



Analysis of Changes in Snow Water Equivalent, Depth and Density in Iran Using ERA5-Land Reanalysis Data

Somayeh Hajivand Paydari¹, Mohammad Saligheh^{1*}, Bohloul Alijani¹,
Alireza Karbalaee¹

¹ Department of Physical Geography, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History:

Received: 28 July 2026

Revised: 03 October 2026

Accepted: 05 October 2026

Available Online:

05 October 2026

Keywords:

Snow Water Equivalent

Snow Depth

Snow Density

ERA5-Land

Trend Analysis

ABSTRACT

Snow water equivalent (SWE), snow depth (SD) and bulk snow density (ρ_s) are the fundamental state variables of snow hydrology, yet a simultaneous, country-wide assessment of all three has rarely been undertaken for Iran. This study analyses their spatio-temporal variability using monthly ERA5-Land reanalysis fields at $\sim 0.1^\circ$ (~ 9 km) resolution for 1980–2024 (15,547 land grid cells). Bivariate relationships were evaluated with scatter plots, regression and Pearson and Spearman coefficients computed for four sample definitions, taking the definitional dependence $SWE = SD \times \rho_s/1000$ into account; principal component analysis (PCA) and K-means clustering were then applied, with the number of clusters assessed by the elbow, silhouette and Calinski–Harabasz criteria and a two-variable sensitivity test. Temporal change was examined with the modified Mann–Kendall test, Sen's slope and the Pettitt test on spatially averaged series, and with cell-wise trend maps and two-period (water years 1981–2003 vs 2004–2024) difference maps. Snow storage is extremely concentrated: 27.3% of Iran has a long-term mean SWE above 1 mm, half of the storage lies in 3.7% of the area (Gini = 0.87), and the maximum (0.155 m w.e.) occurs in the Zardkuh–Dena sector of the central Zagros. Depth and SWE are almost collinear ($r = 0.99$ for long-term cell means), partly by construction, whereas density is positively but nonlinearly related to depth and its correlations depend strongly on the sample ($r = 0.62$ – 0.87). PC1 explains 90.8% of the variance, and four snow classes were distinguished along a continuous gradient; the 184 cells of the mountain-snowpack class (1.2% of the area) hold 25.8% of the storage. December–March mean SWE declined significantly ($Z = -3.73$; Sen's slope -1.9 mm w.e. per decade), with a change point after 2008 that halved the winter mean; April snow declined significantly, whereas November showed no trend. Significant winter SWE decreases cover 80.3% of the snow-affected area and no cell shows a significant increase. Because the results derive from a single reanalysis product, they describe ERA5-Land and require validation against in-situ observations.

* Corresponding author: Mohammad Saligheh

E-mail address: saligheh@khu.ac.ir

How to cite this article: Hajivand Paydari, S., Saligheh, M., Alijani, B., & Karbalaee, A. (2026). Analysis of Changes in Snow Water Equivalent, Depth and Density in Iran Using ERA5-Land Reanalysis Data. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, ?(?), ?-?. <https://doi.org/10.22067/geoeH.2026.100091.1688>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under Creative Commons Attribution 4.0 International License (CC BY 4.0)

Extended Abstract

Introduction

Snow water equivalent (SWE), snow depth (SD) and bulk snow density (ρ_s) are the three fundamental state variables of snow hydrology. SWE, the product of depth and density, determines the volume of water stored in the snowpack and released during the melt season, whereas density is the key parameter for converting the far more abundant depth observations into SWE (Sturm et al., 2010; Hill et al., 2019; Che, Dai & Li, 2025). Iran is a predominantly semi-arid country whose agricultural, domestic and industrial water supply depends heavily on the seasonal snowpack of the Alborz and Zagros ranges and the northwestern highlands, and mounting evidence points to declining snow depth, snow-cover duration and snowmelt-derived water resources across the country (Nouri & Homaei, 2021; Sadeqi et al., 2024). Iranian snow research, however, remains dominated by basin-scale or station-based case studies; the only country-wide assessment of all three variables (Vafakhah, 2018) relied on nine stations, and independent studies of snow density are scarce. The international literature is also inconsistent regarding the depth–density relationship, which has been reported as negative at short time scales (McCreight & Small, 2014), absent in the deep Alpine snowpack (Guyennon, Valt, Salerno, Petrangeli & Romano, 2019) and positive for shallow snow in a dataset of more than 6,000 Northern Hemisphere stations (Che et al., 2025). In addition, ERA5-Land has reproduced winter snow-depth variations over northwestern Iran better than MERRA-2 (Majidi Karhroudi, Gharaylou & Sabetghadam, 2024; Salahi & Shahi, 2026); nevertheless, it has not yet been used to examine all three snow variables jointly at the national scale.

The present study therefore pursues three objectives: (i) to describe the spatial structure and the degree of spatial concentration of SWE, SD and ρ_s across the whole of Iran; (ii) to quantify the interrelationships of the three variables while explicitly accounting for their definitional dependence ($SWE = SD \times \rho_s / 1000$) and for the effect of the sampling unit on the correlation coefficients; and (iii) to test for monotonic trends, change points and spatial patterns of change during 1980–2024. The novelty of the study lies in four aspects. First, it is the first country-wide, grid-based (~ 9 km) assessment of all three snow variables in Iran, covering 15,547 land cells rather than a few stations or a single basin. Second, it treats the definitional dependence among the variables explicitly, so that structurally inflated correlations are not presented as physical findings. Third, by recomputing the coefficients for four sampling units, it shows that part of the apparent inconsistency in the published depth–density relationship can be explained by differences in scale and sampling unit. Fourth, it combines measures of spatial concentration (the Lorenz curve and the Gini coefficient) with multivariate classification and with trend and change-point analysis in order to identify where Iran's snow storage is concentrated and where it has declined most.

Material and Methods

The study domain is Iran ($\approx 1,648,195$ km²; 25°–40°N, 44°–63.5°E). Monthly-mean ERA5-Land fields (Muñoz-Sabater et al., 2021) of snow depth (sde, m), snow depth water equivalent (sd, m w.e.) and snow density (rsn, kg m⁻³) were obtained from the Copernicus Climate Data Store at a resolution of 0.1° (~ 9 km) for January 1980–December 2024 (540 months); the incomplete year 2025 was excluded. Density was taken directly from rsn, and the relation $SD \approx SWE \times 1000 / \rho_s$ was satisfied with a median ratio of 0.997. Quality control covered 15,547 land cells (8,395,380 values per variable). No missing or physically invalid values were found, very small negative values resulting from the numerical storage of zeros were set to zero, and 68.1% of all density values equal the 100 kg m⁻³ minimum of the single-layer snow scheme (Dutra et al., 2010), which is assigned to snow-free time steps.

The analysis proceeded in five stages. (1) Bivariate relationships were assessed on long-term cell means with scatter plots, a saturating exponential density–depth fit and Pearson (r) and Spearman (r_s) coefficients. Because SWE is the product of depth and density, part of the correlation among the variables is structural (Kronmal, 1993); the coefficients were therefore recomputed for four sampling units (long-term cell means, monthly spatial means, all cell-months and snow-present cell-months) and are reported descriptively, since neighbouring cells are spatially autocorrelated. (2) Principal component analysis (PCA) was applied to the standardized variables, and K-means clustering was performed for $K = 2$ –8, with the number of clusters evaluated by the elbow, silhouette (Rousseeuw,

1987) and Calinski–Harabasz (Caliński & Harabasz, 1974) criteria; a sensitivity analysis repeated the procedure with SD and ps only, and the agreement between the two partitions was measured with the adjusted Rand index (ARI; Hubert & Arabie, 1985). (3) The spatial concentration of storage was quantified with a Lorenz curve and the Gini coefficient. (4) Spatially averaged December–March, April, November and annual series of SD and SWE were tested with the Mann–Kendall test and its modification for autocorrelation (Hamed & Rao, 1998), Sen's slope (Sen, 1968) and the Pettitt change-point test (Pettitt, 1979) at $\alpha = 0.05$. (5) Cell-wise Mann–Kendall and Sen's slope maps of December–March SWE and of each calendar month were produced for the 5,695 snow-affected cells (mean winter SWE ≥ 1 mm), together with difference maps between water years 1981–2003 and 2004–2024, the division used in the SWEI snow-drought analysis of Iran (Hajivand Paydari, Saligheh, Alijani & Karbalaee, 2025).

Results and Discussion

Snow storage is strongly orographic and extremely concentrated. Only 27.3% of Iran has a long-term mean SWE above 1 mm; half of the national storage lies within 3.7% of the area, 80% within 10.6% and 90% within 16.2% (Gini = 0.87). The absolute maximum (0.155 m w.e.) occurs at 32.5°N, 50.0°E in the Zardkuh–Dena sector of the central Zagros, the headwaters of the Karun and Zayandeh-Rud rivers, with an elongated secondary centre along the central Alborz and a third centre in the northwestern highlands (Sahand–Sabalan).

Depth and SWE are almost collinear ($r = 0.99$, $r_s = 1.00$ for cell means), which is largely structural. Density increases nonlinearly with depth ($r = 0.81$, $r_s = 0.98$): a saturating fit explains 81% of the variance but underestimates the deepest cells, where density continues to rise to 170–189 kg m⁻³. Density also rises systematically with snow persistence, from 100–115 kg m⁻³ in cells with snow in fewer than 10% of months to 150–189 kg m⁻³ where snow is present in 45–65% of months, showing that the time-averaged density reflects the length of the snow season as well as compaction. The effective density implied by the SWE–SD regression slope (250 kg m⁻³) exceeds the median time-averaged density (123 kg m⁻³) and the median snow-month density (156 kg m⁻³) because long-term SWE is dominated by deep, dense snow. The correlations involving density depend strongly on the sampling unit: the SD–ps coefficient falls from 0.87 (monthly spatial means) and 0.81 (cell means) to 0.62 (all cell-months), and within snow-present months its Spearman coefficient is only 0.58. This behaviour is consistent with the scale-dependent depth–density relationship reported by McCreight and Small (2014) and suggests that part of the inconsistency in the literature arises from differences in scale and sampling unit.

PC1 explains 90.8% of the variance, PC2 9.0% and PC3 0.2%. All variables load positively on PC1 (0.55–0.60), which therefore represents a general snow-accumulation gradient, whereas PC2 contrasts density (0.83) with depth and SWE. The elbow criterion indicated $K = 4$, the silhouette coefficient was highest at $K = 2$ (0.91; 0.74 at $K = 4$) and the Calinski–Harabasz index increased monotonically. $K = 4$ was retained because it separates the physically distinct mountain snowpack and is stable in the two-variable test (ARI = 0.91; 96.5% agreement). The classes form a continuum rather than discrete regimes: class 1 (snow-free to ephemeral; 59.6% of the area) holds 0.9% of the storage, class 2 (shallow seasonal; 32.1%) 25.7%, class 3 (persistent seasonal; 7.2%) 47.5% and class 4 (mountain snowpack; 184 cells, 1.2%) 25.8%.

The seasonal cycle has a December–March core with a February peak (median spatial-mean depth 0.062 m); its timing has remained stable, whereas its amplitude has roughly halved. December–March mean depth and SWE declined significantly ($Z = -3.71$ and -3.73 ; Sen's slopes -8.3 mm and -1.9 mm w.e. per decade), and the Pettitt test identified 2008 as the last year before a downward shift ($p \leq 0.002$), after which the winter means fell by about half (SD 0.052 $\rightarrow$ 0.027 m; SWE 11.1 $\rightarrow$ 5.6 mm). April depth and SWE also declined significantly (change point 1998), whereas the November series showed no trend; the evidence therefore points to an earlier end, but not to a later start, of the snow season. Between the two periods, SWE decreased in 93.3% of the snow-affected area (median -5.1 mm; -41%). Cell-wise tests show significant winter decreases over 80.3% of that area and no significant increase; the largest losses occur on the flanks of the central Zagros, in the northwestern highlands and on the northern slopes of the Alborz, and March shows the most widespread significant decline (73.8% of active cells).

Conclusion

Within ERA5-Land, Iran's snow storage is concentrated in a few high-elevation cells and in a December–March window, and it has declined markedly since the late 2000s. Depth explains nearly all of the spatial variability of SWE, partly by construction, whereas density shows a narrow, nonlinear and sample-dependent relationship with depth that also encodes snow persistence. Two practical implications follow, both of which require in-situ validation. First, time-averaged reanalysis densities should not be used directly to convert depth to SWE; the effective density of 150–250 kg m⁻³ obtained here is more appropriate, and density models that vary in space and time are needed. Second, the concentration of storage in a small number of high-elevation cells, together with its recent decline, makes downstream water resources (Karun, Karkheh, Dez, Zayandeh-Rud and Sefidrud) vulnerable to further warming. The main limitations are the ~9 km resolution, the 100 kg m⁻³ density floor, the absence of independent validation, and spatial autocorrelation and multiple testing in the cell-wise maps.



تحلیل تغییرات آب معادل، عمق و چگالی برف در ایران با استفاده از داده‌های ERA5-Land

سمیه حاجیوندپایداری^۱، محمد سلیقه^{۱*}، بهلول علیجانی^۱، علیرضا کربلایی^۱

^۱ گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله: تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۵/۰۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۰۷/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۷/۱۳	آب معادل برف، عمق برف و چگالی برف سه متغیر بنیادین هیدرولوژی برف هستند، اما بررسی هم‌زمان و سراسری هر سه متغیر در ایران به‌ندرت انجام شده است. پژوهش حاضر تغییرات مکانی-زمانی این سه متغیر را با داده‌های ماهانه ERA5-Land با تفکیک ۰/۱ درجه طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴ در ۱۵۵۴۷ یاخته خشکی بررسی کرد. روابط دومتغیره با نمودارهای پراکنش، رگرسیون و ضرایب پیرسون و اسپیرمن در چهار نوع نمونه و با در نظر گرفتن وابستگی تعریفی $SWE = SD \times ps / 1000$ ارزیابی شد. سپس تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی K-means اجرا و تعداد خوشه‌ها با معیارهای آرنج، سیلوئت و کالینسکی-هاراباز و یک آزمون حساسیت دومتغیره سنجیده شد. روند و نقطه تغییر سری‌های میانگین مکانی با آزمون‌های من-کندال اصلاح‌شده، شیب سن و پتیت و الگوی مکانی تغییرات با نقشه‌های روند یاخته‌ای و نقشه‌های اختلاف دو دوره بررسی شد. نتایج نشان داد ذخیره برف به‌شدت متمرکز است؛ تنها ۲۷/۳ درصد مساحت کشور میانگین بلندمدت SWE بیش از یک میلی‌متر دارد، نیمی از ذخیره در ۳/۷ درصد مساحت قرار دارد (ضریب جینی ۰/۸۷) و بیشینه آن (۰/۱۵۵ متر معادل آب) در زردکوه-دنا دیده می‌شود. عمق و SWE تقریباً هم‌خطاند ($r = ۰/۹۹$) که بخشی از آن ساختاری است، در حالی که رابطه چگالی با عمق مثبت و غیرخطی است و ضرایب آن به نوع نمونه وابسته است (۰/۶۲ تا ۰/۸۷). مؤلفه اول ۹۰/۸ درصد واریانس را تبیین کرد و چهار طبقه برفی در امتداد یک گرادیان پیوسته تفکیک شد؛ طبقه برف‌انبار کوهستانی با ۱/۲ درصد مساحت، ۲۵/۸ درصد ذخیره را در بر دارد. میانگین SWE دسامبر تا مارس روند کاهشی معنادار داشت ($Z = -۳/۷۳$)؛ شیب سن ۱/۹- میلی‌متر در دهه) و پس از ۲۰۰۸ به حدود نصف رسید؛ کاهش آوریل معنادار و تغییر نوامبر نامعنادار بود. کاهش معنادار SWE زمستانه ۸۰/۳ درصد پهنه برف‌گیر را در بر می‌گیرد.
کلمات کلیدی: آب معادل برف عمق برف چگالی برف ERA5-Land تحلیل روند	

مقدمه

آب معادل برف (SWE)، عمق برف (SD) و چگالی برف (ps) سه متغیر بنیادی در مطالعات کرایوسفر و هیدرولوژی برف به شمار می‌روند. آب معادل برف که از حاصل ضرب عمق برف در چگالی توده برف به دست می‌آید، اهمیت بنیادینی در چرخه‌های آب و انرژی دارد و برآورد صحیح آن برای مدیریت منابع آب ضروری است. چگالی برف نقش کلیدی در تبدیل عمق برف به آب معادل برف ایفا می‌کند و به همین دلیل متغیری حیاتی در پژوهش‌های منابع آب محسوب می‌شود (Che, Dai & Li, 2025). از آنجا که اندازه‌گیری‌های عمق برف بسیار پرشماتر از اندازه‌گیری‌های مستقیم SWE هستند، بخش عمده‌ای از پژوهش‌های جهانی بر توسعه مدل‌هایی برای تبدیل عمق برف به SWE از طریق مدل‌سازی چگالی متمرکز شده‌اند (Sturm et al., 2010; Hill et al., 2019). ایران با دارا بودن رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس و اقلیم عمدتاً نیمه‌خشک، به شدت به ذخایر برفی این ارتفاعات برای تأمین آب کشاورزی، شرب و صنعت، به‌ویژه در فصول گرم، وابسته است (Ganjkhah, Vafakhah, Zeinivand & Fathzadeh, 2020). با این حال، شواهد فزاینده‌ای از کاهش پوشش برف، عمق برف و منابع آب حاصل از ذوب برف در سراسر کشور گزارش شده است که با گرمایش منطقه‌ای و تغییر الگوی بارش هم‌خوانی دارد (Sadeqi et al., 2024; Afruzi & Taran, 2024).

پژوهش‌های متعددی رابطه میان این سه متغیر را بررسی کرده‌اند، اما نتایج آن‌ها به شدت به اقلیم و مقیاس زمانی وابسته بوده است. مک‌کریک و اسمال (McCreight & Small, 2014) نشان دادند همبستگی میان عمق و چگالی برف در مقیاس‌های زمانی کوتاه (۱۰ روزه) منفی و در مقیاس‌های بلندتر (۹۰ روزه) مثبت است. در مقابل، گوینون و همکاران (Guyennon, Valt, Salerno, Petrangeli & Romano, 2019) در آلپ ایتالیا همبستگی معناداری میان عمق برف و چگالی توده برف مشاهده نکردند، در حالی که چه و همکاران (Che et al., 2025) با مشاهدات بیش از ۶۰۰۰ ایستگاه در نیم کره شمالی، همبستگی مثبتی میان میانگین چگالی و عمق برف، به‌ویژه در عمق‌های کمتر از ۲۰ سانتی‌متر، گزارش کردند. از منظر تغییرپذیری، میزوکامی و پریکا (Mizukami & Perica, 2008) و لوپز-مورنو و همکاران (López-Moreno et al., 2013) نشان دادند تغییرات چگالی برف به‌مراتب کوچک‌تر از تغییرات عمق برف و SWE است. در زمینه مدل‌سازی چگالی، استورم و همکاران (Sturm et al., 2010) روشی مبتنی بر عمق برف، روز سال و کلاس اقلیمی برف ارائه دادند؛ جوناس و همکاران (Jonas, Marty & Magnusson, 2009) فصل، عمق برف، ارتفاع و موقعیت مکانی را عوامل کلیدی چگالی توده‌ای شناسایی کردند و هیل و همکاران (Hill et al., 2019) نشان دادند یک معادله خطی واحد برای چگالی در فاز ذوب، که عمق کاهش ولی چگالی افزایش می‌یابد، کارآمد نیست. در بحث عوامل مؤثر بر تراکم برف، بورمان و همکاران (Bormann, Westra, Evans & McCabe, 2013) بارش کل زمستانه را مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده نرخ تراکم دانستند و یائو و همکاران (Yao, Field, McConnell, Beaton & James, 2018) الگوی افزایش فصلی چگالی را ناشی از تراکم، انجماد مجدد و کهنگی برف توصیف کردند.

از منظر روند بلندمدت، براون و همکاران (Brown, Fang & Mudryk, 2019) با تحلیل داده‌های ۵۰ ساله کانادا نشان دادند روندهای معنادار SWE و عمق برف عموماً منفی بوده‌اند. رویر و همکاران (Royer et al., 2021) نیز طی دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ کاهش بیشینه SWE پان‌آرکتیک (۳۳/۰- سانتی‌متر در دهه) همراه با افزایش معنادار چگالی توده‌ای بهاره را گزارش کردند. در آسیا، گائو و همکاران (Gao, Dai, Yang, Che & Yao, 2023) میانگین چگالی، عمق و آب معادل برف فلات تبت را به ترتیب ۱۲۸ کیلوگرم بر مترمکعب، ۱۰ سانتی‌متر و ۱۴ میلی‌متر برآورد کردند و یانگ و همکاران (Yang, Chen, Liu & Zhang, 2024) دریافتند روند SWE در چین در عرض‌های جغرافیایی بالا و ارتفاعات پایین افزایشی و در عرض‌های پایین و ارتفاعات بالا کاهشی است.

در مقیاس سرزمینی، تنها معدودی از مطالعات هر سه متغیر را هم‌زمان بررسی کرده‌اند. مهم‌ترین آن‌ها پژوهش وفاخواه (Vafakhah, 2018) است که تغییرپذیری مکانی-زمانی عمق، چگالی و آب معادل برف را در مناطق کوهستانی ایران بررسی کرد و نشان داد این سه ویژگی طی چهار دهه عمدتاً پایا بوده‌اند، هرچند در سه ایستگاه از نه ایستگاه بررسی‌شده روند معناداری مشاهده شد. صادقی و همکاران (Sadeqi et al., 2024) با تحلیل داده‌های ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۸ رشته‌کوه‌های ایران دریافتند عمق

برف سالانه و بیشینه عمق برف به ترتیب با نرخ‌های ۱ و ۳/۴ سانتی‌متر در دهه کاهش معناداری داشته‌اند و روزهای پوشش برف نیز در ۶۹ درصد ایستگاه‌ها کاهش یافته است. خسروی و همکاران (Khosravi, Golkarian, Omidvar, Hatamiafkoueh & Shirali, 2023) با ۲۵۵۰ داده اندازه‌گیری برف از ۶۲ ایستگاه در ۱۳ استان کوهستانی، از روش‌های یادگیری ماشین ترکیبی برای پیش‌بینی SWE استفاده کردند و دریافتند عمق برف بیشترین همبستگی (۰/۷۳) را با SWE دارد. حاجیوندپاداری و همکاران (Hajivand Paydari, Saligheh, Alijani & Karbalaee, 2025) شاخص آب معادل برف (SWEI) را برای ارزیابی خشکسالی برفی توسعه دادند و تشدید چشمگیر خشکسالی برفی در دوره ۲۰۰۴ تا ۲۰۲۵ نسبت به ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۳ را در ارتفاعات البرز و زاگرس نشان دادند. نوری و همایی (Nouri & Homae, 2021) نیز با داده‌های بازتحلیل، روند کاهشی عمق برف و مدت پوشش برف را طی ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۷ در بیش از ۹۰ درصد مساحت مطالعه‌شده گزارش کردند.

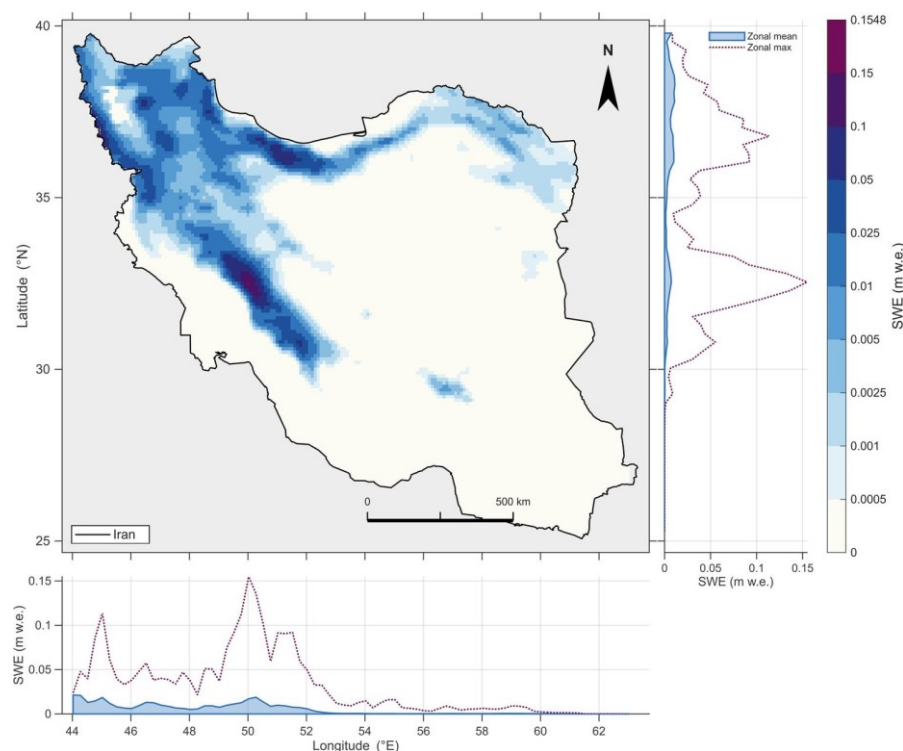
در مقیاس منطقه‌ای، بشیریان و همکاران (Bashirian, Rahimi & Najafi, 2023) روند بلندمدت SWE، ارتفاع و چگالی برف را در حوضه سد زاینده‌رود طی ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ بررسی و کاهش ۴۰ درصدی حجم آب ورودی به سد همراه با خشکسالی‌های برفی ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ را گزارش کردند. صلاحی و شاهی (Salahi & Shahi, 2026) نیز در شمال غرب ایران نشان دادند ERA5-Land در آشکارسازی تغییرات عمق برف زمستانه توانایی بیشتری از MERRA-2 دارد و صفریان (Safarian, 2025) با داده‌های MODIS و FLDAS در البرز، تغییرپذیری بین سالانه زیاد و روند خطی ضعیف عمق برف و SWE را طی ۲۰۰۱ تا ۲۰۲۴ گزارش کرد. در زمینه چگالی برف، که مطالعات مستقل درباره آن در ایران اندک است، حیدری منفرد و همکاران (Heydari Monfared, Mirmousavi, Asakereh & Raisipour, 2024) کاهش معنادار کلی چگالی طی چهار دهه (۱۹۸۲ تا ۲۰۲۰) را در شمال غرب ایران گزارش کردند و محبی و رحیم‌زادگان (Mohebbi & Rahimzadegan, 2026) با داده‌های راداری Sentinel-1 در زاگرس، الگوریتمی برای برآورد چگالی برف با همبستگی ۰/۸۴ در برابر اندازه‌گیری‌های میدانی ارائه دادند. در زمینه کاربرد داده‌های بازتحلیل، میرموسوی و حیدری منفرد (Mirmousavi & Heidari Monfared, 2024) کاهش معنادار عمق برف ERA5 را در پنج استان شمال غربی طی ۱۹۸۲ تا ۲۰۲۰ گزارش کردند و خالدی و همکاران (Khaledi, Farajzadeh & Rahimi, 2026) با داده‌های ERA5-Land و MODIS در البرز نشان دادند کاهش پوشش برف عمدتاً در منطقه میان ارتفاع (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) متمرکز است، در حالی که کاهش عمق برف حتی در ارتفاعات بالای ۴۰۰۰ متر نیز گسترده است. مجیدی کرهرودی و همکاران (Majidi Karhroudi, Gharaylou & Sabetghadam, 2024) نیز عملکرد ERA5 و MERRA-2 را برای برآورد عمق برف در یک منطقه کوهستانی نیمه خشک ایران در برابر داده‌های ایستگاه‌های همدید ارزیابی کردند و عملکرد برتر ERA5 را، با وجود ضعف‌های مشترک در توپوگرافی پیچیده، نشان دادند.

مرور پیشینه نشان می‌دهد که؛ نخست، تقریباً همه مطالعات به یک حوضه یا منطقه محدود بوده‌اند و تنها مطالعه سرزمینی موجود (Vafakhah, 2018) بر نه ایستگاه تکیه داشته است. دوم، ERA5-Land، با وجود عملکرد نسبتاً مناسب در توپوگرافی ایران، برای بررسی هم‌زمان هر سه متغیر در مقیاس سرزمینی به کار نرفته است. سوم، مطالعات مستقل درباره چگالی برف اندک‌اند و نتایج آن‌ها برای مناطق مرکزی و شرقی کشور وجود ندارد. چهارم، یافته‌های جهانی درباره رابطه عمق، چگالی و SWE ناسازگارند و بخشی از این ناسازگاری ممکن است از تفاوت مقیاس و واحد نمونه ناشی شود.

بر این اساس، پژوهش حاضر سه هدف را دنبال می‌کند: توصیف ساختار مکانی و میزان تمرکز سه متغیر در سراسر ایران؛ کمی‌سازی روابط متقابل آن‌ها با در نظر گرفتن صریح وابستگی تعریفی SWE به عمق و چگالی و اثر واحد نمونه بر ضرایب همبستگی؛ و آزمون روند، نقطه تغییر و الگوی مکانی تغییرات این متغیرها طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴. نوآوری پژوهش حاضر در سه جنبه است: نخست، برای نخستین بار هر سه متغیر به‌طور هم‌زمان و در مقیاس شبکه‌ای (حدود ۹ کیلومتر) برای کل ایران بررسی می‌شوند؛ دوم، وابستگی تعریفی سه متغیر و اثر واحد نمونه به‌صراحت در تفسیر روابط آن‌ها لحاظ می‌شود تا همبستگی‌های ساختاری به‌جای یافته فیزیکی گزارش نشوند؛ و سوم، شاخص‌های تمرکز مکانی ذخیره برف با طبقه‌بندی چندمتغیره و تحلیل روند و نقطه تغییر ترکیب می‌شوند تا مشخص شود ذخیره برف کشور کجا متمرکز است و در کجا بیشترین کاهش را داشته است.

منطقه مورد مطالعه

کشور ایران با گستره‌ای در حدود ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع، بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳/۵ درجه شرقی واقع شده و دومین کشور پهناور غرب آسیا است. موقعیت ایران در محل همگرایی سامانه‌های پرفشار جنب‌حاره‌ای و کمربند خشک جنوب غرب آسیا، همراه با ساختار پیچیده توپوگرافی شامل رشته‌کوه‌ها، فلات‌های داخلی و حوضه‌های وسیع بیابانی، زمینه‌ساز شرایط اقلیمی بسیار متنوع شده است (Peel, Finlayson & McMahon, 2007; Khosravi, Abbasnia, Ghobadi & Armesh, 2017; Najafi & Alizadeh, 2023). منطقه مطالعه، محدوده سیاسی ایران با تأکید بر رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس و ارتفاعات شمال غرب به‌عنوان اصلی‌ترین مناطق برف‌گیر کشور است. شکل ۱ موقعیت منطقه و توزیع میانگین بلندمدت SWE را همراه با نیمرخ‌های نصف‌النهاری و مداری آن نشان می‌دهد و تحلیل آن در بخش نتایج آمده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعه و میانگین بلندمدت آب معادل برف (SWE؛ متر معادل آب) در ایران، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴؛ نیمرخ‌های

راست و پایین میانگین (سطح آبی) و بیشینه (خط چین) SWE را به‌ترتیب در امتداد عرض و طول جغرافیایی نشان می‌دهند.

Fig.1. Study area and long-term mean snow water equivalent (SWE, m w.e.) over Iran, 1980–2024; the right and bottom profiles show the zonal and meridional mean (shaded) and maximum (dotted) SWE

مواد و روش‌ها

داده اصلی پژوهش، مجموعه داده بازتحلیل ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) است که از سامانه داده‌های اقلیمی کوپرنیکوس با تفکیک مکانی ۰/۱ درجه (حدود ۹ کیلومتر) و به‌صورت میانگین ماهانه برای دوره ژانویه ۱۹۸۰ تا دسامبر ۲۰۲۵ (۵۵۲ ماه) دریافت شد. سال ۲۰۲۵ که در زمان تحلیل کامل نبود کنار گذاشته شد و دوره تحلیل ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴ (۴۵ سال کامل؛ ۵۴۰ ماه) است. سه متغیر مورد استفاده همراه با نام کوتاه و واحد در جدول ۱ آمده است: عمق برف (sde؛ متر)، آب معادل برف که در ERA5-Land با عنوان «عمق برف معادل آب» (sd؛ متر معادل آب) ارائه می‌شود، و چگالی برف (rsn؛ کیلوگرم بر مترمکعب). در سراسر مقاله عمق برف با SD، آب معادل برف با SWE و چگالی برف با ps نشان داده می‌شود. چگالی برف

مستقیماً از متغیر rsn استخراج شد. این سه متغیر از طریق رابطه تعریفی (۱) به یکدیگر وابسته‌اند و مستقل نیستند؛ این وابستگی در تفسیر همبستگی‌ها، تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی لحاظ شده است.

$$SWE = SD \times ps / \rho_w, \quad \rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (۱)$$

طرح‌واره برف ERA5-Land یک‌لایه‌ای است و کمینه چگالی آن ۱۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب است (Dutra et al., 2010). ارزیابی‌های پیشین نشان داده‌اند که ERA5-Land در میان محصولات با عملکرد بهتر در شرایط متنوع برف قرار دارد (Mortimer et al., 2020)، اما خطای آن در ارتفاعات بسیار بالا بیشتر است (Muñoz-Sabater et al., 2021).

جدول ۱- مشخصات متغیرهای ERA5-Land مورد استفاده در پژوهش

Table 1- ERA5-Land variables used in this study

نماد در این مقاله Symbol in this paper	واحد Unit	نام کوتاه در ERA5-Land ERA5-Land short name	متغیر Variable
SD	متر m	sde	عمق برف Snow depth
SWE	متر معادل آب m of water equivalent	sd	آب معادل برف (عمق برف معادل آب) Snow water equivalent (snow depth water equivalent)
ps	کیلوگرم بر مترمکعب kg m ⁻³	rsn	چگالی برف Snow density

کنترل کیفیت و مدیریت مقادیر صفر

از ۱۵۵۶۹ یاخته درون مرز کشور، ۲۲ یاخته آبی یا بدون داده حذف شد و تحلیل بر ۱۵۵۴۷ یاخته خشکی انجام گرفت؛ بنابراین برای هر متغیر ۸۳۹۵۳۸۰ مقدار (۵۴۰ ماه $\times$ ۱۵۵۴۷ یاخته) بررسی شد. هیچ مقدار گم‌شده و هیچ مقدار فیزیکی نامعتبر (مقدار منفی واقعی، چگالی کمتر از ۹۹ یا بیشتر از ۱۰۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب) یافت نشد. مقادیر منفی بسیار کوچک (کوچک‌تر از یک میلیونیم متر) که خطای عددی ذخیره‌سازی مقادیر صفر هستند، برابر صفر قرار داده شدند. در ۱۰۲۳۸ مورد (۰/۱۲ درصد) SWE بیش از ۰/۱ میلی‌متر ولی SD برابر صفر بود که به دلیل اندک بودن، بر نتایج اثری ندارد. نسبت SD به $SWE / 1000 \times ps$ میان‌های برابر ۰/۹۹۷ دارد که سازگاری سه متغیر با رابطه (۱) را تأیید می‌کند. در گام‌های زمانی بدون برف، SD و SWE برابر صفر و چگالی برابر کمینه مدل (۱۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب) است؛ ۶۸/۱ درصد همه مقادیر چگالی برابر همین کمینه است.

میانگین‌های بلندمدت هر سه متغیر بر روی همه ماه‌ها (شامل ماه‌های بدون برف) محاسبه شده است. بنابراین میانگین بلندمدت چگالی در یاخته‌هایی که فصل برفی کوتاهی دارند به سمت ۱۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب متمایل است و باید آن را «چگالی میانگین‌گیری‌شده زمانی» و نه چگالی توده برف در زمان حضور برف تفسیر کرد؛ به همین دلیل میانگین بلندمدت SWE هر یاخته با حاصل ضرب میانگین‌های بلندمدت SD و ps برابر نیست. چهار واحد نمونه در این پژوهش به کار رفته است: (الف) میانگین بلندمدت هر یاخته ($n = 15547$)، مبنای شکل‌های ۴ تا ۷ و ۹ تا ۱۳؛ (ب) میانگین مکانی ماهانه کل کشور ($n = 8395380$)؛ (ج) همه مقادیر ماهانه یاخته‌ها ($n = 8395380$)؛ و (د) مقادیر ماهانه یاخته‌های دارای برف ($n = 1374908$). تحلیل‌های زمانی بر پایه میانگین مکانی ماهانه کل کشور انجام شده است.

روش تحلیل داده‌ها

تحلیل در پنج گام انجام شد. در گام نخست، روابط دوتایی عمق برف، چگالی برف و SWE با نمودارهای پراکنش، رگرسیون و ضرایب همبستگی پیرسون (r) و رتبه‌ای اسپیرمن (rs) بر پایه میانگین بلندمدت یاخته‌ها ارزیابی شد و برای رابطه عمق-چگالی، یک تابع نمایی اشباع‌شونده برازش داده شد. با توجه به رابطه (۱)، همبستگی بالای SD و SWE تا حدی ساختاری است و اگر چگالی از نسبت SWE/SD محاسبه شود، بخشی از همبستگی آن با دو متغیر دیگر می‌تواند از نوع همبستگی کاذب نسبت‌ها

باشد (Kronmal, 1993)؛ از این رو، تفسیر بر مقایسه نسبی نقش عمق و چگالی متمرکز شد. برای توضیح تفاوت ضرایب در نمونه‌های مختلف، ضرایب برای هر چهار واحد نمونه محاسبه شد. به دلیل خودهمبستگی مکانی یاخته‌های همسایه، ضرایب همبستگی به صورت توصیفی گزارش شده‌اند.

در گام دوم، تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر مقادیر استاندارد شده^۱ سه متغیر اجرا شد و یاخته‌ها با الگوریتم K-means بر پایه همین مقادیر استاندارد شده خوشه‌بندی شدند. تعداد بهینه خوشه‌ها با سه معیار آرنج (مجموع مربعات درون خوشه‌ای)، ضریب سیلوئت (Rousseeuw, 1987) و شاخص کالینسکی-هاراباز (Caliński & Harabasz, 1974) برای $K = 2$ تا ۸ ارزیابی شد؛ ضریب سیلوئت به دلیل حجم محاسبات بر زیرنمونه‌ای ۵۰۰ نقطه‌ای محاسبه شد. از آنجا که SWE حاصل ضرب SD و ps است، به عنوان تحلیل حساسیت، کل روند تنها با دو متغیر SD و ps تکرار و تطابق دو خوشه‌بندی با شاخص رند تعدیل شده (Hubert & Arabie, 1985) سنجیده شد. به دلیل نبود شکاف طبیعی میان نقاط، خوشه‌ها طبقه‌هایی در امتداد یک گرادیان پیوسته تفسیر شده‌اند و نه رژیم‌های کاملاً مجزا.

در گام سوم، میزان تمرکز مکانی ذخیره برف با منحنی لورنز و ضریب جینی توصیف شد؛ به این منظور یاخته‌ها بر حسب میانگین بلندمدت SWE مرتب و سهم تجمعی مساحت در برابر سهم تجمعی ذخیره SWE ترسیم شد. در گام چهارم، سری‌های سالانه میانگین مکانی دسامبر تا مارس (زمستان Y شامل دسامبر ۱-Y تا مارس Y؛ ۴۴ زمستان ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۴)، آوریل، نوامبر و میانگین سالانه عمق برف و SWE با آزمون ناپارامتریک من-کندال (Mann, 1945; Kendall, 1975) و نسخه اصلاح شده آن برای خودهمبستگی زمانی (Hamed & Rao, 1998) آزمون شد، بزرگی روند با برآوردگر شیب سن (Sen, 1968) برآورد شد و نقطه تغییر با آزمون پتیت (Pettitt, 1979) بررسی شد. سری‌های آوریل و نوامبر برای بررسی احتمال کوتاه شدن فصل برف در دو انتهای آن انتخاب شدند.

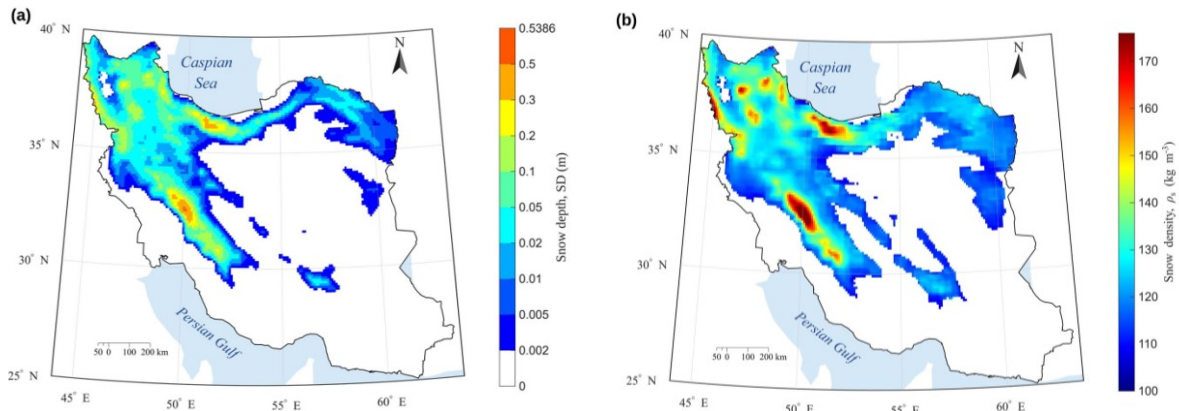
در گام پنجم، الگوی مکانی تغییرات بررسی شد. آزمون من-کندال و شیب سن برای سری SWE دسامبر تا مارس و نیز برای هر ماه تقویمی در هر یاخته اجرا شد و یاخته‌های دارای روند معنادار در سطح ۰/۵ مشخص شدند. همچنین میانگین SWE، عمق و چگالی دسامبر تا مارس در دو دوره سال آبی ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ تا ۲۰۲۴ مقایسه شد؛ این تقسیم‌بندی برای هم‌خوانی با تحلیل خشکسالی برفی بر پایه شاخص SWEI (Hajivand Paydari et al., 2025) انتخاب شد. تحلیل‌های گام پنجم به ۵۶۹۵ یاخته برف‌گیر (میانگین SWE زمستانه دست کم یک میلی‌متر) محدود شد. سطح معناداری در همه آزمون‌ها ۰/۵ در نظر گرفته شد و نتایج همه تحلیل‌ها در سایه محدودیت‌های داده بازتحلیل تفسیر شد.

نتایج و بحث

الگوی مکانی و تمرکز ذخیره برف

توزیع مکانی میانگین بلندمدت SWE در ایران الگویی کاملاً کوهستان‌محور دارد و با توپوگرافی کشور هم‌ساخت است (شکل ۱). بیشینه مطلق (۰/۱۵۵ متر معادل آب) در ۳۲/۵ درجه شمالی و ۵۰ درجه شرقی، در زاگرس مرتفع مرکزی و محدوده زردکوه-دنا (سرچشمه‌های کارون و زاینده‌رود) قرار دارد؛ این کانون با نقش این ارتفاعات به عنوان (برج آبی) جنوب غرب ایران و یافته‌های شرافت و همکاران (Sherafat, Yarahmadi, Fathnia & Mirhashemi, 2022) و مجیدی کرهرودی و همکاران (Majidi Karhroudi et al., 2024) سازگار است. کانون ثانویه کشیده‌ای در امتداد البرز مرکزی (توچال-دماوند تا تخت سلیمان) و کانون سوم در ارتفاعات شمال غرب (سهند-سلان و ارتفاعات حوضه دریاچه ارومیه) دیده می‌شود. نیمرخ مداری شکل ۱ نشان می‌دهد بیشینه SWE در عرض ۳۲ تا ۳۳ درجه (زاگرس مرکزی) حدود ۰/۱۵ و در عرض ۳۶ تا ۳۷ درجه (البرز) حدود ۰/۱۱ متر است و در جنوب عرض ۲۹ درجه تقریباً صفر می‌شود. در نمایش ERA5-Land شدت کانون زاگرس مرکزی از البرز بیشتر است؛ بخشی از این تفاوت واقعی است، اما بخشی می‌تواند مصنوع تفکیک حدود ۹ کیلومتری باشد که خط‌الرأس باریک و پرتیب البرز را بیش از توده پهن زاگرس هموار می‌کند (Majidi Karhroudi et al., 2024).

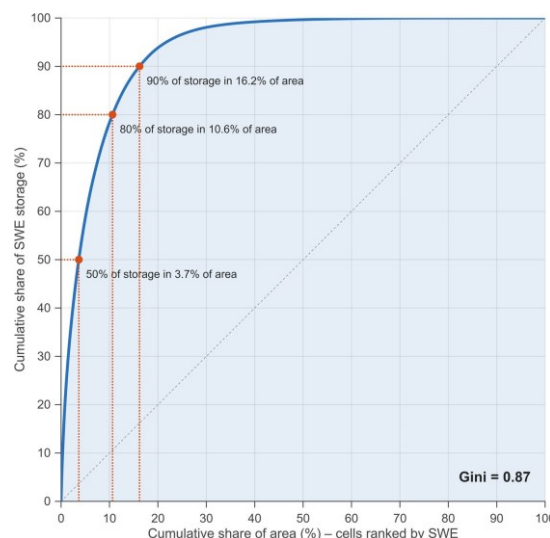
الگوی مکانی عمق برف و چگالی میانگین بر الگوی SWE منطبق است (شکل ۲). بیشینه عمق میانگین بلندمدت به ۵۴/۰ متر در زاگرس مرکزی می‌رسد و در البرز مرکزی و ارتفاعات مرزی شمال غرب به ۰/۲ تا ۰/۵ متر می‌رسد. چگالی میانگین گیری شده زمانی از ۱۰۰ تا ۱۸۹ کیلوگرم بر مترمکعب متغیر است؛ بیشترین مقادیر (۱۶۰ تا ۱۸۹) بر هسته‌های زردکوه، البرز مرکزی و ارتفاعات مرزی شمال غرب قرار دارد و در ارتفاعات خراسان و کرمان چگالی به ۱۱۰ تا ۱۲۵ محدود است. از آنجا که چگالی میانگین شامل ماه‌های بدون برف با مقدار کف ۱۰۰ است، الگوی آن تا حد زیادی طول فصل برف را نیز بازتاب می‌دهد.



شکل ۲- میانگین بلندمدت (الف) عمق برف (SD؛ متر) و (ب) چگالی برف میانگین گیری شده زمانی (ps؛ کیلوگرم بر مترمکعب) در ایران، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴

Fig.2. Long-term mean (a) snow depth (SD, m) and (b) time-averaged snow density (ps, kg m^{-3}) over Iran, 1980–2024

تمرکز مکانی ذخیره برف در شکل ۳ کمی شده است. تنها ۲۷/۳ درصد مساحت کشور میانگین بلندمدت SWE بیش از یک میلی‌متر دارد. نیمی از کل ذخیره SWE کشور در ۳/۷ درصد مساحت، ۸۰ درصد آن در ۱۰/۶ درصد و ۹۰ درصد آن در ۱۶/۲ درصد مساحت قرار دارد و ضریب جینی برابر ۰/۸۷ است. پهنه وسیع فلات مرکزی، شرق و سواحل جنوبی مقدار نزدیک به صفر دارد. این عدم تقارن، حساسیت بالای منابع آب پایین دست (کارون، کرخه، دز، زاینده‌رود و سفیدرود) به تغییرات برف ارتفاعات را آشکار می‌کند.



شکل ۳- منحنی لورنز تمرکز مکانی ذخیره آب معادل برف؛ یاخته‌ها بر حسب میانگین بلندمدت SWE مرتب شده‌اند و خط چین قطری توزیع یکنواخت را نشان می‌دهد.

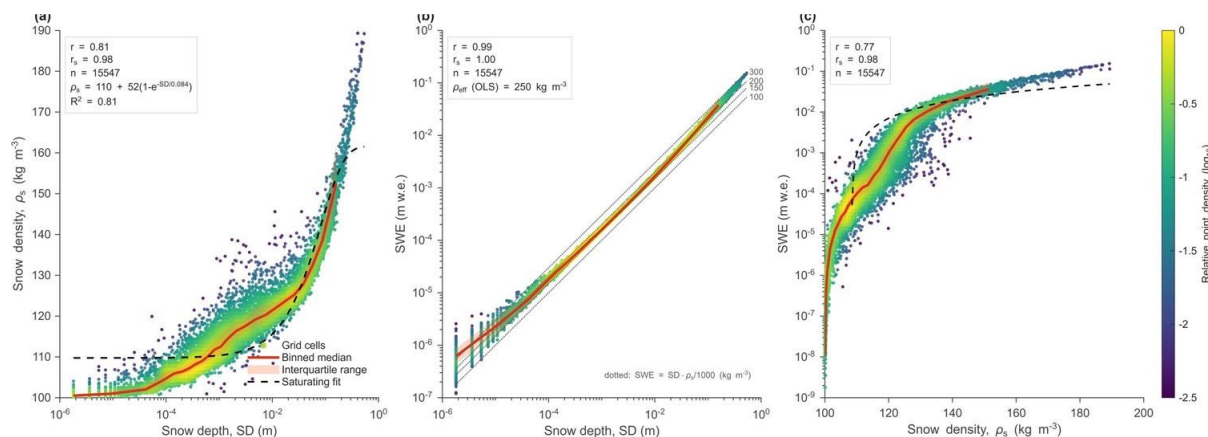
Fig.3. Lorenz curve of the spatial concentration of SWE storage; cells are ranked by long-term mean SWE and the dashed diagonal indicates a uniform distribution

روابط دومتغیره و سازگاری عددی

شکل ۴ روابط دوبهدوی عمق برف، چگالی و SWE را بر پایه میانگین بلندمدت ۱۵۵۴۷ یاخته نشان می‌دهد و ضرایب آن در جدول ۲ خلاصه شده است. عمق و SWE تقریباً هم‌خطاند ($r = 0.99$ و $r_s = 1$) و نقاط در فضای لگاریتمی میان خطوط هم‌چگالی ۱۰۰ و ۳۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). چون SWE بنا به تعریف حاصل ضرب عمق و چگالی است، این همبستگی تا حد زیادی ساختاری است و نباید آن را یک یافته مستقل تفسیر کرد؛ ارزش تحلیل در مقایسه سهم نسبی عمق و چگالی است.

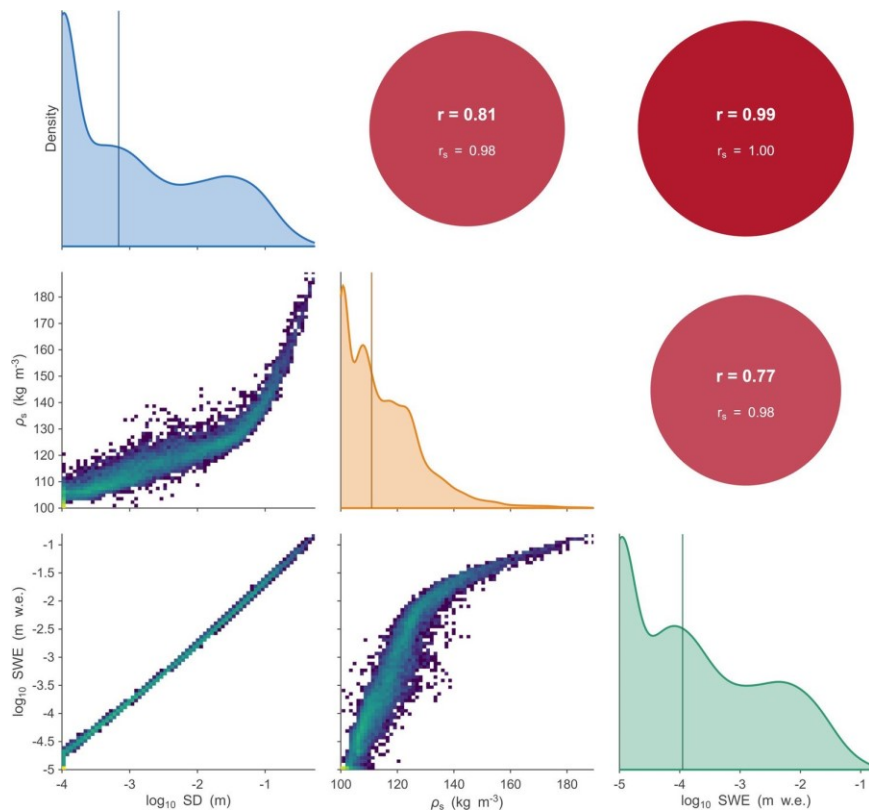
رابطه عمق و چگالی مثبت اما غیرخطی است ($r = 0.81$ و $r_s = 0.98$ ؛ شکل ۴-الف). تفاوت زیاد ضریب پیرسون و اسپیرمن نشان می‌دهد رابطه یکنوا ولی غیرخطی است. میانه چگالی از ۱۰۰ در یاخته‌های تقریباً بی‌برف به حدود ۱۲۵ کیلوگرم بر مترمکعب در عمق ۰/۰۱ متر و سپس با شیب تندتر به ۱۵۰ در عمق حدود ۱۵/۰ متر می‌رسد. تابع اشباع‌شونده $ps = 110 + 52(1 - e^{-SD/0.084})$ (۱) $52(-SD/0.084)^{0.81}$ حدود ۸۱ درصد واریانس را تبیین می‌کند، اما در عمیق‌ترین یاخته‌ها (بیش از ۰/۲ متر) که چگالی تا ۱۷۰ تا ۱۸۹ افزایش می‌یابد، کم‌برآورد دارد؛ بنابراین در دامنه عمق میانگین بلندمدت ERA5-Land، اشباع روشنی در چگالی دیده نمی‌شود. رابطه چگالی و SWE نیز مثبت و غیرخطی است ($r = 0.77$ و $r_s = 0.98$ ؛ شکل ۴-ج): افزایش چگالی از ۱۰۰ به ۱۳۰ با افزایش چند مرتبه‌ای SWE همراه است و در چگالی‌های بیشتر، SWE کندتر افزایش می‌یابد.

ماتریس پراکندگی جفتی شکل ۵ همان روابط را پس از تبدیل لگاریتمی عمق و SWE و همراه با توزیع هر متغیر نشان می‌دهد؛ داده‌های این شکل همان داده‌های شکل ۴ است. توزیع لگاریتمی عمق و SWE چندقله‌ای و بسیار کشیده است: یک قله در مقادیر نزدیک به صفر (یاخته‌های کم‌برف) و قله دوم پهن در محدوده ۰/۰۱ تا ۰/۰۵ متر عمق دیده می‌شود. توزیع چگالی قله بزرگی در مقادیر نزدیک ۱۰۰ تا ۱۱۰ و شانه‌ای در حدود ۱۲۰ تا ۱۲۵ کیلوگرم بر مترمکعب دارد و فراوانی مقادیر بیش از ۱۴۰ اندک است.



شکل ۴- روابط دوبهدوی (الف) عمق برف و چگالی، (ب) عمق برف و SWE و (ج) چگالی و SWE بر پایه میانگین بلندمدت یاخته‌ها (n = ۱۵۵۴۷؛ ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴)؛ رنگ نقاط تراکم نسبی نقاط، خط قرمز میانه طبقه‌ای و نوار صورتی دامنه میان‌چارکی است؛ در (ب) خطوط نقطه‌چین خطوط هم‌چگالی $SWE = SD \times ps/1000$ هستند.

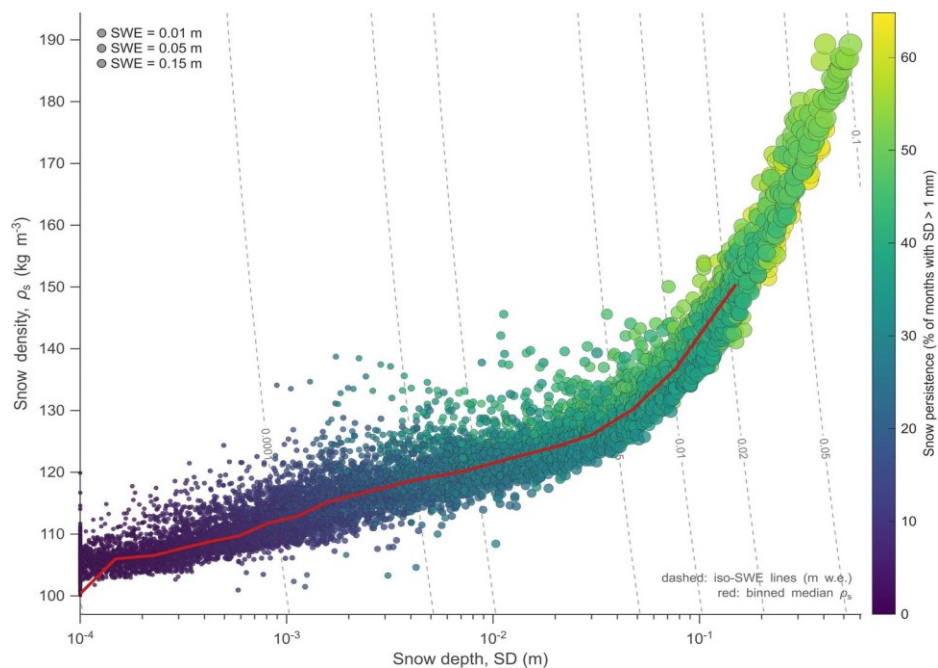
Fig.4. Pairwise relationships between (a) snow depth and density, (b) snow depth and SWE and (c) density and SWE for long-term cell means (n = 15,547; 1980–2024); colours show relative point density, the red line the binned median and the pink band the interquartile range; dotted lines in (b) are iso-density lines of $SWE = SD \times ps/1000$



شکل ۵- ماتریس پراکندگی جفتی سه متغیر برفی؛ قطر اصلی: توزیع هر متغیر، زیر قطر: نمودار تراکم دومتغیره، بالای قطر: ضرایب پیرسون و اسپیرمن؛ عمق و SWE با مقیاس لگاریتمی نمایش داده شده‌اند.

Fig.5. Pairwise scatter matrix of the three snow variables; diagonal: distribution of each variable; lower panels: bivariate density; upper panels: Pearson and Spearman coefficients; depth and SWE are shown on a logarithmic scale

شکل ۶ سه متغیر را به‌طور هم‌زمان نشان می‌دهد: اندازه حباب‌ها بیانگر SWE، رنگ آن‌ها بیانگر پایداری برف (درصد ماه‌هایی که عمق برف بیش از یک میلی‌متر است) و خطوط خط‌چین، خطوط هم SWE است. چگالی میانگین با پایداری برف به‌طور منظم افزایش می‌یابد: یاخته‌هایی با پایداری کمتر از ۱۰ درصد در چگالی ۱۰۰ تا ۱۱۵ و یاخته‌هایی با پایداری ۴۵ تا ۶۵ درصد در چگالی ۱۵۰ تا ۱۸۹ کیلوگرم بر مترمکعب قرار دارند. این الگو نشان می‌دهد چگالی میانگین‌گیری شده زمانی هم بازتاب تراکم و دگرگونی برف در برف‌انبارهای عمیق است و هم بازتاب طول فصل برف، زیرا هرچه ماه‌های دارای برف بیشتر باشد، سهم مقدار کف ۱۰۰ در میانگین کمتر است. این گذار از برف زودگذر به برف‌انبار فصلی را می‌توان معادل مفهومی طبقه‌بندی اقلیمی برف استورم و همکاران (Sturm et al., 2010) دانست.

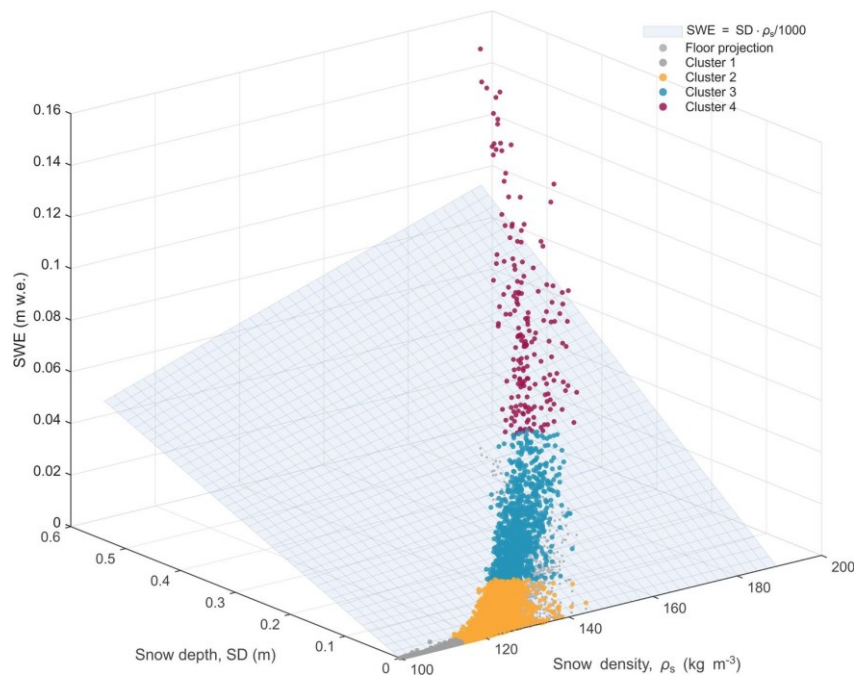


شکل ۶- رابطه عمق برف (مقیاس لگاریتمی) و چگالی برف؛ اندازه حباب‌ها بیانگر SWE، رنگ آن‌ها بیانگر پایداری برف (درصد ماه‌های دارای عمق بیش از یک میلی‌متر)، خطوط خط‌چین خطوط هم‌SWE (متر معادل آب) و خط قرمز میانه طبقه‌ای چگالی است.

Fig.6. Relationship between snow depth (log scale) and snow density; bubble size indicates SWE, colour indicates snow persistence (% of months with SD > 1 mm), dashed lines are iso-SWE lines (m w.e.) and the red line is the binned median density

نمودار سه‌بعدی شکل ۷ نشان می‌دهد همه یاخته‌ها بر سطح منحنی $SWE = SD \times \rho_s / 1000$ قرار می‌گیرند و ترتیب طبقه‌های برفی (بخش بعد) در امتداد این سطح است. بنابراین پراکندگی اندک نقاط پیرامون این سطح بیش از آنکه یافته‌ای مستقل باشد، پیامد ساختار تعریفی داده است. بیشتر یاخته‌ها در چگالی ۱۰۰ تا ۱۴۰، عمق کمتر از ۰/۱ متر و SWE کمتر از ۰/۰۲ متر متمرکزند و تنها یاخته‌های طبقه ۴ به SWE بیش از ۰/۰۴ متر می‌رسند.

سازگاری عددی سه متغیر نیز بررسی شد. شیب رگرسیون SWE بر عمق در ۷۰۲۸ یاخته دارای عمق میانگین بیش از یک میلی‌متر برابر ۰/۲۵۰ است که معادل چگالی مؤثر ۲۵۰ (با رگرسیون از مبدأ ۲۴۱) کیلوگرم بر مترمکعب است. در همین یاخته‌ها، نسبت $SWE \times 1000$ میانگین به عمق میانگین، میانه‌ای برابر ۱۶۹ (صدک دهم ۱۵۶ و صدک نودم ۲۲۱)، میانگین زمانی rsn در همه ماه‌ها میانه‌ای برابر ۱۲۳ (۱۱۴ تا ۱۴۱) و میانگین rsn تنها در ماه‌های دارای برف میانه‌ای برابر ۱۵۶ (۱۴۷ تا ۱۸۴) کیلوگرم بر مترمکعب دارد. کمتر بودن میانگین زمانی چگالی (۱۲۳) از چگالی ماه‌های برفی (۱۵۶)، نسبت میانگین‌ها (۱۶۹) و شیب رگرسیون (۲۵۰) خطای محاسباتی نیست و سه دلیل دارد: میانگین زمانی چگالی، ماه‌های بدون برف با مقدار کف ۱۰۰ را شامل می‌شود؛ نسبت میانگین‌ها با میانگین نسبت‌ها برابر نیست و ماه‌های پر برف که چگالی بیشتری دارند وزن بیشتری در میانگین SWE دارند؛ و شیب رگرسیون تحت تأثیر یاخته‌های عمیق با چگالی بالاست. در سری میانگین مکانی کشور نیز شیب برابر ۲۱۵ و نسبت میانگین‌ها ۲۱۷ کیلوگرم بر مترمکعب است، در حالی که میانگین rsn تنها ۱۱۴ است. بنابراین چگالی‌های میانگین‌گیری شده زمانی ERA5-Land نباید مستقیماً برای تبدیل عمق به SWE به کار روند. نسبت SWE به عمق برابر $\rho_s / 1000$ است و با چگالی مؤثر ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلوگرم بر مترمکعب، هر ۱۰ سانتی‌متر برف معادل حدود ۱۵ تا ۲۵ میلی‌متر آب است.

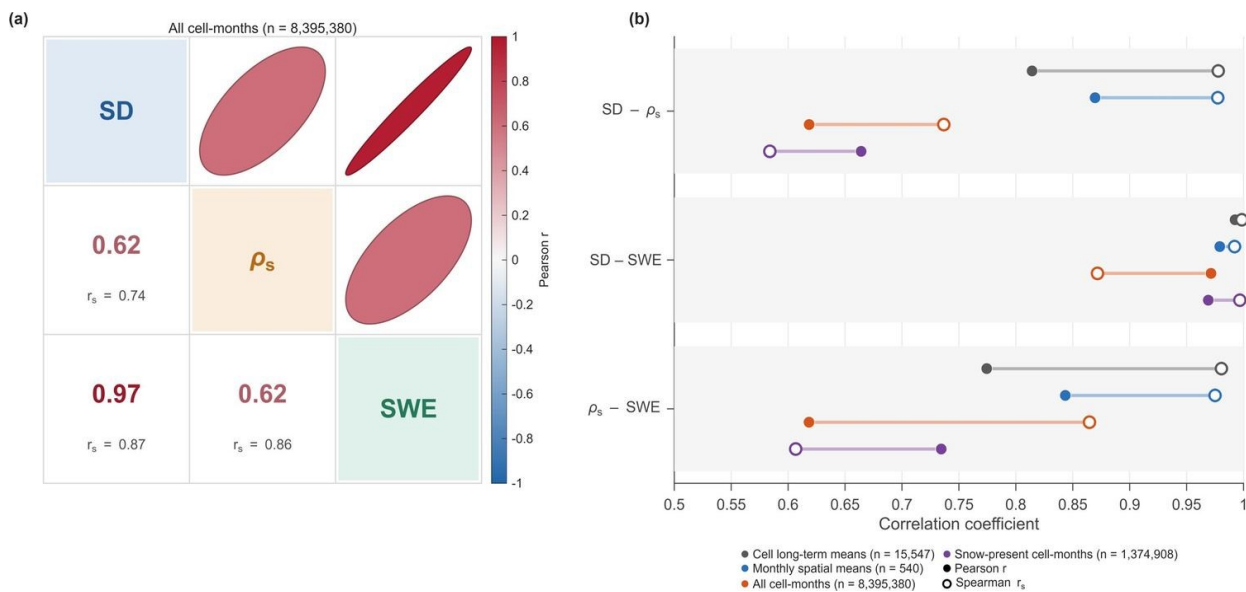


شکل ۷- نمودار پراکندگی سه بعدی چگالی برف، عمق برف و SWE همراه با سطح تعریفی $SWE = SD \times \rho_s / 1000$ ؛ رنگ نقاط طبقه برفی (خوشه K-means) و نقاط خاکستری کف، تصویر نقاط بر صفحه افقی است.

Fig.7. Three-dimensional scatter of snow density, snow depth and SWE with the definitional surface $SWE = SD \times \rho_s / 1000$; colours indicate the snow class (K-means cluster) and grey dots the projection onto the floor

شکل ۸ اثر واحد نمونه بر ضرایب همبستگی را نشان می‌دهد و جدول ۲ ضرایب چهار نمونه را کنار هم قرار می‌دهد. ضریب عمق-SWE در همه نمونه‌ها بسیار بالا است (۰/۹۷ تا ۰/۹۹)، اما ضرایب مرتبط با چگالی به نمونه حساس‌اند: ضریب عمق-چگالی از ۰/۸۷ در میانگین مکانی ماهانه و ۰/۸۱ در میانگین یاخته‌ها به ۰/۶۲ در همه مقادیر ماهانه یاخته‌ها کاهش می‌یابد و ضریب چگالی-SWE نیز از ۰/۸۴ به ۰/۶۲ می‌رسد.

سه سازوکار این تفاوت را توضیح می‌دهد. نخست، میانگین‌گیری مکانی یا زمانی، تغییرپذیری درون فصلی را حذف می‌کند و همبستگی را افزایش می‌دهد. دوم، رابطه عمق-چگالی مقیاس‌وابسته است؛ در مقیاس‌های زمانی کوتاه، افزایش چگالی بر اثر تراکم و کهنگی با کاهش عمق همراه است (McCreight & Small, 2014) و چگالی تحت تأثیر فرایندهای ذوب و انجماد مجدد است که تا حدی مستقل از عمق عمل می‌کنند (Bormann et al., 2013; Yao et al., 2018)؛ هم‌خوان با این سازوکار، در ماه‌های دارای برف ضریب اسپیرمن عمق-چگالی تنها ۰/۵۸ است، در حالی که ضریب اسپیرمن عمق-SWE به ۰/۹۹۷ می‌رسد. سوم، مقدار ثابت ۱۰۰ در ماه‌های بدون برف انبوهی از نقاط هم‌مقدار در انتهای پایین توزیع ایجاد می‌کند و ضریب پیرسون را به ترکیب نمونه حساس می‌سازد. این الگو با ادبیات پژوهش سازگار است: خسروی و همکاران (Khosravi et al., 2023) همبستگی عمق و SWE را در اندازه‌گیری‌های میدانی ۶۲ ایستگاه ایران ۰/۷۳ گزارش کردند که کمتر از مقدار ERA5-Land است و نشان می‌دهد بخشی از همبستگی بسیار بالای داده بازتحلیل پیامد ساختار مدل است؛ همبستگی مثبت عمق-چگالی نیز عمدتاً در برف‌های کم عمق گزارش شده است (Che et al., 2025)، در حالی که در برف عمیق آلپ همبستگی معناداری دیده نشده است (Guyennon et al., 2019). تغییرپذیری کمتر چگالی نسبت به عمق و SWE (Mizukami & Perica, 2008; López-Moreno et al., 2013) نیز در همه نمونه‌ها دیده می‌شود.



شکل ۸- (الف) ماتریس همبستگی پیرسون سه متغیر برای همه مقادیر ماهانه یاخته‌ها ($n = 8395380$) همراه با ضریب اسپیرمن (r_s); (ب) مقایسه ضرایب پیرسون (دایره توپر) و اسپیرمن (دایره توخالی) در چهار واحد نمونه

Fig.8. (a) Pearson correlation matrix of the three variables for all cell-months ($n = 8,395,380$) with Spearman coefficients (r_s); (b) comparison of Pearson (filled) and Spearman (open) coefficients across four sampling units

جدول ۲- ضرایب همبستگی پیرسون (و اسپیرمن داخل پرانتز) سه رابطه در چهار واحد نمونه

Table 2- Pearson (and Spearman, in parentheses) correlation coefficients of the three relationships for four sampling units

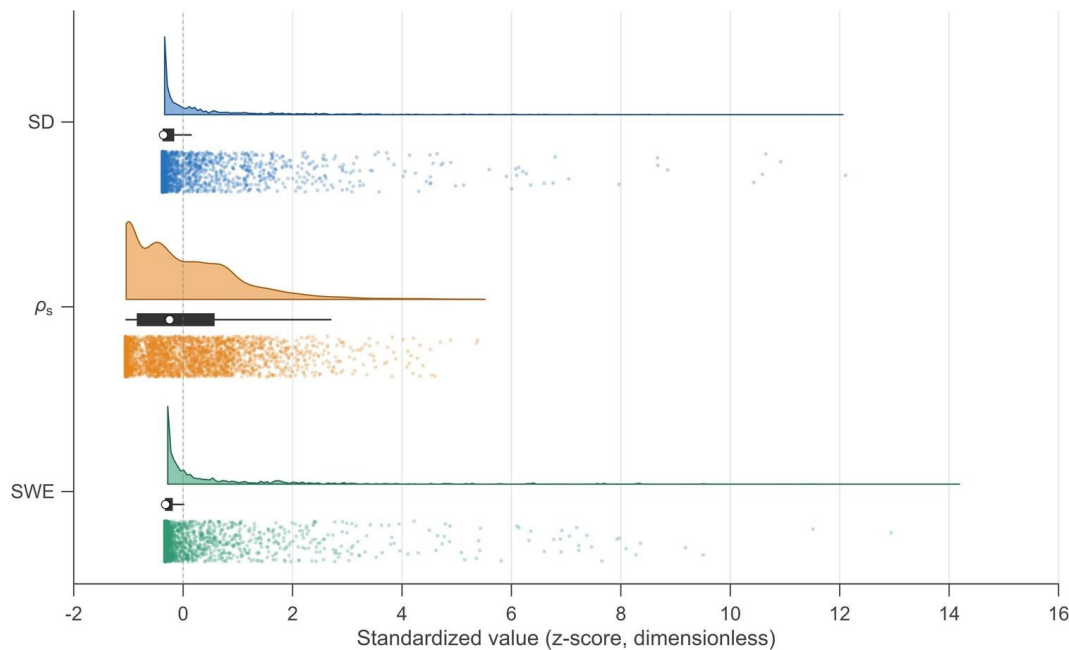
مقادیر ماهانه دارای برف Snow-present cell-months ($n = 1,374,908$)	همه مقادیر ماهانه یاخته‌ها All cell-months ($n = 8,395,380$)	میانگین مکانی ماهانه Monthly spatial means ($n = 540$)	میانگین بلندمدت یاخته‌ها Long-term cell means ($n = 15,547$)	رابطه Relationship
0.97 (1.00)	0.97 (0.87)	0.98 (0.99)	0.99 (1.00)	SWE - عمق
0.66 (0.58)	0.62 (0.74)	0.87 (0.98)	0.81 (0.98)	SD - SWE
0.74 (0.61)	0.62 (0.86)	0.84 (0.98)	0.77 (0.98)	چگالی - عمق SD - ρ_s چگالی - SWE ρ_s - SWE

نمونه‌ها: شکل‌های ۴ و ۵ بر پایه میانگین بلندمدت یاخته‌ها و شکل ۸-الف بر پایه همه مقادیر ماهانه یاخته‌ها است.

Figs. 4-5: long-term cell means; Fig. 8a: all cell-months.

توزیع متغیرها، تحلیل مؤلفه‌های اصلی و طبقه‌بندی برفی

شکل ۹ توزیع سه متغیر را پس از استانداردسازی ($z = (x - \mu)/\sigma$) نشان می‌دهد؛ بنابراین مقادیر این شکل بدون واحد و بیانگر فاصله از میانگین بر حسب انحراف معیار هستند و نه مقادیر فیزیکی، و مقادیر منفی صرفاً به معنای کمتر بودن از میانگین است. میانه عمق (-0.36) و SWE (-0.32) بسیار نزدیک به چارک اول (-0.38 و -0.33) و پایین‌تر از میانگین قرار دارد، چارک سوم آن‌ها -0.16 و -0.19 است و بیشینه‌ها به $1/12$ و $3/14$ انحراف معیار می‌رسند؛ ضریب چولگی $96/4$ و $5/5$ نیز چولگی شدید به راست را تأیید می‌کند. به بیان دیگر، بیشتر یاخته‌ها مقادیری نزدیک به صفر دارند و تعداد اندکی یاخته کوهستانی مقادیر بسیار بزرگ دارند. توزیع چگالی شکل متفاوتی دارد: کمینه آن ($-1/05$) متناظر با مقدار کف 100 است، میانه -0.25 ، چارک سوم 0.58 و بیشینه $5/54$ است و چولگی آن ($1/37$) بسیار کمتر است؛ این الگو با دامنه محدود و کران‌دار چگالی در ERA5-Land سازگار است.

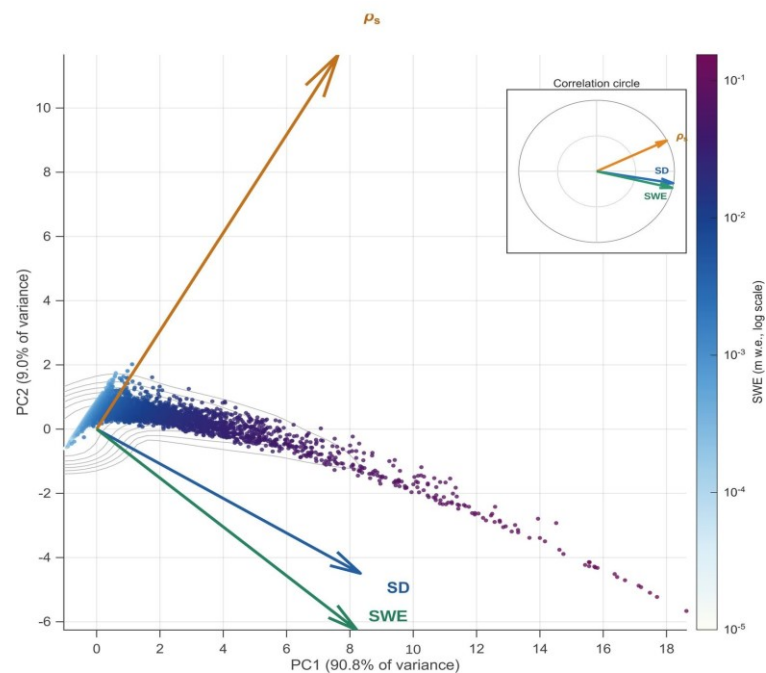


شکل ۹- توزیع مقادیر استاندارد شده (z-score، بدون واحد) سه متغیر برفی؛ برای هر متغیر، منحنی تراکم، نمودار جعبه‌ای و نقاط یاخته‌ها نمایش داده شده است.

Fig.9. Distribution of the standardized (z-score, dimensionless) values of the three snow variables; density curve, box plot and individual cells are shown for each variable

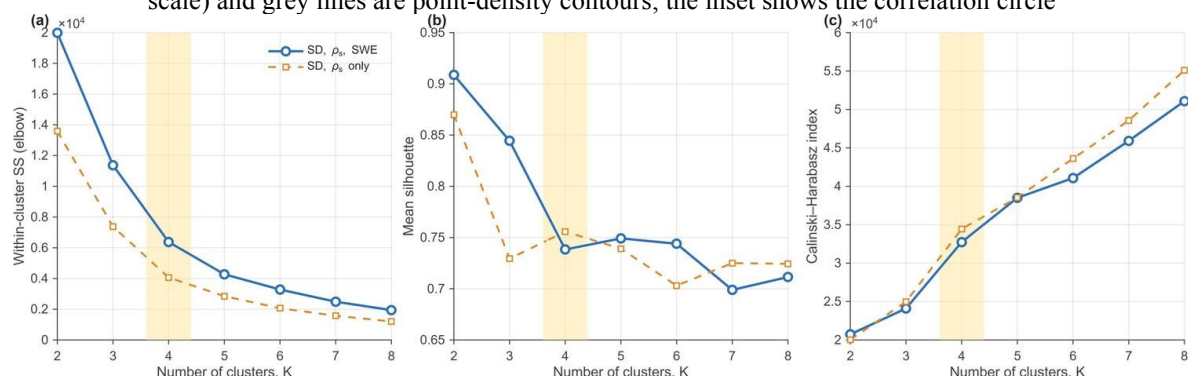
نتایج تحلیل مؤلفه‌های اصلی در شکل ۱۰ آمده است. مؤلفه اول ۸/۹۰ درصد، مؤلفه دوم ۰/۹ درصد و مؤلفه سوم تنها ۰/۲ درصد واریانس را تبیین می‌کنند. هر سه متغیر بار مثبت و تقریباً هم‌اندازه‌ای بر مؤلفه اول دارند (عمق ۶۰/۰، چگالی ۵۵/۰ و SWE ۰/۵۹)؛ بنابراین مؤلفه اول یک «گرادیان کلی برف‌گیری» است. مؤلفه دوم چگالی (بار ۰/۸۳) را در برابر عمق (۰/۳۲-) و SWE (۰/۴۵-) قرار می‌دهد و مقادیر مثبت آن یاخته‌هایی را نشان می‌دهد که نسبت به عمق برف، چگالی نسبتاً بالایی دارند (یاخته‌های انتقالی با برف کم عمق ولی پایدارتر) و مقادیر منفی آن عمیق‌ترین یاخته‌ها را. در دایره همبستگی، بردارهای عمق و SWE تقریباً بر هم منطبق‌اند. سهم بسیار بالای مؤلفه اول و سهم ناچیز مؤلفه سوم باید با احتیاط تفسیر شود، زیرا بخشی از آن ناشی از افزونگی تعریفی متغیرهاست. در تحلیل حساسیت با دو متغیر SD و ρ_s نیز مؤلفه اول ۷/۹۰ درصد واریانس را تبیین کرد که نشان می‌دهد غلبه این مؤلفه به حضور SWE وابسته نیست. به دلیل وابستگی تعریفی و نبود اعتبارسنجی مستقل، استفاده از مؤلفه اول به عنوان شاخص پایش خشکسالی برفی در این مرحله پیشنهاد نمی‌شود.

معیارهای انتخاب تعداد خوشه در شکل ۱۱ و جدول ۳ آمده است. معیار آرنج به $K = 4$ اشاره دارد، زیرا کاهش مجموع مربعات درون خوشه‌ای از $K = 3$ به $K = 4$ (۴۴ درصد) آخرین کاهش بزرگ است و پس از آن به ۳۳ و ۲۳ درصد می‌رسد. بیشینه ضریب سیلوئت در $K = 2$ (۰/۹۱) است و مقدار آن در $K = 4$ برابر ۰/۷۴ است که همچنان ساختار خوشه‌ای قوی را نشان می‌دهد. شاخص کالینسکی-هاراباز تا $K = 8$ به طور یکنواخت افزایش می‌یابد و بیشینه درونی ندارد؛ این رفتار در داده‌هایی که یک گرادیان پیوسته تشکیل می‌دهند مورد انتظار است. بنابراین هیچ‌یک از معیارها به تنهایی $K = 4$ را تحمیل نمی‌کند و انتخاب $K = 4$ بر سه استدلال استوار است: نقطه آرنج؛ تفکیک برف‌انبار کوهستانی به عنوان طبقه‌ای مستقل که در $K = 2$ و ۳ با یاخته‌های انتقالی ادغام می‌شود؛ و پایداری نتیجه در تحلیل حساسیت دومتغیره که آرنج آن نیز در $K = 4$ و بیشینه محلی سیلوئت آن نیز در $K = 4$ (۰/۷۶) است و با خوشه‌بندی سه‌متغیره تطابق بالایی دارد (شاخص رند تعدیل شده ۰/۹۱ و توافق ۹۶/۵ درصد).



شکل ۱۰- نمودار دوگانه تحلیل مؤلفه‌های اصلی سه متغیر برفی؛ پیکان‌ها بردارهای بار متغیرها، رنگ نقاط SWE (مقیاس لگاریتمی) و خطوط خاکستری منحنی‌های تراکم نقاط است؛ کادر داخلی دایره همبستگی را نشان می‌دهد.

Fig.10. PCA biplot of the three snow variables; arrows are variable loadings, point colours show SWE (log scale) and grey lines are point-density contours; the inset shows the correlation circle



شکل ۱۱- معیارهای انتخاب تعداد خوشه برای $K = 2$ تا ۸: (الف) مجموع مربعات درون خوشه‌ای (آرنج)، (ب) میانگین ضریب سیلوئت و (ج) شاخص کالینسکی-هاراباز، برای خوشه‌بندی سه‌متغیره (خط پیوسته) و دو متغیره SD و ρ_s (خط چین)؛ نوار زرد $K = 4$ را نشان می‌دهد.

Fig.11. Criteria for selecting the number of clusters ($K = 2-8$): (a) within-cluster sum of squares (elbow), (b) mean silhouette and (c) Calinski-Harabasz index for the three-variable (solid) and SD- ρ_s (dashed) clustering; the yellow band marks $K = 4$

شکل ۱۲ یاخته‌ها را در فضای دو مؤلفه اول به تفکیک چهار خوشه و شکل ۱۳ توزیع مکانی آن‌ها را نشان می‌دهد؛ ویژگی‌های هر طبقه در جدول ۴ آمده است. خوشه‌ها عمدتاً در امتداد مؤلفه اول و به ترتیب افزایش SWE از هم جدا می‌شوند، اما نقاط یک پیوستار تشکیل می‌دهند و بین خوشه‌ها شکاف طبیعی وجود ندارد؛ از این رو خوشه‌ها با احتیاط به مثابه طبقه‌های برفی خوانده می‌شوند. طبقه ۱ (بی‌برف تا برف زودگذر؛ ۹۰۸۳ یاخته) با ۶/۵۹ درصد مساحت تنها ۹/۰ درصد ذخیره SWE را دارد و فلات مرکزی، شرق، جنوب و خوزستان را می‌پوشاند؛ این یاخته‌ها روی خط باریکی در شکل ۱۲ متمرکزند، زیرا در هر سه متغیر نزدیک صفر و در چگالی روی کف ۱۰۰ قرار دارند. طبقه ۲ (برف کم عمق فصلی؛ ۵۱۱۸ یاخته، عمق میانگین ۵/۱ سانتی‌متر و چگالی ۱۲۲) با ۱/۳۲ درصد مساحت، ۷/۲۵ درصد ذخیره را دارد و دشت‌های مرتفع شمال غرب، کوهپایه‌های زاگرس و البرز و

ارتفاعات خراسان و کرمان را در بر می‌گیرد؛ این طبقه بیشترین مقادیر مثبت مؤلفه دوم را دارد. طبقه ۳ (برف فصلی ماندگار؛ ۱۱۶۲ یاخته، عمق ۱/۱۰ سانتی‌متر و چگالی ۱۴۱) با ۲/۷ درصد مساحت، بیشترین سهم ذخیره (۵/۴۷ درصد) را دارد و کمرندهای پیوسته‌ای در امتداد زاگرس، البرز و ارتفاعات کردستان و آذربایجان تشکیل می‌دهد.

جدول ۳- معیارهای ارزیابی تعداد بهینه خوشه‌ها در خوشه‌بندی K-means (سه متغیر استاندارد شده)

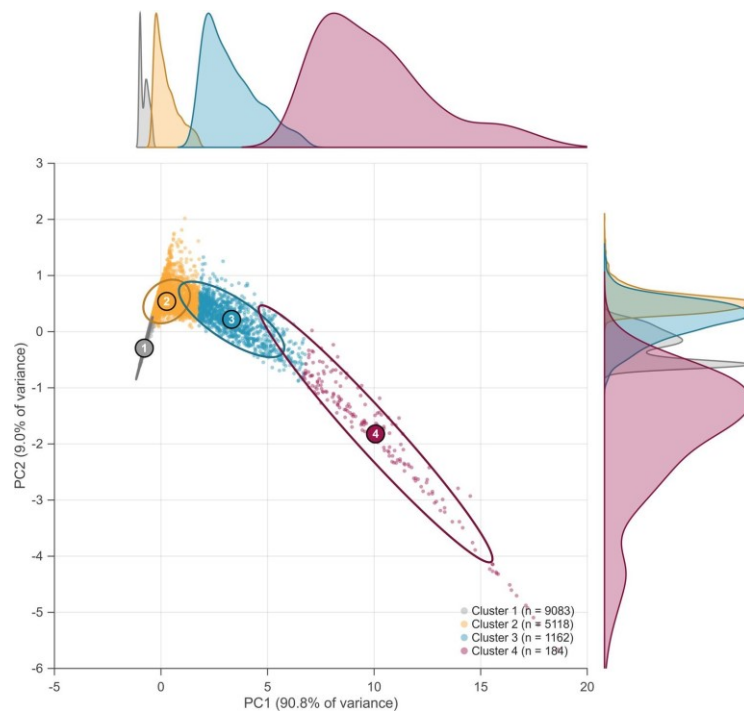
Table 3- Criteria for selecting the optimal number of clusters in K-means clustering (three standardized variables)

شخص کالینسکی-هاراباز	ضریب سیلوئت میانگین	کاهش نسبت به K-1 (%)	مجموع مربعات درون خوشه‌ای	تعداد خوشه
Calinski-Harabasz	Mean silhouette	Reduction from K-1 (%)	WCSS (elbow)	K
20,732	0.909	—	19,985	2
24,098	0.844	43.1	11,373	3
32,737	0.738	44.0	6,372	4
38,502	0.749	32.9	4,275	5
41,071	0.744	23.2	3,281	6
45,914	0.699	24.1	2,490	7
51,082	0.711	22.0	1,942	8

ضریب سیلوئت بر زیرنمونه ۵۰۰۰ نقطه‌ای محاسبه شده است.

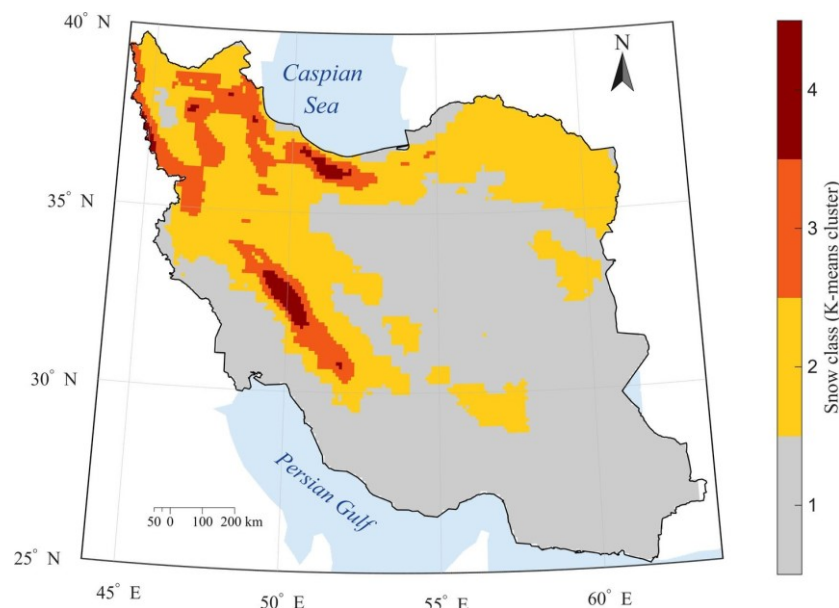
Silhouette computed on a 5,000-point subsample.

طبقه ۴ (برف انبار کوهستانی) شامل ۱۸۴ یاخته با عمق میانگین ۶/۲۹ سانتی‌متر، چگالی ۱۶۸ کیلوگرم بر مترمکعب و SWE برابر ۷۶ میلی‌متر است و با تنها ۱/۲ درصد مساحت، ۸/۲۵ درصد ذخیره برف کشور را در خود جای داده است. نقشه شکل ۱۳ تأیید می‌کند که این یاخته‌ها بر هسته زردکوه-دنا، البرز مرکزی (دماوند تا تخت سلیمان)، سبلان و سهند و ارتفاعات مرزی شمال غرب منطبق‌اند (۳۰/۷ تا ۳۸/۲ درجه شمالی و ۴۴/۳ تا ۵۲ درجه شرقی). این طبقه در شکل ۱۲ مقادیر منفی مؤلفه دوم دارد، یعنی عمق و SWE آن نسبت به چگالی زیاد است. کم‌شماری و پراکندگی زیاد این طبقه هم پیام هیدرولوژیک مهمی دارد، یعنی تمرکز سهم بزرگی از ذخیره در کسر بسیار کوچکی از مساحت، و هم پیام آماری، یعنی حساسیت مرکز این خوشه به مقادیر حدی.



شکل ۱۲- پراکنش یاخته‌ها در فضای دو مؤلفه اول تحلیل مؤلفه‌های اصلی به تفکیک خوشه‌های K (K=۴)؛ بیضی‌ها محدوده هر خوشه و منحنی‌های حاشیه‌ای توزیع هر خوشه بر هر مؤلفه را نشان می‌دهند.

Fig.12. Grid cells in the space of the first two principal components, coloured by K-means cluster (K = 4); ellipses outline each cluster and marginal curves show the distribution of each cluster along each component



شکل ۱۳- توزیع مکانی چهار طبقه برفی حاصل از خوشه‌بندی K-means؛ ۱: بی‌برف تا زودگذر، ۲: کم‌عمق فصلی، ۳: فصلی ماندگار و ۴: برف‌انبار کوهستانی

Fig.13. Spatial distribution of the four snow classes from K-means clustering; 1: snow-free to ephemeral, 2: shallow seasonal, 3: persistent seasonal and 4: mountain snowpack

جدول ۴- ویژگی‌های چهار طبقه برفی حاصل از خوشه‌بندی K-means (میانگین بلندمدت، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴)

Table 4- Characteristics of the four snow classes from K-means clustering (long-term means, 1980–2024)

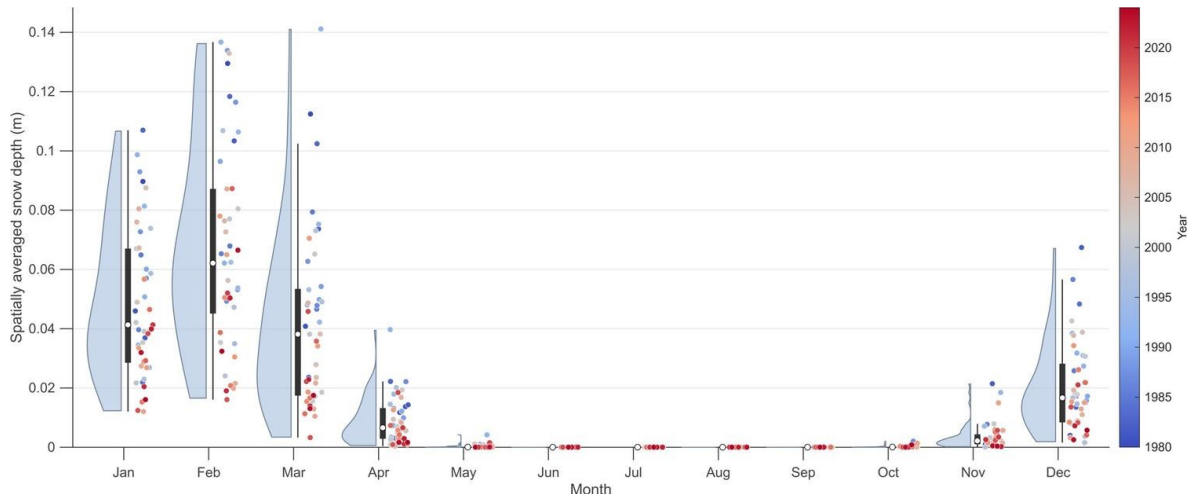
طبقه Class	تعداد Cells	سهم مساحت (%) Area (%)	سهم ذخیره SWE storage (%)	عمق SD (cm)	چگالی Ps (kg m ⁻³)	SWE (mm)	دامنه PC1 PC1 range	دامنه PC2 PC2 range
۱. بی‌برف تا زودگذر 1. Snow-free to ephemeral	9,083	59.6	0.9	0.03	105.2	0.05	-1.00 to -0.29	-0.61 to 0.30
۲. کم‌عمق فصلی 2. Shallow seasonal	5,118	32.1	25.7	1.5	122.3	2.8	-0.40 to 1.84	0.07 to 2.02
۳. فصلی ماندگار 3. Persistent seasonal	1,162	7.2	47.5	10.1	141.1	22.6	1.78 to 6.77	-0.88 to 1.33
۴. برف‌انبار کوهستانی 4. Mountain snowpack	184	1.2	25.8	29.6	168.3	76.0	6.72 to 18.63	-5.66 to 0.02

چرخه فصلی و تغییرات زمانی

شکل ۱۴ توزیع ماهانه میانگین مکانی عمق برف را در ۴۵ سال نشان می‌دهد؛ متغیر نمایش داده شده عمق برف است و هر توزیع ۴۵ مقدار سالانه را در بر دارد، بنابراین پراکندگی آن بیانگر تغییرپذیری بین سالانه است و نه تنوع مکانی. هسته برفی دسامبر تا مارس است و اوج فصلی در فوریه رخ می‌دهد (میان ۰/۰۶۲ تا ۰/۰۸۷ متر؛ دامنه میان چارکی ۰/۰۴۵ تا ۰/۰۸۷ و بیشینه ۰/۱۳۷ در ۱۹۹۲). میان ژانویه ۰/۰۴۱، مارس ۰/۰۳۸ و دسامبر ۰/۰۱۷ متر است. از آوریل کاهش شدید آغاز می‌شود (میان ۰/۰۰۷ متر) و از مه تا اکتبر عمق میانگین تقریباً صفر است؛ نوامبر نیز مقادیر اندکی دارد (میان ۰/۰۰۲ متر). بیشینه‌های مارس و آوریل هر دو در ۱۹۹۲ و بیشینه‌های نوامبر و دسامبر در ۱۹۸۲ رخ داده است. رنگ نقاط نشان می‌دهد سال‌های اخیر در ژانویه تا مارس عمدتاً در نیمه پایین توزیع قرار دارند.

ماتریس سال × ماه (شکل ۱۵) نشان می‌دهد ساختار فصلی در همه ۴۵ سال پابرجا مانده، اما مقدار برف تغییر کرده است. دهه ۱۹۸۰ تا اوایل ۱۹۹۰ پربرف‌ترین دوره است و پربرف‌ترین زمستان‌ها به ترتیب ۱۹۹۲، ۱۹۸۳، ۲۰۰۵، ۱۹۸۹ و ۱۹۹۳ هستند؛ کم‌برف‌ترین زمستان‌ها نیز ۲۰۱۸، ۲۰۱۰، ۲۰۱۵، ۱۹۹۹ و ۲۰۲۴ هستند. آزمون پتیت برای عمق دسامبر تا مارس،

سال ۲۰۰۸ را آخرین سال پیش از جهش کاهشی نشان داد ($p = 0.002$). پیش از این سال، ناهنجاری زمستانه در بیشتر سال‌ها مثبت است و از ۲۰۰۹ به بعد به جز ۲۰۱۲ (و ۲۰۱۷ با ناهنجاری نزدیک صفر) همه سال‌ها ناهنجاری منفی دارند. چرخه فصلی میانگین دو دوره (بالای شکل ۱۵) نشان می‌دهد کاهش در همه ماه‌های ژانویه تا مارس رخ داده است.



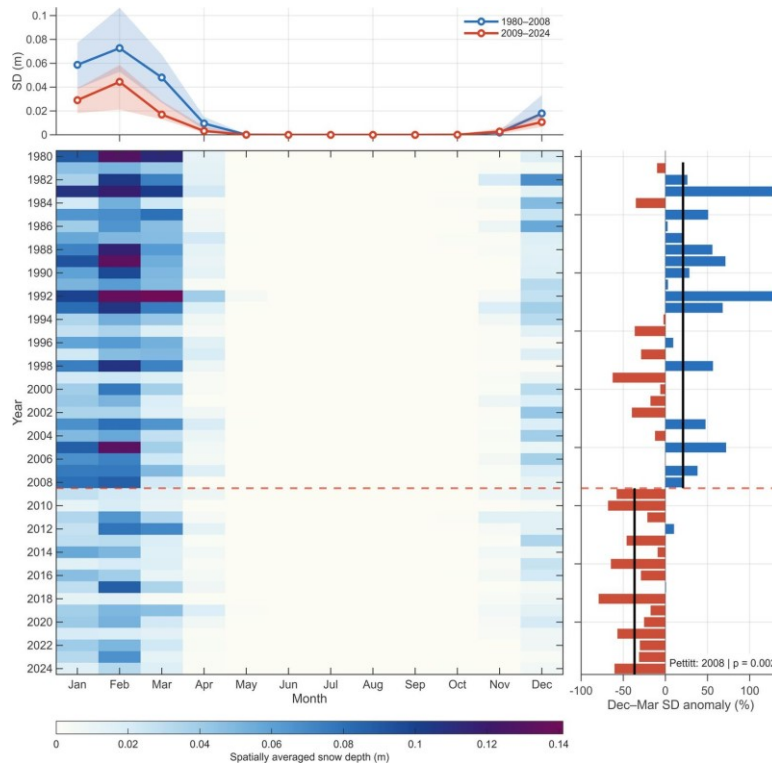
شکل ۱۴- توزیع ماهانه میانگین مکانی عمق برف (متر)، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴؛ هر توزیع ۴۵ مقدار سالانه را نشان می‌دهد و رنگ نقاط بیانگر سال است.

Fig.14. Monthly distribution of spatially averaged snow depth (m), 1980–2024; each distribution summarises 45 annual values and point colour indicates the year

نتایج آزمون‌های رسمی در جدول ۵ و شکل ۱۶ آمده است. میانگین دسامبر تا مارس عمق برف ($Z = -3/71$) و $SWE = 73/3$ روند کاهشی معنادار ($p < 0.001$) دارند و اصلاح خودهمبستگی هامد و راثو (Hamed & Rao, 1998) آماره را تغییر نمی‌دهد. شیب سن برای عمق $-3/8$ میلی‌متر و برای $SWE -1/9$ میلی‌متر معادل آب در دهه است و فاصله اطمینان ۹۵ درصد هر دو صفر را در بر نمی‌گیرد. آزمون پتیت برای هر دو سری سال ۲۰۰۸ را آخرین سال پیش از جهش نشان داد ($p = 0.002$) و میانگین عمق زمستانه از 0.052 به 0.027 متر و میانگین SWE زمستانه از $11/1$ به $5/6$ میلی‌متر، یعنی حدود نصف، کاهش یافت. سری‌های میانگین سالانه نیز روند کاهشی معنادار (Z حدود $-4/4$) و نقطه تغییر ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ دارند. این نقطه تغییر با نقاط عطف گزارش شده در مطالعات حوضه‌ای هم‌خوانی دارد: نقطه عطف ۲۰۰۷ در حوضه زاینده‌رود (Bashirian et al., 2023)، آغاز افت هم‌زمان آبخوان و برف از ۲۰۰۷ (Ghaffarigilandeh et al., 2020)، تشدید خشکسالی از ۲۰۱۰ (Habibi, 2023) و تقسیم دو دوره‌ای $SWEI$ حول ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ (Hajivand Paydari et al., 2025). با این حال، این هم‌خوانی به‌تنهایی شاهد علی نیست.

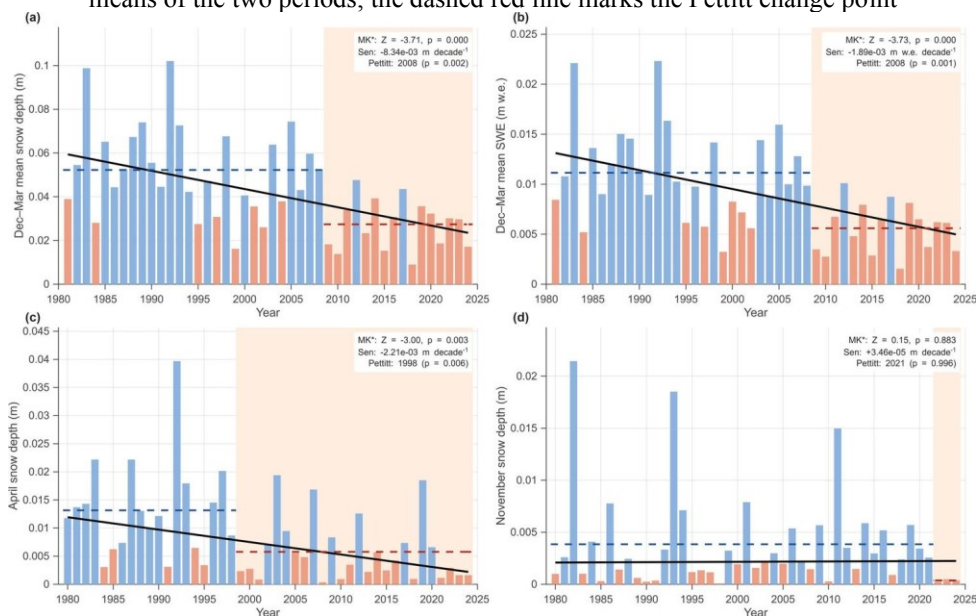
عمق و SWE آوریل نیز روند کاهشی معنادار دارند ($Z^* = -0.03$ و $-3/03$ پس از اصلاح خودهمبستگی) و نقطه تغییر آن‌ها سال ۱۹۹۸ است؛ میانگین عمق آوریل از $13/2$ به $5/8$ میلی‌متر کاهش یافته است. در مقابل، سری‌های نوامبر هیچ روند یا نقطه تغییر معناداری ندارند ($p = 0.88$ و 0.09). بنابراین شواهد این پژوهش از پایان زودتر فصل برف در بهار حمایت می‌کند، اما آغاز دیرتر آن در پاییز را تأیید نمی‌کند. این نتیجه با کاهش روزهای پوشش برف در ایران (Sadeqi et al., 2024) و اثر تغییر اقلیم بر بارش برف (Maryanji, Toulabi Nejad & Dolatshahi, 2023) سازگار است.

شکل ۱۷ چرخه فصلی میانگین عمق برف را به تفکیک دهه نشان می‌دهد. چندضلعی دهه ۱۹۸۰ بزرگ‌ترین است و اوج فوریه آن بیش از 0.80 متر است؛ در دهه‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰ اوج فوریه به حدود 0.65 متر و در دهه ۲۰۱۰ و دوره ۲۰۲۰ تا ۲۰۲۴ به حدود 0.45 متر رسیده است. بیشترین کوچک‌شدن نسبی در مارس و ژانویه رخ داده، اما موقعیت اوج در فوریه ثابت مانده است؛ به بیان دیگر، زمان‌بندی چرخه فصلی حفظ شده ولی دامنه آن تقریباً نصف شده است.



شکل ۱۵- ماتریس سال $\times$ ماه میانگین مکانی عمق برف (متر)، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴؛ بالا: چرخه فصلی میانگین دوره‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ تا ۲۰۲۴ (سایه: پراکندگی بین سالانه)؛ راست: ناهنجاری درصدی عمق دسامبر تا مارس و میانگین دو دوره؛ خط چین قرمز نقطه تغییر پتیت است.

Fig.15. Year $\times$ month matrix of spatially averaged snow depth (m), 1980–2024; top: mean seasonal cycle for 1980–2008 and 2009–2024 (shading: interannual spread); right: December–March depth anomaly (%) and the means of the two periods; the dashed red line marks the Pettitt change point



شکل ۱۶- سری‌های سالانه میانگین مکانی (الف) عمق برف و (ب) SWE دسامبر تا مارس، (ج) عمق برف آوریل و (د) عمق برف نوامبر؛ خط سیاه روند سن، خط چین‌ها میانگین پیش و پس از نقطه تغییر پتیت و سایه نارنجی دوره پس از تغییر است.

Fig.16. Spatially averaged annual series of (a) December–March snow depth, (b) December–March SWE, (c) April snow depth and (d) November snow depth; the black line is Sen's trend, dashed lines are the means before and after the Pettitt change point and orange shading marks the post-change period

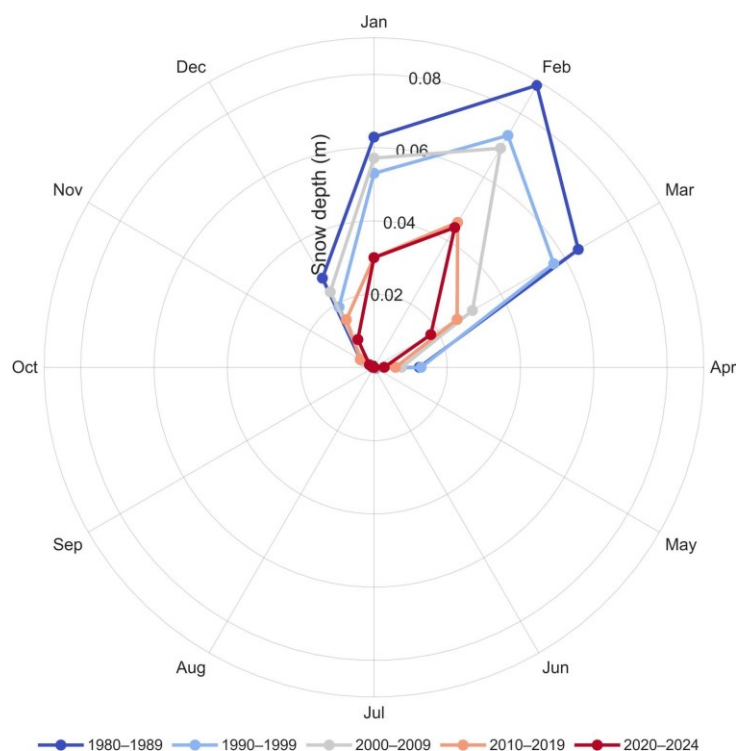
جدول ۵- نتایج آزمون‌های من-کندال، شیب سن و پتیت برای سری‌های سالانه میانگین مکانی (۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴)

Table 5- Results of the Mann-Kendall, Sen's slope and Pettitt tests for spatially averaged annual series (1980–2024)

میانگین قبل Mean before → میانگین بعد Mean after (mm)	پتیت Pettitt p	سال تغییر Pettitt year	شیب سن (میلی‌متر در دهه) [فاصله اطمینان ۹۵٪] Sen's slope (mm decade ⁻¹) [95% CI]	p*	Z*	p	Z	n	سری زمانی Series
52.3 → 27.4	0.002	2008	-8.34 [-13.40, -4.42]	<0.001	-3.71	<0.001	-3.71	44	عمق دسامبر تا مارس Dec-Mar snow depth
11.1 → 5.6	0.001	2008	-1.89 [-2.88, -0.89]	<0.001	-3.73	<0.001	-3.73	44	SWE دسامبر تا مارس Dec-Mar SWE
13.2 → 5.8	0.006	1998	-2.21 [-3.56, -0.95]	0.003	-3.00	0.001	-3.22	45	عمق آوریل April snow depth
4.6 → 1.9	0.003	1998	-0.80 [-1.17, -0.36]	0.002	-3.03	<0.001	-3.49	45	SWE آوریل April SWE
3.8 → 0.4	0.996	2021	+0.03 [-0.53, +0.56]	0.883	0.15	0.883	0.15	45	عمق نوامبر November snow depth
0.6 → 0.1	0.996	2021	+0.01 [-0.08, +0.09]	0.899	0.13	0.899	0.13	45	SWE نوامبر November SWE
19.1 → 9.8	0.001	2008	-3.58 [-4.84, -2.03]	<0.001	-4.43	<0.001	-4.43	45	عمق میانگین سالانه Annual mean snow depth
4.2 → 2.1	0.001	2007	-0.79 [-1.13, -0.46]	<0.001	-4.37	<0.001	-4.37	45	SWE میانگین سالانه Annual mean SWE

Z* و p*: من-کندال اصلاح شده برای خودهمبستگی (Hamed & Rao, 1998); سال پتیت آخرین سال پیش از جهش است؛ زمستان Y = دسامبر Y-1 تا مارس Y.

Z*, p*: Hamed-Rao modified test; Pettitt year = last year before the shift; winter Y = Dec (Y-1) to Mar (Y).



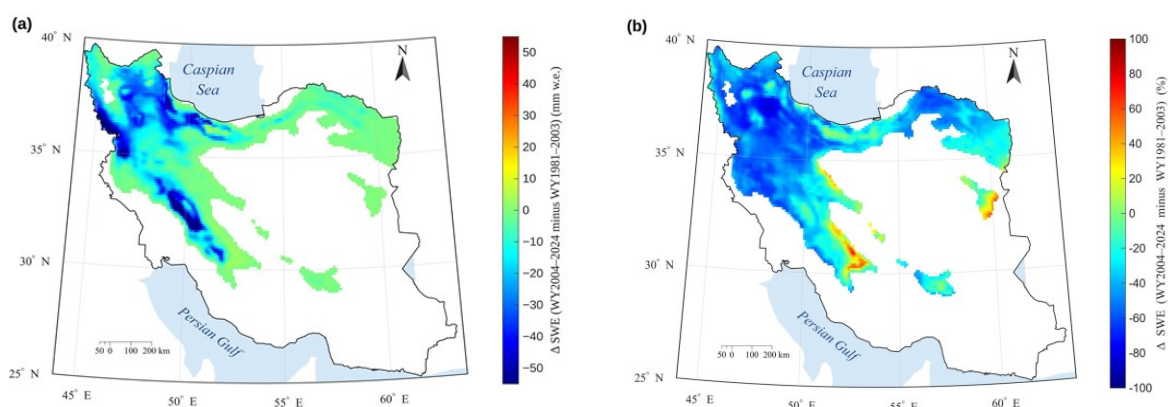
شکل ۱۷- چرخه فصلی میانگین مکانی عمق برف (متر) به تفکیک دهه، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴

Fig.17. Seasonal cycle of spatially averaged snow depth (m) by decade, 1980–2024

الگوی مکانی تغییرات و روندهای یاخته‌ای

شکل ۱۸ اختلاف میانگین SWE دسامبر تا مارس دوره ۲۰۰۴ تا ۲۰۲۴ نسبت به ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۳ را در ۵۶۹۵ یاخته برف‌گیر نشان می‌دهد. در ۳/۹۳ درصد این یاخته‌ها SWE کاهش یافته است و میانه تغییر برابر ۵/۱- میلی‌متر و میانه تغییر نسبی ۴۱- درصد است. بیشترین کاهش مطلق (۳۰- تا ۵۵- میلی‌متر) بر دامنه‌های زاگرس مرکزی پیرامون زردکوه، ارتفاعات مرزی شمال غرب و کردستان و دامنه شمالی البرز مرکزی دیده می‌شود. هسته مرتفع زردکوه کاهش مطلق کمتری از حلقه پیرامون خود دارد که نشان می‌دهد کاهش بیشتر در ارتفاعات میانی و حاشیه برف‌انبار متمرکز است؛ این الگو با یافته خالیدی و همکاران (Khaledi et al., 2026) درباره تمرکز کاهش پوشش برف در منطقه میان ارتفاع البرز سازگار است. از نظر نسبی (شکل ۱۸-ب)، شمال غرب و آذربایجان کاهش ۶۰ تا ۸۰ درصدی دارند. افزایش نسبی در حاشیه جنوب شرقی زاگرس و ارتفاعات خراسان جنوبی در یاخته‌هایی دیده می‌شود که SWE بسیار اندکی دارند و تغییر مطلق آن‌ها نزدیک صفر است؛ بنابراین این افزایش‌ها از نظر هیدرولوژیک کم‌اهمیت‌اند.

تغییر عمق و چگالی بین دو دوره در شکل ۱۹ آمده است. کاهش عمق برف با الگوی کاهش SWE هم‌خوان است و در زاگرس مرکزی و شمال غرب به ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. چگالی در بخش بزرگی از شمال غرب و دامنه‌های زاگرس ۱۰ تا ۲۵ کیلوگرم بر مترمکعب کاهش یافته، اما در هسته زردکوه و البرز مرکزی (پیرامون دماوند) ۵ تا ۱۵ کیلوگرم بر مترمکعب افزایش یافته است. با توجه به میانگین‌گیری زمانی، کاهش چگالی در حاشیه برف‌انبارها احتمالاً بیشتر بازتاب کاهش تعداد ماه‌های دارای برف و افزایش سهم مقدار کف ۱۰۰ است تا سبک‌تر شدن برف؛ در مقابل، افزایش چگالی در هسته‌های مرتفع که برف در آن‌ها پایدار مانده است، می‌تواند با تراکم و ذوب و انجماد مجدد بیشتر در شرایط گرم‌تر سازگار باشد، هرچند این تفسیر نیازمند بررسی با داده‌های دمایی و میدانی است.

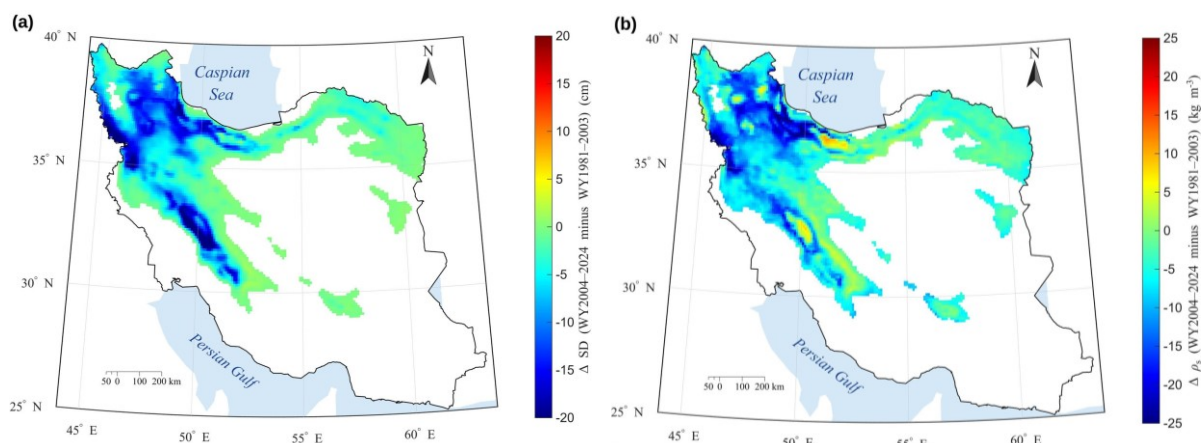


شکل ۱۸- تغییر میانگین SWE دسامبر تا مارس دوره سال‌های آبی ۲۰۰۴ تا ۲۰۲۴ نسبت به ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۳: (الف) تغییر مطلق

(میلی‌متر معادل آب) و (ب) تغییر نسبی (درصد)

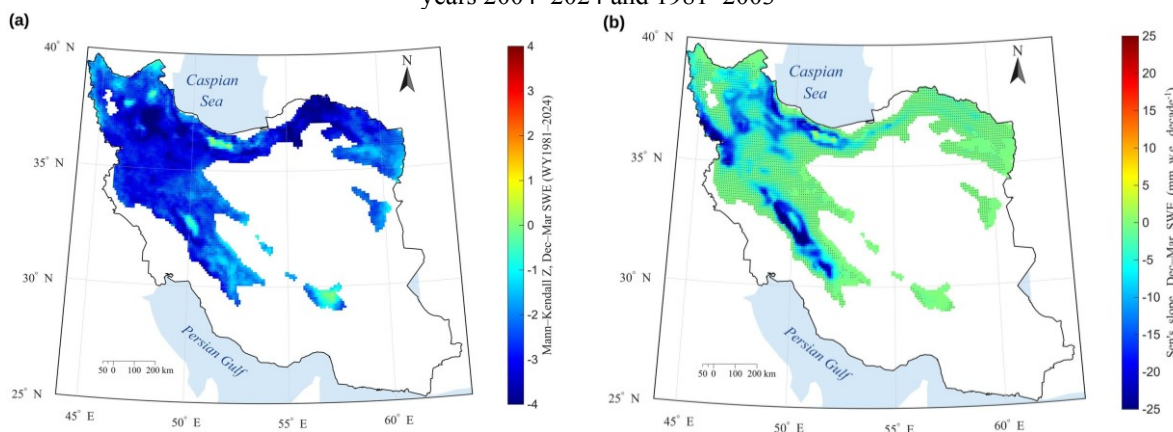
Fig.18. Change in December–March mean SWE between water years 2004–2024 and 1981–2003: (a) absolute change (mm w.e.) and (b) relative change (%)

آزمون من-کندال یاخته‌ای (شکل ۲۰-الف) نشان می‌دهد SWE دسامبر تا مارس در ۸۰/۳ درصد پهنه برف‌گیر روند کاهشی معنادار دارد و هیچ یاخته‌ای روند افزایشی معنادار ندارد. قوی‌ترین آماره‌ها (Z کمتر از ۳-) در شمال غرب، دامنه شمالی البرز و ارتفاعات خراسان دیده می‌شود. در هسته زردکوه، قله دماوند و ارتفاعات کرمان آماره ضعیف‌تر و در بخشی نامعنادار است، در حالی که شیب سن در دامنه‌های زاگرس مرکزی بزرگ‌ترین مقدار (۱۵- تا ۲۵- میلی‌متر در دهه) را دارد (شکل ۲۰-ب)؛ بنابراین بزرگی کاهش در هسته‌های پربرف زیاد است، اما تغییرپذیری بین‌سالانه زیاد این هسته‌ها معناداری آماری را کاهش می‌دهد. میانه شیب سن در پهنه برف‌گیر ۴۴/۱- میلی‌متر در دهه است.



شکل ۱۹- تغییر میانگین دسامبر تا مارس (الف) عمق برف (سانتی متر) و (ب) چگالی برف (کیلوگرم بر مترمکعب) دوره سال‌های آبی ۲۰۰۴ تا ۲۰۲۴ نسبت به ۱۹۸۱ تا ۲۰۰۳

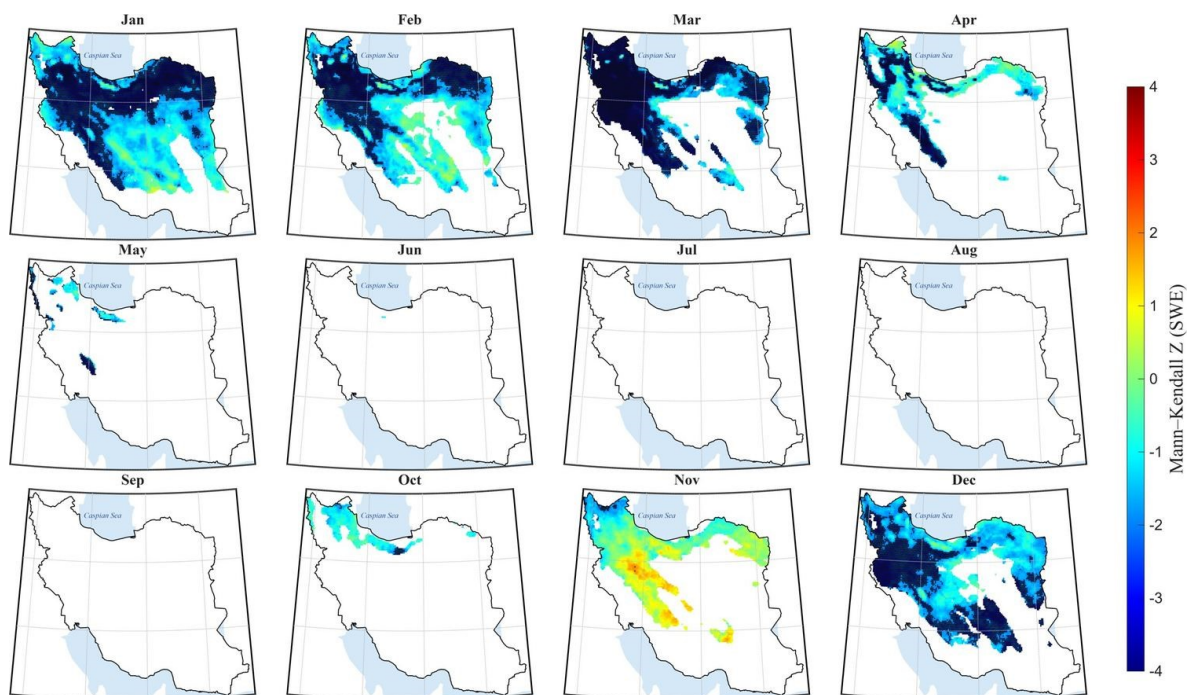
Fig.19. Change in December–March mean (a) snow depth (cm) and (b) snow density (kg m^{-3}) between water years 2004–2024 and 1981–2003



شکل ۲۰- (الف) آماره Z آزمون من-کندال و (ب) شیب سن (میلی‌متر معادل آب در دهه) SWE دسامبر تا مارس در هر یاخته، سال‌های آبی ۱۹۸۱ تا ۲۰۲۴؛ نقاط سیاه یاخته‌های دارای روند معنادار در سطح ۰.۵/۰ را نشان می‌دهند.

Fig.20. (a) Mann–Kendall Z statistic and (b) Sen's slope ($\text{mm w.e. decade}^{-1}$) of December–March SWE in each cell, water years 1981–2024; black dots mark cells with a significant trend at the 0.05 level

روند ماهانه SWE (شکل ۲۱) نشان می‌دهد در هیچ ماهی روند افزایشی معنادار وجود ندارد. سهم یاخته‌های دارای کاهش معنادار از یاخته‌های فعال در مارس بیشترین است (۸/۷۳ درصد) و در دسامبر (۹/۴۵)، ژانویه (۱/۴۵)، فوریه (۷/۳۸)، مه (۹/۳۷) و آوریل (۲/۳۵ درصد) نیز گسترده است، در حالی که در اکتبر (۵/۴) و نوامبر (۱/۱ درصد) ناچیز است. در نوامبر، آماره Z در زاگرس مرکزی حتی مثبت ولی نامعنادار است. این الگو با نتایج سری‌های میانگین مکانی هم‌خوان است و نشان می‌دهد کاهش SWE عمدتاً در میانه و پایان فصل برف رخ داده است.



شکل ۲۱- آماره Z آزمون من-کندال SWE هر ماه تقویمی در هر یاخته، ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴

Fig.21. Mann-Kendall Z statistic of SWE for each calendar month in each cell, 1980–2024

محدودیت‌های پژوهش

نتایج این پژوهش باید با توجه به چند محدودیت تفسیر شود. نخست، داده‌ها از یک محصول بازتحلیل واحد استخراج شده‌اند و در این پژوهش با اندازه‌گیری‌های ایستگاهی مستقل اعتبارسنجی نشده‌اند؛ ارزیابی‌های پیشین عملکرد نسبتاً مناسب اما همراه با ضعف ERA5 در توپوگرافی پیچیده ایران را نشان داده‌اند (Nouri & Homaei, 2021; Majidi Karhroudi et al., 2024). از این رو یافته‌ها بازنمایی برف در ERA5-Land را توصیف می‌کنند و مقادیر مطلق آن نیازمند اعتبارسنجی است. دوم، تفکیک حدود ۹ کیلومتری، خط‌الرأس‌های باریک، به‌ویژه البرز، را هموار می‌کند. سوم، طرح‌واره برف تک‌لایه‌ای با کمینه چگالی ۱۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب (Dutra et al., 2010) دامنه چگالی را محدود می‌کند و میانگین‌گیری زمانی شامل ماه‌های بدون برف، چگالی میانگین را به سمت این کمینه متمایل و آن را به طول فصل برف وابسته می‌سازد. چهارم، یاخته‌های همسایه مستقل نیستند و خودهمبستگی مکانی دارند؛ بنابراین تعداد مؤثر نمونه‌ها بسیار کمتر از تعداد یاخته‌هاست و معناداری ضرایب همبستگی مکانی را نمی‌توان با آزمون‌های کلاسیک ارزیابی کرد (Duttilleul, 1993). به همین دلیل، نقشه‌های روند یاخته‌ای نیز در معرض مسئله آزمون‌های چندگانه‌اند و معناداری میدانی آن‌ها، برای نمونه با کنترل نرخ کشف کاذب (Wilks, 2016)، در این پژوهش ارزیابی نشده است. پنجم، وابستگی تعریفی SWE به عمق و چگالی، همبستگی عمق-SWE و سهم مؤلفه اول را به‌طور ساختاری افزایش می‌دهد. ششم، آزمون‌های روند تنها روندهای یکنوا و یک نقطه تغییر را می‌سنجند و در سری ۴۵ ساله نسبت به نوسان‌های چنددهه‌ای اقلیم حساس‌اند؛ مرز دو دوره مقایسه نیز برای هم‌خوانی با تحلیل SWEI انتخاب شده و با نقطه تغییر پتیت (۲۰۰۸) کاملاً منطبق نیست.

نتیجه‌گیری

بر پایه داده‌های ماهانه ERA5-Land طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۲۴، ذخیره برف ایران هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی به‌شدت متمرکز است. تنها ۲۷/۳ درصد مساحت کشور میانگین SWE بیش از یک میلی‌متر دارد، نیمی از ذخیره در ۳/۷ درصد مساحت قرار دارد و کانون اصلی آن زاگرس مرتفع مرکزی (زردکوه-دنا) با کانون‌های ثانویه در البرز مرکزی و ارتفاعات شمال غرب است. طبقه برف‌انبار کوهستانی با ۱/۲ درصد مساحت، بیش از یک‌چهارم ذخیره کشور را در بر دارد. در این مجموعه داده،

تغییرپذیری مکانی SWE تقریباً به‌طور کامل با عمق برف همراه است ($r = 0.99$) که بخشی از آن ناشی از وابستگی تعریفی است؛ رابطه چگالی با عمق مثبت، غیرخطی و وابسته به واحد نمونه است (0.62 تا 0.87) و در ماه‌های دارای برف ضعیف می‌شود. این یافته نشان می‌دهد ناسازگاری ظاهری ادبیات درباره رابطه عمق-چگالی (McCreight & Small, 2014; Guyennon et al., 2019; Che et al., 2025) می‌تواند تا حدی از تفاوت مقیاس و واحد نمونه ناشی شود. چگالی میانگین‌گیری‌شده زمانی علاوه بر تراکم برف، طول فصل برف را نیز بازتاب می‌دهد و نباید مستقیماً برای تبدیل عمق به SWE به کار رود؛ چگالی مؤثر حاصل از رابطه SWE و عمق (150 تا 250 کیلوگرم بر مترمکعب) به مراتب بیشتر از میانگین زمانی آن است. بیش از ۹۰ درصد تغییرپذیری مکانی مشترک سه متغیر در یک گرادیان برف‌گیری خلاصه می‌شود و چهار طبقه برفی تفکیک‌شده مرز قطعی ندارند. از منظر زمانی، زمان‌بندی چرخه فصلی (هسته دسامبر تا مارس و اوج فوریه) پایدار مانده، اما دامنه آن کاهش یافته است. میانگین SWE دسامبر تا مارس روند کاهشی معنادار ($1/9$ میلی‌متر در دهه) دارد و پس از ۲۰۰۸ به حدود نصف رسیده است؛ SWE آوریل نیز کاهش معنادار دارد، اما در نوامبر تغییری دیده نمی‌شود که بر پایان زودتر فصل برف دلالت دارد. کاهش معنادار SWE زمستانه $80/3$ درصد پهنه برف‌گیر را در بر می‌گیرد و بیشترین کاهش در ارتفاعات میانی و حاشیه برف‌انبارهای زاگرس مرکزی، شمال غرب و البرز رخ داده است. این یافته‌ها، به شرط اعتبارسنجی با اندازه‌گیری‌های میدانی، بر دو پیامد کاربردی دلالت دارند: نخست، تمرکز شدید ذخیره در معدودی یاخته مرتفع و کاهش آن در دو دهه اخیر، آسیب‌پذیری منابع آب پایین‌دست (کارون، کرخه، دز، زاینده‌رود و سفیدرود) را در برابر گرمایش بیشتر نشان می‌دهد؛ دوم، برآورد SWE از عمق برف در ایران نیازمند مدل چگالی متغیر در زمان و مکان است و استفاده از چگالی ثابت یا میانگین زمانی بازتحلیل توصیه نمی‌شود. پیشنهاد می‌شود پژوهش‌های آینده نتایج را با داده‌های ایستگاهی و سایر محصولات بازتحلیل و سنجش از دور مقایسه کنند، روندهای یاخته‌ای را با کنترل معناداری میدانی بازآزمایی کنند و نقش دما و بارش را در تغییرات مشاهده‌شده بررسی کنند.

تعارض منافع

بنا بر اظهار نویسندگان، این مقاله تعارض منافع ندارد.

References

- Afruzi, A., & Taran, F. (2024). The impact of temperature increase on monthly trends in snow cover, depth, and water equivalent, and the threats to drinking and agricultural resources; A case study of Hamadan Province. *Irrigation and Drainage Structures Engineering Research*, 24(93), 61–78. [in Persian] <https://doi.org/10.22092/idser.2024.365660.1580>
- Bashirian, F., Rahimi, D., & Najafi, M. R. (2023). The effect of snow-climate change on water resources. *SSRN*. <https://doi.org/10.2139/ssrn.4498381>
- Bormann, K. J., Westra, S., Evans, J. P., & McCabe, M. F. (2013). Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*, 484, 63–73. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.032>
- Brown, R. D., Fang, B., & Mudryk, L. (2019). Update of Canadian historical snow survey data and analysis of snow water equivalent trends, 1967–2016. *Atmosphere-Ocean*, 57(2), 149–156. <https://doi.org/10.1080/07055900.2019.1598843>
- Caliński, T., & Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics*, 3(1), 1–27. <https://doi.org/10.1080/03610927408827101>
- Che, T., Dai, L., & Li, X. (2025). Spatiotemporal distribution of seasonal snow density in the Northern Hemisphere based on in situ observation. *Research in Cold and Arid Regions*, 17(3), 137–144. <https://doi.org/10.1016/j.rcar.2025.02.004>
- Dutilleul, P. (1993). Modifying the t test for assessing the correlation between two spatial processes. *Biometrics*, 49(1), 305–314. <https://doi.org/10.2307/2532625>
- Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P. M. A., Beljaars, A., Schär, C., & Elder, K. (2010). An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: Description and offline validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4), 899–916. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1249.1>

- Ganj Khanlo, H., Vafakhah, M., Zeinivand, H., & Fathzadeh, A. (2020). The effect of different sampling schemes on estimation precision of snow water equivalent (SWE) using geostatistics techniques in a semi-arid region of Iran. *Geocarto International*, 35(16), 1769–1782. <https://doi.org/10.1080/10106049.2019.1581267>
- Gao, Y., Dai, Y., Yang, W., Che, T., & Yao, T. (2023). Estimation of snow bulk density and snow water equivalent on the Tibetan Plateau using snow cover duration and snow depth. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 48, 101473. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101473>
- Ghaffarigilandeh, A., Safarianzengir, V., Abad, B., Maleki, R., Sobhani, B., Kianian, M., & Jameh, M. (2020). Monitoring and survey of snow climatological parameter area using remote sensing data in Zagros Mountains range, located on the eastern border of Iraq. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 15, 515–531. <https://doi.org/10.26471/cjees/2020/015/149>
- Guyennon, N., Valt, M., Salerno, F., Petrangeli, A. B., & Romano, E. (2019). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 167, 102859. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102859>
- Habibi, M., Schöner, W., & Babaeian, I. (2020). Drought monitoring using Standardized Precipitation Index (SPI), Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI) and Normalized-Difference Snow Index (NDSI) with observational and ERA5 dataset, within the Urmia Lake basin, Iran. *EGU General Assembly 2020*, EGU2020-11543. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-11543>
- Hajivand Paydari, S., Saligheh, M., Alijani, B., & Karbalaee, A. (2025). Snow Water Equivalent Index (SWEI): A non-parametric approach for snow drought assessment in Iran. *SSRN*. <https://doi.org/10.2139/ssrn.5802624>
- Hamed, K. H., & Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1–4), 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Heydari Monfared, Z., Mirmousavi, S. H., Asakereh, H., & Raisipour, K. (2024). The study of spatial autocorrelation changes within decades of the annual average snow density in northwest Iran. *Scientific-Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, e711278. [in Persian] <https://doi.org/10.22131/sepehr.2024.2008088.2999>
- Hill, D. F., Burakowski, E. A., Crumley, R. L., Keon, J., Hu, J. M., Arendt, A. A., & ... Wolken, G. J. (2019). Converting snow depth to snow water equivalent using climatological variables. *The Cryosphere*, 13(7), 1767–1784. <https://doi.org/10.5194/tc-13-1767-2019>
- Hubert, L., & Arabie, P. (1985). Comparing partitions. *Journal of Classification*, 2(1), 193–218. <https://doi.org/10.1007/BF01908075>
- Jonas, T., Marty, C., & Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378(1–2), 161–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.021>
- Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation methods* (4th ed.). London: Charles Griffin. <https://marine.gov.scot/sma/node/16946>
- Khaledi, B., Farajzadeh, M., & Rahimi, Y. G. (2026). Trend assessment and correlation analysis of thermal indices, snow depth, and NDSI across elevational gradient in the Alborz Mountain Range. *Geographies*, 6(2), 42. <https://doi.org/10.3390/geographies6020042>
- Khosravi, K., Golkarian, A., Omidvar, E., Hatamiafkoueieh, J., & Shirali, M. (2023). Snow water equivalent prediction in a mountainous area using hybrid bagging machine learning approaches. *Acta Geophysica*, 71(2), 1015–1031. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00934-0>
- Khosravi, M., Abbasnia, M., Ghobadi, A., & Armesh, M. (2017). Investigating the spatial relationship between spring convective precipitation and topography in northwestern Iran. *Geography and Urban-Regional Planning*, 7(23), 21–38. [in Persian] <https://doi.org/10.22111/gaij.2017.3222>
- Kronmal, R. A. (1993). Spurious correlation and the fallacy of the ratio standard revisited. *Journal of the Royal Statistical Society: Series A (Statistics in Society)*, 156(3), 379–392. <https://doi.org/10.2307/2982964>
- López-Moreno, J. I., Fassnacht, S. R., Heath, J. T., Musselman, K. N., Revuelto, J., Latron, J., & ... Jonas, T. (2013). Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications

- for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources*, 55, 40–52. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.08.010>
- Majidi Karhroudi, F. S., Gharaylou, M., & Sabetghadam, S. S. (2024). Evaluation of the performance of the ERA5 and MERRA2 reanalysis datasets in estimating snow depth over northwestern Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(1), 251–263. [in Persian] <https://doi.org/10.22059/jesphys.2023.358474.1007521>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Maryanji, Z., Toulabi Nejad, M., & Dolatshahi, Z. (2023). The effect of climate change on snowfall and its prediction in Hamadan county. *Physical Geography Research*, 55(1), 113–129. [In Persian] <https://doi.org/10.22059/jphgr.2023.358026.1007765>
- McCreight, J. L., & Small, E. E. (2014). Modeling bulk density and snow water equivalent using daily snow depth observations. *The Cryosphere*, 8(2), 521–536. <https://doi.org/10.5194/tc-8-521-2014>
- Mirmousavi, S. H., & Heidari Monfared, Z. (2024). Analysis of spatio-temporal variations of the average snow depth in the northwestern region of Iran. *Journal of Climate Research*, 1403(57), 153–172. [In Persian] <https://doi.org/10.22034/jcr.2024.195026>
- Mizukami, N., & Perica, S. (2008). Spatiotemporal characteristics of snowpack density in the mountainous regions of the western United States. *Journal of Hydrometeorology*, 9(6), 1416–1426. <https://doi.org/10.1175/2008JHM981.1>
- Mohebbi, M., & Rahimzadegan, M. (2026). Assessment of snowpack density via dual-polarization SAR data and scattering mechanisms. *Advances in Space Research*. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2026.04.106>
- Mortimer, C., Mudryk, L., Derksen, C., Luoju, K., Brown, R., Kelly, R., & Tedesco, M. (2020). Evaluation of long-term Northern Hemisphere snow water equivalent products. *The Cryosphere*, 14(5), 1579–1594. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1579-2020>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., & ... Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Najafi, M. S., & Alizadeh, O. (2023). Climate zones in Iran. *Meteorological Applications*, 30(5), e2147. <https://doi.org/10.1002/met.2147>
- Nouri, M., & Homaei, M. (2021). Spatiotemporal changes of snow metrics in mountainous data-scarce areas using reanalyses. *Journal of Hydrology*, 603, 126858. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126858>
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126–135. <https://doi.org/10.2307/2346729>
- Rousseeuw, P. J. (1987). Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, 20, 53–65. [https://doi.org/10.1016/0377-0427\(87\)90125-7](https://doi.org/10.1016/0377-0427(87)90125-7)
- Royer, A., Picard, G., Vargel, C., Langlois, A., Gouttevin, I., & Dumont, M. (2021). Improved simulation of arctic circumpolar land area snow properties and soil temperatures. *Frontiers in Earth Science*, 9, 685140. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.685140>
- Sadeqi, A., Irannezhad, M., Bahmani, S., Jelodarlou, K. A., Varandili, S. A., & Pham, Q. B. (2024). Long-term variability and trends in snow depth and cover days throughout Iranian mountain ranges. *Water Resources Research*, 60(1), e2023WR035411. <https://doi.org/10.1029/2023WR035411>
- Safarian, V. (2025). Spatiotemporal monitoring and analysis of snow cover and its related components in the Alborz Mountain Range. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 14(4), 105–128. [in Persian] <https://doi.org/10.22067/GEOEH.2025.94771.1601>

- Salahi, B., & Shahi, A. (2026). Assessment of reanalysis derived snow depth uncertainty in northwestern Iran using ERA5-Land and MERRA-2. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 15(1), 132–152. [in Persian] <https://doi.org/10.22067/GEOEH.2025.95012.1604>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Sherafat, M., Yarahmadi, D., Fathnia, A., & Mirhashemi, H. (2022). Monitoring snow cover changes and the volume of snow water equivalent using MODIS and AMSR-2/AMSR-E sensor data (Case study: Karun, Karkheh and Dez basins). *Geographical Research*, 37(2), 231–239. [in Persian] <http://georesearch.ir/article-1-1280-en.html>
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., & Lea, J. (2010). Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), 1380–1394. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>
- Vafakhah, M. (2018). Spatiotemporal variability of snow depth, density, and water equivalent across Iran. *Russian Meteorology and Hydrology*, 43(2), 118–126. <https://doi.org/10.3103/S1068373918020073>
- Wilks, D. S. (2016). The stippling shows statistically significant grid points: How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12), 2263–2273. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00267.1>
- Yang, Z., Chen, R., Liu, Z., & Zhang, W. (2024). Estimating snow water equivalent using observed snow depth data in China. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 51, 101664. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.101664>
- Yao, H., Field, T., McConnell, C., Beaton, A., & James, A. L. (2018). Comparison of five snow water equivalent estimation methods across categories. *Hydrological Processes*, 32(12), 1894–1908. <https://doi.org/10.1002/hyp.13129>