

Analysis of the relationship between the atmospheric thickness and the number of snow-covered days in Iran

Mohammad Sadegh Keikhosravi-Kiany^{1*} 

1. Corresponding Author, Assistant professor, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:

Received: 01 November 2023

Revised: 15 March 2024

Accepted: 27 April 2024

Keywords:

geo-potential height, Iran, atmospheric thickness, snow-covered days, MODIS, global warming.

ABSTRACT

The current research aims to investigate the relationship between changes in the thickness of the atmosphere and the number of snow-covered days in Iran. For this purpose, the data of the geo-potential height values of 850, 700, 600, and 500 hpa levels were received from (ECMWF) daily and in a spatial resolution of 0.25×0.25 degrees of longitude and latitude for the period of 1379-1399. The thickness of the atmosphere is a variable that represents the temperature of the air layer, and the lower the thickness of the atmosphere, the lower the temperature of the air layer, and the higher the thickness of the atmosphere, the warmer the temperature of the air layer. The snow cover data of MODIS Terra and MODIS Aqua were taken daily between 1379 and 1399 and at a spatial resolution of 500×500 meters from the NASA website. Next, the spatial resolution of the snow cover data was changed to 0.25×0.25 degrees of latitude and longitude using the nearest neighbor method. The findings show that the highest values of the correlation coefficient can be seen in the winter season, so in many parts of the highlands in Iran, the values of the correlation coefficient are significant and generally less than -0.7, which indicates that the smaller values of the atmospheric thickness, the more snow-covered days throughout the country. Also, in spring and autumn, the number of cells that have a significant correlation is less than in winter. The increase in the thickness of the atmosphere over the past years in the Northern Hemisphere and Iran, which is a reflection of the increase in temperature in the atmospheric layers, can be a serious threat to the stability of snow cover, especially at high altitudes.

Cite this article: Keikhosravi-Kiany, M. S. (2024). Analysis of the relationship between the atmospheric thickness and the number of snow-covered days in Iran. *Journal of Natural Environmental Hazards*, 13(41), 85-102. DOI: 10.22111/jneh.2024.47031.1996



© Mohammad Sadegh Keikhosravi-Kiany

Publisher: University of Sistan and Baluchestan

DOI: 10.22111/jneh.2024.47031.1996

* Corresponding Author Email: ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۳، شماره ۴۱، مهر ۱۴۰۳

واکاوی پیوند میان ضخامت جو با شمار روزهای برفپوشان در ایران

محمدصادق کیخسروی کیانی^{۱*}

۱. استادیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان (نویسنده مسئول)

اطلاعات مقاله	چکیده
<p>نوع مقاله: مقاله پژوهشی</p> <p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۱۰</p> <p>تاریخ ویرایش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۵</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۸</p> <p>واژه‌های کلیدی: ضخامت جو، روزهای برفپوشان، ارتفاع ژئوپتانسیل، سنجنده‌ی مودیس، گرمایش جهانی.</p>	<p>هدف از این پژوهش واکاوی ارتباط و پیوند میان تغییرات ضخامت جو با شمار روزهای برفپوشان در ایران است. برای این منظور داده‌های مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه (ECMWF) به صورت روزانه و در تفکیک مکانی $۰/۲۵ \times ۰/۲۵$ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی برای بازه‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ دریافت گردید. مقادیر ضخامت جو متغیری است که نماینده‌ی دمای لایه‌ی هواس و هرچه مقادیر ضخامت جو کم‌تر باشد نشان‌دهنده‌ی این مسئله است که دمای لایه‌ی هوا نیز سردتر است و هرچه مقادیر ضخامت جو نیز بیشتر باشد دمای لایه‌ی هوا نیز گرم‌تر است. همچنین داده‌های پوشش برف سنجنده‌ی مودیس ترا و مودیس آکوا به صورت روزانه برای دوره‌ی زمانی ۱۳۹۹-۱۳۷۹ و در تفکیک مکانی ۵۰۰×۵۰۰ متر از تارنمای ناسا برداشت شد. با توجه به عدم تفکیک مکانی یکسان داده‌های ضخامت جو و پوشش برف به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی و روش نزدیک‌ترین همسایه، تفکیک مکانی داده‌های پوشش برف به $۰/۲۵ \times ۰/۲۵$ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی تبدیل شد. یافته‌ها نشان می‌دهد بیشترین مقادیر ضریب همبستگی در فصل زمستان قابل مشاهده است، به گونه‌ای که در بخش‌های زیادی از ارتفاعات در ایران مقادیر ضریب همبستگی معنادار به کم‌تر از $-۰/۷$ نیز می‌رسد و گویای این مسئله است که هرچه مقادیر ضخامت جو کمتر باشد شمار روزهای برفپوشان نیز بیشتر خواهد بود. همچنین در فصول بهار و پاییز شمار یاخته‌هایی که دارای همبستگی معنادار هستند نسبت به فصل زمستان کمتر است که این مسئله به سبب کمتر بودن تعداد روزهای برفپوشان در مقایسه با فصل زمستان است. با توجه به افزایش مقادیر ضخامت جو طی سال‌های گذشته در نیم‌کره‌ی شمالی و ایران که به نوعی بازتاب‌دهنده‌ی افزایش دما در لایه‌های جو است، این مسئله می‌تواند برای پایداری انباره‌های برفی به‌ویژه در ارتفاعات تهدیدی جدی به حساب آید.</p>

استناد: کیخسروی کیانی، محمدصادق. (۱۴۰۳). واکاوی پیوند میان ضخامت جو با شمار روزهای برفپوشان در ایران. مخاطرات محیط طبیعی ۱۳(۴۱):

DOI: 10.22111/jneh.2024.47031.1996.۱۰۲-۸۵



© محمدصادق کیخسروی کیانی.

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

مقدمه

تعداد بسیاری از پژوهشگران علوم زمین، تغییرات آب و هوایی در طی دهه‌های اخیر را به سبب گرمایش جهانی می‌دانند. ایشان افزایش دما به‌خصوص دمای کمینه، تغییرات فصل رویش گیاهی، گدازش یخ‌های قطبی، مهاجرت برف‌مرز به ارتفاعات بالاتر، ماندگاری خشکسالی‌ها و رویدادهایی از این دست را ناشی از اثرات تغییر اقلیم و گرمایش جهانی می‌دانند. در همین راستا می‌توانیم مسئله تغییرات دمایی و ارتباط آن را با پوشش برف با رویکردی دیگر نیز بسنجیم. از آنجاکه با افزایش دمای هوا، بر ضخامت جو نیز افزوده می‌شود و با کم‌شدن دمای هوا، ضخامت جو نیز کاهش می‌یابد، می‌توان گفت که مقادیر ضخامت جو می‌تواند نماینده‌ی خوبی از دمای جو باشد. بنابراین به منظور بررسی گرمایش جهانی و تغییر اقلیم می‌توانیم به‌جای به‌کارگیری دمای ایستگاه‌های هواشناسی، به کمک وردش‌های ضخامت جو دمای هوا را ردیابی نموده و مورد بررسی قرار دهیم. همان‌گونه که در مطالعات بی‌شماری نیز روند افزایش دما و فراوانی فرین‌های دمایی در قلمروهای جغرافیایی مورد تأیید قرار گرفته است (موشین و گوگ^۱، ۲۰۱۰؛ احمد و همکاران^۲، ۲۰۱۰؛ یائو و چن^۳، ۲۰۱۵؛ چاتوپدهی و ادوارد^۴، ۲۰۱۶؛ آسفو و همکاران^۴، ۲۰۱۸؛ ری و همکاران^۵، ۲۰۱۹؛ یاکوب و تیفر^۶، ۲۰۱۹؛ یونس و کیا^۷، ۲۰۲۱؛ ارلت و همکاران^۸، ۲۰۲۲). بنابراین می‌بایست بر ضخامت جو نیز اضافه شده باشد که در همین راستا علاوه بر اندازه‌گیری‌های ایستگاهی، شاهد دیگری برای صحه‌گذاردن بر گرمایش جهانی به‌دست می‌آید. گرمایش جهانی و در واقع ناهنجاری‌های مثبت دمایی می‌تواند طیف متنوعی از اثرات زیست-محیطی را در بخش‌های کشاورزی، منابع آبی و ... وارد آورد. در همین راستا می‌توان به کمک بررسی تغییرات ضخامت جو و ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل بخشی از تغییرات دمایی، نوسان‌های پوشش برف و تغییرات ارتفاع برف‌مرز را تبیین نمود. طی سال‌های گذشته مطالعات مختلفی در ارتباط با پیوند میان بارش و دما و اثر آن بر روی پوشش‌های برفی در قلمروهای مختلف جغرافیایی انجام شده است؛ اما مطالعاتی که پیوند میان ضخامت جو و پوشش برف را سنجیده باشد بسیار محدود است. برای نمونه، در پژوهشی حاسین و همکاران^۹ (۲۰۱۹) به بررسی تغییرات پوشش برف و ارتباط و پیوند آن با دما و بارش در حوضه‌ی رودخانه‌ی گیلگیت در شمال‌شرق کشور پاکستان پرداختند. محاسبات نشان داد گستره‌ی پوشش برف در مقیاس سالانه و فصلی در منطقه به‌طور کلی دارای روند کاهش غیرمعنادار است؛ اما این در حالی بود که پوشش برف در فصل پاییز در منطقه دارای روند کاهش معنادار با نرخ ۱۹۸/۳۶ کیلومتر مربع در سال است. همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد پوشش برف با دما دارای یک ارتباط معکوس قوی است این درحالی است که ارتباط پوشش برف و بارش یک همبستگی ضعیف را نشان می‌دهد. همانند با یافته‌های این پژوهش، بررسی‌های جین و همکاران^{۱۰} (۲۰۲۲) در فلات تبت گویای آن است که پوشش برف در این منطقه با دما دارای همبستگی قوی و با بارش دارای همبستگی نه‌چندان نیرومندی است. در پژوهشی مشابه،

1 - Mohsin et al.

2 - Yao & Chen

3 - Chattopadhyay & Edwards

4 - Asfaw et al.

5 - Ray et al.

6 - Yacoub & Tayfur

7 - Üneş & Kaya

8 - Erlat et al.

9 - Hussain et al.

10 - Jin et al.

ساهو و گوپتا^۱ (۲۰۲۰) به کمک داده‌های ۸ روزه‌ی سنجنده‌ی مودیس ارتباط میان پوشش برف و پارامترهای دما و بارش را در حوضه‌ی چاندرا در غرب هیمالیا ارزیابی نمودند. محاسبات نشان می‌دهد ارتباط و پیوند میان پوشش برف با دما بسیار قوی‌تر از پیوند آن با بارش است، به‌گونه‌ای که در مقیاس سالانه ضریب همبستگی میان پوشش برف و دما ۰/۷۴- و پیوند پوشش برف و بارش ۰/۴ بود. البته لازم به یادآوری است ارتباط میان دما و بارش با مقادیر پوشش برف ممکن است در هر یک از طبقات ارتفاعی متفاوت باشد. برای مثال یافته‌های بان و همکاران^۲ (۲۰۲۰) در حوضه‌ی رودخانه یارلانگ زنگبو گویای آن است ارتباط میان بارش و دما و مقادیر پوشش برف در هر یک از طبقات ارتفاعی متفاوت است. برای مثال در طبقات ارتفاعی پایین‌تر از حدود ۵۹۲۵ متر دما با گستره‌های پوشش برف دارای همبستگی منفی و با بارش دارای همبستگی مثبت است. یافته‌های کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۹) در ایران نشان می‌دهد تراز ۲۸۰۰ متر از سطح دریا در فصل انباشت برف به‌ویژه ماه آبان یک تراز گذار به حساب می‌آید و مقادیر پوشش‌های برفی در ارتفاعات بالاتر از این آستانه کمتر از تغییرات دمایی اثر می‌پذیرد و در واقع این بارش است که نقش مهمی در تغییرات پوشش برف بازی می‌کند؛ چراکه در این طبقات ارتفاعی سرمایش مناسب امکان بارش به شکل برف را فراهم می‌کند. مجموع مطالعات بالا نشان می‌دهد به‌طور کلی یک رابطه‌ی معکوس نیرومند میان پوشش‌های برفی و دما در قلمروهای مختلف جغرافیایی قابل‌رؤیت است. همچنین مطالعات گسترده‌ای نیز که در زمینه‌ی تغییرات دما در ایران انجام شده است، همگی نشان‌دهنده‌ی روند افزایش دما هستند (محمودی و همکاران، ۲۰۱۹؛ فلاح قاهره‌ی و همکاران، ۲۰۱۹؛ عساکره و همکاران، ۲۰۲۰؛ جوانشیری و همکاران، ۲۰۲۱) و در بیشتر مطالعات، یافته‌ها نشان‌دهنده‌ی این مسئله است که شیب روند افزایش دمای کمینه از مقدار روند دمای بیشینه بالاتر است و این مسئله می‌تواند اثرات سوپی را به‌ویژه بر روی منابع برفی ایران داشته باشد. از آنجاکه وردش‌های ضخامت جو را می‌توان به‌عنوان نماینده‌ی تغییرات دما در نظر گرفت، می‌توان وردش‌ها و تغییرات دمایی را به کمک نوسانات و تغییرات ضخامت جو تبیین نمود و با توجه به اینکه واکاوی اثر ضخامت جو بر روی مقادیر شمار روزهای برف‌پوشان در ایران بررسی نشده است، یافته‌های این پژوهش می‌تواند به پرسش‌های مهمی در این زمینه پاسخ دهد. مهم‌ترین پرسشی که این پژوهش به‌دنبال پاسخ به آن است این است که چه ارتباطی میان شمار روزهای برف‌پوشان و ضخامت جو به‌صورت مکانی در قلمرو ایران دیده می‌شود و این ارتباط در هر یک از فصول چگونه است.

داده‌ها و روش‌شناسی

در این پژوهش داده‌های مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال پایگاه (ECMWF) از تارنمای مربوطه^۳ با فرمت ان‌سی^۴ برای دوره‌ی زمانی ۱۹۷۹/۱/۱ تا ۲۰۲۱/۱۲/۳۱ با تفکیک مکانی $۰/۲۵ \times ۰/۲۵$ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی برای کل نیم‌کره‌ی شمالی دریافت گردید. داده‌های مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل پایگاه

^۱ - Sahu & Gupta

^۲ - Ban et al.

^۳ - (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets>)

^۴ - NetCdf

(ECMWF) برای ترازهای ارتفاعی یادشده در محیط نرم‌افزار متلب پردازش گردید و داده‌ها بر روی نیم‌کره‌ی شمالی و برای بازه‌ی زمانی ۱۹۷۹/۱/۱ - ۲۰۲۱/۱۲/۳۱ به صورت (mat file) استخراج شد و در نهایت ماتریس‌های زمان - مکان مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تولید گردید. ماتریس‌های تولیدشده از داده‌های پایگاه (ECMWF) دارای ابعاد ۱۵۷۰۶×۳۲۴۰۰ بودند که سطرها نماینده‌ی روزها و ستون‌ها نیز نماینده‌ی یاخته‌های مکانی بر روی نیم‌کره‌ی شمالی بود. همچنین به منظور محاسبه‌ی مقادیر ضخامت جو، مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از روزها و برای هر یک از ترازها از یکدیگر کسر شد و در نهایت ماتریس‌هایی در ابعاد ۱۵۷۰۶×۳۲۴۰۰ که به ترتیب معرف مقادیر ضخامت جو پایگاه (ECMWF) بود بر روی نیم‌کره‌ی شمالی ساخته شد. در این حالت ضخامت جو برای شش لایه‌ی ارتفاعی ۷۰۰-۵۰۰؛ ۸۵۰-۶۰۰؛ ۸۵۰-۵۰۰؛ ۶۰۰-۷۰۰؛ ۷۰۰-۵۰۰؛ و ۶۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره‌ی زمانی ۱۹۷۹/۱/۱ - ۲۰۲۱/۱۲/۳۱ و برای کل نیم‌کره‌ی شمالی ساخته شد. از آنجاکه میانگین ارتفاع ایران چیزی در حدود ۱۲۵۰ متر است، تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به‌عنوان پایین‌ترین تراز مورد بررسی انتخاب گردید تا تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و با توجه به تنوع ارتفاعی بالا در ایران، برای یک بررسی جامع؛ ترازهای مختلف ارتفاعی در نظر گرفته شد. همچنین در این پژوهش داده‌های پوشش برف نیز به-کار گرفته شد. داده‌های پوشش برف در سنجنده‌ی مودیس به‌صورت کاشی تولید می‌شود و اندازه‌ی هر کدام از کاشی‌ها ۱۲۰۰×۱۲۰۰ کیلومتر می‌باشد. شش کاشی با نام‌های H21v05، H22v05، H23v05، H21v06، H22v06، H23v06 از میان همه‌ی کاشی‌های در دسترس، کل منطقه‌ی ایران را پوشش می‌داد. مرحله‌ی بعدی کنار هم قراردادن این شش کاشی بود که به این کار در اصطلاح موزائیک کردن کاشی‌ها می‌گویند. بدون قراردادن کاشی‌ها در کنار یکدیگر امکان انجام پردازش‌ها و ترسیم نقشه‌ها میسر نبود. نویسه‌ی H در نام هر کاشی بیانگر وجه افقی^۱ و نویسه‌ی V نیز بیانگر وجه عمودی^۲ می‌باشد. شیوه‌ی موزائیک کردن کاشی‌ها به این صورت بود که کاشی‌هایی که شماره‌ی وجه عمودی آن‌ها ۵ بود در ردیف اول و کاشی‌هایی که شماره‌ی وجه عمودی آن‌ها ۶ بود در ردیف زیرین جای می‌گرفت. در درون کاشی‌های فرآورده‌های پوشش برف کدهای گوناگونی وجود دارد که هر یک از آن‌ها نماینده‌ی یک وضعیت برای هر یاخته می‌باشد. از آنجاکه پوشش ابر در داده‌های سنجنده‌ی مودیس مانعی برای رصد پوشش‌های برفی است، در گام اول به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی پالایه‌های زمانی و مکانی بر روی داده‌های خام پوشش برف انجام گرفت. به‌کارگیری پالایه‌های زمانی و مکانی در مطالعات بسیاری به‌کارگیری و استفاده شده است (لی و همکاران^۳، ۲۰۱۹؛ فوگازا و همکاران^۴، ۲۰۲۱؛ ماتر و همکاران^۵، ۲۰۲۲؛ یوان و همکاران^۶، ۲۰۲۲؛ تانگ و همکاران^۷، ۲۰۲۲؛ یوبائو و همکاران^۸، ۲۰۲۳). پس از حذف اثر ابرناکی به منظور محاسبه‌ی شمار روزهای برفپوشان به این شیوه عمل شد که در ابتدا یاخته‌های پوشیده از برف بر روی داده‌های سنجنده‌ی مودیس شناسایی شد که در این حالت بر روی یاخته‌ی پوشیده از برف کد ۱ و در غیر این صورت کد صفر اختصاص داده شد و در گام بعد به کمک حلقه‌های تکرار در محیط نرم‌افزار متلب ماتریس نقشه‌ها که مشتمل بر اعداد منطقی صفر و یک بود جمع

1 - Horizontal

2 - Vertical

3 - Li et al.,

4 - Fugazza et al.,

5 - Mattar et al.,

6 - Yuan et al.,

7 - Tang et al.,

8 - Yubao et al.,

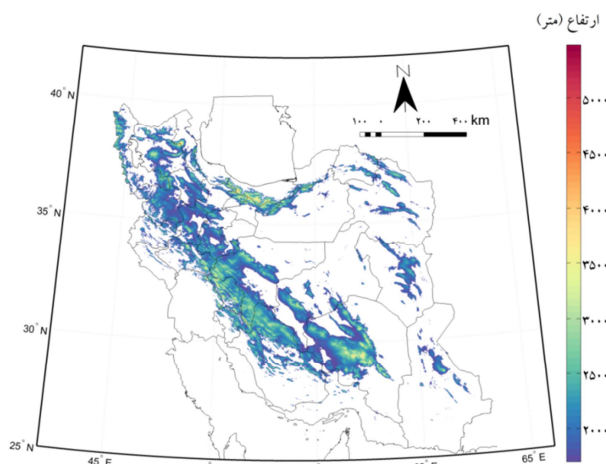
بسته شد. برای نمونه اگر در ۳۰ نقشه‌ی (ماتریس) ماه دی بر روی یک یاخته تعداد ۲۰ بار کد ۱ مشاهده شده باشد به این معناست که تعداد ۲۰ روز در ماه یادشده بر روی یاخته مورد بررسی پوشش برفی دیده شده است یا به عبارت بهتر بر روی یاخته‌ی یادشده در ماه مورد بررسی، تعداد ۲۰ روز برف‌پوشان دیده می‌شود. با توجه به تفکیک مکانی ۵۰۰ متر داده‌های پوشش برف سنجنده‌ی مودیس بیش از ۷ میلیون یاخته‌ی گستره‌ی ایران را می‌پوشانید. بنابراین اعمال پالایه به منظور کاهش اثر ابرناکی جزء مراحل بسیار زمان‌بر در پردازش داده‌ها به حساب می‌آید چراکه داده‌های دو سنجنده برای بیش از هفت هزار روز پردازش گردید.

به منظور بررسی پیوند میان ضخامت جو و ناهنجاری‌های شمار روزهای برف‌پوشان، به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب داده‌های روزانه‌ی پوشش برف به تفکیک زمانی فصلی برای هر سال تبدیل شد. از آنجاکه در فصل تابستان در بسیاری از بخش‌های کشور عملاً پوشش برفی وجود ندارد فقط فصول بهار، پاییز و زمستان برای واکاوی‌ها در نظر گرفته شد. پس از آماده‌سازی ماتریس شمار روزهای برف‌پوشان هر فصل برای هر یک از سال‌های مورد بررسی (۱۳۷۹-۱۳۹۹)، تفکیک مکانی داده‌های پوشش برف از ۵۰۰ متر به ۰/۲۵ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی تبدیل شد. بنابراین هماهنگ با بازه‌ی زمانی داده‌های پوشش برف، داده‌های ضخامت جو نیز برای بازه‌ی زمانی ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۹ انتخاب گردید. از روش نزدیک‌ترین همسایه نیز برای تبدیل تفکیک مکانی داده‌های پوشش برف به ۰/۲۵ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی بهره گرفته شد. این کار از آن جهت انجام شد تا تفکیک مکانی داده‌های پوشش برف هماهنگ با تفکیک مکانی داده‌های ضخامت جو شود تا امکان مقایسه‌ی یاخته به یاخته‌ی دو متغیر فراهم شود. همچنین در گام بعدی داده‌های ضخامت جو نیز به صورت فصلی مشتمل بر فصول بهار، پاییز و زمستان و برای هر سال آماده‌سازی شد. در گام بعدی به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب ضریب همبستگی میان مقادیر ضخامت جو برای ترازهای ارتفاعی (۷۰۰-۷۰۰)، (۸۵۰-۷۰۰)، (۱۰۰۰-۷۰۰)، (۱۱۵۰-۷۰۰)، (۱۳۰۰-۷۰۰)، (۱۴۵۰-۷۰۰)، (۱۶۰۰-۷۰۰)، (۱۷۰۰-۷۰۰)، (۱۸۵۰-۷۰۰)، (۲۰۰۰-۷۰۰) هکتوپاسکال و شمار روزهای برف‌پوشان به صورت یاخته به یاخته محاسبه گردید و ضریب همبستگی یاخته‌هایی که در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار بود استخراج و به صورت نقشه‌های مکانی ترسیم گردید. برای محاسبه‌ی معناداری همبستگی نیز مقادیر پی ویلیو^۱ بر روی هر یاخته محاسبه و به کمک آن معناداری در سطح اطمینان ۹۵ درصد محاسبه گردید.

منطقه‌ی مورد مطالعه

مطالعات پیشین (کیخسروی کیانی و مسعودیان، ۱۳۹۹؛ کفایت مطلق و همکاران، ۲۰۲۳) نشان می‌دهد به‌طور کلی شرایط مناسب انباشت پوشش برف در ایران از طبقه‌ی ارتفاعی ۱۷۰۰ متر آغاز می‌شود. بنابراین با استفاده‌ی از مدل رقومی ارتفاع در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر هماهنگ با تفکیک مکانی داده‌های پوشش برف تنها ارتفاعاتی که بالاتر از این آستانه (۱۷۰۰ متر) بود، استخراج شد و یاخته‌هایی که دارای ارتفاعی کمتر از این میزان بود در فرآیند محاسبات به کار گرفته نشد.

¹ -pvalue



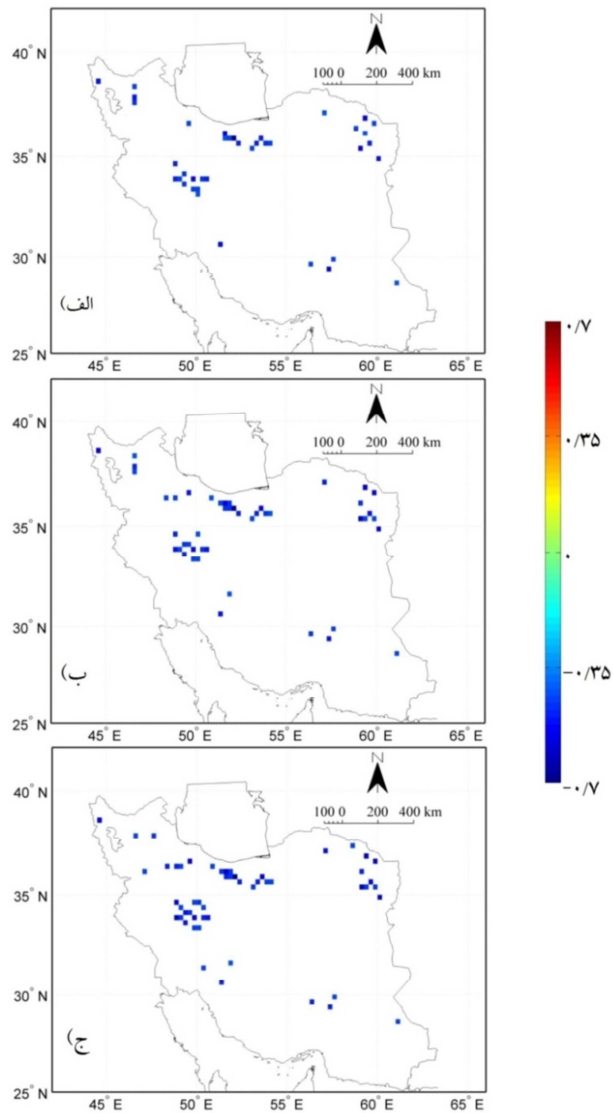
شکل ۱: گستره‌ی مناطق ایران با ارتفاع بیش از ۱۷۰۰ متر. منبع: کیخسروی کیانی

نتایج و بحث

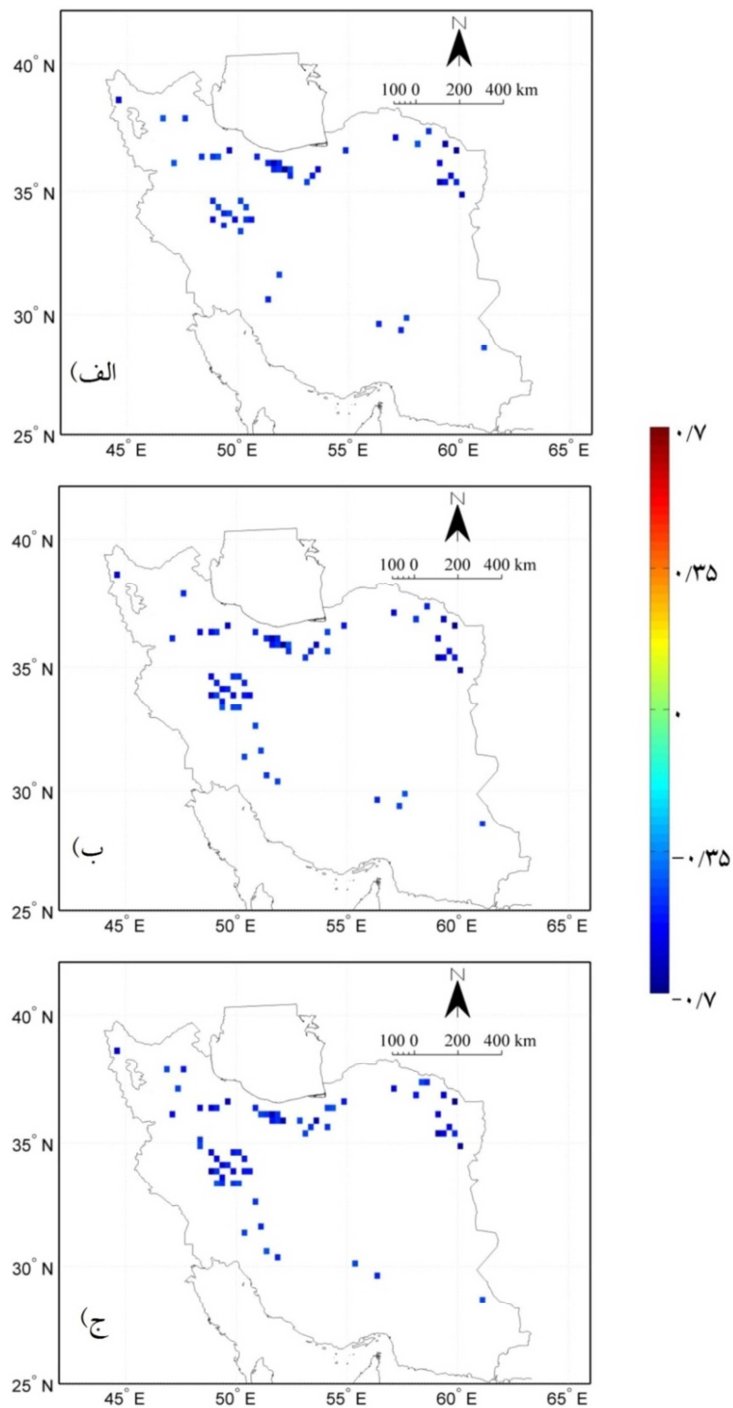
واکاوی پیوند مکانی میان ضخامت جو و شمار روزهای برفپوشان در فصل بهار

در شکل (۲) مقادیر ضریب همبستگی ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف) ۷۰۰-۸۵۰؛ ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان فصل بهار به نمایش گذاشته شده است. برای درک بهتر پیوند میان ضخامت جو و شمار روزهای برفپوشان تنها یاخته‌هایی که در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار بودند نمایش داده شد. با توجه به این شکل، در هیچ یاخته‌ای ضریب همبستگی مثبتی میان این دو متغیر در ایران دیده نمی‌شود. این ارتباط معکوس یعنی اینکه هر چه ضخامت جو کمتر باشد انتظار می‌رود شمار روزهای برفپوشان بیشتر باشد و بر عکس. این نکته را هم می‌بایست در نظر گرفت که هرچه ضخامت جو کمتر باشد یعنی دمای لایه‌ی هوا سردتر است و بنابراین انتظار می‌رود مقادیر شمار روزهای برفپوشان نیز بیشتر باشد. مقادیر ضریب همبستگی منفی بر روی ارتفاعات ایران به صورت پراکنده دیده می‌شود. بررسی مقادیر ضریب همبستگی ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ ج) ۴۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان بر روی ایران نشان می‌دهد در همه‌ی لایه‌های ضخامت جو ضریب همبستگی منفی دیده می‌شود (شکل ۳). واکاوی‌ها نشان می‌دهد مقادیر میانگین ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای مختلف ارتفاعی و شمار روزهای برفپوشان بین $-۰/۴۹$ تا $-۰/۵۱$ در نوسان است و بالاترین ضریب همبستگی مربوط به ضخامت جو تراز ارتفاعی ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود (جدول ۱). از آنجاکه در فصل بهار شمار روزهای برفپوشان به صورت قابل توجه بر روی بلندی‌ها و ارتفاعات بالا در ایران وجود دارد، بنابراین نقاط پراکنده در نقشه‌های مربوط به فصل بهار بیشتر نماینده‌ی مناطق پرارتفاع هستند و بر روی طبقات پایین‌تر ارتفاعی همبستگی معنادار به طور یکپارچه دیده نمی‌شود. یافته‌های کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۴۰۰) نشان می‌دهد در فصل گدازش پوشش برف به طور میانگین به ازای هر روز ارتفاع خط برف حدود ۱۵ متر در روز افزایش می‌یابد. مثلاً محاسبات ایشان نشان می‌دهد در اول فروردین ماه به طور میانگین خط برف در تراز ارتفاعی تقریبی ۲۷۰۰ متری و در اول اردیبهشت در ارتفاعات حدود ۳۱۰۰ متری از سطح تراز دریا قابل رؤیت است و این عدد در اول خرداد به حدود ۳۵۰۰ متری می‌رسد. پس بنابراین الگویی که در شکل‌های ۲ و ۳ دیده می‌شود بیشتر

نشان‌دهنده‌ی مناطق مرتفع‌تر است. دلیل پراکنده بودن نقاط و در واقع کمتر بودن تعداد آن‌ها بر روی نقشه‌ی فصل بهار نسبت به فصل پاییز و به‌ویژه فصل زمستان کمتر بودن تعداد نقاط معنادار است که با کاهش دما و افزایش بارش در فصول سرد بر تعداد روزهای برف‌پوشان افزوده شده و ارتباط قوی‌تری میان دو متغیر ضخامت جو و شمار روزهای برف‌پوشان دیده می‌شود.



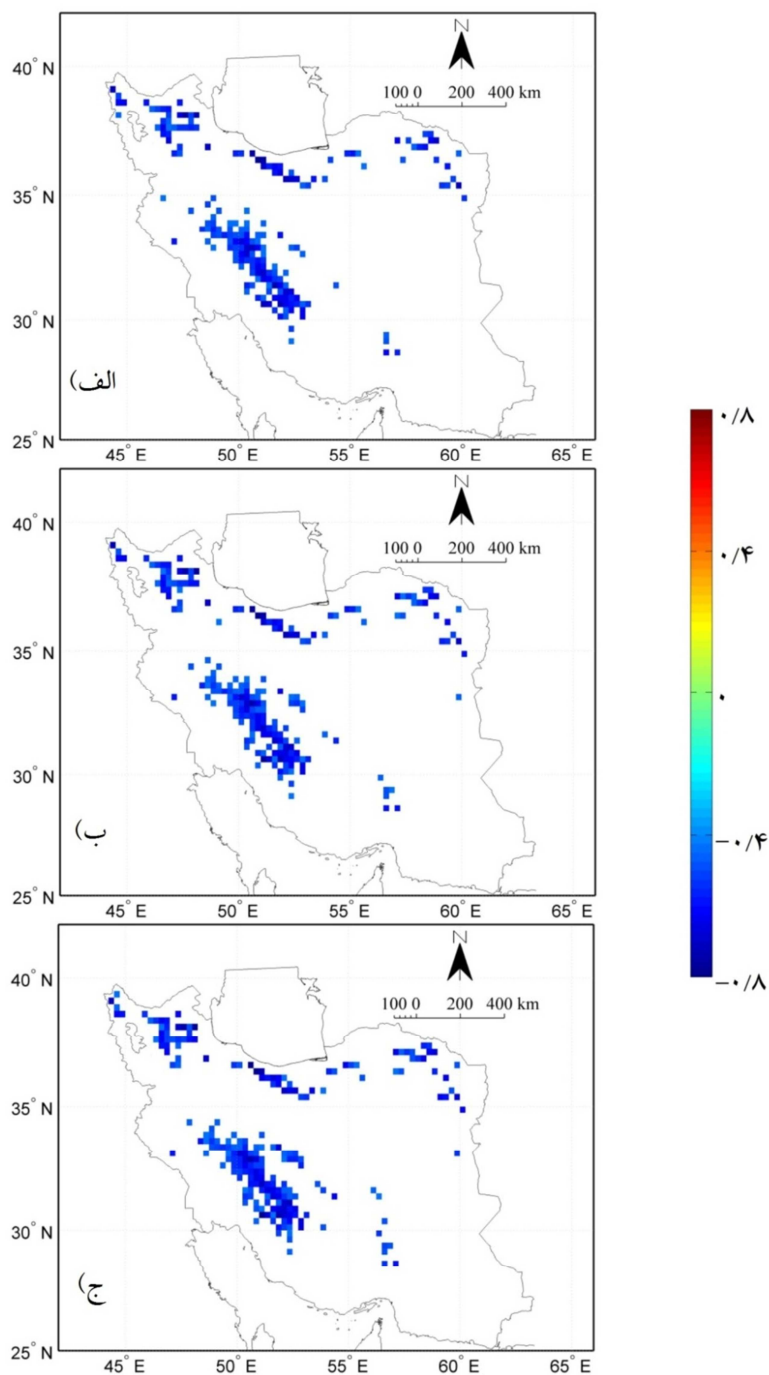
شکل ۲: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی (الف) ۷۰۰-۸۵۰؛ (ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ (ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برف‌پوشان فصل بهار طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی



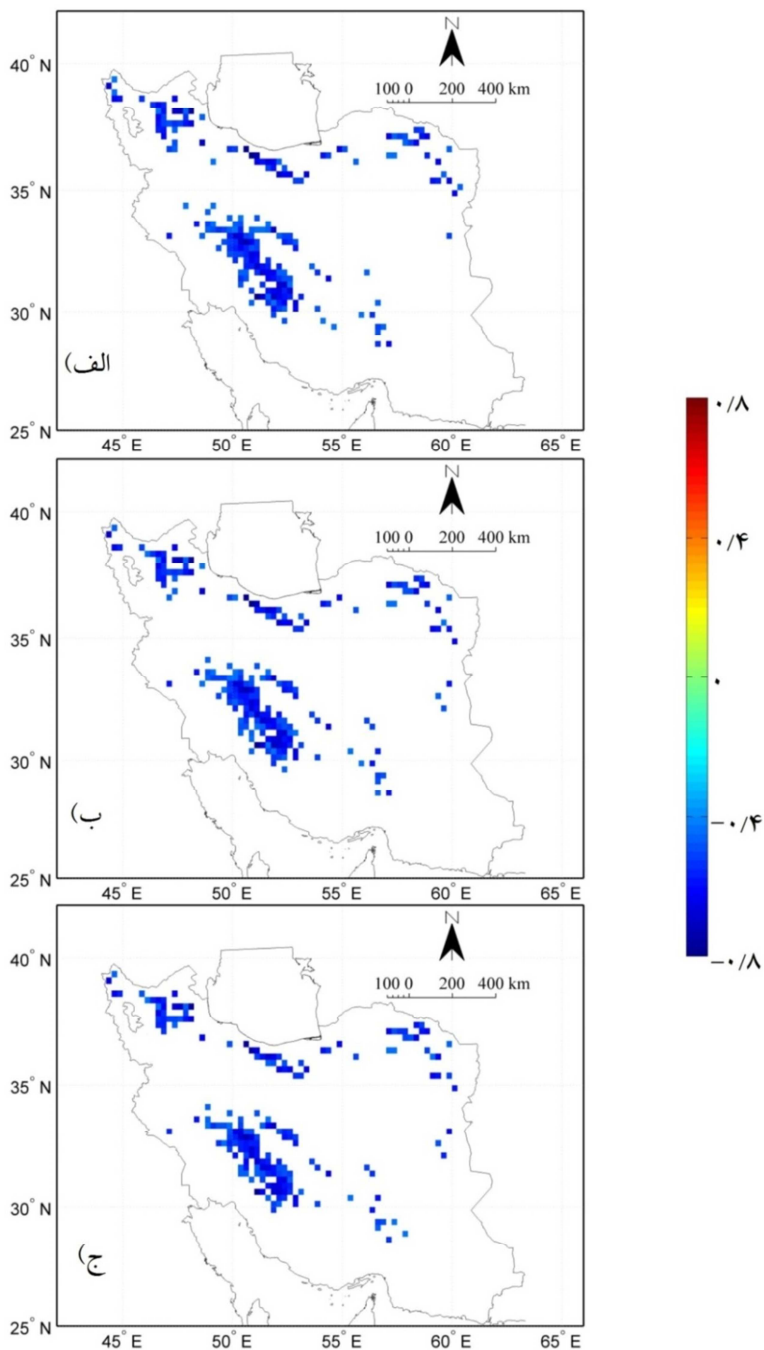
شکل ۳: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی (الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ (ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ (ج) ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان فصل بهار طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی

واکاوی پیوند مکانی میان ضخامت جو و شمار روزهای برف‌پوشان در فصل پاییز

واکاوی ضریب همبستگی میان ضخامت جو لایه‌های الف) ۷۰۰-۸۵۰؛ ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برف‌پوشان در فصل پاییز نشان می‌دهد در قیاس با فصل بهار تعداد یاخته‌هایی که دارای ضریب همبستگی معنادار هستند بسیار بیشتر شده‌اند. بیشترین تمرکز یاخته‌هایی که ضریب همبستگی معنادار دارند بر روی نوار غربی کشور بر روی رشته کوه‌های زاگرس قابل‌رؤیت است (شکل ۴). بررسی توزیع مکانی ضریب همبستگی میان ضخامت جو لایه‌های الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ ج) ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برف‌پوشان در فصل پاییز نشان می‌دهد مانند لایه‌های قبلی بر روی هیچ یاخته‌ای ضریب همبستگی مثبت دیده نمی‌شود و در همه‌ی یاخته‌هایی که ضریب همبستگی آن‌ها معنادار است، مقادیر منفی قابل‌رؤیت است (شکل ۵). محاسبات و واکاوی‌ها نشان می‌دهد میانگین مقادیر ضریب همبستگی میان شمار روزهای برف‌پوشان و ضخامت جو ترازهای مختلف ارتفاعی بین ۰/۵۴- تا ۰/۵۵- در نوسان است که نسبت به فصول بهار و زمستان دارای کمترین نوسان است (جدول ۱). به نظر می‌رسد بخش دیگر این عدم ارتباط که در حدود ۰/۴۶ است، می‌تواند ریشه در عامل بارش داشته باشد. یافته‌های کیخسروی کیانی (۱۳۹۵) نشان می‌دهد برای نمونه در بهمن ماه سال ۱۳۸۶ به‌عنوان یک ماه بسیار سرد در کمربند ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۱۵۵۰ متر گستره‌ی پوشش برف بسیار چشم‌گیرتر از دیگر سال‌هاست؛ اما در کمربند ارتفاعی ۳۵۰۰ تا ۳۵۵۰ متر دیگر گستره‌ی پوشش برف در این سال چشم‌گیر نیست که این مسئله گویای آن است که در واقع نقش و اثر دما بر روی پوشش برف بسته به ارتفاع از تراز دریا می‌تواند متفاوت باشد. از آنجاکه در ارتفاعات بلند کشور به نوعی شرایط سرمایه‌ی برای پایداری پوشش‌های برفی به‌ویژه در فصول سرد وجود دارد، این عامل بارش است که می‌تواند نقش برجسته‌ای بر روی شمار روزهای برف‌پوشان و یا گستره‌های برفی داشته باشد. بنابراین در ارتفاعات بلند کشور نقش دما بر پوشش برف در مقابل نقش بارش کم‌رنگ‌تر می‌شود. از آنجاکه در فصل پاییز با شروع بارش‌ها و کاهش دما مقادیر شمار روزهای برف‌پوشان نیز افزایش می‌یابد، تعداد یاخته‌هایی که دارای همبستگی معنادار هستند به‌طور چشم‌گیری در مقایسه با فصل بهار بیشتر شده‌اند.



شکل ۴: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف (۷۰۰-۸۵۰؛ ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان فصل پاییز طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی.



شکل ۵: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ ج) ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برف‌پوشان فصل پاییز طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی

واکاوی پیوند مکانی میان ضخامت جو و شمار روزهای برفپوشان در فصل زمستان

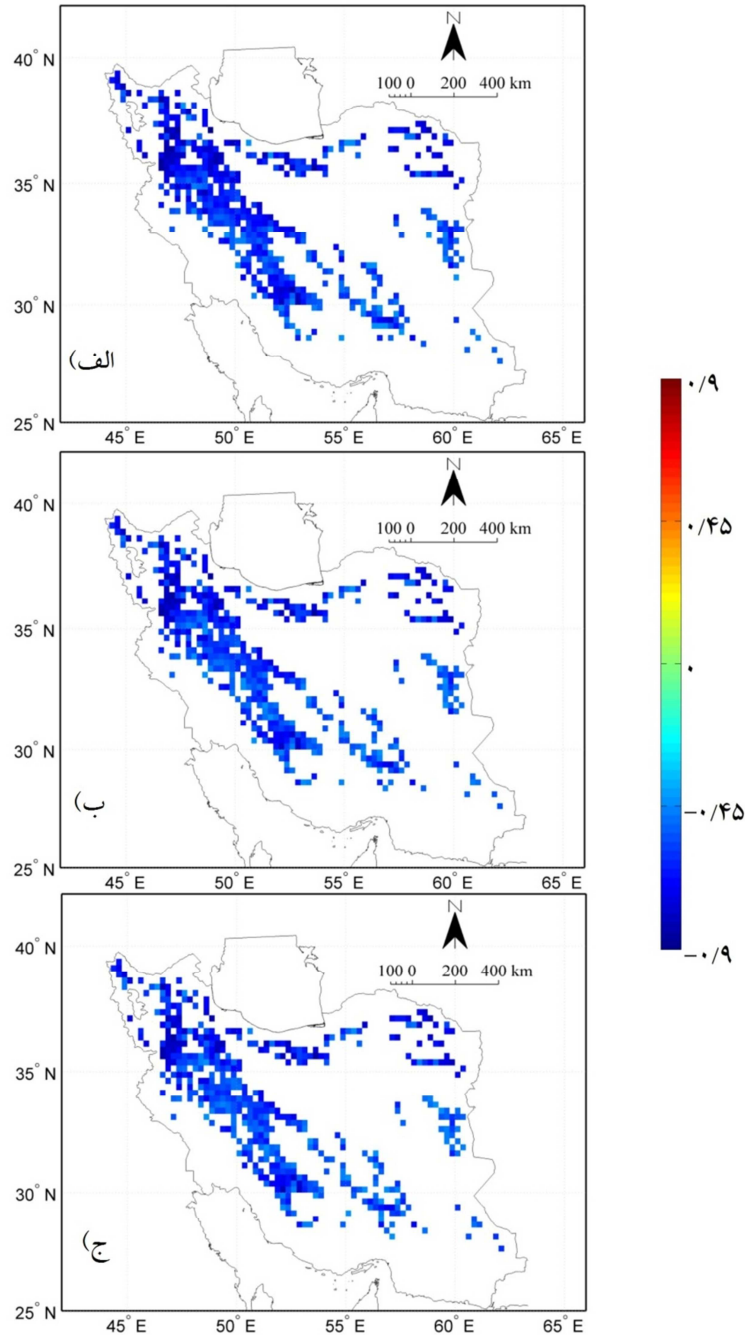
واکاوی ضریب همبستگی میان ضخامت جو لایه‌های الف) ۷۰۰-۸۵۰؛ ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان در فصل زمستان نشان می‌دهد در مقایسه با فصول بهار و پاییز تعداد یاخته‌هایی که ضریب همبستگی آن‌ها معنادار است، بسیار بیشتر شده است (شکل ۶). دلیل آن هم افزایش شمار روزهای برفپوشان نسبت به دو فصل قبلی است؛ چراکه در فصل زمستان در طبقات پایین‌تر ارتفاعی نیز پوشش برف قابل مشاهده است و در همه‌ی بخش‌ها ضریب همبستگی منفی است، بدین معنا که با کاهش ضخامت جو بر شمار روزهای برفپوشان افزوده می‌شود و بر عکس. واکاوی‌ها نشان می‌دهد میانگین ضریب همبستگی بر روی یاخته‌های معنادار در ایران برای تراز ارتفاعی ۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال ۰/۶۲- است که نسبت به سایر ترازهای ارتفاعی بالاترین ضریب همبستگی را دارد. همچنین میانگین مقادیر ضریب همبستگی برای ضخامت جو ترازهای مختلف بین ۰/۵۸- تا ۰/۶۲- در نوسان است (جدول ۱). بررسی توزیع مکانی مقادیر ضریب همبستگی ضخامت لایه‌های الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ ج) ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد در این لایه‌ها نیز نسبت به فصول بهار و پاییز شمار یاخته‌هایی که همبستگی آن‌ها معنادار است، بسیار بیشتر شده است. در هیچ یاخته‌ای نیز ضریب همبستگی مثبت قابل‌رؤیت نمی‌باشد (شکل ۷). نکته‌ی جالب توجه که در شکل‌های ۶ و ۷ قابل‌رؤیت است، این مسئله است که به‌طور کلی در بخش‌های شمال‌غربی ایران مقادیر همبستگی معکوس میان این دو متغیر مورد مطالعه به حدود ۰/۹- نیز می‌رسد. یافته‌های این مطالعه گویای آن است که ضخامت جو در انواع مختلف ترازها ارتباط نیرومندی را با مقادیر شمار روزهای برفپوشان نشان می‌دهد و در واقع باید به این مسئله نیز اذعان کرد که ضخامت جو نماینده‌ی دمای لایه‌ای از هواست که می‌تواند نماینده‌ی شایسته‌تری برای مهبایی شرایط برای پوشش برف نسبت به دمای سطح زمین باشد. بنابراین، وردش‌های ضخامت جو به‌عنوان نماینده‌ی دمای لایه‌ی هوا می‌تواند در مقادیر روزهای برفپوشان در ایران بسیار تأثیرگذار باشد؛ چراکه ضخامت جو بازتابی از شرایط دمایی لایه‌ی هواست. به‌طور کلی نیز در مطالعات هواشناسی از نقشه‌های ضخامت جو تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای شناسایی توده‌های سرد و گرم و مرز بین آن‌ها (جبهه‌ها) استفاده می‌شود و هنگامی که مقادیر ضخامت به اندازه‌ی کافی پایین باشد، برف‌دانه‌ها می‌تواند به‌دلیل سرمایش مناسب خود را به زمین برساند و به‌طور متداول از ضخامت ۵۴۰۰ متر به منظور پیش‌بینی برف یا باران بودن بارش استفاده می‌شود و مقادیر ضخامت جو بیش از ۵۴۰۰ متر در طبقات پایین‌تر ارتفاعی منجر به بارش غیر جامد می‌شود؛ چراکه سرمایش در لایه‌ی جو برای بارش برف ناکافی است. در واقع از مقادیر ضخامت جو می‌توان برای پیش‌بینی جامد و یا مایع بودن نوع بارش استفاده کرد. برای نمونه در پژوهشی حمیدیان‌پور (۱۳۹۸) ساختار همدیدی الگوهای گردشی جو در زمان رخداد برف در شمال سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی را واکاوی نمود. یافته‌های ایشان نشان می‌دهد در هنگام بارش برف ضخامت جو ترازهای ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال در حدود ۵۳۰۰-۵۲۰۰ متر است که از این مقدار ضخامت می‌توان به منظور پیش‌بینی نوع بارش (جامد، مایع) در منطقه استفاده کرد. برای مثال در انگلستان تبدیل نوع بارش از مایع به جامد هنگامی رخ می‌دهد که مقدار ضخامت جو تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در حدود ۲۷۸۸ متر باشد (لمب^۱، ۱۹۵۵). در غرب ایالات‌متحده‌ی آمریکا نیز ریزش سنگین برف اساساً هنگامی رخ می‌دهد که ضخامت جو

تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در حدود ۵۳۴۰ تا ۵۴۶۰ متر باشد (یونکین^۱، ۱۹۶۸). همچنین مطالعات نشان می‌دهد در بخش‌های داخلی آمریکای جنوبی ریزش چشم‌گیر برف مرتبط با مقادیر ضخامت جو کمتر از ۴۱۷۰ متر است (ستندر^۲، ۲۰۱۳). به عبارت روشن‌تر، هدف از شناسایی ضخامت جو بررسی این مسئله است که آیا دمای لایه‌ای از هوا که برف‌دانه‌ها در آن در حال گذر هستند کمتر از صفر درجه‌ی سلسیوس است یا خیر و هدف دیگر بررسی ضخامت جو شناسایی لایه‌های کم عمق گرم است؛ چراکه لایه‌های گرم می‌تواند منجر به ذوب برف دانه‌ها در حال گذر از لایه‌ی هوا شود (هپنر^۳، ۱۹۹۲). بررسی ارتباط میان شمار روزهای برف‌پوشان و وردش‌های ضخامت جو از این جهت حائز اهمیت است که یافته‌های مسعودیان و منتظری (۱۳۹۴) نشان می‌دهد مقدار ضخامت جو در نیم‌کره‌ی شمالی در بازه‌ی مورد بررسی ۱۳۹۲-۱۳۵۷ دارای روندی افزایشی است به گونه‌ای که در دوره‌ی زمانی یادشده مقدار ضخامت جو با آهنگ حدود ۱۳ متر در سال افزایش یافته است. همچنین یافته‌های ایشان نشان می‌دهد نرخ افزایش مقدار ضخامت جو در ایران نیز طی همین بازه‌ی زمانی در حدود ۱۵/۵۷ متر بوده که نسبت به نرخ تغییرات در نیم‌کره‌ی شمالی بالاتر بوده است. همچنین یافته‌های ایشان گویای آن است که به ازاء هر درجه افزایش میانگین دما در ایران ۱۷ متر نیز بر ضخامت جو در ایران افزوده می‌شود. بنابراین نوسانات دمایی به‌ویژه در ترازهای مختلف که در واقع نماینده‌ی دمای لایه‌ی هواست می‌تواند اثر چشم‌گیری بر روی پوشش برف داشته باشد. همچنین مطالعات بعدی نیز که درباره‌ی تغییرات ضخامت جو انجام گرفته، همگی گویای روند افزایش ضخامت جو هستند. برای نمونه یافته‌های پژوهش روستا و همکاران (۲۰۱۷) نشان می‌دهد ضخامت جو در منطقه‌ی خاورمیانه به‌طورکلی دارای روندی افزایشی است. مطالعه‌ی بهرامی و همکاران (۱۳۹۶) نیز نشان داد ضخامت جو در ایران به‌ویژه در فصول بهار و تابستان دارای روندی افزایشی است. در مطالعه‌ی نیز اکبری و اسدالهی (۱۴۰۰) تغییرات ضخامت جو را برای یک دوره‌ی ۶۰ ساله از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۲۰ در چهار دوره‌ی ۱۵ ساله بر روی ایران بررسی کردند. یافته‌های ایشان نشان می‌دهد با آغاز دوره‌ی دوم یعنی از سال ۱۹۷۶ ضخامت جو دارای روندی افزایشی است که در دوره‌ی چهارم مقدار روند در مقایسه با دیگر دوره‌ها به حداکثر میزان خود می‌رسد. همچنین یافته‌های ایشان نشان می‌دهد میان تغییرات ضخامت جو و تغییرات دمای ایران در دوره‌ی سرد سال در سطح اطمینان ۹۵ درصد ارتباط معناداری دیده می‌شود.

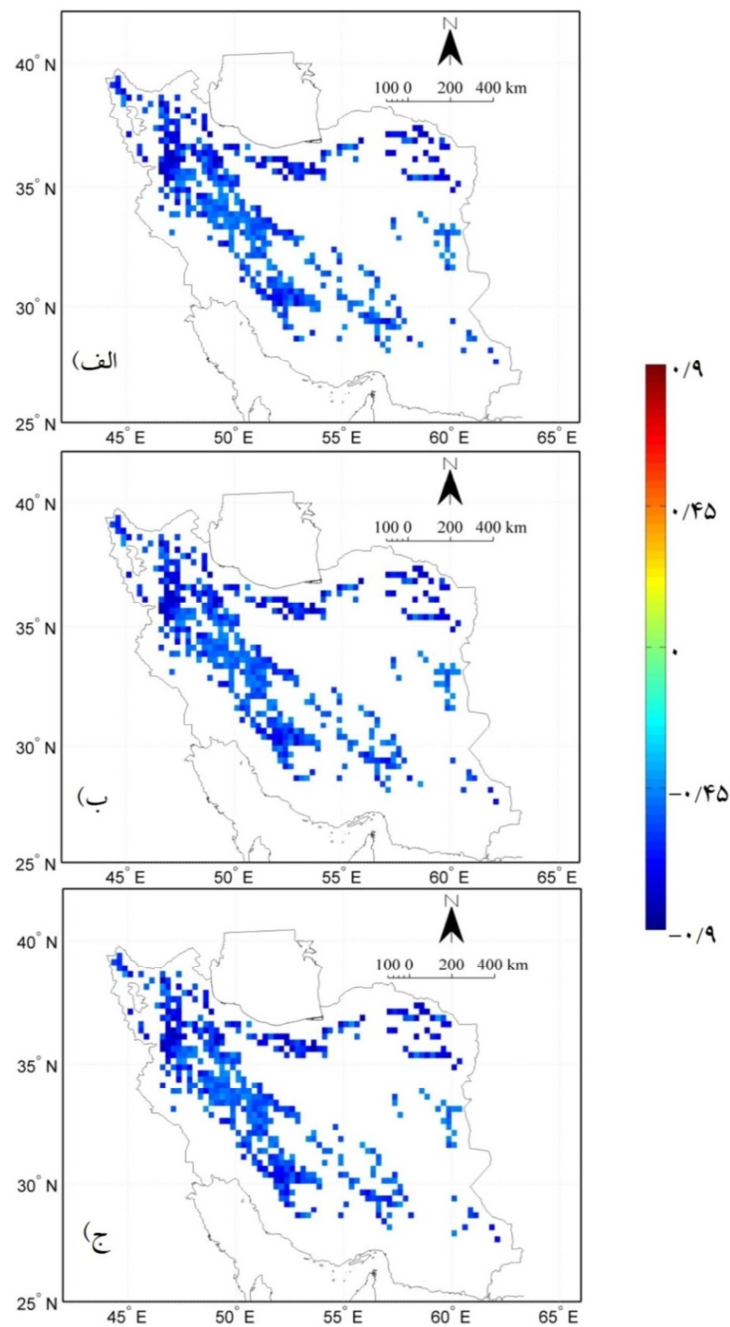
1 - Younkin

2 - Stander

3 - Heppner



شکل ۶: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف) ۷۰۰-۸۵۰؛ ب) ۶۰۰-۸۵۰؛ ج) ۵۰۰-۸۵۰ هکتویاسکال با شمار روزهای برفپوشان فصل زمستان طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی.



شکل ۷: مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی الف) ۶۰۰-۷۰۰؛ ب) ۵۰۰-۷۰۰؛ ج) ۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برف‌پوشان فصل زمستان طی دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹-۱۳۹۹ خورشیدی.

جدول ۱: میانگین مقادیر ضریب همبستگی میان ضخامت جو ترازهای ارتفاعی ۷۰۰-۸۵۰؛ ۶۰۰-۸۵۰؛ ۵۰۰-۸۵۰؛ ۷۰۰-۶۰۰؛ ۵۰۰-۷۰۰؛ ۶۰۰-۷۰۰؛ ۵۰۰-۷۰۰؛ و ۶۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال با شمار روزهای برفپوشان فصول بهار، پاییز، و زمستان در ایران.

	زمستان	پاییز	بهار
۷۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال	-۰/۶۲	-۰/۵۵	-۰/۴۹
۶۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال	-۰/۶۰	-۰/۵۵	-۰/۴۹
۵۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال	-۰/۶۰	-۰/۵۵	-۰/۵۰
۶۰۰-۷۰۰ هکتوپاسکال	-۰/۵۸	-۰/۵۴	-۰/۵۰
۷۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال	-۰/۵۸	-۰/۵۵	-۰/۵۱
۵۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال	-۰/۵۸	-۰/۵۵	-۰/۵۱

نتیجه گیری

هدف از این مطالعه، بررسی نقش و اثر وردش‌های ضخامت جو بر روی نوسانات روزهای برفپوشان در ایران است. در همین راستا داده‌های مقادیر ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال از پایگاه (ECMWF) در تفکیک مکانی $۰/۲۵ \times ۰/۲۵$ درجه‌ی طول و عرض جغرافیایی و به‌صورت روزانه برای سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۹۹ از تارنمای این پایگاه برداشت شد. همچنین به منظور محاسبه‌ی شمار روزهای برفپوشان در ایران، داده‌های سنجنده‌ی مودیس ترا و مودیس آکوا در تفکیک مکانی ۵۰۰×۵۰۰ متر، به‌صورت روزانه و برای سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۹۹ از تارنمای ناسا برداشت شد. از آنجاکه به‌دلیل ابرناکی در داده‌های روزانه‌ی پوشش برف امکان به‌کارگیری مستقیم داده‌ها وجود ندارد، به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب الگوریتم‌های پالایش زمانی و مکانی بر روی داده‌ها اعمال گردید و تا حد امکان اثر ابرناکی از سری زمانی داده‌ها حذف گردید. بررسی ارتباط میان وردش‌های ضخامت جو با شمار روزهای برفپوشان در فصول بهار، پاییز و زمستان نشان می‌دهد به‌طور کلی یک همبستگی معکوس میان این دو پارامتر در ایران قابل‌رؤیت است. از آنجاکه در فصل بهار اساساً پوشش برف بر روی ارتفاعات و بلندی‌ها بیشتر قابل‌رؤیت است و طبقات پایین‌تر ارتفاعی عملاً ممکن است پوشش برفی نداشته باشند، بنابراین تعداد یاخته‌های کمتری دارای همبستگی معنادار هستند. در فصل پاییز در مقایسه با فصل بهار یاخته‌های بسیار بیشتری همبستگی معکوس میان مقادیر ضخامت جو را با شمار روزهای برفپوشان نشان می‌دهد؛ اما در فصل زمستان گستره‌های بسیار وسیع‌تری بر روی ایران دارای مقادیر همبستگی بالای معکوس میان دو پارامتر ضخامت جو و شمار روزهای برفپوشان هستند که این مسئله نیز به سبب افزایش گستره‌های تحت پوشش برف در فصل زمستان است. از آنجاکه مقادیر ضخامت جو نماینده‌ی دمای لایه‌ی هواست و نه دمای سطح زمین، بررسی این مسئله می‌تواند بازتاب‌دهنده‌ی شرایط دمایی نیز در یک منطقه باشد. مطالعات قبلی نیز بر روی ایران نشان‌دهنده‌ی افزایش مقادیر ضخامت جو در هواسپهر ایران است و همین مسئله می‌تواند تهدیدی برای منابع برفی در ایران به حساب آید. پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های بعدی ارتباط میان سایر متغیرهای اثرگذار با پوشش برف در ایران نیز به‌صورت کمی و عددی بررسی شود؛ چراکه بیشتر رودهای پرآب در ایران وابسته به همین منابع برفی به‌ویژه در ارتفاعات هستند.

سپاسگزاری

این مقاله با حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران و بنیاد ملی نخبگان به شماره‌ی طرح ۹۸۰۲۵۰۴۶ انجام گرفته است.

منابع

- اکبری، مهری؛ اسدالهی، عنایت. (۱۴۰۰). گرمایش جهانی و تغییرات ضخامت جو طی دوره سرد سال در ایران. فصلنامه علمی دانشگاه گلستان، دوره ۲، شماره ۸، صص ۸۳-۹۸.
- بهرامی، سعید. (۱۳۹۶). بررسی تغییرات زمانی - مکانی ضخامت جو ایران (بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال)، استاد راهنما: مسعود، جلالی، دانشگاه زنجان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیای طبیعی.
- حمیدیان‌پور، محسن. (۱۳۹۸). واکاوی ساختار همدیدی الگوهای گردشی جو زمان رخداد برف در منطقه خشک (مورد: شمال استان سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی). مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۸، شماره ۱۹، صص ۲۶۲-۲۴۳.
- کیخسروی کیانی، محمدصادق. (۱۳۹۵). آب و هواشناسی پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های دورسنجی. استاد راهنما: مسعودیان، سید ابوالفضل، دانشگاه اصفهان، دانشکده‌ی علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، گروه جغرافیای طبیعی.
- کیخسروی کیانی، محمدصادق؛ مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۹۹). واکاوی روند تغییرات آغاز فصل انباشت پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجش‌ازدور. مجله‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دوره ۳۱، شماره ۱، صص ۱۴-۱.
- کیخسروی کیانی، محمدصادق؛ مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۴۰۰). آب و هواشناسی انباشت و گدازش پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده‌ی مودیس. مجله‌ی پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۳، شماره ۱، صص ۱۲۱-۱۰۹.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ منتظری، مجید. (۱۳۹۴). گرمایش جهانی و ستبرای نیمه‌ی زیرین هواسپهر. فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، دوره ۳۰، شماره ۲، صص ۱۲-۱.
- Ahmad, I., Zhaobo, S., Weitao, D., & Ambreen, R. (2010). Trend analysis of January temperature in Pakistan throughout 1961-2006: Geographical perspective. *Pakistan Journal of Meteorology*, 7(13), 11-22 .
- Asakereh, H., Khosravi, Y., Doostkamian, M., & Solgimoghaddam, M. (2020). Assessment of spatial distribution and temporal trends of temperature in Iran. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 56, 549-561 .
- Asfaw, A., Simane, B., Hassen, A., & Bantider, A. (2018). Variability and time series trend analysis of rainfall and temperature in northcentral Ethiopia: A case study in Woleka sub-basin. *Weather and Climate Extremes*, 19, 29-41 .
- Ban, C., Xu, Z., Zuo, D., Liu, X., Zhang, R., & Wang, J. (2021). Vertical influence of temperature and precipitation on snow cover variability in the Yarlung Zangbo River basin, China. *International Journal of Climatology*, 41(2), 1148-1161 .
- Chattopadhyay, S., & Edwards, D. R. (2016). Long-term trend analysis of precipitation and air temperature for Kentucky, United States. *Climate*, 4(1), 10 .
- Erlat, E., Türkes, M., & Güler, H. Analysis of long-term trends and variations in extremely high air temperatures in May over Turkey and a record-breaking heatwave event of May 2020. *International Journal of Climatology*, 42(16), 9319-9343.
- Fallah-Ghalhari, G., Shakeri, F., & Dadashi-Roudbari, A. (2019). Impacts of climate changes on the maximum and minimum temperature in Iran. *Theoretical and applied climatology*, 138(3-4), 1539-1562 .
- Fugazza, D., Manara, V., Senese, A., Diolaiuti, G., & Maugeri, M. (2021). Snow cover variability in the greater alpine region in the MODIS era (2000–2019). *Remote Sensing*, 13(15), 2945.
- Heppner, P. O. (1992). Snow versus rain: Looking beyond the “magic” numbers. *Weather and forecasting*, 7(4), 683-691 .
- Hussain, D., Kuo, C.-Y., Hameed, A., Tseng, K.-H., Jan, B., Abbas, N., . . . Imani, M. (2019). Spaceborne satellite for snow cover and hydrological characteristics of the Gilgit river basin, Hindukush–Karakoram mountains, Pakistan. *Sensors*, 19(3), 531 .

- Javanshiri, Z., Pakdaman, M., & Falamarzi, Y. (2021). Homogenization and trend detection of temperature in Iran for the period 1960–2018. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 133, 1233-1250 .
- Jin, H., Chen, X., Zhong, R., Wu, P., Ju, Q., Zeng, J., & Yao, T. (2022). Extraction of snow melting duration and its spatiotemporal variations in the Tibetan Plateau based on MODIS product. *Advances in Space Research*, 70(1), 15-34 .
- Lamb, H. (1955). Two-way relationship between the snow or ice limit and 1,000–500 mb thicknesses in the overlying atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348), 172-189 .
- Li, Y., Chen, Y., & Li, Z. (2019). Developing daily cloud-free snow composite products from MODIS and IMS for the Tienshan Mountains. *Earth and Space Science*, 6(2), 266-275 .
- Mahmoudi, P., Mohammadi, M., & Daneshmand, H. (2019). Investigating the trend of average changes in annual temperatures in Iran. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 16(2), 1079-1092 .
- Mattar, C., Fuster, R., & Perez, T. (2022). Application of a cloud removal algorithm for snow-covered areas from daily MODIS imagery over Andes Mountains. *Atmosphere*, 13(3), 392 .
- Mohsin, T., & Gough, W. A. (2010). Trend analysis of long-term temperature time series in the Greater Toronto Area (GTA). *Theoretical and applied climatology*, 101(3-4), 311-327 .
- Motlagh, O. R. K., Khosravi, M., & Masoodian, S. A. (2023). The effects of snow on albedo in the mountains of Iran using MODIS data. *Theoretical and applied climatology*, 155, 1103–1112
- Ray, L. K., Goel, N. K., & Arora, M. (2019). Trend analysis and change point detection of temperature over parts of India. *Theoretical and applied climatology*, 138(1-2), 153-167 .
- Rousta, I., Doostkamian, M., Taherian, A. M., Haghighi, E., Ghafarian Malamiri, H. R., & Ólafsson, H. (2017). Investigation of the spatio-temporal variations in the atmosphere thickness pattern of Iran and the Middle East with a special focus on precipitation in Iran. *Climate*, 5(4), 82.
- Sahu, R., & Gupta, R. (2020). Snow cover area analysis and its relation with climate variability in Chandra basin, Western Himalaya, during 2001–2017 using MODIS and ERA5 data. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192, 1-26 .
- Stander, J. H. (2013). Synoptic circulation patterns and atmospheric variables associated with significant snowfall over South Africa in winter. University of Pretoria ,
- Tang, Z., Deng, G., Hu, G., Zhang, H., Pan, H., & Sang, G. (2022). Satellite observed spatiotemporal variability of snow cover and snow phenology over high mountain Asia from 2002 to 2021. *Journal of Hydrology*, 613, 128438 .
- Üneş, F., & Kaya, Y. Z. (2021). Evaluation of long-term air temperature, precipitation, and flow rate parameters trend change using different approaches: a case study of Amik plain, Hatay. *Theoretical and applied climatology*, 146, 1157-1173 .
- Yacoub, E., & Tayfur, G. (2019). Trend analysis of temperature and precipitation in the Trarza region of Mauritania. *Journal of Water and Climate Change*, 10(3), 484-493 .
- Yao, J., & Chen, Y. (2015). Trend analysis of temperature and precipitation in the Syr Darya Basin in Central Asia. *Theoretical and applied climatology*, 120(3-4), 521-531 .
- Younkin, R. J. (1968). Circulation patterns associated with heavy snowfall over the western United States. *Monthly Weather Review*, 96(12), 851-853 .
- Yuan, Y., Li, B., Gao, X., Liu, W., Li, Y., & Li, R. (2022). Validation of Cloud-Gap-Filled Snow Cover of MODIS Daily Cloud-Free Snow Cover Products on the Qinghai–Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 14(22), 5642 .
- Yubao, Q., Huadong, G., Duo, C., Huan, Z., Jiancheng, S., Lijuan, S., . . . Zhuoma, L. MODIS daily cloud-free snow cover products over Tibetan Plateau. *Sci. Data Bank*, 1, 1-11.

References

References (in Persian)

- Akbary, M., Asadolahi, E. (2022). Global warming and changes in atmospheric thickness during the cold period of the year in Iran. *Journal of Climate Change Research*. 1, pp 83-98. [In Persian]
- Bahrami, S. (2016). Investigating temporal-spatial changes in the thickness of Iran's atmosphere (between 1000 and 500 hpa), supervisor: Masoud, Jalali, Zanjan University, Faculty of Literature and Human Sciences, Department of Natural Geography. [In Persian]
- Hamidian Pour, M (2019). Evolution of the structure of the atmospheric circulation patterns during the snowfall in the dry region (Case: Semi-Eastern Iran). *Journal of Natural Environmental Hazards*. 1, pp 243-262. [In Persian]
- Keikhosravi Kiany, MS. (2015). Climatology of snow cover in Iran using remote sensing data. Supervisor: Masoodian, Seyed Abolfazl, Isfahan University, Faculty of Geographical Sciences and Planning, Department of Natural Geography. [In Persian]
- Keikhosravi Kiany, MS., Masoodian, SA. (2020). Trend analysis of snow accumulation season start in Iran using remote sensing data. *Journal of Geography and Environmental Planning*. 31(77), pp 1-14. [In Persian]
- Keikhosravi Kiany, MS., Masoodian, SA. (2021). Climatology of snow cover accumulation and melting in Iran using MODIS data. *Physical Geography Research Quarterly*. 1, pp 109-121. [In Persian]
- Masoodian, SA., Montazeri, M. (2015). Global warming and the thickness of the lower half of the atmosphere. 117(2), pp 1-12. [In Persian]

References (in English)

- Ahmad, I., Zhaobo, S., Weitaio, D., & Ambreen, R. (2010). Trend analysis of January temperature in Pakistan throughout 1961-2006: Geographical perspective. *Pakistan Journal of Meteorology*, 7(13), 11-22 .
- Asakereh, H., Khosravi, Y., Doostkamian, M., & Solgimoghaddam, M. (2020). Assessment of spatial distribution and temporal trends of temperature in Iran. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 56, 549-561 .
- Asfaw, A., Simane, B., Hassen, A., & Bantider, A. (2018). Variability and time series trend analysis of rainfall and temperature in northcentral Ethiopia: A case study in Woleka sub-basin. *Weather and Climate Extremes*, 19, 29-41 .
- Ban, C., Xu, Z., Zuo, D., Liu, X., Zhang, R., & Wang, J. (2021). Vertical influence of temperature and precipitation on snow cover variability in the Yarlung Zangbo River basin, China. *International Journal of Climatology*, 41(2), 1148-1161 .
- Chattopadhyay, S., & Edwards, D. R. (2016). Long-term trend analysis of precipitation and air temperature for Kentucky, United States. *Climate*, 4(1), 10 .
- Erlat, E., Türkes, M., & Güler, H. Analysis of long-term trends and variations in extremely high air temperatures in May over Turkey and a record-breaking heatwave event of May 2020. *International Journal of Climatology*, 42(16), 9319-9343.
- Fallah-Ghalhari, G., Shakeri, F., & Dadashi-Roudbari, A. (2019). Impacts of climate changes on the maximum and minimum temperature in Iran. *Theoretical and applied climatology*, 138(3-4), 1539-1562 .
- Fugazza, D., Manara, V., Senese, A., Diolaiuti, G., & Maugeri, M. (2021). Snow cover variability in the greater alpine region in the MODIS era (2000–2019). *Remote Sensing*, 13(15), 2945.
- Heppner, P. O. (1992). Snow versus rain: Looking beyond the “magic” numbers. *Weather and forecasting*, 7(4), 683-691 .
- Hussain, D., Kuo, C.-Y., Hameed, A., Tseng, K.-H., Jan, B., Abbas, N., . . . Imani, M. (2019). Spaceborne satellite for snow cover and hydrological characteristics of the Gilgit river basin, Hindukush–Karakoram mountains, Pakistan. *Sensors*, 19(3), 531 .
- Javanshiri, Z., Pakdaman, M., & Falamarzi, Y. (2021). Homogenization and trend detection of temperature in Iran for the period 1960–2018. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 133, 1233-1250 .
- Jin, H., Chen, X., Zhong, R., Wu, P., Ju, Q., Zeng, J., & Yao, T. (2022). Extraction of snow melting duration and its spatiotemporal variations in the Tibetan Plateau based on MODIS product. *Advances in Space Research*, 70(1), 15-34 .
- Lamb, H. (1955). Two-way relationship between the snow or ice limit and 1,000–500 mb thicknesses in the overlying atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348), 172-189 .
- Li, Y., Chen, Y., & Li, Z. (2019). Developing daily cloud-free snow composite products from MODIS and IMS for the Tianshan Mountains. *Earth and Space Science*, 6(2), 266-275 .
- Mahmoudi, P., Mohammadi, M., & Daneshmand, H. (2019). Investigating the trend of average changes in annual temperatures in Iran. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 16(2), 1079-1092 .

- Mattar, C., Fuster, R., & Perez, T. (2022). Application of a cloud removal algorithm for snow-covered areas from daily MODIS imagery over Andes Mountains. *Atmosphere*, 13(3), 392 .
- Mohsin, T., & Gough, W. A. (2010). Trend analysis of long-term temperature time series in the Greater Toronto Area (GTA). *Theoretical and applied climatology*, 101(3-4), 311-327 .
- Motlagh, O. R. K., Khosravi, M., & Masoodian, S. A. (2023). The effects of snow on albedo in the mountains of Iran using MODIS data. *Theoretical and applied climatology*, 155, 1103–1112
- Ray, L. K., Goel, N. K., & Arora, M. (2019). Trend analysis and change point detection of temperature over parts of India. *Theoretical and applied climatology*, 138(1-2), 153-167 .
- Rousta, I., Doostkamian, M., Taherian, A. M., Haghighi, E., Ghafarian Malamiri, H. R., & Ólafsson, H. (2017). Investigation of the spatio-temporal variations in the atmosphere thickness pattern of Iran and the Middle East with a special focus on precipitation in Iran. *Climate*, 5(4), 82.
- Sahu, R., & Gupta, R. (2020). Snow cover area analysis and its relation with climate variability in Chandra basin, Western Himalaya, during 2001–2017 using MODIS and ERA5 data. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192, 1-26 .
- Stander, J. H. (2013). Synoptic circulation patterns and atmospheric variables associated with significant snowfall over South Africa in winter. University of Pretoria ,
- Tang, Z., Deng, G., Hu, G., Zhang, H., Pan, H., & Sang, G. (2022). Satellite observed spatiotemporal variability of snow cover and snow phenology over high mountain Asia from 2002 to 2021. *Journal of Hydrology*, 613, 128438 .
- Üneş, F., & Kaya, Y. Z. (2021). Evaluation of long-term air temperature, precipitation, and flow rate parameters trend change using different approaches: a case study of Amik plain, Hatay. *Theoretical and applied climatology*, 146, 1157-1173 .
- Yacoub, E., & Tayfur, G. (2019). Trend analysis of temperature and precipitation in the Trarza region of Mauritania. *Journal of Water and Climate Change*, 10(3), 484-493 .
- Yao, J., & Chen, Y. (2015). Trend analysis of temperature and precipitation in the Syr Darya Basin in Central Asia. *Theoretical and applied climatology*, 120(3-4), 521-531 .
- Younkin, R. J. (1968). Circulation patterns associated with heavy snowfall over the western United States. *Monthly Weather Review*, 96(12), 851-853 .
- Yuan, Y., Li, B., Gao, X., Liu, W., Li, Y., & Li, R. (2022). Validation of Cloud-Gap-Filled Snow Cover of MODIS Daily Cloud-Free Snow Cover Products on the Qinghai–Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 14(22), 5642 .
- Yubao, Q., Huadong, G., Duo, C., Huan, Z., Jiancheng, S., Lijuan, S., . . . Zhuoma, L. MODIS daily cloud-free snow cover products over Tibetan Plateau. *Sci. Data Bank*, 1, 1-11.