



Production and Trend Analysis of Daily Cyclonicity Indices over East Azerbaijan Province (Tabriz)

Hadis Golmohammadian¹ | Zahra Aghashariatmadari^{2✉} | Mohammad Reza Pishvaei³

1. Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Faculty of Agriculture, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran, E-mail: hadis.golmohammadian@gmail.com

2. Corresponding Author, Department of Irrigation and Reclamation Engineering, Faculty of Agriculture, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran, E-mail: zagha@ut.ac.ir

3. Department of Water Engineering, College of Agriculture, Shiraz University, Shiraz, Iran, E-mail: mrpishvaei@gmail.com

Article Info

Article type: Research Article

Article history:

Received: Oct. 7, 2025

Revised: Nov. 23, 2025

Accepted: Dec. 20, 2025

Published online: Feb. 2026

Keywords:

*Synoptic system,
Daily Cyclonicity Index,
East Azerbaijan Province,
Tabriz*

ABSTRACT

This study investigates upper-level atmospheric circulation over Iran's North-Western region, centered on Tabriz, from 1948 to 2010. The core of the research is the creation of a Daily Cyclonicity Index (DCI) for the 500 hPa and 700 hPa levels, designed to quantify the influence of cyclonic troughs and anticyclonic ridges, utilizing 23011 daily geopotential height maps from the NCEP/NCAR Reanalysis. The study classifies circulation into five distinct types: Trough Line (TL), Trough Edge (TE), Geopotential Col (COL), Ridge Edge (RE), and Ridge Line (RL). The analysis of mean annual frequencies at 500 hPa reveals a pronounced dominance of high-pressure systems. Ridge patterns (RL and RE) collectively influence the East Azerbaijan area for 53% of the year, while trough patterns (TL and TE) occur only 22% of the time. This anticyclonic dominance is especially strong in the warm season, governed by the subtropical high-pressure belt. A more balanced distribution emerges in the cold season, with high, col, and low systems occurring 43%, 28%, and 29% of the time, respectively. The long-term trend assessment using the Mann-Kendall test identifies a significant shift in circulation patterns over the 63-year period. The study documents a statistically significant decrease in the frequency of low-pressure systems and a concurrent increase in high-pressure systems. This trend provides a clear signal of changing atmospheric dynamics in the region, with important implications for local climate, including potential impacts on precipitation amount and patterns and drought frequency in Iran's North-West.

Cite this article: Golmohammadian, H., Aghashariatmadari, Z., Pishvaei, M., (2026) Production and Trend Analysis of Daily Cyclonicity Indices over East Azerbaijan Province (Tabriz), *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 56 (12), 3275-3292. <https://doi.org/10.22059/ijswr.2025.403738.670020>

© The Author(s).

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <https://doi.org/10.22059/ijswr.2025.403738.670020>



EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Synoptic indices are criteria by which temporal changes in intensity and spatial changes in circulation patterns are measured. The cyclonicity index represents the degree of influence of a cyclonic or anticyclonic system in a region. This study investigates the upper-level atmospheric circulation over the northwestern region of Iran, centered on Tabriz (the Capital of East Azerbaijan province), from 1948 to 2010. The principal innovation of this research is the formulation of a Daily Cyclonicity Index (DCI) at the 500 hPa and 700 hPa levels. Given the availability of long-term climate statistics and daily synoptic pressure maps through climate databases, it is necessary to conduct sufficient studies on the classification of atmospheric circulation in Iran on a daily scale; to identify the types of prevailing pressure patterns over each region; and to extract their temporal and spatial distribution. The objectives of this research are as follows: 1) to create daily Cyclonicity indices for East Azerbaijan province at the 500 and 700 millibar levels during the period 1948-2010; 2) to calculate the frequency of pressure systems based on the number of days of dominance per year; 3) To determine the trend in the vorticity index over the study period.

Methods

This study utilizes 23,011 daily geopotential height maps from the NCEP/NCAR reanalysis to investigate the upper-level atmospheric circulation over the northwestern region of Iran, centered on Tabriz, from 1948 to 2010. One method of classifying atmospheric circulation is through the use of indices. For this purpose, a Daily Cyclonicity Index (DCI) centered around Tabriz was created based on the mean daily 500 hPa and 700 hPa level maps extracted from NCEP reanalysis data using GrADS software for the period 1948-2010, using the criterion of height level curvature. The advantage of these methods is that they have a physical basis and region. The method used in this research for classifying atmospheric circulation is objective, but the assignment of scores is based on a manual (visual observation) method. Furthermore, the Mann-Kendall non-parametric test was used to analyze data trends and their significance.

Results

The mean DCI on an overall annual scale, for the cold half-year (October, November, December, January, February, March), and for the warm half-year (April, May, June, July, August, September) during the period 1948-2010 for the 500 mb (and 700 mb) level were -0.97, -0.19, and -0.90 (-0.27, -0.06, and -0.25), respectively. Furthermore, the frequency of the 500 hPa and 700 hPa geopotential height patterns, representing various types of atmospheric circulation around Tabriz, was calculated for the period 1948-2010. The frequency of high-pressure systems was 192 days per year (53%), compared to a frequency of 81 days per year (22%) for low-pressure systems.

Conclusion

According to the DCI, five types of atmospheric circulation were identified: trough line, trough edge, height col, ridge edge, and ridge line. Subsequently, the frequency of pressure systems passing over Tabriz was determined. Overall, the frequency of days with high-pressure systems, corresponding to the ridge pattern (192 days per year, equivalent to 53%), is greater than that of low-pressure systems, corresponding to the trough pattern (81 days per year, equivalent to 22%). On an intra-annual scale, during the warm half of the year, the number of low-pressure systems (30 days per year, equivalent to 8%) contrasts with that of high-pressure systems (114 days per year, equivalent to 31%). Therefore, the ridge pattern has absolute dominance, indicating the emergence of the subtropical high-pressure belt over the region. Consequently, Tabriz has a relatively warm and dry climate during the warm half of the year. The results of the Mann-Kendall trend test on an annual scale show a significant decrease in the frequency of low-pressure systems (trough pattern) with a slope of -0.79 and a significant increase in the frequency of high-pressure systems (ridge pattern) with a slope of +1.67 during the period 1948-2010. This signals a change in the regional atmospheric circulation climate of East Azerbaijan. Since the trend's intensity is greater in the spring and autumn seasons than in summer and winter, it can be inferred that the days at the end of spring and the beginning of autumn have merged with the summer pattern, and the period of dominance of the subtropical high-pressure belt has lengthened.

Authors' contributions

H. Golmohammadian: Gathering the experimental data, Data curation, Software; Methodology; Investigation, Conceptualization, Methodology, Writing-Reviewing and Editing, Formal analysis, Analyzing the experimental data, ***Z. Aghashariatmadari:** Supervision, Investigation, Conceptualization, Methodology, Analyzing the experimental data, Validation, Visualization, Writing-Original draft preparation, Writing-Reviewing and Editing, **MR. pishvaei:** Gathering the experimental data, Data curation, Methodology,

Investigation, Formal analysis

Data Availability Statement

Data available on request from the author.

Acknowledgements

This research is derived from Project No. 99031950 of the Health, Environment, and Climate Change Working Group of the Iran National Science Foundation (INSF). The authors would like to express their special thanks to the vice chancellor for research affairs.

Ethical considerations

The authors avoided data fabrication, falsification, plagiarism, and misconduct.

Conflict of interest

All authors declare that they have no conflict of interest.

تولید و تحلیل روند شاخص‌های چرخندگی روزانه در شمال غرب ایران

حدیث گل محمدیان^۱ | زهرا آقاشریعتمداری^۲ | محمدرضا پیشوایی^۳^۱. گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشکده کشاورزی، دانشکده‌گان کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران. رایانامه:hadis.golmohammadian@gmail.com^۲. نویسنده مسئول، گروه مهندسی آبیاری و آبادانی، دانشکده کشاورزی، دانشکده‌گان کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران. رایانامه:zagha@ut.ac.ir^۳. گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران. رایانامه: mrpishvaei@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	این مطالعه به بررسی گردش جوی سطح بالایی بر روی منطقه شمال غربی ایران با مرکز تبریز از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۰ می‌پردازد. هسته اصلی این تحقیق، ایجاد شاخص چرخندی روزانه (DCI) برای سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال است. این مطالعه با استفاده از ۲۳۰۱۱ نقشه ارتفاع ژئوتانسیل روزانه از بازتحلیل NCEP/NCAR، گردش‌ها را به پنج نوع متمایز طبقه‌بندی می‌کند: خط ناوه (TL)، لبه ناوه (TE)، ستون ژئوتانسیل (COL)، لبه پشته (RE) و خط پشته (RL). تجزیه و تحلیل میانگین فراوانی‌های سالانه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، تسلط قابل توجه سیستم‌های پرفشار را نشان می‌دهد. الگوهای پشته (RE و RL) به طور کلی ۵۳٪ از سال بر منطقه آذربایجان شرقی تأثیر می‌گذارند، در حالی که الگوهای ناوه (TE و TL) تنها ۲۲٪ از زمان رخ می‌دهند. تسلط و اچرخندی به ویژه در فصل گرم، که توسط کمربند پرفشار نیمه‌گرمسیری اداره می‌شود، قوی است. در فصل سرد، توزیع متعادل‌تری پدیدار می‌شود، به طوری که سیستم‌های پرفشار، سرد و کم فشار به ترتیب ۴۳٪، ۲۸٪ و ۲۹٪ از مواقع رخ می‌دهند. نکته مهم این است که ارزیابی روند بلندمدت با استفاده از آزمون من-کندال، تغییر قابل توجهی در الگوهای گردش جوی در طول دوره ۶۳ ساله را نشان می‌دهد. روند موجود نشان دهنده تغییر دینامیک جوی در منطقه مورد مطالعه است که پیامدهای مهمی برای آب و هوای محلی، از جمله تأثیرات بالقوه بر الگوها و میزان بارش و فراوانی خشکسالی در شمال غربی ایران دارد.
واژه‌های کلیدی: سامانه‌ی همدیدی، استان آذربایجان شرقی، شاخص چرخندگی روزانه، تبریز.	

استناد: گل محمدیان؛ حدیث، آقاشریعتمداری؛ زهرا، پیشوایی؛ محمدرضا (۱۴۰۴) تولید و تحلیل روند شاخص‌های چرخندگی روزانه در شمال غرب ایران، مجله

تحقیقات آب و خاک ایران، ۵۶ (۱۲)، ۳۲۹۲-۳۲۷۵. <https://doi.org/10.22059/ijswr.2025.403738.670020>

© نویسندگان.

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

DOI: <https://doi.org/10.22059/ijswr.2025.403738.670020>

مقدمه

اقلیم‌شناسی همدیدی عبارت است از مطالعه همزمان عناصر وضع هوای یک مکان و کشف رابطه آن‌ها با الگوهای فشار یا گردش هوا. شاخص‌های همدیدی معیارهایی هستند که به وسیله آنها تغییرات زمانی شدت و تغییرات مکانی الگوهای گردشی اندازه‌گیری می‌شوند. هر سامانه همدیدی مانند چرخند، واچرخند یا جبهه‌های هوا ابعاد گسترده‌ای دارد که هوا در اطراف آن و در جهات خاص جریان دارد. این سامانه‌ها در همه جای سطح زمین وجود ندارند و در یک زمان معین منطقه خاصی را تحت پوشش خود قرار می‌دهند. در نتیجه سرزمین‌های مجاور تحت تأثیر جریان‌های ناشی از این سامانه‌ها قرار می‌گیرند. بنابراین یکی از موضوع‌های مهم در شناخت وضع هوا، بررسی فراوانی زمانی و مکانی الگوهای جریان است (Bluestein, 1992). اکثر مناطق ایران در فصل زمستان تحت تأثیر جریان‌های کم‌فشار غربی قرار می‌گیرند اما در فصل تابستان فقط بعضی از قسمت‌های ایران از این جریان‌ها تأثیر می‌پذیرند و در سایر نقاط کشور حاکمیت پرفشار جنب حاره‌در جو بالا را داریم. بنابراین در تابستان‌ها هوای مجاور سطح زمین در اثر دریافت تابش خورشیدی گرم می‌شود و در لایه مجاور سطح زمین کم‌فشار حرارتی‌آ در جو بالا پرفشار جنب حاره استقرار می‌یابد. در نتیجه، به همراه این نوع اقلیم‌شناسی فصلی همدیدی، روی فلات ایران هوای گرم و خشک حاکم می‌گردد و پدیده ابر و بارش کمتر رخ می‌دهد (Golmoammadian, 2010).

Niedźwiedź (1993, 2000) سه نوع مختلف شاخص گردش جوی شامل غربی مداری، جنوبی نصف‌النهاری و چرخندگی را معرفی کرد که این شاخص‌ها بیانگر انواع گردش جوی بر روی اروپای مرکزی بودند. از دیدگاه دیگر، شاخص‌های وزشی (مداری، نصف‌النهاری) جزء شاخص‌های فرارفتی هستند در حالی که، شاخص چرخندگی یک شاخص غیر فرارفتی است. بر پایه شاخص‌های فرارفتی و غیر فرارفتی در یک منطقه، یک نوع طبقه‌بندی از وضع هوا نتیجه می‌شود. Lamb (1972) در انگلستان، هفت نوع اصلی طبقه‌بندی برای وضع هوا معرفی کرد: واچرخندی، چرخندی، جریان‌های غربی، جریان‌های شمال غربی، جریان‌های شمالی، جریان‌های شرقی و جریان‌های جنوبی. همچنین ۱۹ نوع وضع هوا از ترکیب هفت نوع اصلی ارائه کرد.

Alexandre et al (2014) روابط بین الگوهای گردش جوی و بارش‌های روزانه در شبه جزیره ایبریا را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه گردش جوی در قالب ۲۶ نوع وضع هوا با استفاده از مجموعه داده‌های روزانه میانگین فشار سطح دریا طبقه‌بندی شد. ارتباط شش شاخص ماهانه وضع هوا و بارش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند که از بین آن‌ها شاخص جریان‌های غربی بیشترین اثر را روی میزان بارش روزانه داشتند و پس از آن به ترتیب، شاخص‌های چرخندی، جریانات شمالی و جنوب غربی بیشترین تأثیر را دارا بودند. همچنین Russo et al (2015) به ارزیابی اثر انواع گردش جوی در مقیاس‌های مکانی متفاوت روی تغییرپذیری خشکسالی در Iberian Peninsula پرداختند. نتایج نشان داد در دوره ۲۰۱۲-۱۹۵۰ میلادی، بیشترین تعداد انواع گردش جوی شامل سیستم‌های واچرخندی، چرخندی، جریانات شمالی و شمال شرقی است.

Liwei et al (2006) گردش جوی را در مقیاس ماهانه طبقه‌بندی کردند و ارتباط آن را با اقلیم هاربین بررسی کردند. در این مطالعه، از یک طبقه‌بندی که توسط Jenkinson و Collison در سال ۱۹۷۷ صورت گرفت و اساس آن بر انواع وضع هوا به روش لمب (Lamb, 1950) استوار بود بهره گرفته شد و در آن انواع گردش جوی در دوره ۲۰۰۲-۱۹۵۱ میلادی بوسیله ارزیابی میانگین فشار سطح دریا در مقیاس ماهانه معین شدند. از این داده‌ها برای تولید شاخص گردش جوی و ایجاد ۲۱ نوع وضع هوا استفاده شد و رابطه این شاخص‌ها توسط رگرسیون چندگانه گام به گام با دما و بارش در هاربین مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که در زمستان انواع وضع هوای اصلی شمالی و شمال غربی و در تابستان جنوبی و جنوب غربی بیشترین فراوانی را داشتند. Twardosz (2007) سری‌های ۱۱۷ ساله داده‌های بارش را در کراکوف (جنوب لهستان) مورد بررسی قرار داد. اساس مطالعه وی بر پایه طبقه‌بندی انواع وضع هوا به روش Niedźwiedź، به منظور ارزیابی مدت بارش و انواع گردش جوی استوار بود. تحلیل‌های رابطه بین بارش و انواع گردش جوی در نیمه گرم سال یعنی ماه می تا اکتبر صورت گرفت. بررسی بارش در این مطالعه نشان می‌دهد که بارش رابطه قویتری با فرارفت توده هوا نسبت به انواع سامانه‌های فشاری دارد. در این مطالعه پنج نوع وضعیت گردش جوی مشخص شد: مرکز پرفشار، حاشیه پرفشار، مرکز کم‌فشار، حاشیه کم‌فشار و الگوی فشار ضعیف و یا نامشخص. تحلیل‌ها نشان داد که رابطه‌ای قوی بین فراوانی بارش ساعتی و انواع گردش جوی وجود دارد و اختلاف‌های معنی‌داری در توزیع بارش جبهه‌های سرد و گرم وجود دارد.



Matlik and Post (2008) انواع وضع هوای سینوپتیکی که باعث بارش‌های سنگین در استونی در دوره ۲۰۰۵-۱۹۶۱ می‌شود را مطالعه کردند. این تحقیق بر تحلیل دستی و طبقه‌بندی موقعیت چرخندها، جبهه‌ها و ناو‌ها متمرکز بود. بیشتر مواقع بارش‌های سنگین در استونی به هنگام عبور چرخندهای جنوبی که از دریای سیاه یا مدیترانه وارد منطقه می‌شوند رخ می‌دهد. بنابراین رابطه‌ای قوی بین فراوانی چرخندها و شدت بارش در منطقه وجود دارد.

Besselaar et al (2009) تأثیر انواع گردش جوی را بر روی دماهای فرین را در اروپا مطالعه کردند. هدف آن‌ها مشخص کردن اثر گردش جوی بر تغییر تعداد روزهای گرم و سرد در اروپا بود. رابطه بین فراوانی انواع گردش جوی و شاخص‌های دمایی با استفاده از رگرسیون چندگانه در دوره ۱۹۷۴-۱۹۴۷ میلادی مدلسازی و با دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۴ میلادی مورد آزمون اختلاف بین شاخص‌های مشاهده شده و شاخص‌های محاسبه شده در دوره دوم نشان داد که افزایش دما در هر دو فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) و تابستان (ژوئن، جولای و اوت) صورت گرفته است.

Wang et al (2025) با استفاده از داده‌های بازتحلیل و مدل‌سازی شده تأثیر نوسان شبه دوسالانه (QBO) بر دمای سطح دریا را در شمال اقیانوس آرام بررسی کردند و نشان دادند که شاخص QBO برای پیش‌بینی تغییرات دمای سطح دریا تا دو ماه پیش‌بینی کننده مناسبی است. Dadaşer et al (2025) از شاخص‌های نوسان اطلس شمالی (NAO)، شاخص نوسان مدیترانه (MO) و شاخص قطب شمال (AO) به عنوان ورودی شبکه عصبی مصنوعی به منظور پیش‌بینی شاخص بارش استاندارد (SPI) و تعیین شدت خشکسالی استفاده کردند و نشان دادند که شرایط خشکسالی را می‌توان با استفاده از شاخص‌هایی که ناهنجاری‌های اقلیمی بزرگ مقیاس را منعکس می‌کنند در بازه‌های ۳، ۶ و ۱۲ ماه قبل از وقوع پیش‌بینی کرد.

Niedźwiedź et al (2009) تغییرپذیری درازمدت سری‌های بارش در اروپای مرکزی را توسط الگوهای گردشی بررسی کردند. الگوهای بارش توسط سه شاخص منطقه‌ای گردش جوی شامل شاخص‌های وزش غربی، وزش جنوبی و چرخندگی با هم مقایسه شدند که از میان این شاخص‌ها، شاخص چرخندگی روی ۴۰٪ بارش زمستانه و ۲۴٪ بارش سالانه اثر می‌گذارد. یکی از مهم‌ترین خصوصیات بارش هر ناحیه اثر می‌گذارد شاخص‌های گردش جوی است. بدین منظور Pishvaei (2002) به بررسی خصوصیات بارش اسلوآکی با استفاده از کل بارش ماهانه در دوره ۲۰۰۰-۱۹۰۱ در ۱۰ ایستگاه با استفاده از شاخص‌های گردش جوی شامل شاخص نوسانات اطلس شمالی (NAO)، جریان غربی مداری، جریان جنوبی نصف النهاری و شاخص چرخندگی پرداخت و نتیجه گرفت مهم‌ترین شاخص گردش جوی مؤثر بر بارش در اسلوآکی، شاخص غیر فرارفتی چرخندگی است. Pishvaei et al (2006) از مدل گردش منطقه‌ای برای ایجاد شاخص‌های چرخندگی ماهانه در جنوب ایران برای هشت نقطه در دو سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده کردند. نتایج کار آن‌ها بیانگر وجود یک ناو در شرق مدیترانه در طول همه ماه‌های سال است و همچنین در تحلیل پاسخ‌های اقلیمی برای ایستگاه انتخابی شیراز، شاخص‌های چرخندگی با دما بهتر از بارش برآزش می‌شوند.

Tabatabaieian (2009) به ایجاد شاخص‌های چرخندگی ماهانه بر اساس گردش جوی در مناطق جنوبی ایران شامل چهار منطقه حول مدار ۳۰ درجه شمالی و چهار منطقه در سواحل خلیج فارس و دریای عمان پرداخت و نشان داد که شاخص‌های سواحل خلیج فارس و دریای عمان به دلیل آنکه مدت بیشتری از سال تحت تأثیر کمربند پر ارتفاع جنب گرمسیری هستند، هویت کمتری را برای شاخص چرخندگی ظاهر می‌سازند، به بیان دیگر این مناطق کمتر تحت تأثیر جریان‌های غربی منطقه معتدله قرار می‌گیرند. Pishvaei & Lapin (2008) به وسیله شاخص‌های چرخندگی نشان دادند که یک ناو دائمی در تمامی ماه‌های سال روی ناحیه شرقی دریای مدیترانه موجود می‌باشد که همان ناو لنگر انداخته روی مدیترانه مطابق Holton (2004) است.

Golmohammadian & Pishvaei (2011) شاخص چرخندگی را در استان فارس (با تمرکز بر روی شیراز) در دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱ میلادی ایجاد کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که سامانه‌های کم‌ارتفاع (حاشیه و خط ناو) در ۱۵٪ روزهای سال و سامانه‌های پرارتفاع (حاشیه و خط پشته) در ۷۲٪ روزهای سال حاکم بر منطقه بودند. همچنین آزمون روندیابی من-کندال کاهش فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع و همچنین افزایش فراوانی سامانه‌های پرارتفاع را به طور معنی‌داری نشان داد که بیانگر احتمال سیگنال تغییر اقلیم گردش جوی در استان فارس است.

بر اساس وضعیت اقلیم‌شناسی همدیدی منطقه (تبریز و اطراف آن، با شعاع تقریبی حدود ۳۰۰ کیلومتر)، انتظار داریم که در نیمه سرد سال امواج کُرفشار غربی از روی منطقه عبور کند و در نیمه گرم سال نیز کمربند پرارتفاع جنب حاره به این ناحیه جغرافیایی رسیده و آن را تحت پوشش خود قرار دهند. بنابراین، انتخاب دو سطح فشاری ۵۰۰ و ۷۰۰ میلی‌بار می‌تواند نقش مهمی در ارزیابی این موضوع ایفا کند.

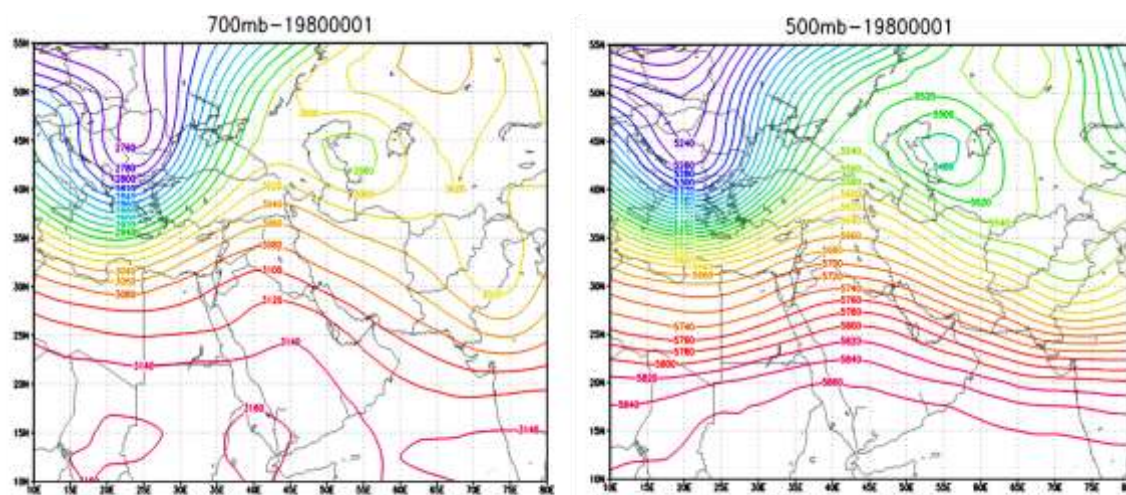
همچنین انتظار می‌رود نتایج این دو سطح مکمل هم باشند. با توجه به در دسترس بودن آمار بلند مدت اقلیمی و نقشه‌های همدیدی روزانه فشار از طریق پایگاه‌های جمع‌آوری اطلاعات اقلیمی، لازم است تا در خصوص طبقه‌بندی گردش جوی در ایران در مقیاس روزانه مطالعه کافی صورت پذیرد؛ انواع الگوهای فشاری حاکم بر هر منطقه مشخص شوند؛ و فراوانی زمانی و مکانی آنها استخراج گردد. اهداف این پژوهش عبارتند از: ۱) ایجاد شاخص‌های چرخندگی روزانه در استان آذربایجان شرقی در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ میلی‌باری در ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی (۲) برآورد فراوانی سامانه‌های ارتفاعی حسب تعداد روز حاکمیت در سال (۳) مطالعه روند تغییرات شاخص چرخندگی طی دوره اخیر.

روش‌شناسی پژوهش

ایستگاه همدیدی تبریز ($38^{\circ}N, 46^{\circ}E, 1361m$)، تقریباً در مرکز شمال غرب ایران شامل استان‌های: آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، اردبیل، شمال کردستان و غرب زنجان قرار دارد. منبع استخراج داده‌ها و پایگاه اینترنتی آن در جدول ۱ نشان داده شده است. برای نمونه شکل ۱ را ببینید.

جدول ۱. منبع داده‌ها، سطوح استاندارد انتخابی و دوره آماری.

website	http://www.esrl.noaa.gov/psd/
Source	NCEP/NCAR Reanalysis I
Type of Map	Daily mean 500mb
	Daily mean 700mb
Period	۲۰۱۰-۱۹۴۸
No. of Maps	۲۳۰۱۱



شکل ۱. نقشه میانگین روزانه سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال اول ژانویه ۱۹۸۰ میلادی (Golmohammadian and Pisvaei (2013)

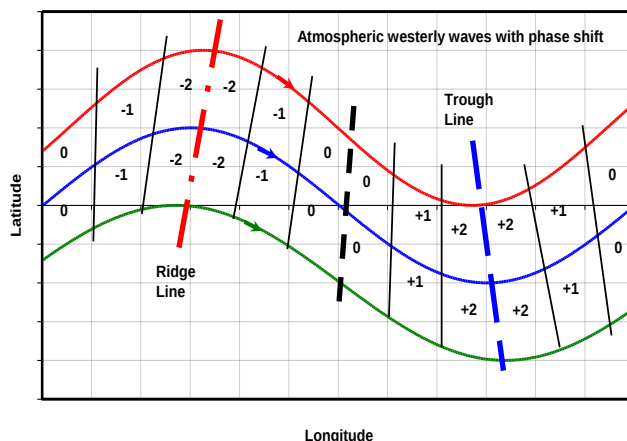
شاخص چرخندگی روزانه (Daily Cyclonicity Index)

یکی از روش‌های طبقه‌بندی گردش جوی شاخص‌سازی است. امتیاز این روش آن است که دارای بنیاد فیزیکی است و برای منطقه‌ای که به آن اختصاص داده شده‌اند، سازگار است. روش این تحقیق برای طبقه‌بندی گردش جوی عینی است اما برای اختصاص امتیاز بر اساس روش دستی (مشاهده) است. نحوه ارزیابی به این صورت است که اگر در منطقه الگوی ناوه داشته باشیم و خط ناوه از منطقه عبور کند (خط ناوه: TL) به آن عدد ۲+ و در صورتی که ناوه جلوتر یا عقب‌تر از منطقه باشد ولی به هر حال منطقه تحت تأثیر ناوه باشد (حاشیه ناوه: TE) به آن عدد ۱+ اختصاص داده می‌شود. اگر در منطقه الگوی پشته داشته باشیم و خط پشته از منطقه عبور کند (خط پشته: RL) به آن عدد ۲- و در صورتی که پشته جلوتر یا عقب‌تر از منطقه باشد ولی به هر حال منطقه تحت تأثیر پشته باشد (حاشیه پشته: RE) به آن عدد ۱- تعلق می‌گیرد. برای موقعیت‌های بین ناوه و پشته بطوریکه انحنای کنتوری ناچیز باشد (زین ارتفاعی: COL) که عدد صفر آورده می‌شود. الگوی ناشناخته نیز در کنار الگوی زین قرار می‌گیرند. لذا پنج نوع مختلف گردش جوی مطابق جدول ۲ تشخیص داده

می‌شوند. دامنه تغییرات این شاخص بین ۲- تا ۲+ (با تفکیک ۰/۱) است. عدد مثبت بیانگر وجود الگوی ناوه (سامانه کم‌ارتفاع) و عدد منفی بیانگر الگوی پشته (سامانه پرارتفاع) در منطقه است. در مشاهدات نقشه‌های سینوپتیکی غالباً خطوط ناوه و پشته بر نصف‌النهارها انطباق ندارند و لذا امواج غربی ممکن است که دارای فازهای مختلفی باشند. در شکل ۲ طرحواره امواج غربی در منطقه معتدله به همراه اعداد اختصاص یافته برای شاخص DCI نشان داده شده است. پوشش مکانی DCI بر اساس طول موج (برای مثال حدود ۴۰۰۰ کیلومتر) دست‌کم تا شعاع ۳۰۰ کیلومتر از نقطه مرکزی (مساحت ۲۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع) معتبر است (Pishvaei et al (2006), Tabatabaeian (2009)).

جدول ۲. انواع الگوی گردش جوی در نقشه جو بالا برای محاسبه شاخص چرخندگی روزانه (DCI)

امتیاز DCI	دامنه اعداد تشخیص داده شده	نوع الگو	نشانه
-۲	۲- تا ۱/۵-	خط پشته	RL
-۱	۴/۱- تا ۵/۰-	حاشیه پشته	RE
صفر	۴/۰- تا ۴/۰+	ارتفاع ضعیف	COL
+۱	۵/۰+ تا ۴/۱+	حاشیه ناوه	TE
+۲	۵/۱+ تا ۲+	خط ناوه	TL



شکل ۲. طر حواره امواج غربى حوى در منطقه معتدله (Golmohammadian and Pisvaei (2013)

روند ناپارامتری مَن-کندال

به طور معمول برای ارزیابی معنی‌داری روندها در داده‌های سری زمانی هواشناسی و هیدرولوژی مانند بارش و رواناب از آزمون ناپارامتری من-کندال استفاده می‌شود. از آنجا که این نوع داده‌ها دارای توزیع نرمال نبوده و اریب هستند، لذا آزمون ناپارامتری خیلی مناسب‌تر از آزمون پارامتری روندیابی که لازمه آن توزیع نرمال است، پاسخ می‌دهد. در آزمون من-کندال برای سری زمانی $X(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n)$ که دارای طول n است، بر اساس مقایسه داده‌ها در یک زوج، آماره S به تعداد $n(n-1)/2$ ترم علامتی در معادله (۱) بنا می‌شود که در آن sgn علامت اختلاف دو مشاهده، n تعداد مشاهدات در سری زمانی X و t_j تعداد گره در گروه z ام است و m تعداد گروه‌های گره است (Kumar et al., 2009). تحت فرض صفر (H_0) که داده‌ها مستقل و بطور یکسان توزیع شده باشند، میانگین آماره S به صورت $E(S)=0$ و واریانس اصلاح شده $V(S)$ (کاهش یافته توسط اثر گره‌ها) به صورت معادله (۲) بیان می‌شوند (Hamed, 2008). Mann (1945) و Kendall (1975) نشان دادند که هر چه تعداد مشاهدات بیشتر باشد (یعنی n بزرگتر)، آنگاه توزیع آماره S (معادله ۱) به سمت نرمال میل می‌کند (Xu et al., 2003). با فرض $n > 10$ ، معنی‌داری روند می‌تواند توسط متغیر استاندارد Z در معادله (۳) در مقایسه با متغیر نرمال استاندارد Z_c در سطح معنی‌داری $\alpha(Z_{1-\alpha/2})$ آزمون گردد.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n \text{sgn}(x_k - x_i) \quad \text{ابطال (۱)}$$

معادله ۲ واریانس S را بیان می‌سازد

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} - \sum_{j=1}^m \frac{t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18} \quad \text{رابطه ۲}$$

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{V(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{V(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۳}$$

به طور مثال در صورت انتخاب $\alpha=0.05$ آنگاه $Z_{0.975}$ مساوی $1/96$ خواهد بود. در آزمون روند دوطرفه، فرض صفر H_0 (مبنی

بر عدم وجود روند) رد می‌شود اگر $|Z| > Z_{1-\alpha/2}$ باشد. مقدار مثبت آماره S آشکار کننده روند بالاسو و مقدار منفی آن بیان کننده روند پائین سو می‌باشد.

شیب روند غیر پارامتری

بزرگی شیب روند با استفاده از روش Thiel (1950) و Sen (1968) بنقل از Xu et al (2003) به صورت معادله ۴ تقریب زده می‌شود.

$$b = \text{Median}[(x_i - x_j)/(i - j)], \forall j < i \quad \text{رابطه ۴}$$

که در آن $1 \leq j < i \leq n$ و b تقریب ناپارامتری شیب روند است که اگر مثبت باشد به معنی روند بالاسو است و شدت آن را بزرگی b تعیین می‌کند. برای زوج‌های ترکیبی (x_i, x_j) هر چقدر که از نظر زمانی به هم نزدیک‌تر باشند، وزن بزرگتری را ایجاد می‌کنند. از آنجا که b میانه همه زوج‌های ترکیبی در سری زمانی X است، لذا در برابر مقادیر فرین در مشاهدات (یعنی زمانی که i و j از هم بیشتر فاصله داشته باشند که در نتیجه دارای وزن کمتری هستند) از خود مقاومت نشان می‌دهد (Xu et al., 2003).

یافته‌های پژوهش

نتایج و بحث

تولید شاخص چرخندگی روزانه: سری زمانی ایجاد شده DCI در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی هر کدام با ۲۳۰۱۱ نمونه تولید شد. میانگین DCI در مقیاس کل سالانه، نیمه سرد (اکتبر، نوامبر، دسامبر، ژانویه، فوریه، مارس) و نیمه گرم سال (آوریل، می، ژوئن، ژولای، آگوست، سپتامبر) در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی برای سطح ۵۰۰ (۷۰۰) هکتوپاسکال باید استفاده شود. بترتیب برابر $-۰/۹۷$ ، $-۰/۱۹$ و $-۰/۹۰$ ، $-۰/۲۷$ ، $-۰/۰۶$ و $-۰/۲۵$ می‌باشد (جدول ۳). این مقادیر نشان می‌دهد که حاکمیت سامانه‌های پراارتفاع (خط پشته و حاشیه پشته) بر منطقه در نیمه سرد (CHY, Cold Half Year) و نیمه گرم سال (WHY, Warm Half Year) غلبه دارد. در نیمه گرم سال سامانه پراارتفاع حاکمیت مطلق دارد و بندرت نشانی از سامانه کم‌ارتفاع دیده می‌شود. در نیمه سرد سال نیز سامانه‌های پراارتفاع بیشتر از سامانه‌های کم‌ارتفاع (خط ناوه و حاشیه ناوه) حاکمیت دارند. چنانچه داده‌های DCI بصورت روزانه در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی میانگین‌گیری شوند، آنگاه جدول‌های ۴ و ۵ نتایج را برای ۳۶۵ روز سال در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. برای یکسان‌سازی تاریخ، روز ۲۹ فوریه در سال‌های کبیسه حذف شده است.

جدول ۳: میانگین DCI در مقیاس سالانه، نیمه سرد (CHY) و نیمه گرم سال (WHY) در اطراف تبریز در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی

Year	Tabriz DCI ₅₀₀			Tabriz DCI ₇₀₀		
	Annual	CHY	WHY	Annual	CHY	WHY
۱۹۴۸	۰/۰	---	-۰/۱۵	-۰/۰۳	---	-۰/۰۲
۱۹۴۹	-۰/۲۳	۰/۰۹	-۰/۳۸	-۰/۰۲	۰/۰۰	-۰/۰۲
۱۹۵۰	-۰/۱۹	۰/۱۰	-۰/۴۱	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۵
---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---
۲۰۰۸	-۰/۰۴	-۰/۰۲	-۰/۲۶	-۰/۴۷	-۰/۳۳	-۰/۶۶
۲۰۰۹	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۱۰	-۰/۴۶	-۰/۳۴	-۰/۴۳
۲۰۱۰	-۰/۵۷	۰/۰۸	-۰/۸۳	-۰/۸۲	-۰/۶۰	-۰/۸۴
Average	-۰/۹۷	-۰/۱۹	-۰/۹۰	-۰/۲۷	-۰/۰۶	-۰/۲۵



جدول ۴. میانگین اقلیمی داده‌های DCI برای کل روزهای سال در اطراف تبریز در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال
(مثال: مقدار ۰/۲۰- در اول ژانویه برابر میانگین ۵۰ نمونه روز اول ژانویه در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی است)

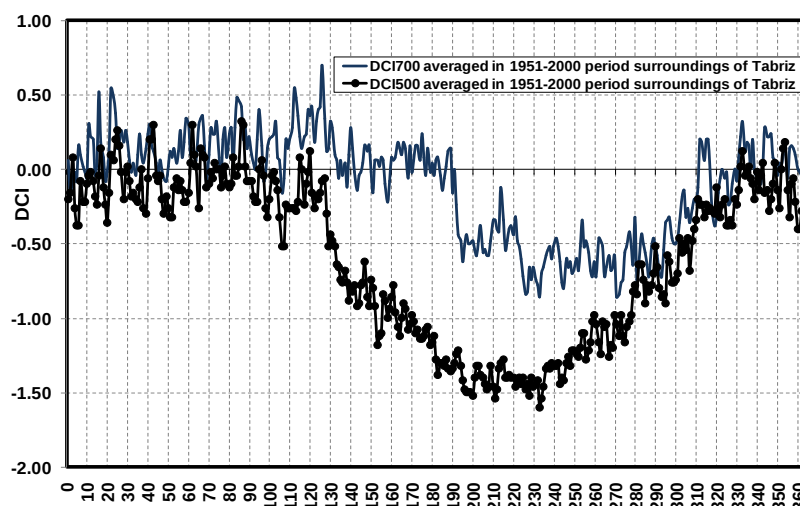
Tabriz DCI ₅₀₀												
Day	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
۱	-۰/۲۰	-۰/۱۸	-۰/۱۶	-۰/۰۸	-۰/۱۶	-۰/۹۲	-۱/۲۸	-۱/۳۸	-۱/۴۰	-۱/۱۲	-۰/۵۴	-۰/۰۲
۲	-۰/۱۶	-۰/۱۶	۰/۰۴	-۰/۱۸	-۰/۲۶	-۱/۱۸	-۱/۳۸	-۱/۳۰	-۱/۴۲	-۱/۱۶	-۰/۴۶	۰/۰۲
۳	-۰/۰۸	-۰/۲۰	۰/۳۰	-۰/۲۲	-۰/۱۸	-۱/۱۲	-۱/۳۰	-۱/۲۸	-۱/۳۰	-۱/۰۶	-۰/۶۸	-۰/۰۶
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
۲۹	-۰/۰۲	---	۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۹۲	-۱/۱۶	-۱/۴۶	-۱/۳۰	-۱/۱۲	-۰/۴۶	-۰/۱۲	-۰/۲۸
۳۰	۰/۰۲	---	-۰/۰۸	۰/۱۲	-۰/۷۴	-۱/۱۲	-۱/۵۴	-۱/۴۴	-۰/۹۸	-۰/۵۶	-۰/۰۴	-۰/۱۶
۳۱	-۰/۰۸	---	-۰/۰۸	---	-۰/۸۰	---	-۱/۴۸	-۱/۴۰	---	-۰/۵۰	---	-۰/۱۸
AVG	-۰/۰۹	-۰/۱۳	۰/۰۰	-۰/۱۷	-۰/۵۹	-۱/۰۳	-۱/۳۸	---	-۱/۱۷	-۰/۷۸	-۰/۲۸	-۰/۱۳

جدول ۵. میانگین اقلیمی داده‌های DCI برای کل روزهای سال در اطراف تبریز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال

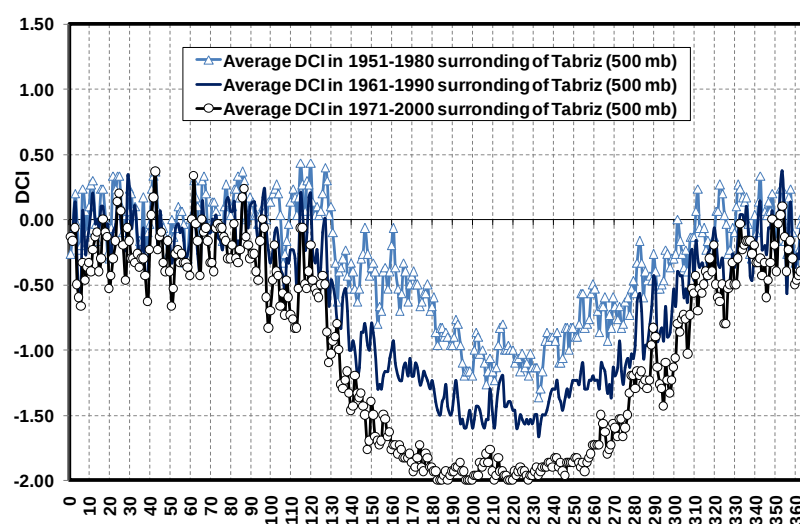
Tabriz DCI ₇₀₀												
Day	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
۱	۰/۰۶	-۰/۰۲	۰/۳۰	۰/۱۰	۰/۴۲	۰/۰۶	۰/۰۶	-۰/۴۲	-۰/۷۶	-۰/۷۴	-۰/۳۲	۰/۱۸
۲	-۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۰۸	-۰/۱۲	-۰/۸۰	-۰/۵۶	-۰/۲۶	۰/۱۶
۳	-۰/۰۶	-۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۰۲	-۰/۰۴	-۰/۳۴	-۰/۶۰	-۰/۵۲	-۰/۳۶	۰/۰۰
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
۲۹	۰/۲۶	---	۰/۲۸	۰/۴۰	۰/۱۶	۰/۰۴	-۰/۳۴	-۰/۴۶	-۰/۸۴	-۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۰۰
۳۰	۰/۱۸	---	۰/۱۴	۰/۳۶	-۰/۰۲	-۰/۰۴	-۰/۳۴	-۰/۵۲	-۰/۷۶	-۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۲
۳۱	۰/۰۶	---	۰/۲۲	---	-۰/۱۶	---	-۰/۴۰	-۰/۶۲	---	-۰/۱۴	---	۰/۱۴
AVG	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۰۶	-۰/۳۲	-۰/۵۷	-۰/۶۴	-۰/۵۰	-۰/۰۷	۰/۰۸

شکل ۳ تغییرات سالانه شاخص چرخندگی (با استفاده از میانگین روزانه ۵۰ ساله) را نشان می‌دهد و محور افقی بیانگر شماره روزهای سال از اول ژانویه تا آخر دسامبر است. در اینجا هر چه به تابستان نزدیک می‌شویم سامانه‌های پرفشار بیشتر شده و مقدار شاخص از ۰/۱۹- در بهار به ۱/۱۸- در تابستان رسیده است و تعداد سامانه‌های دینامیکی نیز کمتر می‌گردد. شیب نمودار در این قسمت منفی است یعنی تعداد سامانه‌های کم‌فشار رو به کاهش می‌رود که بیانگر تغییر فصل اقلیمی می‌باشد. در تابستان حاکمیت مطلق سیستم پرفشار جنب حاره وجود دارد و منطقه شاهد سامانه‌های حرارتی و فصلی در سطح زمین خواهد بود و شیب تغییرات نمودار تقریباً ثابت است. فصل پاییز به عنوان تغییر فصل اقلیمی در نظر گرفته می‌شود که در آن به تدریج اثر پرفشار جنب حاره بر روی منطقه ضعیف می‌گردد و سامانه‌های دینامیکی کم‌فشار فراوانی بیشتری پیدا می‌کنند. در این فصل شیب نمودار تغییرات فصلی شاخص چرخندگی مثبت شده و مقدار میانگین شاخص چرخندگی به سمت مقادیر مثبت میل می‌کند. در فصل زمستان اثر سامانه‌های دینامیکی چرخندی بیشتر و تعداد آنها از سامانه‌های واچرخند بیشتر است. میانگین شاخص چرخندگی در فصل زمستان (۰/۰۸-) نسبت به سایر فصل‌ها مقدار بیشتری را به خود اختصاص می‌دهد. در سطح ۷۰۰ میلی‌بار نیز نتایج مشابهی به دست آمد. از شکل ۳ استنباط می‌شود که تراز ۵۰۰ میلی‌بار بدلیل اختلافات فصل گرم و سرد خیلی بهتر از تراز ۷۰۰ میلی‌بار وضعیت اقلیم‌شناسی سینوپتیک منطقه را آشکار می‌کند.

برای ارزیابی تغییرات اقلیمی در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی از مقادیر روزانه DCI در سه دوره اقلیمی ۳۰ ساله میانگین‌گیری شد (شکل ۴). در اینجا مشاهده می‌شود که در دوره اقلیمی ۱۹۷۱-۲۰۰۰ میلادی نسبت به دوره ۱۹۵۱-۱۹۸۰ میلادی میانگین شاخص چرخندگی روزانه به سمت مقادیر منفی‌تر میل پیدا می‌کند. این مطلب سیگنال تغییر اقلیم در منطقه آذربایجان شرقی را بیان می‌کند.



شکل ۳. میانگین ۵۰ ساله شاخص چرخندگی روزانه برای اطراف تبریز در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی



شکل ۴. نمودار تغییرات اقلیمی شاخص چرخندگی در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی.

برای ارزیابی تغییرات شاخص چرخندگی در مقیاس ماهانه، از شاخص‌های تولید شده برای هر ماه سال در دوره آماری ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی میانگین‌گیری شد که مقادیر آن در جدول‌های ۶ و ۷ آمده است. شکل ۵ هم تغییرات اقلیمی ماهانه DCI را در سطوح ۵۰۰ و ۷۰۰ میلی‌بار نشان می‌دهد (مقادیر در جدول ۶ و ۷ ذکر شده است). در ماه‌های می تا سپتامبر میزان این شاخص منفی تر از سایر ماه‌ها است و می‌توان گفت که در نیمه گرم سال فراوانی سامانه‌های پرفشار نسبت به کم فشار بیشتر است. در جاهایی شدت تغییر فصل یا تغییر الگوی اقلیم شناسی سینوپتیکی بیشتر است که منحنی دارای شیب حداکثر باشد. بنابراین در اول می (۱۱ اردیبهشت) و آخر می (۱۰ خرداد) تغییر الگو صورت می‌گیرد و الگوی تابستانه بر منطقه حاکم می‌شود. همچنین در اول اکتبر (۹ مهر) تا آخر اکتبر (۱۰ آبان) نیز تغییر فصل اقلیم شناسی سینوپتیکی رخ می‌دهد و منطقه از الگوی تابستانه خارج می‌شود.

برای نمونه در سطح ۵۰۰ میلی‌بار در اول بهار مقدار DCI از کمی -0.15 (وجود سامانه‌های دینامیکی پی‌درپی کم‌ارتفاع و پرارتفاع) روند کاهشی داشته تا در آخر بهار به حدود -1.10 (حاکمیت پرارتفاع جنب‌گرمسیری) می‌رسد و لذا بخوبی تغییر فصل هواشناسی را نشان می‌دهد. در تابستان منحنی DCI تحت تأثیر پرارتفاع جنب‌گرمسیری با میانگین اقلیمی -1.18 و دارای روند ویژه‌ای نیست. گرچه در ژوئای و آگوست پرارتفاع جنب‌گرمسیری کاملاً لنگر انداخته است. با شروع پاییز مقدار DCI از حدود -1.93 (حاکمیت پرارتفاع جنب-گرمسیری) روند افزایشی داشته تا اینکه در آخر پاییز به کمتر از صفر یعنی -0.52 (وجود سامانه‌های دینامیکی کم‌ارتفاع و پرارتفاع) می‌رسد. در زمستان مقادیر مثبت‌تر DCI (میانگین اقلیمی -0.08) نشان می‌دهد که فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع بیشتر شده است.

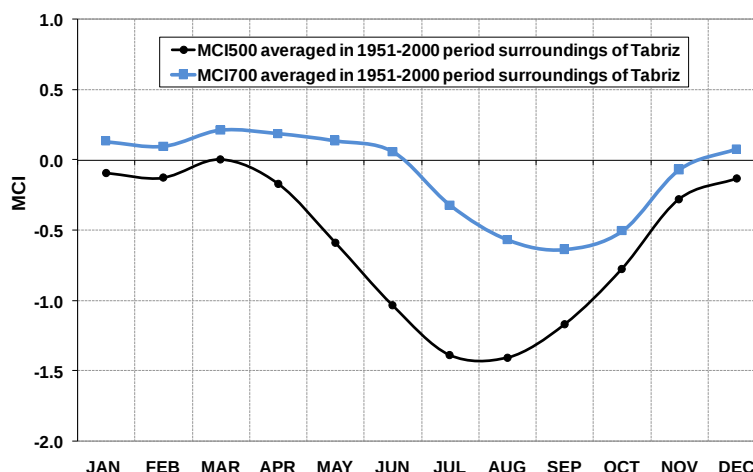


جدول ۶. مقادیر میانگین ماهانه شاخص چرخندگی برای اطراف تبریز در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال.

	Tabriz DCI ₅₀₀											
DCI	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
۱۹۴۸	-۰/۱۰	-۰/۱۱	-۰/۶۵	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۱۳	-۱/۰۰	-۱/۱۶	-۰/۳۳	۰/۰۰	-۰/۰۷	۰/۶۵
۱۹۴۹	۰/۰۶	۰/۵۴	-۰/۵۵	۰/۶۳	۰/۱۰	-۰/۳۷	-۱/۶۱	-۰/۹۷	-۰/۱۳	-۰/۱۳	-۰/۶۳	۰/۲۶
۱۹۵۰	۰/۶۸	۰/۳۲	-۰/۱۹	-۰/۱۷	-۰/۲۶	-۰/۰۳	-۰/۶۱	-۰/۵۵	-۰/۸۳	-۰/۱۹	-۰/۴۷	-۰/۳۲
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
۲۰۰۸	۰/۵۲	-۰/۱۴	-۰/۱۹	-۰/۱۳	۰/۶۵	۰/۴۰	-۰/۹۴	-۱/۲۳	-۰/۵۳	-۰/۰۶	۰/۶۷	۰/۲۶
۲۰۰۹	۰/۱۶	-۰/۲۹	-۰/۳۵	-۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۱۷	-۰/۱۰	-۰/۳۵	۰/۳۰	-۰/۳۹	۰/۵۷	-۰/۱۰
۲۰۱۰	-۰/۳۲	-۰/۳۹	-۰/۱۶	-۰/۰۳	۰/۰۳	-۰/۶۷	-۱/۱۶	-۰/۷۱	-۱/۴۳	-۰/۳۲	-۰/۴۷	-۰/۴۸
Average	-۰/۲۵	-۰/۲۸	-۰/۱۵	-۰/۴۶	-۱/۱۰	-۱/۷۸	-۱/۹۴	-۱/۹۳	-۱/۷۸	-۱/۲۰	-۰/۵۲	-۰/۲۶

جدول ۷. مقادیر میانگین ماهانه شاخص چرخندگی برای اطراف تبریز در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال.

	Tabriz DCI ₇₀₀											
DCI	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
۱۹۴۸	-۰/۳۲	-۰/۰۴	۰/۵۸	۰/۷۰	۰/۵۲	۰/۴۳	-۰/۶۱	-۰/۹۷	-۰/۱۷	-۰/۳۲	-۰/۵۳	-۰/۳۹
۱۹۴۹	-۰/۰۳	۰/۵۰	۰/۰۳	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۳۰	-۱/۱۰	-۰/۶۸	۰/۴۷	-۰/۴۲	-۰/۷۷	۰/۵۲
۱۹۵۰	۰/۵۸	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۱۷	۰/۱۹	۱/۰۰	۰/۱۳	۰/۳۵	-۰/۳۷	-۰/۰۳	-۰/۵۰	-۰/۵۵
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
۲۰۰۸	۰/۲۶	-۰/۱۸	-۰/۴۵	۰/۳۷	۰/۱۶	-۰/۴۷	-۰/۸۴	-۱/۳۵	-۱/۱۰	-۰/۹۴	-۰/۴۰	-۰/۰۰
۲۰۰۹	-۰/۰۶	-۰/۶۱	-۰/۰۶	۰/۱۳	-۰/۷۷	-۰/۵۰	-۰/۲۳	-۰/۹۴	-۰/۲۳	-۱/۶۵	-۰/۰۷	-۰/۵۲
۲۰۱۰	-۰/۸۷	-۰/۳۶	-۰/۰۱	-۰/۱۳	-۰/۳۹	-۰/۵۰	-۰/۷۴	-۱/۵۵	-۱/۷۳	-۱/۱۳	-۱/۴۰	-۰/۹۷
Average	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۳	-۰/۰۶	-۰/۰۹	-۰/۶۷	-۰/۰۹	-۰/۹۱	-۰/۶۳	-۰/۲۰	-۰/۰۱



شکل ۵. تغییرات ماهانه DCI میانگین گیری شده در دوره ۱۹۵۱-۲۰۰۰ میلادی.

نتایج فراوانی انواع گردش جوی: فراوانی الگوهای ارتفاعی انواع گردش جوی سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در اطراف تبریز در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی در جدول ۸ نشان داده شده است. در سطح ۵۰۰ میلی بار منطقه با در نظرگیری میانگین دوره‌ای در ۹۸ (۹۴) روز از سال تحت تأثیر خط پشته (حاشیه پشته) است در حالیکه تنها در ۱۸ (۶۳) روز از سال تحت تأثیر خط ناوه (حاشیه ناوه) است. در ۹۲ روز از سال نیز حاکمیت زمین ارتفاعی تقریباً بدون انحنای تراز ارتفاعی (و یا بندرت حالت نا مشخص) می‌باشد. فراوانی سامانه‌های پراارتفاع برابر

۱۹۲ (۵۳٪) روز از سال در مقابل فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع برابر ۸۱ (۲۲٪) روز از سال است. و از اینجا روشن می‌شود که وضعیت اقلیم‌شناسی همدیدی حاکم گرایش به الگوی پشته یا سامانه پراارتفاع دارد و بنظر می‌رسد که از دلایل اقلیم خشک و نیمه‌خشک منطقه حکایت دارد.

جدول ۸. فراوانی انواع گردش جوی: خط ناوه (TL)، حاشیه ناوه (TE)، حالت نامشخص (COL)، حاشیه پشته (RE)، و خط پشته (RL)، حسب روز

بر سال برای اطراف تبریز در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی.

Year	Tabriz DCI ₅₀₀							Tabriz DCI ₇₀₀						
	TL	TE	COL	RE	RL	T	R	TL	TE	COL	RE	RL	T	R
۱۹۴۸	۳۹	۹۳	۱۰۴	۸۶	۴۳	۱۳۲	۱۲۹	۲۱	۱۱۱	۱۲۰	۶۲	۵۱	۱۳۲	۱۱۳
۱۹۴۹	۲۹	۷۶	۹۶	۱۰۹	۵۵	۱۰۵	۱۶۴	۲۸	۱۱۲	۹۶	۸۱	۴۸	۱۴۰	۱۲۹
۱۹۵۰	۱۸	۶۷	۱۴۲	۱۰۴	۳۴	۸۵	۱۳۸	۳۲	۱۳۹	۸۶	۷۱	۳۷	۱۷۱	۱۰۸
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
۲۰۰۸	۳۶	۹۴	۱۱۷	۵۵	۶۳	۱۳۰	۱۱۸	۵	۵۱	۱۵۰	۸۴	۷۵	۵۶	۱۵۹
۲۰۰۹	۲۵	۱۱۳	۱۲۱	۷۷	۲۹	۱۳۸	۱۰۶	۸	۶۷	۱۱۱	۱۰۷	۷۲	۷۵	۱۷۹
۲۰۱۰	۱۷	۴۸	۱۰۰	۱۱۱	۸۹	۶۵	۲۰۰	۶	۳۶	۸۸	۱۲۱	۱۱۴	۴۲	۲۳۵
Average	۱۸	۶۳	۹۲	۹۴	۹۸	۸۱	۱۹۲	۲۲	۹۵	۱۰۸	۸۷	۵۴	۱۱۶	۱۴۱

میزان همبستگی بین فراوانی کل سامانه‌های کم‌ارتفاع و پراارتفاع در سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ میلی‌بار به ترتیب برابر ۰/۵۰ و ۰/۵۴ می‌باشد. میزان همبستگی بین شاخص‌های چرخندگی (میانگین متحرک ۳ روزه) در دو سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ میلی‌بار برابر ۰/۷۹ می‌باشد که نشان دهنده اعتبار شاخص سازی در این منطقه است. در جدول ۹ فراوانی سامانه‌های فشاری در مقیاس سالانه، نیمه سرد و گرم سال در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در دهه‌های مختلف آورده شده است. در مقیاس سالانه میانگین فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع (پراارتفاع) در دهه ۱۹۶۰-۱۹۵۱ میلادی از ۱۰۷ (۱۲۰) روز در سال به ۹۰ (۱۴۳) روز در سال در دهه ۲۰۱۰-۲۰۰۱ میلادی رسیده است و در نتیجه کاهش فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع (افزایش فراوانی سامانه‌های پراارتفاع) را نشان می‌دهد. از طرف دیگر در نیمه سرد سال میانگین فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع (پراارتفاع) در دهه ۱۹۶۰-۱۹۵۱ میلادی از ۶۲ (۵۳) روز در سال به ۵۳ (۵۸) روز در سال در دهه ۲۰۱۰-۲۰۰۱ میلادی رسیده است که مجدداً کاهش فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع (افزایش فراوانی سامانه‌های پراارتفاع) را نشان می‌دهد. چنین نتایجی برای نیمه سرد سال نیز معتبر است. لذا مناسب است که آزمون روندیابی انجام پذیرد.

جدول ۹. فراوانی پنج نوع گردش جوی در نقشه ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه آذربایجان شرقی در مقیاس زمانی سالانه، نیمه

سرد سال و نیمه گرم سال در دهه‌های ۱۹۶۰-۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰-۲۰۰۱ میلادی.

Period	Time scale	Tabriz DCI ₅₀₀		COL	RE	RL	T	R
		TL	TE					
۱۹۵۱-۱۹۶۰	Total Year	۱۲	۴۷	۷۹	۱۰۰	۱۲۸	۵۹	۲۲۸
۱۹۶۱-۱۹۷۰	Total Year	۱۴	۵۲	۷۷	۱۰۶	۱۱۶	۶۶	۲۲۲
۱۹۷۱-۱۹۸۰	Total Year	۱۰	۴۹	۶۴	۹۸	۱۴۴	۵۸	۲۴۳
۱۹۸۱-۱۹۹۰	Total Year	۸	۴۵	۵۱	۱۰۸	۱۵۴	۵۳	۲۶۱
۱۹۹۱-۲۰۰۰	Total Year	۷	۴۱	۵۴	۱۰۹	۱۵۴	۴۹	۲۶۲
۲۰۰۱-۲۰۱۰	Total Year	۹	۳۸	۷۱	۷۹	۱۶۸	۴۷	۲۴۷
۱۹۵۱-۱۹۶۰	Cold Half Year	۹	۳۶	۶۱	۶۰	۱۵	۴۵	۷۶
۱۹۶۱-۱۹۷۰	Cold Half Year	۱۰	۳۹	۵۶	۶۰	۱۸	۴۸	۷۸
۱۹۷۱-۱۹۸۰	Cold Half Year	۷	۳۷	۴۷	۶۹	۲۲	۴۴	۹۱
۱۹۸۱-۱۹۹۰	Cold Half Year	۷	۳۶	۳۹	۷۶	۲۴	۴۳	۱۰۱
۱۹۹۱-۲۰۰۰	Cold Half Year	۵	۳۲	۴۱	۷۸	۲۷	۳۷	۱۰۴
۲۰۰۱-۲۰۱۰	Cold Half Year	۸	۳۲	۵۵	۵۸	۲۹	۴۰	۸۷
۱۹۵۱-۱۹۶۰	Warm Half Year	۲	۱۱	۱۷	۳۹	۱۱۳	۱۳	۱۵۲
۱۹۶۱-۱۹۷۰	Warm Half Year	۴	۱۴	۲۲	۴۶	۹۸	۱۸	۱۴۴
۱۹۷۱-۱۹۸۰	Warm Half Year	۳	۱۱	۱۷	۲۹	۱۲۳	۱۴	۱۵۲
۱۹۸۱-۱۹۹۰	Warm Half Year	۱	۸	۱۳	۳۱	۱۳۰	۱۰	۱۶۱
۱۹۹۱-۲۰۰۰	Warm Half Year	۲	۱۰	۱۳	۳۱	۱۲۷	۱۲	۱۵۸
۲۰۰۱-۲۰۱۰	Warm Half Year	۱	۶	۱۶	۲۱	۱۳۹	۷	۱۶۰



نتایج آزمون من-کندال

این آزمون روندیابی روی داده‌های DCI در مقیاس‌های فصلی، دو نیمه گرم و سرد سال، و سالانه (مراجعه به جدول ۳ که بدون مقیاس فصلی است) هر کدام با ۶۳ نمونه انجام شده است که نتایج حاصل از آن در جدول ۱۰ آورده شده است. در تمام موارد دارای روند پائین‌سو هستند. در سطح ۵۰۰ میلی‌باری در مقیاس میانگین‌گیری نیمه سرد سال مقدار Z من-کندال برابر ۳/۲۰- محاسبه گردید. قدر مطلق آن از مقدار ۱/۶۴۵ (مقدار $Z_{.975}$) در سطح معنی‌داری ۰/۵۰ در آزمون دوطرفه) بزرگتر است و p-value پائین‌سوی آن برابر ۰/۰۰۰ می‌باشد. در نتیجه فرض صفر (مبنی بر عدم وجود روند پائین‌سو) رد می‌شود و لذا داده‌های DCI در این حالت دارای روند پائین‌سو با شیب ۰/۰۰۸- هستند. بنابراین در نیمه سرد سال طی دوره با گذشت زمان، گرایش به ظهور سامانه‌های پرارتفاع (خط پشته و حاشیه پشته) بیشتر شده و در مقابل گرایش به ظهور سامانه‌های کم‌ارتفاع (خط ناوه و حاشیه ناوه) کمتر شده است.

جدول ۱۰. نتایج آزمون من-کندال دوطرفه روی داده‌های DCI در اطراف تبریز بازاء هر مقیاس میانگین‌گیری (با ۶۳ نمونه) در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸

میلادی

Average Scale	Z		Downward P-Value		Sen's Slope	
	500 mb	700 mb	500 mb	700 mb	500 mb	700 mb
Level Pressure						
Winter	-۲/۸۷	-۴/۶۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	-۰/۰۰۶	-۰/۰۰۸
Spring	-۳/۳۰	-۶/۳۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۲	-۰/۰۱۲
Summer	-۲/۹۵	-۵/۶۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۰	-۰/۰۲۱
Autumn	-۲/۶۰	-۴/۹۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	-۰/۰۰۹	-۰/۰۱۴
CHY	-۳/۲۰	-۵/۵۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	-۰/۰۰۸	-۰/۰۰۹
WHY	-۳/۲۱	-۵/۸۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۱	-۰/۰۱۷
Annual	-۳/۶۶	-۶/۵۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	-۰/۰۱۰	-۰/۰۱۴

در نیمه گرم سال افزایش ظهور پرارتفاع جنب‌گرمسیری در مقابل کاهش حالات نادر کم‌ارتفاع رخ می‌نماید (با شیب ۰/۰۱۰-). در مقیاس فصلی، روند پائین‌سو در تمام فصل‌های سال بخوبی در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ هویدا است. با توجه به شیب ناپارامتری، میزان شیب روند (حدود ۰/۱۲-) نیز در بهار و پائیز زیاد است. در مقیاس سالانه روند پائین‌سو در سطح معنی‌داری ۰/۰۱ با شیب ۰/۰۱- معتبر است که نتایج پیشین را تأیید می‌کند. چنانچه آزمون من-کندال روی داده‌های فراوانی انواع گردش جوی (جدول ۸) در نظر گرفته شود، آنگاه نتایج در جدول ۱۱ نشان داده شده‌اند که در اینجا سطح ۵۰۰ میلی‌بار در سه بخش الف، ب و ج شرح می‌گردد.

الف- در میانگین‌گیری سالانه در سطح معنی‌داری ۰/۰۵، فراوانی سامانه‌های کم‌ارتفاع (TL, TE) دارای روند معتبر پائین‌سو و فراوانی سامانه‌های پرارتفاع (RL) دارای روند معتبر بالاسو هستند. بعلاوه فراوانی الگوهای زین نیز پائین‌سوی معنی‌دار است. لذا استنباط می‌شود که کاهش فراوانی‌های الگوی کم‌ارتفاع (و الگوی زین) بازاء افزایش فراوانی‌های الگوی پرارتفاع رقم می‌خورد. به بیان دیگر فراوانی الگوی T (R) بطور کامل کاهشی (افزایشی) در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار و دارای شیب ۰/۸۹- (۱/۶۷) می‌باشد. بنظر می‌رسد که مقدار شیب نسبتاً شدید بوده و بخوبی آشکار کننده سیگنال تغییر رخداد انواع الگوی گردش جوی باشد.

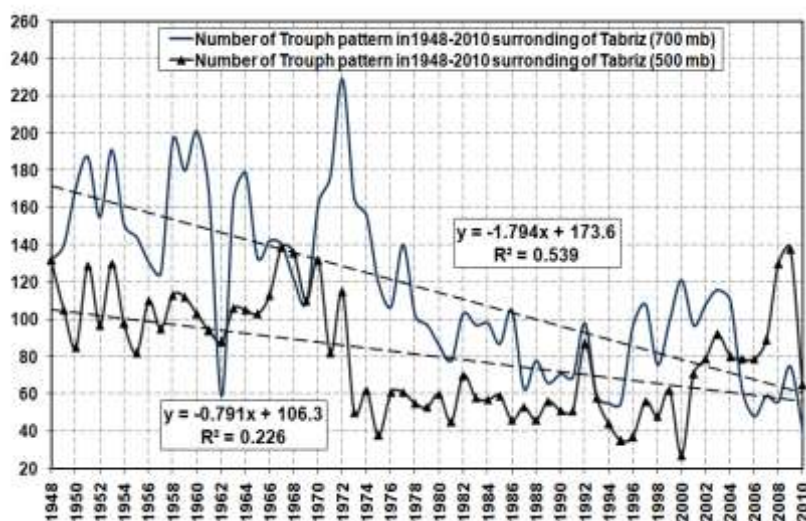
ب- در نیمه سرد سال روند کاهشی فراوانی‌های سامانه‌های کم‌ارتفاع و زین (TL, TE, COL) دارای روند پائین‌سو (معنی‌دار در سطح ۰/۰۵) بوده و شیب آنها نیز کم است در حالیکه فراوانی سامانه‌های پرارتفاع (RL, RE) دارای روند بالاسوی معنی‌دار (در سطح ۰/۰۱) با شیب نسبی هستند. لذا در نیمه سرد سال که منطقه تحت تأثیر امواج غربی منطقه معتدله است دارای تغییرات نسبی معتبر در فراوانی‌های الگوی گردش جوی می‌باشد و کاهش فراوانی الگوی T (با شیب ۰/۳۷-) بازاء افزایش فراوانی الگوی R (با شیب ۰/۷۵) رخ می‌دهد.

ج- در نیمه گرم سال روند فراوانی‌های سامانه‌های ارتفاعی به غیر از الگوی خط پشته (RL) در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است. به بیان دیگر در نیمه گرم سال که سطح استان آذربایجان غربی تحت تأثیر کمربند پرارتفاع جنب‌گرمسیری است، فراوانی روزهای همراه با الگوی R (T) دارای روند افزایشی (کاهشی) با شیب ۰/۸۳ (۰/۴۶-) بوده است و بنابراین استنباط می‌شود که مدت حضور کمربند پرارتفاع جنب‌گرمسیری بر منطقه بیشتر شده است. این نتیجه مطابقت دارد با نتیجه کار گل‌محمدیان و پیشوایی (۱۳۹۰) مبنی بر اینکه لایه مرزی مابین امواج غربی و کمربند پرارتفاع جنب‌گرمسیری در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی دست کم به اندازه ۲/۵ درجه بسمت قطب شمال جابجا شده است.

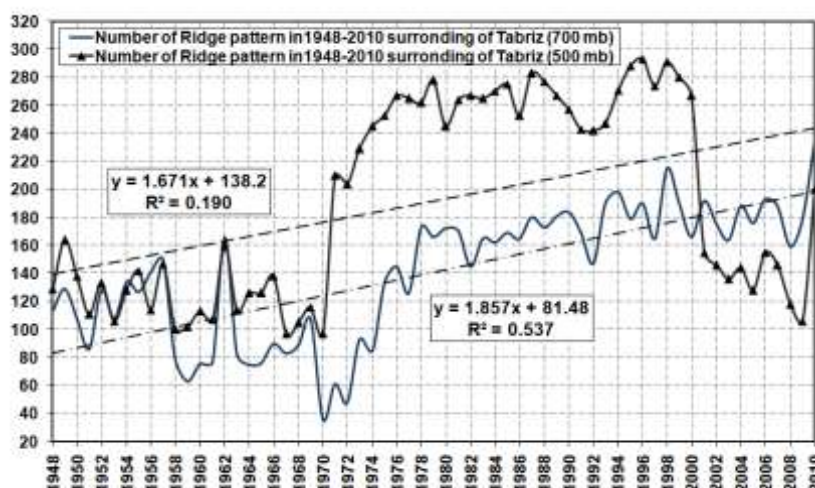
جدول ۱۱. نتایج آزمون من-کندال دوطرفه روی داده‌های فراوانی انواع گردش جوی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در اطراف تبریز بازاء هر مقیاس زمانی در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی.

Tabriz DCI ₅₀₀						
Time	Circulation	Z	Downward	Upward	Sen's	n
scale	Type		P-Value	P-Value	Slope	
Total Year	TL	-۲/۱۵	۰/۰۱		-۰/۰۷	۶۳
Total Year	TE	-۲/۶۰	۰/۰۰		-۰/۲۰	۶۳
Total Year	COL	-۲/۸۵	۰/۰۰		-۰/۳۶	۶۳
Total Year	RE	-۲/۲۵	۰/۰۱		-۰/۳۱	۶۳
Total Year	RL	۵/۲۱		۰/۰۰	۰/۸۳	۶۳
Total Year	T	-۳/۳۶	۰/۰۰		-۰/۲۸	۶۳
Total Year	R	۳/۹۶		۰/۰۰	۰/۶۲	۶۳
Cold Half Year	TL	-۱/۴۵	۰/۰۷		-۰/۰۳	۶۳
Cold Half Year	TE	-۱/۵۶	۰/۰۵		-۰/۱۰	۶۳
Cold Half Year	COL	-۲/۷۸	۰/۰۰		-۰/۲۷	۶۳
Cold Half Year	RE	۱/۴۵		۰/۰۷۰	۰/۱۳	۶۳
Cold Half Year	RL	۴/۲۷		۰/۰۰	۰/۲۴	۶۳
Cold Half Year	T	۱/۹۰	۰/۰۲		-۰/۱۵	۶۳
Cold Half Year	R	۳/۴۱		۰/۰۰	۰/۴۱	۶۳
Warm Half Year	TL	-۲/۷۷	۰/۰۰		-۰/۰۲	۶۳
Warm Half Year	TE	-۳/۰۲	۰/۰۰		-۰/۰۹	۶۳
Warm Half Year	COL	-۲/۰۷	۰/۰۱		-۰/۰۹	۶۳
Warm Half Year	RE	-۴/۹۰	۰/۰۰		-۰/۳۶	۶۳
Warm Half Year	RL	۴/۹۸		۰/۰۰	۰/۶۰	۶۳
Warm Half Year	T	-۳/۱۶	۰/۰۰		-۰/۱۲	۶۳
Warm Half Year	R	۳/۴۴		۰/۰۰	-۰/۲۳	۶۳

شکل ۶ و ۷ تغییرات فراوانی‌های سالانه پراارتفاع الگوی پشته (R) و کم‌ارتفاع الگوی ناوه (T) را در سطح ۵۰۰ (۷۰۰) میلی‌بار نشان می‌دهد. در اینجا فراوانی سامانه‌های پراارتفاع با شیب ۱/۶۷ (۱/۸۵) افزایش و کم‌ارتفاع با شیب رگرسیونی ۰/۷۹- (۱/۷۹-) در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی کاهش می‌یابد.



شکل ۶. تغییرات فراوانی سالانه الگوی ناوه (T) و خط روند در اطراف تبریز در دوره ۲۰۱۰-۱۹۴۸ میلادی.



شکل ۷. تغییرات فراوانی سالانه الگوی پشته (R) و خط روند در در اطراف تبریز در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی.

نتیجه گیری

هدف از این پژوهش شناخت الگوهای غالب ارتفاعی جو بالا در مقیاس روزانه در شمال غربی ایران می باشد. بدین منظور شاخص چرخندگی روزانه (DCI) متمرکز شده در اطراف تبریز بر اساس نقشه های میانگین روزانه سطح ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال مستخرج از داده های تحلیل مجدد NCEP توسط نرم افزار GrADS در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی براساس معیار انحنای تراز ارتفاعی ایجاد شدند. مطابق DCI، پنج نوع گردش جوی شامل خط ناوه، حاشیه ناوه، زین ارتفاعی، حاشیه پشته و خط پشته شناخته شد. آنگاه فراوانی سامانه های ارتفاعی عبوری از روی منطقه آذربایجان شرقی در اطراف تبریز مشخص گردید. در سطح ۵۰۰ میلی بار در مقیاس سالانه فراوانی الگوی خط پشته (۹۸ روز در سال) بیشتر از الگوی خط ناوه (۱۸ روز در سال) است. همچنین تعداد روزهایی که منطقه در حاشیه پشته قرار می گیرد (۹۴ روز در سال) نیز بیشتر از حاشیه ناوه (۶۳ روز در سال) است. در مجموع فراوانی روزهای همراه با سامانه پرارتفاع معادل الگوی پشته (۱۹۲ روز بر سال برابر ۵۳٪) بیشتر از سامانه کم ارتفاع معادل الگوی ناوه (۸۱ روز بر سال برابر ۲۲٪) می باشد. در مقیاس درون سالی نیمه گرم سال تعداد سامانه های کم ارتفاع (۳۰ روز بر سال برابر ۸٪) در مقابل سامانه های پرارتفاع (۱۱۴ روز بر سال برابر ۳۱٪) می باشد. لذا الگوی پشته حاکمیت مطلق دارد که معرف ظهور کمربند پرارتفاع جنب گرمسیری روی منطقه است و در نتیجه تبریز در نیمه گرم سال دارای اقلیم نسبتاً گرم و خشک است. این روند با نتایج ارائه شده توسط Tabatabaeian (2009)، Golmohammadian & Pishvaei (2011, 2013) مطابقت دارد و نشان دهنده فراوانی سیستم های چرخندی در حال کاهش است و غالبیت سیستم های پرارتفاع در حال افزایش می باشد. نتایج آزمون روندیابی من-کندال در مقیاس سالانه، کاهش فراوانی سامانه های کم ارتفاع (الگوی ناوه) با شیب -0.79 و افزایش فراوانی سامانه های پرارتفاع (الگوی پشته) با شیب 1.67 را در دوره ۱۹۴۸-۲۰۱۰ میلادی بطور معنی داری نشان می دهد که بیانگر سیگنال تغییر اقلیم گردش جوی منطقه ای در آذربایجان شرقی می باشد. چنین تغییرات روندی در هر دو مقیاس نیمه سرد و گرم سال نیز معتبر است. به بیان دیگر روند کاهشی الگوی ناوه (T) بطور کلی در این منطقه بازاء روند افزایشی الگوی پشته (R) رخ می دهد. از آنجا که شدت روند در فصل های بهار و پاییز بیشتر از تابستان و زمستان است لذا استنباط می شود که روزهای انتهای بهار و ابتدای پاییز به الگوی تابستانی ملحق شده و دوره حاکمیت کمربند پرارتفاع جنب گرمسیری افزایش یافته است.

منابع

- گل محمدیان، حدیث (۱۳۸۹). ارزیابی جابجایی نصف النهاری درازمدت پوش پایین امواج کز فشار غربی عبوری از روی ایران. *سمینار کارشناسی/ارشد در رشته هواشناسی کشاورزی*، بخش مهندسی آب دانشگاه شیراز.
- پیشوایی، محمدرضا؛ انصاری بصیر، ارمغان، فرزانه، محمدرضا (۱۳۸۵). مدل گردش شاخص های چرخندگی در جنوب ایران، *مجموعه مقالات ششمین همایش پیش بینی عددی وضع هوا*، تهران، ۷۹-۹۴.
- طباطبائی، علی (۱۳۸۸). ایجاد شاخص های چرخندگی بر اساس گردش جوی منطقه ای در جنوب ایران. *پایان نامه کارشناسی/ارشد هواشناسی کشاورزی*، دانشگاه شیراز، دانشکده کشاورزی.

REFERENCES

- Alexandre M. Ramos, Nicola Cortesi and Ricardo M. Trigo. (2014). Circulation weather types and spatial variability of daily precipitation in the Iberian Peninsula. *Earth Science*. 2. 1-17. doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00025>
- Besselaar, E.J.M., Tank, A.M.G., and Schrier, G., (2009). Influence of circulation types on temperature extremes in Europe. *Theoretical and Applied Climatology manuscript*. 99: 431-439. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0153-6>
- Bluestein, H. B. (1992). *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Oxford Univ. Press, 594 pp.
- Climate Diagnostics Center. (2020). CDC derived NCEP/NCAR AMIP-II Reanalysis for pressure level data. Published by NOAA. www.cdc.noaa.gov
- Favre, A., and Gershunov, A., (2006). "Extra-tropical cyclonic/ anticyclonic activity in North-Eastern Pacific and air temperature extremes In Western North America". *Climate Dynamics* (2006), <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0101>
- Dadaşer Çelik, F., Çelik, M., & Kömüşcü, A. Ü., (2025). Drought Prediction Based on Global Atmospheric Circulation Indices Using Artificial Neural Networks: A Case for City of Kayseri, Türkiye. *Energy, Environment and Storage*. 5(2): 58-66. <http://doi.org/10.52924/snrz2925>
- Golmohammadian H. (2010). Long-term assessment of the meridional displacement of the trough of transient western low-pressure waves passing over Iran. Master's Thesis Seminar in Agricultural Meteorology, Water Engineering Department, Shiraz University. 101 pp.
- Golmohammadian, H., Pishvaei, M. R. (2011). Production of Cyclonicity Index and evaluation of pressure systems over Isfahan. *16th Iranian Geophysical Conference*. 229-235. (In Persian)
- Golmohammadian, H., Pishvaei, M. R. (2013). Production of Daily Cyclonicity Indices and its effect on temperature and precipitation over Khorasan region in 1948-2010 Period. *Journal of Applied researches in Geographical Sciences*. 13 (29): 217-236. (In Persian)
- Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth edition, Elsevier Academic Press, 553 pp (electronic pdf file).
- Kendall, M.G. (1975). *Rank Correlation Methods*. 4th edition, Charles Griffin, Lond.
- Lamb, H. H. (1972). British Isles Weather types and a register of daily sequence of circulation patterns 1861-1971. *Geophysical Memoir*. 116, HMSO, London, 85pp .
- Liwei, J., Weijing, L., Deliang, C., & Xiaocun, A. N. (2006). A monthly atmospheric circulation classification and its relationship with climate in Harbin. *Acta Meteorologica Sinica*. 64(2), 236-245. <https://doi.org/10.11676/qxxb2006.024>
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 13: 245-259.
- Mätlik, O., Post, P. (2008). Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961-2005. *Estonian Journal of Engineering*, 14(3): 195-208. <http://doi.org/10.3176/eng.2008.3.01>
- Niedźwiedź, T. (1993). Changes of atmospheric circulation (using the P,S,C,M indices) in the winter season and their influence on air temperature in Cracow. *Early Meteorological instrumental Records in Europe- Methods and Results*. Cracow. 95: 107-113.
- Niedźwiedź, T. (2000). Variability of the Atmospheric Circulation above Central Europe in the light of Selected Indices. *Prage Geograficzne*. 107: 379-389.
- Niedzwiedz, T., Twardoz, R., Walanus, A. (2009). Long-term variability of precipitation series in east central Europe in relation to circulation patterns. *Journal of Theoretical and Applied Climatology*. 98(3-4), 256-268. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0122-0>
- Pishvaei, M. R. (2002). Study of Precipitation Characteristics in Southern Slovakia during last century, XIVth Czech-Slovakia Bioclimatology Conference at Lednice Na Moravě. 2-4 Sep. 2002, *Czech Republic*, 561-569.
- Pishvaei, M. R., Lapin, M. (2008). Regional Circulation Effects Reflected by Cyclonicity Indices over Eastern Mediterranean Sea. *Geophysical Research Abstracts*, (10):13-18.
- Pishvaei, M. R., Ansaribasir, A., Farzaneh, M. R. (2006). Regional circulation model for creating cyclone indices in southern Iran. *6th Conference on Numerical Weather Prediction*. Tehran. 79-94. (In Persian)
- Russo, A. C., Gouveia, C. M., Trigo, R. M., Liberato, M. L., DaCamara, C. C. (2015). The influence of circulation weather patterns at different spatial scales on drought variability in the Iberian Peninsula. *Frontiers in Environmental Science*, 3, 1. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2015.00001>



- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*. 63(324), 1379-1389.
- Tabatabaeian, A. (2009). Creation of Monthly Cyclonicity Indices According to the Regional Atmospheric Circulation in Southern Iran. Under supervision of Pishvaei, M.R. Shiraz. Shiraz University. Faculty of agricultural sciences. (InPersian)
- Tabatabaian, A, Pishvaei, M. R., Mahmoudi, P. (2018). Creation of Monthly Cyclonicity Indices According to the Regional Atmospheric Circulation in Southern Iran. *Journal of climate research*. 9(35), 19-40.
- Tabatabaian, A., Pishvaei, M. R. and mahmuodi, P. (2019). Creation of Monthly Cyclonicity Indices According to the Regional Atmospheric Circulation in Southern Iran. *Journal of Climate Research*, 1397(35), 19-40.
- Thiel H. (1950). "A rank-invariant method of linear and polynomial analysis". Part 3 *Nederlandse Akademie van Wettenschappen, Proceedings*. 53: 1397-1412 .
- Twardosz, R. (2007). Diurnal variation of precipitation frequency in the warm half of the year according to circulation types in Kraków, South Poland. *Theoretical and Applied Climatology*. 89(3): 229-238. <https://doi.org/10.1007/s00704-006-0268-y>
- Wang, T., Gou, X., Lian, T. et al. (2025). The connections between quasi-biennial oscillation and the sea surface temperatures in the North Pacific. *Climate Dynamics*. 63: 372. <https://doi.org/10.1007/s00382-025-07875-6>
- Xu, Z. X., Takeuchi, K., & Ishidaira, H. (2003). Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. *Journal of hydrology*. 279(1-4): 144-150. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00178-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00178-1)