



Golestan University



Journal of the Climate Change Research

Scientific Journal of Golestan University
Vol. 4, No. 16, Winter 2024



Investigating spatial-temporal changes in the average snowmelt of cold seasons in the northwestern region of Iran

Zahra Heydari Monfared¹, Seyed Hossein Mirmousavi^{2*}, Hossein Asakereh³,
Koohzad Raispour⁴

¹Ph.D student of hydrology and meteorology, Zanzan University, Zanzan, Iran

²Associate Professor, Faculty member of Zanzan University, Email: hossein.mirmousavi@znu.ac.ir

³Professor, Faculty member of Zanzan University, Zanzan, Iran

⁴Assistant Professor, Faculty member of Zanzan University, Zanzan, Iran

Article Info

Article type:
Research Full Paper

Article history:
Received: 2023-11-18
Accepted: 2023-12-19

Keywords:
snow melting
spatial autocorrelation
Moran's index
hot spots
northwest

ABSTRACT

Examining temporal and spatial changes of snow melting is very important in various fields including water resource management. Therefore, the current research was conducted with the aim of investigating the temporal and spatial changes as well as the spatial autocorrelation of the amount of snow melting in the northwest of Iran for the months of the cold seasons. For this purpose, snowmelt data from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), version (ERA5) with a spatial resolution of 0.25 x 0.25 degrees for the cold season months during the statistical period from 1982 to 2022 received and then divided into four periods of ten years. In order to analyze spatial autocorrelation changes, global Moran indices and hot spot analysis (Gettis-ORDJ) were used at the significance level of 90, 95 and 99%. Also, in order to determine the effect of temperature on the amount of snow melting, the trend of changes in the average minimum monthly temperature of 20 synoptic stations in the northwest region was investigated. The results of the present research showed that in the studied area, snow melting has spatial autocorrelation and a strong cluster pattern. During the first decade to the end of the fourth decade, the amount of snow melting in the months of October, November and December was between 0 and 5.27 mm per day, and especially in the month of December, which is accompanied by a negative minimum temperature anomaly the area (number of pixels) and the amount of snowmelt in the northwest have been reduced. The results of the analysis of the amount of snow melting changes in the winter months also showed that both the amount and the area of snow melting have increased during the study period. Thus, the range of snow melting threshold changes in January, February and March has increased between 0.95 and 19.27 mm per day from the first decade to the end of the fourth decade. Among the months of the winter season, February is associated with a strong positive minimum temperature anomaly (significant increase in minimum temperature), and accordingly, the area (number of pixels) and the amount of snow melting in the northwest have been increased.

Cite this article: Heydari Monfared, Z., Mirmousavi, S.H., Asakereh, H., Raispour, K. (2024). Investigating spatial-temporal changes in the average snowmelt of cold seasons in the northwestern region of Iran. *Journal of the Climate Change Research*, 4 (16), 45-62.



©The author(s)

Publisher: Golestan University

Doi: 10.30488/CCR.2024.425269.1176



بررسی تغییرات فضایی - زمانی میانگین ذوب برف فصول سرد در منطقه شمال غرب ایران

زهرا حیدری منفرد^۱، سیدحسین میرموسوی^{۲*}، حسین عساکره^۳، کوهزاد رئیس پور^۴

^۱ دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار و عضو هیات علمی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، رایانامه: hossein.mirmousavi@znu.ac.ir

^۳ استاد و عضو هیات علمی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ استادیار و عضو هیات علمی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

اطلاعات مقاله چکیده

نوع مقاله: مقاله کامل علمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۸/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۹/۲۸

واژه‌های کلیدی: ذوب برف، خودهمبستگی فضایی، شاخص موران، لکه‌های داغ، شمال غرب

بررسی تغییرات زمانی و مکانی ذوب برف دارای اهمیت زیادی در زمینه‌های مختلف از جمله مدیریت منابع آب دارد. لذا پژوهش حاضر با هدف بررسی تغییرات زمانی و مکانی و نیز خودهمبستگی فضایی میزان ذوب برف شمال غرب ایران برای ماه‌های فصول سرد انجام شده است. برای این منظور، داده‌های ذوب برف از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت هوا (ECMWF)، نسخه (ERA5) با قدرت تفکیک مکانی 0.25×0.25 درجه طی دوره آماری ۱۹۸۲ تا ۲۰۲۲ دریافت و سپس به چهار دوره ده ساله تقسیم گردید. جهت تحلیل تغییرات خودهمبستگی فضایی، از شاخص‌های موران جهانی و تحلیل لکه‌های داغ (گتیس-آرد جی) در سطح معنی‌داری ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد استفاده گردید. هم‌چنین به منظور تعیین اثر دما بر میزان ذوب برف، روند تغییرات میانگین حداقل دمای ماهانه تعداد ۲۰ ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که در منطقه مورد مطالعه ذوب برف دارای خودهمبستگی فضایی و الگوی خوشه‌ای شدید می‌باشد. طی دهه اول تا پایان دهه چهارم، میزان ذوب برف در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر بین تقریباً صفر تا ۵/۲۷ میلی‌متر در روز بوده، که در ماه دسامبر همراه با ناهنجاری منفی حداقل دما، از پهنه (تعداد پیکسل) و مقدار ذوب برف شمال غرب کاسته شده است. نتایج حاصل از تحلیل میزان تغییرات ذوب برف در ماه‌های فصل زمستان نیز نشان داد که در این فصل هم مقدار و هم پهنه ذوب برف در طی دوره مورد مطالعه افزایش پیدا کرده است. بدین صورت که دامنه‌ی تغییرات آستانه‌ی ذوب برف در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس بین ۰/۹۵ تا ۱۹/۲۷ میلی‌متر در روز از دهه اول تا پایان دهه چهارم افزایش پیدا کرده است. در بین ماه‌های فصل زمستان، ماه فوریه با ناهنجاری شدید مثبت حداقل دما (با روند افزایشی معنی‌دار حداقل دما) همراه بوده، و بر این اساس به پهنه (تعداد پیکسل) و مقدار ذوب برف شمال غرب افزوده شده است.

استناد: حیدری منفرد، زهرا؛ میرموسوی، سیدحسین؛ عساکره، حسین؛ رئیس پور، کوهزاد. (۱۴۰۲). بررسی تغییرات فضایی- زمانی میانگین ذوب برف فصول سرد در منطقه شمال غرب ایران. نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی، ۴ (۱۵)، ۴۵-۶۲.



مقدمه

آب ذوب برف^۱ یک منبع آب شیرین مهم در عرض‌های جغرافیایی متوسط و مناطق کوهستانی است، اما می‌تواند مخاطرات بزرگی را به شکل سیل در مناطق محلی ایجاد کند. در طول دوره ذوب، افزایش شدید دما، آب شدن برف‌ها را تسریع می‌کند و منجر به سیلاب‌های بهاری و به خطر افتادن جان و مال مردم می‌شود. به ویژه در شرایط گرمایش جهانی، میزان وقوع سیلاب‌های ذوب برف در مناطق کوهستانی و نیمه خشک عرض‌های جغرافیایی میانی و بالا در حال افزایش است (Qiao et al., 2019). بنابراین انجام پایش و ارزیابی تغییرات زمانی و مکانی ذوب برف از اهمیت بالایی برخوردار است. از آنجایی که تعیین تغییرات زمانی ذوب برف و آب معادل آن در کشاورزی، پیش‌بینی سیل و مدیریت مخازن ذخیره آب یک منطقه بسیار حیاتی است، لذا اکثر تحقیقات علمی همچون تحقیقات عالی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۶)، وانگ و همکاران^۲ (۲۰۱۶)، پاولوفسکی و همکاران^۳ (۲۰۱۸) و کالیزایا و همکاران^۴ (۲۰۲۱) با استفاده از مدل‌های SRM^۵ و SWAT^۶ رواناب حاصل از ذوب برف را برآورد نموده‌اند. کیائو و همکاران^۷ (۲۰۱۹) و محمدی و همکاران (۲۰۲۲) بر اساس سنجش از دور سیستم اطلاعات جغرافیایی و نیز به کارگیری تصاویر ماهواره ای سنجنده مادیس، مخاطرات سیل حاصل از ذوب برف را مدل‌سازی کردند. همچنین در زمینه تأثیر توده برف، ناهمگونی انرژی ذوب و نیز تغییرات موج مدیترانه‌ای بادهای غربی بر پدیده‌ی ذوب برف، دیبیر و پومروی^۸ (۲۰۱۷) و میرموسوی و همکاران (۲۰۲۲) روند کاهشی ذوب برف را به ترتیب در محیط کوهستانی سرد آلپ و ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس، نوامبر و دسامبر ایران پیش‌بینی نمودند. در پژوهش‌های داخل ایران نیز، همانند سایر نقاط جهان،

تغییرات ذوب برف و مدل‌سازی رواناب با استفاده از مدل SRM به همراه تصاویر و محصولات ماهواره‌ای به صورت موردی و در مدت زمان کوتاه انجام شده است. از جمله آن‌ها می‌توان به کاربرد این مدل به همراه سطح پوشش برف بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ها سنجنده مادیس در زیر حوضه آبریز سراب خلدون توسط محمدپوری (۱۳۹۶)، حوضه‌های آبریز استان خراسان شمالی توسط رشیدی و همکاران (۱۳۹۶)، زیر حوضه صمصامی توسط خرم و شریفی (۱۳۹۹) و زیر حوضه قسمت جنوبی سبلان توسط کدخدایی و همکاران (۱۳۹۹) اشاره کرد. در رابطه با تحلیل تغییرات ویژگی‌های فضایی و زمانی پدیده برف مطالعات اندکی صورت گرفته است. مطالعات داخلی که در زمینه برف انجام گرفته، بیش‌تر در حوزه‌ی برآورد سطح پوشش برف با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای بوده است. مطالعات مربوط به ویژگی‌های برف از جمله تراکم، عمق و ذوب برف با روش‌های آمار فضایی بسیار اندک می‌باشند؛ از جمله ساری صراف و همکاران (۱۳۹۸) و نقی‌زاده و همکاران (۱۳۹۸)، که به ترتیب خودهمبستگی فضایی و روند عمق برف پهنه‌ی شمالی ایران (۲۰۱۶-۱۹۸۰) را مورد ارزیابی قرار دادند. با توجه به این که برف به عنوان یک عامل مهم در تغییر اقلیم در نظر گرفته می‌شود و بخش عمده‌ای از بارش‌های شمال غرب ایران در نواحی کوهستانی به صورت برف بوده است (Aalinejad, 2016)، تعیین تغییرات زمانی ذوب برف و معادل آب آن در کشاورزی، پیش‌بینی سیل و مدیریت مخازن ذخیره آب یک منطقه بسیار حیاتی است. همچنین شناخت جنبه‌های مختلف تغییرپذیری و الگوهای جغرافیایی حاکم بر پدیده‌ی برف از نیازهای علمی و عملی منابع آب به شمار می‌آید. بدین ترتیب در پژوهش حاضر الگوهای مکانی- زمانی حاکم بر میانگین سالانه‌ی ذوب برف در دهه‌های مختلف، با استفاده از مدل‌های آمار فضایی برآورد و مورد تحلیل قرار گرفته است.

- 1 Snow melt
- 2 Wang & et al.
- 3 Pavlovskii & et al.
- 4 Calizaya & et al
- 5 Snowmelt Runoff Model (SRM)
- 6 soil and water assessment tool (SWAT)
- 7 Qiao & et al.
- 8 Debeer & Pomeroy

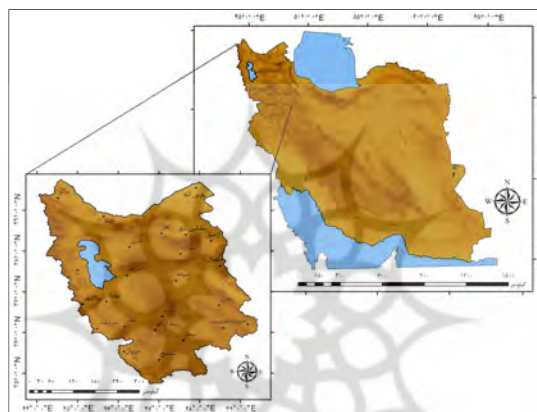
داده و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه با مساحت حدوداً ۱۵۱۷۷۱/۹۱ کیلومتر مربع بین ۳۴ درجه و ۴۴ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۲۵ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۵۲ دقیقه طول شرقی قرار دارد (شکل ۱). در این پژوهش برای ارزیابی و تحلیل تغییرات فضایی میانگین ذوب برف در منطقه شمال غرب ایران از دو سری داده به شرح زیر استفاده شد:

- داده‌های ایستگاهی میانگین حداقل دمای ماهانه ۲۰ ایستگاه سینوپتیک منطقه شمال غرب

ایران با در نظر گرفتن آمار هواشناسی موجود کشور و نیز طول دوره‌ی آماری مشترک ایستگاه‌ها، به منظور بررسی اثر حداقل دما در مقدار ذوب برف طی فصول پاییز و زمستان.

- با توجه به این نکته که داده‌های ایستگاهی هواشناسی کشور فاقد مقدار ذوب برف بوده و شامل مقدار برف ۲۴ ساعته می‌باشد، بدین ترتیب در پژوهش حاضر از داده‌های روزانه‌ی بازتحلیل شده ذوب برف از پایگاه اروپایی داده‌های مرکز پیش‌بینی میان مدت جوی EAR/ECMWF طی سال‌های ۲۰۲۲-۱۹۸۲ استفاده گردید.



شکل ۱: نقشه موقعیت و پراکندگی ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه منطقه‌ی شمال غرب ایران

نخست جهت بررسی تغییرات خودهمبستگی فضایی از شاخص‌های آمار فضایی موران عمومی^۹ (Moran's I) (رابطه‌ی ۱) و آماره گتیس-آرد جی (Getis-Ord G_i^*) (رابطه‌های ۲ الی ۴) استفاده شده است:

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{(\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{ij}) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (1)$$

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{ij} x_j - \bar{x} \sum_{j=1}^n w_{ij}}{\sqrt{\frac{n \sum_{j=1}^n w_{ij}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{ij})^2}{n-1}}} \quad (2)$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{j=1}^n x_j}{n} \quad (3)$$

با توجه به اینکه داده‌های ذوب برف در ایستگاه‌های هواشناسی کشور ثبت نمی‌شود، به منظور ارزیابی دقت داده‌های دو متغیر مقدار بارش برف روزانه و میانگین دمای حداقل با داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی منطقه مورد مطالعه از دو معیار RMSE و MAE استفاده گردید. نتایج حاصل از همبستگی بین داده‌های این پایگاه با داده‌های ایستگاهی نشان داد که دقت این داده‌ها در کم‌ترین حالت با همبستگی ۰/۷۹ و حداکثر ۰/۸۹ می‌باشد که نشان دهنده دقت مناسب و قابل قبولی برای استفاده می‌باشد.

همچنین به منظور تحلیل فضایی تغییرات مقادیر ذوب برف، دوره‌ی مورد مطالعه به ۴ دهه‌ی متوالی شامل ((۱۹۸۲-۱۹۹۱)، (۱۹۹۲-۲۰۰۱)، (۲۰۰۲-۲۰۱۱)، (۲۰۱۲-۲۰۲۲)) تقسیم شده است. در مرحله

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n x_j^2}{n} - (\bar{x})^2} \quad (۴)$$

استفاده شده است. همچنین به منظور انتخاب روش مناسب برای انجام تحلیل روند ابتدا نسبت به ارزیابی نرمال بودن یا نبودن داده‌های میانگین حداقل دمای ماهانه‌ی بر اساس آزمون کلموگروف-اسمیرنوف^{۱۵} اقدام شده است (رابطه ۵).

$$D_n = \max|F_0 - F_E| \quad (۵)$$

F_0 تابع توزیع تجمعی تجربی برای آمین مقدار کوچک مشاهدات به شکل $F_n = \left(x_{(i)} = \frac{1}{n}\right)$ برآورد می‌شود. F_E نیز تابع توزیع تجمعی نظری برای x $(F_E = P\{X \leq x\} = \int_{-\infty}^x f(x) dx)$ است. اگر آماره D_n به اندازه کافی بزرگ باشد، فرض صفر رد خواهد شد (عساکره، ۱۳۹۰؛ ۵۰۱، ۵۱۰ و ۵۱۱).

بر اساس نتایج این آزمون اگر داده‌ها دارای توزیع نرمال باشند امکان استفاده از آزمون پارامتریک وجود دارد و در غیر این صورت باید از آزمون ناپارامتریک برای شناسایی روند استفاده شود. نتایج نشان داد که در ماه‌های مختلف مورد مطالعه در بعضی از ماه‌ها توزیع نرمال مشاهده نگردید و به همین منظور از آزمون ناپارامتریک من-کندال^{۱۶} استفاده گردد. در این روش داده‌ها به ترتیب زمان وقوع مرتب می‌شوند و هر داده (X_i) با تمام داده‌های بعد از خود (X_j) مقایسه می‌شود. آماره s از رابطه ۶ محاسبه می‌شود، که در آن n طول مجموعه داده‌ها و sign تابع علامت بوده که با رابطه ۷ قابل محاسبه است (عباسی و رستمی، ۱۴۰۰؛ ۳۲):

$$s = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_i - x_j) \quad (۶)$$

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_i > x_j \\ 0 & \text{if } x_i = x_j \\ -1 & \text{if } x_i < x_j \end{cases} \quad (۷)$$

نتایج برای برخی از ماه‌ها نشان دهنده‌ی نرمال بودن داده‌ها بود که برای این ماه‌ها از آزمون پارامتریک رگرسیون استفاده گردید (رابطه‌های ۸ تا ۱۰).

$$b = \frac{\sum(x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum(y-\bar{y})^2} \quad (۸)$$

در رابطه‌ی ۱، n تعداد نمونه‌ها، x_i مقدار متغیر در ناحیه i ، x_j مقدار متغیر در ناحیه j ، \bar{x} میانگین متغیر در کلیه نواحی و w_{ij} وزن به کار رفته برای مقایسه دو ناحیه i و j است (سیف‌الدینی و منصوریان، ۱۳۹۰). همچنین در رابطه‌های ۲، ۳ و ۴؛ G_i^* ضریب همبستگی رخداد i از n رخداد می‌باشد. w فاصله مکانی بین نقطه i و j می‌باشد. X_i یک مقدار توصیفی برای نقطه یا عارضه i می‌باشد (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). بر اساس این آماره‌ها چگونگی توزیع مکانی شاخص ذوب برف سالانه و تغییرات آن در بازه‌های زمانی مورد نظر بررسی شده است. در ادامه به دلیل یکسان نبودن دامنه‌ی تغییرات مقدار ذوب برف در هر بازه‌ی زمانی، اقدام به تعریف آستانه‌های ذوب برف گردید. سپس بر اساس این آستانه‌ها، تعداد پیکسل‌ها و نیز متوسط مقدار ذوب برف در هر یک از بازه‌های زمانی برآورد شد. بدین ترتیب با استفاده از فراوانی پیکسل‌ها بر اساس آستانه‌های تعیین شده، بررسی تغییرات زمانی و مکانی ذوب برف پهنه‌ی شمال غرب ایران انجام گردید.

یکی از پارامترهای مهم تأثیرگذار بر میزان ذوب برف دما می‌باشد. نتایج برخی از پژوهش‌ها نشان می‌دهد که در دهه‌های اخیر میانگین دمای فصل زمستان افزایش پیدا کرده است (فلاحی و همکاران ۱۳۹۶)، اختر و همکاران^{۱۰} (۲۰۰۸)، جین و همکاران^{۱۱} (۲۰۱۰)، ون وورن و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۱)، مرنگو و همکاران^{۱۳} (۲۰۱۴) و گان و همکاران^{۱۴} (۲۰۱۵) و این موضوع باعث افزایش مقدار ذوب برف در مناطق برف‌گیر شده است. در همین راستا به منظور بررسی اثر تغییرات دما در نیمه‌ی سرد سال بر روی میزان ذوب برف در منطقه‌ی شمال غرب ایران از روش‌های مختلف آمار استنباطی نظیر تحلیل روند

¹⁰ Akhtar & et al

¹¹ Jain & et al

¹² Van Vuuren & et al

¹³ Marengo & et al

¹⁴ Gan & et al

¹⁵ Kolmogorov- Smirnov (KS)

¹⁶ Mann-Kendall

تغییرپذیری مقدار ذوب برف منطقه طی سال‌های اخیر در فصل زمستان، مخصوصاً دهه‌ی اول و چهارم ماه مارس، رخ داده است. ضرایب چولگی^{۱۹} و کشیدگی^{۲۰} از عمده‌ترین شاخص‌های نسبی پراکندگی توزیع بشمار می‌آیند. این دو ضریب به ترتیب انحراف توزیع از یک توزیع متقارن و کشیدگی-افراشتگی آن را نسبت به یک توزیع متقارن بیان می‌دارند (عساکره، ۱۳۷۸). در محاسبه‌ی متوسط چولگی ماه‌های فصول سرد در بازه‌های زمانی متفاوت، بجز دهه‌های سوم و چهارم ماه ژانویه، دهه‌ی اول فوریه و مارس، مقادیر مثبت حاصل شده که این مقدار انحراف‌های بیش‌تر از صفر، بر چولگی قوی و مثبت (چوله به راست) دلالت دارد. بیش‌ترین مقدار رخدادهای ذوب برف در مقادیر قبل از مقدار میانگین بوده، از این رو می‌توان استنباط کرد که مقادیر کم ذوب برف، بیش‌ترین احتمال وقوع را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر منفی حاصل از این آماره، بر چولگی قوی و منفی (چوله به چپ) دلالت دارد. یعنی فراوانی داده‌های بالاتر از میانگین بیش از فراوانی داده‌های پایین‌تر از میانگین خواهد بود، بنابراین در ۴ دوره‌ی زمانی مذکور، انتظار می‌رود که مقادیر بالای ذوب برف، بیش‌ترین احتمال وقوع را داشته باشند. برای مقادیر ارائه شده در این جدول، متوسط ماهانه‌ی کشیدگی مشاهدات نیز در بازه‌های زمانی مدنظر مثبت و در برخی دوره‌های زمانی منفی برآورد شده است. کشیدگی با ارزش مثبت گویای تمرکز مشاهدات و توزیع نوک تیز است و با ارزش منفی گویای کشیدگی بیش‌تر و توزیع هموار داده‌هاست (عساکره، ۱۳۹۰: ۱۳۳). از این رو می‌توان چنین استنباط کرد که در دوره‌های زمانی با ارزش مثبت کشیدگی مخصوصاً ماه اکتبر، توزیع مشاهدات نسبت به یک توزیع قرینه (کمی) افراشته‌تر است و برای متوسط ماهانه‌ی کشیدگی منفی در دهه‌ی اول و چهارم ژانویه، دهه‌ی دوم و چهارم فوریه، دهه‌ی اول مارس، دهه‌ی اول تا سوم نوامبر و دهه‌های اول و چهارم دسامبر، داده‌ها نسبت به توزیع متقارن

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (۹)$$

$$y = a + bx \quad (۱۰)$$

متغیرهای \bar{x} و \bar{y} به ترتیب زمان و متغیر جوی، همچنین a و b ضرایب رگرسیون هستند (بابازاده و جاوری، ۱۳۸۸). در نهایت به منظور بررسی نرخ تغییرات میانگین حداقل دمای ماهانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه از روش تخمین شیب سن استفاده گردید:

$$Q = \frac{X_t - X_s}{t - s} \quad (۱۱)$$

که در آن X_s و X_t به ترتیب داده‌های مشاهده‌ای در زمان‌های s و t یک واحد زمانی بعد از زمان s می‌باشد. با اعمال رابطه Q برای هر جفت داده مشاهده‌ای، یک سری زمانی از شیب‌های محاسبه شده حاصل از Q_{med} بدست می‌آید. مقدار مثبت و منفی (Q_{med}) محاسبه میانه این سری زمانی شیب خط به ترتیب دال بر روند صعودی و نزولی بودن روند می‌باشد (روحانی و همکاران، ۱۳۹۲).

نتایج و بحث

پدیده برف در منطقه کوهستانی شمال غرب ایران یکی از مؤلفه‌های اصلی سیکل هیدولوژیکی به شمار می‌رود، با این حال تغییرات زیادی در توزیع زمانی و مکانی برف وجود دارد. بررسی آماری میانگین ذوب برف شمال غرب نشان داد که متوسط میزان ذوب این پدیده بین ۰/۱۴ تا ۹/۶۹ میلی‌متر در روز به ترتیب در فصل پاییز، دهه‌ی دوم ماه اکتبر و فصل زمستان، دهه‌ی اول ماه مارس در نوسان است (جدول ۱). در نیمکره شمالی طی ماه مارس یا بعد از آن، شدت تابش خورشیدی به سرعت در حال افزایش، مشاهدات مربوط به ذوب برف قابل رویت می‌باشد (Pavlovskii et al., 2018). بدین ترتیب مقدار متوسط بالای ذوب برف در اواخر فصل زمستان روی می‌دهد. با توجه به واریانس^{۱۷} و انحراف معیار^{۱۸} حاصل شده، بیشینه انحرافات ذوب برف از میانگین در فصل زمستان ماه مارس می‌باشد. بدین صورت که بیشترین

19 Skewness
20 Kurtosis

17 Variance
18 Standard deviation

میلی‌متر در روز، در دهه‌ی سوم ماه مارس به دست آمده است، که می‌تواند ناشی از انباشتگی برف حاصل از بارش‌های فصل زمستان دانست. همانطور که از نتایج جدول ۱ حاصل شد، در طول زمستان، ذوب بیش‌تر است زیرا یخ/ یخچال به دلیل دمای بالاتر آب می‌شود.

پراکنده‌تر هستند و این بیان‌کننده‌ی این است که داده‌ی ذوب برف نسبت به میانگین فاصله‌ی بیشتری دارند و ناهمگن‌تر هستند (دوستکامیان و پودینه، ۱۳۹۹: ۵۶). فصل پاییز بخصوص ماه اکتبر در دهه‌های مختلف زمانی کم‌ترین مقادیر ذوب برف منطقه را به خود اختصاص داده است. بیشترین ذوب برف به دست آمده در پهنه شمال غرب با ۲۶/۳۵

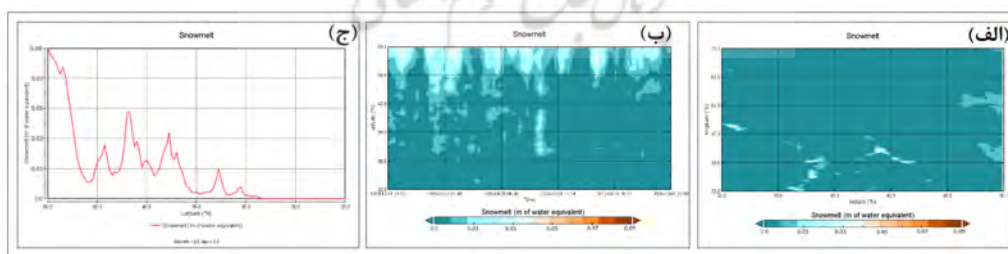
جدول ۱: مشخصات آماری ذوب برف ماهانه (میلی‌متر در روز) در پهنه‌ی شمال غرب ایران (۲۰۲۲-۱۹۸۲) مبتنی بر پایگاه داده

ECMWF/ERA5

مشخصه‌های آماری	بازه زمانی	زمستان			پائیز		
		ژانویه	فوریه	مارس	اکتبر	نوامبر	دسامبر
میانگین	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۲/۵۲۸	۵/۲۸۹	۹/۶۹۵	۰/۱۵۶	۱/۱۷۹	۱/۷۴۷
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۲/۳۸۰	۴/۸۲۰	۶/۱۷۶	۰/۰۱۵	۰/۷۸۸	۱/۴۷۳
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۲/۶۶۲	۴/۵۲۶	۳/۲۲۲	۰/۰۲۵	۰/۷۰۸	۱/۴۲۸
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۳/۸۱۹	۷/۱۴۶	۵/۵۲۷	۰/۱۳۲	۰/۴۲۶	۲/۴۵۵
میانه	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۲/۵۱۲	۵/۴۲۲	۹/۸۶۸	۰/۰۸۲	۱۱/۴۲۶	۱/۶۵۷
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۲/۳۵۷	۴/۷۵۶	۵/۹۷۹	۰	۰/۶۹۹	۱/۴۰۷
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۲/۶۷۲	۴/۵۰۱	۲/۰۶۰	۰/۰۰۱	۰/۶۳۵	۱/۳۱۰
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۳/۹۹۷	۷/۱۱۴	۴/۲۵۳	۰/۰۱۹	۳۸/۳۵۳	۲/۴۵۲
واریانس	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۰/۰۰۷	۰/۰۱۲	۰/۲۱۳	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۰/۰۰۴	۰/۰۲۱	۰/۱۱۶	۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۰/۰۰۵	۰/۰۲۲	۰/۱۵۸	۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۰/۰۱۲	۰/۰۳۶	۰/۲۱۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶
انحراف معیار	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۰/۷۹۲	۱/۰۰۹	۴/۲۹۴	۰/۱۷۲	۰/۰۵۳	۰/۵۸۵
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۰/۵۷۹	۱/۳۵۶	۳/۱۶۹۲	۰/۰۲۹	۰/۴۲۵	۰/۴۷۱
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۰/۶۷۵	۱/۳۶۴	۳۶/۹۵۰	۰/۰۶۸	۰/۳۸۹	۰/۵۶۸
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۱/۰۲۳	۱۷/۶۴۰	۴۲/۵۶۲	۰/۲۳۶	۰/۲۶۶	۰/۷۳۵
کشیدگی	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	-۳۱/۹۶۸	۴۰/۶۰۸	-۴۳/۲	۳۶/۲۸۸	-۲۹/۳۷۶	-۵۳/۵۶۸
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۸۷/۲۶۴	-۳۱/۱۰۴	۱۲/۹۶۰	۲۹۶/۳۵۲	-۶۸/۲۵۶	۲۶۴/۳۸۴
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۴۲/۳۳۶	۷۵/۱۶۸	۷۳۱/۴۴	۵۷۸/۵۲۸	-۴۵/۷۹۲	۸۴/۶۷۲
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	-۲۲/۴۶۴	-۴۵/۷۹۲	۱۰۷/۱۳۶	۲۸۱/۶۶۴	۷/۷۷۶	-۱۷/۲۸۰
چولگی	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۳۳/۳۲۸	-۶۴/۸	۰/۸۶۴	۹۹/۳۶۰	۳۴/۵۶۰	۳۵/۴۲۴
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۲۸/۵۱۲	۲۲/۴۶۴	۵۰/۹۷۶	۱۸۵/۷۶۰	۳۸/۰۱۶	۱۳۰/۴۶۴
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	-۱۴/۶۸۸	۵۱/۸۴۰	۲۲۱/۱۸۴	۳۴۸/۱۹۲	۵۰/۱۱۲	۹۴/۱۷۶
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	-۳۶/۲۸۸	۳۶/۲۸۸	۱۰۶/۲۷۲	۱۷۹/۷۱۲	۶۳/۰۷۲	۱/۷۲۸
بیشینه	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۴/۴۸۸	۷/۵۷۴	۱۹/۷۲۹	۰/۷۲۵	۲/۶۶۶	۳/۳۸۵
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۴/۲۹۱	۸/۷۵۶	۱۸/۱۲۹	۰/۱۲۹	۱/۸۹۵	۳/۳۸۵
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۴/۶۴۵	۹/۳۵۹	۲۶/۴۲۱	۰/۵۲۴	۱/۷۷۶	۳/۴۴۴
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۵/۹۹۷	۱۱/۹۷۲	۲۱/۱۱۵	۱/۰۵۷	۱/۳۰۷	۴/۳۰۰
کمینه	دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)	۰/۶۷۵	۱/۸۳۶	۰/۳۳۸	۰	۰/۱۵۲	۰/۵۴۱
	دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)	۰/۸۸۸	۱/۷۸۶	۲۴/۴۱۷	۰	۰/۰۲۷	۰/۵۸۸
	دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)	۰/۰۷۲	۱/۶۲۰	۰/۰۰۲	۰	۰/۰۷۸	۰/۴۹۵
	دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)	۱/۱۳۲	۳/۶۱۱	۰/۴۵۲	۰	۰/۰۱۲	۰/۴۶۹

سرد مشاهده می‌شود، بدین صورت است که همراهی ناهنجاری منفی دما با ناهنجاری منفی بارش، می‌تواند موجب کاهش پوشش برف شود؛ زیرا در این ماه‌ها دمای هوا در ارتفاعات غالباً کم‌تر از صفر درجه است؛ اما کمبود بارش سبب کاهش ریزش برف می‌شود (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۹۰). بدین ترتیب در مقدار ذوب برف علاوه بر بازه‌ی زمانی (نوع فصل) باید به ناهنجاری‌های بارش و دما نیز توجه نمود. چنانچه در ادامه پژوهش در ماه‌های زمستان با وجود ناهنجاری مثبت بارش برف در ارتفاعات، رخ داد ناهنجاری مثبت حداقل دمای ماهانه‌ی منطقه، بر افزایش مقدار ذوب در سال‌های اخیر تأثیر داشته است. همانطور که در نیمرخ مکانی ذوب برف ماه دسامبر (شکل ۲، الف) مشاهده می‌شود، رخداد این پدیده بیش‌تر در خارج از محدوده‌ی پهنه‌ی شمال غرب ایران اتفاق افتاده است. به مانند ماه‌های اکتبر و نوامبر مجدداً در عرض‌های شمالی‌تر شدت ذوب برف افزایش یافته است که این افزایش شدت ذوب برف در مناطق شمالی دنیا طی هر چهار دهه‌ی مورد مطالعه، در ماه دسامبر تقریباً دارای هسته‌های ذوب قوی و پیوسته‌ایی بوده که با گذر زمان هم از شدت و هم از پیوستگی آن تا حدودی کاسته شده است (شکل ۲، ب). در این ماه نیز در عرض‌های شمالی منطقه، ۴۵ درجه شمالی به بالاتر، طی دهه‌ی اخیر (۲۰۲۲-۲۰۱۲) ذوب برف افزایش داشته است. این نکته در شکل ج ۲، به خوبی قابل مشاهده می‌باشد.

از آن جایی که رخ داد ذوب برف در یک دوره زمانی طولانی به شدت با درصد منطقه پوشیده از برف در امتداد مناطق ارتفاعی منطقه مرتبط است، در شمال غرب طی این فصل به خصوص ماه اکتبر پدیده‌ی ذوب برف به صورت ناچیز رخ می‌دهد. با توجه به کاهش تراکم برف پهنه‌ی شمال غرب ایران در فصل پاییز، متقابلاً در این فصل پدیده‌ی ذوب برف بسیار کم روی می‌دهد. در بررسی میانگین ذوب برف طی دهه‌های مختلف ماه نوامبر پهنه‌ی شمال غرب در تمامی آستانه‌های تعریف شده به لحاظ گستردگی (فراوانی پیکسل‌ها) با گذر بازه‌های زمانی مورد مطالعه کاهش یافته است. در واقع در ماه‌های سرد پاییز میانگین ماهانه ذوب برف در ایران داری روند کاهشی است. با وجود ناهنجاری مثبت حداقل دمای منطقه (روند افزایشی به مقدار ۰/۰۳ درجه سانتی‌گراد متوسط حداقل دما) و کاهش تراکم برف روند ذوب برف ماه نوامبر کاهشی بوده است. هر چند در بیشتر مواقع ناهنجاری‌های مثبت پوشش برف با ناهنجاری مثبت بارش و ناهنجاری منفی دما تطابق دارد؛ به عبارت دیگر، با کاهش دما و افزایش بارش، احتمال افزایش پوشش برف بیش‌تر است، لذا ممکن است در بعضی مواقع در زمستان، ضمن ناهنجاری منفی بارش، به دلیل ناهنجاری شدید منفی دما، پوشش برف ماندگاری بیش‌تری داشته باشد و میزان ذوب کاهش یابد. البته، در ارتباط با ناهنجاری پوشش و تراکم برف باید به فصل نیز توجه کرد. حالتی دیگر که در ماه‌های



شکل ۲: نیمرخ تغییرات مکانی (الف)، نیمرخ تغییرات زمانی (ب) و نیمرخ تغییرات مقدار (ج) میانگین ذوب برف ماه دسامبر (میلی‌متر در روز) در امتداد عرض‌های مختلف جغرافیایی واقع در شمال غرب ایران (۲۰۲۲-۱۹۸۲)

پاییز، در ماه دسامبر افزایش قابل توجهی در پدیده‌ی ذوب برف شمال غرب حاصل گشته است. این پدیده

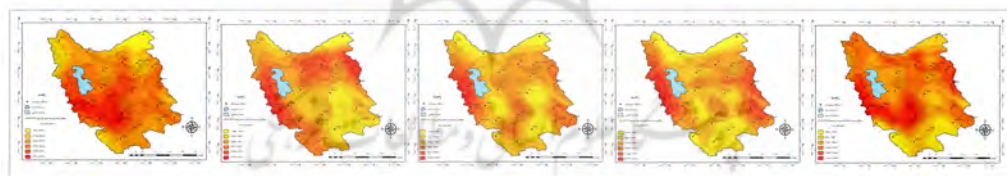
همانطور که در شکل ۳ و نتایج عددی جدول ۲ قابل مشاهده می‌باشد، نسبت به دو ماه اول فصل

گذر زمان تقریباً روند افزایشی داشته است. این افزایش گستردگی (تعداد پیکسل) و مقدار ذوب برف در دهه چهارم (۲۰۲۲-۲۰۱۲) شدت بیشتری داشته است. این مسئله با در نظر گرفتن شکل‌گیری هسته‌های تقریباً دائمی تراکم برف منطبق بر مناطق پر ارتفاع، و نیز ناهنجاری مثبت حداقل دما (روند افزایشی به مقدار ۰/۰۷ درجه سانتی‌گراد متوسط حداقل دمای دسامبر ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه منطقه (جدول ۳)) قابل قبول می‌باشد. افزایش متوسط حداقل دما سبب افزایش ذوب برف و کاهش بازه زمانی باقیمانده برف انباشته در سطح زمین می‌شود.

در هر چهار دهه با آستانه‌ی کم‌تر از ۲/۸۵۱ میلی‌متر در روز، به لحاظ گستردگی (تعداد پیکسل) با گستردگی این پدیده در سایر آستانه‌ها تفاوت چشمگیری داشته است. این فراوانی تعداد پیکسل‌های شامل ذوب برف در آستانه‌های مقادیر کم، هر چند با مقادیر ذوب ناچیز، در تمامی دوره سرد سال قابل مشاهده می‌باشد. از دلایل ذوب بیشتر برف‌های کم عمق‌تر، می‌توان به توانایی یک لایه برف نازک‌تر برای انتقال نور بیشتر، در نتیجه گرم شدن زمین و افزایش شار گرما به لایه برف اشاره داشت (Buttle & McDonnell, 1987; 53). در آستانه‌ی ذوب برف به مقدار ۲/۸۵۱ میلی‌متر در روز به بالاتر، ذوب برف با

جدول ۲: فراوانی پیکسل و متوسط مقدار پهنه‌های میانگین ذوب برف ماه دسامبر (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف بر اساس آستانه‌های تعریف شده در شمال غرب ایران (۲۰۲۲-۱۹۸۲).

فراوانی پیکسل و متوسط مقدار ذوب برف (میلی‌متر در روز) ماه دسامبر در هر دهه										آستانه ذوب برف (میلی‌متر در روز)
کل دوره (۱۹۸۲-۲۰۲۲)		دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)		دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)		دهه دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)		دهه اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)		
۲/۴۱۹	۱۰۸۶	۲/۰۷۴	۴۲۳۸	۱/۲۹۶	۵۴۷۷	۱/۳۸۲	۵۴۸۴	۱/۶۴۲	۵۴۳۸	≤۲/۸۵۱
۳/۵۴۲	۴۵۵۸	۳/۳۷۰	۱۴۰۶	۳/۱۱۰	۱۶۷	۳/۰۲۴	۱۶۰	۳/۰۲۴	۲۰۶	>۲/۸۵۱
۳/۸۸۸	۲۹۶۲	۳/۶۲۹	۷۸۵	۳/۳۷۰	۱۲	۳/۲۸۳	۴	۳/۲۸۳	۷	>۳/۲۸۳
۴/۳۲۰	۱۳۸۲	۳/۹۷۴	۲۱۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	>۳/۸۰۲
۴/۶۶۶	۵۳۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	>۴/۴۰۶



شکل ۳: پهنه‌بندی میانگین ذوب برف ماه دسامبر (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف در شمال غرب ایران (۲۰۲۲-۱۹۸۲)

بودن دما در ارتفاعات بالاتر و عدم رسیدن آن به حد دمای بحرانی برای شروع ذوب برف نسبت داد. بدین ترتیب مقدار بیش‌تری از برف در محدوده‌ی کوچک‌تر (تعداد پیکسل‌های کم) ذوب شده است. این نکته می‌تواند ناشی از تمرکز پدیده ذوب برف ماه ژانویه در مناطق مرتفع به همراه روند افزایشی به مقدار ۰/۰۸ درجه سانتی‌گراد متوسط حداقل دمای منطقه باشد.

مقایسه مقدار آستانه‌های ذوب برف شمال غرب در ماه ژانویه به نسبت ماه‌های فصل پاییز نشان از افزایش پدیده‌ی ذوب برف بوده است. در حالی که مقدار ذوب برف در برخی از محدوده‌های ارتفاعی همچون ارتفاعات سهند و سبلان نسبت به سایر مناطق کم ارتفاع ناچیز بوده و تغییری در محدوده برف انباشته رخ نداده است. این مسئله در ارتفاعات بالاتر بیش‌تر محسوس است که دلیل آن را می‌توان به پایین‌تر

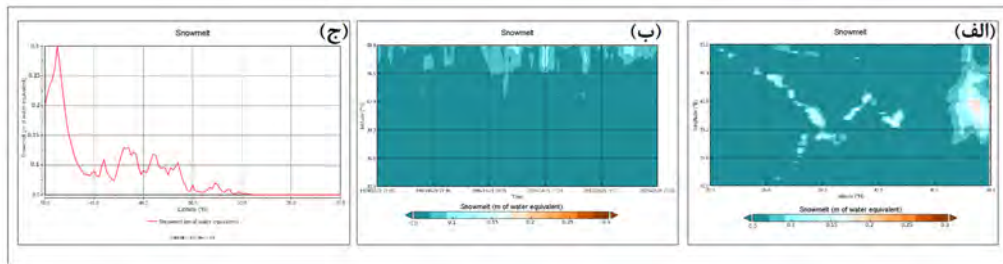
جدول ۳: نتایج آزمون کلموگروف-اسمیرنوف و روند میانگین حداقل دمای ماه دسامبر ایستگاه‌های سینوپتیک شمال غرب

ایستگاه	P-Value (Ks)	نوع آزمون بر اساس P-Value کلموگروف-اسمیرنوف		ایستگاه	P-Value (Ks)	نوع آزمون بر اساس P-Value کلموگروف-اسمیرنوف	
		اگر آزمون Ks معنی-دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون	اگر آزمون Ks معنی-دار باشد/آزمون ناپارامتریک من‌کندال			اگر آزمون Ks معنی-دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون	اگر آزمون Ks معنی-دار باشد/آزمون ناپارامتریک من‌کندال
اردبیل	۰/۲	روند افزایشی $y = -۶/۷۹ + ۰/۱۳۸x$	-	خلخال	۰/۲	روند کاهشی $y = -۵/۲۳ - ۰/۱۶x$	-
ارومیه	۰/۲	روند کاهشی $y = ۱/۱۳ - ۰/۰۲x$	-	زنجان	۰/۲	روند افزایشی $y = -۴/۶۲ + ۰/۰۳۶x$	-
اهر	۰/۲	روند افزایشی $y = -۲/۶۲ + ۰/۰۰۷x$	-	سراب	۰/۲	روند کاهشی $y = -۵/۸۱ - ۰/۰۴۶x$	-
بیجار	۰/۲	روند افزایشی $y = -۶/۹۶ + ۰/۱۲۹x$	-	سردشت	۰/۲	روند افزایشی $y = -۳/۷۴ + ۰/۰۲۵x$	-
پارس‌آباد	۰/۲	روند کاهشی $y = ۱/۹۶ - ۰/۰۰۲x$	-	سقز	۰/۲	روند کاهشی $y = -۳/۷۴ - ۰/۰۵۴x$	-
پیرانشهر	۰/۲	روند افزایشی $y = -۳/۱۱ + ۰/۰۴۸x$	-	سنندج	۰/۲	روند کاهشی $y = -۱/۲۴ - ۰/۰۲۲x$	-
تبریز	۰/۲	روند کاهشی $y = -۰/۲۴ - ۰/۰۸۹x$	-	ماکو	۰/۰۲	-	روند افزایشی Sen=۰/۰۶
تکاب	۰/۲	روند کاهشی $y = -۴/۳۵ - ۰/۰۱۱x$	-	مراغه	۰/۲	روند کاهشی $y = -۰/۸۴ - ۰/۰۴۳x$	-
جلفا	۰/۲	روند افزایشی $y = -۵/۱۷ + ۰/۱۶۱x$	-	مهاباد	۰/۱۴۷	روند کاهشی $y = -۱/۱۸ - ۰/۰۲۹x$	-
خرمدره	۰/۲	روند افزایشی $y = -۲/۵۶ + ۰/۰۳۸x$	-	میانه	۰/۲	روند کاهشی $y = -۲/۲۴ - ۰/۰۱۸x$	-

*سطح معنی‌داری $P-Value < ۰/۰۵$ ، ●● و ●●● به ترتیب نشان‌دهنده‌ی وجود روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد.

وضعیت نشان‌دهنده‌ی کوتاه شدن دوره‌ی تداوم پوشش برف و افزایش دوره‌ی ذوب آن است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۸۱ و ۳۹۱). همان‌طور که در شکل ۴ الف؛ مشاهده می‌شود در ماه فوریه پدیده‌ی ذوب برف تقریباً قوی نسبت به ذوب برف ماه ژانویه در محدوده‌ی جغرافیایی پهنه‌ی شمال غرب رخ داده است. با توجه به نمودار نیم‌رخ تغییرات زمانی پدیده‌ی ذوب برف فوریه (شکل ۴ ب)، می‌توان اشاره داشت که رخ داد این پدیده در دهه‌های دوم الی چهارم از شدت و پیوستگی قابل توجه‌تری نسبت به دهه‌ی اول برخوردارند. روند افزایشی ذوب برف پهنه‌ی مورد مطالعه و مقدار آن در شکل ۴ ج، به وضوح قابل مشاهده است.

همان‌طور که در نتایج این پژوهش در حداقل دمای زمستان شمال غرب افزایش قابل توجهی روی داده است. روند اوج جریان حاصل از ذوب برف، با گرم شدن به شدت توسط تبدیل فاز بارش، مقدار بارش انباشته قبل از فصل ذوب و نرخ ذوب برف در طول دوره ذوب کنترل می‌شود. بدین ترتیب انتظار می‌رود تحت شرایط آب و هوای گرم‌تر، روند جریان حاصل از ذوب برف برای مناطق نسبتاً گرم کاهشی باشد، اما برای مناطق سردسیر افزایش یابد (wang et al, 2016; 5052)، که این مسئله‌ی افزایش ذوب برف در شمال غرب ایران نیز طبق نتایج پژوهش حاضر روی داده است. در مقیاس ماهانه، ژانویه و فوریه از بیش‌ترین مساحت پوشش و تجمع برف برخوردارند و در فصل بهار به میزان فزاینده‌ای در حال کاهش است. این



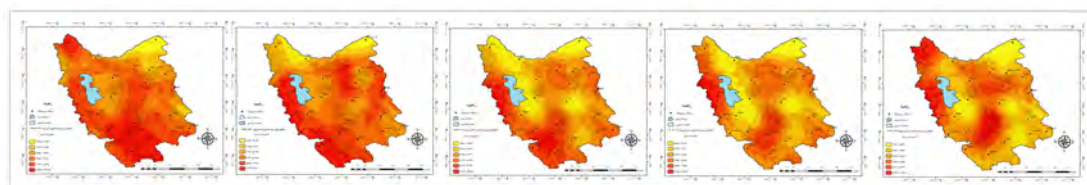
شکل ۴: نیمرخ تغییرات مکانی (الف)، نیمرخ تغییرات زمانی (ب) و نیمرخ تغییرات مقدار (ج) میانگین ذوب برف ماه فوریه (میلی‌متر در روز) در امتداد عرض‌های مختلف جغرافیایی واقع در شمال غرب ایران (۱۹۸۲-۲۰۲۲)

افزایش شار گرما به آن، در تمامی بازه‌های زمانی مورد مطالعه ذوب برف روی داده است. با گذر زمان بر مقدار ذوب برف نیز افزوده شده به طوری که در دهه چهارم به بیش‌ترین مقدار خود نسبت به دهه‌ی قبل‌تر رسیده است. به عبارت دیگر می‌توان گفت که در سال‌های اخیر بیش‌ترین ذوب برف، با مقادیر بالاتری، غالباً در محدوده‌های کوهستانی جنوب، شمال غرب و غرب منطقه متمرکز می‌باشد (شکل ۵). با وجود تجمع و پایداری انباشتگی برف به دلیل کاهش دما در ارتفاعات در سال‌های اخیر ناهنجاری مثبت حداقل دمای منطقه (روند افزایشی به مقدار ۰/۱۳ درجه سانتی‌گراد متوسط حداقل دما) (جدول ۵)، این معادله را بهم زده و منجر به افزایش رویداد ذوب برف شده است.

با یک بررسی ساده مقادیر آستانه‌های ذوب برف شمال غرب در ماه‌های سرد سال، می‌توان تشخیص داد که در ماه فوریه متناسب با افزایش و تجمع برف، مقدار ذوب برف نیز نسبت به ماه‌های قبل افزایش چشمگیرتری داشته است (جدول ۴). در آستانه‌ی ذوب برف ۶/۵۶۶ میلی‌متر در روز و کم‌تر، به لحاظ گستردگی (تعداد پیکسل) و مقدار ذوب برف در سه دهه‌ی اول، تا حدودی رفتار مشابهی اتفاق افتاده است. ولی در دهه‌ی چهارم با وجود کاهش قابل توجه در گستردگی ذوب برف، افزایش در مقدار آن رخ داده است. نکته‌ی دیگر که می‌توان به آن اشاره داشت، این است که در آستانه‌های مقدار کم‌تر (۲/۶۷۸ تا ۷/۹۴۹ میلی‌متر در روز)، به دلیلی کم عمق بودن لایه‌ی برف و

جدول ۴: فراوانی پیکسل و متوسط مقدار پهنه‌های میانگین ذوب برف ماه فوریه (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف بر اساس آستانه‌های تعریف شده در شمال غرب ایران (۱۹۸۲-۲۰۲۲)

فراوانی پیکسل و متوسط مقدار ذوب برف (میلی‌متر در روز) ماه فوریه در هر دهه										آستانه ذوب برف (میلی‌متر در روز)
کل دوره (۱۹۸۲-۲۰۲۲)		دهه‌ی چهارم (۲۰۱۲-۲۰۲۲)		دهه‌ی سوم (۲۰۰۲-۲۰۱۱)		دهه‌ی دوم (۱۹۹۲-۲۰۰۱)		دهه‌ی اول (۱۹۸۲-۱۹۹۱)		
۵/۰۱۱	۶۱۱	۰۵/۵۳	۲۴۵۵	۴/۲۳۴	۵۱۹۳	۴/۴۰۶	۴۹۶۳	۵/۱۸۴	۵۳۰۸	≤ ۶/۵۶۶
۹/۲۴۵	۵۰۳۳	۸/۳۸۱	۳۱۸۵	۷/۵۱۷	۴۵۱	۷/۱۷۱	۶۸۱	۶/۸۲۶	۳۳۶	> ۶/۵۶۶
۹/۶۷۷	۴۰۷۱	۹/۳۳۱	۱۷۰۹	۸/۵۵۴	۱۳۱	۸/۱۲۲	۷۴	۰	۰	> ۷/۹۴۹
۱۰/۳۶۸	۲۵۲۴	۱۰/۱۰۹	۸۳۰	۹/۲۴۵	۱۳	۰	۰	۰	۰	> ۹/۱۵۸
۱۱/۲۳۲	۹۴۹	۱۰/۸۸۶	۲۶۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	> ۱۰/۴۵۴



شکل ۵: پهنه‌بندی میانگین ذوب برف ماه فوریه (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف در شمال غرب ایران (۱۹۸۲-۲۰۲۲).

جدول ۵: نتایج آزمون کلموگروف-اسمیرنوف و روند میانگین حداقل دمای ماه فوریه ایستگاه‌های سینوپتیک شمال غرب

ایستگاه	P-Value (Ks)	نوع آزمون بر اساس P-Value کلموگروف-اسمیرنوف		ایستگاه	P-Value (Ks)	نوع آزمون بر اساس P-Value کلموگروف-اسمیرنوف	
		اگر آزمون Ks معنی‌دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون	اگر آزمون Ks معنی‌دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون			اگر آزمون Ks معنی‌دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون	اگر آزمون Ks معنی‌دار نباشد/آزمون پارامتریک رگرسیون
اردبیل	۰/۲	-	روند افزایشی $y = -۱۰/۴ + ۰/۲۶۳x$	خلخال	۰/۰۲۲	-	-
ارومیه	۰/۱۸۷	-	روند افزایشی $y = -۵/۸۹ + ۰/۰۸۳x$	زنجان	۰/۰۹۱	-	روند افزایشی $y = -۸/۶۷ + ۰/۲۰۵x$
ادامه جدول ۵							
اهر	۰/۱۴۲	-	روند افزایشی $y = -۶/۰۱ + ۰/۱۱۴x$	سراب	۰/۲	-	روند افزایشی $y = -۸/۹۷ + ۰/۱۱۹x$
بیجار	۰/۲	-	روند افزایشی $y = -۱/۱۱ + ۰/۱۰۷x$	سردشت	۰/۰۰۲	-	روند افزایشی $y = -۷/۱۸ + ۰/۰۹۴x$
پارس‌آباد	۰/۲	-	روند افزایشی $y = ۰/۲۶ + ۰/۱۰۶x$	سقز	۰/۱۹۲	-	روند افزایشی $y = -۷/۱۸ + ۰/۰۹۴x$
پیرانشهر	۰/۰۰۶	-	-	سنندج	۰/۰۰۶	روند افزایشی $Sen = ۰/۲۰$	روند افزایشی $Sen = ۰/۰۵$
تبریز	۰/۱۸	-	روند افزایشی $y = -۲/۸۳ + ۰/۰۳۳x$	ماکو	۰/۲	-	روند افزایشی $y = -۷/۹۸ + ۰/۱۴x$
تکاب	۰/۰۰۲	-	-	مراغه	۰/۲	روند افزایشی $Sen = ۰/۱۲$	روند افزایشی $y = -۴/۴۹ + ۰/۱۱۶x$
جلفا	۰/۲	-	روند افزایشی $y = ۲/۷۳ + ۰/۱۴۰x$	مهاباد	۰/۰۳۲	-	روند افزایشی $Sen = ۰/۱۱$
خرمدره	۰/۰۴۵	-	-	میانه	۰/۱۵۷	روند افزایشی $Sen = ۰/۱۳$	روند افزایشی $y = -۶/۴۹ + ۰/۱۶۴x$

*سطح معنی‌داری $P-Value < ۰/۰۵$ ، ●●● و ●●●● به ترتیب نشان دهنده وجود روند معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد.

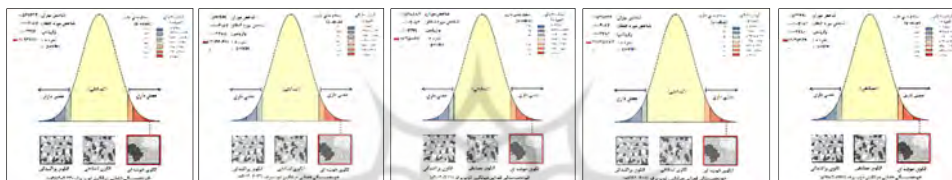
تحقیقات در مناطق کوهستانی همچون کومار و همکاران (۲۰۲۲)، افزایش یافته است. ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر دما بیانگر روند افزایشی آن و بر بارش حاکی از روند کاهش آن است. افزایش دما در فصل‌های سرد سال منجر به کاهش بارش برف می‌شود. همچنین با افزایش دما و کاهش سطح برف، زمان ذوب برف نیز دستخوش تغییر به شکل ذوب زودرس برف در بهار می‌شود (فلاحی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ۷۸). رویدادهای شدید ذوب برف با مقدار بزرگ‌تر معمولاً با حداقل بارش و دماهای بالا همزمان است. با این حال، مناطق خاصی، به ویژه مناطق کوهستانی، احتمال بیش‌تری را برای رویدادهای شدید ذوب برف در طول رویدادهای شدید باران بر برف نشان می‌دهند. در طول ذوب برف شدید، در بسیاری از مناطق سرعت ذوب برف اغلب از بارش بیش‌تر است (Welty & Zeng, 2021; 1526).

شکل ۶، پراکنده و یا خوشه‌ای بودن میانگین

ماه مارس به بعد، دوره‌ی افزایش تابش خورشیدی در نیمکره‌ی شمالی است. بدین ترتیب مشاهدات ذوب برف در محدوده‌ی شمال غرب ایران قابل رویت می‌باشد. مقدار ذوب برف ماه مارس با آستانه‌ی ذوب ۶/۹۹۸ میلی‌متر در روز و کم‌تر، دهه‌ی اول (۱۹۹۱-۱۹۸۲) در مقایسه با سایر دهه‌های مورد مطالعه هر چند به لحاظ مقدار ذوب رفتار مشابهی داشته است ولی به لحاظ گستردگی (تعداد پیکسل) کم‌ترین مقدار را در این بازه‌های زمانی به خود اختصاص داده است. در آستانه ذوب ۹/۳۳۱ میلی‌متر در روز، دهه‌ی چهارم (۲۰۲۲-۲۰۱۲) چنین الگوی رفتاری مشابه از خود نشان داده است. به عبارت دیگر در گستردگی کم‌تر متمرکز بر ارتفاعاتی چون سهند و سبلان، مقدار ذوب تقریباً مشابهی با سایر دوره‌ها داشته است. این ذوب برف در ارتفاعات می‌تواند ناشی از افزایش حداقل دما باشد. کمینه دمای شمال غرب ایران طی ماه‌های فصول سرد (۲۰۱۸-۱۹۸۷)، به مانند نتایج سایر

ساله (۲۰۲۲-۱۹۸۲)، اعدادی بین ۱۱ إلى ۱۲ حاصل شده است. با توجه به بالا بودن مقدار Z و صفر بودن مقدار آماره P، می‌توان فرضیه عدم وجود خودهمبستگی فضایی بین داده‌ها در تمامی بازه‌های زمانی مورد مطالعه رد نمود. بر این اساس میانگین سالانه‌ی ذوب برف شمال غرب در تمامی بازه‌های زمانی از الگوی خوشه‌ای معنی‌دار پیروی می‌کند. حال اگر قرار بود پراکندگی داده‌ها با فرض نرمال (تصادفی) صورت می‌گرفت، شاخص موران مورد انتظار در دهه‌های مدنظر باید مقداری برابر ۰/۰۴۰۸- را اختیار می‌نمود.

سالانه‌ی ذوب برف پهنه‌ی شمال غرب ایران در بازه‌های زمانی مختلف و جدول ۶ نتایج عددی آن را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج شکل و جدول زیر، متوسط مقدار شاخص موران برای هر پنج بازه زمانی مورد مطالعه به طور کلی متوسط ۰/۵۵۷ به دست آمده است. این نکته نشان دهنده‌ی آن است که بر اساس شاخص موران، ذوب برف سالانه‌ی در شمال غرب ایران در دوره مورد مطالعه، دارای الگوی خوشه‌ای بالا می‌باشد. به عبارت دیگر کم‌تر از ۱٪ احتمال دارد که این الگوی خوشه‌ای نتیجه یک شانس تصادفی باشد. طبق جدول نتایج آماره موران، برای آماره Z محاسبه شده در دهه‌های اول إلى چهارم و کل دوره آماری ۴۱



شکل ۶: نمودار خودهمبستگی میانگین سالانه‌ی ذوب برف (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف در شمال غرب ایران (۱۹۸۲-۲۰۲۲)

جدول ۶: آماره موران کلی برای میانگین سالانه‌ی ذوب برف (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف مورد بررسی در شمال غرب ایران (۱۹۸۲-۲۰۲۲).

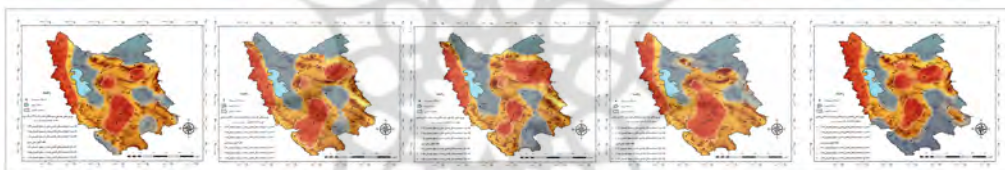
P-Value	آماره		نمایه موران مورد انتظار	نمایه موران	خودهمبستگی فضایی
	Z	واریانس			
۰	۱۱/۲۱۶۱۲۹	۰/۰۰۲۲۸۰	-۰/۰۰۴۰۸۲	۰/۵۳۱۴۹۰	میانگین سالانه ذوب برف دهه‌ی اول (۱۹۹۱-۱۹۸۲)
۰	۱۱/۱۷۵۸۸۷	۰/۰۰۲۲۸۱	-۰/۰۰۴۰۸۲	۰/۵۲۹۷۳۷	میانگین سالانه ذوب برف دهه‌ی دوم (۲۰۰۱-۱۹۹۲)
۰	۱۱/۹۵۰۰۶۸	۰/۰۰۲۲۹۹	-۰/۰۰۴۰۸۲	۰/۵۶۸۸۸۳	میانگین سالانه ذوب برف دهه‌ی سوم (۲۰۱۱-۲۰۰۲)
۰	۱۲/۴۶۰۶۷۱	۰/۰۰۲۲۸۸	-۰/۰۰۴۰۸۲	۰/۵۹۱۹۶۹	میانگین سالانه ذوب برف دهه‌ی چهارم (۲۰۲۲-۲۰۱۲)
۰	۱۱/۹۳۶۱۶۰	۰/۰۰۲۲۹۴	-۰/۰۰۴۰۸۲	۰/۵۶۷۶۲۴	میانگین سالانه ذوب برف کل دوره (۲۰۲۲-۱۹۸۲)

هستند که در آن مقادیر کم میانگین سالانه‌ی ذوب برف شمال غرب تجمع کرده‌اند و نواحی قرمز پررنگ نیز محدوده‌هایی هستند که در آن‌ها مقادیر بالای میانگین سالانه‌ی ذوب برف در منطقه متمرکز شده‌اند. نتایج بدست آمده از پهنه‌بندی لکه‌های داغ میانگین سالانه ذوب برف شمال غرب تهیه شده به کمک شاخص G_i^* نشان می‌دهد که در هر پنج بازه‌ی زمانی مورد مطالعه، الگوی رفتاری خوشه‌ها شبیه هم بوده ولی در گذر زمان به لحاظ گستردگی متفاوت عمل

همان‌طوری که مشاهده شد خودهمبستگی فضایی موران فقط نوع الگو را مشخص می‌کند. به همین دلیل برای نشان دادن توزیع فضایی الگوی حاکم بر ذوب برف سالانه شمال غرب ایران، طی بازه‌های زمانی مورد مطالعه از لکه‌های داغ آماره گتیس-ارد جی استفاده شد. شکل ۷ تغییرات درون سالی خودهمبستگی فضایی الگوی خوشه‌ای ذوب برف را طی دهه‌های مختلف مورد مطالعه (۱۹۸۲-۲۰۲۲) نشان می‌دهد. در این پهنه‌بندی‌ها، محدوده‌های آبی رنگ مناطقی

داشته‌اند؛ ولی مناطق کوهستانی همچون سبلان و سهند، مناطق مرتفع زرينه اوباتو و امتداد کوهستان غرب منطقه خوشه‌های داغ قوی‌تری شکل گرفته است. نتایج روش لکه داغ نشان داد که الگوی توزیع فضایی میانگین سالانه‌ی ذوب برف در منطقه شمال غرب از نوع خوشه‌ای بالا است که هر گروه از بازه‌های زمانی مذکور، تشکیل خوشه‌بندی فضایی داده‌اند. شدت تمرکز این خوشه‌بندی در برخی مناطق بالا و در برخی مناطق نیز پایین است. مهم‌ترین خوشه‌های داغ شامل مقادیر ارزشی بالای ذوب برف در مناطق کوهستانی منطقه شکل گرفته‌اند. این مسئله می‌تواند ناشی از افزایش حداقل دمای منطقه بوده که علاوه بر موجب قدرت یافتن افزایش ذوب برف مناطق کم ارتفاع با مقادیر کم، موجب افزایش شدت ذوب برف در مناطق کوهستانی نیز شده است.

نموده‌اند. بدین ترتیب که در تمامی بازه‌ها مناطق شمال شرق، شمالی و شرق دریاچه ارومیه و نیز مناطق کم ارتفاع جنوب، جنوب شرقی و جنوب غربی پهنه‌ی شمال غرب محل شکل‌گیری خوشه‌های سرد (شامل مقادیر پایین ذوب برف) و مناطق کوهستانی غرب منطقه، مناطق مرتفع مرکزی (سبلان و سهند) و جنوب غرب (زیرینه اوباتو) محل شکل‌گیری خوشه‌های داغ (شامل مقادیر بالاتر ذوب برف) می‌باشند. با این وجود در دهه‌ی سوم (۲۰۱۱-۲۰۰۲) خوشه‌های سرد با مقدار ذوب کم از شمال شرق به سمت مرکز منطقه پیشروی داشته به طوری که بخش‌های مرتفع‌تر چون سبلان را نیز فرار می‌گیرند. در حالی که در دهه‌ی چهارم (۲۰۲۲-۲۰۱۲) خوشه‌های سرد و کم مقدار ذوب برف مناطق جنوب، جنوب شرق و جنوب غرب به سمت مرکز منطقه نفوذ داشته و خوشه‌های سرد مناطق شمالی به حاشیه‌های مرز منطقه پس‌روی



شکل ۷ پهنه‌بندی نقاط داغ میانگین سالانه‌ی ذوب برف (میلی‌متر در روز) طی دهه‌های مختلف مورد مطالعه در شمال غرب ایران (۲۰۲۲-۱۹۸۲)

و کم‌ترین میزان ذوب در ماه‌های فصل پاییز رخ داده است. در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر از دهه اول تا پایان دهه چهارم، مخصوصاً در ماه دسامبر از پهنه (تعداد پیکسل) و مقدار ذوب برف شمال غرب کاسته شده است، که این بخش از نتیجه با تحقیق میرموسوی و همکاران (۲۰۲۲) همخوانی داشته است. در حالی که در ماه‌های سرد زمستان رفتاری متفاوت نشان داده و از دهه اول تا پایان دهه چهارم علاوه بر افزایش مقدار و پهنه‌های ذوب برف (تعداد پیکسل‌ها)، تمرکز ذوب بر مناطق مرتفع نیز رخ داده است. این نوع رفتار دور از انتظار، مخصوصاً در ماه فوریه، تحت تأثیر روند افزایش معنی‌داری حداقل دمای منطقه بوده است. اوج اثر افزایش دما متناسب با شروع افزایش تابش خورشیدی در نیمکره شمالی در ماه

جمع‌بندی

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های شبکه‌ای ذوب برف شمال غرب حاصل از پایگاه داده ERA5 در بازه‌های زمانی دهه‌ی اول (۱۹۹۱-۱۹۸۲)، دهه‌ی دوم (۲۰۰۱-۱۹۹۲)، دهه‌ی سوم (۲۰۱۱-۲۰۰۲)، دهه‌ی چهارم (۲۰۲۲-۲۰۱۲) و کل دوره‌ی آماری ۴۱ ساله (۲۰۲۲-۱۹۸۲)، به بررسی و تحلیل مکانی-زمانی ذوب برف پرداخته شد. در تمام دوره مورد مطالعه، کم و بیش ذوب برف وجود داشته است. با این وجود بالاتر بودن مقادیر ذوب برف در برخی دوره‌های زمانی در ماه‌های سرد سال و کاهش مقادیر برف انباشته در مناطق برف‌گیر، نتایج حاصل از این پژوهش می‌باشد. بیش‌ترین افزایش ذوب برف طی فصول سرد در شمال غرب بین ماه‌های ژانویه تا مارس

می‌باشد. همچنین نتایج حاصل از مقادیر نمره استاندارد Z و مقدار P-Value معنی‌داری خوشه‌ای بودن توزیع فضایی ذوب برف شمال غرب را مورد تأیید قرار داد. در نهایت تحلیل لکه‌های داغ تأییدی آشکار بر تداوم متمرکز شدن و خوشه‌ای شدن ذوب برف شمال غرب ایران در فضا با افزایش دوره زمانی بوده است، که بر خلاف انتظار ماندگاری برف در ارتفاعات به دلیل کاهش دما، خوشه‌های داغ با احتمال ۹۹ درصد شامل مناطق کوهستانی سبلان، سهند، زرینه اوباتو و رشته کوه‌های غرب منطقه و خوشه‌های سرد با مقادیر کم نیز عمدتاً شامل مناطق کم ارتفاع شمال شرق، شمال، بخش‌های جنوبی منطقه و سواحل شرقی دریاچه ارومیه می‌باشند. این رفتار خارج از انتظار مخصوصاً در ماه‌های سرد زمستان می‌تواند ناشی از افزایش متوسط حداقل دمای پهنه‌ی شمال غرب (۱۹۸۷-۲۰۱۸) باشد.

مارس اتفاق افتاده که بیش‌ترین مقادیر ذوب به مقدار ۰/۹۵۰ تا ۲۰/۱۳۱ میلی‌متر در روز را در برداشته است. نتایج این تحقیق در خصوص روند تغییرات افزایشی دما و کاهش سطح برف، با نتایج پژوهش‌های فلاحتی و همکاران (۱۳۹۶)، مرنگو و همکاران (۲۰۱۴)، ون وورن و همکاران (۲۰۱۱)، اختر و همکاران (۲۰۰۸) و گان و همکاران (۲۰۱۵) مطابقت دارد. در پژوهش حاضر به منظور تحلیل فضایی تغییرات ذوب برف در منطقه شمال غرب ایران از آماره موران استفاده شد. نتایج شاخص موران در تبیین الگوی حاکم بر میانگین سالانه‌ی ذوب برف شمال غرب ایران نشان داد که مقادیر مربوط به بازه‌های زمانی مختلف دارای ضریب مثبت و نزدیک به یک می‌باشند که نشان از رد فرضیه عدم ارتباط فضایی میانگین سالانه‌ی ذوب برف شمال غرب بوده است. این مسئله نیز حاکی از آن است که داده‌های ذوب برف دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای

منابع

۱. بابازاده، سیداحمد و جاوری، احمد. ۱۳۸۸. تحلیل رگرسیونی داده‌های اقلیمی با استفاده از ایستگاه‌های انتخابی ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی منطقه‌ای، پیش شماره پاییز و زمستان، شماره ۲۲، صص ۹۵-۱۰۷.
۲. خرم، مرضیه، و شریفی، محمدرضا. ۱۳۹۹. ارزیابی عملکرد مدل SRM تحت تأثیر ماه‌های مختلف ذوب برف (مطالعه موردی: حوضه آبریز دوآب صمصامی)، مجله پژوهش آب ایران، ۱۴ (۱) (پیاپی ۳۶)، <https://sid.ir/paper/967141/fa>
۳. دوستکامیان، مهدی و پودینه، محمدرضا. ۱۳۹۹. کاربرد آمار دز علوم محیطی، سازمان جهاد دانشگاهی تهران، چاپ اول، صص ۱-۴۴۷.
۴. رشیدی، محمد؛ حاجی بیگلو، محبوبه؛ سربازی، محبوبه و قادری، محمد. ۱۳۹۶. برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های آبریز استان خراسان شمالی با استفاده از مدل WinSRM (مطالعه موردی: حوضه آبریز دربند سملقان)، علوم و مهندسی آبیاری، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۶، صص ۱۵۹-۱۷۱.
۵. روحانی، حامد، جعفری‌زاده، مریم‌سادات، حشمت‌پور، علی، سلمانی، حسین و کاشانی، مجتبی. ۱۳۹۲.
۶. ساری صراف، بهروز، رسولی، علی اکبر، جهان‌بخش، سعید. ۱۳۹۸. مدل‌سازی و تحلیل فضایی عمق برف در پهنه‌ی شمالی ایران، جغرافیای طبیعی، شماره چهارم، صص ۶۵۱-۶۷۱.
۷. سیف‌الدینی، فرانک و منصوریان، حسین. ۱۳۹۰. تحلیل الگوی تمرکز خدمات شهری و آثار زیست محیطی آن در شهر تهران، محیط‌شناسی، شماره ۶۰، صص ۶۴-۵۳.
۸. عباسی، صادق و رستمی، نورالدین. ۱۴۰۰. تحلیل روند بلند مدت و بررسی رابطه بین سری‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز سد ایلام)، ترویج و توسعه آبخیزداری، شماره ۳۳، صص ۳۰-۳۹.
۹. عزیزی، قاسم، رحیمی، مجتبی، محمدی، حسین و خوش اخلاق، فرامرز. ۱۳۹۶. تغییرات زمانی- مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، جغرافیای طبیعی، شماره ۳، صص ۳۸۱-۳۹۳.

- Calizaya, F., Corroto, F., Salas, R., Vásquez, H., & Turpo, E. 2021. Modelling Snowmelt Runoff from Tropical Andean Glaciers under Climate Change Scenarios in the Santa River Sub-Basin (Peru). *Water*, 13, 3535, pp. 2- 16. <https://doi.org/10.3390/w13243535>.
20. Debeer, C., & Pomeroy, J.W. 2017. Influence of snowpack and melt energy heterogeneity on snow cover depletion and snowmelt runoff simulation in a cold mountain environment, *Journal of Hydrology*, 553: 199- 213.
21. Gan, R., Luo, Y., Zuo, Q., & Sun, L. 2015. Effects of projected climate change on the glacier and runoff generation in the Naryn River Basin, Central Asia, *Journal of Hydrology*. 523: 240-251.
22. Jain, S.K., Goswami, A., & Saraf, A. 2010. Assessment of Snowmelt Runoff Using Remote Sensing and Effect of Climate Change on Runoff, *Water Resources Management*, 24(9): 1763-1777.
23. Marengo, J.A., Chou, S.C., Torres, R.R., Giarolla, A., Alves, L.M., & Lyra, A. 2014. Climate change in central and South America: Recent trends, future projections, and impacts on regional agriculture, Working Paper No.73
24. Mohammadi, P., Ebrahimi, K., & Bazrafshan, J. 2022. Improving the precision of Snowmelt runoff simulation and sensitivity analysis of parameters and climatic variables in the Tamar basin, Iran. *Iranian Journal of Soil and Water Research*, 53(7): 1611- 1624
25. Pavlovskii, I., hayashi, M., & Itenfisu, D. 2018. Effects of midwinter snowmelt on runoff generation and groundwater recharge in the Canadian prairies, *Hydrology and Earth Sciences*, pp. 1-27. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-423>
26. Qiao, C., Huang, Q. Y., Chen, T., & Chen, Y. M. 2019. Study On Snowmelt Flood Disaster Model Based On Remote Sensing And Gis, *Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XLII-2/W13, pp. 709-713.
27. Van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., ۱۰. عساکره، حسین. ۱۳۸۷. تغییرات مکانی الگوهای توزیع فراوانی بارش ایران زمین، نیوار، صص ۷۱-۸۴.
۱۱. عساکره، حسین. ۱۳۹۰. مبانی اقلیم‌شناسی آماری، چاپ اول، زنجان، دانشگاه زنجان، ۵۴۵-۱.
۱۲. فلاحتی، فاطمه، علیجانی، بهلول و سلیقه، محمد. ۱۳۹۶. بررسی اثر تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف در دهه‌های آینده با رویکرد مدیریت منابع آب (مطالعه موردی: حوضه آبخیز منتهی به سد امیرکبیر، امداد و نجات، سوم، صص ۶۸-۷۹).
۱۳. کدخدایی، سکینه؛ جهانبخش اصل، سعید و ولیزاده کامران، خلیل. ۱۳۹۹. برآورده رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی: حوضه آبریز سهزاب)، نشریه علمی جغرافیا. برنامه‌ریزی، شماره ۷۱، صص ۳۱۹-۳۳۷.
۱۴. محمدپوری، سعید. ۱۳۹۶. برآورد رواناب ناشی از ذوب برف با استفاده از سنجش از دور در حوضه آبریز سراب خلدون، پایان نامه کارشناسی ارشد، رشته جغرافیا - جغرافیای طبیعی - سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی - مطالعات آب و خاک، دانشگاه تبریز، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی.
۱۵. نقی‌زاده، حبیب، رسولی، علی اکبر، ساری صراف، بهروز، جهانبخش، سعید و بابائیان، ایمان. ۱۳۹۸. تغییرپذیری روند عمق برف در پهنه شمالی ایران مبتنی بر پایگاه داده ECMWF نسخه ERA Interim. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، شماره ۳۰، صص ۲۲۹-۲۱۱.
16. Aalinejad, M.H., Dinpashoh, Y., & Jahanbakhsh ASL, S., 2016, Impact of Climate Change on Runoff from Snowmelt by Taking into Account the Uncertatinty of GCM Models (Case Study: Shahrchay Basin in Urmia), *European Online Journal of Natural and Social Sciences*, 1, pp. 200-211.
17. Akhtar M., Ahmad N., & Booj M.J. 2008. The impact of climate change on the water resources of Hindu Kush Karakorum Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *J. Hydrol*, 355 (1-4): 148- 163.
18. Buttle, J.M. and McDonnell, J.J. 1987. Modelling the areal depletion of snowcover in a forested catchment, *Hydrol*, 90:43- 60.
19. Calizaya, E., Mejia, A., Barboza, E.,

- warming climate, Geophysical Research Letters, pp. 5052- 5059.
29. Welty, J., & Zeng, X. 2021. Characteristics and Causes of Extreme Snowmelt over the Conterminous United States, Bams, pp. 1526- 1542. <https://doi.org/10.1175/BAMS>
- Hibbard K. 2011. The representative concentration pathways: An overview. Climatic change, 109: 5- 31.
28. Wang, R., Kumar, M., & Elink, T. 2016. Potential trends in snowmelt-generated peak streamflows in a





پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی