



Developing an Algorithm for Evaluating the Impact of Climate Change on Snow Cover Area Using Remote Sensing Data

H. Tavakolifar¹, M.M. Mohammadpour Khoie²,
S. Ashrafi³, and S. Nazif^{4*}

Abstract

Climate change and its intensifying impact on the hydrological cycle have been acknowledged in recent years. Considering the importance of available snow to the water resources recharge, especially in semiarid regions, evaluating climate change impacts on snow cover area (SCA) has gained significant attention. In this study, a methodology is presented which is capable of evaluating the impact of climate change on SCA. To collect historical data, MODIS snow products are used. To evaluate the impact of climate change on SCA, the turning points of SCA time series are detected using the Standard Normal Homogeneity Test; and the trend of historical data is analyzed using Mann-Kendall and Sen's slope tests. To project the future SCA (2021-2099) under climate change considering precipitation and temperature as inputs an Artificial Neural Network-based model is developed. The proposed methodology is tested in sub-basins in Iran. Analyzing the present SCA (2000-2020) the results showed that the SCA's turning points are only detected in two sub-basins of Tashk-Bakhtegan-Maharloo in 2007 and Gavkhooni in 2008, respectively. Moreover, a significant decreasing trend of SCA is detected during winter in the majority of sub-basins. According to the results, most sub-basins will experience a significant reduction in their future SCA under all climate change scenarios. In other words, compared to the historical SCA, the average future SCA will increase by 100 percent in RCP 4.5 scenario while decreasing by 20 percent in RCP 8.5 scenario.

Keywords: Snow Cover Area, Climate Change, Artificial Neural Network, Remote Sensing, Trend Analysis.

Received: June 13, 2022

Accepted: October 20, 2022

توسعه الگوی ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف با استفاده از داده‌های سنجنش از دور

حامد توکلی فر^۱، محمدمسعود محمدپور خویی^۲، سعید اشرفی^۳
و سارا نظیف^{۴*}

چکیده

وقوع پدیده تغییر اقلیم و اثر آن بر چرخه هیدرولوژیک در سال‌های اخیر به تأیید رسیده است و به نظر می‌رسد این اثرات رو به تشدید است. نظر به اهمیت پوشش برفی در تغذیه منابع آب به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک، ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر این متغیر مورد توجه قرار گرفته است. در این مطالعه، رویکردی برای بررسی اثرپذیری پوشش برف از تغییر اقلیم ارائه شده است. اطلاعات سطح پوشش برف از محصولات برف سنجنده MODIS تأمین شده است. به‌منظور تعیین اثرگذاری تغییر اقلیم بر پوشش برف، نقاط شکست سری زمانی با آزمون همگنی نرمال استاندارد محاسبه شده است و به‌منظور تعیین روند، از آزمون‌های من-کندال و شیب سن استفاده شد. همچنین، به‌منظور شبیه‌سازی سطح پوشش برف در دوره آتی (۲۰۹۹-۲۰۲۱) تحت اثر تغییر اقلیم از شبکه عصبی مصنوعی با ورودی بارش و دما استفاده شد. رویکرد پیشنهادی در زیرحوضه‌های آبخیز ایران مورد ارزیابی قرار گرفته است. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، نقطه شکست سطح پوشش برف ایران در دوره زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۰ تنها در دو زیرحوضه مرکزی طشک-بختگان-مه‌ارلو و گاوخونی در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ رخ داده است هرچند که سطح پوشش برف در فصل زمستان در اکثر زیرحوضه‌ها روند منفی معناداری را تجربه می‌کند. همچنین، تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم سطح پوشش برف روند متفاوتی را تجربه خواهد کرد به طوری که متوسط حداکثر سطح پوشش برف آینده تحت سناریوهای RCP 4.5 و RCP 8.5 به ترتیب ۱۰۰٪ افزایش و ۲۰٪ کاهش می‌یابد.

کلمات کلیدی: سطح پوشش برف، تغییر اقلیم، شبکه عصبی مصنوعی، سنجنش از دور، تحلیل روند.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۳/۲۰

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۷/۲۸

1- Ph.D. Graduate of Water Engineering, School of Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.

2- M.Sc. Graduate of Environmental Engineering, School of Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.

3- Ph.D. Student, Department of Engineering Systems and Environment, University of Virginia, Charlottesville, Virginia, USA

4- Associate Professor, School of Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran. Email: Snazif@ut.ac.ir

*- Corresponding Author

Dor: [20.1001.1.17352347.1401.18.3.6.8](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1401.18.3.6.8)

۱- دکتری مهندسی عمران گرایش مهندسی آب، دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۲- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی عمران گرایش مهندسی محیط زیست، دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۳- دانشجوی دکتری، گروه مهندسی سیستم‌ها و محیط زیست، دانشگاه ویرجینیا، شارلوتزویل، ویرجینیا، ایالات متحده آمریکا.

۴- دانشیار دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان زمستان ۱۴۰۱ امکانپذیر است.



که توسط انسان دچار تغییر شده است. آن‌ها به منظور اثبات گفته‌های خود از محصولات سنجنده MODIS برای ارزیابی تغییرات پوشش برف پاتاگونیا شیلی از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۶ استفاده کردند. با استفاده از روش‌های تحلیل روند همچون من-کندال^۱ و شیب سن^۲ مشخص شد که میانگین مساحت پوشش برف منطقه مورد مطالعه سالانه ۲۰/۰۱ کیلومتر مربع کاهش می‌یابد. (Xuejin et al. (2019) از داده‌های درجا برای ارزیابی تغییرات مکانی و زمانی پوشش برف چین از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۳ استفاده کردند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که برای دو فصل پاییز و زمستان، نقاط شکست میانگین عمق روزانه برف به ترتیب در سال‌های ۱۹۸۷ و ۲۰۰۸ رخ داده است. همچنین، آن‌ها اظهار داشتند که برای دو فصل بهار و زمستان، نقاط شکست تعداد روزهای پوشش برفی به ترتیب در سال‌های ۲۰۰۹ و ۱۹۸۳ رخ داده است. (Mohammadi Ahmadmamdou and Khoorani (2019) تصاویر سنجنده MODIS استفاده کرده و تغییرات سطح پوشش برف ارتفاعات زاگرس را در سال‌های ۲۰۰۱ الی ۲۰۱۶ بررسی کردند. نتایج تحلیل روند با استفاده از آزمون من-کندال نشان داد که سطح پوشش برف در این سال‌ها روند معناداری در هیچ‌کدام از سطوح معناداری ۹۹٪ یا ۹۵٪ نداشته است. همچنین آن‌ها بیان کردند که سطح پوشش برف از سال ۲۰۰۹ شروع به کاهش کرده است به طوری که میانگین سطح پوشش برف در دوره ۲۰۰۹ الی ۲۰۱۶ تقریباً کاهش ۵۰ درصدی را نسبت به دوره ۲۰۰۱ الی ۲۰۰۹ تجربه کرده است. (Sood et al. (2020) از محصولات سنجنده MODIS برای بررسی تغییرات پوشش برف در منطقه هیمالیا از سال ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۹ استفاده کردند. آن‌ها دریافتند که در دهه گذشته به دلیل افزایش دما، دوره‌های تجمع برف و ذوب برف جابجا شده است. (Notarnicola (2020) محصولات سنجنده MODIS برای ارزیابی تغییرات پوشش برف در مناطق کوهستانی از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۸ استفاده کرد. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که حدود ۷۸ درصد از مناطق کوهستانی جهان کاهش سطح پوشش برف را تجربه کرده‌اند و مدت‌زمان پوشش برف آن‌ها تا ۴۳ روز کاهش یافته است. با این حال، مناطق کمی در نیمکره شمالی وجود دارند که تغییرات مثبتی را در مساحت و مدت‌زمان پوشش برف خود در طول زمستان تجربه کرده‌اند. (Rani (2021) از محصولات سنجنده MODIS برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر پوشش برف منطقه کشمیر واقع در هیمالیا از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ استفاده کرد. او بیان کرد درحالی‌که حداقل و حداکثر دمای منطقه مورد مطالعه روندی افزایشی داشته است، پوشش برف سالانه و فصلی منطقه کشمیر روندی کاهشی را تجربه کرده است. او تصریح کرد که چنین تغییراتی در وضعیت هیدرولوژیکی منطقه مورد مطالعه، می‌تواند

برف متغیر مهم چرخه هیدرولوژیکی و یکی از منابع اصلی آب در مناطق نیمه‌خشک است (Zhou et al., 2016). تغییرات پوشش برف نه تنها چرخه هیدرولوژیکی را تحت تأثیر قرار می‌دهد، بلکه می‌تواند بخش‌های کشاورزی، گردشگری، توسعه شهری و برق‌آبی را نیز به دلیل تغییر حجم منابع آب سطحی و زیرزمینی با مشکل مواجه سازد (Notarnicola, 2020). در سال‌های اخیر، تغییر اقلیم سبب بروز تغییرات قابل توجهی در اجزای مختلف چرخه آب از جمله پوشش برف مناطق مختلف جهان شده است (Ashrafi et al., 2022; Dedieu et al., 2014). در نتیجه، اخیراً ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر مساحت پوشش برف مناطق مختلف مورد توجه قرار گرفته است. (Maskey et al. (2011) از محصولات برف سنجنده MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) به منظور ارزیابی تغییرات پوشش برف هیمالیا در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ استفاده کردند. آن‌ها از روش رتبه‌بندی اسپیرمن برای تحلیل روند استفاده کردند. در نتیجه این تحقیق مشخص شد که بین مساحت پوشش برف ماهانه و دما، سرعت باد و تشعشع خالص همبستگی منفی وجود دارد. همچنین، مشخص شد که مساحت پوشش برف منطقه مورد مطالعه در فصل زمستان روندی کاهشی و در فصل پاییز روندی افزایشی را تجربه می‌کند. (Dedieu et al. (2014) از محصولات سنجنده MODIS به منظور ارزیابی مکانی و زمانی تغییرات پوشش برف مناطقی در اروپا و قریقیزستان در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ استفاده کردند. نتایج به‌دست‌آمده از این تحقیق نشان می‌دهد که مدت‌زمان پوشش برف مناطق مورد مطالعه به‌طور متوسط به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع، ۴ تا ۵ روز افزایش داشته است. (Szczypta et al. (2015) از یک مدل توزیعی برف برای بررسی تأثیرات هم‌زمان تغییر اقلیم و تغییر کاربری اراضی بر روی پوشش برف یک حوضه آبخیز واقع در کشور فرانسه استفاده کردند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که هر دو عامل مورد مطالعه سبب کاهش میانگین عمق برف منطقه مورد مطالعه می‌شود. (Zhou et al. (2016) از تصاویر AVHRR برای بررسی آماری پوشش برف در آسیای مرکزی از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۸ استفاده کردند. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد درحالی‌که میانگین بلندمدت زمان پوشش برف در آسیای مرکزی $95/2 \pm 65/7$ روز است، مناطق کوهستانی آسیای مرکزی دارای زمان پوشش برفی بیش از ۲۴۰ روز هستند. با استفاده از چندین روش تحلیل روند، آن‌ها به این نتیجه رسیدند که زمان پوشش برف بلندمدت آسیای مرکزی از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۸ تغییر قابل توجهی نداشته است. (Pérez et al. (2018) ادعا کردند که اثرات تغییر اقلیم بر مناطق بکر بیشتر از مناطقی است

مسأله تأمین آب را با چالش‌های قابل‌توجهی روبه‌رو سازد. Raisi et al. (2021) از یک مدل ذوب برف استفاده کردند تا میزان اثرگذاری رواناب حاصل از ذوب برف در جریان آب سطحی حوضه بهشت آباد را بررسی کنند. آن‌ها برای در نظر گرفتن شرایط اقلیمی در آینده، از بیست مدل اقلیمی در CMIP5 در سه سناریو اقلیمی (RCP³ 2.6، RCP 6 و RCP 8.5)، و برای در نظر گرفتن شرایط سطح پوشش برف از تصاویر سنجنده MODIS استفاده کردند. نتایج این تحقیق نشان داد، درصد مشارکت رواناب حاصل از ذوب برف در آینده نزدیک تقریباً ۲۳٪ و در آینده دور تقریباً ۲۰٪ کاهش خواهد یافت.

مرور مطالعات قبلی نشان می‌دهد که در سال‌های اخیر، تغییر اقلیم به‌طور جدی بر سطح پوشش برف مناطق مختلف تأثیر گذاشته است. از این رو بررسی اثرات تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف در ایران ضروری به نظر می‌رسد. لازم به ذکر است که اکثر مطالعات صورت گرفته در ایران به صورت متمرکز در یک منطقه انجام شده‌اند و تاکنون یک مطالعه متمرکز در سطح کشور صورت نگرفته است. همچنین، شایان ذکر است که بیشتر مطالعات منطقه‌ای انجام شده در ایران به ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر برف در دوره مشاهداتی توجه داشته‌اند. از این رو، نیاز به مطالعه اثرات تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف ایران در آینده براساس سناریوهای مختلف تغییر اقلیم کاملاً احساس می‌شود. در نتیجه، در این مقاله از محصولات برف سنجنده MODIS برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف در کلیه زیرحوضه‌های برف‌گیر ایران، که کمتر در تحقیقات قبلی مدنظر بوده است، استفاده شده است. به منظور تحقق این هدف، ابتدا با استفاده از آزمون همگنی نرمال استاندارد^۴، نقاط شکست سطح پوشش برف در زیرحوضه‌های منتخب شناسایی و مورد بحث قرار می‌گیرد. سپس، از دو روش مختلف من-کنندال و شیب سن برای تحلیل روند سطح پوشش برف ایران استفاده می‌شود. در نهایت، از مدل شبکه عصبی مصنوعی^۵ برای برقراری ارتباط بین داده‌های سنجنش از راه دور دما و بارش با سطح پوشش برف ایران استفاده می‌شود. با استفاده از رابطه به‌دست آمده و سری زمانی دما و بارش آینده، سطح پوشش برف ایران تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم پیش‌بینی می‌شود.

۲- منطقه مورد مطالعه

کشور ایران با مساحت تقریبی ۱۶۴۸۰۰۰ کیلومتر مربع، بین طول جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی واقع شده است (Kaboli et al., 2020). در ایران، به دلیل گستره وسیعی از شرایط توپوگرافی، شرایط آب و هوایی متفاوتی

مشاهده می‌شود (Madani et al., 2016). میانگین بارندگی و دمای ایران به ترتیب از ۱۰۰ میلی‌متر تا ۲۰۰۰ میلی‌متر و از ۶ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است (Kaboli et al., 2021; Darand, 2020). کشور ایران به ۳۰ زیرحوضه درجه‌دو تقسیم شده است که شرایط برف‌گیری در این زیرحوضه‌ها بسته به دما و شرایط ارتفاعی، تفاوت قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر دارد. متوسط سطح پوشش برف ماهانه برای بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۰ در هریک از این زیرحوضه‌ها در شکل ۱ بر اساس اطلاعات ثبت شده توسط سنجنده MODIS نشان داده شده است. با توجه به نتایج نسبت پوشش برف ماهانه به مساحت زیرحوضه‌های مختلف نشان داده شده در شکل ۲، حدود تغییرات این نسبت برای بازه زمانی ۲۰۰۰-۲۰۲۰ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود نسبت پوشش برفی در برخی از زیرحوضه‌ها بسیار محدود بوده و لذا اثرگذاری قابل‌توجهی بر وضعیت منابع آب نخواهد داشت. از این رو در این مقاله تحلیل‌های مربوط به تغییرات پوشش برف تنها برای زیرحوضه‌های: ارس (۱۱)، تالش-مرداب انزلی (۱۲)، سفیدرود بزرگ (۱۳)، رودخانه‌های بین سفیدرود و هراز (۱۴)، هراز-قره‌سو (۱۵)، قره‌سو-گرگان (۱۶)، اترک (۱۷)، مرزی غرب (۲۱)، کرخه (۲۲)، کارون بزرگ (۲۳)، ارومیه (۳۰)، دریاچه نمک (۴۱)، گاوخونی (۴۲) و سرخس (۶۰) که محدوده‌های دامنه‌های البرز و زاگرس و بخش‌های کوهستانی شمال شرق و غرب کشور را پوشش می‌دهند، انجام شده است. مشخصات اقلیمی زیرحوضه‌های منتخب، در جدول ۱ ارائه شده است.

۳- روش تحقیق

روند پیشنهادی این تحقیق برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر پوشش برف در شرایط موجود و آینده در شکل ۳ نمایش داده شده است. در گام اول داده‌های پوشش برف بر اساس اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS در دوره تاریخی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ جمع‌آوری و در قالب سری زمانی ماهانه برای کلیه زیرحوضه‌های آبخیز سی‌گانه کشور استخراج شدند. در این تحقیق از دو متغیر اقلیمی بارش و دمای سطح زمین به‌عنوان متغیرهای مستقل جهت توسعه مدل‌های پیش‌بینی سطح پوشش برف استفاده شده است. در دوره تاریخی، برای بارش روزانه از داده‌های بارش روزانه بانک اطلاعاتی CHIRPS^۶ (Funk et al., 2015) و برای دمای سطح زمین از بانک اطلاعاتی باز تحلیل NCEP^۸/NCAR^۷ (Kalnay et al., 1996) استفاده شده است و برای پیش‌نگری شرایط آبی اقلیمی نیز از نتایج مدل چرخه عمومی CCSM^۹ برای مقادیر بارش و دما تحت سناریوهای تغییر اقلیم منتخب RCP4.5 و RCP8.5 استفاده شده

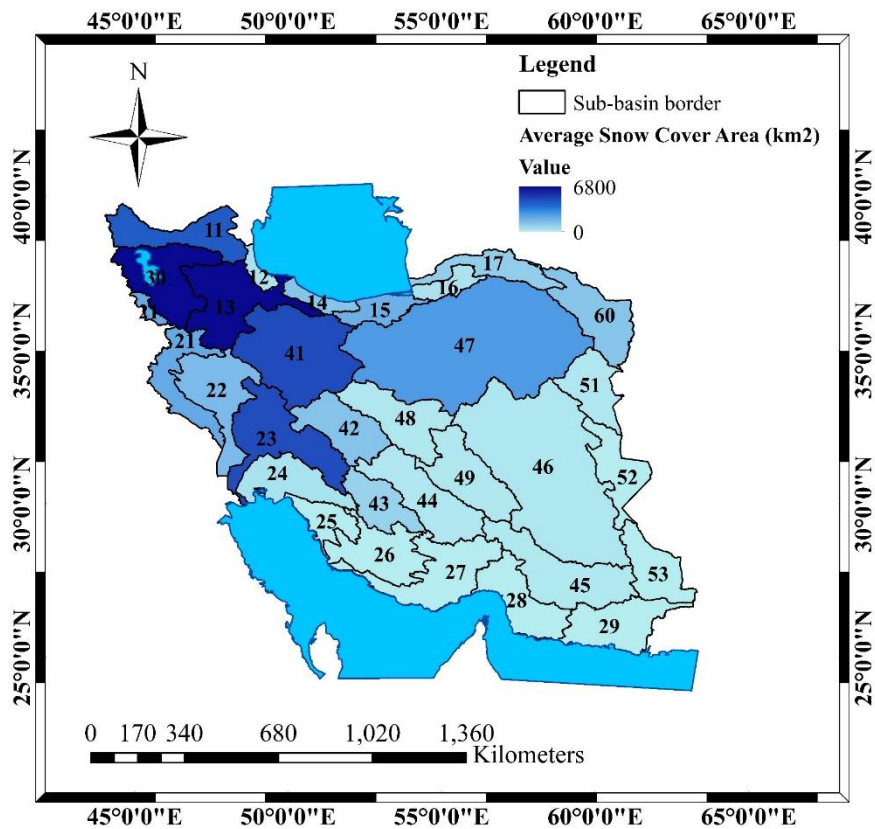


Fig. 1- Spatial distribution of the mean snow cover area in Iran
 شکل ۱- توزیع مکانی میانگین سطح پوشش برف در ایران برای بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۰

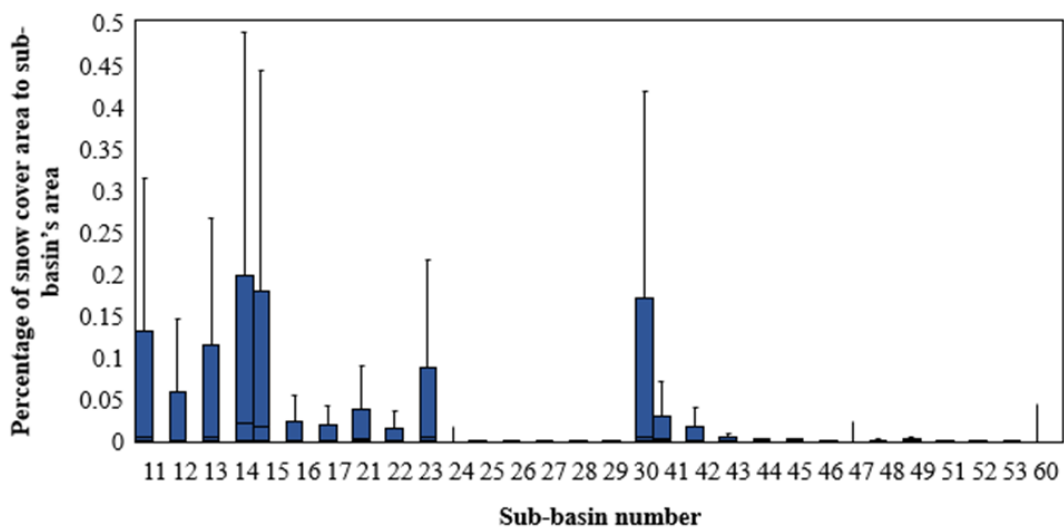


Fig. 2- Box plot of snow coverage portion in different subbasins in Iran
 شکل ۲- نمودار جعبه‌ای نسبت پوشش برف به مساحت زیرحوضه‌های مختلف ایران

Table 1- Climatological characteristics of selected sub-basins

جدول ۱- مشخصات اقلیمی زیرحوضه‌های منتخب

Sub-basin	Name	Area (km ²)	Average precipitation (mm)	Average temperature (°C)
11	Aras	40510	441.62	7.43
12	Talesh-Anzali Wetland	6938	1018.52	10.85
13	Sefid-Rud	59983	514.28	10.88
14	Rivers between Sefid-rud and Haraz	10971	1390.33	14.53
15	Haraz-Gharesu	18487	1042.57	17.78
16	Gharesu-Gorgan	13300	485.86	17.83
17	Atrak	27113	317.25	16.42
21	Western Border	39992	454.23	16.37
22	Karkheh	52065	383.05	16.05
23	Great Karun	67425	376.67	16.86
30	Urmia	52679	379.09	8.90
41	Salt Lake	93316	329.00	12.14
42	Gavkhouni	41651	189.86	13.64
60	Sarakhs	44245	271.81	15.56

مجموعه داده‌های پوشش برف روزانه در تفکیک‌پذیری مکانی ۵۰۰ متر آن، موسوم به MOD10A1 استفاده شده است (Hall and Riggs, 2016). مطابق با کاتالوگ محصول فوق‌الذکر داده‌های این مجموعه با استفاده از شاخص NDSI و اعمال یک سری پردازش‌ها جهت کاهش خطا از جمله غربالگری کنترل تراز و دما، حذف دریاچه‌های یخی، حذف سطوح غیر برفی با نرخ بازتاب فرسوخ بالا، برای هر روز تولید شده‌اند. بر اساس باندهای تصاویر ماهواره MODIS شاخص NDSI با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$NDSI = \frac{\text{band 4} - \text{band 6}}{\text{band 4} + \text{band 6}} \quad (1)$$

پیکسل‌های با شاخص NDSI کوچک‌تر از صفر، کاملاً فاقد برف شناسایی می‌شوند و مقادیر بزرگ‌تر از صفر این شاخص به لحاظ تئوریک به‌عنوان پیکسل دارای پتانسیل برف شناسایی می‌شوند که هرچه به عدد یک نزدیک‌تر باشد، سطح اطمینان و درصد پوشش برف پیکسل بالاتر خواهد بود. عموماً مقدار شاخص NDSI بیشتر از ۰/۴ به‌عنوان پیکسل برفی در نظر گرفته می‌شود (Hall et al., 1995). لازم به ذکر است در بانک اطلاعاتی فوق‌الذکر پیکسل‌های ابری جداگانه کدگذاری شده‌اند و مقادیر شاخص NDSI برای آنها گزارش نشده است. علاوه بر این برخی سطوح از جمله دریاچه‌های نمکی نیز مقادیر بالایی از شاخص NDSI را نشان می‌دهند که لازم است با روش‌های تصحیحی این نوع پیکسل‌ها از دامنه پیکسل‌های برفی حذف شوند که به این منظور در این تحقیق، لایه دریاچه‌ها، تالاب‌ها و نمکزارها از لایه محاسباتی شاخص NDSI ماسک شده‌اند.

است. در این تحقیق، بانک اطلاعاتی باز تحلیل NCEP/NCAR و مدل چرخه عمومی CCSM4 به دلیل اینکه هر دو از یک هسته محاسباتی و زیرمدل‌های مشابه در شبیه‌سازی عددی استفاده می‌کنند و توسط یک توسعه‌دهنده مشترک ایجاد شده‌اند، برگزیده شده‌اند. در گام دوم، با استفاده از روش‌های آماری متداول و متناسب، تغییرات تاریخی سطح پوشش برف در زیرحوضه‌های مختلف تحلیل و بررسی می‌شود. در گام سوم، با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی و با در نظر گرفتن متغیرهای اقلیمی بارش و دما به‌عنوان متغیر مستقل، سطح پوشش برف ماهانه در زیرحوضه‌های منتخب در دوره آتی تحت تأثیرات تغییر اقلیم تخمین زده می‌شود. در ادامه، داده‌ها و روش‌های استفاده‌شده در این تحقیق تشریح شده‌اند.

۳-۱- داده‌های مورد استفاده

۳-۱-۱- داده‌های سطح پوشش برف

سطوح پوشیده از برف، بازتابش بسیار بالایی در طیف مرئی نور و هم‌زمان بازتابش بسیار پایینی در طیف کوتاه فرسوخ دارند. این ویژگی بازتابشی، مشخصه کلیدی در شناسایی سطوح پوشیده از برف با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و تفکیک آن‌ها از پیکسل‌های ابری است. به این منظور، شاخص «تفاضل نرمال شده برف (NDSI¹⁰)» که مقدار اختلاف نرمال شده بین دو طیف بازتابش نور مرئی و کوتاه فرسوخ را می‌سنجد به‌طور گسترده‌ای در مطالعات پوشش سطح برف با استفاده از سنجنش‌ازدور مدنظر قرار گرفته است. در این تحقیق از مجموعه تصاویر ماهواره MODIS و به‌طور ویژه از نسخه ششم محصول

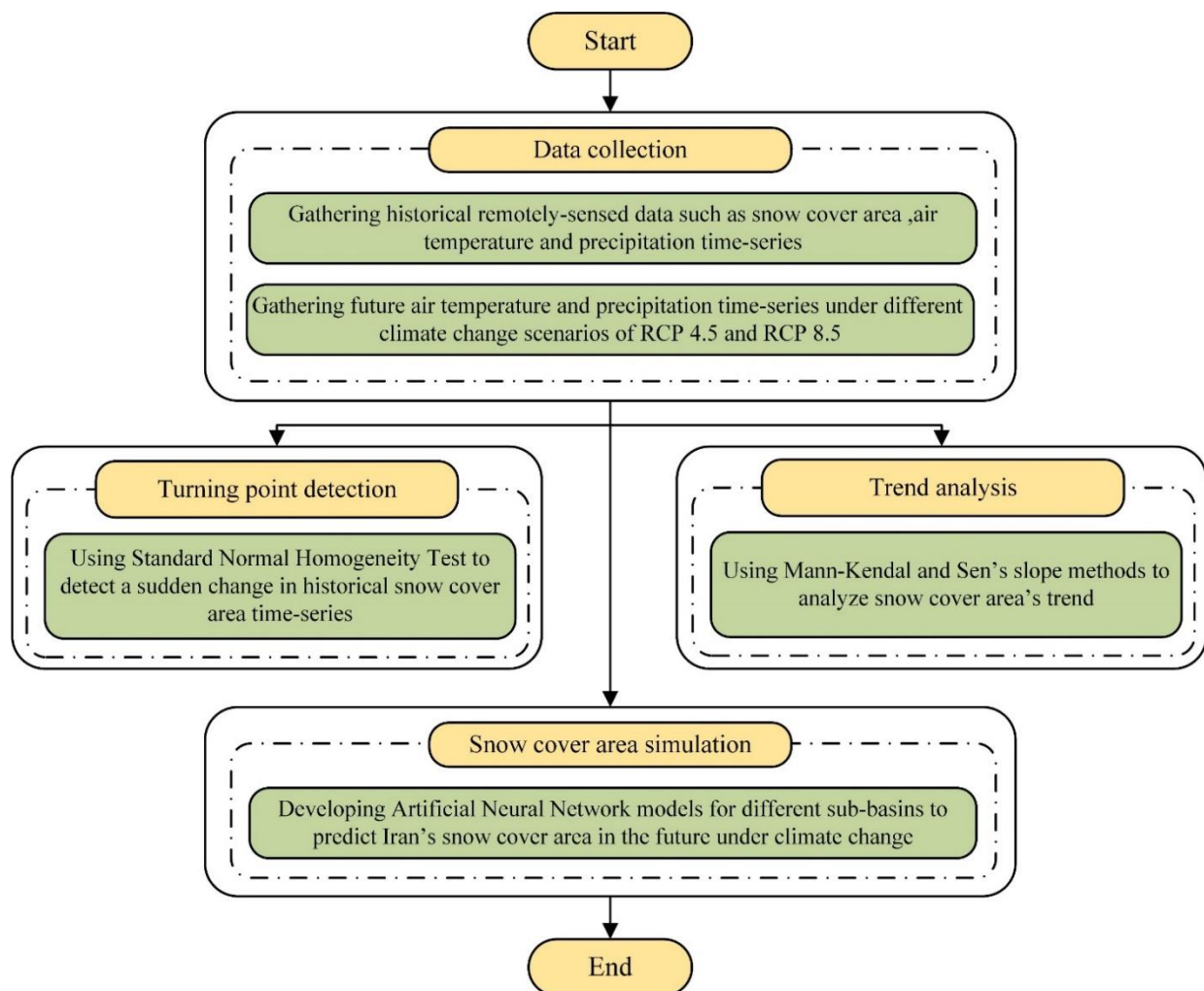


Fig. 3- Flowchart of the proposed methodology

شکل ۳- نمودار جریانی روش تحقیق پیشنهادی

<https://code.earthengine.google.com/6557871cea63db237bd88c4e5c05d796>

۳-۱-۲- داده‌های بارش و دما در دوره تاریخی

سری زمانی ماهانه متوسط بارش حوضه‌های آبخیز کشور با استفاده از مقادیر بارش روزانه موجود در بانک اطلاعاتی CHIRPS برآورد شده‌اند. داده‌های بارش این بانک اطلاعاتی در مقیاس روزانه و با تفکیک‌پذیری مکانی ۰/۰۵ درجه با استفاده تلفیقی از تصاویر ماهواره‌ای و ایستگاه‌های زمینی از سال ۱۹۸۱ میلادی تاکنون تولید شده و برای تحلیل روند و پایش خشک‌سالی فصلی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Funk et al., 2015).

از آنجاکه در این تحقیق تحلیل تغییرات سطوح برف در مقیاس ماهانه و سالانه مدنظر بوده است، متوسط شاخص NDSI روزانه در یک ماه به‌عنوان شاخص NDSI ماهانه محاسبه شده و پیکسل‌ها با شاخص NDSI ماهانه بزرگ‌تر از ۰/۴ به‌عنوان پیکسل برفی در ماه موردنظر، منظور شده‌اند. سپس، مجموع مساحت پیکسل‌های برفی در هر زیرحوضه آبخیز برای هرماه محاسبه و سری زمانی آن‌ها از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ استخراج شده است. شایان‌ذکر است دسترسی به کلیه اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای و محصولات مورد استفاده در این تحقیق و همچنین محاسبات مکانی اعمال شده با استفاده از پلتفرم Google Earth Engine صورت گرفته است که از طریق لینک زیر قابل دسترسی است:

سری زمانی ماهانه متوسط دمای سطح زمین در حوضه‌های آبخیز کشور نیز با استفاده از مقادیر بانک اطلاعاتی پروژه بازتحلیل NCEP/NCAR برآورد شده‌اند. این بانک اطلاعاتی طیف بسیار وسیعی از متغیرهای جوی را در برمی‌گیرد که در مقیاس زمانی ۶ ساعته و تفکیک‌پذیری مکانی ۲/۵ درجه و از سال ۱۹۴۸ منتشر شده است. در این بانک اطلاعاتی از داده‌های مشاهداتی تاریخی و مدل‌های شبیه‌ساز تحلیل و پیش‌بینی شرایط جاری اتمسفر با استفاده از داده‌های تاریخی از سال ۱۹۴۸ تاکنون استفاده شده است (Kalnay et al., 1996).

۳-۱-۳- داده‌های پیش‌نگرش اقلیمی بارش و دما

مدل‌سازی چرخه عمومی (GCM¹¹) مؤثرترین ابزار جهت کمی‌سازی و ارزیابی پدیده تغییر اقلیم است. نتایج شبیه‌سازی سناریوهای تغییر اقلیم حاصل از مدل چرخه عمومی انجمن اقلیم ایالات متحده آمریکا (CCSM)، نسخه چهارم موسوم به CCSM4 برای دو سناریوی از مسیرهای نماینده غلظت یعنی RCP4.5 و RCP8.5 (Richard et al., 2010) در دوره آتی (۲۰۲۱-۲۰۹۹) برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر بارش‌های روزانه و دما مورد مطالعه استفاده شده است. مدل CCSM4 و داده‌های بازتحلیل‌شده NCEP/NCAR هر دو توسط یک مؤسسه تهیه و منتشر شده‌اند. CCSM4 در مرکز ملی تحقیقات جوی ایالات متحده (NCAR) توسعه یافته و یکی از مدل‌های اقلیمی مورد استفاده در CMIP5 و گزارش ارزیابی پنجم پل بین دول تغییر اقلیم IPCC AR5 است (Flato et al., 2013). مدل CCSM4 در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی ایران نیز توسط Tavakolifar et al. (2017) و Soltani Mohammadi et al. (2016) و Kouhestani et al. (2017) نیز مورد استفاده قرار گرفته است.

۳-۲- تحلیل نقطه شکست سری تاریخی پوشش برف

یکی از تحلیل‌های متداول برای آشکارسازی اثرات تغییر اقلیم بر متغیرهای هیدرولوژیک، تحلیل نقطه شکست است. نقطه شکست، نقطه‌ای در یک سری زمانی است که در آن ویژگی‌های آماری سری زمانی متغیر مورد بررسی، تغییر قابل توجهی نسبت به مشخصات ماقبل آن نقطه می‌کند. در این مطالعه، به منظور تشخیص نقطه شکست سری زمانی مشاهداتی سطح پوشش برف ایران، از آزمون همگنی نرمال استاندارد استفاده می‌شود که در مطالعات هیدرولوژیک به طور موفق کاربرد داشته است (Marcolini et al., 2017). در ادامه به شرح و بررسی این آزمون پرداخته می‌شود.

۳-۲-۱- آزمون همگنی نرمال استاندارد

هدف از آزمون همگنی، آن است که تغییر رفتار ناگهانی در رفتار سطح پوشش برف در زیرحوضه‌های مختلف بررسی شود. برای این منظور، آزمون همگنی نرمال استاندارد که روشی برای تشخیص تغییرات ناگهانی در میانگین و انحراف معیار یک سری زمانی است، استفاده شد. در صورتی که سری زمانی مورد نظر به صورت $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ باشد، این آزمون به دنبال تغییر ناگهانی میانگین و انحراف معیار در زمان t^* ($1 \leq t^* \leq n$) خواهد بود تا فرضیه صفر مبنی بر نبود تغییر ناگهانی را بررسی کند (Jaiswal, 2015; Arikani and Kahya, 2019). سری زمانی X به ازای هر t ($1 < t < n$) به دو مجموعه چپ (L) و راست (R) تقسیم شده و برای هر مجموعه، T به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$T(t) = t \cdot Z_L^2 + (n-t) \cdot Z_R^2 \quad (2)$$

که در آن Z (اعم از Z_L و Z_R) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Z = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K \frac{x_i - \bar{x}}{s} \quad (3)$$

که در آن K ، \bar{x} و s به ترتیب تعداد داده‌ها، میانگین و انحراف معیار هر یک از مجموعه داده‌های چپ و راست متناسب با Z محاسباتی، هستند. لازم به ذکر است که اگر حداکثر مقدار T از سطح معنی‌داری بیشتر شود، t^* متناظر با آن به عنوان نقطه شکست در نظر گرفته شده و فرض صفر رد می‌شود (Alexandersson, 1986).

۳-۳- تحلیل روند

تحلیل روند به منظور بررسی روند نهفته در سری زمانی متغیر مورد مطالعه صورت می‌گیرد. از آنجایی که تغییر اقلیم می‌تواند رژیم حاکم بر بسیاری از متغیرهای هیدرولوژیکی را دچار تغییر نماید، در این تحقیق، تحلیل روند بر روی سری زمانی مشاهداتی سطح پوشش برف انجام می‌شود. به منظور تحقق این هدف، از آزمون‌های من-کندال و شیب سن که از آزمون‌های متداول در مطالعات هیدرولوژیک هستند، استفاده شده است که در ادامه شرح داده می‌شوند (Sen, 1968; Mohammadpour Khoie et al., 2022).

۳-۳-۱- آزمون من-کندال

آزمون من-کندال یک آزمون تعیین وجود روند ناپارامتریک است که توسط Mann (1945) و Kendall (1976) پیشنهاد شده است. از آنجایی که این روش محدودیتی برای توزیع داده‌های ورودی در نظر

نمی‌گیرد، به‌طور گسترده‌ای برای تشخیص روند مثبت یا منفی معنی‌دار در متغیرهای هیدرولوژیکی و اقلیمی استفاده شده است (Gocic and Trajkovic, 2013; Ashraf et al., 2021; Pirnia et al., 2019). اگر $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ سری زمانی متغیر موردنظر باشد، آماره Z_{MK} آزمون من-کندال از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Z_{MK} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{S}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{S}} & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

که در آن S آماره مجموع کندال بوده و V واریانس S است که به‌صورت زیر محاسبه می‌شوند (Güçlü, 2020):

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (5)$$

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (6)$$

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & x_j - x_k > 0 \\ 0 & x_j - x_k = 0 \\ -1 & x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (7)$$

اگر $Z_{MK} > 0$ باشد، روند شناسایی شده مثبت، و در صورتی که $Z_{MK} < 0$ باشد، روند شناسایی شده منفی است. همچنین، باید توجه داشت که روند شناسایی شده در صورتی معنی‌دار است که $|Z_{MK}| > Z_{(1-\alpha/2)}$. لازم به ذکر است، $Z_{(1-\alpha/2)}$ برابر Z توزیع نرمال استاندارد در سطح احتمال $1-\alpha/2$ است. با توجه به ادبیات موجود در این زمینه، سطح معنی‌داری $\alpha = 0.05$ در مطالعه حاضر مدنظر قرار گرفته است.

با توجه به تغییر قابل توجه دما در فصل‌ها و ماه‌های مختلف در کشور ایران، داده‌های سطح پوشش برف دارای تناوب در فصل‌ها و یا ماه‌های مختلف هستند که در این شرایط نسخه فصلی آزمون من-کندال که توسط Hirsh et al. (1982) توسعه داده شده است، بایستی استفاده شود. در این نسخه، ابتدا آزمون من-کندال برای هر گام زمانی (ماه) محاسبه می‌شود. سپس مقدار S' که همان آماره مجموع کندال هست، به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$S' = \sum_{t=1}^T S_t \quad (8)$$

که در آن S_t آماره مجموع کندال برای هر گام زمانی (ماه)، و T تعداد کل گام‌های زمانی است. واریانس S' که با V' نمایش داده می‌شود به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$V' = \sum_{t=1}^T V_t \quad (9)$$

که در آن، V_t واریانس آماره S برای هر گام زمانی است. با استفاده از آماره‌های S' و V' و مشابه با قبل، معنی‌داری یک روند مشخص خواهد شد. برای اطلاعات بیشتر، به Gilbert et al. (1987) مراجعه شود.

۳-۳-۲- آزمون شیب سن

شیب سن یک روش ناپارامتریک است که توسط Sen (1968) برای تخمین شیب روند در یک سری زمانی پیشنهاد داده شده است، که به دلیل کارایی مناسب به‌طور گسترده‌ای در ادبیات مربوط به اقلیم و هیدرولوژی استفاده شده است (Gocic and Trajkovic, 2013; Ahmad et al., 2015; Tabari and Marofi, 2011). این روش فرض می‌کند که یک رابطه خطی به‌صورت $f(t) = Q.t + B$ بین داده‌های تحلیل‌شده وجود دارد. در این رابطه، Q همان شیب و B عرض از مبدأ می‌باشد. برای تعیین شیب در هر سطح اطمینان، ابتدا باید شیب هر جفت داده با استفاده از معادله زیر محاسبه شود:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad 1 \leq j, k \leq n \quad (10)$$

که در آن، z و k رتبه هر جفت داده و n تعداد کل داده‌ها در سری زمانی است. لازم به ذکر است، در صورتی که سری زمانی دارای n مشاهده باشد، آنگاه تعداد کل جفت‌ها $N = (n(n-1))/2$ خواهد بود. Q_{50} شیب روند موجود در سطح اطمینان ۵۰ درصد یا همان میانه شیب‌های به دست آمده است و طبق رابطه خطی بیان شده، عرض از مبدأ متناظر با Q_{50} ، میانه مقادیر $t_i - Q_{50} \cdot t_i$ خواهد بود (Sirois, 1998). شیب روند متناظر با سطح اطمینان‌های مختلف دیگر نیز با همین شیوه قابل برآورد است که در (Salmi (2002) توضیح داده شده است.

۳-۴- شبکه عصبی مصنوعی

شبکه عصبی مصنوعی یک مدل تکاملی معروف است که از شبکه عصبی موجود در بدن انسان الهام گرفته شده است (Kothari and Gharde, 2015; Tahani et al., 2016). این مدل قادر است روابط بین متغیرهای ورودی و خروجی را تشخیص داده و آن‌ها را شبیه‌سازی کند. شبکه عصبی مصنوعی، مدل مناسبی برای شبیه‌سازی روابط خطی و غیرخطی است و به همین دلیل به‌عنوان یک مدل شبیه‌سازی مناسب در طیف وسیعی از مطالعات در حوزه محیط‌زیست در نظر گرفته شده است (Wang et al., 2006; May et al., 2008; Kothari and Gharde, 2015; Noori and Kalin, 2016; Prasad et al., 2017).

یک شبکه عصبی مصنوعی از چند نورون که حداقل در سه لایه قرار داده شده‌اند، تشکیل شده است. نورون‌های موجود در هر لایه اطلاعات را گرفته و با استفاده از یک تابع غیرخطی و اعمال ضرب‌های متفاوت، آن‌ها را به نورون‌های دیگر در لایه بعدی منتقل می‌کنند تا خروجی نهایی تشکیل شود (Tahani et al., 2016). یافتن بهترین ترکیب از وزن‌ها برای اتصال بین جفت نورون‌ها، آموزش شبکه عصبی مصنوعی نامیده می‌شود. تاکنون، روش‌های آموزشی مختلفی مانند پس انتشار، انتشار به جلو و غیره معرفی شده است. طیف گسترده‌ای از شبکه‌های عصبی در ادبیات معرفی شده‌اند که عمدتاً از نظر ساختار و روش آموزش متفاوت هستند.

در این مقاله از یک شبکه عصبی پیش‌خور^۲، که متداول‌ترین نوع شبکه عصبی مصنوعی است، برای شبیه‌سازی سطح پوشش برف زیرحوضه‌ها استفاده شده است. مقادیر کمینه و بیشینه لایه‌های مخفی در ساختار شبکه عصبی توسعه داده شده یک تا دو لایه است. از طرف دیگر، مقادیر کمینه و بیشینه نورون‌ها در لایه‌های مخفی نیز دو تا پنج نورون در نظر گرفته شده است. تابع محرک لایه مخفی از نوع سیگموئید^۳، تابع محرک لایه خروجی از نوع خطی و روش آموزش شبکه، روش Levenberg-Marquardt است. لازم به ذکر است که ۷۰ درصد داده‌ها برای واسنجی و ۳۰ درصد داده‌ها برای اعتبارسنجی استفاده شده است. همچنین، برای ارزیابی شبکه از شاخص Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) استفاده شد.

۴- نتایج

در این قسمت، نتایج استفاده از روش پیشنهادی در سطح زیرحوضه‌های برف‌گیر ایران ارائه شده است.

۴-۱- ویژگی‌های آماری سطح پوشش برف در دوره مشاهداتی

در گام اول، سطح پوشش برف در دوره مشاهداتی (۲۰۲۰-۲۰۰۰) مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت. جدول ۲ حداکثر سطح پوشش برف در سال‌های مختلف را بر حسب کیلومتر مربع برای زیرحوضه‌های پربرف ایران نشان می‌دهد. برای تشخیص تغییر رفتار متغیر سطح پوشش برف، از آزمون همگنی نرمال استاندارد استفاده شد. بر این اساس، تنها دو زیرحوضه گاوخونی (۴۲) و طشک-بختگان-مه‌ارلو (۴۳)، در سال‌های ۲۰۰۸ و ۲۰۰۷ دارای نقطه شکست در روند تغییرات ماهانه سطح پوشش برف هستند. نمودار تغییرات ماهانه سطح پوشش برف این زیرحوضه‌ها از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۴، سطح پوشش برف ماهانه در این

زیرحوضه‌ها مقادیر میانگین و انحراف معیاری بزرگ‌تری را قبل از نقطه شکست تجربه کرده‌اند. میانگین و انحراف معیار سطح پوشش برف ماهانه قبل و بعد از نقطه شکست در جدول ۳ برای هر دو زیرحوضه ارائه شده است. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، می‌توان نتیجه گرفت که این دو زیرحوضه کاهشی تقریباً ۵۰ درصدی را در میانگین و انحراف معیار سطح پوشش برف خود تجربه کرده‌اند. لازم به ذکر است که بر اساس مطالعه Mohammadi Ahmadmahmoudi and Khorani (2019) سال ۲۰۰۹ نقطه عطفی در نمودار سطح پوشش برف منطقه زاگرس است. به طوری که سطح پوشش برف از سال ۲۰۰۹ به بعد کاهش تقریباً ۵۰ درصدی را داشته است. با مقایسه سال شکست و همچنین میزان کاهش سطح پوشش برف مطالعه Mohammadi Ahmadmahmoudi and Khorani (2019) و این تحقیق، می‌توان دریافت که نتایج بسیار با هم سازگار هستند.

پس از بررسی تغییر ناگهانی رفتار سطح پوشش برف ماهانه، روند این متغیر نیز در تمامی زیرحوضه‌ها با آزمون‌های من-کندال و شیب سن مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. از آنجایی که داده‌های جمع‌آوری شده دارای تناوب ماهانه هستند، نسخه فصلی آزمون من-کندال بر روی داده‌های ماهانه تمامی فصول (۲۰۲۰-۲۰۰۰) اعمال شد. از طرفی به‌منظور بررسی روند سطح پوشش برف در هر فصل، نسخه اصلی آزمون من-کندال نیز بر روی داده‌های هر فصل به‌صورت جداگانه اعمال شد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از اعمال آزمون من-کندال فصلی بر روی داده‌های ماهانه، سطح پوشش برف روند منفی قابل توجهی را در زیرحوضه‌های کارون بزرگ (۲۳)، گاوخونی (۴۲) و طشک-بختگان-مه‌ارلو (۴۳) که در دامنه‌های شرقی و غربی زاگرس واقع‌اند، و روند مثبت معنی‌داری را در زیرحوضه کویر لوت (۴۶) تجربه کرده است. نتایج آزمون شیب سن نیز نشان می‌دهد که تنها زیرحوضه طشک-بختگان-مه‌ارلو سری زمانی پوشش برفی شیبی (Q50) با مقدار ۰/۰۶- کیلومتر مربع در ماه را تجربه کرده است. نتایج تحلیل‌های هر دو روش در سایر حوضه‌ها روند معنی‌داری را نشان نمی‌دهد.

شایان ذکر است که نتایج به‌دست آمده از آزمون من-کندال اصلی نشان می‌دهد سطح پوشش برف در فصل زمستان تغییرات معنادارتری را نسبت به سایر فصول تجربه می‌کند. به‌عبارت‌دیگر می‌توان ادعا کرد که در فصل‌های بهار، تابستان و پاییز روند قابل توجهی وجود ندارد. از این‌رو در ادامه تنها به بررسی و تحلیل نتایج روند در فصل زمستان پرداخته می‌شود. نتایج آزمون من-کندال در فصل زمستان نشان می‌دهد که حدود ۵۰ درصد از زیرحوضه‌ها در این فصل روند منفی

است. مقدار مطلق شیب سن زیرحوضه‌های مختلف نیز در شکل ۶ نشان داده شده است. بر اساس این نتایج، سطح پوشش برف کشورمان در فصل زمستان به دلیل تغییر اقلیم روند کاهشی را تجربه کرده است. نتایج تحلیل روند سطح پوشش برف در این تحقیق با تحقیقات Mohammadi Ahmadm Mahmoudi and Khoorani (2019) و Raisi (2021) سازگار است.

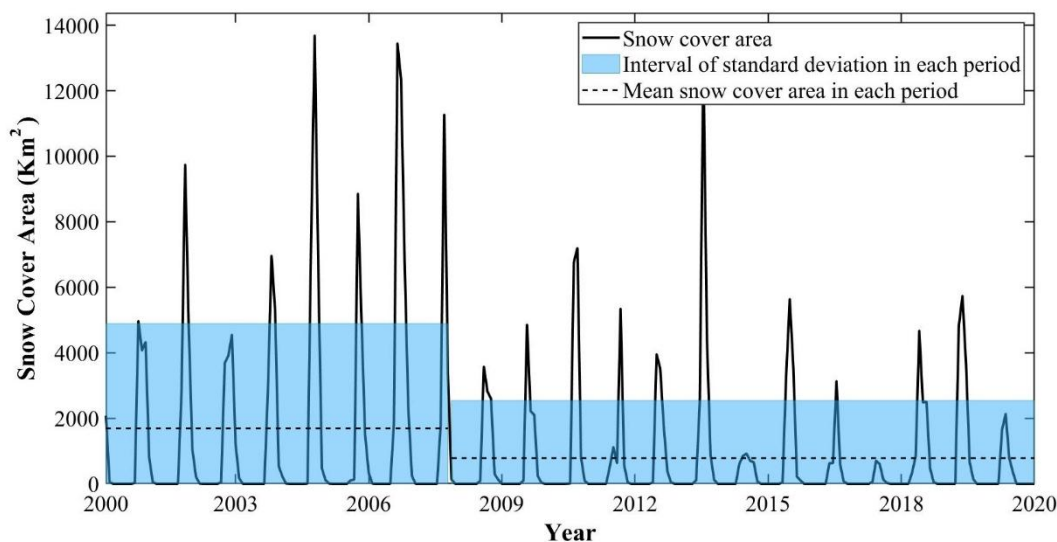
معنی‌داری را تجربه کرده‌اند. الگوی مکانی تغییرات نتایج آزمون من-کندال در هر زیرحوضه در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تنها زیرحوضه‌های مجاور رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس روند منفی معناداری را تجربه کرده‌اند. مقدار شیب سن نیز برای همه زیرحوضه‌ها عددی غیرمثبت است و تأیید می‌کند که تغییرات آب و هوایی تأثیر منفی بر سطح پوشش برف در ایران داشته

Table 2- Annual maximum snow cover area for some sub-basins (km²)
جدول ۲- حداکثر سالانه سطح پوشش برف برای برخی از زیرحوضه‌ها (کیلومتر مربع)

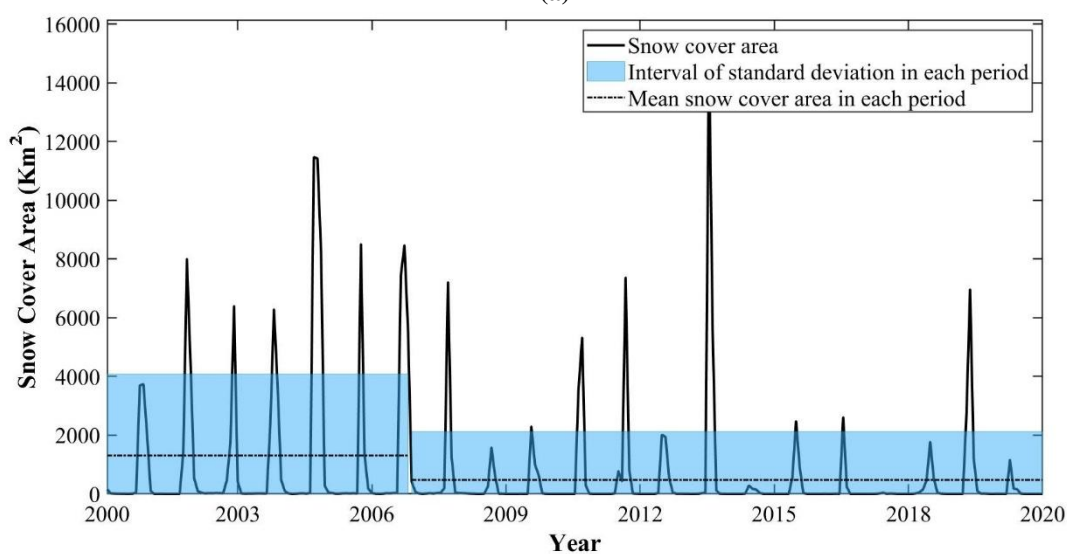
Year	Sub-basin			
	Sefid-Rud (Code 13)	Great Karun (Code 23)	Urmia (Code 30)	Salt Lake (Code 41)
2000	31048	22778	13819	32621
2001	32083	21257	23370	20094
2002	43578	19277	40361	36410
2003	34593	17000	31036	20157
2004	29806	25518	28436	22806
2005	49532	33921	38185	50817
2006	42879	29155	36810	41464
2007	51514	33402	40909	45150
2008	52117	34207	35807	87710
2009	26061	19289	18983	11373
2010	6472	13270	9960	4442
2011	50359	25010	37406	49272
2012	39303	18197	25141	17791
2013	40524	14040	37149	24409
2014	34828	35935	36508	40794
2015	40389	15970	29955	31156
2016	21885	19132	23900	11454
2017	45697	15979	40281	30830
2018	22043	6138	17339	9684
2019	26638	15208	25489	15525
2020	36540	22009	40640	22291

Table 3- The mean and standard deviation of snow cover area before and after the turning point
جدول ۳- میانگین و انحراف معیار سطح ماهانه پوشش برف قبل و بعد از نقطه شکست

Sub-basin	The year of turning point	Before		After	
		Mean (km ²)	Standard deviation (km ²)	Mean (km ²)	Standard deviation (km ²)
42	2008	1688.15	3204.35	781.47	1759.31
43	2007	1308.09	2772.95	476.89	1646.90



(a)



(b)

Fig. 4- The snow cover area diagram of sub-basin a) 42 b) 43

شکل ۴- نمودار سطح پوشش برف زیرحوضه‌های الف) ۴۲ ب) ۴۳

۲-۴- شبیه‌سازی سطح پوشش برف

با توجه به اینکه متغیرهای اقلیمی بازتحلیل از سال ۲۰۰۶ به بعد در دسترس بودند، مدل شبکه عصبی مصنوعی برای شبیه‌سازی سطح پوشش برف در زیرحوضه‌های منتخب به صورت مجزا با استفاده از این متغیرهای اقلیمی در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰ توسعه داده شد. برای تحقق این هدف، دما و بارندگی به عنوان متغیرهای مستقل و سطح پوشش برف به عنوان متغیر وابسته هر دو در مقیاس ماهانه در نظر گرفته شد. برای استحصال مقدار بهینه تعداد لایه‌ها و نورون‌های مدل در هر زیرحوضه، از سعی و خطا استفاده شد. شکل ۷ سطح پوشش برف

شبیه‌سازی شده در سال‌های ۲۰۰۶ الی ۲۰۲۰ را در برخی از زیرحوضه‌ها نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشخص است، مدل به خوبی توانسته مقادیر حداقل سطح پوشش برف را شناسایی نماید و مقادیر حداکثر سالانه را نیز با مقادیر نزدیکی به داده‌های مشاهداتی شبیه‌سازی کند. شاخص‌های ارزیابی عملکرد مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی توسعه داده شده نیز در جدول ۴ آمده‌اند. مقادیر شاخص NSE بالاتر از ۰/۵ و نزدیک به هم برای واسنجی و اعتبارسنجی شبکه عصبی مصنوعی تأیید می‌کنند که این مدل در شبیه‌سازی سطح پوشش برف همه زیرحوضه‌ها با توجه به طبقه‌بندی صورت گرفته در Moriasi et al. (2007) برای این شاخص، به خوبی عمل می‌کند.

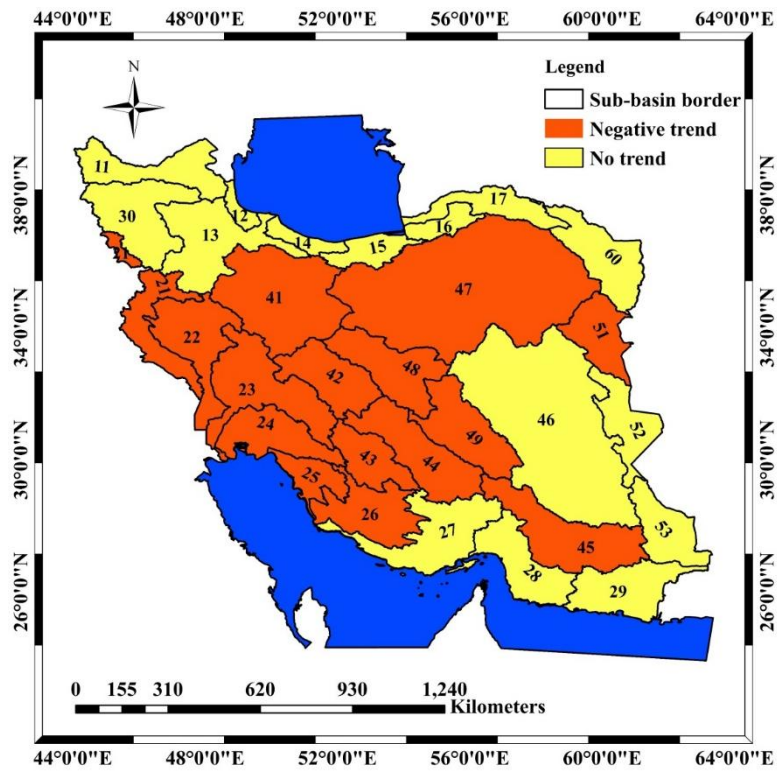


Fig. 5- The spatial variation of Mann-Kendal test results in winter

شکل ۵- توزیع مکانی نتایج آزمون من-کندال در فصل زمستان

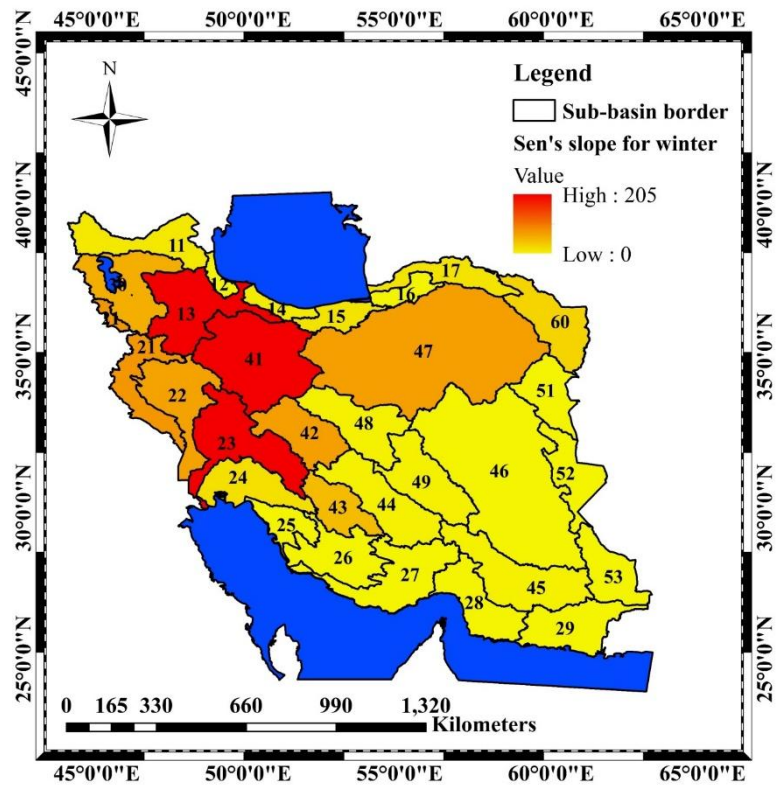


Fig. 6- The absolute value of Sen's Slope Q_{50} for different sub-basins in winter

شکل ۶- مقدار مطلق شیب سن (Q_{50}) برای زیرحوضه‌های مختلف در فصل زمستان

تحقیقات منابع آب ایران، سال هجدهم، شماره ۳، پاییز ۱۴۰۱

Volume 18, No. 3, Fall 2022 (IR-WRR)

آتی (۲۰۲۱-۲۰۹۹) تحت سناریوهای تغییر اقلیم مختلف (RCP 4.5, RCP 8.5) برای هر زیرحوضه استفاده شد. در این راستا، بارش و دما تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم به عنوان ورودی در شبکه عصبی آموزش دیده استفاده شدند. شکل ۸ مقدار میانگین سطح پوشش برف زیرحوضه‌های مختلف را در دو دوره زمانی حال و آینده نشان می‌دهد. با تجزیه و تحلیل شکل ۸، می‌توان این‌گونه برداشت کرد که تغییر اقلیم منجر به کاهش میانگین سطح پوشش برف در اکثر زیرحوضه‌ها خواهد شد. با توجه به شکل ۸، کاهش سطح پوشش برف در برخی از زیرحوضه‌ها خصوصاً مواردی که سطح برف قابل توجهی دارند مانند زیرحوضه‌های ارس (۱۱)، سفیدرود بزرگ (۱۳)، کارون بزرگ (۲۳)، ارومیه (۳۰) و دریاچه نمک (۴۱) شدیدتر است، اما تغییر قابل توجهی در زیرحوضه‌های تالش-مرداب انزلی (۱۲)، رودخانه‌های بین سفیدرود و هراز (۱۴)، قره‌سو-گرگان (۱۶) و کرخه (۲۲) مشاهده نمی‌شود. در زیرحوضه‌های هراز-قره‌سو (۱۵) و کرخه (۲۲) نیز، الگویی متفاوت از الگوی عمومی وجود دارد که نشان می‌دهد میانگین سطح پوشش برف یک‌روند صعودی را در این زیرحوضه‌ها تجربه خواهد کرد.

همان‌طور که از نتایج به‌دست‌آمده مشخص است، بهترین شبیه‌سازی مربوط به زیرحوضه‌های رودخانه‌های بین سفیدرود و هراز (۱۴)، هراز-قره‌سو (۱۵) و ارومیه (۳۰) و ضعیف‌ترین شبیه‌سازی مربوط به زیرحوضه قره‌سو-گرگان (۱۶) است که البته همچنان با شاخص NSE برابر با ۰/۶۹ در واسنجی عملکرد مناسبی دارد. مطابق شکل ۷، ضعف مدل در شبیه‌سازی مقادیر حدی سطح پوشش برف زیرحوضه قره‌سو-گرگان (۶)، باعث شده تا عملکرد مدل نسبت به عملکرد مدل‌های توسعه داده‌شده برای سایر زیرحوضه‌ها ضعیف‌تر باشد. مطابق شکل ۷، اکثر داده‌های مشاهداتی سطح پوش برف درون باند عدم قطعیت نشان داده شده در هرکدام از زیرحوضه‌ها قرار گرفته‌اند. همچنین، باند عدم قطعیت محاسبه‌شده در فصول پرآبی دارای پهنای بیشتری نسبت به فصول کم‌آبی است که نشان می‌دهد مدل به خوبی می‌تواند تفکیکی را بین فصول کم آب و پرآب قائل شود.

رابطه شناخته شده توسط مدل شبکه عصبی مصنوعی بین متغیرهای اقلیمی و سطح پوشش برف برای تخمین سطح پوشش برف در دوره

Table 4- Performance indices of developed ANN models for different sub-basins

جدول ۴- مشخصات عملکردی شبکه عصبی مصنوعی زیرحوضه‌های مختلف

Sub-basin	Data group	RMSE (km ²)	Correlation coefficient	NSE
11	Calibration	3039.05	0.93	0.85
	Validation	2042.01	0.92	0.85
12	Calibration	269.003	0.86	0.72
	Validation	448.850	0.88	0.71
13	Calibration	4435.14	0.94	0.87
	Validation	4662.61	0.93	0.87
14	Calibration	502.42	0.94	0.88
	Validation	466.33	0.95	0.88
15	Calibration	741.67	0.94	0.88
	Validation	807.11	0.94	0.88
16	Calibration	407.02	0.86	0.69
	Validation	442.18	0.70	0.47
17	Calibration	1327.90	0.81	0.64
	Validation	1116.02	0.87	0.63
21	Calibration	1329.47	0.91	0.83
	Validation	1901.27	0.90	0.81
22	Calibration	1498.31	0.90	0.81
	Validation	1567.37	0.91	0.80
23	Calibration	3415.81	0.91	0.81
	Validation	3199.66	0.91	0.81
30	Calibration	3462.75	0.94	0.89
	Validation	3221.23	0.94	0.89
41	Calibration	4151.46	0.92	0.85
	Validation	4242.89	0.94	0.84
42	Calibration	1242.86	0.88	0.75
	Validation	1150.78	0.87	0.75
60	Calibration	2298.90	0.86	0.67
	Validation	1241.15	0.82	0.67

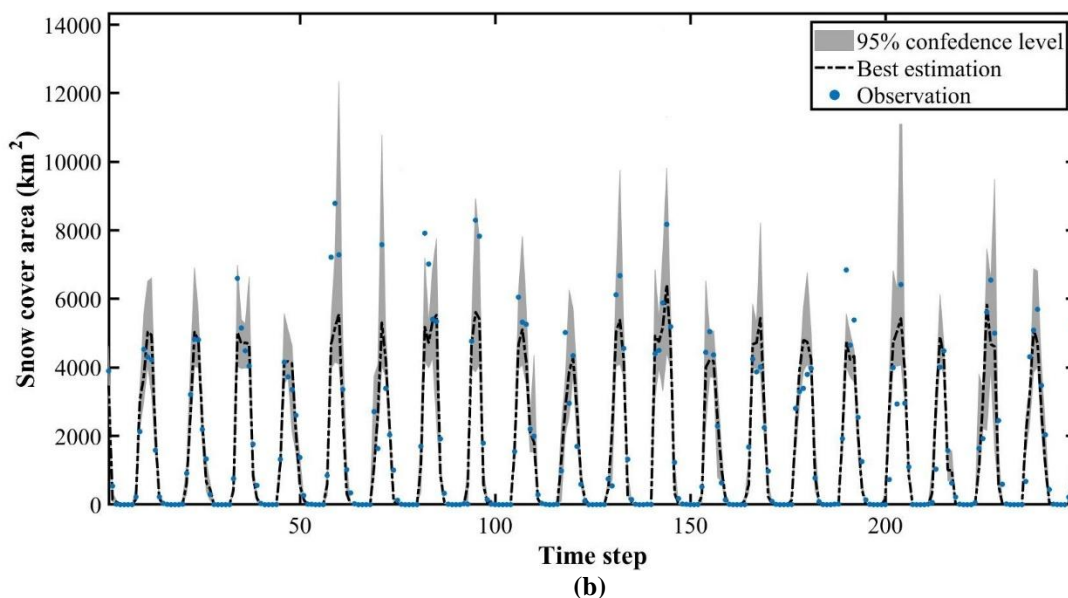
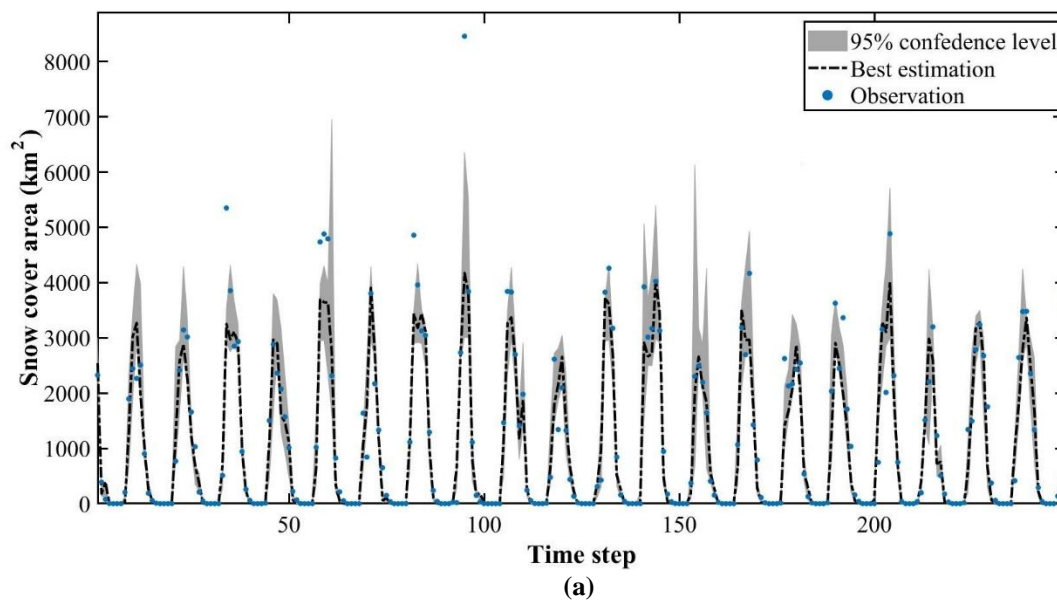


Fig. 7- Simulated snow cover area of sub-basins a) 14 b) 15
شکل ۷- سطح پوشش برف شبیه‌سازی شده در زیرحوضه‌های الف) ۱۴ ب) ۱۵

است، می‌باشد. درحالی‌که در زیرحوضه‌های تالش-مرداب انزلی (۱۲)، رودخانه‌های بین سفیدرود و هراز (۱۴)، هراز-قره‌سو (۱۵) و قره‌سو-گرگان (۱۶) تغییرات محسوس در معیار ارزیابی شده مشاهده نمی‌شود، تغییر انحراف معیار سطح پوشش برف در سایر زیرحوضه‌ها محسوس است. در بین زیرحوضه‌های بررسی شده، زیرحوضه کرخه (۲۲) از الگوی عمومی موجود در باقی زیرحوضه‌ها تبعیت نمی‌کند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در این زیرحوضه مقدار انحراف معیار در آینده

انحراف معیار سطح پوشش برف ایران برای دو دوره زمانی حال و آینده (تحت سناریوهای تغییر اقلیم مختلف) در شکل ۹ ارائه شده است. مطابق شکل ۹، آنچه مشخص است این است که در اکثر زیرحوضه‌ها، مقدار انحراف معیار سطح پوشش برف در دوره زمانی آتی و تحت سناریوهای تغییر اقلیم، کمتر از دوره زمانی حال خواهد بود. بنابراین سطح پوشش برف در آینده تحت هر سناریو تغییر اقلیم دارای دامنه تغییرات محدودتری نسبت به آنچه در دوره مشاهداتی وجود داشته

شکل ۱۰ توزیع مکانی سطح پوشش برف زیرحوضه‌های مطالعه شده را در دو دوره زمانی حال و آینده تحت سناریوهای تغییر اقلیم مختلف نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشترین سطح پوشش برف در دوره ۲۰۰۰ الی ۲۰۲۰ اتفاق افتاده است. پس‌از آن، به ترتیب سطح پوشش برف مربوط به سناریو RCP 4.5 و سناریو RCP 8.5، مقادیر کمتری را به خود اختصاص می‌دهند. در مقایسه با وضع موجود، متوسط سطح پوشش برف در ۲۰۲۱-۲۰۹۹ در زیرحوضه‌های مورد مطالعه تحت سناریو RCP 4.5 و RCP 8.5 به ترتیب ۱۰۰٪ افزایش و ۲۰٪ کاهش می‌یابد.

بیشتر از مقدار مشاهداتی خواهد بود. با مقایسه نتایج به دست آمده تحت دو سناریو تغییر اقلیم مختلف نیز می‌توان نتیجه گرفت که اگرچه انحراف معیار سطح پوشش برف در سناریو RCP 4.5 کمی بیشتر از سناریو RCP 8.5 است، اما مقدار انحراف معیار سطح پوشش برف تحت هر دو سناریو نزدیک به یکدیگر خواهد بود. لازم به ذکر است، زیرحوضه ارومیه (۳۰) از این قانون تبعیت نکرده و مقدار انحراف معیار سطح پوشش برف این زیرحوضه تحت سناریو RCP 4.5 به صورت چشمگیری از سناریو RCP 8.5 بیشتر است.

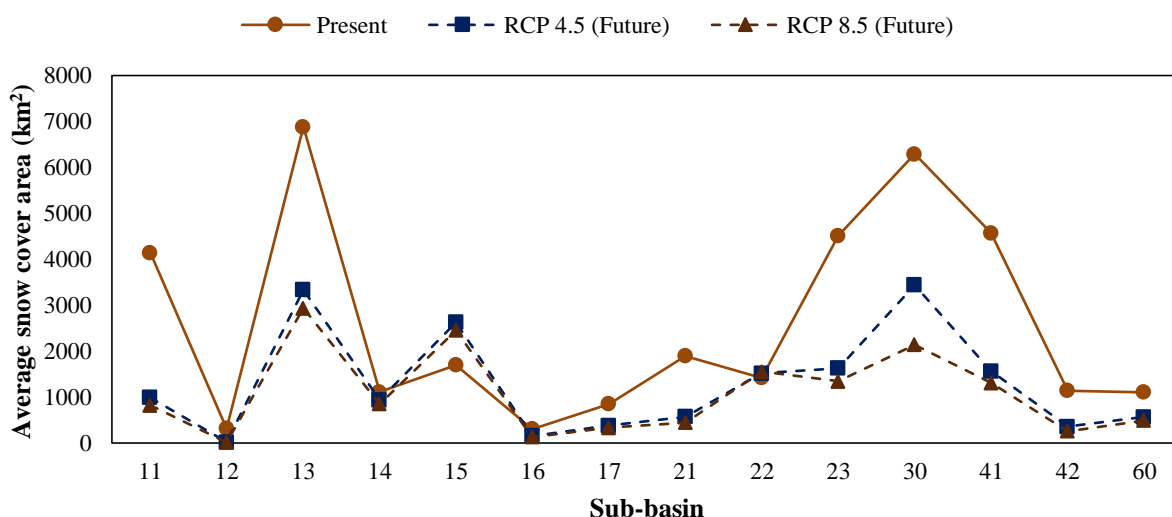


Fig. 8- Historical and projected average snow cover area of different sub-basins

شکل ۸- میانگین سطح پوشش برف زیرحوضه‌های مختلف در دوره زمانی حال و آتی

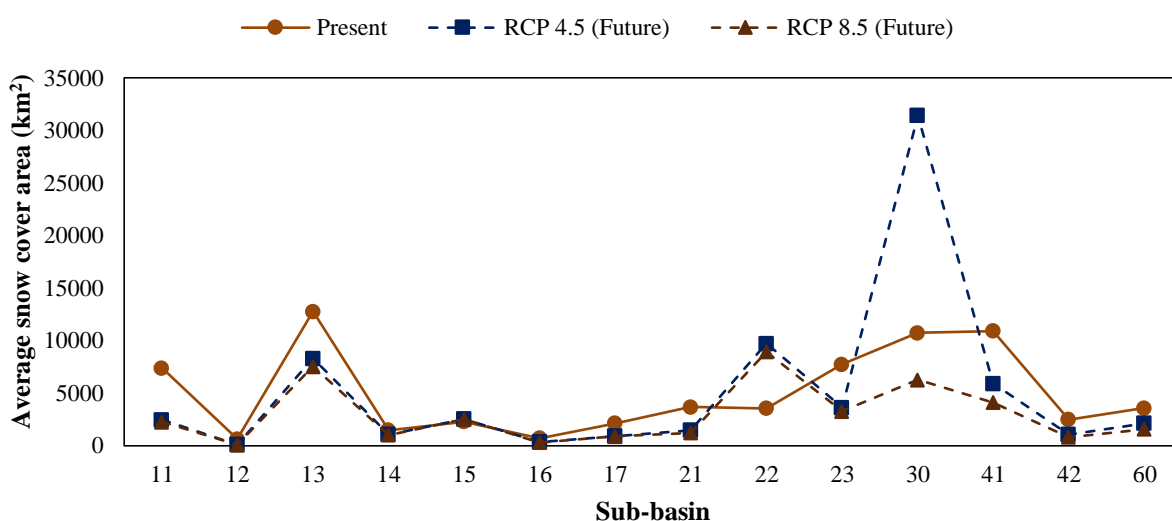


Fig. 9- Historical and projected standard deviation of snow cover area for different sub-basins

شکل ۹- انحراف معیار سطح پوشش برف زیرحوضه‌های مختلف در دوره زمانی حال و آتی

۱۱، مقدار میانگین ماهانه سطح پوشش برف در آینده کمتر از مقادیر مشاهده شده خواهد بود. با توجه به شدیدتر بودن اثرات تغییر اقلیم تحت سناریو RCP8.5 نسبت به سناریو RCP 4.5، به صورت کلی سناریو RCP 4.5 نسبت به سناریو RCP 8.5 دارای مقادیر بزرگتر میانگین ماهانه سطح پوشش برف خواهد بود اما این روند کلی در ماه‌های آوریل، اکتبر و نوامبر نقض شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در ماه آوریل، سناریو RCP 8.5 دارای میانگین ماهانه سطح پوشش برف بیشتری از سناریو RCP 4.5 بوده و تقریباً سطح پوششی برابر با دوره مشاهداتی دارد. لازم به ذکر است، در ماه‌های اکتبر و نوامبر اگرچه الگوی عمومی موجود بین دو سناریو تغییر اقلیم حفظ شده است، اما هر دو سناریو تغییر اقلیم بررسی شده دارای میانگین ماهانه سطح پوشش برف بزرگ‌تری از مقدار مشاهداتی در زمان حال را دارا می‌باشند.

با توجه به شکل زیر، برای هر دو بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۰ و ۲۰۲۱-۲۰۹۹، بیشترین میزان سطح پوشش برف مربوط به زیرحوضه‌های غربی ارس (۱۱)، سفیدرود بزرگ (۱۳)، کارون بزرگ (۲۳)، ارومیه (۳۰) و دریاچه نمک (۴۱) و کمترین میزان سطح پوشش برف نیز مربوط به زیرحوضه‌های شرقی تالش-مرداب انزلی (۱۲)، قره‌سو-گرگان (۱۶) و اترک (۱۷) است.

شکل ۱۱ مقدار میانگین ماهانه سطح پوشش برف در ایران را برای دوره‌های زمانی مختلف و در ماه‌های مختلف نمایش می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشترین مقدار سطح پوشش برف در کشور ایران در ماه‌های ژانویه، فوریه و دسامبر اتفاق می‌افتد. شایان ذکر است که در آینده و تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم، همچنان این ماه‌ها دارای بیشترین سطح پوشش برف خواهند بود. بر اساس شکل

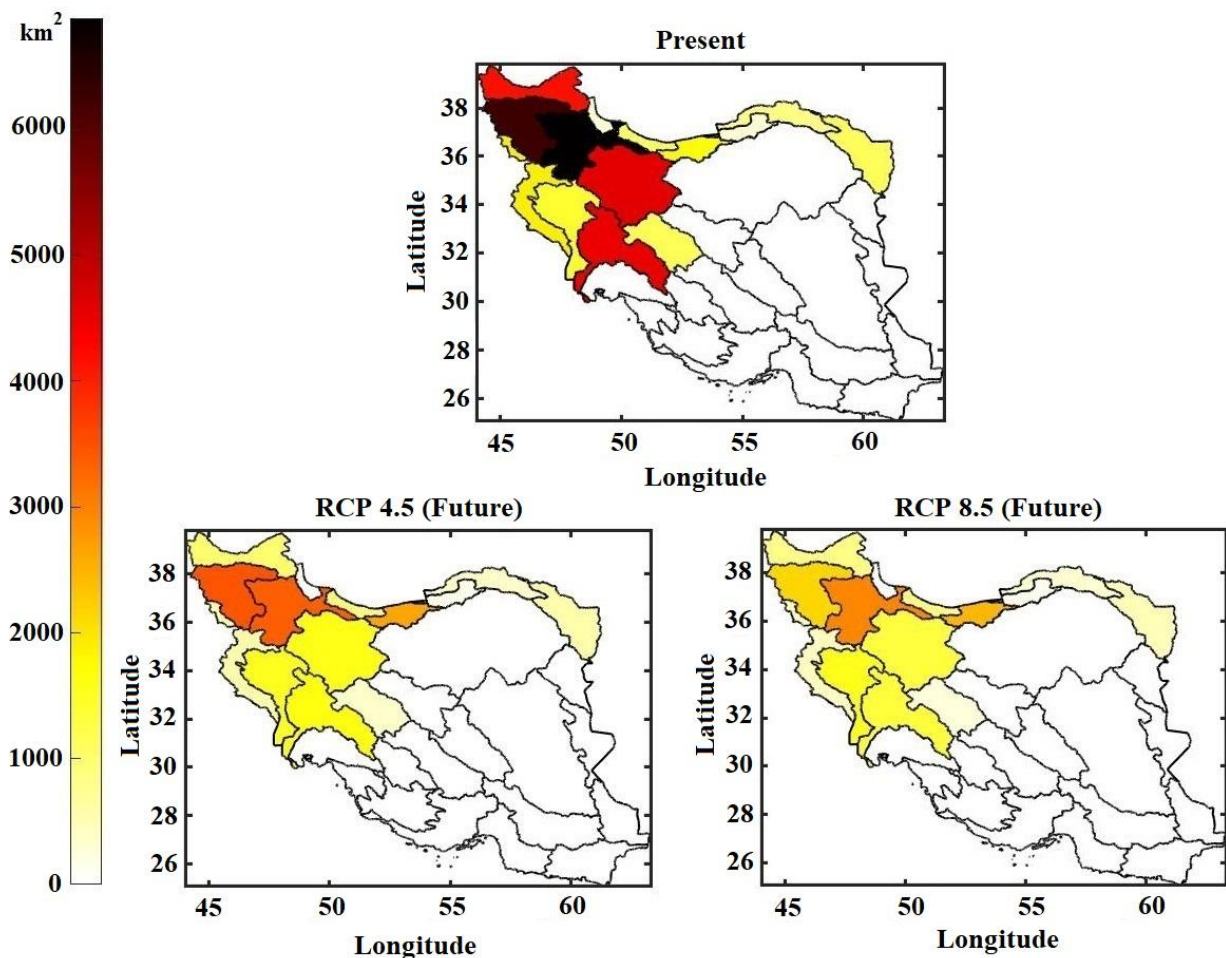


Fig. 10- Spatial distribution of average snow cover area for different sub-basins based on historical and projected time series

شکل ۱۰- توزیع مکانی میانگین سطح پوشش برف برای زیرحوضه‌های مختلف در دوره زمانی حال و آینده

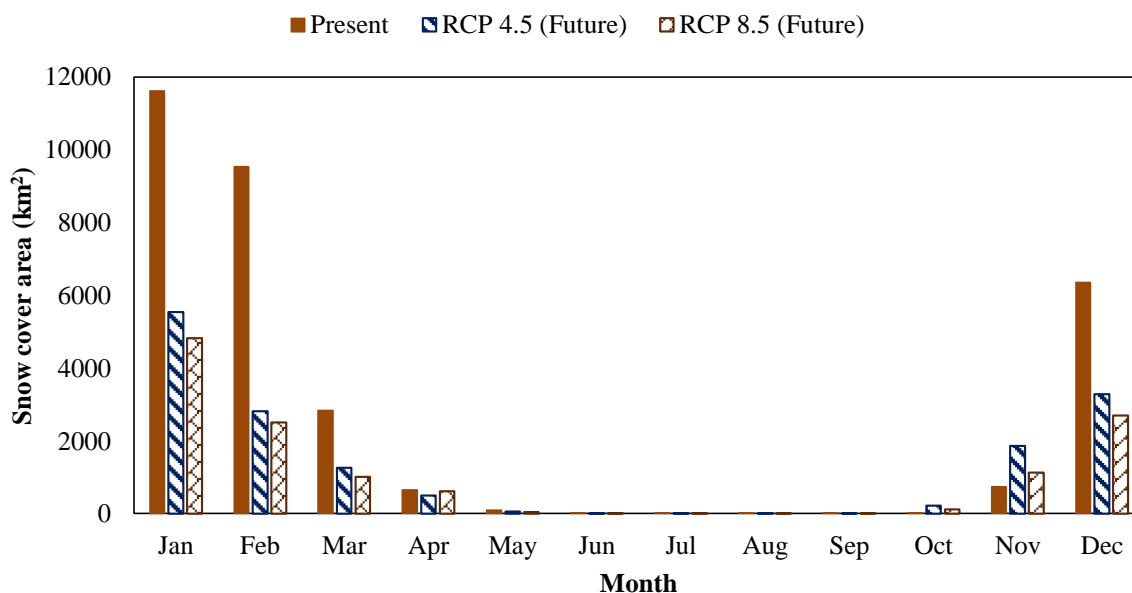


Fig. 11- Monthly average snow cover area in Iran based on historical and projected time series
 شکل ۱۱- میانگین ماهانه سطح پوشش برف ایران برای دوره زمانی حال و آینده

زمستان روند محسوسی وجود دارد. بر اساس آزمون من-کندال، تقریباً ۵۰ درصد زیرحوضه‌ها در این فصل دارای روند قابل توجه منفی بوده و هیچ روند مثبت قابل توجهی در زیرحوضه‌ها مشاهده نمی‌شود.

در گام بعد، از شبکه عصبی مصنوعی برای شبیه‌سازی سطح پوشش برف دوره آتی تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم RCP 4.5 و RCP 8.5 استفاده شد. از این رو، در هر زیر حوضه یک شبکه عصبی مصنوعی با استفاده از داده‌های بازتحلیل اقلیمی بارش و دما به‌عنوان متغیر مستقل و سطح پوشش برف مشاهداتی به‌عنوان متغیر وابسته توسعه داده شد. سپس با استفاده از داده‌های دما و بارش آینده تحت سناریوهای تغییر اقلیم مذکور، سطح پوشش برف در دوره آتی تخمین زده شد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهند که در مقایسه با وضع موجود، سطح پوشش برف در دوره آتی تحت تمامی سناریوهای تغییر اقلیم، کاهش قابل توجهی را تجربه خواهد کرد. در این بین، بدترین شرایط تحت سناریو RCP 8.5 و بهترین شرایط تحت حالت RCP 4.5 اتفاق خواهد افتاد. به نظر می‌رسد بیشترین اثرپذیری در این تغییرات در حوضه‌های واقع در دامنه‌های زاگرس مشاهده می‌شود.

۵- خلاصه و جمع‌بندی

در این پژوهش، اثر تغییر اقلیم بر سطح پوشش برف زیرحوضه‌های ایران بررسی شد. در ابتدا، داده‌های مربوط به سطح پوشش برف سنجنده MODIS برای زیرحوضه‌های مختلف ایران جمع‌آوری شد. پس از بررسی اولیه داده‌ها و محاسبه نسبت پوشش برف به مساحت هر زیرحوضه، تعداد ۱۴ زیرحوضه که پوشش برف قابل توجهی داشتند، انتخاب شده و مورد مطالعه قرار گرفتند. سپس با استفاده از آزمون همگنی نرمال استاندارد، تغییرات نگرانی در رفتار سطح پوشش برف زیرحوضه‌های مختلف شناسایی شد. نتایج این قسمت نشان داد در بین زیرحوضه‌های بررسی‌شده، تنها دو زیرحوضه گاوخونی (۴۲) و طشک-بختگان-مه‌ارلو (۴۳) واقع در بخش مرکزی ایران دارای نقطه شکست در سال ۲۰۰۸ و ۲۰۰۷ هستند. همچنین، از روش‌های آماری ناپارامتریکی همچون آزمون‌های من-کندال و شیب سن برای تعیین روند سطح پوشش برف در زیرحوضه‌های مختلف استفاده شد. نتایج آزمون من-کندال فصلی نشان داد که زیرحوضه‌های کارون بزرگ (۲۳)، گاوخونی (۴۲) و طشک-بختگان-مه‌ارلو (۴۳) دارای روند منفی قابل توجه و زیرحوضه کویر لوت (۴۶) دارای روند مثبت قابل توجه می‌باشند و سایر زیرحوضه‌ها فاقد روند هستند. همچنین با استفاده از آزمون شیب سن، مشخص شد که تنها زیرحوضه طشک-بختگان-مه‌ارلو (۴۳) دارای روندی با شیب منفی می‌باشد. بررسی و تحلیل روند تغییرات سطح پوشش برف فصلی نیز نشان داد که تنها در فصل

- 1- Mann-Kendal
- 2- Sen's Slope
- 3- Representative Concentration Pathway
- 4- Standard Normal Homogeneity Test
- 5- Artificial Neural Network
- 6- Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station
- 7- National Centers for Environmental Prediction
- 8- National Center for Atmospheric Research
- 9- The Community Climate System Model, Ver. 4
- 10- The Normalized Difference Snow Index
- 11- General Circulation Model
- 12- Feed Forward Neural Network
- 13- Sigmoid

۶- مراجع

- Ahmad I, Tang D, Wang T, Wang M, Wagan B (2015) Precipitation trends over time using Mann-Kendall and spearman's rho tests in swat river basin, Pakistan. *Advances in Meteorology*. DOI: <http://dx.doi.org/10.1155/2015/431860>.
- Alexandersson H (1986) A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6 (6):661-75
- Arikan BB, Kahya E (2019) Homogeneity revisited: Analysis of updated precipitation series in Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 135(1):211-220
- Ashraf M S, Ahmad I, Khan N M, Zhang F, Bilal A, Guo J (2021) Streamflow variations in monthly, seasonal, annual and extreme values using Mann-Kendall, Spearman's Rho and innovative trend analysis. *Water Resources Management* 35(1):243-261
- Ashrafi S, Kerachian R, Pourmoghim P, Behboudian M, Motlaghzadeh K (2022) Evaluating and improving the sustainability of ecosystem services in river basins under climate change. *Science of the Total Environment* 806:150702
- Cheng L, AghaKouchak A, Gilleland E, Katz RK (2014) Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic Change* 127:353-369
- Darand M (2020) Future changes in temperature extremes in climate variability over Iran. *Meteorological Applications* 27(6):e1968
- Dedieu JP, Lessard-Fontaine A, Ravazzani G, Cremonese E, Shalpykova G, Beniston M (2014) Shifting mountain snow patterns in a changing climate from remote sensing retrieval. *Science of the Total Environment* 493:1267-1279
- Flato G, Marotzke J, Abiodun B, Braconnot P, Chou SC, Collins W, Cox P, Driouech F, Emori S, Eyring V, Forest C, Gleckler P, Guilyardi E, Jakob C, Kattsov V, Reason C, Rummukainen M (2014) Evaluation of climate models. In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 741-866). Cambridge University Press
- Funk C, Peterson P, Landsfeld M, Pedreros D, Verdin J, Shukla S, Husak G, Rowland J, Harrison L, Hoell A, Michaelsen, J (2015) The climate hazards infrared precipitation with stations- A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* 2(1):1-21
- Gilbert RO (1987) *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons
- Gocic M, Trajkovic S (2013) Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Global and Planetary Change* 100:172-182
- Güçlü YS (2020) Improved visualization for trend analysis by comparing with classical Mann-Kendall test and ITA. *Journal of Hydrology* 584:124674
- Hall DK, Salomonson VV, Riggs GA (2016) MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500m grid. version 6, boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.006>
- Hall DK, Riggs GA, Salomonson VV (1995) Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution image spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment* 54(6):127-140
- Hirsch RM, Slack JR, Smith RA (1982) Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research* 18(1):107-121
- Jaiswal RK, Lohani AK, Tiwari HL (2015) Statistical analysis for change detection and trend assessment in climatological parameters. *Environmental Processes* 2(4):729-749
- Kaboli S, Hekmatzadeh AA, Darabi H, Haghghi AT (2021) Variation in physical characteristics of rainfall in Iran, determined using daily rainfall concentration index and monthly rainfall percentage index. *Theoretical and Applied Climatology* 144(1):507-520

- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3):437-472
- Kendall MG (1976) Rank correlation methods. *British Journal of Statistical Psychology* 9(1):68-68
- Kothari M, Gharde KD (2015) Application of ANN and fuzzy logic algorithms for streamflow modelling of Savitri catchment. *Journal of Earth System Science* 124(5):933-943
- Kouhestani S, Eslamian S, Besalatpour A (2017) The effect of climate change on the Zayandeh-Rud River Basin's temperature using a Bayesian machine learning soft computing technique. *Journal of Water and Soil Science* 21(1):203-216 (In Persian)
- Madani K, AghaKouchak A, Mirchi A (2016) Iran's socio-economic drought: Challenges of a water-bankrupt nation. *Iranian Studies* 49(6):997-1016
- Mann HB (1945) Nonparametric tests against trend. *Econometrica* 13:245-259
- Marcolini G, Bellin A, Chiogna G (2017) Performance of the standard normal homogeneity test for the homogenization of mean seasonal snow depth time series. *International Journal of Climatology* 37:1267-1277
- Maskey S, Uhlenbrook S, Ojha S (2011) An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data. *Climatic Change* 108(1):391-400
- May R, Dandy G, Maier H, Nixon J (2008) Application of partial mutual information variable selection to ANN forecasting of water quality in water distribution systems. *Environmental Modelling and Software* 23:1289-1299
- Mohammadi Ahmadmahmoudi P, Khorani A (2019) Snow cover changes of Zagros Range in 2001-2016 using daily data of MODIS. *Journal of the Earth and Space Physics* 45(2):355-371
- Mohammadpour Khoie MM, Nasserli M (2022) Evaluation of unstationary and extreme value patterns of precipitation over Iran considering impacts of climate change. *Journal of Climate Research* 1401(49): 131-148 (In Persian)
- Noori N, Kalin L (2016) Coupling SWAT and ANN models for enhanced daily streamflow prediction. *Journal of Hydrology* 533:141-151
- Notarnicola C (2020) Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000-2018. *Remote Sensing of Environment* 243:111781
- Panahi DM, Kalantari Z, Ghajarnia N, Seifollahi-Aghmiuni S, Destouni G (2020) Variability and change in the hydro-climate and water resources of Iran over a recent 30-year period. *Scientific Reports* 10(1):1-9
- Pérez T, Mattar C, Fuster R (2018) Decrease in snow cover over the Aysén river catchment in Patagonia, Chile. *Water* 10(5):619
- Pirnia A, Golshan M, Darabi H, Adamowski J, Rozbeh S (2019) Using the Mann-Kendall test and double mass curve method to explore stream flow changes in response to climate and human activities. *Journal of Water and Climate Change* 10(4):725-742
- Prasad R, Deo RC, Li Y, Maraseni T (2017) Input selection and performance optimization of ANN-based streamflow forecasts in the drought-prone Murray Darling Basin region using IIS and MODWT algorithm. *Atmospheric Research* 197:42-63
- Raisi MB, Vafakhah M, Moradi H (2021) Modeling snowmelt runoff under CMIP5 scenarios in the Beheshtabad watershed. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions of Civil Engineering* 45(3):1919-1927
- Rani S (2021) Appraising the changing climate and extent of snow in the Kashmir Himalaya using MODIS data. *Advances in Remote Sensing for Natural Resource Monitoring*, doi: <https://doi.org/10.1002/9781119616016.ch14>
- Moss RH, Edmonds JA, Hibbard KA, Manning MR, Rose SK, van Vuuren DP, Carter TR, Emori S, Kainuma M, Kram T, Meehl GA, Mitchell JF, Nakicenovic N, Riahi K, Smith SJ, Stouffer RJ, Thomson AM, Weyant JP, Wilbanks TJ (2010) The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463(7282):747-56
- Salmi T, Maatta A, Anttila P, Ruoho-Airola T, Amnell T (2002) Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates- The excel template application MAKESENS. *Air Quality*: 31
- Sen PK (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63(324):1379-1389
- Sirois A (1998) A brief and biased overview of time series analysis or how to find that evasive trend. In WMO report No. 133: WMO/EMEP Workshop on Advanced Statistical methods and Their Application

- to Air Quality Data sets (Helsinki, 14-18 September 1998)
- Soltani M, Laux P, Kunstmann H, Stan K, Sohrabi MM, Molanejad M, Sabziparvar AA, SaadatAbadi AR, Ranjbar F, Rousta I, Zavar-Reza P (2016) Assessment of climate variations in temperature and precipitation extreme events over Iran. *Theoretical and Applied Climatology* 126(3):775-795
- Sood V, Singh S, Taloor AK, Prashar S, Kaur R (2020) Monitoring and mapping of snow cover variability using topographically derived NDSI model over north Indian Himalayas during the period 2008–19. *Applied Computing and Geosciences* 8:100040
- Szczypta C, Gascoin S, Houet T, Hagolle O, Dejoux JF, Vigneau C, Fanise P (2015) Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *Journal of Hydrology* 521:84-99
- Tabari H, Marofi S (2011) Changes of pan evaporation in the west of Iran. *Water Resources Management* 25(1):97–111
- Tahani M, Vakili M, Khosrojerdi S (2016) Experimental evaluation and ANN modeling of thermal conductivity of graphene oxide nanoplatelets/deionized water nanofluid. *International Communications in Heat and Mass Transfer* 76:358-365
- Tavakolifar H, Shahghasemi E, Nazif S (2017) Evaluation of climate change impacts on extreme rainfall events characteristics using a synoptic weather typing-based daily precipitation downscaling model. *Journal of Water and Climate Change* 8(3):388–411
- Vaghefi SA, Keykhai M, Jahanbakhshi F, Sheikholeslami J, Ahmadi A, Yang H, Abbaspour KC (2019) The future of extreme climate in Iran. *Scientific Reports* 9(1):1464
- Wang W, Van Gelder P, Vrijling JK, Ma J (2006) Forecasting daily streamflow using hybrid ANN models. *Journal of Hydrology* 324(1-4):383-399
- Xuejin T, Zhenni W, Xingmin M, Peng G, Guangju Z, Wenyi S, Chaojun G (2019) Spatiotemporal changes in snow cover over China during 1960–2013. *Atmospheric Research* 218:183-194
- Zhang X, Zwiers FW, Li G (2004) Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values. *Journal of Climate* 17(10):1945–1952
- Zhou H, Aizen E, Aizen V (2017) Seasonal snow cover regime and historical change in Central Asia from 1986 to 2008. *Global and Planetary Change* 148:192-216