74). Moreover, the Black Sea high and the Mediterranean low also have an impact on the amount of precipitation in the eastern parts of the region (Halabian and et al., 2016: 37; Alijaniand et al., 2008: 47).

Keywords: Recipitation Regime, Precipitation RegimeChange, Coefficient of Variation of monthly, Seasonal Index, Caspian region.

5-References

- Babaei Fini, Umme Salame and Fattahi, Ibrahim. (2004). Classification of precipitating synoptic patterns on the shores of the Caspian Sea, Natural Geography Research. Year 46. Number 1. PP 19-42. https://jphgr.ut.ac.ir/article_50617.html
- Babaian, Iman. (2001). Investigation of flood pattern of summer 2001 in Golestan and North Khorasan provinces, Scientific Bulletin of Climatology Center. No. 5. PP. 24-43. <https://www.sid.ir/fa/journal/JournalListPaper.aspx?ID=16273>
- Pishvaei, Mohammad Reza; Ansari Basir, Armaghan and Ismailzadeh, Farid (2006). Evaluation of seasonal rainfall regime and its changes in Iran using harmonic method, Iranian Water Resources Management Conference. PP. 1-8. <https://www.sid.ir/Fa/Seminar/ViewPaper.aspx?ID=11187>
- Janbaz Ghobadi, Gholamreza; Mofidi, Abbas and Zarrin, Azar. (2011). Identification of synoptic patterns of heavy winter rainfall on the southern shores of the Caspian Sea, Journal of Geography and Environmental Planning. Year 22. Serial Issue 42. PP.23-40. https://gep.ui.ac.ir/article_18492.html
- Jahanbakhsh, Saeed and Karami, Fariba. (1999). Synoptic analysis of the effect of Siberian hypertension on precipitation on the southern shores of the Caspian Sea, Journal of Geographical Research. Nos. 55 and 54. PP. 107-131. <http://georesearch.ir/article-1-403-fa.html>
- Hosseini, Seyed Mohamad (2014). Synoptic Analysis of Black Sea High Pressure and Its Role in Temperature and Rainfall Changes in Iran, PhD Thesis in Natural Geography, Climatology. University of Esfahan. Faculty of Geographical Sciences and Planning. Natural Geography Group. <https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm>
- Halabian, Amir Hossein; Dehghanpour, Alireza and Ashouri Ghaleh Roudkhani, Zeinab. (2016). Synoptic analysis of marginal and pervasive precipitation on the eastern shores of the Caspian Sea, geography and environmental hazards. No. 19. PP.37-57. https://geoeh.um.ac.ir/index.php/article_30090.html
- Khosravi, Mahmoud; Javadani Khalifa, Nasser and Mohammadnia Qaraei, Sohrab. (2003). Assessing the adaptation of Mashhad temperature series with changes and fluctuations in global temperature, the third regional conference and the first national conference on climate change. Esfahan. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=175268>
- Khoshal Dastjerdi, Javad. (1997). Analysis and presentation of synoptic climatological models for precipitation of more than one hundred millimeters on the southern shores of the Caspian Sea, PhD thesis in natural geography. Tarbiat Modares University. https://jerd.um.ac.ir/article/view/33472/article_33405.html
- Khoshkish . Assadollah. (2017). Effects of Global Warming on the Siberian Hypertensive System and Its Role on Temperature and Rainfall Fluctuations in Iran, Ph.D. Thesis in Climate Change. University of Lorestan. Faculty of Literature and Humanities. geography group. <https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm>
- Rahimzadeh, Fatemeh; Hedayat Dezfuli, Akram and Pour Asgharian, Arezoo. (2011). Evaluation of trend and direction of temperature and precipitation limit indices in Hormozgan province, Geography and Development Quarterly. No. 21. PP.97-116. https://gdj.usb.ac.ir/article_583.html
- Salighe Mohammad; Naserzadeh, Mohammad Hossein and Chehreh Ara, Tahmineh. (2016). Investigating the Relationship between NCPI and CACO Indices with All-Inclusive Autumn Precipitation, South Caspian Coast, Journal of Applied Research in Geographical Sciences. Year 16. No. 4. PP. 217- 238. <https://jgs.khu.ac.ir/article-1-2719-fa.pdf>
- Asakereh, Hussein and Razmi, Rabab. (2011). Changing the precipitation regime in northwestern Iran, Journal of Climatological Research. Year 2. Nos. 7 and 8. PP. 99-114. <https://georesearch.ir/article-1-421-fa.pdf>
- Asakreh, Hussein. (2010). An Analysis of the Change of Precipitation Regime in Zanjan Province, Newar Scientific and Technical Journal. No. 71-70. PP.63-76. http://nivar.irimo.ir/article_13230.html

- Askareh, Hussein (1390). Fundamentals of Statistical Climatology, Zanjan University Press, Vol. 2, Zanjan. <http://www.znu.ac.ir/members/books/asakereh-hosseini>
- Asakereh, Hussein; Biranvand, Azar; Fattahian, Mukhtar and Shadman, Hassan. (1997). Analysis of the trend of river displacement and subtropical high pressure over the Middle East and its relationship with Iran's climate, Quarterly Journal of Geographical Space. Year 17. No. 58. PP. 303-315. http://geographical-space.iau-ahar.ac.ir/browse.php?a_id=1392&sid=1&slc_lang=fa
- Askareh, Hussein; Ghaemi, Houshang and Fattahian, Mukhtar. (2016). Climatology of the northern border of the subtropical high pressure plateau on Iran, Journal of Climatological Research. Year 7. Nos. 25 and 26. PP. 21-32. http://clima.irimo.ir/article_42067.html
- Alijani, Behlool. (2008). Iranian Climate, Payame Noor University Press, 8th Edition, Tehran.
- Alijani, Behlool. Mohammadi, Hossein and Bigdeli, Atosa. (2007). The role of pressure patterns in precipitation on the southern shores of the Caspian Sea, Geographical Quarterly. Year 4. No. 16. PP. 37-52. https://sarzamin.srbiau.ac.ir/article_5855.html
- Alijani, Behlool. (1993). Mechanisms of rainfall in Iran, Journal of the Faculty of Literature and Humanities. No. 1, PP.85-101. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=20829>
- Alijani, Behlool. (2006). Synoptic Climatology, Samt Publications, Second Edition, Tehran.
- Alizadeh, Amin. (2007). Principles of Applied Hydrology, Imam Reza University Press, Mashhad.
- Ghayyur, Hassan Ali; Masoudian, Seyed Abolfazl; Azadi, Majid and Nouri, Hamid. (2011). Temporal and spatial analysis of precipitation events on the southern shores of the Caspian Sea, Quarterly Journal of Geographical Research. Year 25. Number 100. PP.1-30. https://journals.ui.ac.ir/article_17881_46b45fe6543e41d1da74615415eb0f08.pdf
- Ghaemi, Houshang; Zarrin, Azar; Azadi, Majid and Farajzadeh Asl, Manouchehr. (2007). Analysis of High Pressure Subtropical Spatial Pattern on Asia and Africa, Humanities Teacher Quarterly. Volume 13. Number 1. PP. 219-245. <https://hsmssp.modares.ac.ir/article-21-8891-fa.html>
- Qashqaei, Qasim (1996). Investigation of the effect of Siberian meteor shower on autumn rainfall on the southern shores of the Caspian Sea, M.Sc. Thesis in Natural Geography. Tarbiat Moalem University.
- Kaviani, Mohammad Reza and Asakereh, Hossein. (2007). Statistical study of the long-term trend of annual rainfall in Isfahan. Journal of Research, University of Isfahan, No. 1, PP. 143-162. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=60513>
- Mohammadnejad, Alireza; Ahmadi Givi, Farhang and Irannejad, Parviz. (2009). The Effect of Annual Oscillation Periods of Subtropical and Siberian High Pressure Belts on Mediterranean Rotation and Precipitation in Iran, Journal of Earth and Space Physics. Volume 35. Number 4. PP. 115-130. https://jesphys.ut.ac.ir/article_21448.html
- Moradi, Hamid Reza. (2004). The role of the Caspian Sea in the rainy conditions of the northern coasts of the country, Iranian Journal of Marine Science and Technology. Volume 3. Number 3-2. PP. 77-87. <https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=54624>
- Masoudian, Seyed Abolfazl. (2011). Iranian Climate, Sharie Toos Publications, First Edition, Mashhad. <https://www.adinehbook.com/gp/product/9648557282>
- Mofidi, Abbas; Zarrin, Azar and Karkane, Meysam. (2014). Investigation of barley circulation pattern during dry and wet periods on the southern shores of the Caspian Sea, Iranian Journal of Geophysics. Volume 8. Number 1. PP. 140-176. http://www.iigeophysics.ir/article_33538.html
- Zavareh Nasaji, Mojtaba; Khorshid Doost, Ali Mohammad; Rasooli, Ali Akbar and Seljukh, Ali. (2016). Analysis of temperature and precipitation changes using Q. https://jrwm.ut.ac.ir/article_61514.html
- Alexandersson, H (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data, Journal of Climatology. Volume 6. Issue 6. PP.661- 675. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370060607>
- Archer, C.L. and Caldeira, K (2008). Historical trends in the jet Streams, Atmospheric Science. Volume 35. Issue 8. PP.1-6. <https://iri.columbia.edu/~blyon/REFERENCES/P4.pdf>
- Burt.T.P and Horton, B.P (2007). inter-decadal variability in daily rainfall Durham (UK) since the 1850s, International Journal of climatology. Volume 27. Issue 7. PP. 945-956. <https://earth.sas.upenn.edu/content/inter-decadal-variability-daily-rainfall-durham-uk-1850s>
- Fumiaki, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., Nakamigawa, H (2007). Long Term Changes of Temperature Extremes and Day-Today Variability in Japan, Meteorology & Geophysics. Issue 58. PP.63-72. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers/58/0/58_0_63/article/

- Houghton, J.T., Y.Ding, D.J.Griggs ,M. Noguier, P.J. van der Linden, X .Dai, K, Maskell , and C. A. Johnson ,Eds (2001). Climate change 2001: The scientific basis, Cambridge University Press. P.881.
<https://www.un.org/en/climatechange>
- Hudson, R.D (2012). Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos Chem Phys. No 12. PP. 7797-7808.
<https://acp.copernicus.org/preprints/11/31067/2011/acpd-11-31067-2011.pdf>
- Jacobeit, J (1987). Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, Journal Climate. Vol 7. PP.453-476 .
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4101132>
- Jun-Ichi, Hamada, Yamanaka,Manabu .D, Matsumoto, Jun. Fukao, Schoichiro. Winarso, Paulus. Agus and Sribimawati, Tien (2002). Spatial and Temporal Variations of the Rainy Season over Indonesia and their Link to ENSO, Journal of Meteorological Society of Japan. Vol 80. No 2. PP.285-310.
https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/80/2/80_2_285/article
- Khalili, A (1973). Precipitation patterns of Central Elburz, Theoretical and Applied Climatology. No 21(2). PP. 215-232.
<https://link.springer.com/article/10.1007/BF02243729>
- Livada, D. N. Asimakopoulos (2005). Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece, Clim Res. Vol 28. PP.155-161.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2005CIRes..28..155L/abstract>
- Lucas, Christopher. Timbal, Bertrand and Nguyen, Hanh (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. Vol 5. PP. 89-112.
<https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.251?systemMessage=Wiley+Online+Library+will+have+intermittent+access+on+8th+August+2015+from+10%3A00-16%3A00+BST+%2F+05%3A00-11%3A00+EDT+%2F+17%3A00-23%3A00+SGT+for+essential+maintenance.+Apolo+gies+for+the+inconvenience.>
- New M, Todd M., Hulme M, Jones PD (2001). Precipitation Measurements and Trends in the Twentieth Century, International Journal of Climatology. PP.89-106.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.680>
- Panagiotopoulos,F., Shahgedanova, M. & Stehenson, D (2005). Observed Trend and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action,Journal of climate. Vol 18.No.2.PP.1411-1422.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/9/jcli3352.1.xml>
- Pavia, E. G (2008). Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico, International Journal of Climatology. No 29. 1324-1329.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1787>
- Ramos. M. C (2001). Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area, Theor Appl Climatol. No 69. PP. 163-170.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s007040170022>
- Sahsamanoğlu, H. S. Makrogiannis, T. J and Kallimopoulos, P. P (1991). Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone, International Journal of Climatology. No 11(8). PP.827-839.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370110803>
- Scott, C.M and Shulman, M. D (1979). An areal and temporal analysis of precipitation in the northern United States, Journal of Applied Meteorology. Vol 18. PP. 627-633.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/18/5/1520-0450_1979_018_0627_aaatao_2_0_co_2.xml
- Sumner,G (1988). Precipitation Process and Analysis, John Wiley & Sons Ltd. UK. PP.368.
<https://www.amazon.com/Precipitation-Analysis-Graham-N-Sumner/dp/0471905348>
- Tan, K. Ch (2017). Trends of rainfall regime in Peninsular Malaysia during northeast and southwest monsoons, Journal of Physics: Conf. Series 995. PP.1-8.
https://www.researchgate.net/publication/260146047_Trends_in_Peninsular_Malaysia_Rainfall_Data_During_the_Southwest_Monsoon_and_Northeast_Monsoon_Seasons_1975-2004
- Trigo R, Zoplaki E, et al (2006). Relations between Variability in the Mediterranean Region and Mid-latitude Variability, In Chapter 3 of Mediterranean Climate Variability, Lionello P, MalanotteRizzoli P., Boscolo R(eds). Elsevier Developments in Earth & Environmental Sciences, 4: Amsterdam, 179-226.
<https://www.elsevier.com/books/mediterranean-climate-variability/lionello/978-0-444-52170-5>
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, Geophys. Res. Lett. Vol 27. PP.2913-2916.
<https://www.semanticscholar.org/paper/Decline-in-Mediterranean-rainfall-caused-by-of-Trigo-Davies/d7276571a19b3bf6b04dd611e587c1e3233b871e>

- Turkesh, M., Sumer, M. U., Demir, S (2002). Re-Evaluation of Trends and Changes in Mean, Maximum and Minimum Temperature of Turkey for the Period 1929-1999, International Journal of Climatology. No 22. PP. 1334-1346.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.777>
- Ye, H and Cho. H. R (2001). Spatial and temporal characteristics of intraseasonal oscillation of precipitation over the United States, Theor. Appl. Climatol. No 68. PP.51-66.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2146>
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G and Stephenson, D. B (2013). A multimodel assessment of future projections of North Atlantic and European extratropical cyclones in the CMIP5 climate models, J Clim. No 26. PP.5846-5862.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/26/16/jcli-d-12-00573.1.xml>
- Zappa, G., Hawcroft, K. M., Shaffrey, L., Black, E and Brayshaw, J.D (2015). Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models, Clim Dyn. No 45. PP.1727-1738.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-014-2426-8>.

پروپوزیشن گاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

بررسی تغییر رژیم بارش ناحیه خزری

دکتر حسین عساکره^{۱*}، نسرین ورناسری قندعلی^۲

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های روزانه، ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ رژیم بارشی ناحیه خزری و تغییرات آن مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا نقشه‌های بارش روزانه با تفکیک مکانی ۲×۲ کیلومتر ایجاد شد و مشخصات عمومی بارش ماهانه و سالانه با استفاده از شگردهای ترسیمی واکاوی شد. به‌منظور شناسایی رژیم بارش و تغییرات آن، نمایه فصلی بارش برای کل دوره آماری مورد مطالعه و پنج دهه اخیر برآورد شد. نتایج نشان می‌دهد ضریب تغییرات ماهانه بارش بیانگر این است که با تغییر فصل از زمستان به بهار، تغییرات زمانی-مکانی بارش در ناحیه خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، تغییرات زمانی-مکانی بارش سیر صعودی می‌یابد. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و نبود ثبات فصل بارشی در این مناطق است. با دور شدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به تدریج کاسته می‌شود؛ به طوری که کمینه آن در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) است. این امر گویای تفاوت کم بارش دریافتی طی ماه‌های مختلف سال است. به عبارتی نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی با حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. نمایه فصلی بارش ناحیه خزری بیانگر وجود سه نوع رژیم بارش است. کمترین وسعت مکانی مربوط به رژیم بارش یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی، در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. رژیم سوم که به رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه مربوط است، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه را پوشش می‌دهد. نتایج حاصل از بررسی تغییرات رژیم بارشی ناحیه خزری طی پنج دهه اخیر نشانگر این است که کم‌ترین وسعت مکانی رژیم بارش مربوط به رژیم یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مساحت تحت پوشش این رژیم بارشی به استثنای دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) کاهش چشم‌گیری داشته است. بخش اعظم ناحیه خزری طی پنج دهه اخیر دارای رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. به سمت دهه‌های اخیر بر گستره تحت پوشش این رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود. رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه‌تر، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است. به‌طور کلی می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-کاهش-افزایش) است.

جغرافیا و توسعه، شماره ۶۴، پاییز ۱۴۰۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰

صفحات: ۱۴۲-۱۱۵



واژه‌های کلیدی:

رژیم بارش، تغییرات رژیم بارش، نمایه فصلی، ناحیه خزری.

مقدمه

بارش است. از مشخصات بارندگی که از تغییر اقلیم متأثر می‌شود، رژیم (توزیع زمانی) بارندگی است (عساکره، ۱۳۸۹: ۶۳). رژیم بارش چگونگی بروز پدیده بارش و ناهنجاری‌های رخداد آن در طی ماه‌های یک سال و تحت تأثیر این بردایی و ناهنجاری‌ها است. وجود تغییرات در روند نمایه‌های بارش فصلی در درازمدت حاصل تغییر رژیم بارش تحت تأثیر تغییرات اقلیمی است (Sumner, 1988: 386). بسیاری از فعالیت‌های اقتصادی (به‌ویژه فعالیت‌ها و مراحل مختلف کشاورزی) بر پایه رژیم بارندگی تنظیم می‌شود. دگرگونی رژیم بارش افزون بر اثرات اقتصادی، درآمد و عادات مرتبط با آن، می‌تواند اثرات قابل توجه زیست‌محیطی به‌جا گذارد. همچنین تغییر رژیم و

بارش یکی از متغیرترین عناصر دستگاه اقلیم است که همواره از این دستگاه تأثیر پذیرفته، بر آن نیز تأثیر می‌گذارد و مقدار آن در زمان و مکان پیوسته تغییر می‌کند (غیور و همکاران، ۱۳۹۰: ۲). میانگین بارندگی در سطح کره زمین بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ میلی‌متر تخمین زده شده است؛ اما تغییرات بارندگی در کره زمین به نحوی است که برخی کویرها ممکن است در چند سال متوالی هیچ‌گونه بارندگی‌ای دریافت نکرده باشند. به‌طور کلی بارندگی بر روی اقیانوس‌ها زیاد بوده و با دور شدن از آن‌ها از مقدار بارندگی سالانه کاسته می‌شود (علیزاده، ۱۳۸۶: ۱۶۵). پدیده تغییر اقلیم یکی از پدیده‌های مؤثر بر توزیع زمانی و مکانی مشخصات

asakereh@znu.ac.ir

nasrinvarnaseri@znu.ac.ir

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران (نویسنده مسئول)

۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب‌وهوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

جنب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناو‌های امواج غربی بر روی منطقه، بروز چنین پیچیدگی‌ای را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است (جانباز قبادی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۳). مطالعات پرشماری برای شناخت سازوکار جوّی بارش ناحیه خزری انجام شده‌است. جهانبخش و کرمی (۱۳۷۸: ۱۰۷-۱۳۱) به تحلیل هم‌دیدگی تأثیر پرفشار سبیری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر پرداختند. نتایج نشان داد که در زمان استقرار زبانه سامانه‌های پرفشار، هرچه هوای انتقال یافته از عرض‌های بالاتر سردتر بوده و اختلاف دمای سطح آب از شمال به جنوب زیادتر و همچنین شیب حرارتی ایجاد شده بین دریا و خشکی بیشتر باشد، جبهه نسیم دریا قوی‌تر شده و در نتیجه باران‌های شدیدتری خواهد آمد. بابایی فینی و فتاحی (۱۳۹۳: ۴۲-۱۹) به طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیک بارش‌زا در سواحل دریای خزر پرداختند. ایشان با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، همه روزهای مورد مطالعه را به هیجده گروه تقسیم‌بندی کردند و پس از آن، نقشه‌های ترکیبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا برای هر یک از تیپ‌های هوا را تهیه کردند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد، الگوهای گردش جوّی CP4، CP5، CP12، CP15 و جزو الگوهای بارش‌زای شدید و فراگیر و الگوهای گردش جوّی CP7، CP13، CP16، CP17 و CP18 جزو الگوهای بارش‌زای ملایم هستند.

سلیقه و همکاران (۱۳۹۵: ۲۳۸-۲۱۷) به بررسی رابطه نمایه‌های NCPI^۷ و CACO^۸ با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی پرداختند. نتایج حاکی از آن بود که در همه الگوها یک پرفشار بر بالای خزر با زبانه پرفشار بر روی خزر کشیده شده‌است که موجب

توزیع زمانی بارش بر کمیت و کیفیت منابع آب تأثیر غیرقابل انکاری به‌جا می‌نهد (عساکره‌ورزمی، ۱۳۹۰: ۱۰۰). مطالعات بی‌شماری در زمینه تغییرات بارش انجام گرفته که حاکی از تغییر مقدار و رژیم بارش در برخی نقاط و ثبات آن در نقاط دیگر است (کاوینی و عساکره، ۱۳۸۴: ۱۴۵). تحقیقات جدید نشان می‌دهد که تغییرات آب‌وهوایی در قرن بیستم توسط تغییرپذیری در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت توصیف می‌شود (New et al, 2001: 102; Trigo, 2006: 221)

تغییرات رژیم بارش مورد توجه بسیاری اقلیم‌شناسان جهان و ایران بوده‌است؛ برای مثال می‌توان به پژوهش‌های، اسکات و شولمن^۱ (۱۹۷۹: ۶۳۳-۶۲۷) در واکاوی تغییرات رژیم بارش فصلی جنوب اسلاواکی؛ راموس^۲ (۲۰۰۱: ۱۷۰-۱۶۳) در مورد تغییرپذیری سال‌به‌سال بارش فصلی در منطقه آلت‌پندز؛ پژوهش یو و چو^۳ (۲۰۰۱: ۶۶-۵۱) در خصوص تغییرات فصلی بارش در ایالات متحده؛ بررسی‌های جون-ایچی^۴ و همکاران (۲۰۰۲: ۳۱۰-۲۸۵) درباره تغییرات زمانی- مکانی بارش اندونزی و رابطه آن با ال‌نینو- نوسانات جنوبی؛ پژوهش بورت و هورتون^۵ (۲۰۰۷: ۹۵۶-۹۴۵) در خصوص تغییرپذیری رژیم بارش دهه‌ای دورهام؛ مطالعه تان^۶ (۲۰۱۷: ۱-۸) در بررسی روند رژیم بارش شبه‌جزیره مالزی؛ مطالعه پیشوایی و همکاران (۱۳۸۵: ۱-۸) در بررسی تغییرات رژیم بارش ایران و نیز پژوهش عساکره (۱۳۸۹: ۷۶-۶۳) در تحلیل تغییر رژیم بارش در استان زنجان اشاره کرد. بارش در سواحل جنوبی دریای خزر به‌عنوان مهم‌ترین عنصر اقلیمی و پدیده جوّی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر

1-Scott and Shulman

2-Ramos

3-Ye and Cho

4-Jun-Ichi

5-Burt and Horton

6-Tan

7-North sea Caspian Pattern Index

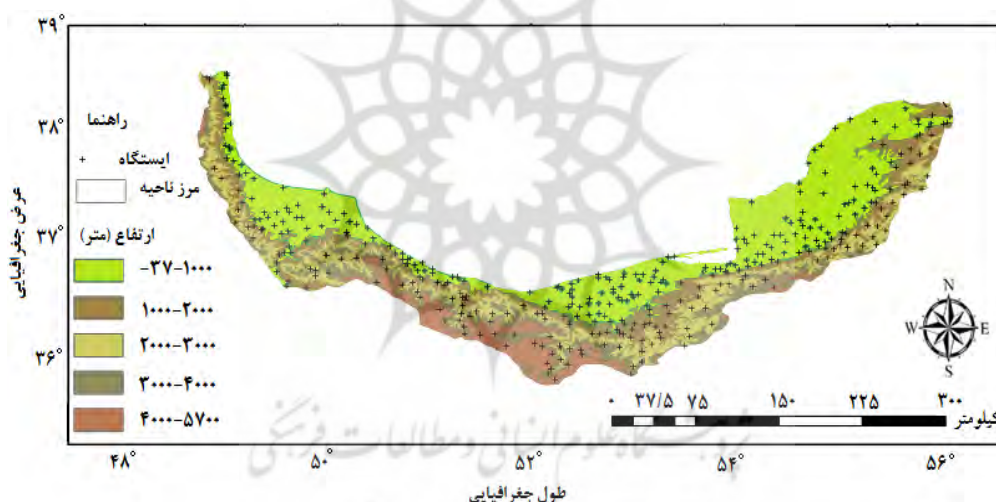
8-Central African-Caspian Oscillation

ناحیه ضروری به نظر می‌رسد. بدین جهت، به منظور شناخت رژیم بارش ناحیه خزری و تغییرات آن طی دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶، نمایه توزیع فصلی بارش برای کل دوره مورد مطالعه و دهه‌های مختلف استفاده شد.

داده و روش‌ها

به منظور انجام این پژوهش، از داده‌های روزانه بارش ۱۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) در استان‌های گلستان، مازندران و گیلان برای بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است (شکل ۱).

ایجاد جریان‌ها به صورت شمالی شده است و به دلیل سردی خود در برخورد با دریای نسبتاً گرم، به تدریج در حال حرکت به سمت جنوب رطوبت جذب می‌کند و ناپایدار می‌شود. البته عوامل پویایی در ترازهای بالایی جو ناپایداری را تشدید کرده و بارش فراگیر را ایجاد کرده‌اند. شناخت تغییرات زمانی رژیم بارش به منظور مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب و مدیریت اقتصاد مبتنی بر اقلیم در ناحیه خزری امری ضروری است. از سوی دیگر، تاکنون مطالعات جامعی در زمینه تغییر رژیم بارش ناحیه خزری صورت نگرفته است؛ بنابراین انجام چنین مطالعه‌ای در این



شکل ۱: مشخصات ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

زمانی ۱۹۶۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۳۱ صورت گرفت. انتخاب روش میان‌یابی کریجینگ به دلیل کمینه‌شدن خطای میان‌یابی در قیاس با روش‌های دیگر است. حاصل فرایند میان‌یابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد 6479×18628 (سطرها روزهای بارشی و ستون‌ها یاخته‌هایی شامل مکان در محدوده مورد بررسی) است.

به منظور ارائه و تعیین ویژگی‌های توصیفی بارش و تغییرات زمانی- مکانی آن در پهنه مورد بررسی،

برای دستیابی به اهداف این پژوهش در ابتدا به بررسی و واریسی داده‌ها پرداخته شد. با استفاده از آزمون الکساندرسون^۱ (۱۹۱۶: ۶۶۱) همگنی مشاهدات ایستگاه‌ها ارزیابی و ایستگاه‌های توأم با مشاهدات قابل اعتماد اختیار شدند. به منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، با استفاده از نرم‌افزار سورفر میان‌یابی مشاهدات بارش به روش کریجینگ^۲، کریجینگ^۲، با تفکیک مکانی 3×3 کیلومتر از بازه

1-Alexanderson

2-Kriging

شناسایی تغییرات رژیم بارش، نمایه فصلی برای دهه‌های مختلف محاسبه و مورد واکاوی قرار گرفت. نمایه فصلی (\overline{SI}) تفاوت‌های فصلی را در مقادیر بارش بیان می‌کند. این نمایه می‌تواند تفاوت‌های موجود در رژیم بارش را برای مناطق با ۲ یا ۳ اوج بارش در سال نشان دهد. این مشخصه به صورت مجموع قدر مطلق انحرافات میانگین بارش ماهانه از میانگین بارش سالانه تقسیم بر میانگین بارش سالانه است و به صورت زیر محاسبه می‌شود (Livada and Asimakopoulos, 2005: 157):

$$\overline{SI} = \frac{1}{R} \sum_{i=1}^{n=12} \left| \overline{x}_n - \frac{R}{12} \right| \quad (2)$$

مقادیر این نمایه بین صفر (توزیع یکنواخت بارش) و ۱/۸۳ (تنها یک‌ماه بارانی) تغییر می‌کند. طبقات رژیم بارش براساس ارزش \overline{SI} در جدول (۱) آمده است:

جدول ۱: مفاهیم مقادیر نمایه فصلی

| $\geq 1/2$ | ۱-۱/۱۹ | ۰/۸-۰/۹۹ | ۰/۶-۰/۷۹ | ۰/۴-۰/۵۹ | ۰/۲-۰/۳۹ | $\leq 0/19$ | \overline{SI} |
|----------------------------------|-----------------------------|---------------------------|----------------------------------|---------------------------------|----------------------------|-------------|-----------------|
| تقریباً تمامی بارش در ۱ تا ۲ ماه | بیشتر بارش در ۳ ماه یا کمتر | فصلی با فصل خشک طولانی‌تر | فصلی (یک فصل خشک و یک فصل مرطوب) | عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه | یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر | یکنواخت | رژیم بارش |

مأخذ: Livada and Asimakopoulos, 2005

میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب‌غربی دریای خزر بیشتر است و با دور شدن از ساحل کاهش می‌یابد. علیجانی (۱۳۸۷: ۱۳۳) بر این باور است که در بخش‌های جنوب‌غربی علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به‌ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند؛ اما این شرایط به‌طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود. درواقع میانگین بارش از مرکز بیشینه آن به‌طرف شرق ناحیه و ارتفاعات البرز کاسته می‌شود. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معین مقدار بارش

میانگین و ضریب تغییرات بارش ناحیه خزری در هریک از یاخته‌های نقشه و برای هریک از ماه‌ها برآورد شد. این ویژگی‌ها میزان بارش و پایداری آن در هرماه را در جای‌جای ناحیه مورد بررسی نشان می‌دهد. ضریب تغییرات از نسبت انحراف معیار به میانگین و طبق فرمول (۱) به درصد بیان می‌شود:

$$CV = \frac{S}{\overline{X}} \times 100 \quad (1)$$

در این رابطه، S انحراف معیار و \overline{X} میانگین بارش است (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۱۲). ضریب تغییرات ماهانه کم، معرف پایداری بوده، درحالی‌که ضریب تغییرات بالا بیانگر تمرکز بارش در یک محدوده زمانی کوتاه است.

در گام بعد، برای شناسایی رژیم بارش و تغییرات آن از «نمایه فصلی بارش» استفاده شد. درجهت

در مرحله بعد، درجهت شناخت دقیق‌تر تغییرات رژیم بارش ناحیه خزری، رژیم بارش دهه‌های متوالی نسبت‌به‌هم مقایسه و مورد ارزیابی قرار گرفت. بدین ترتیب تغییرات رژیم بارش طی دهه‌های متوالی بررسی شد.

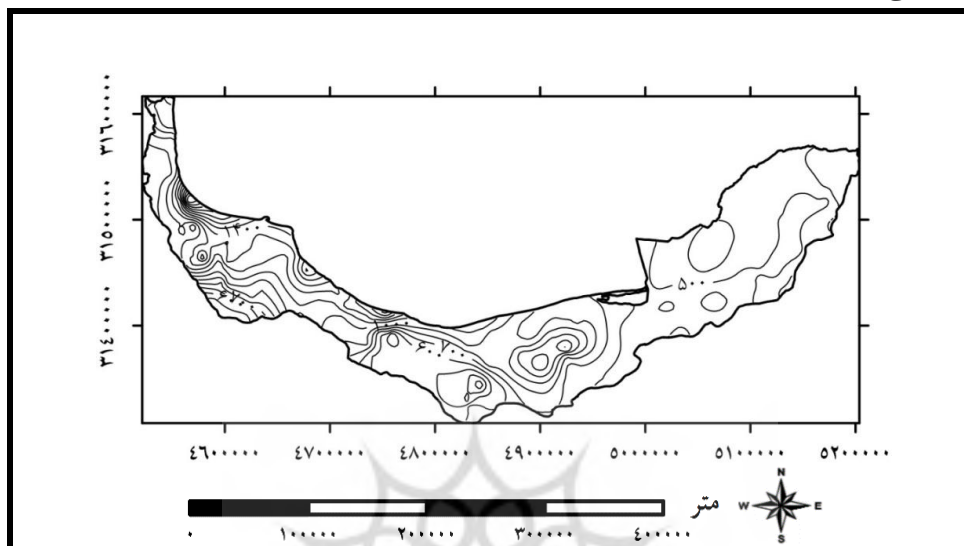
یافته‌های پژوهش

۱- مشخصات عمومی میانگین بارش

توزیع مکانی میانگین بارش سالانه ناحیه خزری در شکل ۲ ارائه شده است: مشاهده می‌شود که میانگین بارش سالانه در ناحیه خزری طی دوره آماری مورد بررسی بین ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ میلی‌متر در نوسان است.

دریای خزر) بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر در تغییر است.

کاسته می‌شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۱۹)؛ به طوری که در بخش‌های شرقی، ناحیه میانگین بارش سالانه بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متر و در ارتفاعات البرز (جنوب

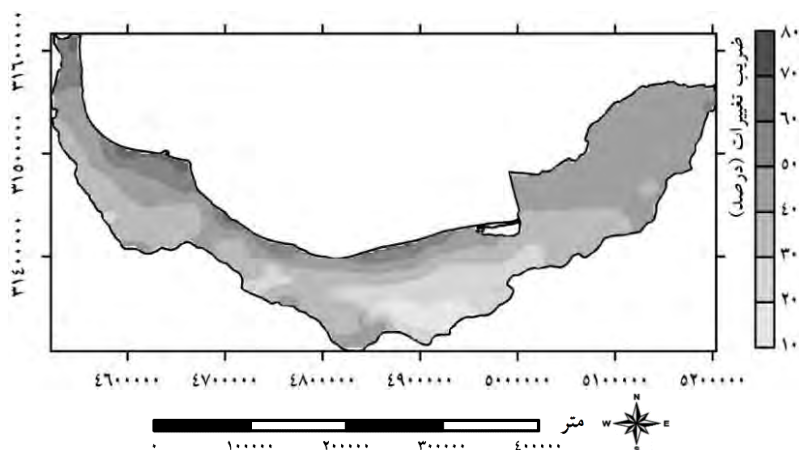


شکل ۲: توزیع مکانی میانگین بارش سالانه ناحیه خزری طی دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

(ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصد است. این امر گویای تفاوت کم بارش دریافتی طی ماه‌های مختلف سال و نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. در واقع می‌توان گفت در ارتفاعات البرز علاوه بر سامانه‌های بزرگ مقیاس، عوامل محلی نیز در تکوین بارش مؤثرند؛ به گونه‌ای که برخی پژوهشگران وقوع بارش در این بخش از منطقه خزری را ناشی از صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده‌است. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی مورد تأیید قرار گرفته است (خلیلی، ۱۹۷۳: ۲۱۷ و خوشحال‌دستجردی، ۱۳۷۶: ۱۱۵، ۴۶۸). شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبهه نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی (خوشحال، ۱۳۷۶: ۹۹) سازوکار دیگری است که برای وقوع بارش‌های این بخش از ناحیه خزری بیان شده‌است.

شکل ۳ حاصل محاسبه تغییرات ماه‌به‌ماه بارش از ۱۲ نقشه است. این نقشه هر یک توزیع مکانی میانگین بارش یک ماه را به دست می‌دهند. ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارندگی گویای شدت تغییرات ماه‌به‌ماه بارش است. توزیع مکانی این نمایه برای هر یاخته براساس رابطه (۱) محاسبه و در شکل ۳ ارائه شد. تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش در ناحیه خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان است. این امر نشانگر این واقعیت است که اختلاف نقاط از نظر تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش تقریباً زیاد است. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصد) در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و تمرکز سازوکارهای باران‌زایی در ماه‌های محدود و عدم ثبات فصل بارشی در این نواحی است. با دور شدن از خط ساحلی ضریب تغییرات نیز به تدریج کاسته می‌شود؛ به طوری که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر



شکل ۳: توزیع مکانی نمایه ضریب تغییرات ماه به ماه بارش (به درصد)

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

اتفاقی در این مناطق منجر به بروز ضریب تغییرات بالا شده است. این تباین‌های مکانی را می‌توان به طول مسیر سامانه‌های باران‌زایی دانست که علیجانی (۱۳۸۷: ۱۳۳) به آن اشاره کرده است. توضیح این که در فصل زمستان علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال‌شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در انزلی می‌بارند؛ اما این شرایط به طرف شرق دریای خزر کمتر می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۳۳). همچنین مسعودیان (۱۳۹۰: ۱۱۹) نشان داد که بارش فصل زمستان در خط ساحل خزر به‌ویژه در قسمت جنوب‌غربی دریا بیشتر است و با دور شدن از ساحل، بارش کاهش می‌یابد. در این بخش از کشور، با افزایش ارتفاع تا حد معین از مقدار بارش کاسته می‌شود. از ماه دسامبر به سمت ماه فوریه، در بخش‌های شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز میانگین بارش افزایش و ضریب تغییرات کاهش می‌یابد.

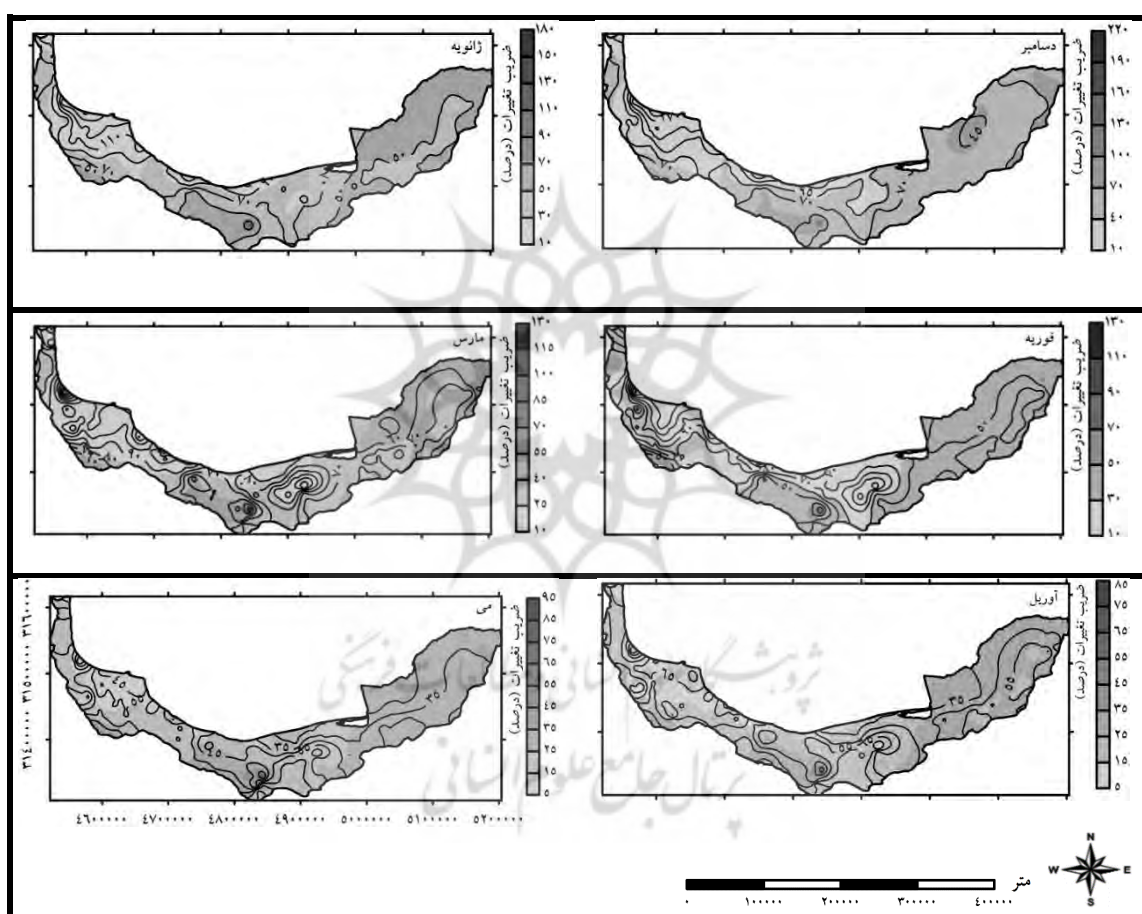
فصل بهار: میانگین مکانی بارش ناحیه خزر در فصل بهار نسبت به فصل زمستان کاهش قابل‌توجهی یافته است. به‌استثنای بخش‌های شرقی، فصل بهار خشک‌ترین فصل ناحیه خزر است. برخی بر این

به‌منظور توصیف مکانی-زمانی مشخصات عمومی بارش ماهانه ناحیه خزر، توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات بارش ماهانه برای هر یاخته محاسبه و در شکل ۵ و ۴ ارائه شد. خطوط هم‌ارزش نشانگر میانگین بارش و پس‌زمینه بیانگر ضریب تغییرات بارش ماهانه است.

فصل زمستان: میانگین مکانی بارش ناحیه خزر در سه ماه فصل زمستان بین ۱۰ تا ۲۲۰ میلی‌متر در نوسان است. با توجه به شکل ۴ می‌توان دریافت که بیشینه میانگین بارش فصل زمستان در جنوب‌غربی دریای خزر، یعنی در بندر انزلی رخ می‌دهد و از مقدار آن به طرف شرق کاسته می‌شود. پس زمینه شکل ۴ نشان می‌دهد که کمینه ضریب تغییرات ماهانه بارش نیز منطبق با این مناطق است. این امر گویای بهره‌مندی افزون‌تر این مناطق از سامانه‌های فراگیر در این فصل است. در این فصل کمینه مقدار بارش در قسمت‌های شرقی ناحیه خزر و ارتفاعات البرز رخ می‌دهد. بیشینه ضریب تغییرات نیز در بخش کوچکی از ارتفاعات البرز (جنوب‌دریای خزر) مشاهده می‌شود. این خود نشانگر تنوع کم سامانه‌های باران‌زا در این نواحی است. درواقع بارش‌های کم و

وجود بیشترین میانگین شمار روزهای بارانی در ماه مارس به وقوع می‌پیوندد. در فصل بهار نیز بیشترین ضریب تغییرات در ارتفاعات البرز و کمترین آن در نواحی ساحلی است. این وضعیت حاکی از تنوع سامانه‌های فراگیر طی فصل بهار در بخش‌های ساحلی و تنوع کم سامانه‌های باران‌زا در ارتفاعات البرز است.

باورند که در فصل بهار دریا به سردترین دمای سالانه دست می‌یابد، همچنین بادهای شرقی، شمال‌شرقی به جهت تفاوت کم دمایی با آب دریا شرایط مناسب برای صعود همرفت وزشی را مهیا نمی‌کنند. از طرف دیگر، سردی آب دریا سبب شده‌است که وزش گاه و بی‌گاه نسیم دریا نیز بخار آب کمتری را به خشکی‌های ساحلی حمل کند (علیچانی، ۱۳۸۷: ۱۳۵-۱۳۴). با این



شکل ۴: توزیع مکانی ضریب تغییرات بارش ماهانه فصل‌های زمستان و بهار

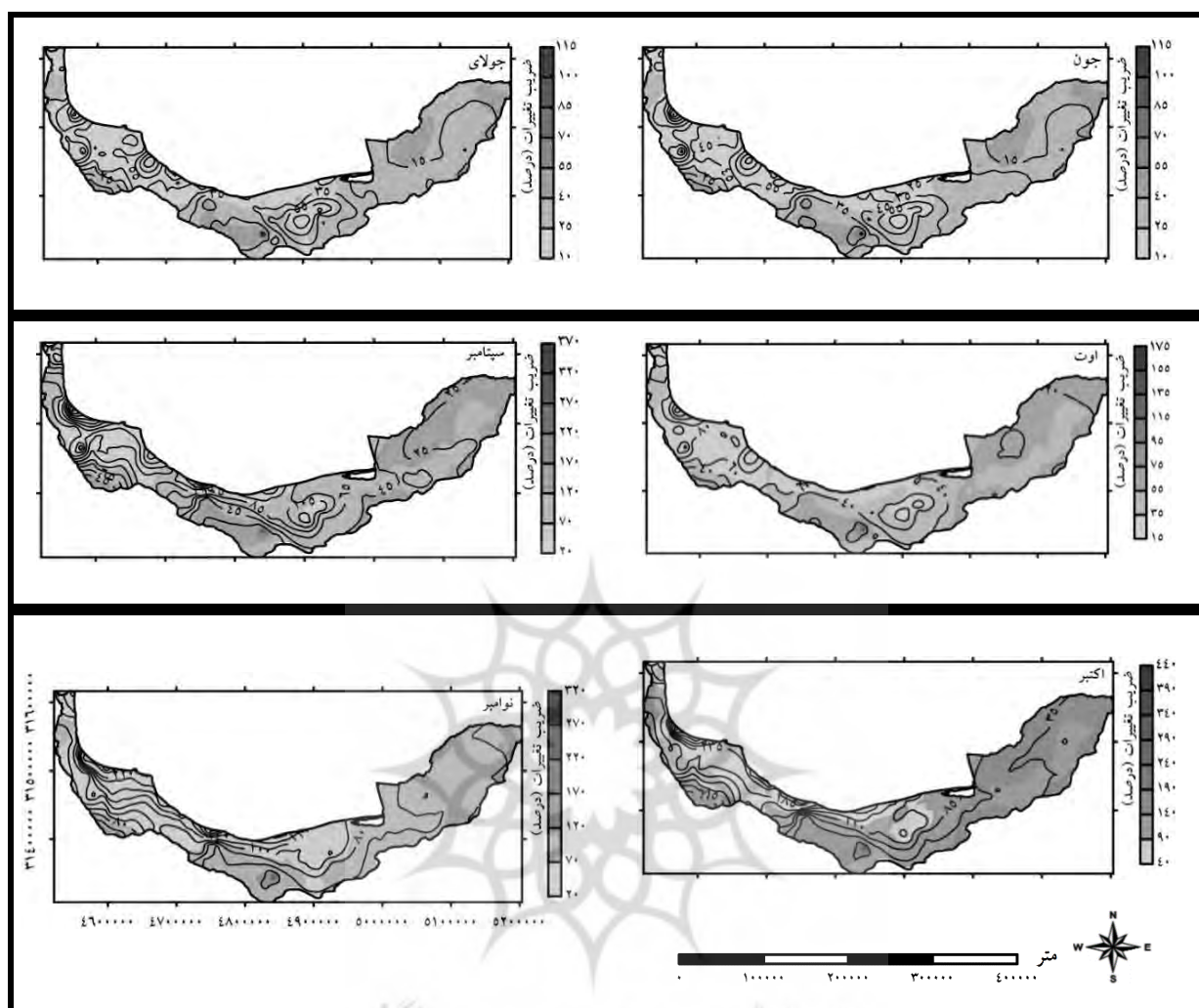
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

می‌شود. در این فصل کمینه میانگین بارش در شرق ناحیه و بیشینه آن در غرب ناحیه رخ داده است. در این فصل از سال پرفشار جنب حاره آزر در این بخش از کشور مداوم و شدید نیست؛ در نتیجه گاهی مواقع بادهای غربی رطوبت دریای مدیترانه را به منطقه می‌آورند و سازوکار صعود همرفتی سبب ریزش‌های

فصل تابستان: با توجه به شکل ۵، ماه جون و جولای کم‌بارش‌ترین ماه‌ها برای بخش‌های شرقی ناحیه خزری محسوب می‌شود. همچنین در این بخش از ناحیه خزری و ارتفاعات البرز، بیشترین میانگین بارش رخ می‌دهد. میانگین مکانی بارش ناحیه خزری در هر سه ماه فصل تابستان از غرب به شرق کاسته

فصل پاییز: فصل پاییز، فصل افزایش بارش بعد از یک فصل کم‌بارش است. با پیشروی به سمت فصل پاییز، به‌علت حاکمیت تدریجی پرفشار سیبری (جهانبخش و کرمی، ۱۳۷۸: ۱۳۱-۱۰۷) و شکل‌گیری پرفشار دریای سیاه و در نتیجه گذر جریانات مربوط به آن‌ها از روی خزر و نهایتاً تکوین فرایند همرفت وزشی، میانگین بارش ناحیه خزری نیز افزایش می‌یابد. در این فصل بیشترین میانگین بارش در جنوب‌غربی دریای خزر (بندر انزلی) ثبت شده‌است. میزان بارش به تدریج از این مرکز بیشینه به سمت شرق و شمال کاهش پیدا می‌کند. گذر بادهای سرد یادشده از روی دریای نسبتاً گرم و در مسیر طولانی تا رسیدن به انزلی ناپایدار و مرطوب شده و ایجاد بارندگی می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۲۹). کمینه میانگین بارش نیز در هر سه ماه فصل پاییز در قسمت‌های شرقی ناحیه خزری و پس از آن در ارتفاعات البرز ثبت شده‌است. در واقع پربارش‌ترین ماه در بخش جنوب‌غربی دریای خزر، ماه اکتبر و در بخش شرقی ناحیه و ارتفاعات البرز ماه مارس است. ضریب تغییرات بارش نیز نشان می‌دهد که در فصل تابستان همانند سایر فصل‌ها، بیشینه تغییرات بارش در ارتفاعات البرز و کمینه آن در خط ساحلی است. به سمت ماه نوامبر، تغییرات بارش کاهش می‌یابد و بر وسعت مکانی آن نیز افزوده می‌شود.

تابستانه می‌شوند. رطوبت دریای خزر از طریق نسیم دریا تأمین می‌شود و بر اثر گرمایش جلگه ساحلی و ناپایداری حاصل از بادهای غربی ترازهای بالای جو، بارندگی ایجاد می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۲۸-۱۲۷). در هر سه ماه فصل تابستان، بیشینه بارش و کمینه ضریب تغییرات در جنوب‌غربی دریای خزر است. در واقع پس از ناحیه جنوب و جنوب‌غربی دریای خزر، در هر سه ماه یک هسته بیشینه بارش به ترتیب با مقدار بارش ۶۵، ۶۵ و ۸۰ میلی‌متر در جنوب دریای خزر (بخش‌هایی از ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. بیشترین تغییرات بارش در فصل تابستان نیز در همین بخش از ناحیه خزری رخ می‌دهد. در واقع صعود کوهساری هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز سبب وقوع بارش این بخش شده‌است (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۴۶۸، ۱۱۵). کمینه میانگین بارش نیز در بخش‌هایی از شرق ناحیه و ارتفاعات البرز دیده می‌شود؛ به عبارت دیگر، بارندگی فصل تابستان به نسبت دوری از دریا کم می‌شود؛ زیرا عامل غالب تأمین رطوبت در این فصل، نسیم دریا است و آن هم به نقاط دورتر نمی‌رسد یا رطوبت کمتری منتقل می‌کند (علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۷۰). آنچه باید بدان توجه داشت، بارش ماه جولای است که نسبت به ماه‌های دیگر سال کم‌بارش‌ترین ماه ناحیه خزری محسوب می‌شود. میانگین بارش در این ماه در نقاط مختلف بین ۵ تا ۹۵ میلی‌متر در نوسان است. در فصل تابستان با پیشروی به سمت ماه اوت، بارش ناحیه مورد مطالعه متمرکزتر می‌شود.



شکل ۵: توزیع مکانی ضریب تغییرات بارش ماهانه فصل‌های تابستان و پاییز

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

بیشینه اصلی بارش در فصل زمستان و بیشینه فرعی در فصل پاییز و کمینه بارش در فصل تابستان است که از ویژگی‌های رژیم‌های بارندگی مدیترانه‌ای است (مرادی، ۱۳۸۳: ۱۱، ۱۵). نقشه‌های ضریب تغییرات ماهانه بارش (شکل ۴ و ۵) نشانگر نوسان‌های شدید بارش است؛ به طوری که دامنه آن از ۵ درصد در ماه‌های آوریل و می به ۴۴۰ درصد در ماه اکتبر می‌رسد. این به معنی تغییرات سالانه شدید بارش در ماه اکتبر است. با تغییر فصل از زمستان به بهار، تغییرات بارش در ناحیه خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، تغییرات بارش سیر

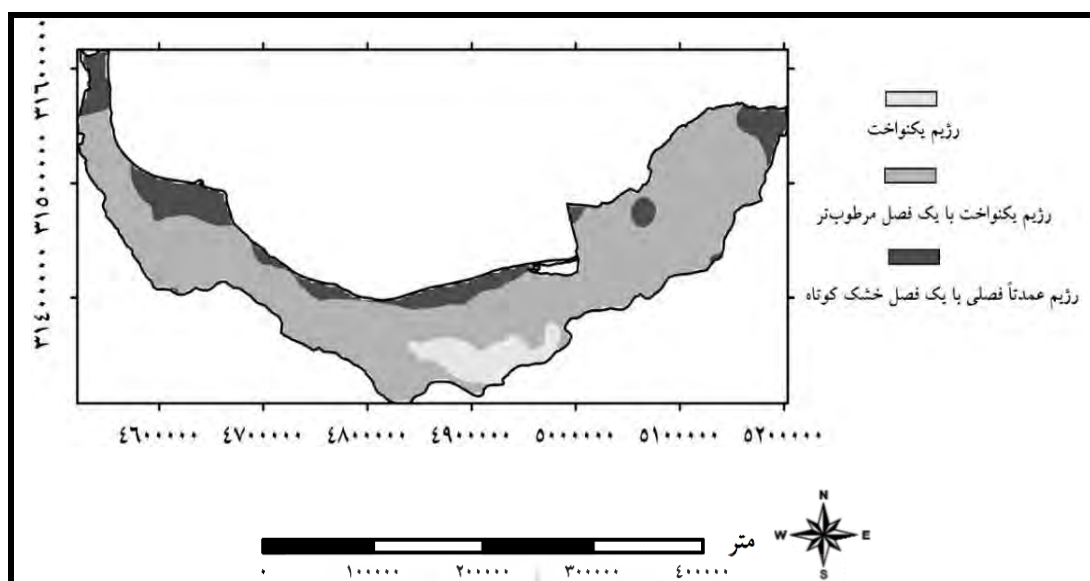
به طور کلی می‌توان گفت که در بخش‌های جنوب غربی دریای خزر بیشینه بارش در فصل پاییز رخ می‌دهد. علیجانی (۱۳۸۷: ۱۳۳)؛ مفیدی و همکاران (۱۳۹۳: ۱۷۶-۱۴۰) و سلیقه و همکاران (۲۱۷: ۱۳۹۵) بر این باورند که علاوه بر ورود بادهای غربی و چرخندهای مدیترانه، بادهای شرقی و شمال شرقی نیز پس از عبور مسیری طولانی از روی دریای خزر، در این ناحیه (و به ویژه انزلی) سازوکارهای بارش را مهیا می‌سازند. بارش‌های جنوب شرق دریای خزر تا حدودی از رژیم بارش‌های داخلی فلات ایران (رژیم قاره‌ای) تبعیت می‌کنند. همچنین در ارتفاعات البرز

زمستان دریافت می‌کند. براساس شکل ۳ می‌توان گفت در این مناطق نمایه ضریب تغییرات بین ۳۰ تا ۵۰ درصد در نوسان است. این خود حاکی از تفاوت ماه‌به‌ماه کمتر بارش در این نقاط است؛ بنابراین پراکندگی بارش در طول سال است. رژیم سوم (۱۳/۲۵ درصد مساحت پهنة مورد بررسی) که به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه^۳» مربوط است، خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه خزری را پوشش می‌دهد. با توجه به شکل ۲ می‌توان گفت که این بخش از ناحیه خزری علی‌رغم دریافت بارش سالانه بیشتر نسبت به سایر بخش‌ها، از توزیع زمانی بارش متمرکزتر برخوردار است. این خود بیانگر تمرکز بارش در یک فصل خاص از سال است. با توجه به شکل ۵ و ۴، فصل پاییز و زمستان به ترتیب اولین و دومین فصل‌های پربارش این بخش از ناحیه خزری به حساب می‌آیند؛ بنابراین اختلاف زیادی بین ماه‌های کم‌باران و پرباران وجود دارد؛ به‌گونه‌ای که شکل ۳ نشان می‌دهد بیشترین ضریب تغییرات در این بخش بیش از ۵۰ درصد است.

صعودی می‌یابد. بیشترین ضریب تغییرات در فصل پاییز و ماه اکتبر است؛ بنابراین پایداری سامانه‌های بارش‌زا در این زمان‌ها بسیار کم است. کمترین ضریب تغییرات در فصل بهار و ماه آوریل رخ داده است. ضریب تغییرات کم نشانگر غلبه سامانه‌های فراگیر در این فصل است؛ به‌گونه‌ای که همه نقاط، بارش‌های تقریباً مشابهی را دریافت می‌کنند؛ بنابراین می‌توان استنباط کرد که با افزایش بارش، تغییرات مکانی آن کاهش و در نتیجه همگنی مکانی بارش و قابلیت اعتماد آن افزایش می‌یابد.

۲- بررسی رژیم بارش

براساس رابطه ۲ (نمایه فصلی بارش) می‌توان سه رژیم بارش برای ناحیه خزری تشخیص داد. شکل ۶ نشان می‌دهد که کمترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصد) مربوط به رژیم بارش «یکنواخت^۱» است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز دیده می‌شود. ویژگی این رژیم بارشی، توزیع زمانی بارش در طول فصل‌های مختلف سال است. می‌توان گفت که این بخش با توجه به موقعیت آن، علاوه بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شوند؛ از این رو تفاوت ماه‌به‌ماه بارش بسیار کم است. شکل ۳ نیز نشان می‌دهد که کمترین ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارش در همین بخش است. گسترده‌ترین رژیم بارشی مربوط به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر^۲» است. این رژیم بارشی که ۷۶/۱۳ درصد از ناحیه خزری را دربرمی‌گیرد، در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر مشاهده می‌شود. مشخصه این ناحیه توزیع بارش در طول فصل‌های مختلف سال همراه با یک فصل پربارش است. براساس شکل ۴ می‌توان گفت که این ناحیه بیشترین بارش خود را در فصل



شکل ۶: توزیع مکانی نمایه فصلی بارش ناحیه خزری طی دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۶۶

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

جدول ۲: درصد مساحت تحت رژیم‌های مختلف بارشی ناحیه خزری براساس نمایه فصلی طی دوره مورد مطالعه

| رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه | رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر | رژیم یکنواخت | درصد مساحت |
|--------------------------------------|---------------------------------|--------------|------------|
| ۱۳/۲۵ | ۷۶/۱۳ | ۶/۲۸ | |

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

۳- تغییر رژیم بارش

«رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. همان‌گونه که براساس جدول ۳ به‌وضوح می‌توان دید، با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر، بر گستره تحت پوشش این رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود؛ به‌طوری‌که وسعت مکانی این رژیم بارشی از ۵۸/۷۸ درصد در دهه نخست (۱۹۷۵-۱۹۶۶) به ۶۰/۹۸ درصد در دهه اخیر (۲۰۱۶-۲۰۰۶) می‌رسد. گسترده‌ترین وسعت مکانی (۷۱/۹۴ درصد) این رژیم بارشی مربوط به دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶) است. شکل ۷ (پس‌زمینه رنگی) و جدول ۳ نیز نشان می‌دهد که با گذر از دهه سوم (۱۹۹۵-۱۹۸۶) به سمت دهه چهارم بر وسعت مکانی این رژیم بارشی افزوده می‌شود. در دهه چهارم از مناطق تحت پوشش

شکل ۷ توزیع مکانی نمایه فصلی بارش ناحیه خزری را طی پنج دهه متوالی مورد بررسی و نیز تغییرات پهنه‌های مرتبط را نشان می‌دهد. مشابه شکل ۶، کمترین گستره مکانی رژیم بارش مربوط به «رژیم یکنواخت» است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. همان‌گونه که در جدول ۳ می‌توان دید، مساحت زیر پوشش این رژیم بارشی به‌استثنای دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) کاهش چشم‌گیری داشته است؛ به‌طوری‌که از گستره مکانی ۶/۶۳ درصد در دهه نخست به ۲/۸۸ درصد در دهه اخیر کاهش یافته است. کمترین گستره مکانی (۱/۴۳ درصد) این رژیم بارشی در دهه ۱۹۸۵-۱۹۷۶ رخ داده است. بخش اعظم ناحیه خزری طی دوره آماری مورد مطالعه (شکل ۶) و پنج دهه اخیر دارای

«رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» به وضوح کاسته می‌شود.

«رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» همانند شکل ۶، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است. براساس ستون چهارم جدول ۳ می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-کاهش-افزایش) است. در این رفتار تناوبی، به سمت دهه اخیر، افزایش رخ داده در وسعت مکانی این رژیم بارش قابل توجه است؛ به گونه‌ای که در دهه ۲۰۱۶-۲۰۰۶، ۳۱/۰۳ درصد از مساحت ناحیه مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد. کم‌ترین وسعت مکانی این رژیم بارشی در دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۵) برابر با ۱۶/۱۵ درصد است.

شکل ۷ (پس‌زمینه رنگی) تغییرات گستره‌های زیر پوشش رژیم‌های بارشی سه‌گانه را نشان می‌دهد. به وضوح مشاهده می‌شود که با گذر از دهه اول (۱۹۷۵-۱۹۶۶) به دهه دوم (۱۹۸۵-۱۹۷۶) در ارتفاعات البرز از سهم «رژیم بارشی یکنواخت» کاسته و به سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. این امر بیانگر این واقعیت است که در این بخش از ناحیه خزری توزیع زمانی بارش متمرکزتر و تفاوت ماه‌به‌ماه بارش بیشتر می‌شود. همچنین در بخش‌های شرقی ناحیه «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاهش و «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزایش می‌یابد. همان‌گونه که ردیف ششم جدول ۳ نیز نشان می‌دهد، وسعت مکانی «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» در دهه دوم حدود ۱۴/۷۲ درصد افزایش یافته است. نکته دیگر در بخش‌های ساحلی دریای خزر «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل به «رژیم عمدتاً فصلی

با یک فصل خشک کوتاه» شده است؛ به‌طور کلی می‌توان گفت که با پیشروی به سمت دهه دوم (۱۹۸۵-۱۹۷۶) از سهم رژیم‌های بارشی «یکنواخت» و «عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاسته و به سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. این خود حاکی از این است که با گذر زمان، رژیم بارش این بخش از کشور متمرکزتر می‌شود. در واقع می‌توان استنباط کرد که کاهش پهنه‌های تحت پوشش رژیم‌های بارشی سه‌گانه ناحیه خزری در دهه دوم را می‌توان به تغییرات سیستم‌های باران‌زا نسبت داد: لاکاس^۱ و همکاران (۲۰۱۴: ۱۱۲-۱۹) با بررسی تغییرات ناحیه حاره از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ دریافتند که طی این دوره، ناحیه حاره در هر دو نیمکره ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی (حدود ۰/۵ تا ۱ درجه در هر دهه) به سمت شمال جابه‌جا شده است. این جابه‌جایی به افزایش گازهای گلخانه‌ای، تخریب ازن استراتسفری و گسیل هستک‌های حاصل از فعالیت‌های انسانی نسبت می‌دهند. همچنین هادسون^۲ (۲۰۱۲: ۷۸۹۷-۷۷۰۸) با بررسی جابه‌جایی رودباد جنب حاره، عوامل عمده در جنبش جریان رودباد جنب حاره را به پنج عامل، مانند: تغییرات نواحی حاره به‌همراه دمای اقیانوس‌ها، تابش حاصل از حضور گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر، تغییرات دمای لایه پایین پوشش سپهر، نوسانات شبه دو سالانه جو و انفجارهای آتشفشانی نسبت داده و مقدار این جابه‌جایی را در نیمکره شمالی $0.3 \pm 3/7$ درجه و در نیمکره جنوبی $0.2 \pm 6/5$ درجه می‌داند. همچنین نتایج حاصل از بررسی روند فراوانی سالانه رودباد بیانگر افزایش تداوم رودباد جنب حاره در مناطق جنوب پاکستان و شمال هند و کاهش تداوم آن در جنوب مدیترانه است. در دریای سرخ، عربستان، خلیج فارس، دریای عمان و کشورهای عربی جنوب

سیر افزایشی دما در فصل تابستان (نساجی زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹) و گستره تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت در این بخش از ناحیه خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست. در بخش‌هایی از سواحل جنوبی دریای خزر «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» (۸/۹۲) درصد از وسعت ناحیه خزری) شده‌است. این خود حاصل تغییرات سامانه‌های باران‌زا است. به نظر می‌رسد، افزایش دمای کره زمین هسته پرفشارهای حرارتی نظیر پرفشار سیبری و نیز دریای سیاه را تضعیف کرده است (Panagirotopoulos et al, 2005: 1411-1422؛ حسینی، ۱۳۹۳: ۱۱۲ و خوش‌کیش، ۱۳۹۶: ۱)؛ برای مثال پرفشار سیبری عمدتاً حاصل تمرکز هوای بسیار سرد سطحی و شدت آن با دمای هوا رابطه نزدیک دارد؛ بنابراین تغییر سرمایش تابشی می‌تواند باعث تغییرات این پرفشار شود (Haghton et al, 2001: 881). این امر کنش‌های مرتبط با فرضیه همرفت وزشی که به وسیله افراد زیادی آزمون و پذیرفته شده‌است (علیجانی، ۱۳۷۲: ۸۵-۱۰۱؛ قشقایی، ۱۳۷۵: ۱ و علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۷-۲۰۴) را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بدین معنی که تباین گرمایی پرفشارهای حرارتی و دمای سطح آب دریای خزر کاسته شده‌است و فرایند همرفت وزشی از قدرت پیشین خود برخوردار نیست. ساهسامان‌اوغلو^۲ و همکاران (۱۹۹۱: ۸۳۹-۸۲۷) با تعیین نمایه‌های ماهانه براساس مقادیر بیشینه فشار تراز دریا، یک کاهش تدریجی در شدت پرفشار سیبری پس از سال ۱۹۷۰ تشخیص داده‌اند و کاهش مذکور را با گرمایش دائمی و ردسپهر پایینی بر روی سیبری ارتباط داده‌اند. در بخش‌های شرقی ناحیه و به‌صورت پراکنده در غرب ناحیه خزری «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک

خلیج فارس و همچنین ورودی چپ رودباد و دریای مدیترانه، تغییرات نصف‌النهاری در طی زمان، انحراف محور رودباد به شمال را ممکن ساخته است. آرچر و کالدرا^۱ (۲۰۰۱: ۶-۱) نیز نشان دادند که در نیمکره شمالی، جریان رودباد در حال تضعیف است؛ در حالی که در نیمکره جنوبی، جریان رودباد جنب حاره در حال تضعیف و جریان رودباد جبهه قطبی در حال تقویت است. از طرفی بررسی روند پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که تداوم پشته مزبور بر روی منطقه، از ابتدای دوره تاکنون روند افزایشی و معنی‌دار داشته است (عساکره و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۰۳). بدین ترتیب جابه‌جایی پشته پرفشار جنب حاره جابه‌جایی شمال سوی مسیر چرخندها را موجب شده‌است که به وسیله افراد زیادی بررسی شد (Jacobait, 1978: 453-476؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۶: ۲۴۵-۲۱۹؛ محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۰-۱۱۵؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۲-۲۱). پیامد همه این اتفاقات جابه‌جایی شمال سوی سامانه‌های باران‌زای مدیترانه‌ای است که سهم قابل‌توجهی از بارش‌های ناحیه خزری را برعهده دارند؛ در نتیجه تداوم بارش کاسته‌شده و پهنه‌های توأم با بارش‌های مستمر کاسته می‌شوند.

با توجه به شکل ۷ می‌توان مشاهده کرد که به سمت دهه سوم (۱۹۹۵-۱۹۸۶) از سهم «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته و به سهم دو رژیم دیگر افزوده شد. براساس جدول ۳، با گذر از دهه دوم به دهه سوم در بخش‌هایی از جنوب ناحیه خزری (ارتفاعات البرز) وسعت مکانی «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته و به وسعت مکانی «رژیم بارش یکنواخت» (۳/۶۱ درصد) افزوده شد. این امر حاکی از این واقعیت است که در دهه سوم بر خلاف دهه دوم توزیع زمانی بارش در این نقاط در طول سال است. می‌توان گفت با در نظر گرفتن

فصل خشک کوتاه» تبدیل به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» شده‌است.

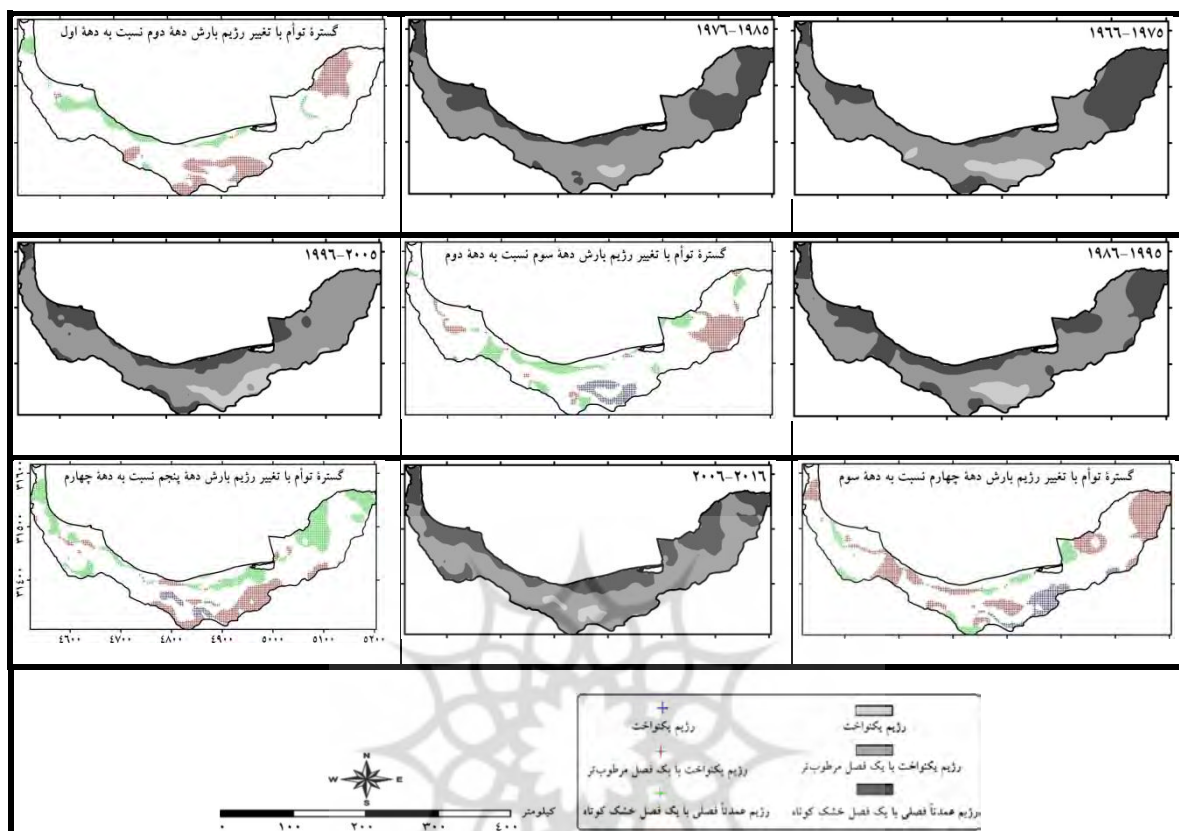
با توجه به شکل ۷، به نظر می‌رسد با گذر از دهه سوم (۱۹۸۶-۱۹۹۵) به دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶) از سهم «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاسته شده و به سهم دو رژیم دیگر افزوده می‌شود؛ به گونه‌ای که براساس جدول ۳ می‌توان گفت که وسعت مکانی «رژیم یکنواخت» ۴/۴۱ درصد و «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» ۲۱/۱۹ درصد افزایش می‌یابد. «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» در خط ساحل دریای خزر، بخش‌هایی از شرق و ارتفاعات تالش و در جنوب دریای خزر و «رژیم یکنواخت» در جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» تبدیل می‌شود. این خود نشانگر تغییر سیستم‌های کلان‌مقیاس است. خوش‌کیش (۱۳۹۶: ۱) با بررسی تغییرات مقایسه دهه اول و ششم دوره ۶۰ ساله پرفشار سبیری طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۵۵ دریافتند که هسته مرکزی سامانه پرفشار سبیری در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از سمت شرق به غرب و در ماه‌های اکتبر، نوامبر و مارس از سمت شمال شرق به جنوب غرب در محدوده دریاچه بایکال تا بالخاش دچار جابه‌جایی مکانی چشمگیری شده‌است. همچنین از ماه نوامبر تا فوریه، فشار مرکزی روند کاهشی و دمای سطح زمین روند افزایشی معناداری نشان می‌دهد. بررسی تغییرات همبستگی بارش ایران و فشار سبیری در ابتدا و انتهای دوره نشان از کاهش همبستگی در پایان دوره ۶۰ ساله دارد؛ علاوه بر این، گرمایش جهانی نیز منجر به تغییر پرفشار دریای سیاه شده‌است. حسینی (۱۳۹۳: ۱۱۲) ضمن بررسی سامانه پرفشار دریای سیاه به این نتیجه رسیدند که موقعیت زمانی- مکانی

این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. نتایج حاصل از پژوهش ایشان بیان‌کننده این واقعیت است که پرفشار دریای سیاه در طول دوره مورد بررسی (۱۳۸۲-۱۳۴۰) تقریباً در ۵۳ درصد از اوقات، فاز مثبت (تقویت) را تجربه کرده‌است. در ۴۷ درصد از طول دوره آماری فاز منفی (تضعیف) رخ داده‌است. این بدان مفهوم است که موقعیت زمانی- مکانی این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. می‌توان گفت تغییرات درازمدت دمای متوسط در سطح دریای سیاه همبستگی بسیار مهمی با دمای هوا دارد؛ بنابراین واکاوی دما نشان می‌دهد که مقدار این فراسنج در چند دهه اخیر، در ماه‌های گرم و حتی دوره سرد سال افزایش قابل توجهی داشته‌است (تورکش^۱ و همکاران، ۲۰۰۲: ۹۱ در ترکیه؛ فومیاکی^۲ و همکاران، ۲۰۰۷: ۶۳ در ژاپن؛ پاولیا^۳، ۲۰۰۸: ۲۹ در مکزیک؛ خسروی و همکاران، ۱۳۸۲: ۷۵ در مشهد؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۷ در هرمزگان) این خود منجر به تضعیف پرفشار دریای سیاه طی دهه‌های اخیر شده‌است. همچنین در ارتفاعات البرز غربی «رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» به «رژیم یکنواخت» (۴/۴۱ درصد از وسعت ناحیه مورد مطالعه) تغییر کرده‌است. در واقع می‌توان گفت در دهه چهارم، بارش در این نقاط در طول سال توزیع می‌شود و این نشانگر تأثیر عوامل کلان و محلی در رخداد بارش در این نواحی است. می‌توان گفت با در نظر گرفتن سیر افزایشی دما در فصل تابستان (نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹) و گستره تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت در این بخش از ناحیه خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست.

و «عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» به «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» (۱۱/۳۵ درصد از وسعت ناحیه خزری) تغییر کرد. با در نظر گرفتن سیر افزایشی دما در فصل تابستان (نساجی زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹) و گستره تأثیر فرایندهای همرفتی، افزایش رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر در این بخش از ناحیه خزری پدیده‌ای دور از انتظار نیست. براساس شکل ۷ و جدول ۳ به‌وضوح می‌توان مشاهده کرد که در دهه اخیر، «رژیم بارشی یکنواخت» کاهش چشم‌گیری داشته‌است؛ به‌طوری‌که تنها ۱/۷۵ درصد از ناحیه خزری را دربرمی‌گیرد و این خود بیانگر این امر است که با پیشروی به سمت دهه اخیر بارش‌های ناحیه خزری متمرکزتر می‌شوند. به‌طور کلی براساس شکل ۷ و جدول ۳، می‌توان مشاهده کرد که طی پنج دهه اخیر (۲۰۱۶-۱۹۶۶) گستره تحت حاکمیت «رژیم بارشی یکنواخت» و «رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» کاهش چشم‌گیری داشته‌است و بر وسعت مکانی «رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» افزوده می‌شود. با توجه به مطالب ارائه‌شده در بالا، توزیع زمانی بارش ناحیه خزری دچار تغییر شده‌است؛ از این‌رو به‌نظر می‌رسد که تغییرات نواحی بارشی مختلف متأثر از تغییرات سامانه‌های محلی و کلان‌مقیاس است؛ بنابراین مطالعه و شناخت تغییرات سیستم‌های بزرگ‌مقیاس این بخش از کشور ضروری به‌نظر می‌رسد؛ از این‌رو در گام بعدی به شناخت تغییرات زمانی نوع آرایش سامانه‌های همدید در جابه‌جایی فصول بارشی ناحیه خزری طی دهه‌های اخیر پرداخته می‌شود.

با پیشروی به سمت دهه پنجم (۲۰۱۶-۲۰۰۶) از سهم «رژیم بارش یکنواخت» و «یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» کاسته شده و به سهم «رژیم بارش عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» افزوده می‌شود. در واقع، این تغییر رژیم را می‌توان به تغییر عوامل باران‌زا طی این دهه نسبت داد؛ برای مثال تریگو و همکاران (۲۰۰۰: ۲۹۱۶-۲۹۱۳) بر این باورند که کاهش بارش در فصل مرطوب مدیترانه در طی چهار دهه گذشته به‌علت تضعیف شدت چرخندهای مدیترانه‌ای است.

زاپا^۱ و همکاران (۲۰۱۵: ۱۷۲۷-۱۷۳۸) با بررسی چرخندهای برون حاره، نشان دادند که کاهش بارش زمستانه حاصل از کم‌فشارهای مدیترانه، با کاهش شمار چرخندهای مدیترانه مرتبط است؛ با این حال، سهم تغییرات میزان بارندگی تولیدشده توسط هر چرخند به‌لحاظ محلی مهم است: در شرق مدیترانه به‌دلیل کاهش شمار چرخندها، روند بارش کاهش می‌یابد. زاپا و همکاران (۲۰۱۳: ۵۱۶۲-۵۱۴۶) تحت سناریوی انتشار RCP4.5، پیش‌بینی کرده‌اند که در پایان قرن بیست‌ویکم، شمار چرخندهای مدیترانه در زمستان ۲۰-۱۰ درصد کاهش خواهد یافت. در واقع می‌توان گفت که در سال‌های اخیر بردش‌های^۲ شدید آب‌وهوایی مانند گرمایش جهانی، منجر به تغییر الگوهای جوی و پدید آمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان شده‌است (بابائیان، ۱۳۸۰: ۲۴). «رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر» در جنوب سواحل دریای خزر، بخش‌های شرقی و ارتفاعات تالش به «رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه» تغییر کرده‌است. براساس جدول ۳ این رژیم بارشی در دهه پنجم در مقایسه با دهه چهارم در ۱۸/۶۷ درصد از ناحیه خزری افزایش یافته‌است. در جنوب دریای خزر (ستیف البرز) «رژیم یکنواخت»



شکل ۷: توزیع مکانی نمایه فصلی بارش (پس‌زمینه خاکستری) و گستره‌های توأم با تغییر رژیم‌های بارشی ناحیه خزری طی پنج دهه اخیر (پس‌زمینه رنگی)
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۹

جدول ۳: درصد مساحت تحت پوشش رژیم‌های مختلف بارشی ناحیه خزری براساس نمایه فصلی و تغییرات آن طی دهه‌های مختلف

| رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه | رژیم یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر | رژیم یکنواخت | |
|--------------------------------------|---------------------------------|--------------|--|
| ۳۰/۱۱ | ۵۸/۷۸ | ۶/۶۳ | دهه اول (۱۹۶۶-۱۹۷۵) |
| ۲۷/۷۲ | ۶۵/۱۹ | ۱/۴۳ | دهه دوم (۱۹۷۶-۱۹۸۵) |
| ۲۸/۴۴ | ۶۰/۴۱ | ۵/۰۴ | دهه سوم (۱۹۸۶-۱۹۹۵) |
| ۱۶/۱۵ | ۷۱/۹۴ | ۷/۵۳ | دهه چهارم (۱۹۹۶-۲۰۰۵) |
| ۳۱/۰۳ | ۶۰/۹۸ | ۲/۸۸ | دهه پنجم (۲۰۰۶-۲۰۱۶) |
| ۷/۰۶ | ۱۴/۷۲ | . | گستره توأم با تغییر رژیم بارش دهه دوم نسبت به دهه اول |
| ۸/۹۲ | ۸/۹۳ | ۳/۶۱ | گستره توأم با تغییر رژیم بارش دهه سوم نسبت به دهه دوم |
| ۵/۰۱ | ۲۱/۱۹ | ۴/۴۱ | گستره توأم با تغییر رژیم بارش دهه چهارم نسبت به دهه سوم |
| ۱۸/۶۷ | ۱۱/۳۵ | ۱/۷۵ | گستره توأم با تغییر رژیم بارش دهه پنجم نسبت به دهه چهارم |

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۹

نتیجه

در تحقیق حاضر، با استفاده از داده‌های روزانه ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ به شناسایی رژیم بارش ناحیه خزری و تغییرات آن پرداخته شد. در ابتدا ویژگی‌های عمومی و ضریب تغییرات ماهانه و ماه‌به‌ماه بارش بررسی شد. سپس، در جهت شناخت رژیم بارش و تغییرات آن در ناحیه خزری، نمایه فصلی بارش ارزیابی شد. در نهایت، به منظور شناخت دقیق‌تر تغییرات رژیم بارش ناحیه خزری، رژیم بارش دهه‌های متوالی نسبت به هم مقایسه و مورد ارزیابی قرار گرفت؛ بدین ترتیب تغییرات رژیم بارش طی دهه‌های متوالی بررسی شد. نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که میانگین بارش سالانه در خط ساحل به‌ویژه در جنوب غربی دریای خزر بیشتر است و با دور شدن از ساحل کاهش می‌یابد. ضریب تغییرات ماهانه بارش نشانگر میزان اعتماد به بارش ماهانه است. با تغییر فصل از زمستان به بهار، ضریب تغییرات بارش در ناحیه خزری رو به کاهش است و با تغییر فصل از تابستان به پاییز، ضریب تغییرات بارش سیر صعودی می‌یابد. نمایه ضریب تغییرات ماه‌به‌ماه بارش در ناحیه خزری بین ۱۰ تا ۸۰ درصد در نوسان است. این وضعیت بر اختلاف زیاد نقاط از نظر تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش دلالت دارد. بیشترین ضریب تغییرپذیری ماه‌به‌ماه بارش (۶۰ تا ۷۰ درصد) در خط ساحلی دریای خزر است. این وضعیت گویای تغییرات فراوان ماه‌به‌ماه و نبود ثبات فصل بارشی در این مناطق است. با دور شدن از خط ساحلی، ضریب تغییرات نیز به تدریج کاسته می‌شود؛ به طوری که در بخش‌هایی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) بین ۱۵ تا ۳۰ درصد است. این امر گویای تفاوت کم بارش

دریافتی طی ماه‌های مختلف سال است. به عبارتی نشانگر فعالیت سامانه‌های متنوع باران‌زایی یا حداقل تداوم سامانه‌های باران‌زا در این قبیل نقاط و ثبات فصل بارشی است. نمایه فصلی نشانگر وجود سه نوع رژیم بارشی در ناحیه خزری است. رژیم یکنواخت کمترین وسعت مکانی (۶/۲۸ درصد) را در برمی‌گیرد. این رژیم بارشی در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مشخصه اصلی این رژیم بارشی این است که علاوه بر برخورداری از بارش‌های ناشی از عوامل کلان، از بارش‌های همرفتی و محلی نیز متأثر می‌شوند. رژیم بارش یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر که گسترده‌ترین رژیم بارشی (۷۶/۱۳ درصد) است در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر حاکم است. ویژگی بارز این ناحیه، توزیع بارش در طول فصل‌های مختلف سال همراه با یک فصل خشک پربارش است. رژیم عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه که ۱۳/۲۵ درصد از ناحیه خزری را پوشش می‌دهد، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش کوچکی از شرق ناحیه دیده می‌شود. توزیع زمانی بارش در این بخش از ناحیه خزری متمرکز است. نتایج حاصل از بررسی تغییرات رژیم بارشی ناحیه خزری طی پنج دهه اخیر نشانگر این است که کمترین وسعت مکانی رژیم بارش مربوط به رژیم یکنواخت است که در بخش‌های کوچکی از ارتفاعات البرز مشاهده می‌شود. مساحت تحت پوشش این رژیم بارشی به‌استثنای دهه چهارم (۲۰۰۵-۱۹۹۶) کاهش چشم‌گیری داشته است. بخش اعظم ناحیه خزری طی دوره آماری مورد مطالعه و پنج دهه اخیر دارای رژیم بارشی یکنواخت با یک فصل مرطوب‌تر است. این رژیم بارشی در شرق و غرب ناحیه و جنوب دریای خزر دیده می‌شود. با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر بر گستره تحت پوشش این

منابع

- رژیم بارشی افزوده و از سهم دو رژیم دیگر کاسته می‌شود. رژیم بارشی عمدتاً فصلی با یک فصل خشک کوتاه‌تر، در خط ساحلی دریای خزر، بخش‌هایی از ارتفاعات تالش و بخش‌هایی از شرق ناحیه مشاهده می‌شود. تغییرات فراوان این رژیم بارشی در شرق ناحیه است؛ به‌طور کلی می‌توان گفت که این رژیم بارشی دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-کاهش-افزایش) است. بدین ترتیب می‌توان گفت وجود سه طبقه بارشی و تغییرات آن، گویای حضور و فعالیت سیستم‌های همدید و محلی مختلفی در ناحیه خزری است. در واقع می‌توان گفت موقعیت جغرافیایی منحصربه‌فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، استقرار رشته‌کوه‌های مرتفع و توپوگرافی پیچیده همراه با جابه‌جایی مداوم پشته‌ها و ناهه‌های امواج غربی بر روی منطقه، بروز چنین پیچیدگی‌ای را در ساختار بارش منطقه‌ای در پی داشته است. همچنین، گسترش پرفشار سیبری از یک سو و گسترش جنوب‌سوی کم‌فشار ایسلند از سامانه‌های اثرگذار در بخش‌های غربی ناحیه خزری است. همچنین گسترش پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار مدیترانه‌ای عوامل مؤثر بر بارش بخش‌های شرقی ناحیه است؛ بنابراین شناخت توزیع زمانی بارش ناحیه خزری و تغییرات آن از ضروریات اصلی این پژوهش است؛ بدین جهت پیشنهاد می‌شود که به شناخت منشأ و سازوکار و تغییرات هریک از طبقات بارشی ناحیه خزری پرداخته شود.
- بابایی‌فینی، ام‌السلمه؛ ابراهیم فتاحی (۱۳۹۳). طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی بارش‌زا در سواحل دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. سال ۴۶، شماره ۱، صفحات ۱۹-۴۲.
- https://jphgr.ut.ac.ir/article_50617.html
- بابائیان، ایمان (۱۳۸۰). بررسی الگوی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان‌های گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز اقلیم‌شناسی. شماره ۵، صفحات ۴۳-۲۴.
- <https://www.sid.ir/fa/journal/JournalListPaper.aspx?ID=16273>
- پیشوایی، محمدرضا؛ ارمغان انصاری‌بصیر؛ فرید اسماعیل‌زاده (۱۳۸۵). ارزیابی رژیم بارش فصلی و تغییرات آن در ایران با استفاده از روش هارمونی، کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. صفحات ۸-۱.
- <https://www.sid.ir/Fa/Seminar/ViewPaper.aspx?ID=11187>
- جانباز قبادی، غلامرضا؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۹۰). شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۲، صفحات ۲۳-۴۰.
- https://gep.ui.ac.ir/article_18492.html
- جهانبخش، سعید؛ فریبا کرمی (۱۳۷۸). تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۵۵ و ۵۴، صفحات ۱۳۱-۱۰۷.
- <http://georesearch.ir/article-1-403-fa.html>
- حسینی، سید محمد (۱۳۹۳). واکاو همدید پرفشار دریای سیاه و نقش آن در تغییرات دما و بارش ایران زمین، رساله دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. دانشگاه اصفهان. دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی. گروه جغرافیای طبیعی.
- <https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm>

- حلبیان، امیرحسین؛ علیرضا دهقانپور؛ زیتب عاشوری قلعه رودخانی (۱۳۹۵). تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های شرقی خزر، جغرافیا و مخاطرات محیطی. شماره ۱۹. صفحات ۵۷-۳۷.
https://geoeh.um.ac.ir/index.php/article_30090.html
- خسروی، محمود؛ ناصر جاودانی خلیفه؛ سهراب محمدنیا قرائی. (۱۳۸۲). بررسی انطباق سری‌های زمانی دمای مشهد با تغییرات و نوسانات دمای کره زمین، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم. اصفهان.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=175268>
- خوشحال دستجردی، جواد (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتري جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت مدرس.
https://jgrd.um.ac.ir/article/view/33472/article_33405.html
- خوش‌کیش، اسدالله (۱۳۹۶). اثرات گرمایش جهانی بر سامانه پرفشار سبیری و نقش آن بر نوسانات دما و بارش ایران، رساله دکتري آب‌وهواشناسی گرایش تغییر اقلیم. دانشگاه لرستان. دانشکده ادبیات و علوم انسانی. گروه جغرافیا.
<https://lib.ui.ac.ir/inventory/3/11756.htm>
- رحیم‌زاده، فاطمه؛ اکرم هدایت دزفولی؛ آرزو پور اصغریان (۱۳۹۰). ارزیابی روند و جهت نمایه‌های حدی دما و بارش در استان هرمزگان، فصلنامه جغرافیا و توسعه. شماره ۲۱. صفحات ۹۷-۱۱۶.
https://gdij.usb.ac.ir/article_583.html
- سلیقه، محمد؛ محمدحسین ناصرزاده؛ تهمینه چهره‌آرا (۱۳۹۵). بررسی رابطه شاخص‌های NCPI و CACO با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. سال ۱۶. شماره ۴. صفحات ۲۳۸-۲۱۷.
<https://jgs.khu.ac.ir/article-1-2719-fa.pdf>
- عساکره، حسین؛ رباب رزمی (۱۳۹۰). تغییر رژیم بارش شمال غرب ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال ۲. شماره ۷ و ۸. صفحات ۱۱۴-۹۹.
<https://georesearch.ir/article-1-421-fa.pdf>
- عساکره، حسین (۱۳۸۹). تحلیلی بر تغییر رژیم بارش در استان زنجان، مجله علمی و فنی نیوار. شماره ۷۱-۷۰. صفحات ۷۶-۶۳.
http://nivar.irimo.ir/article_13230.html
- عساکره، حسین. (۱۳۹۰). مبانی اقلیم‌شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان، چاپ اول، زنجان.
<http://www.znu.ac.ir/members/books/asakereh-hosseini>
- عساکره، حسین؛ آذر بیرانوند؛ مختار فتاحیان؛ حسن شادمان (۱۳۹۶). تحلیل روند جابه‌جایی رودباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران، فصلنامه فضای جغرافیایی. سال ۱۷. شماره ۵۸. صفحات ۳۱۵-۳۰۳.
http://geographical-space.iaua-har.ac.ir/browse.php?a_id=1392&sid=1&slc_lang=fa
- عساکره، حسین؛ هوشنگ قائمی؛ مختار فتاحیان (۱۳۹۵). اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال ۷. شماره ۲۵ و ۲۶. صفحات ۳۲-۲۱.
http://clima.irimo.ir/article_42067.html
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۷). آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ هشتم، تهران.
- علیجانی، بهلول؛ حسین محمدی؛ آتوسا بیگدلی (۱۳۸۶). نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه جغرافیایی سرزمین. سال ۴. شماره ۱۶. صفحات ۵۲-۳۷.
https://sarzamin.srbiau.ac.ir/article_5855.html
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ دوم، تهران.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی. شماره ۱، صفحات ۱۰۱-۸۵.
<https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=20829>

- علیزاده، امین (۱۳۸۶). اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، مشهد.
- غیور، حسنعلی؛ سیدابوالفضل مسعودیان؛ مجید آزادی؛ حمید نوری (۱۳۹۰). تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۵. شماره ۱۰۰. صفحات ۱-۳۰.
- https://journals.ui.ac.ir/article_17881_46b45fe6543e41d1da74615415eb0f08.pdf
- قائمی، هوشنگ؛ آذر زرین؛ مجید آزادی؛ منوچهر فرج‌زاده اصل (۱۳۸۶). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی. دوره ۱۳. شماره ۱. صفحات ۲۴۵-۲۱۹.
- <https://hsmssp.modares.ac.ir/article-21-8891-fa.html>
- قشقایی، قاسم (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد جغرافیای طبیعی. دانشگاه تربیت معلّم.
- کاویانی، محمدرضا؛ حسین عساکره (۱۳۸۴). بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالانه اصفهان. مجله پژوهش دانشگاه اصفهان، شماره ۱، صفحات ۱۶۲-۱۴۳.
- <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=60513>
- محمدنژاد، علیرضا؛ فرهنگ احمدی گیوی؛ پرویز ایران‌نژاد (۱۳۸۸). اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۵. شماره ۴. صفحات ۱۳۰-۱۱۵.
- https://jesphys.ut.ac.ir/article_21448.html
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم و فنون دریایی ایران. دوره ۳. شماره ۲-۳. صفحات ۷۷-۸۷.
- <https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?id=54624>
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران، انتشارات شریعه توس. چاپ اول. مشهد.
- <https://www.adinehbook.com/gp/product/9648557282>
- مفیدی، عباس؛ آذر زرین؛ میثم کارخانه (۱۳۹۳). بررسی الگوی گردش جو در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله ژئوفیزیک ایران. جلد ۸. شماره ۱. صفحات ۱۷۶-۱۴۰.
- http://www.ijgeophysics.ir/article_33538.html
- نساجی‌زواره، مجتبی؛ علی‌محمد خورشیددوست؛ علی‌اکبر رسولی؛ علی سلاجقه (۱۳۹۵). آنالیز روند تغییرات دما و بارش با استفاده از سری‌های زمانی همگن (مطالعه موردی: ناحیه خزر)، مرتع و آبخیزداری. مجله منابع طبیعی ایران. دوره ۶۹. شماره ۳. صفحات ۷۵۲-۷۳۹.
- https://jrwm.ut.ac.ir/article_61514.html
- Alexandersson, H (1986). A Homogeneity Test Applied to precipitation data, Journal of Climatology. Volume 6. Issue 6. PP. 661- 675. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370060607>
- Archer, C.L. & Caldeira, K (2008). Historical trends in the jet Streams, Atmospheric Science. Volume 35. Issue 8. PP: 1-6. <https://iri.columbia.edu/~blyon/REFERENCE/S/P4.pdf>
- Burt.T.P and Horton, B.P (2007). Inter-decadal variability in daily rainfall Durham (UK) since the 1850s, International Journal of climatology. Volume 27. Issue 7. PP: 945-956. <https://earth.sas.upenn.edu/content/inter-decadal-variability-daily-rainfall-durham-uk-1850s>
- Fumiaki, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., Nakamigawa, H (2007). Long Term Changes of Temperature Extremes and Day-Today Variability in Japan, Meteorology and Geophysics. Issue 58. PP: 63-72. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers/58/0/58_0_63/article/

- [23%3A00+SGT+for+essential+maintenance.+Apologies+for+the+inconvenience.](#)
- New M, Todd M., Hulme M, Jones PD (2001). Precipitation Measurements and Trends in the Twentieth Century, International Journal of Climatology. PP: 89-106.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.680>
 - Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M. and Stehenson, D (2005). Observed Trend and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action, Journal of climate. Vol 18. No 2. PP: 1411-1422.
<https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/18/9/jcli3352.1.xml>
 - Pavia, E. G (2008). Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico, International Journal of Climatology. No 29 . 1324-1329.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1787>
 - Ramos. M. C (2001). Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area, Theor Appl Climatol. No 69. PP: 163-170.
<https://link.springer.com/article/10.1007/s007040170022>
 - Sahsamanoglou, H. S. Makrogiannis, T. J and Kallimopoulos, P. P (1991). Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone, International Journal of Climatology. No 11(8). PP: 827- 839.
<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3370110803>
 - Scott, C.M and Shulman, M. D (1979). An areal and temporal analysis of precipitation in the northern United States, Journal of Applied Meteorology. Vol 18. PP: 627-633.
https://journals.ametsoc.org/view/journals/apm/18/5/1520-0450_1979_018_0627_aaatao_2_0_co_2.xml
 - Sumner, G (1988). Precipitation Process and Analysis, John Wiley & Sons Ltd.UK.PP: 368.
<https://www.amazon.com/Precipitation-Analysis-Graham-N-Sumner/dp/0471905348>
 - Houghton, J. T., Y.Ding, D. J. Griggs ,M. Noguier, P. J. van der Linden, X .Dai, K, Maskell , and C. A. Johnson, Eds (2001). Climate change 2001: The scientific basis, Cambridge University Press. PP: 881.
<https://www.un.org/en/climatechange>
 - Hudson, R.D (2012). Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos Chem Phys. No 12. PP:7797-7808.
<https://acp.copernicus.org/preprints/11/31067/2011/acpd-11-31067-2011.pdf>
 - Jacobeit, J (1987). Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, Journal Climate. Vol 7. PP: 453-476.
<https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4101132>
 - Jun-Ichi, Hamada, Yamanaka,Manabu .D, Matsumoto, Jun. Fukao, Schoichiro. Winarso, Paulus. Agus and Sribimawati, Tien (2002). Spatial and Temporal Variations of the Rainy Season over Indonesia and their Link to ENSO, Journal of Meteorological Society of Japan. Vol 80. No 2. PP: 285-310.
https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj/80/2/80_2_285/article
 - Khalili, A (1973). Precipitation patterns of Central Elburz, Theoretical and Applied Climatology. No 21(2). PP:. 215–232.
<https://link.springer.com/article/10.1007/BF02243729>
 - Livada,D.N.Asimakopoulos (2005). Individual seasonality index of rainfall regimes in Greece, Clim Res. Vol 28. PP: 155-161.
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2005CIRes..28..155L/abstract>
 - Lucas, Christopher. Timbal, Bertrand and Nguyen, Hanh (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. Vol 5. PP: 89-112.
<https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wcc.251?systemMessage=Wiley+Online+Library+will+have+intermittent+access+on+8th+August+2015+from+10%3A00-16%3A00+BST+%2F+05%3A00-11%3A00+EDT+%2F+17%3A00->

- Ye. H and Cho. H. R (2001). Spatial and temporal characteristics of intraseasonal oscillation of precipitation over the United States, *Theor. Appl. Climatol.* No.68.PP:51-66. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.2146>
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G and Stephenson, D.B (2013). A multimodel assessment of future projections of North Atlantic and European extratropical cyclones in the CMIP5 climate models, *J Clim.* No 26. PP: 5846-5862. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/26/16/jcli-d-12-00573.1.xml>
- Zappa, G., Hawcroft, K. M., Shaffrey, L., Black, E and Brayshaw, J.D (2015). Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models, *Clim Dyn.* No 45. PP: 1727-1738. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00382-014-2426-8>
- Tan, K. Ch (2017). Trends of rainfall regime in Peninsular Malaysia during northeast and southwest monsoons, *Journal of Physics: Conf. Series* 995. PP: 1-8. https://www.researchgate.net/publication/260146047_Trends_in_Peninsular_Malaysia_Rainfall_Data_During_the_Southwest_Monsoon_and_Northeast_Monsoon_Seasons_1975-2004
- Trigo R, Zoplaki E, et al (2006). Relations between Variability in the Mediterranean Region & Mid-latitude Variability, In Chapter 3 of *Mediterranean Climate Variability*, Lionello P, MalanotteRizzoli P, Boscolo R (eds). Elsevier *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 4: Amsterdam, 179-226. <https://www.elsevier.com/books/mediterranean-climate-variability/lionello/978-0-444-52170-5>
- Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, *Geophys. Res. Lett.* Vol. 27. PP: 2913-2916. <https://www.semanticscholar.org/paper/Decline-in-Mediterranean-rainfall-caused-by-of-Trigo-Davies/d7276571a19b3bf6b04dd611e587c1e3233b871e>
- Turkesh, M., Sumer, M. U., Demir, S (2002). Re-Evaluation of Trends and Changes in Mean, Maximum and Minimum Temperature of Turkey for the Period 1929-1999, *International Journal of Climatology.* No 22. PP: 1334-1346. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.777>