



جغرافیا و روابط انسانی، بهار ۱۴۰۴، دوره ۸، شماره ۱، صص ۴۵-۳۱

واکاوی روزهای برف‌پوشان در ارتباط با سنجه توپوگرافیکی ارتفاع در شمال غرب ایران

عباس کاشانی^۱، برومند صلاحی^{۲*}، امیرحسین حلیان^۳، بتول زینالی^۴

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران.

۲*- استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران.

salahi@uma.ac.ir

۳- گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

۴- استاد آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۳/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۲۴

چکیده

در این پژوهش برای واکاوی تغییرات فصلی شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs) در شمال غرب ایران داده‌های برف سنجنده مادیس ترا و آکوا در بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۲۳ اخذ شد. اثر ابرناکی با بهره‌گیری از سه الگوریتم: ترکیب داده‌ها، پالایه مکانی و زمانی کاهش داده شد. برای الگوی رقومی ارتفاع، از مدل رقومی سطحی (DSM) آژانس فضایی ژاپن استفاده شد. سپس، ضمن تولید نقشه‌های پهنه‌ای فصلی SCDs، ارتباط سطوح برف‌پوش (SCAs) با SCDs و SCDs با ارتفاع مورد بررسی قرار گرفت. یافته‌ها نشان داد که با آغاز ریزش برف در پاییز، SCDs افزایش یافته و تا زمستان این روند به‌ویژه در تمامی پهنه‌های نسبتاً مرتفع و بسیار مرتفع فزونی می‌یابد. منطقه مورد بررسی شاهد کاهش SCDs از زمستان به سوی تابستان است. بیشینه شمار روزهای برف‌پوشان در فصل زمستان با ۶۸ روز و پس از آن با ۶۱ روز در پاییز به ارتفاعات سبلان و قتل مرتفع آن اختصاص دارد. کوهستان سبلان حتی در فصل تابستان نیز از شرایط ویژه‌ای برای ماندگاری برف‌پوش برخوردار است. ارتباط تغییرات SCAs با SCDs نیز نشان داد که بیشترین سطوح SC در فصول زمستان، بهار، تابستان و پاییز به ترتیب دارای SCDs تقریبی ۱۵، ۸، کمتر از ۵ و ۷ روز بوده است. کمینه فصلی مقادیر SCDs به پهنه‌های کم ارتفاع و دشت‌های هموار و بیشینه آن به مناطق مرتفع به‌ویژه قتل توده‌های کوهستانی اختصاص دارد. درعین حال، SCDs در بخش‌های جنوبی پهنه مطالعاتی نسبت به بخش‌های شمالی مقادیر کمتری را نشان می‌دهد. این موضوع ارتباط SCDs با مؤلفه‌های ارتفاع و عرض جغرافیایی را آشکار می‌کند.

واژگان کلیدی: ارتفاع، روزبرف‌پوش، سنجنده مادیس، شمال غرب ایران.

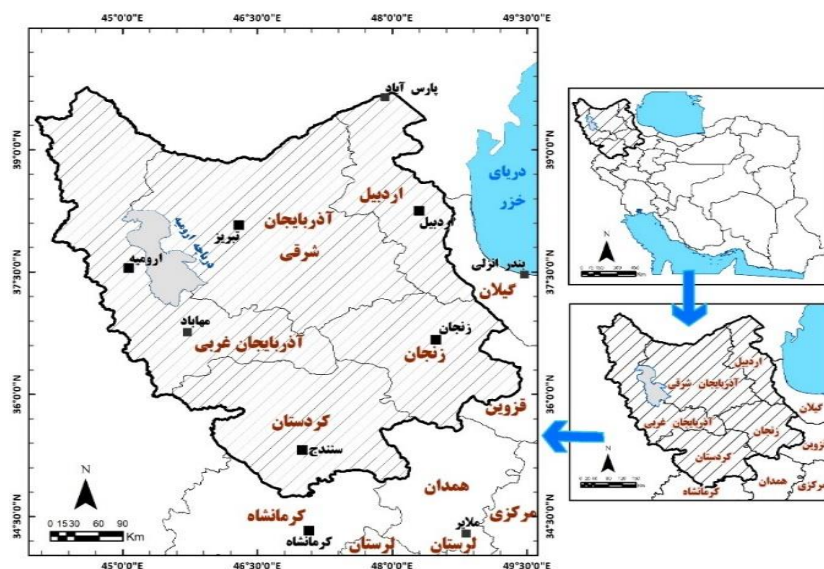
بررسی و اندازه‌گیری نوسانات سطوح برف به‌عنوان یکی از منابع مهم تأمین آب، اهمیت زیادی دارد شرایط سخت مناطق کوهستانی، امکان پایش زمینی برای ارزیابی منابع برفی و ایجاد پایگاه اطلاعات را دشوار کرده است لذا بهره‌گیری از فن‌سنجش از دور در این زمینه راه‌گشاست (مارر^۱ و همکاران، ۲۰۰۳). سطوح پوشیده از برف مدام دست‌خوش تغییرات هستند (قنبرپور و همکاران، ۱۳۸۴). بیشتر روش‌های کارآمد پایش گستره برفی به کمک پایش از راه دور به‌وسیله ماهواره‌ها است. ویژگی‌های فیزیکی برف، سبب شده است که پایش این پدیده از راه سنسجش از دور امکان‌پذیر شود. ماهواره بهترین وسیله‌ای است که می‌تواند پوشش برفی مناطق گسترده‌ای را که با روش‌های زمینی تعیین محدوده آن‌ها امکان‌پذیر نیست، در زمان‌های گوناگون نشان دهد (سیمپسون^۲ و استیت^۳، ۲۰۰۱). (هال^۴ و مارتینک^۵، ۱۹۸۵). برف‌پوش (SC) بخش زیادی از تابش ورودی را منعکس نموده و تعادل بیلان تابشی کره زمین را حفظ می‌کند (کلین^۶ و همکاران، ۲۰۰۰؛ جین^۷ و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژائو^۸ و فرناندز^۹، ۲۰۰۹). برف‌پوش فصلی یک عامل بسیار مهم در بیلان دمایی سطوح، چرخه هیدرولوژیکی و سیستم‌های اقلیمی بشمار می‌رود (بالک و الدر^{۱۰}، ۲۰۰۰؛ استوکر^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۴) (هال^{۱۲} و همکاران، ۱۹۹۵؛ پپ^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۵؛ لمکه^{۱۴} و همکاران، ۲۰۰۷). در مقیاس منطقه‌ای برف -پوش در دسترسی محلی آب، رواناب رودخانه‌ها و شارژ مجدد آب‌های زیرزمینی، به‌خصوص در عرض‌های میانه و بالا، اهمیت دارد (آکیورک^{۱۵} و سورمان^{۱۶}، ۲۰۰۲؛ جین^{۱۷} و همکاران، ۲۰۰۸). پژوهشگران مختلفی نظیر فوستر^{۱۸} و همکاران (۱۹۹۶)، براون^{۱۹} (۲۰۰۰)، ویخامر^{۲۰} و سولبرگ^{۲۱} (۲۰۰۳)، فوستر^{۲۲} و همکاران (۲۰۰۵)، لمکه^{۲۳} و همکاران (۲۰۰۷)، چه^{۲۴} و همکاران (۲۰۰۸)، پنگ^{۲۵} و همکاران (۲۰۱۰)، مولگ^{۲۶} و

-
- 1 Maurer
 - 2 Simpson
 - 3 Estate
 - 4 Hall
 - 5 Martinec
 - 6 Klean
 - 7 Gin
 - 8 Zhao
 - 9 Fernandez
 - 10 Balk & Elder
 - 11 Stocker
 - 12 Hall
 - 13 Pepe
 - 14 Lemke
 - 15 Akyurek
 - 16 Surman
 - 17 Gain
 - 18 Foster
 - 19 Brown
 - 20 Vikhamar
 - 21 Sulberg
 - 22 Foster
 - 23 Lemkeh
 - 24 che
 - 25 Peng
 - 26 Mölg

همکاران (۲۰۱۰)، بات^۱ و بیلال^۲ (۲۰۱۱)، کی و لیو^۳ (۲۰۱۴)، ساودرا^۴ و همکاران (۲۰۱۸)، نوتارینکولا^۵ (۲۰۲۰)، کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶)، مسعودیان و کیخسروی کیانی (۱۳۹۶)، عزیزی و همکاران (۱۳۹۶)، محمدی و همکاران (۱۳۹۸)، حلبیان و صلحی (۱۳۹۹)، صلاحی و همکاران (۱۴۰۲) و فروتن و صلاحی (۱۴۰۲) به بررسی پراکنش پوشش برف به کمک داده‌های ماهواره‌ای در مناطق کوهستانی پرداخته‌اند. تصاویر دورسنجی ابزار مفیدی برای برآورد تغییرات برف‌پوش و واکاوی الگوی فضایی این پدیده مهم محیطی به‌ویژه در پهنه‌های مرتفع که ایستگاه‌های زمینی کمی در دسترس می‌باشد و یا آن‌که اساساً ایستگاهی وجود ندارد بشمار می‌رود. در این پژوهش ضمن بررسی تغییرات فصلی شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs) در گستره شمال غربی ایران، پیوند میان مؤلفه‌های گستره‌های برف‌پوش (SCAs) و شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs) و ارتباط SCDs با سنجه ارتفاع در بازه زمانی فصلی مورد واکاوی قرار گرفته است.

محدوده مطالعاتی

گستره مطالعاتی شامل استان‌های شمال غربی ایران (اردبیل، آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، زنجان، کردستان) می‌باشد. ارتفاعات سبلان با ۴۸۱۱ متر و سهند با ۳۷۰۷ متر و کوه‌های ارسباران با ارتفاع ۳۲۲۵ متر و کوه‌های طالش با ارتفاع ۳۳۰۳ متر، یکی از وسیع‌ترین مناطق برف‌گیر ایران و سرچشمه رودخانه‌های بزرگی، چون: ارس، آجی چای (تلخه رود)، قزل‌اوزن، شاهرود، سفیدرود، سیمینه‌رود، زربینه‌رود، قره‌سو و اهر رود را تشکیل می‌دهد. این ارتفاعات که دارای تنگه‌های با شیب تند بوده و در فصل بارش حجم زیادی از برف را در خود جای می‌دهد. ارتفاعات برف‌گیر سهند نیز یکی از بزرگ‌ترین منشأهای رودخانه‌های متعددی است که حیات شهری، روستایی و عشایری را تداوم بخشیده است



شکل ۱: گستره مورد بررسی

- 1 butt
- 2 Bilal
- 3 Ke and Liu
- 4 Saavedra
- 5 Notarnicola

داده‌ها و روش‌شناسی

در این پژوهش برای برف‌پوش از داده‌های MOD10A1-V006 ماهواره ترا (Terra) و MYD10A1-V006 ماهواره آکوا (Aqua) در بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۳ استفاده شد که دارای توان تفکیک فضایی ۵۰۰ متر و توان تفکیکی زمانی روزانه هستند. سیستم تصویر این فرآورده‌ها سینوسی و داده‌ها به صورت رقومی بر اساس شاخص NDSI^۱ با فرمت HDF به آدرس search.earthdata.nasa.gov قابل دستیابی است (رابطه ۱ و ۲). نمایه تفاضلی نرمال شده برف (NDSI) نسبت بین اختلاف دو طیف مادون‌قرمز و مرئی است (هال^۲ و همکاران (۱۱)، سود^۳ و همکاران، (۲۵)):

$$NDSI = \frac{(MODIS\ G - MODIS\ SWIR)}{(MODIS\ G + MODIS\ SWIR)} \quad [1]$$

در این رابطه G باند سبز (باند ۴) و SWIR باند مادون‌قرمز موج کوتاه (باند ۶) است:

$$NDSI = ((band\ 4 - band\ 6) / (band\ 4 + band\ 6)) \quad [2]$$

در این روابط باند G و باند SWIR مربوط به بازتاب در طول موج‌های ۰/۶۶ و ۱/۶۰ نانومتر سنجنده است. بر اساس این نمایه، برف‌پوش در محدوده ۰-۱۰۰٪ (۰-۱) گزارش می‌شود (ریگز و هال^۴ (۲۱)). یاخته‌ای با NDSI > 0.0 دارای مقداری برف و یاخته‌ای با NDSI <= 0.0 بدون برف قلمداد می‌شود. بر اساس راهنمای فرآورده‌های برف‌پوش سنجنده مادیس اگر کاربر بخواهد یک SCA^۵ باینری^۶ بسازد، می‌تواند آستانه NDSI را برای برف تعیین کند (ریگز و هال (۲۱)). در این زمینه برخی از پژوهشگران نظیر ژانگ^۷ و همکاران (۳۱) آستانه حداقل ۰/۱ را برای NDSI منطقی‌تر دانسته و مورد تأکید قرار داده‌اند. لذا با توجه به این که ایران کشوری با پوشش برف کم بشمار می‌رود و با در نظر گرفتن موقعیت و شرایط قلمرو مطالعاتی از این آستانه برای برآورد برف‌پوش استفاده گردید. بدین منظور، داده‌های سنجنده مادیس در هر دو ماهواره ترا و اکوا با فرمت HDF به فرمت TIF و با آستانه ۱-۰/۱ به باینری و ASCII و با سیستم مختصات جغرافیایی تبدیل گردید. این داده‌ها با بهره‌گیری از زبان کدنویسی پایتون پردازش شد. بدون اجرای الگوریتم کاهش پوشش ابر، استفاده از داده‌های خام برف‌پوش سنجنده و منطقی نیست. یکی از محدودیت‌های عمده در استفاده از داده‌های روزانه برف‌پوش MODIS، بالا بودن ابرناکی در مناطق کوهستانی است. از آنجایی که زمان گذر ماهواره ترا از فراز استوا ساعت ۱۰:۳۰ صبح و زمان گذر ماهواره اکوا از فراز استوا ساعت ۱:۳۰ بعدازظهر است (این دو ماهواره با سه ساعت اختلاف از روی منطقه عبور می‌کنند). لذا با ترکیب فرآورده‌های ترا و اکوا بهتر و دقیق‌تر می‌توان برف‌پوش را تشخیص و شناسایی نمود (وانگ و ژی^۸ (۲۸) و شی^۹ و همکاران (۲۳)). در این پژوهش در هنگام ترکیب داده‌های دو ماهواره ترا و اکوا، یک یاخته در صورتی که به وسیله ماهواره ترا و یا اکوا به‌عنوان یاخته برفی شناسایی شده باشد؛ به‌عنوان یاخته برفی در نظر گرفته می‌شود. امکان دارد ماهواره ترا

1-Normalize Difference Snow Index

2- Hall

3- Sood

4 - Rigg & Hall

5 - Snow Cover Area

6 - Binary

7 - Zhang

8 - Wang and Xie

9 -She

صبح هنگام و یا ماهواره اکوا بعدازظهر یاخته‌ای را به‌مثابه یاخته ابری شناسایی کند، ولی همان یاخته در بعدازظهر توسط ماهواره آکوا و یا صبح هنگام به‌وسیله ماهواره ترا به‌عنوان یاخته برفی شناسایی شود. به‌بیان‌دیگر، ابرناکی در صبح هنگام و یا در بعدازظهر موجب مخفی ماندن برف‌پوش از دید ماهواره شده باشد. در این شرایط یاخته‌هایی که این حالت را دارند؛ در داده‌های سنجنده‌ی مادیس ترا و اکوا به‌عنوان یاخته‌های برفی تلقی می‌شوند. تنها در صورتی که یاخته‌ای در هر دو ماهواره ترا و اکوا ابر باشد؛ به‌عنوان یاخته ابری در نظر گرفته و طبقه‌بندی می‌شود (شی و همکاران، ۲۳)). روش ترکیب داده‌های سنجنده مادیس در دو ماهواره ترا و اکوا با هدف کاهش اثر پدیده ابرناکی و تخمین بهینه برف‌پوش به‌وسیله محققینی همچون پاراجکا و بلوشل^۱ (۱۸)، وانگ و همکاران (۲۹)، شی و همکاران (۲۳)، کی و لیو^۲ (۱۳) و دایتز^۳ و همکاران (۶) توصیه و استفاده شده است.

یکی دیگر از راهکارهای کاهش اثر پدیده ابرناکی اجرای پالایه فضایی - زمانی بر روی داده‌های رقومی برف‌پوش است. بهره‌گیری از پالایه برای کاهش اثر ابرناکی توسط پژوهشگران متعددی پیشنهاد شده است گفورو و باردوسی^۴ (۹)، ژانگ و همکاران (۳۰) و دایتز و همکاران (۵ و ۶). الگوریتم این روش بدین‌صورت است که یک پالایه فضایی با کرنل ۳×۳ (۹ یاخته) بر روی داده‌های ادغام و ترکیب شده ترا و اکوا اعمال شد. بدین‌صورت که اگر یاخته مرکزی ابر و بیش از شش یاخته همسایه آن برف را گزارش کرده بودند؛ یاخته مرکزی هم برف در نظر گرفته شد. چنانچه بیش از شش یاخته اطراف یاخته مرکزی پدیده زمین و یاخته مرکزی ابر را گزارش کرده بودند؛ آن یاخته ابری نیز به پدیده زمین تبدیل شد. در ادامه، روش پالایه زمانی نیز بر روی داده‌های ادغامی ترا و اکوا نیز صورت گرفت. در این الگوریتم یاخته‌هایی که توسط سنجنده مادیس ابر تشخیص داده شده بود، ولی همان یاخته در روز پیشین و پسین برف گزارش شده بود؛ آن یاخته ابری نیز در روز مورد بررسی به‌عنوان یاخته برفی در نظر گرفته شد؛ زیرا با احتمال بسیار زیاد ابرناکی در روز میانی بر فراز یاخته مورد نظر موجب پنهان و مخفی ماندن برف‌پوش از دید ماهواره شده است. از این‌رو، در این پژوهش از الگوریتم پالایه سه‌روزه نیز بر روی سری زمانی داده‌های روزانه‌ی برف‌پوش بهره گرفته شد.

در ادامه، پایگاه داده برف‌پوش حاصل از اجرای الگوریتم ادغام و ترکیب داده‌های ترا و اکوا و الگوریتم پالایه فضایی - زمانی بر اساس آستانه ۱-۰/۱ به باینری تبدیل و به ازای هر روز برف‌پوش شناسایی و برآورد گردید. برای مدل رقومی ارتفاع (DEM) نیز از داده‌های آژانس اکتشافات فضایی ژاپن (JAXA) به نام ALOS World 3D (AW3D) استفاده شد. این مجموعه داده AW3D30 در پژوهش‌های علمی و آموزش و طراحی سرویس‌های جدید اطلاعات مکانی می‌تواند مورد استفاده قرار بگیرد (تاکاکو^۵ و همکاران (۲۶)). این مجموعه داده، مدل رقومی سطحی (DSM) با قدرت تفکیک افقی تقریباً ۳۰ متر (در اصل ۱ ثانیه قوسی) می‌باشد که توسط ابزار سنجنش از دوری پانکروماتیک برای تصویرسازی استریو به دست آمده است. PRISM یک سنسور نوری است که بر روی ماهواره

1 - Parajka & Blöschl

2 - Ke & Liu

3 - Dietz

4 - Gafurov & Bardossy

5 - Takaku

پیشرفته مشاهده زمین (ALOS) قرار گرفته است. آخرین ورژن ۳/۱ است. این داده‌ها نیز با فرمت TIF به ASCII تبدیل و با کمک زبان برنامه‌نویسی پایتون پردازش شد.

با توجه به این‌که تفکیک فضایی داده‌های برف‌پوش ۵۰۰ متر و داده‌های مدل رقومی ارتفاع ALOS ۳۰ متری است، در این پژوهش تفکیک فضایی تمامی داده‌های رقومی مورد استفاده ۲۵۰ متر در نظر گرفته می‌شود و به‌منظور هماهنگ‌سازی تفکیک فضایی این داده‌ها از روش‌های پرکاربرد بازآرایی شبکه‌ای^۱ یا تغییر اندازه یاخته‌های داده‌های رستری نزدیک‌ترین همسایه^۲ برای داده‌های برف‌پوش و میان‌یابی دوسویه^۳ برای داده‌های مدل رقومی ارتفاع متناسب با ماهیت و نوع داده استفاده شد. پس از آماده‌سازی پایگاه داده برف‌پوش میانگین روزهای برف‌پوشان (SCDs) در مقیاس فصلی محاسبه و نقشه‌های توزیع مکانی برف‌پوش در این دوره زمانی تولید شد. سپس، پیوند بین دو مؤلفه SCAs و SCDs و ارتباط SCDs با ارتفاع در گستره جغرافیایی شمال غربی مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.

بحث

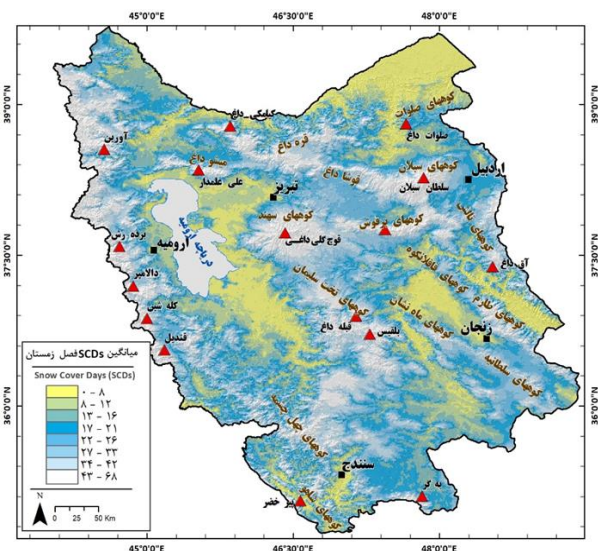
تغییرات شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs)

در این بخش تغییرات SCDs در بازه فصلی در قالب نقشه‌ها ارائه شده است. شکل ۲ میانگین فصلی SCDs در فصل زمستان در منطقه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. مطابق با الگوی SCDs زمستانه که در این شکل ملاحظه می‌شود، دشت‌های هموار پیرامون دریاچه ارومیه، دشت‌های پیرامون شهر زنجان، دشت مغان و اراضی پیرامون شهر سنندج، پایین‌ترین نرخ SCDs را نشان می‌دهند؛ به‌طوری‌که این نواحی در فصل زمستان به‌طور متوسط دارای کمتر از ۱۰ روز پوشش برفی (SC) هستند. دشت‌سرها، دشت‌های پایکوهی و پیشکوه‌های کوهستان‌های مرتفع و واحدهای کوهستانی مرتفع در فصل زمستان به‌طور متوسط تا حدود ۳۰ روز پوشش برفی دارند. نهایتاً SCDs در نواحی کوهستانی مرتفع و پر حجم، همچون واحدهای کوهستانی، قندیل، سهند و سبلان، چهل چشمه، بزقوش، طارم، سلطانیه، ماهنشان و تالش، به بالای ۳۰ روز می‌رسد. ماکزیمم SCDs زمستانه مربوط به ارتفاعات سبلان با بیش از ۶۰ روز پوشش برفی است. میانگین فصلی SCDs مربوط به فصل بهار در شکل ۳ نشان داده شده است. مطابق با متوسط SCDs بهاره منطقه شمال غرب ایران که در شکل ۳ نشان داده شده است، تقریباً در تمامی پهنه شمال غرب، افت SCDs به نسبت فصل زمستان مشهود است. این کاهش در نواحی کم ارتفاع و هموار و دشت‌ها بسیار مشهودتر از اراضی مرتفع و کوهستانی است. باند جنوبی منطقه شمال غرب منطبق با واحدهای چهل چشمه کردستان، تخت سلیمان، ماه‌نشان، سلطانیه و طارم، به نسبت واحدهای شمالی افت و کاهش سطوح برفی بیشتری نشان می‌دهند. SCDs بهاره در ارتفاعات اصلی همچون سهند، سبلان، قندیل، بزقوش و قره داغ همچنان بالا است و در سبلان به حدود ۵۴ روز در فصل بهار می‌رسد. SCDs در دشت‌های هموار و کم ارتفاع پیرامون دریاچه ارومیه، دشت مغان و دشت‌های پست بین مسیر زنجان - تبریز به حدود ۰ روز کاهش می‌یابد. افت و کاهش SCD از جنوب آغاز شده و پهنه‌های بیشتری از منطقه شمال غرب را در بر می‌گیرد.

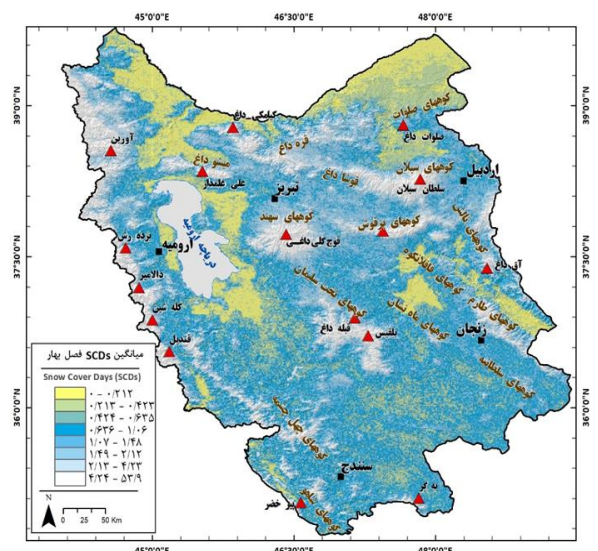
1 Resample

2 Nearest Neighbor

3 Bilinear interpolation



شکل ۲: میانگین فصلی SCDs در گستره شمال غربی (زمستان)

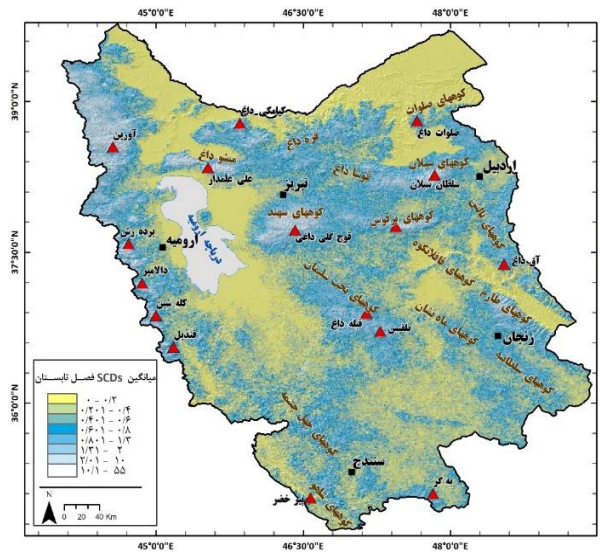


شکل ۳: میانگین فصلی SCDs در گستره شمال غربی (بهار)

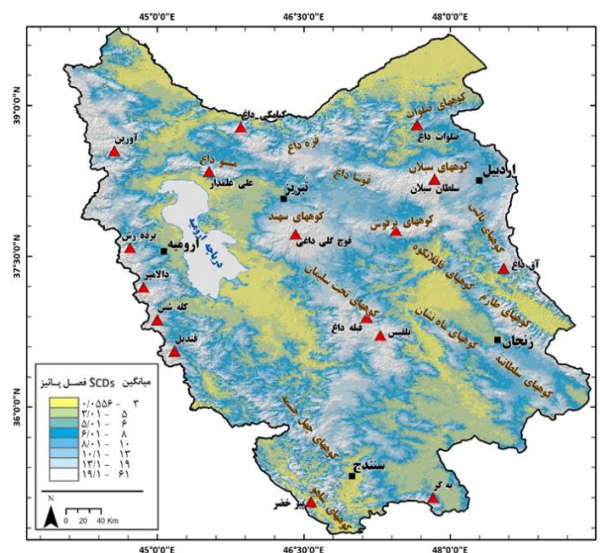
در شکل ۴ متوسط SCDs تابستانه در منطقه شمال غرب نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، SCDs تابستانه در منطقه شمال غرب با کاهش شدید روبه‌رو می‌گردد. تقریباً به‌جز ارتفاعات سبلان، سهند و ارتفاعات مرز غربی شامل رشته قندیل، مابقی نواحی کمتر از ۲ روز در این فصل پوشش برفی دارند. نکته قابل توجه در مورد ارتفاعات سبلان است که همچنان در فصل تابستان توانایی نگهداشت پوشش برفی تا ۵۵ روز را دارا است. به دلیل SCDs بالای تابستانه در ارتفاعات سبلان، این واحد کوهستانی جز معدود نواحی، واحد منطقه شمال غرب است که دارای یخچال‌های فعال و طبیعی و یخچال‌های سنگی است. متوسط SCDs در سایر نواحی منطقه شمال غرب عمدتاً کمتر از ۲ روز است. نکته دیگری که در شکل ۴ نیز قابل مشاهده است، آن است که باند نوار جنوبی منطقه شمال-غرب به نسبت نوار شمالی به لحاظ SCD دارای اختلاف زیادی است.

میانگین SCDs پاییزه در شکل ۵ نشان داده شده است. به‌طوری‌که در این شکل مشاهده می‌شود، متوسط SCDs پاییزه در منطقه شمال غرب مجدداً در فصل پاییز رو به افزایش نشان می‌دهد. افزایش SCDs پاییزه به نسبت فصل

قبل، بسیار مشخص و قوی است. باند شمالی و جنوبی منطقه شمال غرب هر دو افزایش شدید SCDs را نشان می‌دهند، اما افزایش SCDs در باند شمالی مشخص‌تر و قوی‌تر از باند جنوبی است. ارتفاعات سبلان، بزقوش، سهند، قره داغ و قندیل، همگی افزایش قابل‌توجهی در SCDs در فصل پائیز نشان می‌دهند که در بخش‌های مرتفع این ناهمواری‌ها همچون سبلان SCDs پائیزه به بالای ۶۰ روز افزایش می‌یابد. در نواحی دیگر عمدتاً بدنه اصلی ناهمواری‌ها دارای SCDs بالای ۲۰ روز هستند. در نوار جنوبی شامل اراضی بین ارتفاعات تخت سلیمان تا چهل چشمه و به سمت ارتفاعات شاهو، افزایش سطوح برفی و گستره آن مشخص و چشمگیر است. کوه‌های تالش، طارم، ماه‌نشان و سلطانیه در پیرامون زنجان نیز افزایش قابل‌توجه SCDs پائیزه را نشان می‌دهند.



شکل ۴: میانگین فصلی SCDs در گستره شمال غربی (تابستان)



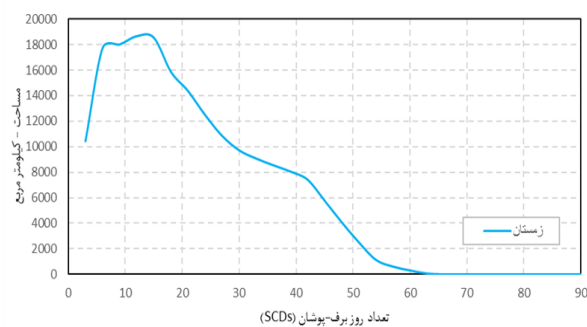
شکل ۵: میانگین فصلی SCDs در گستره شمال غربی ایران (پاییز)

پیوند گستره برف‌پوش (SCAs) با شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs)

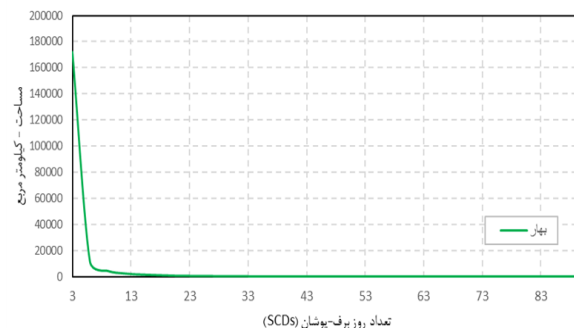
در فاز دوم به بررسی تغییرات فنولوژیک SCAs و SCDs در بازه فصلی پرداخته شد. نتایج در اشکال ۶ تا ۹ نشان داده شده است. در شکل ۶ تغییرات فنولوژیک SCAs و SCDs در منطقه شمال غرب در فصل زمستان نشان داده

شده است. بر اساس این شکل بیشترین سطوح SC در این فصل دارای SCDs در حدود ۱۵ روز است. این سطح بالغ بر حدوداً ۱۸۰۰۰ کیلومترمربع می‌گردد. به‌طورکلی نواحی و مناطقی که دارای SCDs بین ۵ تا ۲۵ هستند، بیشترین سطوح SC را در این فصل به خود اختصاص می‌دهند. لازم به ذکر است که در این فصل، مناطقی که دارای SCDs بیش از ۴۰ روز هستند، سطوح SC قابل‌توجهی را به خود اختصاص می‌دهند که در حدود ۲۰۰۰ تا ۸۰۰۰ کیلومترمربع می‌باشد.

در شکل ۷ ارتباط متوسط فصلی SCAs و SCDs مربوط به فصل بهار، نشان داده شده است. بر اساس این شکل در فصل بهار در منطقه شمال غرب، سطوح SC که دارای SCDs کمتر از حدوداً ۸ روز هستند، ماکزیمم به ۱۶۰۰۰۰ کیلومترمربع بالغ می‌گردد. در فصل بهار سطوحی که دارای SCDs بیش از ۱۳ روز هستند مساحت تقریباً ناچیزی را در بر می‌گیرد.

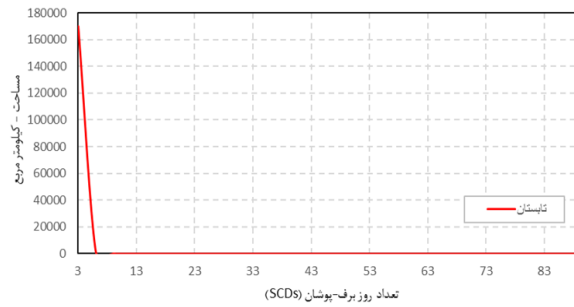


شکل ۶: پیوند SCAs با SCDs (فصل زمستان)

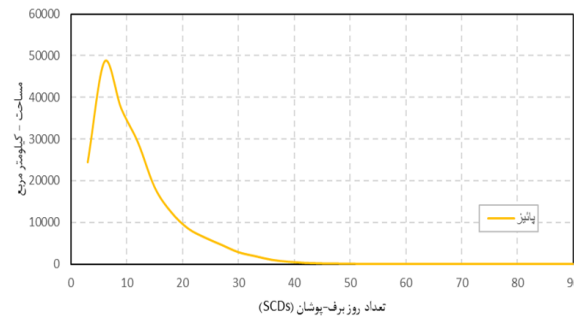


شکل ۷: پیوند SCAs با SCDs (فصل بهار)

شکل ۸ ارتباط فنولوژیک SCAs و SCDs مربوط به فصل تابستان را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل به نظر می‌رسد که اراضی با SCDs کمتر از ۵ روز بیشترین سطوح را به خود اختصاص می‌دهند که ماکزیمم به ۱۶۰۰۰۰ کیلومترمربع بالغ می‌گردد. در شکل ۹ ارتباط فنولوژیک SCAs و SCDs مربوط به فصل پاییز نشان داده شده است. بر اساس این شکل این‌طور به نظر می‌رسد که اراضی و مناطقی که دارای SCDs در حدود ۷ روز هستند بیشترین سطوح SC را با مساحت در حدود ۵۰۰۰۰ کیلومترمربع به خود اختصاص می‌دهند. در این فصل اراضی با SCDs کمتر از ۲۰ روز نسبتاً سطوح SC قابل‌توجهی را بین ۱۰۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ کیلومترمربع در بر می‌گیرد. در این فصل اراضی با SCDs بالاتر از ۴۰ روز دارای سطوح SC تقریباً ناچیزی بوده و به زیر چند صد کیلومترمربع کاهش می‌یابد.



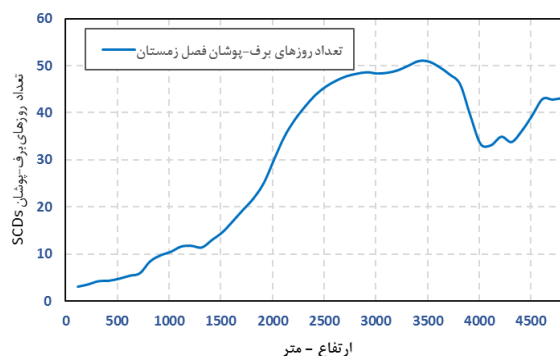
شکل ۸: پیوند SCAs با SCDs (فصل تابستان)



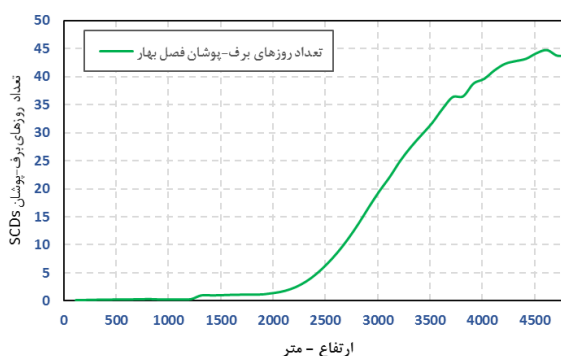
شکل ۹: پیوند SCAs با SCDs (فصل پاییز)

پیوند شمار روزهای برف پوشان (SCDs) با سنجه ارتفاع

در گام بعدی به واکاوی ارتباط فنولوژیک SCDs و ارتفاع سطح زمین در بازه زمانی فصلی پرداخته شد. نتایج در اشکال ۱۰ تا ۱۳ نشان داده شده است. شکل ۱۰ ارتباط فنولوژیک SCDs و ارتفاع سطح زمین را در فصل زمستان در دوره آماری (۲۰۰۳ - ۲۰۲۰) را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل نواحی و اراضی با ارتفاع بین ۲۵۰۰ تا ۳۵۰۰ متر بالاترین نرخ SCDs یعنی چیزی در حدود ۵۰ روز پوشش برفی را به خود اختصاص می‌دهند. اراضی با ارتفاع بین ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر به طور متوسط در حدود ۳۰ روز SCDs را به خود اختصاص می‌دهند و اراضی کم ارتفاعتر عمدتاً دارای SCDs کمتر از ۱۰ روز هستند. شکل ۱۱ ارتباط SCDs با تغییرات ارتفاع مربوط به فصل بهار را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل در مورد ارتباط بین SCDs و تغییرات ارتفاعی فصل بهار چنین می‌توان اظهار نظر نمود که در الگوی بهار از ارتفاع ۲۵۰۰ متر به بالا با شیب نسبتاً ثابت و تندی، با افزایش ارتفاع، SCDs نیز افزایش می‌یابد. نکته دیگر آن که اختلاف بین SCDs نواحی کوهستانی مرتفع و اراضی و دشتهای کم ارتفاع پیرامون در این فصل فوق العاده بالا است. در نتیجه در این فصل تباین بسیار زیاد SCDs در حدود ۳۰ روز بین نواحی کوهستانی و اراضی هموار و دشتی و کم ارتفاع پیرامون واحدهای کوهستانی ملاحظه می‌شود.

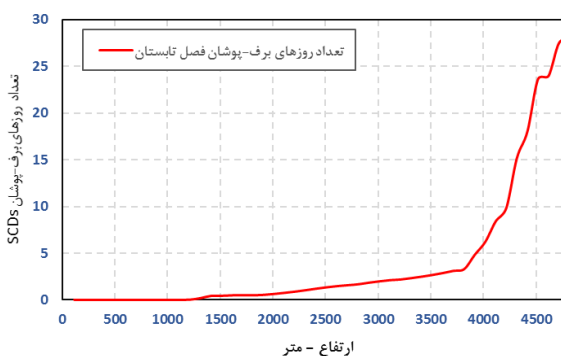


شکل ۱۰: پیوند تغییرات SCDs با سنجه ارتفاع (فصل زمستان)

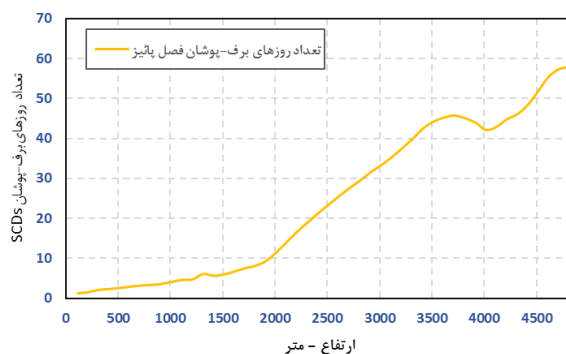


شکل ۱۱: پیوند تغییرات SCDs با سنجه ارتفاع (فصل بهار)

شکل ۱۲ ارتباط فنولوژیک SCDs و ارتفاع سطح زمین مربوط به ماه تابستان در منطقه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل نخست آن‌که ارتفاعات زیر ۴۰۰۰ متر با افت شدید SCDs به زیر ۵ روز روبرو هستند. ارتفاعات بالای ۴۰۰۰ متر که تنها به سطوح محدودی مربوط به قله مرتفع سبلان می‌شود؛ همچنان دارای SCDs بالای ۵ روز تا ماکزیمم ۲۵ روز است. در شکل ۱۳ ارتباط فنولوژیک SCDs و ارتفاع سطح زمین مربوط به فصل پائیز نشان داده شده است. بر اساس این شکل افزایش SCDs در تمامی باندهای ارتفاعی مشهود است. الگوی فضایی کلی فرم مشابه زمستان پیدا کرده است. در این فصل SCDs در ارتفاعات بالا به ماکزیمم حدوداً ۶۰ روز نیز افزایش می‌یابد که منطبق با قله مرتفع واحد کوهستانی سبلان است. اراضی زیر ۲۰۰۰ متر نیز کمتر از ۱۰ روز پوشش برفی را تجربه می‌کنند. اراضی بین ۲۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متر نیز بین ۱۰ تا ۴۵ روز پوشش برفی را تجربه می‌کنند. در میان فصول چهارگانه، فصل پائیز بیشترین شباهت را با فصل زمستان دارد.



شکل ۱۲: پیوند تغییرات SCDs با سنجه ارتفاع (فصل تابستان)



شکل ۱۳: پیوند تغییرات SCDs با سنجه ارتفاع (فصل پاییز)

نتیجه گیری

در این پژوهش تغییرات روزهای برف‌پوشان (SCDs) در شمال غرب ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده مادیس ترا و آکوا در مقیاس فصلی و در دوره آماری ۲۰۲۰-۲۰۰۳ مورد واکاوی قرار گرفت. برای کاهش اثر ابرناکی از سه روش ادغام و ترکیب داده‌ها، پالایه همسایگی فضایی و پالایه زمانی استفاده شد. از مدل رقومی سطحی (DSM) آژانس فضایی ژاپن نیز برای الگوی رقومی ارتفاع، بهره گرفته شد. سپس، دو مؤلفه SCAs و SCDs و شمار روزهای برف‌پوش (SCDs) با سنجه ارتفاع ارتباط سنجی شد. یافته‌ها حاکی از روند کاهشی SCDs از زمستان به سوی تابستان است. این در حالی است که متوسط SCDs پائیزه در پهنه شمال غربی مجدداً در فصل پائیز آهنگی افزایشی به خود می‌گیرد. به بیان دیگر، SCDs در پاییز در مقایسه با تابستان در پهنه شمال غرب روندی افزایشی چشمگیری داشته و تا زمستان این روند افزایشی به‌خصوص در تمامی بخش‌های نسبتاً مرتفع و بسیار مرتفع منطقه ادامه می‌یابد. واکاوی تغییرات فصلی SCDs در گستره مورد بررسی نشان داد که این مؤلفه فنولوژیک برف به شدت تحت تأثیر دو فاکتور ارتفاع و عرض جغرافیایی است؛ به گونه‌ای که پایین‌ترین نرخ SCDs مربوط به پهنه‌های کم ارتفاع و دشت‌های هموار پیرامون دریاچه ارومیه، دشت‌های پیرامونی زنجان، دشت مغان و اراضی اطراف سنج است. این در حالی است که اراضی مرتفع و کوهستانی مشتمل بر دشت‌های پایکوهی و پیشکوه‌های کوهستان‌های بلند و به‌ویژه قله توده‌های کوهستانی مرتفع از بالاترین میزان SCDs برخوردار هستند. در عین حال، شمار روزهای برف‌پوشان در بخش‌های جنوبی قلمرو مطالعاتی در مقایسه با بخش‌های شمالی تفاوت زیادی دارد و از مقادیر کمتری برخوردار است. در فصول مختلف به‌ویژه پاییز تا بهار شمار بیشتر روزهای برف‌پوشان عمدتاً مربوط به مناطق مرتفع و چکادهای ارتفاعات نظیر توده‌های کوهستانی سهند و سبلان، بزقوش، قره داغ، قبل داغ، چهل چشمه، بزقوش، طارم، سلطانیه، ماه‌نشان، تالش و ارتفاعات نوار غربی منطقه مورد بررسی مشتمل بر چکادهای آورین، برده رش، دالامپر و قندیل بوده است. بالاترین شمار روزهای برف‌پوشان در فصل زمستان با ۶۸ روز و پس از آن با ۶۱ روز در پاییز به ارتفاعات سبلان و قله مرتفع آن اختصاص دارد. توده کوهستانی سبلان حتی در فصل تابستان نیز از شرایط ویژه‌ای برای نگهداشت برف‌پوش در پهنه مطالعاتی برخوردار است. تحلیل پیوند تغییرات فصلی SCAs با SCDs نشانگر این است که بیشینه گستره‌های SC در فصول زمستان، بهار، تابستان و پاییز به ترتیب دارای SCDs تقریبی ۱۵، ۸، کمتر از ۵ و ۷ روز است. در زمستان، پهنه‌های با SCDs بیش از ۴۰ روز، سطوح SC قابل توجهی را با حدود ۲۰۰۰ تا ۸۰۰۰ کیلومتر مربع

در بر می‌گیرند. در مقابل، در فصل پاییز پهنه‌های با SCDs بالاتر از ۴۰ روز دارای گستره‌های SC تقریباً ناچیزی بوده که مقادیر آن به زیر چند صد کیلومتر مربع بالغ می‌شود. واکاوی تغییرات SCDs با سنجه ارتفاع در بازه فصلی، پیوند آشکار این مؤلفه فنولوژیک برف را در همراهی با ارتفاع نشان داد؛ به گونه‌ای که بیشترین مقادیر SCDs زمستانه به باند ارتفاعی ۲۵۰۰-۳۵۰۰ متر، در بهار به طیف ارتفاعی بیش از ۲۵۰۰ متر، در تابستان به ارتفاعات بالای ۴۰۰۰ متر و در پاییز به کمربند ارتفاعی ۲۰۰۰-۳۵۰۰ متر اختصاص دارد.

منابع

- Akyürek, Z., Sorman, A.Ü. (2002) Monitoring snow-covered areas using NOAA-AVHRR data in the eastern part of Turkey. *Hydrological Sciences*, 47, 243–252.
- Alhossaini Almodaresi, S. A., Hatami, J., Sarkargar, A. (2016). Calculating the physical properties of snow, using differential radar interferometry and Terra SAR-X and MODIS images, RS and GIS for *Natural Resources*, 7 (2), 59-76. (In Persian).
- Azizi, G., Rahimi, M., Mohammadi, H., Khoshakhlagh, F. (2017). Spatio-temporal variations of snow cover in the southern slope of central Alborz, *Physical Geography Research Quarterly*, 49 (3): 381-393. (In Persian).
- Balk B, Elder K, (2000). Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed. *Water Resources Research*, 36(1), 13–26.
- Brown, R.D. (2000). Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915–97. *Journal of Climate*, 13, 2339–2355.
- Butt, M.J. Bilal, M. (2011). Application of snowmelt runoff model for water resource management. *Hydrological Processes*, 25, 3735–3747.
- Dietz, A., Conrad, C., Kuenzer, C., Gesell, G., Dech, S. (2014). Identifying changing snow cover characteristics in central Asia between 1986 and 2014 from remote sensing data, *Remote Sensing*, 6(12), 12752- 12775.
- Dietz, A.J., Kuenzer, C., Conrad, C. (2013). Snow-cover variability in central Asia between 2000 and 2011 derived from improved MODIS daily snow-cover products, *International journal of remote sensing*, 34(11), 3879- 3902.
- Foster, J., Liston, G., Koster, R., Essery, R., Behr, H., Dumenil, L., Verseghy, D., Thompson, S., Pollard, D., Cohen, J. (1996). Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *Journal of Climate*, 9, 409-426.
- Foster, J., Sun, C., Walker, J.P., Kelly, R., Chang, A., Dong, J., Powell, H. (2005). Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, 94, pp. 187–203.
- Frotan, M., Salahi, B. (2023). Analyzing the relationship between heavy rains and extreme winds in Ardabil province. *Geography and Human Relationships*, 5(4), 128-146. doi: 10.22034/gahr.2023.382739.1799. (In Persian).
- Gafurov, A. and Bardossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1361–1373.
- Halabian. A. H., Solhi, S. (2020). Spatiotemporal changes in snow-cover related to the land surface temperature over central Alborz, *Physical Geography*, 47, 53-75. (In Persian).
- Hall, D., Foster, J., Verbyla, D., Klein, A., & Benson, C. (1998). Assessment of snow-cover mapping accuracy in a variety of vegetation-cover densities in central Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 66(2), 129-137.
- Jain, S.K., Goswami, A. And Saraf, A.K. (2008). Accuracy assessment of MODIS, NOAA and IRS data in snow cover mapping under Himalayan conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 5863–5878.
- Ke, C. Liu, X. (2014). Modis-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China; *Climate Research*, 59, 15-26.
- Keikhosrvai Kiany, M.S., Masoudian, S.A. (2017). Identification of snow reservoirs in Iran, *Physical Geography Research Quarterly*, 49 (3), 395-408. (In Persian).
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R.B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P.,

- Thomas, R.H., Zang, T. (2007). Observations: changes in Snow, ice and frozen ground. In climate change 2007: The physical science basis. contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Eds.), 337–384 (Cambridge and New York: Cambridge University Press).
- Masoudian, S.A., Keikhosrvaï Kiany, M.S. (2017). Evaluation of changes in snow-covered days in the elevation levels of Zayanderoud River basin, *Journal of Natural Environmental Hazards*, 6 (11), 33-46. (In Persian).
- Mölg, N., Rastner, P., Irsara, L., Notarnicola, C., Steurer, C., Zebisch, M. (2010). Multi-temporal modis snow cover monitoring over the alpine regions for civil protection applications, *Remote Sensing for Science, Education and Natural and Cultural Heritage* in 30th EARSel symposium, 31st May–3rd June.
- Notarnicola, C. (2020). Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018, *Remote Sensing of Environment*, 243, 111781.
- Parajka, J., Bloschi, G. (2008). The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrological models, *Journal of Hydrology*, 358, 240-258.
- Peng, S., Piao, S., Ciais, P. And Fang, J. (2010). Change in winter snow depth and its impacts on vegetation in China. *Global Change Biology*, 16, 3004–3013.
- Pepe, M., Brivio, P.A., Rampini, A., Rota Nodari, F., Boschetti, M. (2005) Snow cover monitoring in Alpine regions using ENVISAT optical data. *International Journal of Remote Sensing*, 26, 4661–4667.
- Riggs, G.A., Hall, D.K. (2015). MODIS Snow Products Collection 6 User Guide, modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov, 1-66.
- Saavedra, F.A., Kampf, S.K., Fassnacht, S.R., Sibold, J.S. (2018). Changes in Andes Mountains snow cover from MODIS data 2000–2016. *Cryosphere* 12, 1027–1046.
- Salahi, B., Saber, M., Vatanparast Galeh Juq, F. (2023). Evaluating the effectiveness of time series models in determining the best model for predicting annual rainfalls in selected stations in northwest of Iran. *Geography and Human Relationships*, 6(1), 525-538. doi: 10.22034/gahr.2023.383221.1803. (In Persian).
- She, J., Zhang, Y., Li, X., Chen, Y. (2014). Changes in snow and glacier cover in an arid watershed of the western Kunlun Mountains using multisource remote-sensing data, *International journal of remote sensing*, 35(1), 234- 252.
- Simpson, J.J., Stitt, J.R., Sienko, M. (2001). Improved Estimates of the Areal Extent of Snow Cover from AVHRR Data, *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 1-23.
- Sood, V., Singh, S., Taloor, A.K., 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 (2020) 100040, 1-9.
- Stocker, T (Ed.) (2014). *Climate change 2013: The physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press.
- Takaku, J., Tadono, T., Tsutsui, K. (2014). Generation of high-resolution global DSM from ALOS PRISM, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XL-4, 243-248, ISPRS.
- Vikhamar, D., Solberg, R. (2003). Snow-cover mapping in forests by constrained linear spectral unmixing of MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 88, 309–323.
- Wang, X., Xie, H. (2009). New methods for studying the spatiotemporal variation of snow cover based on combination products of MODIS Terra and Aqua, *Journal of hydrology*, 371(1-4), 192-200.
- Wang, X., Xie, H., Liang, T., Huang, X. (2009). Comparison and validation of MODIS standard and new combination of Terra and Aqua snow cover products in northern Xinjiang, China, *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(3), 419- 429.
- Zhang, G., Xie, H. Yao, T. Liang, T. Kang, S. (2012). Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001-2010), *Water resources research*, 48, 1-22.
- Zhang, H., Zhang, F., Zhang, G., Che, T., Yan, W., Ye, M., Ma, N. (2019). Ground-based evaluation of MODIS snow cover product V6 across China: Implications for the selection of NDSI threshold, *Science of the Total Environment* 651 (2019) 2712–2726.

Zhao, H., Fernandes, R. (2009). Daily snow cover estimation from advanced very high-resolution radiometer polar pathfinder data over northern hemisphere land surfaces during 1982–2004. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1–14.