

واکاوی پیوند برف‌پوش با عوامل فیزیوگرافی در پهنه کوهستانی شمال غربی ایران

برومند صلاحی* - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی.
امیرحسین حلبیان - دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.
بتول زینالی - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی.
عباس کاشانی - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۲/۰۸ تأیید نهایی: ۱۴۰۳/۰۶/۲۱

چکیده

در این پژوهش تغییرات برف‌پوش در پهنه شمال غربی در پیوند با سنج‌های توپوگرافیکی ارتفاع، شیب و وجه شیب زمین با بهره‌گیری از فرآورده‌های برف مادیس ترا و آکوا (MOD10A1 و MYD10A1) در بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۳ مورد واکاوی قرار گرفت. در گام نخست با توجه به نمایه NDSI داده‌ها بر اساس آستانه ۱-۱/۰ باینری شد. در گام بعدی، برای کاهش اثر ابرناکی از الگوریتم‌های ادغام داده‌های ترا و آکوا، فیلترهای مکانی و زمانی استفاده شد. برای الگوی رقومی ارتفاع، از مدل رقومی سطحی (DSM) آژانس فضایی ژاپن استفاده گردید. سپس شمار روزهای برف‌پوشان (SCDs) به ازای هر پیکسل در شبکه رستری به صورت سالانه محاسبه و نقشه‌های پهنه‌ای تهیه و ترسیم شد. در ادامه، پیوند SCDs با ارتفاع و ورودش‌های گسترده‌های برف‌پوش (SCAs) در طبقات ارتفاعی، شیب و جهت شیب زمین بررسی شد. بر اساس نقشه‌های پهنه‌ای SCDs، سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۸ در فاز کمینه و سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۱۷ در فاز بیشینه قرار داشته‌اند. ارتباط SCDs با مولفه ارتفاع قوی بوده و روند افزایش SCDs از ارتفاع ۳۷۰۰-۱۳۰۰ متر به شدت فزونی می‌یابد. در عین حال، افزایش شیب زمین و ناپایداری SC بر روی سطوح پرتشیب سبب ایجاد ناهنجاری در روند افزایشی SCDs در ارتفاعات ۴۰۰۰-۳۷۰۰ متر شده است. واکاوی SCAs در درجات مختلف شیب، روند کاهشی شدیدی را به پیروی از ارتفاع و کاهش سطوح توپوگرافیکی و محدودیت برف‌گیرش در اراضی پرتشیب نشان داد. کمینه و بیشینه پراکنش SCAs به ترتیب مربوط به سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۰۷ بوده است. درصد SCAs در درجات مختلف شیب در اراضی مسطح تا ۱۲/۵ درجه روند افزایشی، از شیب ۱۲/۵ تا ۴۲/۵ درجه روند کاهشی، از شیب ۴۲/۵ درجه به بعد روند افزایشی بسیار اندک دارد. دامنه‌های شمالی و شمال شرقی دارای بیشترین و دامنه‌های جنوب-غربی و غربی دارای کمترین درصد گستره برف‌پوش هستند.

واژگان کلیدی: برف‌پوش (SC)، روزهای برف‌پوشان (SCDs)، گستره‌های برف‌پوش (SCAs)، سنج‌های فیزیوگرافیک، شمال غرب ایران.

مقدمه

اخیراً مناطق کوهستانی مورد توجه پژوهشگران و برنامه‌ریزان محیطی قرار گرفته است، تغییرات برف-پوش نقش مهمی در محیط‌های کوهستانی دارند و بر استحصال آب مناطق پائین دست اثرگذارند (حلبیان و صلحی، ۱۳۹۹) (نوتارینکولا^۱، ۲۰۲۰). تغییرات رژیم آبی ناشی از نوسانات ذوب برف بخش‌های مختلف را متأثر می‌کند (بورمن^۲ و همکاران، ۲۰۱۸؛ هاس^۳ و همکاران، ۲۰۱۷؛ لی^۴ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بارنت^۵ و همکاران، ۲۰۰۵). برای درک این فرایندها، مطالعات و مشاهدات ایستگاه‌های زمینی، سنجش از دوری و شبیه‌سازی بر نواحی کوهستانی در دهه‌های اخیر به کار گرفته شده است (حلبیان و صلحی، ۱۳۹۹) (هاموند^۶ و همکاران، ۲۰۱۸) (بنیستون^۷ و همکاران، ۲۰۱۸) (هاس و همکاران، ۲۰۱۷) (موت^۸ و همکاران، ۲۰۱۸) از آنجایی که ماهواره‌ها در مقاطع زمانی، از یک سطح مختلف قادر به تصویربرداری هستند، لذا می‌توانند در مطالعات برف سنجی و تحلیل پراکنش زمانی و مکانی آن بسیار مؤثر باشند (قنبرپور و همکاران، ۱۳۸۴). تصاویر به دست آمده با تکنیک سنجش از دور، قادرند در خصوص الگوی پراکنش برف، اطلاعات مفیدی را فراهم آورند و بدین ترتیب می‌توانند در مناطق مرتفع، دورافتاده و غیرقابل دسترس که فاقد ایستگاه‌های زمینی هستند ابزاری کارآمد باشند (نوتارینکولا و همکاران، ۲۰۲۰).

پژوهش‌ها نشان می‌دهد که نوسانات پوشش‌های برفی، با عوامل مختلفی نظیر ارتفاع، فصل، موقعیت جغرافیایی منطقه و عملکرد پارامترهای آب و هوایی در ارتباط است (پپین و همکاران^۹، ۲۰۱۵؛ کوهرل و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۴). هنگام استفاده از مدل‌های رواناب ناشی از ذوب برف، اطلاع از مناطقی دارای پوشش برفی و آب معادل برف برای مدیریت منابع آبی و مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی حائز اهمیت است (بات و بیدال^{۱۱}، ۲۰۱۱). همچنین نوسانات عمق برف بر فرایندهای رشد گیاهان اثرگذار است (فوستر^{۱۲} و همکاران، ۲۰۰۵). با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، امرتکلی^{۱۳} و همکاران (۲۰۰۵) نقشه‌های برف-پوش و رواناب حاصل از ذوب برف را تهیه و محاسبه و گوپتا^{۱۴} و همکاران (۲۰۰۵) مناطق دارای پوشش برفی را مشخص کردند. پو و زو^{۱۵} (۲۰۰۹) در بررسی پوشش برف فلات تبت، از داده‌های سنجنده‌ی مودیس بهره گرفتند و دریافتند که ماه فوریه بالاترین درصد پوشش برفی را به خود اختصاص داده است. تونگ^{۱۶} و همکاران (۲۰۰۹) به این نتیجه رسیدند که در حوضه کوئسنل کانادا، در ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع، حدود ۱۱ روز بر فراوانی روزهای برف‌پوش اضافه می‌شود. سنسوی^{۱۷} و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند دامنه‌های شمال سو و جنوب‌سوی حوضه کاراسو (شرق ترکیه) به ترتیب دارای حداکثر و حداقل درصد گستره پوشش برف در فصل ذوب برف هستند.

- 1- Notarnicola
- 2- Bormann
- 3- Huss
- 4- Li
- 5- Barnett
- 6 - Hammond
- 7 - Beniston
- 8 - Mote
- ۹- Pepin
- ۱۰- Kohler
- 11- Butt and Bilal
- 12 - Foster
- 13 - EmreTekeli
- 14 - Gupta
- ۱۵ Pu and Xu
- 16 - Tong
- 17 - Sensoy

ژانگ^۱ و همکاران (۲۰۱۰) (به نقل از حلبیان و صلحی، ۱۳۹۹) معتقدند که حد آستانه بهینه شاخص NDSI برای انواع پوشش اراضی، به ویژه برای مناطق جنگلی به شکل فصلی تغییر می کند. کرجسی و همکاران (۲۰۱۵)^۲ با بررسی ماهواره‌ای خصوصیات فصلی پوشش برف در ده حوضه در اسلوواکی ثابت کردند که پوشش برف در ماه‌های ژانویه و فوریه به حداکثر خود می‌رسد. در غرب ایالات متحده آمریکا، موت^۳ و همکاران (۲۰۱۸)، نشان دادند که حدود ۳۳ درصد ایستگاه‌های پایش برف، کاهش قابل ملاحظه‌ای از تراکم برف را نشان می‌دهند. نتیجه‌ای مشابه را ساودرا^۴ و همکاران (۲۰۱۸) در افت قابل توجه در تعداد روزهای با پوشش برف در منطقه کوهستانی آند به دست آوردند. بورمن^۵ و همکاران (۲۰۱۸) (به نقل از حلبیان و صلحی، ۱۳۹۹) نیز رفتار ترکیبی و پیچیده روند پوشش برف را چهار منطقه کوهستانی نشان دادند. نوتارنیکولا^۶ (۲۰۲۰) با استخراج مساحت پوشیده از برف (SCA^۷)، مدت زمان ماندگاری پوشش برف (SCD^۸)، اولین روز برف-پوشان (FSD^۹)، آخرین روز برف-پوشان (LSD^{۱۰}) و ارتفاع خط برف (SLA^{۱۱}) از ماهواره مودیس دریافت که در حدود ۷۸ درصد از مناطق کوهستانی دنیا، کاهش مدت زمان ماندگاری پوشش برف تا ۴۳ روز و کاهش مساحت پوشیده از برف تا ۱۳ درصد را تجربه کرده‌اند.

کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶) نشان دادند که پوشش برف در مناطقی از ایران که متوسط سالانه دمای سطح زمین (LST) کمتر از ۳۰ درجه سانتی‌گراد است بیشتر است. مسعودیان و کیخسروی کیانی (۱۳۹۶) دریافتند در فروردین و اردیبهشت، روزهای برف-پوشان در کمربندهای ارتفاعی بلند حوضه آبریز زاینده‌رود، یک الگوی کاهشی را آشکار می‌سازد. خسروی و همکاران (۱۳۹۶) ثابت کردند که سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری در سال ۲۰۱۱ نسبت به سال ۱۹۹۱ دارای روند کاهشی بوده است. عزیزی و همکاران (۱۳۹۶) نشان دادند که در دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، پوشش برف در اوایل پائیز و اواخر زمستان رو به افزایش و در فصل بهار رو به کاهش است. محمدی و همکاران (۱۳۹۸) ثابت کردند که در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ در ارتفاعات زاگرس، روند کاهشی در برف-پوش مشاهده می‌شود. حلبیان و صلحی (۱۳۹۹) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای نشان دادند که در ارتفاعات البرز بین افزایش ارتفاع و افزایش SC ارتباط وجود دارد. شاهزیدی (۱۴۰۲) با تحلیل ارتباط مؤلفه‌های ژئومورفولوژیک با حداکثر ماندگاری برف پوش در ارتفاعات تالش دریافتند که سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۸ کمترین و سال‌های ۲۰۰۸، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۷ بیشترین ماندگاری ماکزیمم برف-پوش را داشته‌اند. لوپز و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۳)، میریعقوب و قنبرپور (۱۳۸۹)، فتاحی و همکاران (۱۳۹۰)، وفاخواه و همکاران (۱۳۹۲)، فتاحی و مقیمی (۱۳۹۸) نیز با استفاده از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای به بررسی تغییرات پوشش برف پرداختند. از آنجایی که مؤلفه‌های مختلفی همچون، ارتفاع مطلق، شیب، جهت شیب و ناهمواری‌های محلی نقش فراوانی در توزیع انرژی در سطح زمین دارند و توزیع نامتوازن انرژی در سطح زمین سبب تغییرات مختلف محیطی می‌گردد لذا در این پژوهش علاوه بر

1 - Zhang

۲ - Krajci

۳ - Mote

۴ - Saavedra

۵ - Bormann

۶ - Notarnicola

۷ - Snow Cover Area (SCA)

۸ - Snow Cover Duration (SCD)

۹ - First Snow Day

۱۰ - Last Snow Day

۱۱ - Snow Line Altitude

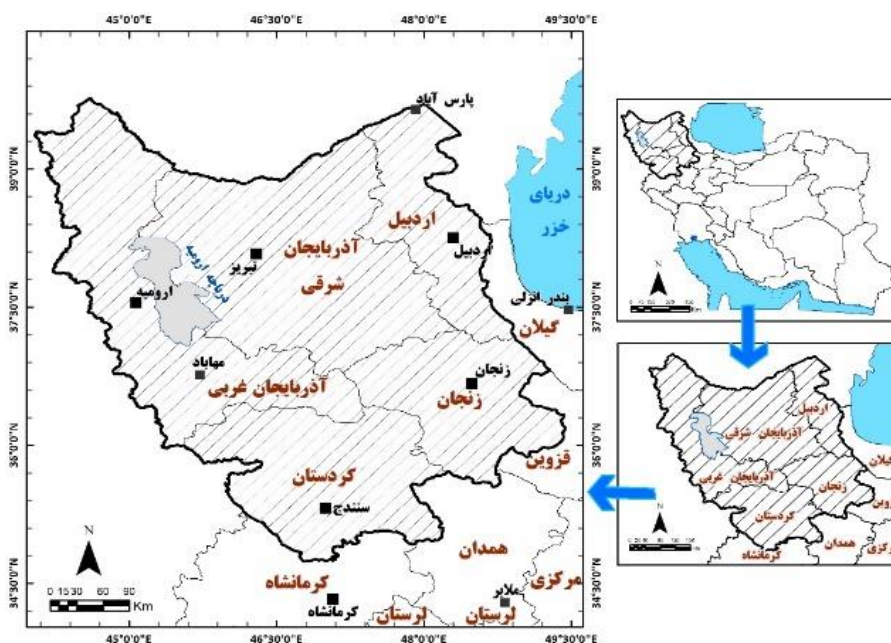
۱۲ - López

تغییرات فضایی و زمانی برف‌پوش، ارتباط این پدیده محیطی با مؤلفه‌های توپوگرافی و توزیع و تغییرات آن در جهات شیب مختلف زمین و کمرندهای ارتفاعی مختلف در پهنه شمال غربی ایران مورد بررسی قرار گرفته است.

روش تحقیق

محدوده مورد بررسی

محدوده مورد بررسی شامل استان‌های شمال غربی ایران (اردبیل، آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی، زنجان، کردستان) می‌باشد. ارتفاعات سبلان با ۴۸۱۱ متر و سه‌پند 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، زرینه‌رود، 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 سه‌پند نیز یکی از بزرگ‌ترین منشأهای رودخانه‌های متعددی است که حیات شهری، روستایی و عشایری را تداوم بخشیده است.



شکل ۱: محدوده مورد بررسی

داده‌ها و روش‌شناسی

در این پژوهش برای برف‌پوش از محصول MOD10A1-v006 ماهواره ترا (Terra) و محصول MyD10A1-v006 ماهواره آکوا (Aqua) در بازه زمانی ۲۰۰۳-۲۰۲۰ بهره گرفته شد. این داده‌ها به صورت روزانه و دارای قدرت تفکیک فضایی ۵۰۰ متر هستند. هر یک از کاشی‌های این داده‌ها دارای ابعاد ۱۲۰۰ در ۱۲۰۰ کیلومتر می‌باشد. سیستم تصویر این داده‌های شبکه‌ای سینوسی و داده‌ها به صورت رقومی بر اساس شاخص NDSI^۱ با فرمت HDF در تارنمای search.earthdata.nasa.gov قابل دستیابی است (رابطه ۱ و ۲). نمایه تفاضلی نرمال شده برف (NDSI) نسبت بین اختلاف دو طیف مادون قرمز و مرئی است (دزیر^۲، ۱۹۸۹ و هال^۳ و همکاران، ۱۹۹۸، سود^۴ و همکاران، ۲۰۲۰):

۱- Normalize Difference Snow Index

۲- Dozier

۳- Hall

۴- Sood

$$NDSI = \frac{(MODIS G - MODIS SWIR)}{(MODIS G + MODIS SWIR)} \quad \text{رابطه ۱}$$

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

$$NDSI = ((\text{band 4} - \text{band 6}) / (\text{band 4} + \text{band 6})) \quad \text{رابطه ۲}$$

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، برف پوشی در محدوده ۱۰۰٪-۰ (۰-۱) گزارش می‌شود (ریگز و هال^۱، ۲۰۱۵). یاخته‌ای با $NDSI > 0.0$ دارای مقداری برف و یاخته‌ای با $NDSI \leq 0.0$ بدون برف قلمداد می‌شود.

بر اساس دستورالعمل محصولات برف پوشی سنجنده مودیس اگر کاربر بخواهد یک SCA^۲ باینری^۳ بسازد، می‌تواند آستانه NDSI را برای برف تعیین کند (ریگز و هال^۴، ۲۰۱۵). در این زمینه برخی از پژوهشگران نظیر ژانگ^۵ و همکاران، ۲۰۱۹ آستانه حداقل ۰/۱ را برای NDSI مورد تأکید قرار داده‌اند. از آنجایی که ایران کشوری با پوشش برف اندک محسوب می‌شود، با در نظر گرفتن موقعیت و شرایط محدوده مطالعاتی از این آستانه برای تخمین و محاسبه برف پوشی بهره گرفته شد. لذا، داده‌های مادیس در هر دو ماهواره ترا و اکوا با فرمت hdf به فرمت tif و با آستانه ۰/۱-۱ به باینری و ASCII و با سیستم مختصات جغرافیایی تبدیل شد. این داده‌ها با استفاده از زبان پایتون پردازش گردید. در عین حال، فرآورده برف بر اساس مرز پهنه مطالعاتی با روش Extract by Mask در محیط پایتون برش داده شد.

یکی از محدودیت‌های عمده در استفاده از داده‌های روزانه برف پوشی MODIS، بالا بودن ابرناکی در پهنه‌های کوهستانی است. چون زمان گذر ماهواره ترا از فراز استوا ساعت ۱۰:۳۰ صبح و زمان گذر ماهواره اکوا از فراز استوا ساعت ۱:۳۰ بعد از ظهر است (این دو ماهواره با سه ساعت اختلاف از روی منطقه عبور می‌کنند)؛ بنابراین، با ادغام محصولات ترا و اکوا بهتر و با دقت بیشتر می‌توان برف پوشی را شناسایی کرد (وانگ و ژی^۶، ۲۰۰۹ و شی^۷ و همکاران، ۲۰۱۴). در این پژوهش در موقع ادغام داده‌های دو ماهواره، یک پیکسل در صورتی که توسط ماهواره ترا و یا اکوا به عنوان پیکسل برفی شناسایی شده بود؛ به عنوان پیکسل برفی قلمداد شد. امکان دارد ماهواره ترا موقع صبح و یا ماهواره اکوا بعد از ظهر پیکسلی را به عنوان پیکسل ابری شناسایی کند، اما همان پیکسل در بعد از ظهر به وسیله ماهواره اکوا و یا موقع صبح توسط ماهواره ترا به عنوان پیکسل برفی شناسایی شود. به بیان دیگر، پدیده ابر در صبح و یا در بعد از ظهر سبب مخفی ماندن برف پوشی از دید ماهواره شده باشد. در این شرایط پیکسل‌هایی که این وضعیت را دارند؛ در داده‌های مادیس ترا و اکوا به عنوان پیکسل‌های برفی در نظر گرفته شدند. تنها در صورتی که پیکسلی در هر دو ماهواره ترا و اکوا ابر باشد؛ به عنوان پیکسل ابری تلقی شده و طبقه‌بندی می‌شود (شی و همکاران، ۲۰۱۴). روش ترکیب و ادغام داده‌های مادیس در دو ماهواره ترا و اکوا به قصد

۱ - Rigg & Hall

۲ - Snow Cover Area

۳ - Binary

۴ - Rigg & Hall

۵ - Zhang

۶ - Wang and Xie

۷ - She

کاهش اثر ابرناکی و محاسبه بهینه برف‌پوش به‌وسیله محققینی همچون پاراجکا و بلوشل^۱، ۲۰۰۸، وانگ و همکاران، ۲۰۰۹، شی و همکاران، ۲۰۱۴، کی و لیو^۲، ۲۰۱۴ و دایتز^۳ و همکاران، ۲۰۱۴ تأکید، توصیه و استفاده شده است. برای کاهش اثر ابرناکی از فیلتر فضایی- زمانی نیز بر روی داده‌های برف‌پوش استفاده شد. بهره‌گیری از فیلتر برای کاهش اثر ابرناکی در مطالعات پژوهشگرانی نظیر گفورو و باردوسی^۴، ۲۰۰۹، ژانگ و همکاران، ۲۰۱۲ و دایتز و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ پیشنهاد و تأکید شده است در این پژوهش یک فیلتر فضایی با کرنل 3×3 (۹ یاخته) بر روی داده‌های ادغام و ترکیب شده ترا و اکوا اجرا شد. بدین‌صورت که چنانچه پیکسل مرکزی ابر و بیش از شش پیکسل مجاور آن برف را گزارش کرده بودند؛ پیکسل مرکزی هم برف قلمداد شد. اگر بیش از شش پیکسل اطراف پیکسل مرکزی پدیده زمین و پیکسل مرکزی ابر را گزارش کرده بودند؛ آن پیکسل ابری نیز به پدیده زمین تبدیل شد. در ادامه، روش فیلتر زمانی نیز بر روی داده‌های ادغامی ترا و اکوا نیز اعمال شد. بدین‌صورت که پیکسل‌هایی که به‌وسیله سنجنده مادیس ابر تشخیص داده شده بود، اما همان پیکسل در روز قبل و بعد، برف گزارش شده بود؛ آن پیکسل ابری نیز در روز مورد بررسی به‌عنوان پیکسل برفی در نظر گرفته شد. چرا که با احتمال بسیار زیاد ابرناکی در روز میانی بر فراز پیکسل مورد نظر موجب پنهان و مخفی ماندن برف‌پوش از دید ماهواره شده است. لذا، در این پژوهش از فیلتر سه روزه نیز بر روی سری زمانی داده‌های روزانه‌ی برف‌پوش استفاده شد. در ادامه، پایگاه داده برف‌پوش حاصل از اجرای الگوریتم ادغام و ترکیب داده‌های ترا و اکوا و الگوریتم فیلتر فضایی- زمانی بر اساس آستانه ۱-۰/۱ به باینری تبدیل و به ازای هر روز، برف‌پوش شناسایی و محاسبه شد.

در این پژوهش برای مدل رقومی ارتفاع (DEM) نیز از داده‌های رقومی ارتفاعی منتشر شده توسط آژانس فضایی ژاپن استفاده شد. این مجموعه داده، مدل رقومی سطحی (DSM) با رزولوشن افقی تقریباً ۳۰ متر می‌باشد. این مجموعه داده در حال حاضر دقیق‌ترین داده‌های ارتفاعی رایگان در مقیاس پوششی جهانی است. این داده‌ها از تصاویر ماهواره ALOS حاصل شده است (تاکاکو^۵ و همکاران، ۲۰۱۴). این داده‌ها نیز با فرمت tif به ASCII تبدیل و با کمک زبان برنامه‌نویسی پایتون پردازش شد. از آنجایی که توان تفکیک مکانی داده‌های برف‌پوش ۵۰۰ متر و داده‌های مدل رقومی ارتفاع ALOS ۳۰ متری است، در این پژوهش تفکیک مکانی تمامی داده‌های رقومی مورد استفاده ۲۵۰ متر در نظر گرفته شد. برای هماهنگ‌سازی تفکیک مکانی این داده‌ها از روش‌های پرکاربرد بازآرایی شبکه‌ای^۶ یا تغییر اندازه یاخته‌های داده‌های رستری نزدیک‌ترین همسایه^۷ برای داده‌های برف‌پوش و میان‌یابی دوسویه^۸ برای داده‌های مدل رقومی ارتفاع استفاده شد. پس از تهیه پایگاه داده برف‌پوش، شمار روزهای برف‌پوش^۹ در مقیاس زمانی متوسط سالانه برآورد و نقشه‌های پهنه‌ای برف‌پوش در این بازه زمانی ترسیم شد.

۱ - Parajka & Blöschl

۲ - Ke & Liu

۳ - Dietz

۴ - Gafurov & Bardossy

۵ - Takaku

6 Resample

7 Nearest Neighbor

8 Bilinear interpolation

9 Snow Cover Days (SCDs)

از آنجایی که پهنه‌های دارای پوشش برف (SC) و تغییرات آن‌ها در طبقات ارتفاعی مختلف در بررسی‌های اکولوژیکی اهمیت فراوانی دارد؛ لذا وردش‌های فضایی- زمانی برف پوش در ارتباط با سنجه‌های توپوگرافی (ارتفاع، درجه و جهت شیب) نیز مورد واکاوی قرار گرفت. در ارتباط با سنجه توپوگرافیک جهت شیب در فضای مدل‌سازی رقومی زمین از روش پردازش رستری پنجره متحرک و روش آنالیز یاخته به یاخته استفاده شد. بر اساس پنجره متحرک با ابعاد 3×3 از یاخته (شکل ۲) و به کمک الگوریتم شیب ارائه شده توسط هورن، نقشه شیب استخراج شد (شکل ۴). رابطه (۱) و (۲) شیب را در جهت ستونی و سطری با روش مطرح شده توسط هورن محاسبه می‌کند (هورن^۱، ۱۹۸۱).

Z_5	Z_2	Z_6
Z_1	Z_0	Z_3
Z_8	Z_4	Z_7

شکل ۲: پنجره متحرک 3×3 در 3×3 یاخته‌ای برای برآورد شیب در ساختار رستری (مدل رقومی ارتفاعی)

$$Slope_{we} = \frac{(Z_7 + 2Z_3 + Z_6) - (Z_8 + 2Z_1 + Z_5)}{8 \times d} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$Slope_{sn} = \frac{(Z_6 + 2Z_2 + Z_5) - (Z_7 + 2Z_4 + Z_8)}{8 \times d} \quad \text{رابطه (۴)}$$

بعد از محاسبه شیب در جهت سطری و ستونی، شیب کلی با استفاده از رابطه (۵) برآورد گردید.

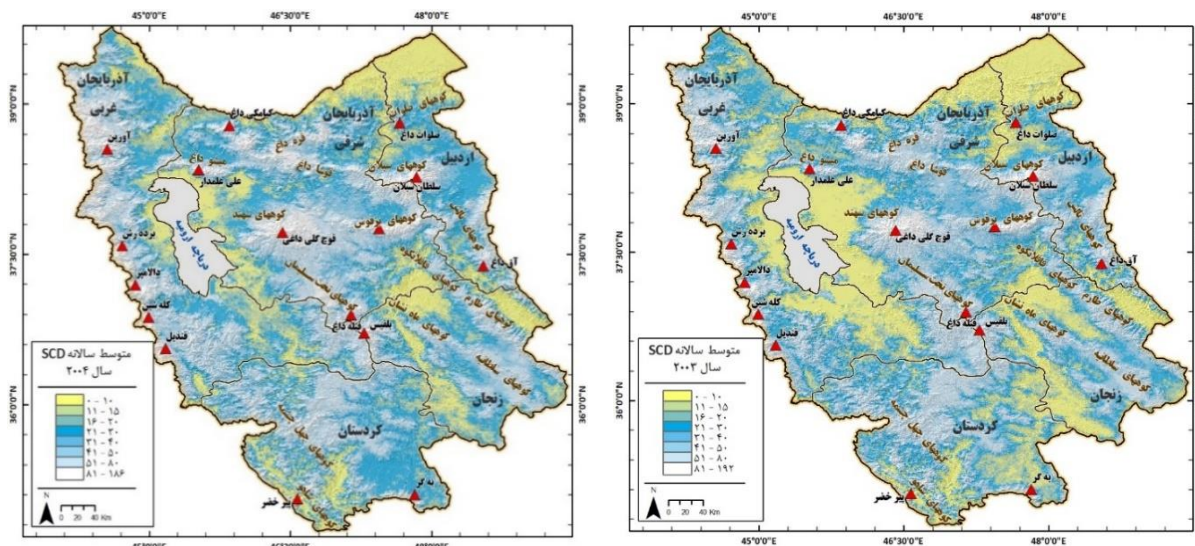
$$Slope = \tan \alpha = \sqrt{Slope_{row}^2 + Slope_{column}^2} \quad \text{رابطه (۵)}$$

بحث و یافته‌ها

وردش‌های فضایی شمار روزهای برف پوشان (SCDs)

مطابق با شکل ۳ شمار روزهای برف-پوشان (روزهای همراه با پوشش برف) در سال ۲۰۰۳ در پهنه شمال غرب بین ۰ تا ۱۹۲ روز در نوسان است. در این سال اراضی پیرامون دریاچه ارومیه، دشت‌های پست بین زنجان - تبریز و اطراف ارتفاعات سلطانیه و ماه‌نشان و همچنین دشت مغان، پایین‌ترین نرخ SCDs را به خود اختصاص داده‌اند. در مقابل، ارتفاعات سه‌پند، سبلان، رشته‌کوه‌های قندیل، آورین، برده رش، دالامپر، کله شین و کوه‌های چهل چشمه، تخت سلیمان، طارم، تالش، سلطانیه و ماه‌نشان، دارای SCDs بالای ۸۰ روز هستند. به‌طور کلی در این سال، SCDs در بدنه اصلی ارتفاعات به بالای ۸۰ روز می‌رسد. ماکزیمم SCDs سال ۲۰۰۳ مربوط به ارتفاعات سبلان در حدود ۱۹۲ روز است که نرخ بسیار بالایی به نسبت سایر نواحی است. متوسط پهنه‌ای SCDs در این سال برابر با $32/77$ روز می‌باشد (شکل ۳). در سال ۲۰۰۴ ماکزیمم مطلق SCDs در قلمرو شمال غرب به نسبت سال ۲۰۰۳ کاهش نشان می‌دهد و به ۱۸۶ روز می‌رسد. در این سال افزایش سطوحی که دارای بیش از ۸۰ روز برف-پوشان هستند در باند جنوبی منطقه مشتمل بر ارتفاعات کردستان به سمت

کوه‌های تخت سلیمان و همچنین کوه‌های سلطانیه و ماه‌نشان زنجان تا طارم و تالش به‌وضوح مشخص است. متوسط پهنه‌ای SCDs در سال ۲۰۰۴ معادل ۳۸/۶۶ روز است که به نسبت سال قبل حدوداً ۶ روز افزایش دارد (شکل ۴).

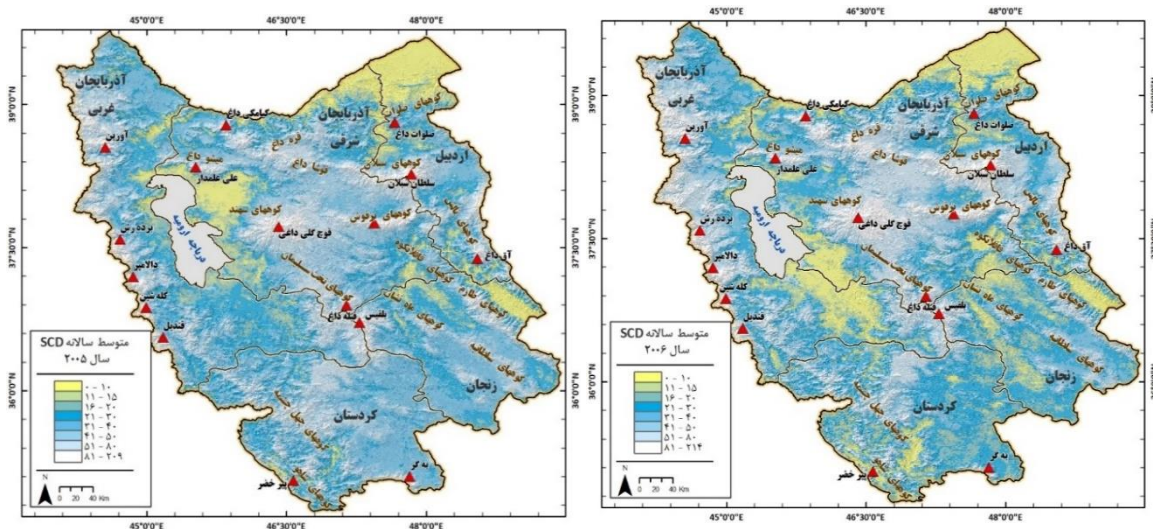


شکل ۴: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی

شکل ۳: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۰۳)

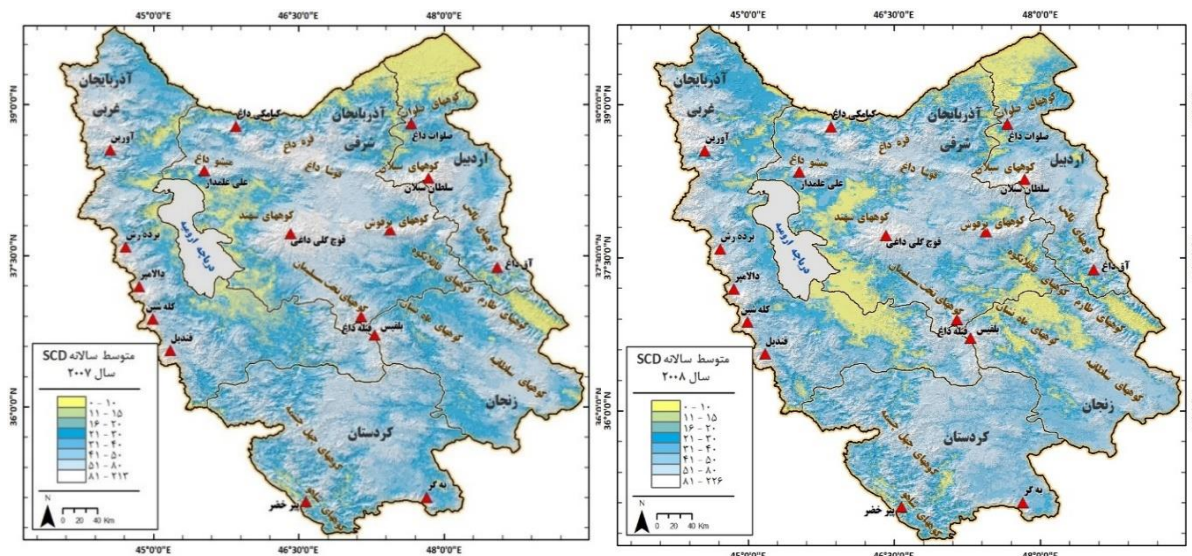
(۲۰۰۴)

الگوی کلی SCDs در منطقه شمال غرب در سال ۲۰۰۵ مشابه سال ۲۰۰۴ و همچنین قوی‌تر از سال ۲۰۰۳ است. بر این اساس، بدنه اصلی ارتفاعات و ناهمواری‌ها در منطقه شمال غرب بیش از ۸۰ روز پوشش برفی را نگهداری می‌نمایند. نگهداشت پوشش برفی در نوار جنوبی ضعیف‌تر از نوار شمالی منطقه مورد بررسی است. ارتفاعات آذربایجان شرقی به نسبت آذربایجان غربی، منطقه کردستان و همچنین ارتفاعات زنجان، دارای SCDs بالاتری در سال ۲۰۰۵ است. الگوی کلی افزایش SCDs با ارتفاع و عرض جغرافیایی در سال ۲۰۰۵ نیز ملاحظه می‌شود. متوسط پهنه‌ای SCDs در سال ۲۰۰۵ برابر با ۳۸/۶۴ روز است که از سال ۲۰۰۳ بیشتر و از سال ۲۰۰۴ کمتر است. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال برابر با ۲۰۹ روز و مربوط به ارتفاعات سبلان می‌باشد که به نسبت دو سال قبل، بیشتر است (شکل ۵). الگوی کلی SCDs سال ۲۰۰۶ مشابه با سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ است. SCDs بالای ۸۰ روز در این سال سطح زیادی از منطقه شمال غرب را پوشش می‌دهد و تقریباً تمامی سطوح بدنه اصلی ناهمواری‌ها را در بر می‌گیرد. متوسط پهنه‌ای SCDs سال ۲۰۰۶ برابر با ۳۷/۸۵ روز است که به نسبت سال ۲۰۰۳ بیشتر و از سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ کمتر است. اراضی پست و هموار جنوب شرق دریاچه ارومیه به‌طور مشخصی به نسبت سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ با کاهش SCDs در این سال روبرو بوده است. در مقابل، اراضی پست و هموار شمال شرق دریاچه ارومیه در این سال به نسبت سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ افزایش قابل توجه SCDs را نشان می‌دهد. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال برابر با ۲۱۴ روز به‌ویژه در ارتفاعات سبلان است که به نسبت تمامی سال‌های مورد مطالعه پیشین بالاتر است (شکل ۶).



شکل ۵: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۰۵) شکل ۶: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۰۶)

در سال ۲۰۰۷ بدنه اصلی واحدهای ناهموار اصلی در منطقه شمال غرب در نوار شمالی، بالای ۸۰ روز پوشش برفی در این سال داشته است؛ این در حالی است که نوار جنوبی شامل ارتفاعات چهل چشمه کردستان، ارتفاعات جنوبی رشته قندیل، کوه‌های سلطانیه و ماه‌نشان زنجان و بخش زیادی از ارتفاعات طارم و تالش بین ۵۰ تا ۸۰ روز پوشش برفی دارند. در حقیقت، بین واحدهای کوهستانی نوار شمالی شامل بخش شمالی رشته قندیل، سه‌پند و سیلان، قره داغ، بزقوش و نوار جنوبی اختلاف بارزی مشاهده می‌شود؛ به گونه‌ای که در بدنه اصلی کوه‌های نوار شمالی بیش از ۸۰ روز و در باند جنوبی بین ۵۰ تا ۸۰ روز پوشش برفی وجود دارد. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال ۲۱۳ روز و در نواحی پیرامون قله سیلان واقع شده است که به نسبت سایر سال‌ها نسبتاً بالا است. متوسط پهنه‌ای SCDs در این سال ۴۴/۸۸ روز می‌باشد که از تمامی سال‌های پیشین، بالاتر است (شکل ۷). در سال ۲۰۰۸ تقریباً بدنه اصلی واحدهای ناهموار و کوهستانی شمال غرب دارای SCDs بالاتری به نسبت اراضی پیرامون هستند و بین شمار روز برف-پوشان و ارتفاع پیوندی قوی برقرار است. به‌طور کلی، در باند جنوبی منطقه، ارتفاعات بین ۵۰ تا ۸۰ روز پوشش برفی دارند. این در حالی است که در واحدهای کوهستانی باند شمالی، SCDs ۸۰ روز به بالا است. در نتیجه اختلاف آشکاری بین نوار جنوبی و شمالی پهنه شمال غرب مشاهده می‌شود. بخشی از این اختلاف به دلیل تفاوت در عرض جغرافیایی و بخشی دیگر به سبب اختلاف در ارتفاع مطلق واحدهای کوهستانی نوار شمالی با نوار جنوبی است. ترکیب دو عامل اقلیمی فوق منجر به ایجاد تفاوت آشکار SCDs در این دو محور شده است (شکل ۸).

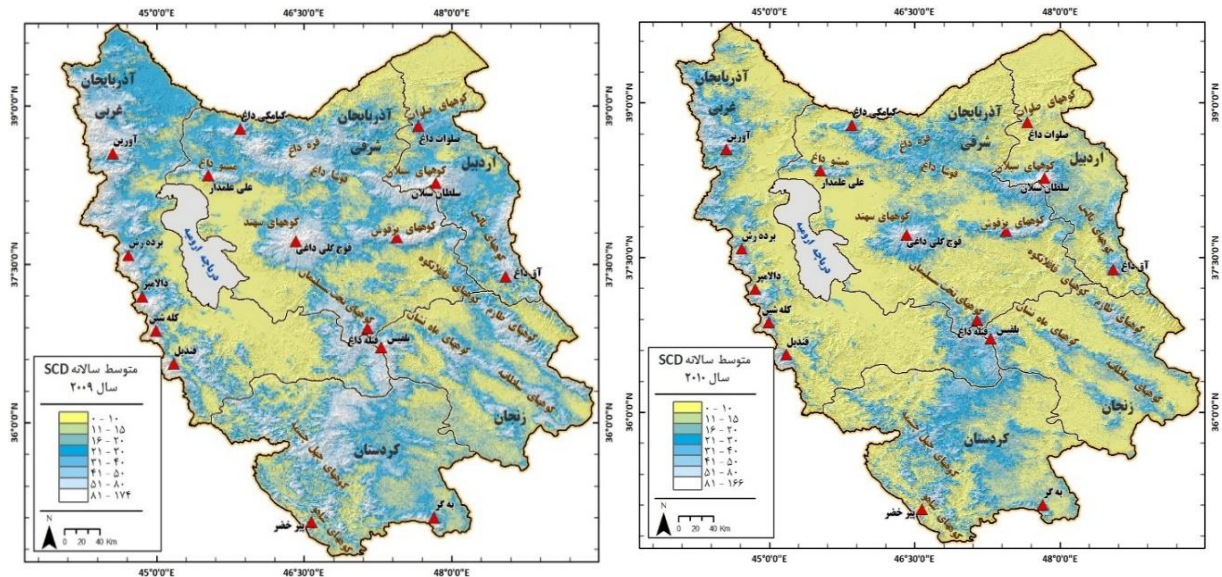


شکل ۸: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی

شکل ۷: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۰۷)

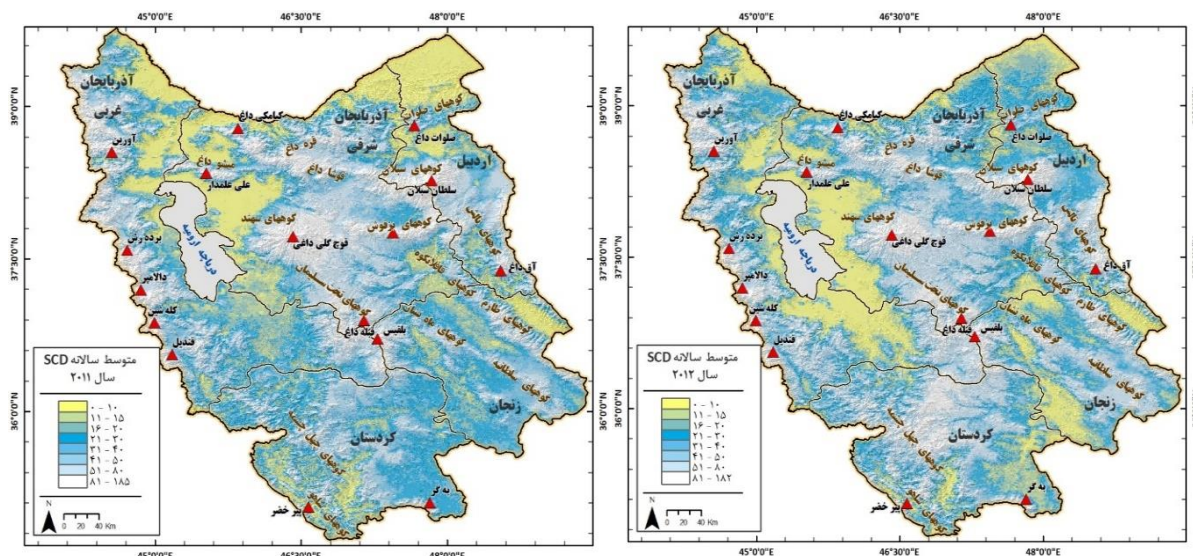
(۲۰۰۸)

بر اساس شکل ۹ افت قابل توجه SCDs در سال ۲۰۰۹ به نسبت سال‌های پیشین مشهود است. طیف زرد که SCDs بین ۰ تا ۱۰ روز را نشان می‌دهد، به‌طور قابل‌توجهی گسترش پیدا کرده و تا پایه ارتفاعات پیشروی نموده است. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال به ۱۷۴ روز کاهش یافته و متوسط پهنه‌ای SCDs معادل ۲۸/۳۹ روز است که به نسبت تمام سال‌های مورد مطالعه پیشین، در حداقل قرار دارد. نکته قابل توجه در مورد سال ۲۰۰۹ آن است که وضعیت ارتفاعات به نسبت دشت‌ها بهتر بوده و SCDs در ارتفاعات از وضعیت مطلوبی برخوردار است. به‌عنوان نمونه در ارتفاعات چهل چشمه کردستان که در سال‌های پیشین (۲۰۰۳، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸) عمده مناطق دارای SCDs بین ۵۰ تا ۸۰ روز بوده است؛ در سال ۲۰۰۹ سطوح وسیعی از این ارتفاعات بالای ۸۰ روز پوشش برفی را تجربه کرده‌اند. در نتیجه، کاهش SCDs در دشت‌ها و نواحی پست لزوماً با کاهش SCDs در ارتفاعات و نواحی مرتفع همراه نیست و نوسانات این دو محیط مورفولوژیک بعضاً ناهم‌انگ و یا متضاد است (شکل ۹). شاید یکی از ضعیف‌ترین SCDs در منطقه شمال غرب در سال‌های مورد بررسی مربوط سال ۲۰۱۰ باشد. در این سال طیف زرد که SCDs بین ۰ تا ۱۰ روز را نشان می‌دهد؛ بخش زیادی از بدنه دشت‌ها و پایکوه‌ها و حتی ارتفاعات را در بر گرفته است. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال به ۱۶۶ روز کاهش می‌یابد و متوسط پهنه‌ای SCDs به ۱۴/۷۲ روز می‌رسد که در بین تمامی سال‌های مورد بررسی در کمینه قرار دارد. به‌بیان‌دیگر، سال ۲۰۱۰ به لحاظ SCDs یک سال بحرانی است و سطوحی زیادی از منطقه شمال غرب خالی از سطوح برفی بوده و شمار روز برف-پوشان به نسبت سایر سال‌های مورد مطالعه با افت شدید همراه بوده است. هم‌نوار شمالی و هم‌نوار جنوبی منطقه شمال-غرب با افت شدید SCDs در این سال روبرو بوده و در حدود ۸۰ درصد مساحت منطقه مورد مطالعه کمتر از ۲۰ روز پوشش برفی داشته‌اند (شکل ۱۰).



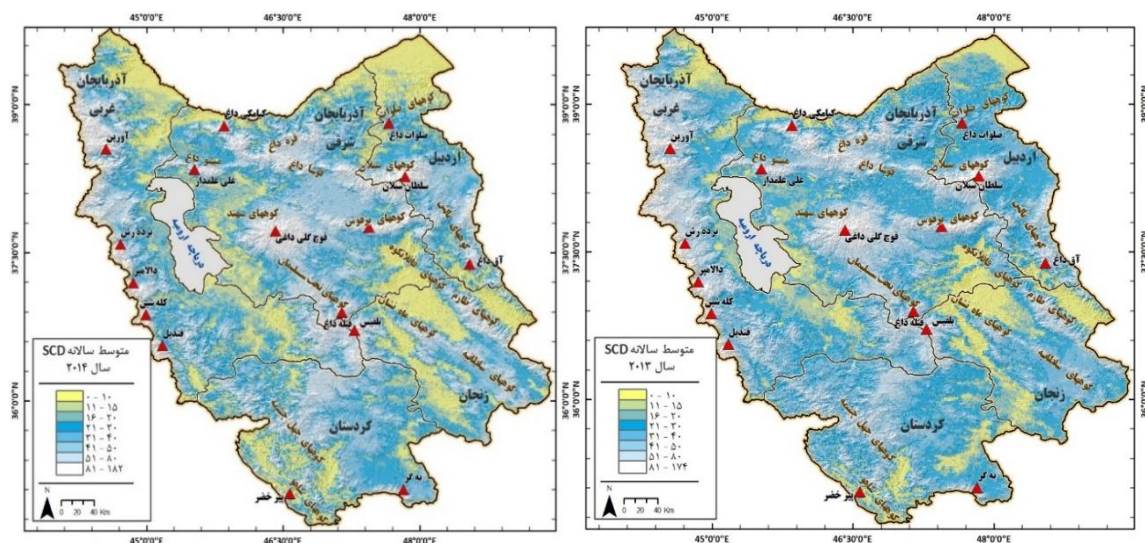
شکل ۹: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۰۹) شکل ۱۰: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۰)

در سال ۲۰۱۱ ماکزیمم مطلق SCDs به ۱۸۵ روز در ارتفاعات سبلان می‌رسد. در عین حال، در ارتفاعات سه‌هند و برخی قله‌های رشته‌کوه‌های مرزی غربی به‌ویژه در بدنه رشته‌کوه‌های قندیل به حدود ۱۴۰ روز می‌رسد. در ارتفاعات تخت سلیمان و قله مرتفع کوه‌های چهل چشمه کردستان، قله منفرد کوه‌های سلطانیه، طارم و تالش، ارتفاعات بزقوش، قره‌داغ و میشوداغ به حدود ۱۰۰ روز می‌رسد. نکته قابل توجه دیگر در اراضی هموار شمال شرق دریاچه ارومیه است که کمتر از ۱۰ روز پوشش برفی دارند در مقابل، اراضی پست و هموار بخش جنوب شرقی دریاچه ارومیه وضعیت بهتری داشته و در حدود ۱۵ روز پوشش برفی دارند. مطلب درخور توجه در مورد این ارضی ارتباط کویله بین این اراضی است؛ در سال‌هایی که اراضی شمال شرقی دریاچه ارومیه دارای SC بیشتری است؛ در همان سال اراضی جنوب شرقی این دریاچه دارای SC کمتر است و برعکس. نهایتاً در این سال بدنه اصلی ناهمواری‌های شمال غرب دارای SCDs بالاتر از ۸۰ روز می‌باشند. متوسط پهنه‌ای SCDs برابر با ۳۹/۵۶ روز می‌باشد که به نسبت سال‌های پیشین در گروه متوسط رو به بالا قرار می‌گیرد. در انتها همچنان اختلاف الگوی باند جنوبی و شمالی مشهود است؛ به طوری که این تفاوت در ارتفاعات به بیش از ۶۰ روز می‌رسد (شکل ۱۱). در سال ۲۰۱۲ بعد از چند سال افت بارز SCDs در این منطقه، مجدداً افزایش SCDs مشهود است. ماکزیمم مطلق SCDs در این سال اندکی به نسبت سال پیش کاهش نشان می‌دهد ولی متوسط پهنه‌ای SCDs در تمام پهنه به نسبت سال پیش افزایش می‌یابد. متوسط پهنه‌ای SCDs در این سال معادل ۴۱/۱۵ روز است که نسبت به سال‌های مورد بررسی پیشین در طبقه متوسط تا بالا قرار می‌گیرد. نکته قابل توجه در مورد این سال آن است که ارتفاعات باند جنوبی منطقه شمال غرب به نسبت دارای SCDs بالایی است و بخش زیادی از این سطوح دارای SCDs بالای ۸۰ روز هستند. در بین واحدهای نوار جنوبی، واحد تخت سلیمان و چهل چشمه کردستان دارای سطوح وسیع‌تری از SCDs بالاتر از ۸۰ روز به نسبت واحدهای سلطانیه، طارم و ماه‌نشان و تالش هستند. نکته قابل توجه دیگر در این سال آن است که اختلاف SCDs بین واحدهای کوهستانی باند جنوبی و باند شمالی در این سال کاهش یافته است (شکل ۱۲).



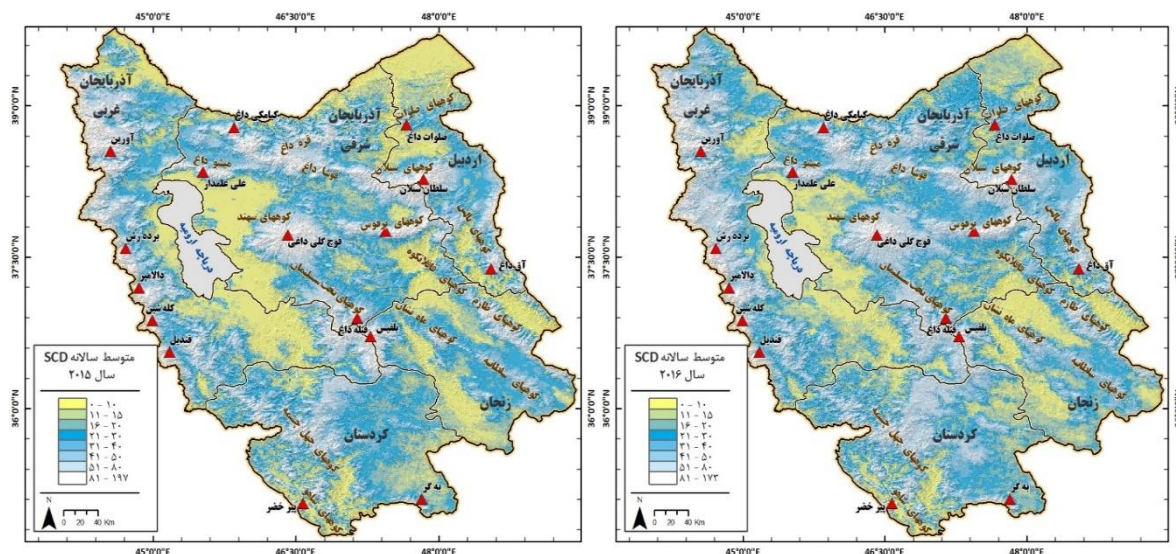
شکل ۱۱: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۱) شکل ۱۲: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۲)

بر اساس شکل ۱۳ ماکزیمم مطلق SCDs در سال ۲۰۱۳ برابر با ۱۷۴ روز است که منطبق با قله مرتفع و اصلی سیلان است. نکته دیگر آن که باند جنوبی به نسبت باند شمالی مجدداً اختلاف آشکاری در SCDs پیدا نموده است. در باند شمالی، بدنه اصلی ناهمواری‌ها و کوه‌های مرتفع دارای SCDs بیش از ۸۰ روز است؛ این در حالی است که در واحدهای باند جنوبی، تنها در قله مرتفع و اصلی واحد تخت سلیمان آن‌هم در سطوح محدود و در قله مرتفع چهل چشمه در سطح بسیار کم، SCDs بالای ۸۰ روز مشاهده می‌شود. نکته دیگر آن که ارتباط معکوس اراضی شمال شرقی و جنوب شرقی دریاچه ارومیه که اراضی حریم دریاچه ارومیه محسوب می‌شوند، در این سال نیز تأیید می‌شود. در این سال نرخ بالاتر SCDs در اراضی شمال شرقی با نرخ پائین تر SCDs در اراضی جنوب شرقی همراه شده است. متوسط پهنه‌ای SCDs در این سال برابر با ۴۳/۳۶ روز است که نسبتاً مقدار بالایی به نسبت آمار سایر سال‌ها محسوب می‌شود (شکل ۱۳). بر اساس شکل ۱۴ نوار شمالی منطقه شمال غرب شامل واحدهای کوهستانی غربی (به‌ویژه ارتفاعات قندیل - خصوصاً قندیل شمالی)، ارتفاعات میشوداغ، قره داغ، سهند و سیلان و بزقوش و تا حدی تالش شمالی، به نسبت نوار جنوبی شامل واحدهای تخت سلیمان (بخش جنوبی)، چهل چشمه، ماه‌نشان و تا حدودی طارم، تفاوت آشکاری را در SCDs سال ۲۰۱۴ نشان می‌دهند. عمدتاً بخش اصلی بدنه واحدهای کوهستانی باند شمالی دارای SCDs بالای ۸۰ روز است که در ارتفاعات سیلان به ماکزیمم و ۱۸۲ روز می‌رسد؛ اما در باند جنوبی بخش عمده سطوح در واحدهای کوهستانی بین ۵۰ تا ۸۰ روز پوشش برفی داشته‌اند. بر این اساس بین باند شمالی و جنوبی اختلاف فاحشی در حدود حداقل ۳۰ روز مشاهده می‌شود. لازم به ذکر است که متوسط پهنه‌ای SCDs این سال برابر با ۳۵/۶۹ روز است که این مقدار را در مقایسه با سال‌های پیشین می‌توان در کلاس متوسط قرار داد.



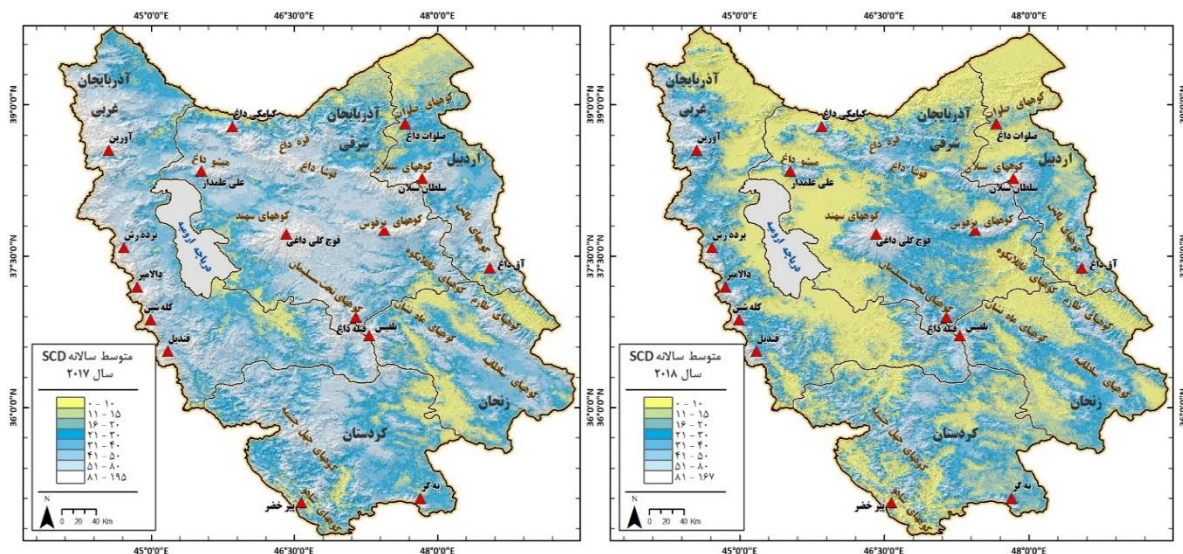
شکل ۱۳: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۳) شکل ۱۴: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۴)

بر اساس شکل ۱۵ نخست آن که بیشینه مطلق SCDs در سال ۲۰۱۵ در منطقه شمال غرب ۱۹۷ روز و منطبق با قله و ارتفاعات تراز بالای کوه‌های سبلان می‌گردد. دوم آن که اراضی هموار پیرامون دریاچه ارومیه در جناح جنوب شرقی و شمال شرقی هر دو دارای SCDs کمتر از ۱۰ روز در این سال هستند. در نتیجه، الگوی کوبله معکوس که بین این دو جناح تقریباً در تمامی سال‌های پیش مشاهده شد، در این سال نقض می‌گردد. نکته دیگر آن که در این سال نیز نوار جنوبی به نسبت نوار شمالی SCDs بسیار کمتری در این سال داشته است که این اختلاف حداقل به ۳۰ روز با پوشش برفی بالغ می‌گردد. متوسط پهنه‌ای SCDs در این سال برابر با ۳۲/۸۶ روز است که می‌توان این مقدار را در مقایسه با سال‌های پیشین مورد بررسی در طبقه متوسط رو به کم قرار داد. بدنه اصلی ناهمواری‌های باند جنوبی عمدتاً بالای ۵۰ روز و در باند شمالی بالای ۸۰ روز پوشش برفی وجود دارد. در باند جنوبی ارتفاعات تخت سلیمان به لحاظ سطح و همچنین بیشینه مطلق SCDs وضعیت بهتری (بالتری) از دیگر واحدهای باند جنوبی به‌خصوص واحد چهل چشمه کردستان در این سال دارد (شکل ۱۵). در سال ۲۰۱۶ بیشینه مطلق SCDs در این منطقه به ۱۷۲ روز کاهش می‌یابد. از این رو، این سال را می‌توان بر اساس مقایسه‌ای که بر اساس وضعیت سال‌های گذشته انجام گرفته است در کلاس‌های حداقلی قرار داد. دوم آن که متوسط پهنه‌ای SCDs برابر با ۳۴/۰۹ روز است که بر این اساس در کل می‌توان این سال را در طبقه متوسط تا ضعیف قرار داد. نکته دیگر آن که سطوحی که بیش از ۸۰ روز SCDs دارند، در این سال بسیار کاهش یافته و این کاهش در باند جنوبی ملموس‌تر است. تنها سطوح کمی از رأس ارتفاعات که دارای ارتفاع مطلق بسیار زیادی هستند، بیش از ۸۰ روز پوشش برفی دارند. اختلاف بین ارتفاعات باند جنوبی و شمالی در این سال افزایش یافته و به حداقل ۴۰ روز می‌رسد. در بین واحدهای باند جنوبی، ارتفاعات سلطانیه زنجان و تالش جنوبی وضع بحرانی‌تری دارند (شکل ۱۶).



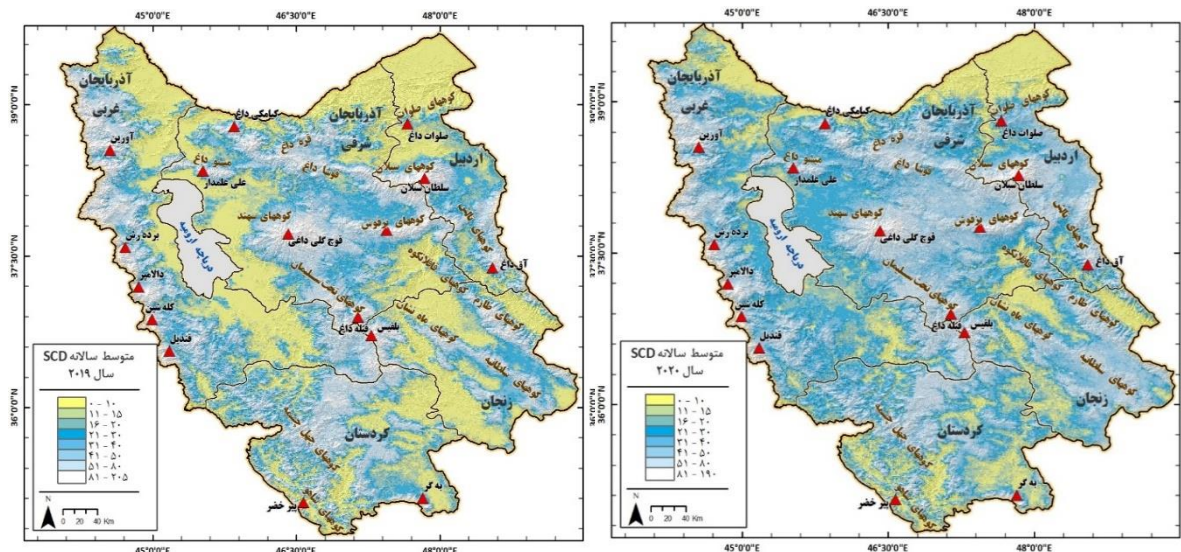
شکل ۱۵: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۵) شکل ۱۶: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۶)

در سال ۲۰۱۷ بیشینه مطلق SCDs به نسبت سال پیش افزایش قابل توجهی را از ۱۷۴ به ۱۹۵ روز را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که بیشینه مطلق SCDs در سال‌های مورد بررسی در ارتفاعات بلند واحد سیلان حادث شده است. علاوه بر افزایش بیشینه مطلق SCDs به نسبت سال پیش، میانگین پهنه‌ای تمام منطقه نیز افزایش قابل توجهی را نشان داد؛ به این صورت که این مقدار از ۳۴/۰۹ در سال ۲۰۱۶ به ۴۳/۹۲ روز در سال ۲۰۱۷ افزایش داشته است. نکته دیگر آن که سطوح دارای SCDs بالای ۸۰ روز به نسبت سال پیش افزایش نشان می‌دهد؛ ولی این افزایش به نسبت افزایش سطوح با SCDs بالای ۵۰ روز بین این دو سال بسیار کمتر است. در آخر باید به این نکته اشاره شود که رابطه کوپلینگ معکوس بین اراضی شمال شرقی دریاچه ارومیه و اراضی کم ارتفاع و پست ضلع جنوب شرقی دریاچه نیز در این سال با قوت برقرار است (شکل ۱۷). در سال ۲۰۱۸ برخلاف سال‌های قبل مجدداً دشت‌ها و اراضی هموار در مجاور واحدهای ناهموار اصلی کمتر از ۱۰ روز پوشش برفی داشته‌اند. اراضی پیرامون دریاچه ارومیه، دشت‌های کردستان و زنجان و همچنین دشت‌های بخش مرزی شمالی منطقه همگی کمتر از ۱۰ روز پوشش برفی داشته‌اند. این سال را می‌توان یکی از ضعیف‌ترین سال‌های SCDs در منطقه شمال غرب دانست. ماکزیمم مطلق در این سال به ۱۶۷ روز در ارتفاعات سیلان محدود می‌شود و متوسط پهنه‌ای SCDs این سال برابر با ۲۲/۲۶ روز می‌باشد که نرخ بسیار پائینی برای منطقه شمال غربی محسوب می‌شود. بعد از سال ۲۰۱۰ که متوسط پهنه‌ای SCDs به ۱۴/۷۲ رسید؛ سال ۲۰۱۸ را می‌توان پائین نرخ SCDs سالانه در نظر گرفت. تنها قلل سرهند و سیلان و چند قله مرتفع ارتفاعات نوار غربی مرزی در این سال SCDs بالای ۸۰ روز دارد که البته سطوح آن نیز بسیار کم است و تنها به نواحی بسیار مرتفع محدود می‌شود. اختلاف بین باند شمالی و جنوبی محسوس بوده و در باند جنوبی تقریباً تنها چند پیکسل در حد چند قله مرتفع دارای SCDs در حدود ۸۰ روز است (شکل ۱۸).



شکل ۱۷: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۷) شکل ۱۸: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۸)

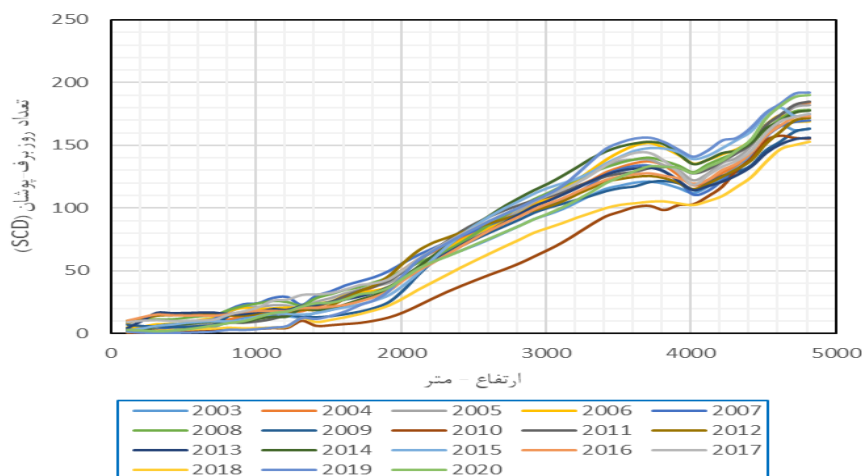
در سال ۲۰۱۹ مجدداً سطوح SCDs افزایش قابل توجه می‌یابد. متوسط پهنه‌ای این سال به ۳۲/۴۹ روز می‌رسد که به نسبت سال قبل یعنی ۲۰۱۸ که ۲۲/۲۶ بود، افزایش قابل توجهی محسوب می‌شود. بیشینه مطلق این سال نیز به صورت قابل توجهی افزایش نشان داده و به ۲۰۵ روز در ارتفاعات سبلان می‌رسد. نکته دیگر آن است که اختلاف آشکاری بین بدنه ناهمواری‌ها و دشت‌های پیرامون در این سال مشاهده می‌شود. با وجود آن که در بدنه اصلی ارتفاعات، سطوح قابل توجهی بیش از ۸۰ روز SC در این سال دارند ولی در دشت‌ها و کوهپایه‌ها و ناهمواری‌های متوسط و کم ارتفاع، نرخ SCDs این سال بسیار پایین بوده و در بسیاری از سطوح کمتر از ۱۵ روز است. مطلب دیگر آن که ارتفاعات باند جنوبی به نسبت دارای SCDs قوی بوده و نسبتاً اختلاف کمتری با باند شمالی نشان می‌دهد. در آخر، دشت‌ها و اراضی هموار و نیمه هموار پیرامون دریاچه ارومیه، دشت‌های اطراف کردستان و زنجان و همچنین دشت‌های نوار مرزی شمالی شامل دشت مغان و دشت‌های مرزی آذربایجان و ارمستان، دارای SCDs نسبتاً پائینی هستند. این در حالی است که بدنه اصلی واحدهای ناهمواری دارای SCDs قوی و نسبتاً پایداری در این سال هستند (شکل ۱۹). بر اساس شکل ۲۰ مجموع SCDs سال ۲۰۲۰ به نسبت سال پیش تا حدودی افزایش می‌یابد که البته این افزایش بیشتر مربوط به دشت‌ها و اراضی کم ارتفاع و پایکوه‌ها است. مقایسه الگوی وردش‌های فضایی سال ۲۰۲۰ با سال ۲۰۱۹ نشانگر این است که متوسط پهنه‌ای SCDs از ۳۲/۴۹ در سال ۲۰۱۹ به ۳۵/۱۲ روز افزایش داشته است که البته بیشتر این افزایش مربوط به اراضی هموار و دشتی و نواحی کم ارتفاع است که دارای سطوح زیادی هم هستند؛ اما نکته قابل توجه آن است که در نواحی دشتی، کم ارتفاع و پیشکوه‌ها، افزایش قابل توجهی از SCDs مشاهده می‌شود. در مقابل، در بدنه اصلی ارتفاعات و ناهمواری‌های و واحدهای کوهستانی اصلی افت قابل توجه SCDs مشهود است. همچنین بیشینه مطلق SCDs سال ۲۰۲۰ برابر با ۱۹۰ روز است که باز هم به نسبت سال قبل کاهش چشمگیری نشان می‌دهد (شکل ۲۰).



شکل ۱۹: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۱۹) شکل ۲۰: متوسط سالانه SCDs در پهنه شمال غربی (۲۰۲۰)

پیوند شمار روز برف‌پوشان (SCDs) با مؤلفه توپوگرافیکی ارتفاع

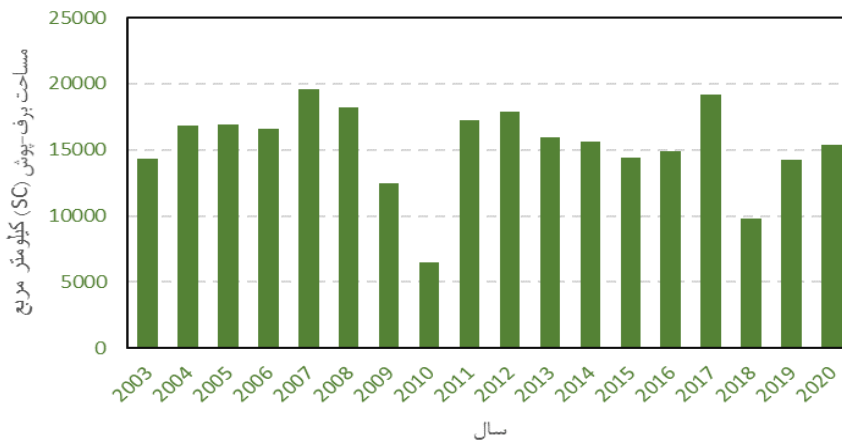
در گام دیگر ارتباط SCDs و ارتفاع سطح زمین در بازه سالانه محاسبه شد که نتایج در شکل ۲۱ نشان داده شده است. بر این اساس کمترین SCDs مربوط به سال ۲۰۱۰ می‌باشد که تقریباً کمینه مقدار SCDs را در تمامی باندهای ارتفاعی به خود اختصاص می‌دهد. در مقابل، سال‌های ۲۰۱۹ یا ۲۰۱۴ به‌طور نمونه نیز سال‌هایی هستند که در بیشتر طبقات ارتفاعی بالاترین مقدار SCDs در آن‌ها ملاحظه می‌شود.



شکل ۲۱: ارتباط وردش‌های SCDs با تغییرات ارتفاعی (۲۰۲۰-۲۰۰۳)

وردش‌های زمانی گستره‌های (سطوح) برف‌پوشان (SCAs)

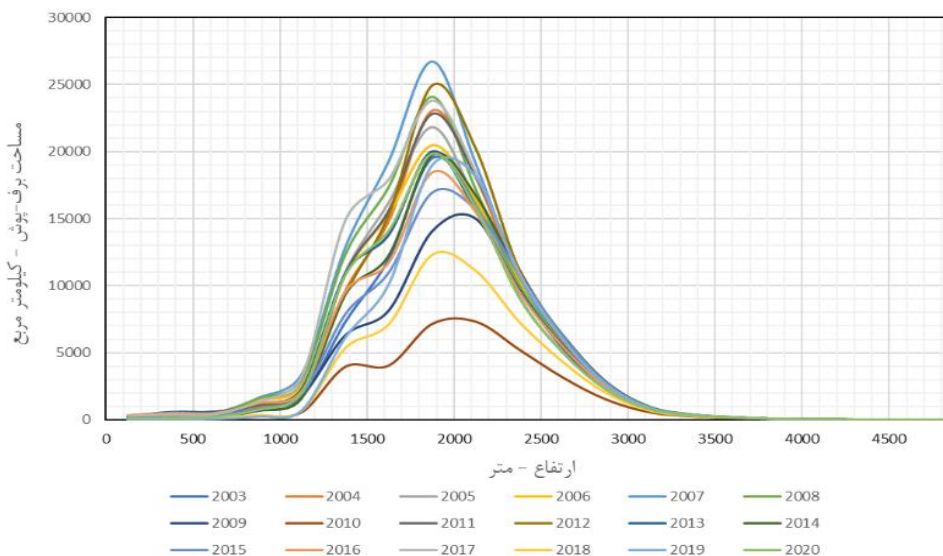
بر اساس شکل ۲۲ که وردش‌های SCAs در سال‌های مختلف از ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد؛ در سال‌های ۲۰۰۹، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۸ کمینه گستره‌های برف‌پوشان (SCAs) و سال‌های ۲۰۰۷، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۷ بیشینه سطوح برف‌پوشان (SCAs) در پهنه شمال غرب ایران حادث شده است.



شکل ۲۲: وردش‌های سطوح برف-پوشان (SCAs) در بازه (۲۰۰۳-۲۰۲۰)

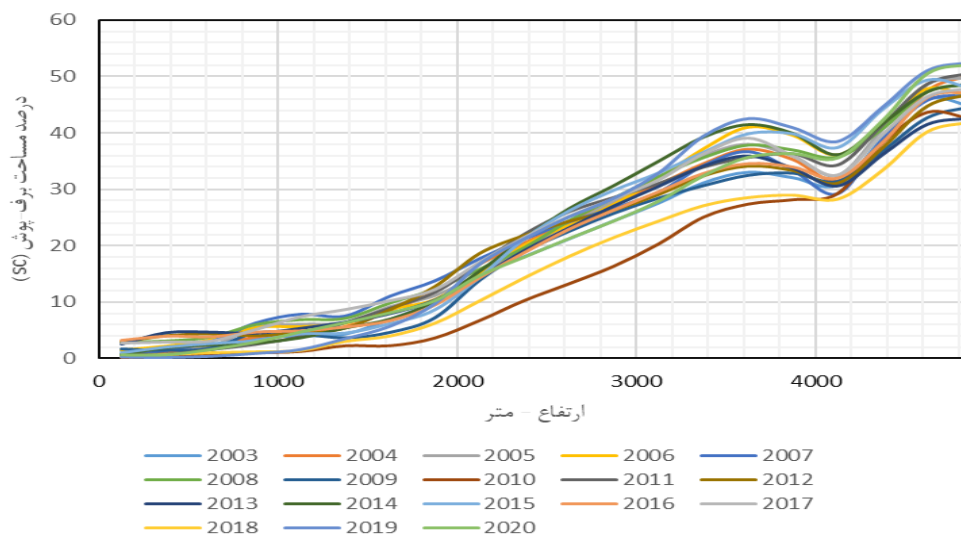
وردش‌های زمانی سطوح برف-پوشان (SCAs) در پیوند با سنجه توپوگرافیکی ارتفاع

در این مرحله به ارتباط وردش‌های سطوح برف-پوشان در ارتباط با سنجه توپوگرافیکی ارتفاع در بازه سالانه در پهنه شمال غرب پرداخته شده است. بدین منظور به ازای هر ماه از دو روش مختلف برای نمایش وردش‌ها استفاده شده است. در روش نخست، مساحت برف‌پوش به صورت مطلق در هر باند ارتفاعی در هر سال محاسبه و نمایش داده شده است. در روش دوم مساحت برف‌پوش در هر باند ارتفاعی به نسبت مساحت همان باند ارتفاعی به نمایش در آمده است. نتایج در اشکال ۲۳ و ۲۴ نشان داده شده است. بر اساس شکل ۲۳ سال ۲۰۱۰ پایین‌ترین توزیع سطوح برف-پوش در تقریباً تمامی کلاس‌های ارتفاعی را نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که با سال ۲۰۰۷ که یکی از قوی‌ترین توزیع سطوح برفی را نمایندگی می‌کند، در کلاس ارتفاعی ۲۰۰۰ متری رقمی در حدود ۱۹۵۰۰ کیلومترمربع اختلاف نشان می‌دهد. نکته دیگر آن که اختلاف مطلق بین سال‌های مختلف در حوالی کلاس‌های ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متری به ماکزیمم می‌رسد. ماکزیمم مطلق اختلاف بین وردش‌های سال‌های مختلف در حوالی کلاس ارتفاعی ۲۰۰۰ متر است.



شکل ۲۳: مساحت مطلق برف‌پوش مربوط به هر یک از طبقات ارتفاعی (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

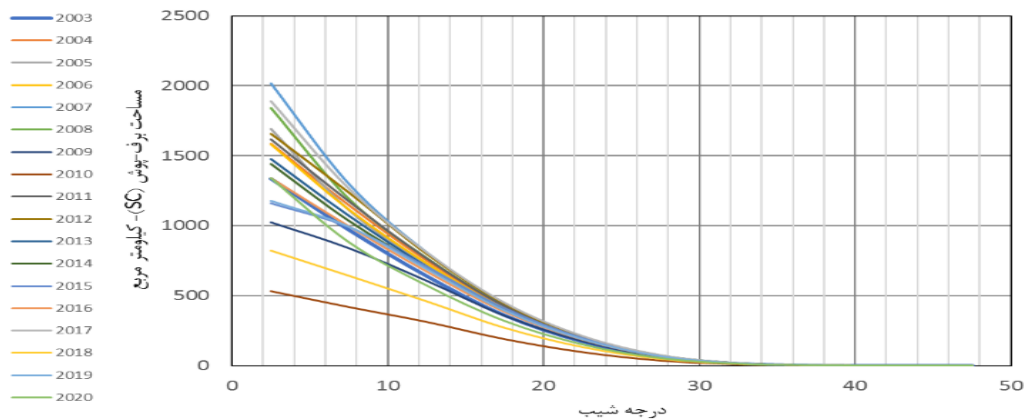
بر اساس شکل ۲۵ که درصد مساحت برف‌پوش در طبقات مختلف ارتفاعی در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد؛ سال ۲۰۱۰ تقریباً در تمامی سطوح ارتفاعی به نسبت مساحت متناظر خود، پایین‌ترین درصد پوشش برف را نشان می‌دهد. در مقابل سال ۲۰۱۹ از درصد پوشش برف بیشتری در عمده کلاس‌های ارتفاعی برخوردار است. الگوی کلی تقریباً در همه سال‌های مورد مطالعه به این شکل است که با افزایش ارتفاع تا کلاس ارتفاعی ۲۰۰۰ متر، درصد مساحت برف-پوش با شیب ملایمی افزایش می‌یابد. از ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متر، روند کلی افزایش برقرار بوده ولی شیب افزایش در ارتفاع، به شدت فزونی می‌یابد. در حوالی ارتفاع ۳۳۰۰ تا ۴۱۰۰ متر یک الگوی ناهنجار با روندی متضاد ایجاد می‌گردد و سپس از ارتفاع ۴۱۰۰ به بعد مجدداً الگوی هنجار در ادامه روند کلی برقرار می‌گردد.



شکل ۲۴: درصد مساحت برف-پوش در هر یک از طبقات ارتفاعی (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

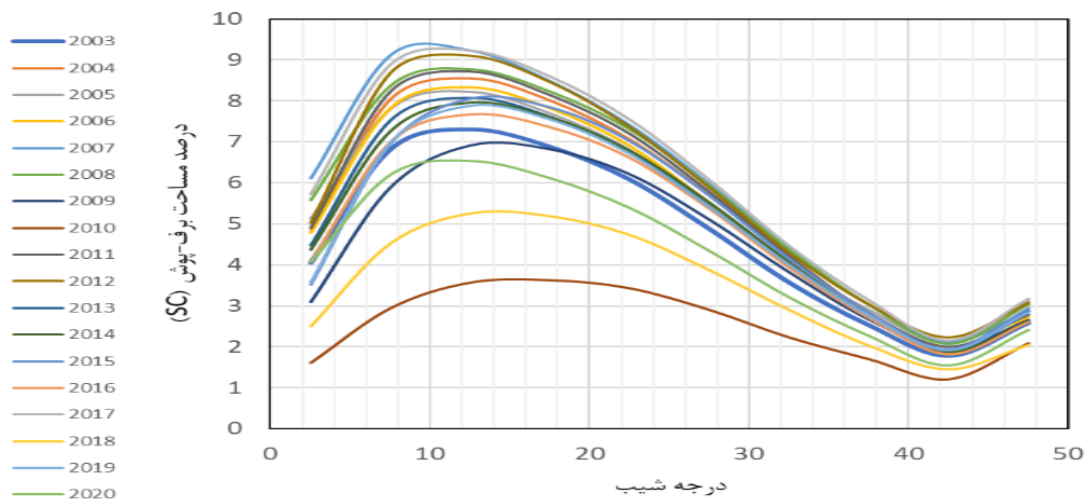
وردش‌های سطوح برف‌پوش (SCAs) در پیوند با سنجه توپوگرافیکی شیب

در ادامه، به منظور بررسی وردش‌های SCAs در ارتباط با سنجه توپوگرافیکی شیب سطح زمین ابتدا توزیع سطوح مطلق SC در طبقات مختلف شیب و سپس درصد مساحت برف‌پوش در هر طبقه شیب به نسبت مساحت همان طبقه تنظیم و ارائه شده است. شکل ۲۵ مساحت مطلق SC در طبقات مختلف شیب را به تفکیک سال نشان می‌دهد. بر اساس این شکل سال ۲۰۱۰ پایین‌ترین توزیع سطوح برف-پوش در تقریباً تمامی کلاس‌های شیب را نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که با سال ۲۰۰۷ که نیرومندترین توزیع سطوح برفی را نمایندگی می‌کند، در کلاس شیب ۰-۵ درجه (به طور متوسط ۲/۵ درجه) رقمی در حدود ۱۵۰۰ کیلومترمربع اختلاف نشان می‌دهد. به طور کلی، در سال‌های مختلف مورد مطالعه با افزایش درجات شیب، مساحت پوشش برف آهنگی کاهشی شدیدی را به پیروی از افزایش ارتفاع و تنزل سطوح توپوگرافیکی و ماندگاری اندک برف‌پوش در سطوح پرشیب نشان می‌دهد.



شکل ۲۵: مساحت مطلق SC در درجات مختلف شیب (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

بر اساس شکل ۲۶ که درصد مساحت برف پوشی در درجات مختلف شیب در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد؛ سال ۲۰۱۰ تقریباً در تمامی درجات شیب، پایین‌ترین درصد پوشش برف را نشان می‌دهد. در مقابل سال ۲۰۰۷ از درصد پوشش برف بیشتری در عمده کلاس‌های شیب برخوردار است. الگوی کلی تقریباً در همه سال‌های مورد مطالعه به این صورت است که با افزایش شیب تا کلاس شیب ۱۵-۱۰ درجه (۱۲/۵ درجه به صورت متوسط)، درصد مساحت برف-پوش با شیب تندی افزایش می‌یابد. از شیب ۱۲/۵ درجه تا کلاس شیب ۴۵-۴۰ درجه (۴۲/۵ درجه)، روند آشکار کاهش درصد برف پوش برقرار بوده است. از شیب ۴۲/۵ درجه به بعد مجدداً درصد برف پوش با روند بسیار اندکی افزایش می‌یابد.

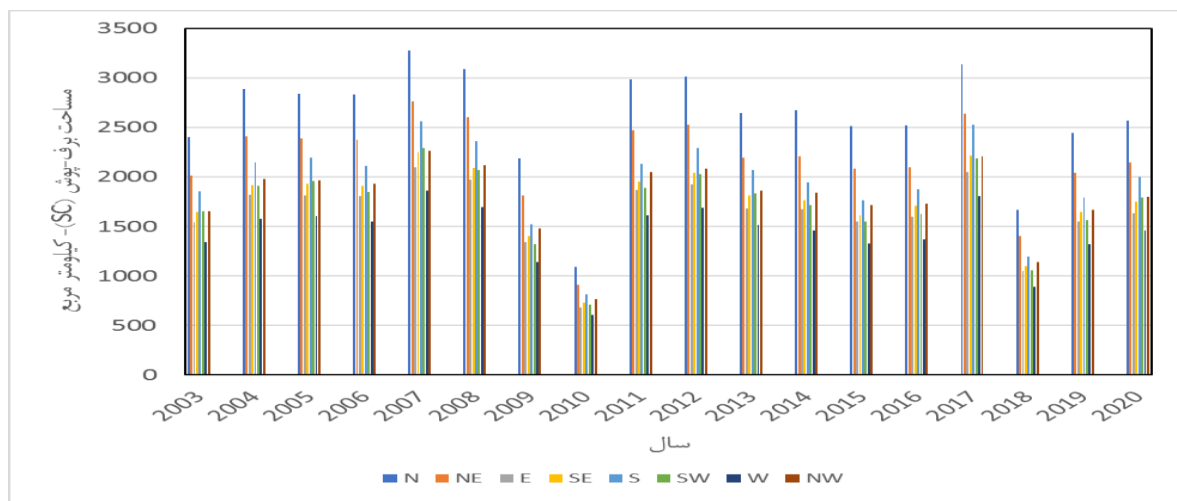


شکل ۲۶: درصد مساحت SC در درجات مختلف شیب (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

وردش‌های سطوح برف-پوش (SCAs) در پیوند با سنجه توپوگرافیکی وجه شیب

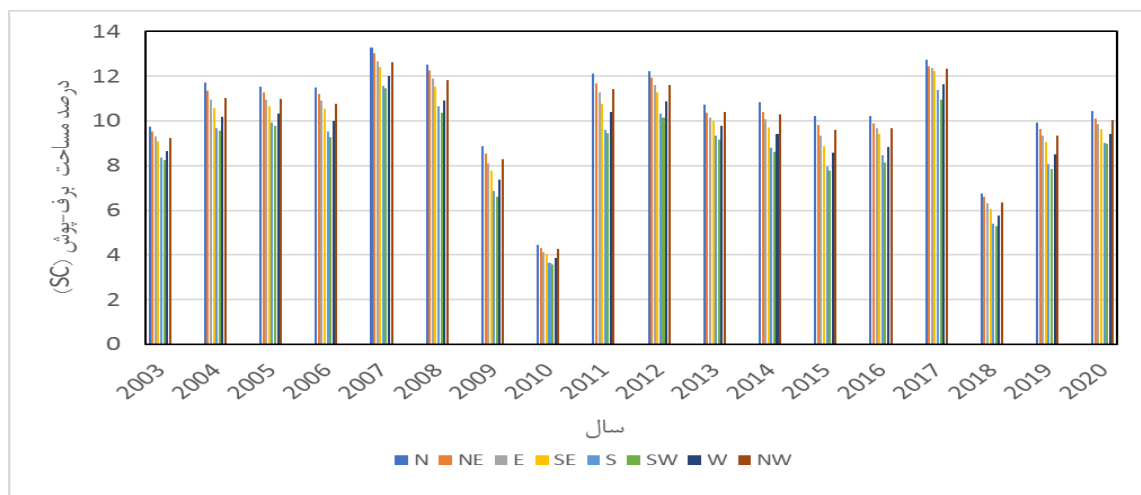
وجه شیب اثر چشمگیری بر پراکنش برف پوش دارد. همان‌گونه که می‌دانیم شیب‌های جنوبی انرژی خورشیدی بیشتری را به دلیل آفتاب‌گیری زیادتر دریافت می‌کنند. این در حالی است که با تغییر وجه شیب به سمت شمال میزان انرژی دریافتی در واحد سطح تقلیل می‌یابد. بر اساس شکل ۲۷ در تمامی سال‌ها بیشترین گستره SC البته با سطوح متفاوت مربوط به وجه شیب‌های N و NE در پهنه مطالعاتی است. در مقابل، در تمامی سال‌های مورد بررسی وجه شیب‌های W و SW

البته با سطوح مختلف از کمترین سطوح SC برخوردار است. در عین حال، در سال ۲۰۱۰ کمینه سطوح برف-پوش در تمامی کلاس‌های جهت شیب در قلمرو مورد بررسی رخ داده است؛ به طوری که با سال ۲۰۰۷ که از بیشینه سطوح برف-پوش در تمامی کلاس‌های وجه شیب در پهنه مورد بررسی برخوردار است، تنها در کلاس جهت شیب N تقریباً در حدود ۲۱۸۰ کیلومتر مربع تفاوت مساحت نشان می‌دهد. در کلاس جهت شیب W که کمینه سطوح SC را نمایندگی می‌کند نیز اختلاف سطوح SC بین سال بیشینه (۲۰۰۷) و کمینه (۲۰۱۰) معادل با ۱۲۵۷ کیلومتر مربع است (شکل ۲۷).



شکل ۲۷: مساحت مطلق SC در جهات اصلی شیب (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

بر اساس شکل ۲۸ که درصد مساحت برف-پوش در درجات مختلف شیب در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد؛ بیشترین درصد مساحت SC مربوط به وجه شیب‌های N و NE است که مقادیر مختلفی را در سال‌های مورد بررسی در بر می‌گیرد. در مقابل، کمترین درصد مساحت SC به جهت شیب‌های SW و W اختصاص دارد. بررسی درصد مساحت برف-پوش در جهات اصلی شیب در بازه سالانه نیز نشان داد که سال ۲۰۱۰ در تمامی کلاس‌های وجه شیب، از پایین‌ترین درصد پوشش برف برخوردار است. این در حالی است که سال ۲۰۰۷ درصد پوشش برف بیشتری را در تمامی کلاس‌های وجه شیب نشان می‌دهد (شکل ۲۸).



شکل ۲۸: درصد مساحت SC در جهات اصلی شیب (۲۰۰۳ تا ۲۰۲۰)

نتیجه گیری

اساساً تغییرات برف پوشی در محیط‌های کوهستانی بسیار با اهمیت بوده و الگوی فصلی رواناب را در مناطق پائین دست تعیین و کنترل می‌کند. به عبارت دیگر، محیط‌های کوهستانی تأمین کننده بخش عمده آب شیرین حوزه‌های شهری و کشاورزی محسوب می‌شود و دبی پایه رودخانه‌ها و دریاچه‌های داخلی به این پهنه‌ها وابستگی غیرقابل انکاری دارد. از این رو، واکاوی نقش و تأثیر مؤلفه‌های مختلف محیطی بر فنولوژی برف در پهنه‌های کوهستانی بسیار ارزشمند تلقی می‌شود. بر این اساس، بررسی تغییرات، کمی‌سازی و مدل‌سازی فنولوژی برف هم در حیطه منابع آبی و هم توان محیطی و اکولوژیکی و مدیریت نواحی کوهستانی ضرورتی اجتناب‌ناپذیر است. در این پژوهش شمار روزهای برف پوشی (SCDs) و گستره‌های برف پوشان (SCAs) در پیوند با سنجه‌های توپوگرافیک مشتمل بر ارتفاع، شیب و جهت شیب زمین به صورت سالانه بر اساس داده‌های دورسنجی سنجنده مادیس آکوا و ترا در بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۳ بررسی گردید. یافته‌ها بر اساس نقشه‌های پهنه‌ای شمار روزهای برف پوشان (SCDs) نشان داد که در طول دوره آماری مورد بررسی، سال‌های ۲۰۱۰ (با متوسط پهنه‌ای ۱۴/۷۲ روز) و ۲۰۱۸ (با متوسط پهنه‌ای ۲۲/۲۶ روز) در حالت و شرایط کمینه قرار داشته و SCDs با افت شدید همراه بوده است. در این سال‌ها شمار بیشتر روزهای برف-پوش عمدتاً محدود به پهنه‌های مرتفع و خط‌الرأس‌های اصلی توده‌های کوهستانی در قلمرو مورد بررسی بوده است. این موضوع به نوعی با پژوهش شاهزیدی (۱۴۰۱) نیز همخوانی و هماهنگی دارد. بررسی تغییرات SCDs نشان داد که تفاوت بین بخش‌های مختلف پهنه مطالعاتی غالباً متأثر از دو عامل اقلیمی عرض جغرافیایی و ارتفاع است. واکاوی وردش‌های SCDs با تغییرات ارتفاعی نیز نشان داد که کمینه SCDs مربوط به سال ۲۰۱۰ و بیشینه این مؤلفه فنولوژیک برف مربوط به سال‌های ۲۰۱۹ و ۲۰۱۴ است. در تمامی سال‌های مورد بررسی پیوند آشکار و مستقیم مابین SCDs و ارتفاع وجود دارد؛ به گونه‌ای که افزایش SCDs تا ارتفاع حدود ۱۳۰۰ متر با شیب کند و از این ارتفاع تا حدود ۳۷۰۰ متر با شیب تندی ادامه می‌یابد. در ارتفاعات حدود ۳۷۰۰ متر تا ۴۰۰۰ متر روند افزایشی این مؤلفه فنولوژیک به پیروی از سنجه ارتفاع دچار ناهنجاری شده که علت آن را می‌توان در افزایش شیب زمین و عدم نگهداشت پوشش برفی و یا ناپایداری SC بر روی سطوح پرشیب جستجو کرد. بررسی پیوند مابین تغییرات SCAs با سنجه توپوگرافیکی ارتفاع نشانگر این است که کمینه توزیع سطوح برف-پوش به سال ۲۰۱۰ و بیشینه آن به سال ۲۰۰۷ اختصاص دارد. بیشینه مطلق اختلاف بین وردش‌های سال‌های مورد بررسی از این حیث در حوالی کمر بند ارتفاعی ۲۰۰۰ متر آشکار شده است. سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۹ از نظر درصد مساحت برف پوش در غالب باندهای مختلف ارتفاعی به ترتیب از کمینه و بیشینه درصد برف پوش برخوردار هستند. واکاوی SCAs در درجات مختلف شیب آشکار کرد که این مؤلفه فنولوژیک برف روند نزولی شدیدی در تبعیت از سنجه ارتفاع و کاهش سطوح توپوگرافیکی و نیز محدودیت برف‌گیرش در اراضی پرشیب دارد. در این خصوص نیز سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۰۷ به ترتیب کمینه و بیشینه توزیع سطوح برف پوش را به خود اختصاص داده‌اند.

واکاوی درصد مساحت برف پوش در درجات مختلف شیب نشان از این دارد که در اغلب سال‌های مورد بررسی این مؤلفه در اراضی مسطح تا تقریباً ۱۲/۵ درجه به سبب افزایش شیب از پهنه دشت به ناحیه کوهپایه‌ای از روندی افزایشی برخوردار است. از شیب ۱۲/۵ تا ۴۲/۵ درجه به علت افزایش شیب زمین و به تبع آن کاهش ماندگاری برف پوش، ناپایداری SC و بادروبی برف و بهمن بر روی اراضی پرشیب روند کاهشی رخنمونی آشکار دارد. از شیب ۴۲/۵ درجه به بعد مجدداً درصد برف پوش با روند بسیار اندکی فزونی یافته است. به نظر می‌رسد که در این پهنه‌های مرتفع تنزل دما و افزایش بارش برف و ریزش بهمن از محیط‌های مسلط فوقانی و بالادستی و بادروبی برف چنین شرایطی را رقم زده است. بیشینه گستره SC مربوط به دامنه‌های شمالی و شمال شرقی به سبب آفتاب‌گیری کمتر این سطوح به‌ویژه در طول زمستان است که خورشید تمایل جنوبی دارد و کمینه آن مربوط به دامنه‌های غربی و جنوب غربی در پهنه مطالعاتی است. در عین حال، کمینه

SCAs در سال ۲۰۱۰ و بیشینه این مؤلفه فنولوژیک در سال ۲۰۰۷ رخ داده است. از نظر درصد مساحت برف-پوش در درجات مختلف شیب نیز بیشترین درصد مساحت SC به دامنه‌های شمال سو و شمال شرق سو و کمترین درصد مساحت SC به وجه شیب‌های جنوب غربی و غربی اختصاص دارد. این مسئله نیز با پژوهش‌های جین^۱ و همکاران (۲۰۰۹)، تونگ^۲ و همکاران (۲۰۰۹) و سنسوی^۳ و همکاران (۲۰۱۰) همخوانی و مطابقت دارد.

منابع

- حلبیان، ا. و صلحی، س.، ۱۳۹۹. بررسی ارتباط برف-پوش (SC) و دمای سطح زمین (LST) با مولفه توپوگرافیکی ارتفاع در ارتفاعات البرز مرکزی، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۲، صص ۲۴۹-۲۲۷.
- خسروی، م.، طاووسی، ت.، رییس‌پور، ک. و امیدی قلعه محمدی، م.، ۱۳۹۶. بررسی تغییرات سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری با استفاده از سنجش از دور، هیدروژئومورفولوژی، شماره ۱۲، صص ۴۴-۲۵.
- شاهزیدی، ق.، ۱۴۰۲. بررسی ارتباط مؤلفه‌های ژئومورفولوژیک (ارتفاع، شیب و جهت شیب) با ماکزیمم ماندگاری برف-پوش در ارتفاعات تالش، جغرافیا و توسعه، شماره ۷۳، صص ۱۹۸-۱۶۶.
- عزیزی، ق.، رحیمی، م.، محمدی، ح. و خوش‌اخلاق، ف.، ۱۳۹۶. تغییرات زمانی-مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۳، صص ۳۹۳-۳۸۱.
- فتاحی، ا.، دلاور، م. و قاسمی، الهه.، ۱۳۹۰. شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه‌های کوهستانی با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی، حوضه آبریز بازفت)، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۳، صص ۱۴۱-۱۲۹.
- فتاحی، ا.، نوحی، ک. و دلاور، مجید ۱۳۸۸. بررسی سطح پوشش برف حوضه‌های جنوب غربی ایران در ارتباط با سیگنال‌های اقلیمی، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۵، صص ۱۳۰-۱۰۹.
- قنبرپور، م.، محسنی ساروی، م.، ثقفیان، ب.، احمدی، ح. و عباسپور، کریم.، ۱۳۸۴. تعیین مناطق مؤثر در انباشت و ماندگاری سطح پوشش برف و سهم ذوب برف در رواناب، منابع طبیعی ایران، دوره ۵۸، شماره ۳، صص ۵۱۵-۵۰۳.
- کیخسروی کیانی، م. و مسعودیان، سید ابوالفضل.، ۱۳۹۶. واکاوی نقش دمای روبه زمین در پراکنش پوشش برف در ایران به کمک داده‌های ماهواره‌ای، جغرافیا و توسعه، شماره ۴۹، صص ۲۰۴-۱۸۹.
- محمدی، پ.، محمودی، ا. و خورانی، اسدالله.، ۱۳۹۸. تغییرات پوشش برف در رشته‌کوه زاگرس با استفاده از داده‌های روزانه سنجنده مودیس، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۵، تابستان ۱۳۹۸، صص ۳۷۱-۳۵۵.
- مسعودیان، س. و کیخسروی کیانی، م.، ۱۳۹۶. ارزیابی تغییرات روزهای همراه با پوشش برف در گروه‌های ارتفاعی حوضه زاینده‌رود، مخاطرات محیط طبیعی، بهار، شماره ۱۱، صص ۴۶-۳۳.
- میریعقوب زاده، م. و قنبرپور، محمدرضا ۱۳۸۹. بررسی کاربرد نقشه‌های پوشش برفی حاصل از تصاویر ماهواره‌ای مودیس در مدل‌سازی رواناب ذوب برف (مطالعه موردی، حوضه آبخیز سد کرج)، علوم زمین، شماره ۷۲، صص ۱۴۸-۱۴۱.
- وفاخواه، م.، محسنی ساروی، م.، مهدوی، م. و علوی‌پناه، کاظم.، ۱۳۹۲. مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره‌ای نوآ و سنجنده مودیس (مطالعه موردی: حوضه آبخیز طالقان). پژوهش‌های آبخیزداری، شماره ۹۲، صص ۹۴-۸۰.
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438, 303-309.

۱- Jain

۲ -Tong

۳ - Sensoy

- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L.M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacomoni, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.-I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejeda, E., Morin, S., Naaim, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., & Vincent, C. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges, *Cryosphere*, 12, pp.759-794.
- Bormann, K.J., Brown, R.D., Derksen, C., & Painter, T.H. (2018). Estimating snow-cover trends from space. *Nat. Clim. Chang.* 8, 924–928.
- Butt, M.J. & Bilal, M. (2011). Application of snowmelt runoff model for water resource management. *Hydrological Processes*, 25, pp. 3735–3747.
- Dozier, J. (1987). Recent research in snow hydrology. *Review of Geophysics*, 25, 153–161.
- EmreTekeli, E., Akyurek, Z., ArdaSorman, A., Sensoyc, A., & UnalSorman, A. (2005). Using MODIS Snow Cover Maps in Modeling Snowmelt Runoff Process in the Eastern Part of Turkey, *Remote Sensing of Environment*, 97, 216–230.
- 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, 187–203.
- Gupta, R.P., Haritashya, U.K., & Singh, P. (2005). Mapping Dry/Wet Snow Cover in Indian Himalayas using IRS Multispectral Imagery, *Remote Sensing of Environment*, 97, 458-469.
- Hall, D. K., Riggs, G. A., & Salomonson, V. V. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 83, 181–194.
- Hammond, J.C., Saavedra, F.A., & Kampf, S.K. (2018). Global snow zone maps and trends in snow persistence 2001–2016. *Int. J. Climatol.* 38, 4369–4383.
- Huss, M., Bookhagen, B., Huggel, C., Jacobsen, D., Bradley, R.S., Clague, J.J., Vuille, M., Buytaert, W., Cayan, D.R., Greenwood, G., Mark, B.G., Milner, A.M., Weingartner, R., Winder, M. (2017). Toward mountains without permanent snow and ice, *Earth's Future* 5, 418-435.
- Jain, S. Goswami, A. Saraf, K. (2009). Role of elevation and aspect in snow distribution in western Himalaya. *Water Resources Management*, 23, 71-83
- Ke, C. & Liu, X. (2014). MODIS-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China. *Climate Research*, 59, 15-26
- Kohler, T., Wehrli, A., & Jurek, M. (2014). Mountains and climate change: A global concern. In: Centre for Development and Environment (CDE) (Ed.), *Sustainable Mountain Development Series*. Swiss Agency for Development and Cooperation (SDC) and Geographica Bernensia, Bern, Switzerland (136 pp).
- Krajci, P. Holko, L. & Parajka, J. (2015). Variability of snow-covered area and snow line elevation in the main Slovak river basins in winters 2001-2014, *EGU General Assembly 2015*
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R B., Allison, Ian., Carrasco, J., Flato, G., & et al. (2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. University of Tasmania. Chapter. <https://hdl.handle.net/102.100.100/534542>
- Li, D., Wrzesien, M.L., Durand, M., Adam, J., & Lettenmaier, D.P. (2017). How much runoff originates as snow in the western United States, and how will that change in the future?, *Geophys. Res. Lett.* 44, 6163-6172.
- López-Burgos, V., Gupta, H., & Clark, M. (2013). Reducing cloud obscuration of MODIS snow cover area products by combining spatio-temporal techniques with a probability of snow approach, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1809-1823.

- Mote, P.W., Li, S., Lettenmaier, D.P., Xiao, M., & Engel, R. (2018). Dramatic declines in snowpack in the western US. *Climate and Atmospheric Science* 1, 2.
- Notarnicola C., (2020). Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018, *Remote Sensing of Environment* 243, 111781.
- Pepin, N., Bradley, R.S., Diaz, H.F., Baraer, M., Caceres, E.B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M.Z., Liu, X.D., Miller, J.R., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M.B., Williamson, S.N., & Yang, D.Q. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nat. Clim. Chang.* 5, 424-430.
- Pu, Z. & Xu, L. (2009). MODIS/Terra observed snow cover over the Tibet Plateau: distribution, variation, and possible connection with the East Asian Summer Monsoon. *Theological and Applied Climatology*, 97, 265-278.
- 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.
- Sensoy, A., Uysal, G., Sorman, A. A., & Sorman, A. U.,(2010). Topographic effects on snow depletion curves of upper Euphrates River Basin, Turkey, Balwois, Ohrid, Republic of Macedonia-25, 29 May 2010.
- Tong, J., Dery, S. J., & Jackson, P. L. (2009). Topographic control of snow distribution in an alpine watershed of western Canada inferred from spatially- filtered MODIS snow products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 319-326.
- 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, 2712–2726.
- Zhang, Y., Yan, S., & Lu, Y. (2010). Snow cover monitoring using MODIS data in Liaoning Province, Northeastern China, *Remote Sensing*, vol. 2, 777-793.