



Institute of Geography



Research on the Caspian Clouds

Shahnaz Rashedi^a, Saeed Jahanbakhsh Assal^{b*}, Ali Mohammad Khorshiddoust^c, Gholam Hasan Mohammadi^d.

^a. PhD student of Climatology, Tabriz University, Tabriz, Iran

^b. Professor, Department of Climatology, Tabriz University, Tabriz, Iran

^c. Professor, Department of Climatology, Tabriz University, Tabriz, Iran

^d. PhD in Climatology, Tabriz University, Tabriz, Iran

Extended Abstract

Introduction

What is known as a cloud is actually the accumulation of water vapor particles in the atmosphere around the nuclei of their density and cooling (Ghasemi, 2012). In this study, we will study and identify the clouds that are formed in terms of spatial distribution between the southern coast of the Caspian Sea to the Alborz Mountains and in terms of temporal distribution in all seasons, especially in summer. It seems that these clouds were different in terms of atmospheric formation mechanism and are formed under special environmental conditions of the Caspian coast. Therefore, the main purpose of this study will be to identify and study these clouds. For this purpose, 279 cloud days were selected for study.

Materials and methods

This study uses type, amount and height of low, medium clouds, including hourly data (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 and 21 UTC) and daily precipitation of 13 meteorological stations in the study area, for selected samples, were received from the Iran Meteorological Organization (IMO). The characteristics of the physical parameters of the cloud Included CTT, CTH, CER, COT and CWP were obtained from level 2 MODIS (MOD06 TERRA and MYD06 Aqua) with a resolution of 1 km. Upper atmosphere data were obtained from ERA5 at a resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Which includes geopotential height, u- wind, v- wind, specific humidity and omega levels of 1000 to 500 hPa isobaric. Ground surface data (SLP, U-wind and V-wind 10m) were obtained from the NCEP/NCAR database and its circulation patterns were drawn in GRADS. HYSPLIT model and the backward method was used to identify the source of moisture. In this study, Global Data Assimilation System (GDAS 1^o) meteorological data provided by NOAA HYSPLIT model were used to calculate the backward paths for altitudes of 50, 500 and 1000 m above the ground. First, the frequency percentage of the type and height of different layers of clouds were calculated. The average seasonal and monthly occurrence of Caspian clouds were calculated. The average seasonal and annual rainfall of Caspian clouds were calculated. The relationship between precipitation and cloud parameters was investigated by multivariate regression

*. Corresponding author (s_jahan@tabrizu.ac.ir)

<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2022.339128.1007680>

Received: 26 March 2022; Received in revised form: 30 May 2022; Accepted: 28 July 2022

Copyright © 2022 The Authors. Published by University of Tehran. This is an open access article under the CC BY license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Result and discussion

During the 10-year statistical period (2020-2010), 279 cases (days) of the occurrence of Caspian clouds were identified. The research findings showed that the highest average monthly frequency of Caspian clouds occurs in August until its lowest occurrence in November to April. The maximum seasonal frequency of days with Caspian clouds occurs in summer with 16.1 days. These clouds are mainly in the form of low- and middle-level clouds in the region with their most common types being Stratus and Altopumulus. The analysis of rainfall from Caspian clouds indicates the annual rainfall of Caspian clouds in the region and in most stations more than 80 mm, and its highest amount occurs in summer and autumn chapters, respectively. Spatial distribution the average rainfall derived from Caspian clouds showed that its maximum is on the annual scale and summer and autumn seasons in the southwest and west of the region; but in the spring, it is placed in limited parts of the south. By applying the multivariate regression model, it was found that cloud parameters may predict 57% of the rainfall changes in Caspian clouds. Examination of the synoptic patterns shows that high-pressure settlement in the north of the Caspian Sea provides favorable conditions for wind flow and moisture transfer of the Caspian Sea to its southern coast. So that with the encounter of the humid air mass to the Alborz mountain range, it leads to orographic lift and formation of clouds and rain in the region. The HYSPLIT model indicates that the source of moisture for the formation of Caspian clouds is largely from the Caspian Sea.

Conclusion

The average frequency of the occurrence of Caspian clouds in August to stamp is more than spring and winter months. The average number of summer and autumn, as well as the average rainfall of Caspian clouds in the summer and autumn, is more than other seasons. These clouds are mainly in the form of low- and middle-level clouds in the region with their most common types being Stratus and Altopumulus. By applying the multivariate regression model, it was found that cloud parameters may predict 57% of the rainfall changes in Caspian clouds. Examination of the synoptic patterns shows that high-pressure settlement in the north of the Caspian Sea provides favorable conditions for wind flow and moisture transfer of the Caspian Sea to its southern coast. So that with the encounter of the humid air mass to the Alborz mountain range, it leads to orographic lift and formation of clouds and rain in the region. The HYSPLIT model confirmed the moisture transfer from the Caspian Sea to the study area.

Keywords: Caspian Clouds, Alborz Mountain Strings, Orographic Lift, HYSPLIT Model, South Coast of the Caspian Sea.

پژوهشی بر ابرهای خزری

شهناز راشدی - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
سعید جهانبخش اصل^۱ - استاد گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
علی محمدخورشید دوست - استاد گروه اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
غلام حسن محمدی - دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

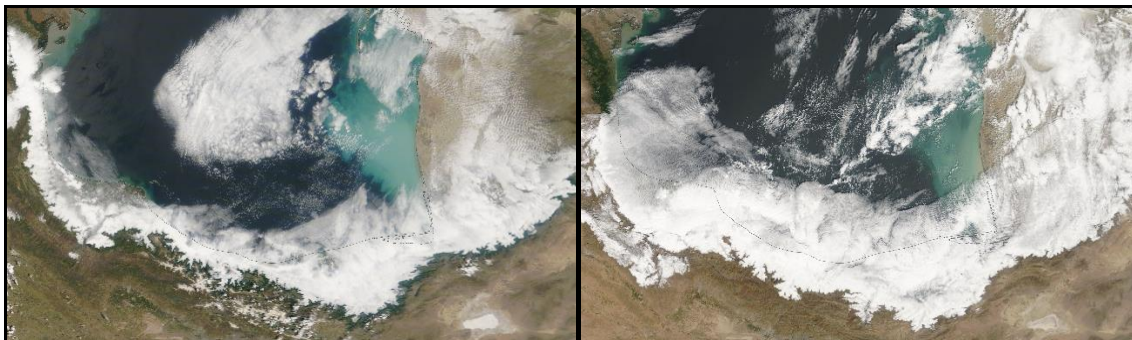
در این مطالعه به شناسایی ابرهای خزری که مابین ساحل جنوبی دریای خزر و کوهستان البرز شکل می‌گیرد، پرداخته شد. به این منظور در طول دوره آماری ۱۰ ساله (۲۰۱۰-۲۰۲۰) که ابرهای خزری ۲۷۹ روز رخداد داشته‌اند، از داده‌های مشاهداتی، تصاویر سنجنده مودیس، داده‌های بازکاوی شده ERA5، NCEP/NCAR و مدل HYSPLIT استفاده شد. یافته‌ها نشان داد که ابرهای خزری در فصل تابستان (۱۶/۱ روز) با داشتن بیشینه رخداد، تیپ غالب ابرهای تابستانه منطقه‌ای خزری می‌باشند که تحت شرایط خاص محیطی و اقلیم سینوپتیک حاکم بر منطقه شکل می‌گیرند. این ابرها اغلب به صورت ابرهای پایین از نوع ابرهای استراتوس و ابرهای میانی از نوع ابر آلتوکومولوس مشاهده می‌شوند. بیشینه سهم بارش‌های سالانه ابرهای خزری در منطقه بیش از ۸۰ میلی‌متر بوده و بیشینه مقدار آن به ترتیب در فصل‌های تابستان و پاییز رخ می‌دهد. در این میان تأثیر مشترک پارامترهای ابر بر بارش ابرهای خزری ۵۷ درصد می‌باشد. بررسی نقشه‌های همیدی نشان داد که با استقرار هسته پرفشار در شمال دریای خزر شرایط مساعدی را برای جریان باد و انتقال رطوبت دریای خزر به سمت سواحل جنوبی فراهم کرده، به طوری که توده‌هوای مرطوب از طریق صعود اورگرافیکی منجر تشکیل ابر در منطقه می‌شود. مدل HYSPLIT انتقال رطوبت از روی دریای خزر به منطقه مطالعاتی را تأیید کرد.

واژگان کلیدی: ابرهای خزری، رشته‌کوه البرز، صعود اورگرافیک، سواحل جنوبی دریای خزر، مدل HYSPLIT.

مقدمه

آنچه به‌عنوان ابر شناخته می‌شود، در واقع تجمع ذرات بخار آب موجود در جو، به دور هسته‌های تراکم و سرد شدن آن‌هاست (قاسمی، ۱۳۹۱، ۱۰). ابرها از راه پراکندگی و بازتاب تابش خورشیدی بودجه انرژی تابشی زمین را دچار دگرگونی می‌کنند و با تولید بارش در شکل‌های گوناگون بر چرخه آب‌شناسی زمین تأثیر می‌گذارند (وانگ، ۲۰۱۳: ۳۰). مطالعه ابرها به علت اینکه حد واسط بین سامانه‌های هم‌دید و شرایط آب‌وهوایی سطح زمین هستند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. ویژگی‌های فیزیکی کلان ابر از قبیل درصد پوشش، ارتفاع ابر، و پارامترهای فیزیک خرد از قبیل مسیر آب مایع ابر، شعاع قطر موثر و فاز ابر از جمله عوامل کلیدی هستند که بیلان تابشی و چرخه آب‌شناختی را تحت تأثیر قرار می‌دهند (مینیس و همکاران، ۲۰۰۱: ۲۰). از جمله مطالعاتی که درباره روند ابرناکی در ایران پرداخته شده است می‌توان به مطالعات بنیادین و همکاران (۱۳۸۹)، رسولی و همکاران (۱۳۹۲)، احمدی و همکاران (۱۳۹۷) اشاره کرد. نامبرندگان نشان دادند که روند روزهای ابرناکی در ایران کاهش یافته است. قاسمی فر و همکاران (۱۳۹۸)، با استفاده از داده‌های سنجنده AVHRR پراکندگی ناحیه‌ای ابر را در دو ناحیه ایران بررسی کردند. نشان دادند هنگامی که دمای سطح بیشتر از ۵ درجه سانتی‌گراد باشد، جو صاف (جو بدون ابر) به‌طور متوسط ۱ درجه سانتی‌گراد سردتر از جو ابری است و برعکس هنگامی که دمای سطح کمتر از ۵ درجه سانتی‌گراد باشد، جو صاف به‌طور متوسط ۶ درجه سانتی‌گراد گرم‌تر از جو ابری است. احمدی و همکاران (۱۳۹۹)، به بررسی تغییرات زمانی و مکانی ابرهای مایع (LWCOT) فصلی ایران پرداختند. برای این منظور از داده‌های سنجنده مودیس ماهواره Terra (۲۰۰۱-۲۰۱۵) و داده‌های بلندمدت ۳۱ ایستگاه سینوپتیک (۲۰۱۵-۱۹۶۰) استفاده شد. نتایج نشان داد که از شمال به جنوب و از غرب به شرق ایران از فراوانی ابرهای مایع کاسته می‌شود و بیشینه فراوانی ابرهای مایع در فصول سرد سال و عمدتاً در عرض‌های جغرافیایی بالا قرار دارند. رستم‌زاده و همکاران (۱۳۹۹)، با استفاده از محصولات ماهواره متئوست و TRMM نقش هریک از ویژگی‌های فیزیکی ابر در میزان بارش را مورد ارزیابی قرار داده و نشان دادند که در بین مؤلفه‌های ویژگی‌های فیزیکی ابر نوع ابر بیشترین اثر بخشی را داشته و سپس شعاع موثر قطرات ابر و عمق نوری آن به ترتیب در جایگاه‌های دوم و سوم قرار دارند. استوردال و همکاران (۲۰۰۴)، با استفاده از داده‌های ماهواره ISCCP، وجود روند مثبت در پوشش ابرناکی اروپا را تأیید کردند. نوریس (۲۰۰۵)، در مطالعه‌ای نشان دادند که ابرهای سطوح بالا در عرض‌های متوسط و پایین در بین سال‌های ۱۹۷۱-۱۹۹۶ به میزان ۱/۳ درصد در هر دو نیم کره کاهش پیدا کردند. ری هیمای و همکاران (۲۰۱۲)، به کمک اندازه‌گیری‌های رادار و لیدار در منطقه داروین استرالیا، اقلیم‌شناسی ابرهای میانی را به مدت ۴ سال بررسی نمودند. فری و سان (۲۰۱۳)، با استفاده از داده‌های ملی هواشناسی (National Weather Service) و داده‌های ساعتی ایستگاه‌های هواشناسی، تغییرات پوشش ابر ایالات‌متحده را بررسی کردند. نتایج نشانگر افزایش میانگین پوشش ابر در ۱۷۲ ایستگاه بین ۲ الی ۳ درصد است. باتلس و همکاران (۲۰۱۴)، با استفاده از داده‌های حاصل از نسل دوم ماهواره متئوست و داده‌های مشاهداتی مقدار ابرناکی، به پیش‌بینی کوتاه‌مدت پوشش ابر پرداختند. نتایج داده‌های چند طیفی بیانگر توانایی پیش‌بینی ابر را بالای ۹۰ درصد در موقعیت‌های ابری و بدون ابر و بیش از ۷۵ درصد در موقعیت‌های آسمان نیمه‌ابری را افزایش می‌دهد. ژانگ و همکاران (۲۰۱۵)، نشان دادند که در شمال چین بین افزایش ذرات معلق در هوا و پوشش ابر رابطه خطی مستقیم وجود دارد. اندیس و همکاران (۲۰۱۷)، نشان دادند که تغییرات سالانه کل پوشش ابر در منطقه مدیترانه کاهش پیدا کرده است. چرنوکولسیکی و ایشو (۲۰۱۹)، نشان دادند که در طی دوره‌های گرم، کل پوشش ابر در مناطق مختلف نیم کره شمالی ۶۹-۷۴ درصد افزایش پیدا کرده است. بررسی پیشینه پژوهش نشان می‌دهد

که عمدتاً مطالعات در زمینه تغییرات مکانی و زمانی پوشش ابر، روند ابرناکی و پیش‌بینی کوتاه‌مدت ابرناکی پرداخته شد. درحالی‌که تاکنون در هیچ پژوهشی به‌طور مستقل و ساختارمند مطالعه درباره ابرهای خزری انجام نشده است. در پژوهش حاضر منطقه مورد مطالعه سواحل جنوبی دریای خزر در کشور ایران می‌باشد که با مساحتی بالغ بر ۶۰۷۱۱ کیلومترمربع بین دریای خزر و رشته‌کوه البرز قرار گرفته است (پرنیا و همکاران، ۱۳۹۴: ۹۳-۹۲). یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های قابل توجه در منطقه مورد مطالعه وجود ابرهای ویژه خزر می‌باشد، ابرهایی که از نظر توزیع مکانی در حدفاصل بین ساحل دریای خزر تا رشته‌کوه‌های البرز شکل گرفته و از نظر توزیع زمانی در همه فصول به‌ویژه در فصل تابستان شکل می‌گیرند. به نظر می‌رسد که این ابرها از لحاظ ویژگی‌های فیزیکی و سازوکار جوی شکل‌گیری نیز متفاوت بوده است و تحت شرایط محیطی ویژه سواحل خزر شکل می‌گیرند. تصور می‌رود با توجه به همبستگی‌های منحصربه‌فرد ابرهای مذکور، می‌توان آن‌ها را «ابرهای خزری» نامید. لذا ابرهای خزری را می‌توان چنین تعریف کرد: «ابر خزری نوعی از ابرهای سواحل جنوبی دریای خزر است که مابین ساحل جنوبی خزر تا رشته‌کوه البرز و تحت شرایط محیطی آن منطقه در سراسر یا بخشی از منطقه خزری شکل می‌گیرد» (شکل ۱ الف و ب). با توجه به اینکه تاکنون مطالعه‌ای درباره ابرهای خزری و فرایند شکل‌گیری آن‌ها انجام نشده است، بنابراین هدف اصلی پژوهش حاضر شناسایی و مطالعه دقیق ابرهای خزری با استفاده از داده‌های مشاهداتی، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های بازکاوی شده، است. لذا با کنکاش بر روی تعداد زیادی از نمونه‌های رخداد، ضمن معرفی «ابرهای خزری»؛ فرایندهای شکل‌گیری آن‌ها در منطقه مورد بررسی قرار گرفت. لازم به ذکر است که در این پژوهش کل ابرناکی منطقه مورد مطالعه قرار نگرفته است. با توجه به تعریف ارائه‌شده، روزهای که همراه با رخداد ابرهای خزری بوده‌اند برای مطالعه انتخاب گردید.



(ب)

(الف)

شکل شماره ۱. نمونه‌ای از تصاویر ابرهای خزری حاصل از باند مرئی (قدرت تفکیک ۱ کیلومتر) سنجنده مودیس. (الف)، روز ۱۹ ماه اوت ۲۰۱۸، (ب) روز ۲۵ ماه مه ۲۰۲۰ (منبع: سایت NASA Worldview)

روش پژوهش

در پژوهش حاضر برای رسیدن به هدف مورد نظر (شناسایی و مطالعه ابرهای خزری) ابتدا در طول دوره آماری ۲۰۲۰-۲۰۱۰ رخداد روزهای همراه با ابرهای خزری با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس برگرفته از پایگاه داده ناسا شناسایی شدند. در بازه زمانی ۱۰ ساله، ۲۷۹ روز رخداد ابرهای خزری شناسایی گردید و روزهای منتخب به‌عنوان نمونه‌های مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفتند. به این منظور داده‌های ساعتی (UTC ۰۰، ۰۳، ۰۶، ۰۹، ۱۲، ۱۵ و ۲۱) روزهای منتخب که شامل کدهای سینوپتیک نوع و ارتفاع ابرهای پایین، متوسط و بالا و همچنین داده‌های بارش روزانه، برای ۱۳ ایستگاه سینوپتیک موجود در منطقه مورد مطالعه از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. در این مطالعه ایستگاه‌های که دارای طول آماری مشترک بودند، انتخاب گردید (جدول ۱).

جدول شماره ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

| نام ایستگاه | مختصات جغرافیایی | | نام ایستگاه | مختصات جغرافیایی | |
|-------------|------------------|---------|-------------|------------------|---------|
| | عرض | طول | | عرض | طول |
| آستارا | ۴۸° ۸۵' | ۳۸° ۳۶' | مراوتپه | ۵۱° ۵۶' | ۳۶° ۶۶' |
| ساری | ۵۲° ۹۸' | ۳۶° ۵۳' | نوشهر | ۵۵° ۹۴' | ۳۷° ۸۰' |
| بابلسر | ۵۲° ۶۵' | ۳۶° ۷۲' | رامسر | ۵۰° ۶۸' | ۳۶° ۹۰' |
| بندرانزلی | ۴۹° ۴۵' | ۳۷° ۴۷' | رشت | ۴۹° ۶۲' | ۳۷° ۳۲' |
| گنبدکاووس | ۵۵° ۲۱' | ۳۷° ۲۶' | سیاه بیشه | ۵۱° ۳۰' | ۳۶° ۲۳' |
| گرگان | ۴۹° ۴۰' | ۳۶° ۷۲' | امل | ۵۲° ۳۸' | ۳۶° ۴۶' |
| منجیل | ۵۴° ۴۱' | ۳۶° ۹۰' | - | - | - |

در این پژوهش همچنین از اطلاعات پارامترهای میکرو فیزیکی ابر سنجنده مودیس استفاده شد. سنجنده مودیس محصولات ابر منطقه‌ای و جهانی را با پوشش طیفی زیاد و تفکیک مکانی بالا تهیه می‌کند (منزل و همکاران، ۲۰۱۵). محصولات حاضر با قدرت تفکیک ۱×۱ درجه و با فرمت HDF از محصولات سطح MOD06 TERRA و MYD06 Aqua سنجنده مودیس دریافت گردیدند. محصولات ابر مورد استفاده شامل دمای قله ابر برحسب کلون (CTT)، ارتفاع قله ابر برحسب متر (CTH)، شعاع موثر قطر ذرات ابر برحسب میکرون (CER)، ضخامت نوری ابر (COT) و محتوای آب و یخ ابر برحسب گرم بر مترمربع یا میلی گرم بر سانتی متر مربع (CWIP). در این مطالعه جهت شناسایی الگوهای گردشی موثر بر رخداد ابرهای خزری از تحلیل همدیدی بهره گرفته شد. برای این منظور از داده‌های دو پایگاه مختلف که شامل داده‌های بازکاوای شده ERA5 مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت جو ECMWF و پایگاه داده‌های NCEP/NCAR می‌باشد، استفاده شد. داده‌های بازکاوای شده ساعتی سطوح فوقانی شامل مؤلفه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، باد مداری، باد نصف‌النهاری، رطوبت ویژه و امگا ترازهای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال جو با قدرت تفکیک ۰/۲۵×۰/۲۵ درجه دریافت شد. داده‌های فشار سطح دریا (SLP)، باد مداری و باد نصف‌النهاری ۱۰ متری سطح زمین از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده آمریکا استخراج گردید و الگوهای گردشی آن با استفاده از نرم‌افزار GRADS ترسیم شدند.

برای دستیابی به هدف پژوهش، ابتدا مجموع روزهای رخداد ابرهای خزری در بازه زمانی ۱۰ ساله (۲۰۲۰-۲۰۱۰) به تفکیک سال شناسایی و استخراج شد. سپس میانگین فراوانی رخداد ابرهای خزری در مقیاس‌های زمانی ماهانه و فصلی محاسبه گردید. برای تعیین طبقات ارتفاعی ابرهای خزری و نوع ابرهای خزری از داده‌های هواشناسی استفاده شد. به این منظور ابتدا کدهای سینوپتیکی مربوط به هر لایه ارتفاعی ابرها (ابرهای لایه‌های پایین، میانی و بالایی) و نوع ابر مختص هر لایه ارتفاعی ابرها برای کل روزهای منتخب استخراج گردید. سپس درصد فراوانی طبقات ارتفاعی و نوع ابرها محاسبه گردید. برای محاسبه بارش حاصل از ابرهای خزری، ابتدا میانگین بارش ابرهای خزری به تفکیک ایستگاه برای مقیاس‌های زمانی سالانه و فصلی محاسبه گردید. سپس نسبت بارش ابرهای خزری به کل بارندگی منطقه استخراج شد و در آخر از نسبت‌های حاصل از بارش ابرهای خزری، میانگین درصد بارش ابرهای مذکور به دست آمد و نقشه‌های توزیع مکانی میانگین درصد بارندگی ابرهای خزری در مقیاس فصلی و سالانه در منطقه مورد پژوهش با

1. Cloud Top Temperature
2. Cloud Top Height
3. Cloud Effective Radius
4. Cloud Optical Thickness
5. Cloud Water and Ice Path

استفاده از روش IDW در محیط نرم‌افزاری ARC GIS پهنه‌بندی شد.

در این پژوهش با توجه به ارتباط ساختارمند پارامترهای ابر (مستخرج از سنجنده مودیس) با هم دیگر و تأثیرات هم‌زمان آن‌ها بر بارندگی، از تجزیه و تحلیل رگرسیون چند متغیره برای بررسی تأثیرات مشترک پارامترهای ابر (دمای قله ابر، ارتفاع قله ابر، ضخامت نوری ابر، شعاع موثر قطر ذرات ابر و محتوای آب و یخ ابر) بر بارندگی ابرهای خزری استفاده شد. روش آماری رگرسیون چند متغیره روشی است که به تحلیل تأثیر هم‌زمان تعدادی متغیر مستقل بر روی یک متغیر وابسته می‌پردازد. در محاسبه معادله رگرسیون برای انتخاب متغیرهای مدل رگرسیونی، روش‌های مختلفی وجود دارد. در این مطالعه برای تعیین متغیرهای مستقل (پارامترهای ابر) تأثیرگذار بر تغییرات متغیر وابسته (بارش ابرهای خزری) از مدل رگرسیون هم‌زمان بهره گرفته شد. برای آزمون موثر بودن پارامترهای ابر در رگرسیون چند متغیره بر تغییرات بارش از آنالیز واریانس یک‌طرفه استفاده شد. معادله رگرسیون چند متغیره به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Y_i = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_n X_n \quad (1)$$

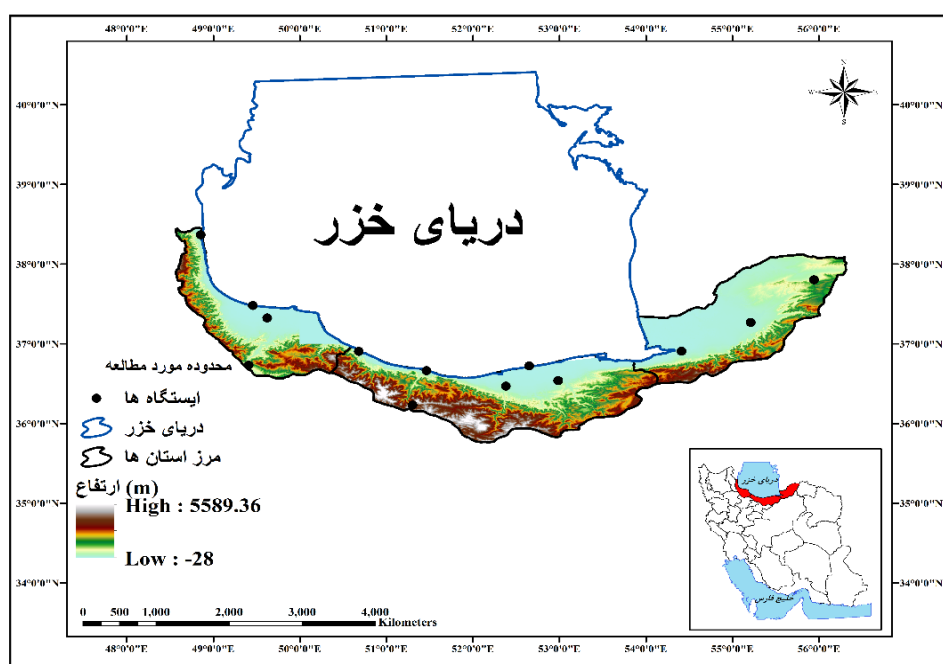
در رابطه فوق Y_i متغیر وابسته، مقدار ثابت و فاصله از مبدأ می‌باشد. β_1 تا β_n ضرایب رگرسیونی و X ها بر متغیرهای مستقل دلالت دارند (فرهودی، ۱۳۸۵).

برای انجام تحلیل سینوپتیکی ساز کارهای همدیدی منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری، از روش محیطی به گردشی استفاده شد. به این نحو که ابتدا روزهای همراه با رخداد ابرهای خزری شناسایی شد. سپس ابعاد سینوپتیک آن‌ها در بازه فضایی بین ۳۲ تا ۴۲ درجه عرض شمالی و ۴۰ تا ۶۰ درجه طول شرقی مورد بازکاوی قرار داده شد. برای شناسایی الگوی گردشی منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری در طول دوره مورد مطالعه، نقشه‌های ترکیبی فشار تراز دریا و سطوح فوقانی جو ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکل در محیط گردس ترسیم و به‌دقت بررسی شدند. ارزیابی و کنترل نقشه‌های فشار تراز دریای سامانه‌های منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری (برای کل روزهای منتخب) یک الگوی همدیدی شناسایی و مشخص گردید. همچنین ارزیابی ترازهای سطوح فوقانی جو نشان داد که در بین ترازهای سطوح فوقانی جو، در ترازهای ۹۲۵ (تراز پایینی جو) و ۵۰۰ (تراز میانی جو) هکتوپاسکال الگوی شناسایی شده نمود بیشتری دارد، بنابراین برای تحلیل انتخاب شدند. برای جلوگیری از اطاله مقاله دو دوره به‌عنوان نماینده تمام‌روزهای منتخب جهت تحلیل سینوپتیکی انتخاب شدند. در مرحله آخر جهت ردیابی مسیر جریان رطوبت از مدل HYSPLIT و روش عقب‌گرد (Backward) ساعت ۹ صبح برای نمونه‌های منتخب و ارتفاعات ۵۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر از سطح زمین و حداقل ۴۸ ساعت اجرا شدند. داده‌های هواشناسی مدل نیز از داده‌های تحلیل شده GDAS^۱ یک درجه به دست آمد که این مدل‌های میان‌مقیاس، میدان پیوسته‌ای را برای شرایط هواشناسی فراهم می‌آورند. علاوه بر داده‌های هواشناسی، زمان شروع، مختصات جغرافیایی نقاط آغاز، زمان کل اجرا، جهت حرکت عقب‌گرد و چگونگی حرکت عمودی نیز در مدل وارد شدند.

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با طول نسبتاً زیاد و شکل مقعر خط ساحلی شامل سواحل جنوبی دریای خزر کشور ایران می‌باشد که به‌طور تقریبی بین عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۳۸ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸/۵ تا ۵۶ درجه شرقی قرار دارد (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۳۰). این منطقه شامل محدوده سیاسی استان‌های گیلان، مازندران و گلستان است (شکل ۲). بخش جنوبی دریای خزر مساحتی کمتر از یک بیست و هفتم مساحت کشور را دارد. در منطقه مورد مطالعه اختلاف

دما بسیار ناچیز است و مقدار بارش سالانه آن از همه نواحی دیگر در ایران بیشتر است، میانگین بارش حدود ۱۱۷۰ میلی‌متر بوده و بارندگی این ناحیه از غرب به شرق کاهش می‌یابد (علیچانی، ۱۳۸۷: ۱۶۵).

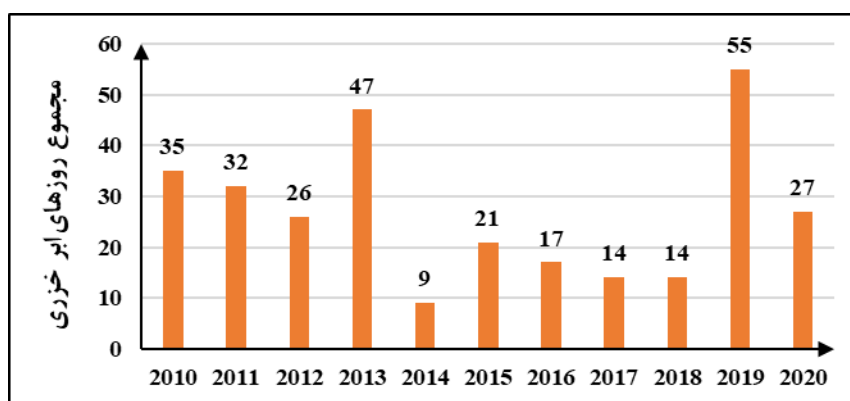


شکل شماره ۲. موقعیت جغرافیای منطقه و پراکندگی ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه

بحث و یافته‌ها

تحلیل فراوانی رخداد ابرهای خزری

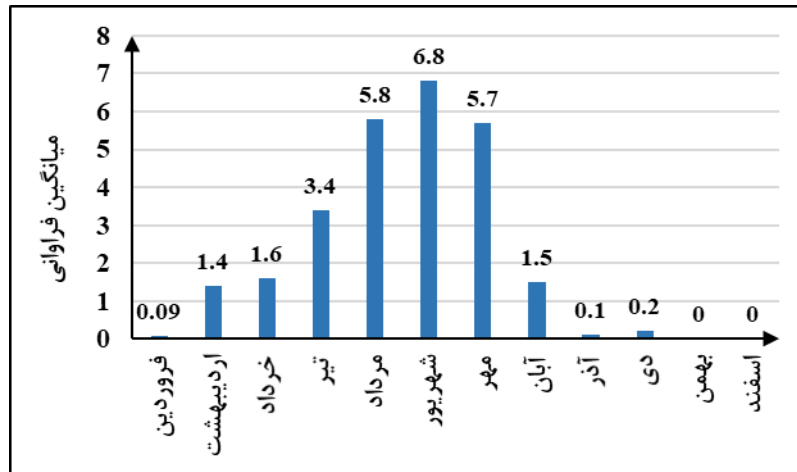
نتایج بررسی رخداد ابرهای خزری در طول دوره آماری ۱۰ ساله نشان داد که در مجموع ۲۹۷ روز ابری در منطقه شناسایی شد. شکل ۳ توزیع زمانی مجموع روزهای ابرهای خزری به تفکیک سال را در بازه زمانی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۳، تقریباً در بیشتر سال‌های مورد بررسی مجموع روزهای ابر خزری بیش از ۲۰ روز رخداد داشته‌اند. در این میان بیشینه روزهای ابر خزری به ترتیب در بازه‌های زمانی ۲۰۱۹ (۵۵ روز)، ۲۰۱۳ (۴۷ روز) و ۲۰۱۰ (۳۵ روز) مشاهده شدند. کمینه رخداد آن نیز در بازه زمانی ۲۰۱۴ با مجموع ۹ روز ثبت شد.



شکل شماره ۳. نمودار هیستوگرام مجموع روزهای رخداد ابرهای خزری در کل دوره‌های منتخب

به منظور تحلیل فراوانی رخداد ابرهای خزری، میانگین فراوانی وقوع ابرهای خزری برای مقیاس‌های زمانی فصلی و

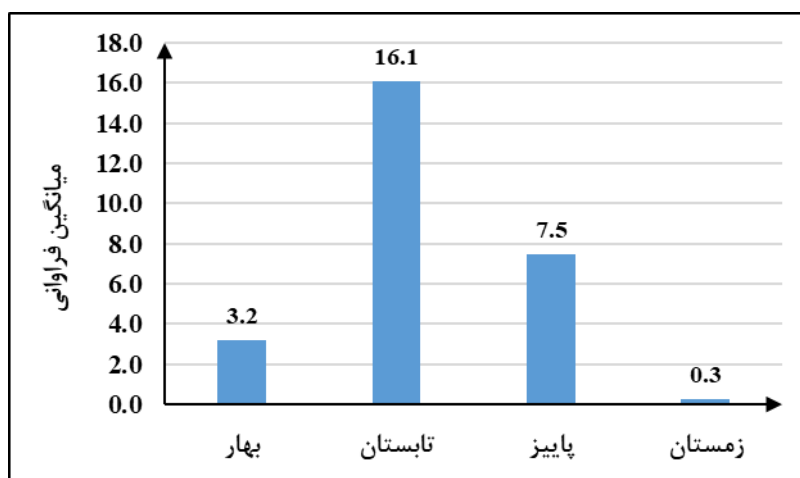
ماهانه محاسبه شدند (شکل‌های ۴ و ۵). شکل ۴ میانگین فراوانی ماهانه وضعیت ابرهای خزری در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که در مجموع بیشترین و کمترین میانگین فراوانی تعداد روزهای ابرهای خزری به ترتیب در ماه شهریور با ۶/۸ روز و ماه‌های بهمن و اسفند با صفر روز رخداد داشته‌اند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود حداکثر میانگین فراوانی اوج تعداد روزهای ابرهای خزری از ماه تیر شروع شده است و تا ماه مهر ادامه یافته است. در حالی که میانگین فراوانی تعداد روزهای ابرهای خزری از آبان ماه تا ماه خرداد کاهش یافته و در ماه‌های بهمن و اسفند به دلیل عدم رخداد ابرهای خزری فراوانی وقوع صفر بوده است.



شکل شماره ۴. نمودار هیستوگرام میانگین فراوانی ماهانه رخداد ابرهای خزری

توزیع میانگین فراوانی فصلی ابرهای خزری در شکل ۵ ارائه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشینه میانگین فراوانی فصلی وقوع ابرهای خزری ابتدا در فصل تابستان (۱۶/۱ روز) و سپس در فصل پاییز (۷/۵ روز) رخ داده است. کمینه آن نیز به ترتیب در فصل‌های زمستان (۰/۳ روز) و بهار (۳/۲ روز) رخداد داده است. نتایج تحلیل میانگین فراوانی ماهانه و فصلی ابرهای خزری به خوبی نشان دادند که اوج رخداد ابرهای خزری در دوره گرم سال بیشتر از دوره سرد سال است. با توجه به اینکه در دوره گرم سال (فصل تابستان و اوایل فصل پاییز) با عقب‌نشینی بادهای غربی و عدم فعالیت جریان‌های مدیترانه‌ای و هم‌زمان با آغاز فعالیت‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור، جو پایدار در ایران حاکم می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۷). در این دوره در لایه‌های نزدیک سطح زمین با استقرار مرکز پرفشار و گسترش زبانه‌های آن در شمال دریای خزر، موجب حرکت جریان هوا از شمال دریای خزر به سمت جنوب خزر می‌شود. با توجه به تأثیر شرایط محیطی خاص سواحل جنوبی خزر و استقرار کوهستان البرز، نزول دینامیکی هوا همراه با وزش رطوبت از سمت دریا و چینش کوهستان البرز باعث انباشته شدن رطوبت در یک فضای نسبتاً محدود بین سواحل جنوبی دریای خزر و رشته‌کوه البرز می‌شود. در چنین شرایطی رطوبت دریا راهی برای پخش در محیط پیرامون ندارد. بنابراین در اثر جریان‌های شمال به جنوب، هم‌زمان با استقرار سیستم فشاری و انباشته شدن رطوبت در منطقه، توده‌هوای مرطوب از دامنه‌های شمالی کوهستان البرز صعود کرده و با مهیا بودن شرایط تراکم منجر به رخداد مکرر ابرهای خزری در منطقه مورد مطالعه به خصوص در ماه‌ها و فصل گرم سال می‌شود. اما دوره سرد سال (فصل زمستان و اوایل فصل بهار) که مصادف است با آغاز فعالیت بادهای غربی و به دنبال آن با ورود سامانه‌های کم‌فشار، جبهه‌ها و امواج میانی جو به ایران (علیجانی، ۱۳۸۷) شرایط متفاوتی در منطقه برقرار می‌شود. در این دوره منطقه مورد مطالعه اغلب تحت تأثیر فرود مدیترانه‌ای بادهای غربی می‌باشد. لذا با حاکمیت و گذر چرخندهای عمیق، رطوبت برخاسته از دریا با رطوبت منتقل شده از روی

دریای مدیترانه و مناطق دیگر ترکیب شده و در قالب ابرهای باران‌زای عادی نمایان می‌شوند. به این دلیل فراوانی رخداد ابرهای خزری در دوره سرد سال مخصوصاً در فصل زمستان کاهش چشمگیری داشته است.



شکل شماره ۵. نمودار هیستوگرام میانگین فراوانی فصلی رخداد ابرهای خزری

تحلیل لایه‌های ارتفاعی و نوع ابرهای خزری

با توجه به تقسیم‌بندی انواع لایه‌های مختلف ابرها از نظر ارتفاع به سه لایه ابرهای لایه‌های پایین، میانی و بالایی و با در نظر داشتن نوع ابرهای هر لایه ارتفاعی ابرها، به منظور شناسایی لایه‌های ارتفاعی ابرهای خزری و نوع ابرهای خزری در منطقه، درصد فراوانی طبقات ارتفاعی لایه‌های مختلف ابرها و نوع ابرهای مختص هر طبقه ارتفاعی جداگانه برای کل روزهای منتخب مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج جدول ۲ به ترتیب درصد فراوانی ارتفاع لایه‌های مختلف ابرها و نوع ابرها را در منطقه نشان می‌دهد. بر اساس نتایج جدول ۲، بیشترین درصد فراوانی طبقات ارتفاعی لایه‌های ابرها را به ترتیب ابرهای لایه پایین (۹۳/۶٪) و ابرهای لایه میانی (۷۸/۸٪) و کمترین درصد فراوانی را ابرهای لایه بالایی با ۲/۴ درصد تشکیل می‌دهد. بنابراین با توجه به بیشینه درصد فراوانی لایه‌های ارتفاعی ابرها، نتایج بیانگر آن است که ابرهای خزری عمدتاً به صورت ابرهای لایه‌های پایین و میانی در منطقه نمایان می‌شوند. به عبارت دیگر می‌توان گفت که چهره غالب ابرهای خزری در منطقه در قالب ابرهای لایه‌های پایین و میانی می‌باشد. بر اساس نوع ابرها، نتایج نشان می‌دهد که در بین نوع ابرهای لایه پایین، به ترتیب ابرهای استراتوس (۵۹/۹ درصد) با بیشترین درصد فراوانی و ابرهای کومولونیمبوس (۲۵/۲ درصد) و کومولوس (۱۴/۹ درصد) با کمترین درصد فراوانی رخداد داشته‌اند. در بین نوع ابرهای لایه میانی، بیشترین و کمترین درصد فراوانی را به ترتیب ابرهای آلتوکومولوس (۹۹/۸ درصد) و آلتواستراتوس (۰/۲ درصد) داشتند. همچنین با کمینه رخداد ابرهای لایه بالایی (۲/۴ درصد)، در بین نوع ابرهای لایه بالایی ابر سیروس بیشینه درصد رخداد را داشته است. با در نظر داشتن بیشینه رخداد نوع ابرهای لایه‌های پایین و میانی نتایج به خوبی نشان می‌دهد که نوع ابرهای خزری در منطقه عمدتاً از نوع ابرهای استراتوس و آلتوکومولوس است. شکل‌گیری نوع ابرهای خزری بستگی به پایداری جریان هوا و رطوبت دارد. این امر زمانی رخ می‌دهد که با تزریق مداوم و پیوسته رطوبت از دریا و با حرکت تدریجی جریان هوای مرطوب به سمت ساحل و کشیده شدن بر روی ارتفاعات کوهستان البرز و هم‌زمان با صعود از ارتفاعات پایین البرز و سرد شدن در لایه‌های زیرین انواع مختلف ابرهای خزری را در منطقه به وجود می‌آیند.

جدول شماره ۲. درصد فراوانی لایه‌های ارتفاعی ابر و درصد فراوانی نوع ابرهای هر لایه ارتفاعی (برحسب روزهای همراه با رخداد ابرهای خزری) در منطقه مورد مطالعه

| فراوانی (%) | نوع ابرها | فراوانی (%) | نوع لایه‌های ارتفاعی ابرها |
|-------------|--------------|-------------|----------------------------|
| ۱۰۰ | سیروس | ۲/۴ | ابر بالا |
| ۹۹/۸ | آلتوکومولوس | ۷۸/۸ | ابر میانی |
| ۰/۲ | آلتواستراتوس | | |
| ۵۹/۹ | استراتوس | | |
| ۱۴/۹ | کومولوس | ۹۳/۶ | ابر پایین |
| ۲۵/۲ | کومولونیمبوس | | |

تحلیل بارندگی حاصل از ابرهای خزری

نتایج حاصل از محاسبه میانگین بارش ابرهای خزری به همراه میانگین درصد بارش به تفکیک ایستگاه برای هر چهار فصل و سالانه در جدول ۴ ارائه شده است. بر اساس نتایج جدول ۴، میانگین بارندگی ابرهای خزری در فصل بهار در بیشتر ایستگاه‌ها یک و کمتر از یک میلی‌متر می‌باشد. بیشینه مقدار بارش (بیش از ۴ میلی‌متر) در تعداد معدودی از ایستگاه‌ها از جمله ساری، آستارا و سیاه بیشه مشاهده شد. فصل تابستان که هم‌زمان است با اوج رخداد ابرهای خزری، در اغلب ایستگاه‌ها میانگین بارندگی به بیش از ۵۰ میلی‌متر رسیده است. در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، هسته بیشینه میانگین بارندگی ابرهای خزری به ترتیب ایستگاه‌های بندرانزلی با ۱۷۱/۶ میلی‌متر، نوشهر با ۱۰۸/۲ میلی‌متر، رشت با ۹۴/۳ میلی‌متر، رامسر با ۸۹/۵ میلی‌متر و آستارا با ۸۵/۱ میلی‌متر مشاهده شد. همان‌طور که قبلاً اشاره شد در این فصل به دلیل فرونشینی دینامیکی جریان هوا در راستای دریای خزر، رطوبت دریا به تمام نواحی داخلی منطقه انتقال یافته و با مهیا بودن عامل صعود هوای مرطوب، یعنی صعود اورگرافیکی منجر به شکل‌گیری حداکثر ابرهای مذکور و بارش حاصل از این ابرها شده است. میانگین بارش‌های پاییزه ابرهای خزری حاکی از آن است که در بیشتر ایستگاه‌ها بیش از ۴۰ میلی‌متر بارندگی داشته‌اند. که در این میان ایستگاه‌های بندرانزلی با ۱۰۹/۴ میلی‌متر و آستارا با ۱۰۷ میلی‌متر بیشینه هسته میانگین بارش و ایستگاه‌های گنبدکاووس (۲/۹ میلی‌متر)، منجیل (۰/۵ ملی متر) و مراوه‌تپه (۱/۸ میلی‌متر) کمترین میانگین بارش را داشتند. در فصل زمستان به دلیل عدم رخداد ابرهای خزری، بارندگی حاصل از این ابرها در منطقه ثبت نشده است. نتایج مقدار میانگین بارش‌های سالانه ابرهای خزری نیز بیانگر آن است که بیشینه مقدار میانگین بارش در اکثر ایستگاه‌ها بیش از ۸۰ میلی‌متر بود. هسته بیشینه مقدار میانگین بارش به ترتیب در ایستگاه‌های بندرانزلی (۲۸۳/۱ میلی‌متر)، آستارا (۱۹۶/۱ میلی‌متر)، رامسر (۱۷۶/۲ میلی‌متر)، رشت (۱۵۸/۸ میلی‌متر) و بابلسر (۱۰۱/۴ میلی‌متر) رخ داده است. در بین ایستگاه‌های مورد بررسی میانگین بارش‌های سالانه کمتر از ۲۰ میلی‌متر را ایستگاه‌های گنبدکاووس، مراوه‌تپه و منجیل داشتند. طبق جدول ۴ ملاحظه می‌شود که مقدار بارندگی فصل‌های تابستان و پاییز ابرهای خزری درصد بیشتری از بارش سالانه ابرهای خزری را تشکیل می‌دهند. نکته قابل توجه آن است که مقدار بارندگی ابرهای خزری (فصلی-سالانه) در مقایسه با کل بارندگی‌های فصلی و سالانه منطقه خزری در طی دوره مورد بررسی چندان چشمگیر نیست. که علت آن را می‌توان در توانایی محدود جریان‌های شمال به جنوب منتقل‌کننده رطوبت به ساحل جنوبی دریا و عدم تولید بارندگی قابل توجه از طریق صعود اورگرافیک توده‌های پایدار جستجو کرد.

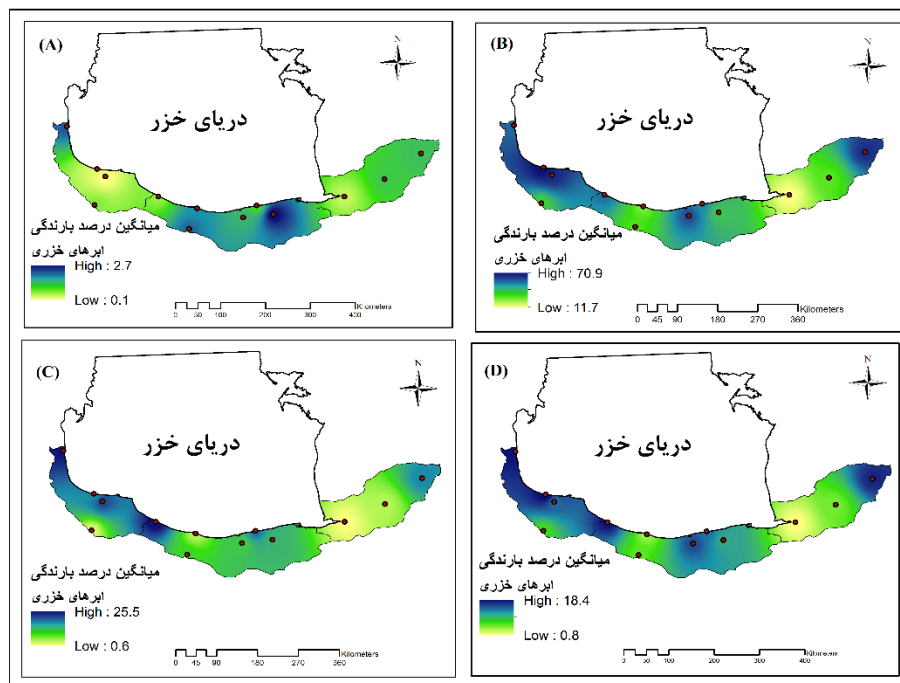
جدول شماره ۴. نتایج میانگین بارش و میانگین درصد بارش ابرهای خزری در بازه‌های زمانی فصلی و سالانه

| ایستگاه | بهار | | تابستان | | پاییز | | زمستان | | سالانه |
|-----------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------|
| | میانگین بارش (mm) | میانگین درصد بارش | میانگین بارش (mm) | میانگین درصد بارش | میانگین بارش (mm) | میانگین درصد بارش | میانگین بارش (mm) | میانگین درصد بارش | |
| آستارا | ۴ | ۱/۴ | ۸۵/۱ | ۵۹ | ۱۰/۲ | ۱۰/۷ | ۰ | ۰ | ۱۹۶/۱ |
| ساری | ۴/۹ | ۲/۱ | ۴۸/۷ | ۵۴/۴ | ۲۴ | ۴۳ | ۰ | ۰ | ۹۶/۶ |
| بایلسر | ۰/۸ | ۰/۹ | ۵۶/۸ | ۵۰/۵ | ۱۸/۹ | ۴۳/۸ | ۰ | ۰ | ۱۰۱/۴ |
| بندرانزلی | ۱/۹ | ۰/۳ | ۱۷۱/۶ | ۷۰/۹ | ۱۶/۵ | ۱۰۹/۴ | ۰/۱ | ۰/۲ | ۲۸۳/۱ |
| گنبدکاووس | ۱/۱ | ۱/۲ | ۱۴/۹ | ۲۸/۲ | ۳/۷ | ۲/۹ | ۰ | ۰ | ۱۹ |
| گرگان | ۰/۸ | ۰/۷ | ۱۸ | ۳۳ | ۱/۵ | ۱۰/۸ | ۰ | ۰ | ۲۹/۵ |
| منجیل | ۰/۷ | ۰/۴ | ۰/۹ | ۱۱/۷ | ۰/۶ | ۰/۵ | ۰ | ۰ | ۲/۱ |
| مراوتپه | ۰/۷ | ۱/۸ | ۷/۷ | ۲۴/۵ | ۳/۱ | ۱/۸ | ۰ | ۰ | ۱۰/۱ |
| نوشهر | ۱/۷ | ۱/۳ | ۱۰۸/۲ | ۶۳/۲ | ۱۷/۲ | ۷۶/۵ | ۰ | ۰ | ۱۸۶/۵ |
| رامسر | ۱/۲ | ۰/۶ | ۸۹/۵ | ۵۳/۸ | ۲۵/۵ | ۸۵/۶ | ۰ | ۰ | ۱۷۶/۲ |
| رشت | ۰/۲ | ۰/۱ | ۹۴/۳ | ۶۳/۸ | ۲۰/۹ | ۶۴/۳ | ۰ | ۰ | ۱۵۸/۸ |
| سیاه بیشه | ۴/۳ | ۲/۷ | ۲۳/۴ | ۳۶/۴ | ۱۲/۸ | ۳/۲ | ۰ | ۰ | ۳۰/۹ |
| آمل | ۱/۱ | ۲ | ۲۶/۲ | ۲۸/۵ | ۹/۵ | ۲۶/۲ | ۰ | ۰ | ۸۱/۲ |

تحلیل توزیع مکانی فصلی میانگین درصد بارندگی ابرهای خزری

نقشه‌های توزیع مکانی فصلی و سالانه میانگین درصد بارندگی ابرهای خزری در شکل ۷ ارائه شده است. لازم به ذکر است در این پژوهش به دلیل عدم رخداد ابرهای خزری در فصل زمستان، نقشه توزیع مکانی میانگین درصد بارندگی ترسیم نشد. بر اساس شکل ۷ a، در فصل بهار بیشینه مقدار درصد بارش (بیش از ۱/۵ درصد) در قسمت‌های محدود جنوب و غرب منطقه متمرکز شده است. در حالی که کمینه میانگین درصد بارندگی در قسمت‌های عمده از منطقه که شامل شرق، جنوب شرق و جنوب غرب منطقه است، مشاهده می‌شود. در فصل تابستان گستره بیشینه میانگین درصد بارندگی (بیش از ۴۰ درصد) در جنوب غرب، غرب و قسمت بسیار ناچیز شرق منطقه و کمینه آن (کمتر از ۳۰ درصد) در قسمت‌های محدود جنوب و جنوب شرق قابل‌رؤیت است (شکل ۷ b). در فصل پاییز پراکندگی مکانی بیشینه میانگین درصد بارش (بیش از ۱۴ درصد) در جنوب غرب و غرب و کمینه آن (کمتر از ۱۴ درصد) در بیشتر قسمت‌های جنوب، جنوب شرق و شرق منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۷ c). در بازه زمانی سالانه پراکندگی مکانی بیشینه میانگین درصد بارش ابرهای خزری (بیش از ۱۲/۸ درصد) در بیشتر گستره منطقه قابل مشاهده است. گستره عمده کمینه میانگین درصد بارش در شرق (کمتر از ۱۲ درصد) منطقه متمرکز شده است (شکل ۷ d). بررسی پراکندگی مکانی میانگین درصد بارندگی ابرهای خزری در منطقه نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی مکانی هسته بیشینه میانگین درصد بارش سالانه ابرهای خزری همانند توزیع مکانی گستره بیشینه بارش‌های فصل‌های تابستان و پاییز یکسان بوده است و عمدتاً در قسمت‌های غرب، جنوب غرب منطقه قرار دارد. به دلیل اینکه از یک سو کرانه‌های خزر به‌ویژه بخش‌های غربی، با داشتن فاصله محدود از دریا موجب تزریق مداوم رطوبت و محدود شدن آن توسط کوهستان البرز در قسمت‌های غرب تا جنوب منطقه می‌شود. در نتیجه با وجود فراوانی رطوبت و مکانیسم صعود اورگرافیکی شرایط برای رخداد حداکثر بارش فراهم است. اما با دور شدن از کرانه‌های غربی خزر، بارش ابرهای خزری نیز کاهش پیدا می‌کنند. همچنین از سوی دیگر در کرانه‌های خزر گذر جریان بادهای سرد و خشک شرقی و شمال شرقی از روی دریای گرم خزر، در رخداد حداکثر بارش در محدوده‌های غربی و جنوب غربی منطقه بی‌تأثیر نبوده است. گفتنی است در چنین شرایطی به دلیل طولانی بودن مسیر جریان نسبت به قسمت‌های شرقی منطقه، بادهای شمال شرقی و شرقی با کسب حداکثر رطوبت از دریا

به‌خوبی ناپایدار شده و صعود می‌کنند و موجب بارش‌های قابل توجه در قسمت‌های غربی و جنوب غربی منطقه خزری می‌شود (علی‌جانی، ۱۳۸۷).



شکل شماره ۷. توزیع مکانی میانگین درصد بارندگی ابرهای خزری. (A) فصل بهار، (B) فصل تابستان، (C) فصل پاییز و (D) سالانه

مدل رگرسیون چند متغیره

در این مطالعه به منظور تأثیر مشترک پارامترهای ابر بر بارندگی ابرهای خزری از مدل‌های رگرسیون چند متغیره، که توانایی ترکیب اثرهای چند متغیر مستقل بر یک متغیر وابسته را دارند، استفاده شد. برای به دست آوردن اثر مشترک پارامترهای ابر (به‌عنوان متغیرهای مستقل) بر بارش (متغیر وابسته) کل دوره‌های مورد مطالعه از روش رگرسیون چند متغیره هم‌زمان استفاده شد تا مشخص شود پارامترهای مورد مطالعه به صورت مشترک چند درصد از تغییرات بارش در هر دوره را توجیه می‌کنند. برای آزمون موثر بودن پارامترهای ابر در رگرسیون چند متغیره بر تغییرات بارش از آنالیز واریانس یک طرفه استفاده شد. همچنین مقدار ضرایب متغیرهای مستقل به همراه شاخص VIF به منظور بررسی رابطه هم خطی یا عدم هم خطی بین متغیرهای مستقل محاسبه شد. بر اساس نتایج جدول ۵، ضریب همبستگی پیرسون (R) با مقدار 0.75 نشان‌دهنده‌ای تأثیر مثبت و بالای تمامی پارامترهای ابر بر بارش ابرهای خزری است. مقدار ضریب تعیین کل دوره‌های منتخب نشان داد که ضریب تعیین (R Square) معادل 57 درصد است. بنابراین می‌توان گفت که 57 درصد از تغییرات بارش به‌وسیله پنج پارامتر ابر (دمای قله ابر، ارتفاع قله ابر، ضخامت نوری ابر، شعاع موثر قطر ذرات ابر و محتوای آب و یخ ابر) مورد مطالعه پیش‌بینی کرد. با توجه به معنی‌دار بودن مقادیر P -value (F)، همچنین بیشتر بودن مقادیر آماره F و آماره دوربین واتسون ($2/4$) می‌توان با اطمینان مناسب بودن مدل چند متغیره برازش داده‌شده را تأیید کرد. در جدول ۶ نتایج محاسبه ضرایب متغیرهای مستقل (پنج پارامتر ابر) به همراه مقدار شاخص VIF ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که ضرایب همه متغیرهای مستقل مثبت می‌باشد. بر اساس مقدار ضرایب از بیشتر به کمتر، به ترتیب متغیرهای CWP (0.522) و COT (0.511) بیشترین مقدار ضریب را در مقایسه با متغیرهای دیگر داشته‌اند و به عبارتی

نشان می‌دهد که متغیرهای CWP و COT بهترین متغیر برای پیشگویی متغیر وابسته (بارش ابرهای خزری) است. با توجه به اینکه مقدار خروجی شاخص VIF برای تمام متغیرهای مستقل نزدیک به یک می‌باشد. بنابراین عدم رابطه هم خطی بین متغیرهای مستقل را تأیید می‌کند.

جدول شماره ۵. نتایج مدل رگرسیون چند متغیره بین بارش و پارامترهای ابر در دوره‌های مورد مطالعه

| R | R Square | Durbin-Watson | F | P-value(F) |
|------|----------|---------------|-----|------------|
| ۰/۷۵ | ۰/۵۷ | ۲/۴ | ۲/۵ | ۰/۰۳ |

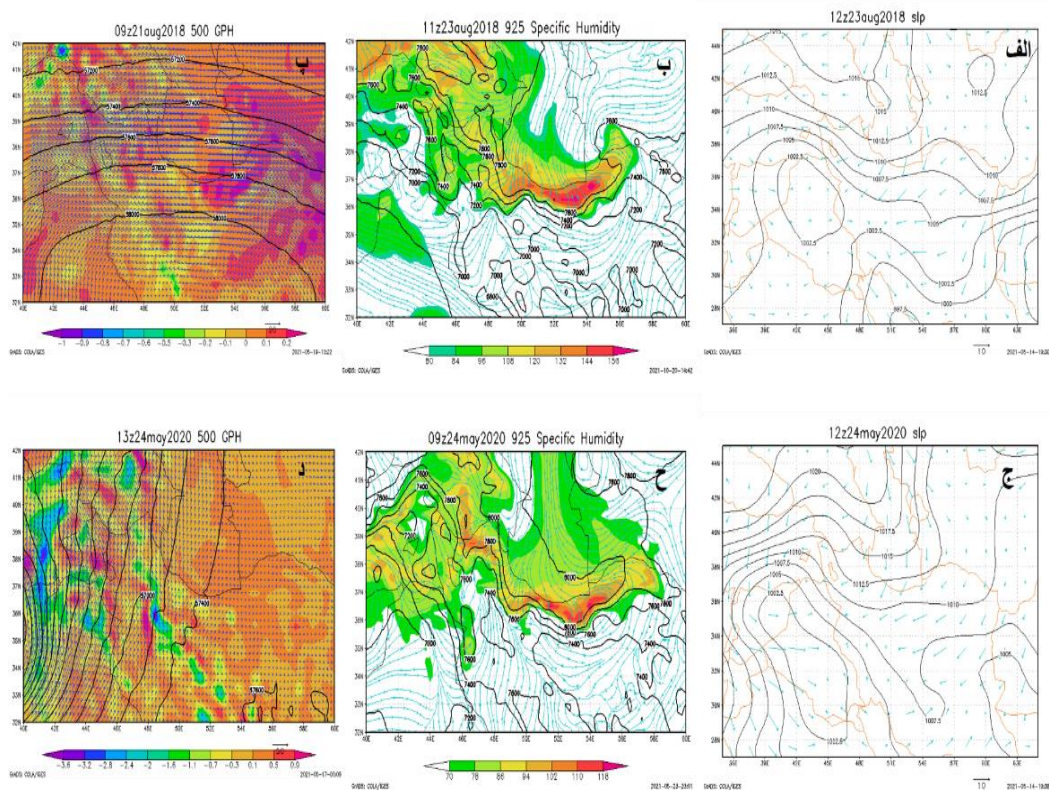
جدول شماره ۶. ضرایب متغیرهای مستقل و مقدار شاخص Variance inflation facto(VIF)

| متغیرهای مستقل | ضرایب متغیرهای مستقل | VIF مقدار |
|----------------|----------------------|-----------|
| CTT | ۰/۳۴۱ | ۱/۰۱ |
| CTH | ۰/۴۱۱ | ۱/۱۶ |
| COT | ۰/۵۱۱ | ۱/۲۰ |
| CER | ۰/۲۵۱ | ۱ |
| CWP | ۰/۵۲۲ | ۱/۱۹ |

تحلیل ساز کارهای همدیدی منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری

با بررسی نقشه‌های سینوپتیک (بر اساس توضیحات ارائه‌شده در بخش مواد و روش‌ها)، مشخص شد که یک الگوی همدیدی در رخداد ابرهای خزری در طول دوره مورد مطالعه تأثیرگذار بوده است. بر همین اساس در پژوهش حاضر به منظور تحلیل سینوپتیکی ساز کارهای همدیدی منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری، نقشه‌های ترکیبی فشار سطح دریا، تراز ۹۲۵ و ۵۰۰ هکتوپاسکل برای دوره‌های ماه اوت سال ۲۰۱۸ و ماه مه سال ۲۰۲۰ (به‌عنوان نماینده کل روزهای منتخب) ترسیم و تحلیل شدند. در روز منتخب (۲۳) اوت ۲۰۱۸ نقشه تراز سطح دریا (شکل ۸ الف) مرکز پرفشار ۱۰۱۵ میلی بار در شمال دریای خزر بسته‌شده است. زبانه‌های حاصل از این مرکز با جهت غربی - شرقی وارد شمال ایران شده و پربند پرفشار ۱۰۱۰ میلی بار از سواحل جنوبی خزر عبور کرده است. با توجه به نزدیک شدن زبانه کم‌فشار از مسیر مرکز ایران به سواحل شمالی کشور؛ گرادیان فشاری شمال به جنوب جریانی منطبق با آن ایجاد کرده است. بررسی نقشه ترکیبی همدیدی ژئوپتانسیل و مجموع رطوبت ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال تراز پایینی جو (شکل ۸ ب) روز منتخب اوت ۲۰۱۸ نشان داد که جریان باد، رطوبت دریای خزر را به سمت منطقه هدایت کرده و مقدار رطوبت ویژه به بیش از ۱۲۰ گرم در کیلوگرم رسیده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود گذر پربندهای پر ارتفاع ۷۶ و ۷۴ ژئوپتانسیل متر حکایت از پایداری جریان هوا دارند. نقشه ترکیبی امگا و ژئوپتانسیل تراز میانی جو (شکل ۸ پ) بیانگر پایداری در بیشتر منطقه مورد مطالعاتی و به‌ویژه در قسمت‌های جنوب شرق دریای خزر می‌باشد. بررسی مقادیر امگا، شدت حرکات نزولی جریان هوا بر روی منطقه در تراز میانی جو را ۰/۱ تا ۰/۲ پاسکال بر ثانیه نشان می‌دهد. در روز منتخب (۲۴) ماه مه ۲۰۲۰ در نقشه تراز سطح دریا (شکل ۸ ج) زبانه‌های پرفشار از شمال دریای خزر وارد کشور شده و پربندهای ۱۰۱۵ و ۱۰۱۲،۵ میلی بار، منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. در نقشه‌های ترکیبی ژئوپتانسیل و مجموع رطوبت ویژه ۱۰۰۰-۵۰۰ تراز پایینی جو (شکل ۸ ح) وجود دو سامانه متفاوت چرخندی و واچرخندی در شمال دریای خزر، منجر به تشدید جریان باد شده است به طوری که جریان باد با جهت حرکت ساعت‌گرد رطوبت دریای خزر را به سمت سواحل جنوبی آن شارش داده و مقدار رطوبت ویژه به بیش از ۹۴ گرم در کیلوگرم در منطقه رسیده است. همچنین منطقه مورد مطالعه در بین پربندهای پر ارتفاع ۷۸ و ۷۶ ژئوپتانسیل متر واقع شده و نشان می‌دهد که تقریباً در منطقه جوی پایدار حاکم است. در

نقشه ترکیبی امگا و ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۸ د) مقادیر امگا تأیید می‌کنند که جوی پایداری در منطقه وجود دارد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود مقدار بیشینه حرکات نزولی جریان هوا به ۰/۱ تا ۰/۵ پاسکال در ثانیه رسیده است. عبور پربند پر ارتفاع ۵۷۴۰ ژئوپتانسیل متر تشدید شرایط پایداری نیز را نشان می‌دهد. نتایج بررسی الگوی سینوپتیک در دوره‌های منتخب حکایت از وزش جریان باد از شمال دریای خزر به سمت جنوب آن را دارد. توده‌هوای مذکور به همراه رطوبت دریا با برخورد به کوهستان البرز، باعث صعود اورگرافیکی توده‌هوا شده است. بسته‌هوا ضمن صعود دمای آن کاهش یافته و کم‌کم زمانی فرارسیده که بر اثر کاهش دما، گنجایش نگهداری رطوبت هوا از میزان رطوبت موجود کمتر شده و در نتیجه تراکم آغاز شده (استول، ۲۰۱۷: ۱۶۲، کویانی و علیجانی، ۱۳۷۹: ۲۴۸) و ابر و بارندگی در منطقه، شکل گرفته است. ابرهایی که به این ترتیب به وجود می‌آیند اغلب از نوع استراتوس هستند و عموماً گسترش زیادی ندارند و تنها در مناطق محدودی دیده می‌شوند (ناظم السادات، ۱۳۹۴: ۱۶۲).

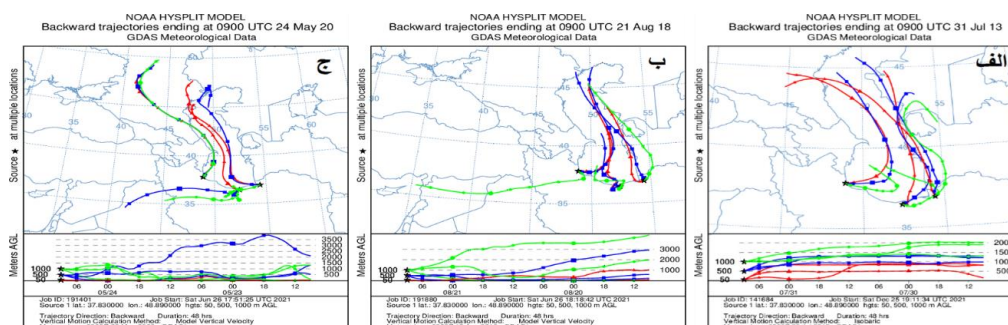


شکل شماره ۸. نقشه‌های ترکیبی فشار سطح زمین (الف، روز ۲۳ اوت ۲۰۱۸ ساعت ۱۲ و (ج) روز ۲۴ مه ۲۰۲۰ ساعت ۱۲). نقشه‌های ترکیبی مجموع رطوبت ویژه (۵۰۰-۱۰۰۰) و ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال (تراز پایینی جو) (ب، روز ۲۳ اوت ۲۰۱۸ ساعت ۱۱ و (ح) روز ۲۴ مه ۲۰۲۰ ساعت ۰۹). نقشه‌های ترکیبی همدیدی امگا و ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (تراز میانی جو) (پ، روز ۲۱ اوت ۲۰۱۸ ساعت ۰۹ و (د) روز ۲۴ مه ۲۰۲۰ ساعت ۱۳)

خروجی مدل HYSPLIT

در این پژوهش برای اجرای مدل HYSPLIT به منظور شناسایی منبع تأمین رطوبت ابرهای خزری از مدل HYSPLIT استفاده شد. با توجه به اینکه در کل دوره‌های منتخب نتایج خروجی مدل HYSPLIT یکسان بود در نتیجه خروجی روزهای منتخب دوره‌های ۳۱ جولای سال ۲۰۱۳، ۲۱ اوت سال ۲۰۱۸ و ۲۴ مه سال ۲۰۲۰ در پژوهش ارائه شد. اجرای مدل با استفاده از روش پسگرد برای نمونه‌های منتخب از ساعت ۹ صبح شروع شد و با عقب رفتن در زمان به مدت ۴۸ ساعت مسیر جریان رطوبت در سه سطح ۵۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متری از سطح زمین ردیابی شدند (شکل ۹، الف، ب و ج). بررسی مسیر جریان رطوبت در نمونه‌های منتخب نشان داد که جریان رطوبت در ارتفاعات مختلف نزدیک سطح زمین

مسیرهای مشابهی را از سمت دریای خزر پیموده‌اند. در نتیجه خروجی مدل HYSPLIT منبع رطوبت شکل‌گیری ابرهای خزری را دریای خزر نشان داد.



شکل شماره ۹. ره‌گیری جریان رطوبت حاصل از نتایج مدل HYSPLIT. (الف) روز ۳۱ جولای ۲۰۱۳، (ب) روز ۲۱ اوت ۲۰۱۸، (ج) روز ۲۴ مه ۲۰۲۰

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر در طول دوره آماری ۱۰ ساله (۲۰۱۰-۲۰۲۰) با استفاده از داده‌های مشاهداتی، داده‌های واکاوی شده (ERA5 و NCEP-NCAR)، محصولات ابر‌سنجنده مودیس و اجرای مدل HYSPLIT به شناسایی و معرفی ابرهای خزری پرداخته شد. ابرهای خزری که تحت شرایط محیطی مختص سواحل شمال کشور شکل می‌گیرند و مورد ناشناخته‌ای از تنوع آب‌وهوایی کشور محسوب می‌شود. در طول دوره مورد مطالعه، ۲۷۹ روز رخداد ابرهای خزری شناسایی شد. یافته‌ها نشان داد که بیشینه تکرار ابرهای خزری در دوره گرم سال بیشتر از دوره سرد سال است. به دلیل اینکه در دوره گرم سال با آغاز فعالیت پرفشار جنب‌حاره‌ای آزور و با شکل‌گیری جو پایدار در ایران، در سطح زمین با شکل‌گیری مرکز پرفشار و گسترش زبانه‌های آن تا شمال دریای خزر از یک‌سو باعث تغییر جهت جریان هوا از شمال به جنوب دریای خزر شده است و از سوی دیگر به دلیل موقعیت ویژه منطقه و وجود کوهستان البرز، رطوبت رسیده به منطقه راهی برای پخش به پیرامون منطقه نداشته در چنین شرایطی توده‌های مرطوب ضمن برخورد به کوهستان البرز از طریق صعود اوروگرافیکی صعود کرده و منجر به شکل‌گیری ابرهای خزری در منطقه شده است. همچنین بررسی‌ها مشخص کرد که چهره غالب ابرهای خزری در قالب ابرهای پایینی از نوع ابرهای استراتوس و ابرهای میانی از نوع ابرهای آلتواستراتوس در منطقه نمایان می‌شود. بررسی باران‌زایی فصلی و سالانه ابرهای خزری، نشان داد که مقدار بارندگی حاصل از ابرهای خزری در مقایسه با کل بارندگی رخ داده در منطقه مورد پژوهش ناچیز می‌باشد. که دلایل آن را می‌توان به پایداری جریان هوا، توانایی محدود صعود اروگرافیک در تشکیل بارندگی و ضعیف بودن جریان بادهای شمال - جنوب منتقل‌کننده رطوبت از دریا به سمت ساحل جنوبی دریای خزر اشاره کرد. آماره رگرسیون چند متغیره تأثیر مشترک پنج پارامتر ابر مورد مطالعه بر بارندگی ابرهای خزری در کل دوره‌های منتخب را ۵۷ درصد نشان شد. رسولی و همکاران (۱۳۹۲) با بررسی تأثیر چهار پارامتر ابر بر بارندگی را ۲۰ تا ۳۷ درصد نشان دادند. بررسی نقشه‌های ره‌گیری منبع و مسیر رطوبت حاصل از مدل HYSPLIT در نمونه‌های انتخابی نشان داد که منبع و مسیر کلی انتقال رطوبت به منطقه دریای خزر می‌باشد. با توجه به اینکه ابرهای خزری جلوه ناشناخته‌ای از تنوع آب‌وهوایی ایران می‌باشد، انجام تحقیقات بیشتر با استفاده از روش‌های علمی دقیق‌تر و اجرای مدل‌های شبیه‌سازی می‌تواند جنبه‌های دقیق‌تری از ابعاد این نوع از ابرها را نمایان کند.

تقدیر و تشکر

بنا به اظهار نویسنده مسئول، این مقاله حامی مالی نداشته است.

منابع

- ۱) احمدی، م.؛ احمدی، ح. و داداشی رودباری، ع. ع. (۱۳۹۷). واکاوی روند تغییرات و الگوی فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران. مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۷ (۱۵)، ۲۵۶-۲۳۹.
- ۲) احمدی، م.؛ داداشی رودباری، ع. ع.؛ نصیری خوزانی، ب. و اکبری ازیرانی، ط. (۱۳۹۹). وردایی فصلی ابرهای مایع در گستره ایران مبتنی بر داده‌های سنجنده MODIS ماهواره Terra. فصلنامه اطلاعات جغرافیایی (سپهر) ۲۹ (۱۱۳)، ۱۹-۸.
- ۳) بنایان، م.؛ محمدیان، آ. و علیزاده، ا. (۱۳۸۹). بررسی نوسان پذیری اقلیمی در شمال شرق ایران. نشریه آب و خاک، ۲۴ (۱)، ۱۱۸-۱۳۱.
- ۴) پرنیا، ع.؛ حبیب نژاد روشن، م. و سلیمانی، ک. (۱۳۹۴). بررسی تغییرات دما و بارندگی در سواحل جنوبی دریای خزر و مقایسه آن با تغییرات در مقیاس جهانی و نیم کره شمالی. پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، ۶ (۱۱)، ۱۰۰-۹۰.
- ۵) خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۶). الگوی سینوپتیک - کليما تولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۶) رستم‌زاده، ه.؛ رسولی، ع. ا.؛ وظیفه دوست، ح. و ملکی، ن. (۱۳۹۹). ارزیابی و تحلیل نقش خصوصیات فیزیکی ابر در مقدار بارش محتمل با استفاده از داده‌های ماهواره MSG منطقه مورد مطالعه: غرب ایران. نشریه علمی جغرافیا و برنامهریزی، ۲۴ (۷۲)، ۲۴۵-۲۲۵.
- ۷) رسولی، ع. ا.؛ جهانبخش اصل، س. و قاسمی، ا. ر. (۱۳۹۲). بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸ (۳)، ۱۰۴-۸۷.
- ۸) علیجانی، ب. (۱۳۸۷). آب‌وهوای ایران، چاپ هشتم، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.
- ۹) فرهودی، ر. ا. (۱۳۸۵). فنون پیش‌بینی در برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای، جزوه‌ای درسی، دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران.
- ۱۰) قاسمی، ا. ر. (۱۳۹۱). مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تأکید بر روزهای بارش در ایران، رساله دکتری، استاد راهنما، دکتر علی‌اکبر رسولی، رشته اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.
- ۱۱) قاسمی فری، ا.؛ فرج‌زاده، م.؛ قویدل رحیمی، ی. و علی‌اکبری بیدختی، ع. ع. (۱۳۹۸). صحت سنجی ماسک ابر سنجنده مودیس با معرفی ماسک ابر ناحیه‌ای بر اساس داده‌های سنجنده AVHRR. نشریه پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۵۱ (۳)، ۴۶۸-۴۴۷.
- ۱۲) کاویانی، م. ر. و علیجانی، ب. (۱۳۷۹). مبانی آب و هواشناسی، چاپ هفتم، تهران: انتشارات سمت.
- ۱۳) ناظم السادات، م. ج. (۱۳۹۴). مبانی هوا و اقلیم‌شناسی، چاپ سوم. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

References

- 1) Ahmadi, M., Ahmadi, H., & Dadashiroudbari, A.A. (2018). Assessment of trends and spatial pattern seasonal and annual cloudiness in Iran. *Journal of Natural Environment Hazards*, 7(1), 239-256. [in Persian].
- 2) Ahmadi, M.; Dadashi Rodbari, A.A. Nassiri Khuzani, B. Akbari Azirani, T. (2020). Seasonal changes of liquid clouds in Iran based on data received from MODIS sensor of TERRA satellite. *Scientific Research Quarterly of Geographical Data*, 29(13), 7-19. [in Persian].
- 3) Alijani, b. (2008). *Iran Climate*, Eighth Edition, Tehran: Payame Noor University Publications. [in Persian].
- 4) Batlles, F. J., Alonso, J., & López, G. (2014). Cloud cover forecasting from METEOSAT data *Energy Procedia*, 1317 – 1326.
- 5) Bannayan, M., Mohamadian, A., & Alizadeh, A. (2010). On Climate Variability in North-East of Iran. *Journal of Water and Soil*, 24(1), 118-131. [in Persian].
- 6) Chernokulsky, A., & Esau, I. (2019). Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936–2012. *International Journal of Climatology*, 39(15), 1-20.
- 7) Farhoudi, R.I. (2006). *Predictive Techniques in Urban and Regional Planning*, Textbooks, Faculty of Geography, University of Tehran. [in Persian].
- 8) Free, M., & Sun, B. (2013). Time-Varying Biases in U.S. Total Cloud Cover Data, *JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY*, 1, 2838-2849.

- 9) Ghasemi, A. R. (2012). Modeling of spatial and temporal variations of cloud cover with emphasis on precipitation in Iran, Supervisor Dr. Ali Akbar Rasouli, University of Tabriz. [in Persian].
- 10) Ghasemifar, E., Farajzadeh Asl, M., Ghavidel Rahimi, Y., & Aliakbari Bidokhti, A. A. (2019). Validating MODIS Cloud Mask Based on a Regional Cloud Mask of AVHRR. *Physical Geography Research Quarterly*, 51(3), 447-468. [in Persian].
- 11) Ioannidis, E., Lolis, C.J., Papadimas, C.D., Hatzianastassiou, N., & Bartzokas, A. (2017). On the intra-annual variation of cloudiness over the Mediterranean region. *Atmospheric Research*, 208, 246- 256.
- 12) Kavyani, M. R., & Alijani, B. (2000). *The Foundation of Meteorology, Seventh Edition*, Tehran: Samt Publications. [in Persian].
- 13) Khoshhal Dastjerdi, J. (1997). Synoptic model of climatology for precipitation of more than one hundred millimeters on the southern shores of the Caspian Sea. Tarbiat Modares University. [in Persian].
- 14) Menzel, P. W., Frey, R. A., & Baum, B. A. (2015). *Cloud Top Properties and cloud phase algorithm Theoretical Basis Document, Version 11*.
- 15) Minnis, P., Smith, Jr., W.L., & Young, D.F. (2001). Cloud macro-and microphysical properties derived from GOES over the ARM SGP domain. Eleventh ARM Science Team Meeting Proceedings, Atlanta, Georgia, 19-23.
- 16) Nazim Sadat, M. J. (2015). *Fundamentals of Air and Climatology, Third Edition*, University Publishing Center. [in Persian].
- 17) Norris, J. (2005). Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 110(8), 1-17.
- 18) Pirnia, A., Habibnejad Roshan, M., & Solaimani, K. (2015). Investigation of Precipitation and Temperature Changes in Caspian Sea Southern Coasts and Its Comparison with Changes in Northern Hemisphere and Global Scales. *Journal of Watershed Management Research*, 6(11), 90-100. [in Persian].
- 19) Rasooli, A. A., Jahanbakhsh, S., & Ghasemi, A. R. (2013). Investigation of Spatial and Temporal Variations of Cloud Cover in Iran. *GeoRes*, 28(3), 87-104. [in Persian].
- 20) Riihimaki, L.D., Sally, A., & Comstock, J. M. (2012). Climatology and Formation of Tropical Midlevel Clouds at the Darwin ARM Site, *J. Climate*, 25(19), 6538- 6850. [in Persian].
- 21) Rostamzadeh, H., Rasuly, A.A., Wazifedoust, M., & maleki, N. (2020). Evaluation and analysis of the role of the physical properties of the cloud in the probable rainfall amount using satellite data MSG (Case study area: West of Iran). *Journal Geography*, 24(72), 225-245. [in Persian].
- 22) Stordal, F., Myhre, G., Arlander, W., Svendby, T., Stordal, E. J. G., Rossow, W. B., & Lee, D. S. (2004). Is there a trend in cirrus cloud cover due to aircraft traffic? *Atmos. Chem. Phys.* 5(8), 473–6501.
- 23) Stull, R. (2017). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*, version 1.02b, Univ of British Columbia, Vancouver, Canada.
- 24) Wang, P. K. (2013). *Physics and dynamics of clouds and precipitation*, Cambridge University Press.
- 25) Zhang, Y., Lu, H., Shen, S., & Cai, J. (2015). Comment on Do aerosols impact ground observation of total cloud cover over the North China Plain?. *Global and Planetary Change*, 133, 120-124.