

## واکاوی روند تغییرات روزهای برفپوشان در ایران بر پایه داده‌های دورسنجی

محمدصادق کیخسروی کیانی: دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

سید ابوالفضل مسعودیان\*: استاد آب و هواشناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

وصول: ۱۳۹۴/۰۳/۲۷ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۲۷، صص ۶۰-۴۹

### چکیده

گستره و وردش‌پذیری پوشش‌های برفی، فراسنج‌های مهمی در سامانه‌های آب‌شناختی و آب و هواشناسی است. برای مناطقی که منبع اساسی آب آن‌ها از انبارهای برفی حاصل می‌شود، مطالعه روند تغییرات پوشش‌های برفی اهمیت بسیار زیادی دارد. بسیاری از رودخانه‌های پرآب ایران، از انبارهای برفی کوهستان‌ها سرچشمه می‌گیرد؛ بنابراین بررسی تغییرات پوشش برف در کشوری همچون ایران بسیار ضروری و مهم است. در پژوهش حاضر، تغییرات روزهای برفپوشان ایران در کمربندهای ارتفاعی مختلف به کمک داده‌های رقومی پوشش برف‌سنگنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا واکاوی شد. برای این منظور، خردترین گونه داده‌های پوشش برف این دو سنجنده که در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر در دسترس است، به صورت روزانه و برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ به کار گرفته شد. همچنین، الگوی رقومی ارتفاعی (Dem) هماهنگ با سیستم تصویر داده‌های برف در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر از تارنمای ناسا دریافت شد. برای واکاوی هرگونه تغییری در روزهای برفپوشان در کمربندهای ارتفاعی، نخست فراوانی روزهای برفپوشان برای هر طبقه ارتفاعی از ۱۵۰۰ متر تا ۵۵۰۰ متر در گام‌های ۱۰۰ متری محاسبه و سپس به کمک آزمون من‌کندل، روند روزهای برفپوشان بررسی شد. یافته‌ها نشان داد، در ماه‌های فروردین، تیر، امرداد، شهریور، آذر، بهمن و اسفند در هیچ‌یک از کمربندهای ارتفاعی روند معناداری دیده نمی‌شود. این درحالی است که در ماه اردیبهشت در ۲۱ کمربند ارتفاعی و در ماه خرداد نیز در ۱۰ کمربند ارتفاعی روند کاهش روزهای برفپوشان دیده می‌شود. همچنین، روند افزایش روزهای برفپوشان تنها در ماه‌های مهر، آبان و دی دیده شد. در ماه مهر دو کمربند، در ماه آبان یک کمربند و در ماه دی نیز یک کمربند ارتفاعی، روند افزایش روزهای برفپوشان را از خود نشان دادند.

واژه‌های کلیدی: ایران، سنجنده مودیس ترا، سنجنده مودیس آکوا، روزهای برفپوشان، روند.

## مقدمه

برف یکی از گونه‌های ریزش‌های آسمانی است که از چگالش هوای مرطوب پدیدار می‌شود، در شرایطی که دمای هوا کمتر از صفر درجه سلسیوس باشد. اگرچه گستره کوچکی از سطح کره زمین را پهنه‌های کوهستانی در بر گرفته است، همین مناطق در چشم‌انداز آب‌شناختی حوضه‌های آبریز نقشی برجسته دارند. انبارها و پوشش‌های برفی کوهستان‌ها در ترازنامه آبی بسیاری از مناطق جهانی نقش برجسته‌ای دارند (رامیچ و ایساکس، ۲۰۰۳). انباشت برف و یخ در بخش‌های پرارتفاع کوهستان‌ها، الگوی فصلی رواناب را در بخش‌های پایین‌تر کنترل می‌کند؛ به‌ویژه در جاهایی که تابستان‌های گرم و خشک دارند و رواناب حاصل از گدازش برف، منبع مهم تأمین آب مورد نیاز است (پی و همکاران، ۲۰۰۵؛ کوای و همکاران، ۲۰۰۵). در عرض‌های جغرافیایی بالا و نیز پهنه‌های کوهستانی، آب حاصل از گدازش پوشش‌های برفی، نقش مهمی در رواناب سالانه دارد. همچنین، آب حاصل از انبارها و پوشش‌های فصلی برف، نیاز آبی یک‌ششم از جمعیت جهان را برآورده می‌سازد که چنین پوشش‌های برفی به سبب گرمایش جهانی ممکن است در معرض خطر باشند (بارنت و همکاران، ۲۰۰۵). گستره و وردش‌پذیری پوشش‌های برفی فراسنج‌های مهمی در سامانه‌های آب‌شناختی و آب و هواشناسی است (یودناتس و همکاران، ۲۰۰۷ و برون و آرم‌استرانگ، ۲۰۱۰). برای مناطقی که منبع اساسی آب آن‌ها از انبارهای برفی حاصل می‌شود، مطالعه روند تغییرات پوشش‌های برفی از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. بدین‌منظور تکیه تنها، به داده‌های زمینی پوشش برف کافی نیست؛ زیرا در

بسیاری از بلندی‌ها ایستگاه اندازه‌گیری وجود ندارد و چگالی ایستگاه‌ها هم آن اندازه نیست تا بتوانیم وردش پوشش‌های برفی را پایش کنیم. داده‌های دورسنجی پوشش برف، راهکار جایگزینی برای به‌دست‌آوردن آگاهی و اطلاعات از پوشش‌های برفی در مقیاس منطقه‌ای و جهانی است (هال و همکاران، ۲۰۰۵؛ برون و آرم‌استرانگ، ۲۰۱۰). برای این منظور، فرآورده‌های دورسنجی گوناگونی از ماهواره‌های زمین‌آهنگ و قطب‌چرخ به جامعه علمی معرفی شده است (رمانو و همکاران، ۲۰۰۳؛ دی‌رویتر و همکاران، ۲۰۰۶؛ زائو و فراندس، ۲۰۰۹؛ هال و همکاران، ۲۰۱۰). از جمله سنجنده‌هایی که برای پایش و بررسی پوشش برف به‌کارگرفته می‌شود سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا است. مطالعات بسیاری برای بررسی تغییرات پوشش برف به کمک داده‌های این دو سنجنده در جای‌جای جهان انجام گرفته است که در ادامه به آن‌ها پرداخته‌ایم. در پژوهشی، ماسکی و همکاران (۲۰۱۱) روند پوشش برف در منطقه نپال و پیرامون آن را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ بررسی کردند. برای این منظور، از داده‌های سنجنده مودیس ترا بهره گرفتند. واکاوی‌ها نشان داد، در ماه ژانویه برای ارتفاعات پایین‌تر از ۶۰۰۰ متر روند کاهش پوشش برف و در ماه مارس برای ارتفاعات بالاتر از ۵۰۰۰ متر روند افزایش پوشش برف دیده می‌شود. در فصل پاییز نیز برای ارتفاعات بالاتر از ۴۰۰۰ متر روند افزایش برف دیده شد (ماسکی و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹۱). ایمرزیل و همکاران (۲۰۰۹) روند پوشش برف در حوضه رودخانه ایندوس در هیمالیا را برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ واکاوی کردند. برای این هدف داده‌های سنجنده مودیس (MOD10C2) در بازه

زی، ۲۰۰۹: ۱۹۹). شی و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی برای واکاوی روند میانگین پوشش برف در کوهستان‌های تیزینافو در غرب کشور چین داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را برای سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۲ به‌کار گرفتند. به‌کارگیری آزمون من‌کندال آشکار ساخت هیچ‌گونه روند معناداری در میانگین درصد پوشش برف و فراوانی آن در این حوضه دیده نمی‌شود (شی و همکاران، ۲۰۱۴: ۲۵۰). در پژوهشی نیز آکیورک و همکاران (۲۰۱۱) پهنه زیر برف در حوضه کاراسو در شرق کشور ترکیه را که به‌عنوان یکی از سرچشمه‌های رودخانه فرات است، برای دوره زمانی ۲۰۰۹-۲۰۰۰ پایش و بررسی کردند. برای این منظور، داده‌های سنجنده مودیس به‌کار گرفته شد. بررسی‌ها نشان داد در دوره زمانی یادشده در پهنه زیر برف در این حوضه، روند کاهشی دیده نمی‌شود (آکیورک و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۶۴۷ و ۳۶۳۷). در مطالعه‌ای خادکا و همکاران (۲۰۱۴) برای واکاوی روند پوشش برف در حوضه تاماکوشی در کوهستان‌های هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس را در بازه زمانی روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به‌کار گرفتند. یافته‌ها نشان داد طی ده سال مورد بررسی در فصول بهار و زمستان در مساحت پهنه‌های برفی روند کاهشی رخ داده است، این در حالی است که در فصل پاییز مساحت پهنه‌های برفی روند افزایشی به خود گرفته است (خادکا و همکاران، ۲۰۱۴: ۵۱ و ۵۴). زانگ و همکاران (۲۰۱۲) برای واکاوی روند پوشش برف، داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ برای ۴ حوضه در فلات تبت به‌کار گرفتند. واکاوی‌ها نشان داد، روندی در

زمانی ۸ روزه و در تفکیک مکانی  $0.05 \times 0.05$  درجه طول و عرض جغرافیایی به‌کارگرفته شد. این حوضه بسته به بلندی‌ها به سه پاره از هم جدا بخش شد. یافته‌ها نشان داد در پهنه دوم (۴۷۰۰ متر) و پهنه سوم (۵۰۰۰ متر) در فصل زمستان روند منفی در میزان پوشش برف دیده می‌شود؛ اما در دیگر بخش‌های حوضه و در فصول دیگر روند معناداری دیده نشد (ایمرزیل و همکاران، ۲۰۰۹: ۴۰ و ۴۵). کی و لیو (۲۰۱۴) برای بررسی روند پوشش برف در منطقه زینجانگ در کشور چین طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ داده‌های دو سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را به‌کار گرفتند و یک‌کاسه کردند. یافته‌ها نشان داد روند پوشش برف برای ارتفاعات گوناگون و فصول مختلف سال متفاوت است. در فصل زمستان، ارتفاعات پایین‌تر از ۲۰۰۰ متر و بالاتر از ۴۰۰۰ متر دارای روند کاهش پوشش برف بودند. در فصل تابستان ارتفاعات بالاتر از ۳۰۰۰ متر روند افزایشی پوشش برف داشتند. در فصل بهار همه طبقات ارتفاعی روند افزایشی را نشان می‌دادند. در فصل پاییز نیز در ارتفاعات بالاتر از ۲۰۰۰ متر، روند افزایشی دیده شد (کی و لیو، ۲۰۱۴: ۲۲). در پژوهشی وانگ و زی (۲۰۰۹) برای واکاوی وضعیت یخچال‌های دایمی در زینگ‌جان در کشور چین داده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا را برای بازه زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ به‌کار گرفتند. به سبب اینکه ماه آگوست در این پهنه دارای بالاترین دما و کمترین پوشش ابر است، تنها این ماه برای واکاوی وضعیت یخچال‌های دایمی بررسی شد. بررسی‌ها نشان داد طی بازه زمانی مورد بررسی کمترین پهنه یخچالی با گستره ۲۳۸۰ کیلومتر مربع در بلندی‌های بالاتر از ۴ کیلومتر دیده می‌شود (وانگ و

برفپوشان در گستره ایران زمین انجام نگرفته است و یافته‌های این پژوهش شناخت و آگاهی ما را از وضعیت تغییرات روزهای برفپوشان در کمربندهای ارتفاعی ایران بالا می‌برد.

### داده‌ها و روش‌شناسی

در این پژوهش داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا برای بررسی روند تغییرات روزهای برفپوشان (روزی که زمین پوشیده از برف است) در کشور به‌کار گرفته شد. سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا را سازمان ناسا به فضا پرتاب کرده است. زمان گذر ماهواره ترا از فراز استوا ۱۰:۳۰ دقیقه بامداد به وقت محلی، اما زمان گذر ماهواره آکوا بر فراز استوا ۱:۳۰ دقیقه پس از نیمروز به وقت محلی است (وانگ و زی، ۲۰۰۹: ۱۹۲). به سبب اینکه دوره کامل داده‌های روزانه سنجنده مودیس آکوا از سال ۱۳۸۲ تا به امروز در دسترس است و پیش از این سال، سری کامل داده‌های روزانه موجود نیست؛ بنابراین بازه زمانی ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۳ برای بررسی تغییرات روزهای برفپوشان به‌کارگرفته شد و دلیل کوتاهی دوره مورد مطالعه، نبود داده‌های این سنجنده پیش از این سال است. داده‌های سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا در قالب فرمت‌های تصویری و رقومی در دسترس است. در این پژوهش داده‌های این دو سنجنده به‌صورت رقومی به‌کار گرفته شد. فرمت رقومی داده‌ها امکان پردازش‌های دقیق‌تر بر روی داده‌ها را فراهم می‌کند. در داده‌های رقومی پوشش برف مودیس، برای وضعیت هر یاخته یک کد معرفی شده است؛ برای نمونه کد ۲۰۰ نماینده برف، کد ۵۰ نماینده ابر، کد ۳۹ نماینده اقیانوس و ...

پوشش برف این مناطق دیده نمی‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۲: ۱). برون و درکسون (۲۰۱۳) برای واکاوی روند پوشش برف در منطقه اوراسیا در ماه اکتبر داده‌های پوشش برف پایگاه نوا را برای سال‌های ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۱ به‌کار گرفتند. یافته‌ها نشان داد گستره برف با آهنگ ۵۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع در هر دهه رو به افزایش است (برون و درکسون، ۲۰۱۳: ۴). سونمز و همکاران (۲۰۱۴) برای بررسی روند پوشش برف در کشور ترکیه داده‌های سنجنده (IMS) را برای بازه زمانی ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۲ به‌کار گرفتند. با به‌کار بستن آزمون من‌کندال، آشکار شد، روی هم‌رفته در کشور ترکیه روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود؛ اما در بازه‌های فصلی برای فصل پاییز روند افزایشی و در فصول بهار و تابستان روند منفی در پوشش‌های برفی دیده شد (سونمز و همکاران، ۲۰۱۴: ۲۳۴۹). شارما و همکاران (۲۰۱۲) برای واکاوی روند برف در زیرحوضه‌های حوضه رودخانه جلوم در شمال‌غرب رشته‌کوه‌های هیمالیا، داده‌های سنجنده مودیس را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ به‌کار گرفتند. یافته‌ها نشان داد در همه زیرحوضه‌ها روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود، اما آهنگ روند کاهش پوشش‌های برفی در زیرحوضه بانیهال از همه بیشتر است (شارما و همکاران، ۲۰۱۲: ۸۶۳).

هدف پژوهش کنونی، بررسی تغییرات روزهای برفپوشان در ۴۰ کمربند ارتفاعی در کشور است. به این معنا که بررسی شود در هر ماه از سال به‌طور میانگین هر طبقه ارتفاعی چند روز دارای پوشش برف بوده است و روند این تغییرات طی بازه زمانی ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۳ چگونه بوده است. تا به امروز پژوهشی در کشور درباره وضعیت تغییرات روزهای

همچون (برجرون و همکاران، ۲۰۱۳؛ پاراجکا و بلوشی، ۲۰۰۸؛ شیوی و همکاران، ۲۰۱۴؛ زانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ کی و لیو، ۲۰۱۴)، از این روش برای کاهش پوشش ابر و برآورد هرچه بهتر پوشش برف بهره جسته‌اند. یکی دیگر از روش‌های کاستن از ابرناکی به‌کار بستن پالایه (Filter) بر روی داده‌های رقومی پوشش برف است. در این روش، اگر در روز نخست سنجنده یاخته‌ای را به‌عنوان یاخته برفی شناسایی کند و در روز دوم این بار همان یاخته با ماهواره به‌عنوان یاخته ابری شناسایی شود و در روز سوم ماهواره با گذر از روی پهن همان یاخته را به‌عنوان یاخته برفی شناسایی کند، پس روشن می‌شود با احتمال بسیار بالا پوشش ابر در روز دوم بر فراز آن یاخته سبب شده تا پوشش برف زیرین از دید ماهواره پنهان بماند؛ در این حالت می‌توان با انجام یک پالایه زمانی و مکانی سه‌روزه بر روی داده‌های عددی به‌طور چشمگیری از ابرناکی کاست که بندی در برابر نگاشت پوشش برف است. به‌کار بستن پالایه را پژوهشگرانی همچون (دایاتز و همکاران، ۲۰۱۳؛ زانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ گی‌فورو و باردوسی، ۲۰۰۹) پیشنهاد کرده‌اند. در این نوشتار از هر دو روش برای کاستن از ابرناکی بهره گرفته شد؛ به این صورت که در گام نخست پالایه سه‌روزه بر روی داده‌های هر کدام از سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا به‌کار بسته شد و سپس داده‌های پالایش‌شده این دو سنجنده یک‌کاسه‌سازی گردید. کلیه محاسبات با کدنویسی در نرم‌افزار متلب انجام شد. با توجه به اینکه داده‌های هر روز مورد بررسی در بردارنده ۳۴۵۶۰۰۰۰ کد است و دوره زمانی مورد مطالعه نیز برای هر کدام از سنجنده‌های مودیس ترا

است. با توجه به اینکه داده‌های این دو سنجنده به‌صورت کاشی‌های جداگانه در ابعاد ۱۲۰۰×۱۲۰۰ کیلومتری در دسترس است، در مجموع شش کاشی گستره منطقه ایران را می‌پوشانید و با توجه به اینکه داده‌های به‌کار گرفته‌شده خارج از گستره ایران زمین را نیز در بر می‌گرفت، به کمک تابع Inpolygon در نرم‌افزار متلب، تنها داده‌هایی که درون مرز جغرافیایی ایران را پوشش می‌داد، استخراج شد. یکی از روش‌هایی که برای کاهش ابرناکی انجام می‌دهند، به‌کارگیری همزمان داده‌های دو سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا و درهم‌آمیزی آن دو است. با توجه به اینکه ماهواره ترا در ساعت ۱۰:۳۰ دقیقه پیش از نیم‌روز و ماهواره آکوا با سه ساعت تأخیر یعنی در ساعت ۱:۳۰ دقیقه پس از نیم‌روز از فراز استوا می‌گذرد، همین مسئله به کاهش ابرناکی و رصد بهتر پوشش‌های برفی کمک می‌کند، چراکه ممکن است ماهواره ترا هنگام صبح یاخته‌ای را به‌عنوان یاخته ابری شناسایی کند، اما همان یاخته در بعد از ظهر با ماهواره آکوا به‌عنوان یاخته برفی شناسایی شود؛ در این حالت وجود پوشش ابر هنگام صبح سبب می‌شود تا پوشش برف زیرین از دید ماهواره پنهان بماند. در این حالت می‌توان یاخته‌هایی را بازشناخت که با ماهواره ترا صبح‌هنگام به‌عنوان یاخته‌های ابری و در بعد از ظهر با ماهواره آکوا به‌عنوان یاخته‌های برفی شناسایی شده‌اند. در این حالت آن‌دسته از یاخته‌ها که با ماهواره ترا به‌عنوان یاخته‌های ابری شناسایی شده‌اند، همگی به یاخته‌های برفی تبدیل می‌شوند. انجام این کار یعنی یک‌کاسه‌سازی داده‌های دو ماهواره را پژوهشگران بسیاری پیشنهاد کرده‌اند؛ برای نمونه، پژوهشگرانی

و مودیس آکوا ۴۳۸۳ روز را در برمی‌گیرد و طی چند مرحله نیز بر روی داده‌ها فرایند آماده‌سازی داده انجام گرفت؛ بنابراین بر روی شمار انبوهی از داده‌ها پردازش انجام پذیرفت. در این پژوهش برای آماده‌سازی و واکاوی داده‌های پوشش برف بر روی بیش از ۹۰۰ میلیارد کد پردازش‌های عددی انجام گرفت. با توجه به حجم بسیار سنگین داده‌ها، فرایند محاسبات بسیار طولانی و زمان‌بر بود. پس از اتمام فرایند آماده‌سازی داده‌های پوشش برف، میانگین فراوانی روزهای برفپوشان هر یک از ماه‌های دوره مورد مطالعه محاسبه شد. سپس برای هر کمربند ارتفاعی از ۱۵۰۰ تا ۵۵۰۰ متر در گام‌های ارتفاعی ۱۰۰ متر میانگین روزهای برفپوشان هر ماه محاسبه شد. همچنین داده‌های الگوی رقومی ارتفاع (Dem) از تارنمای سازمان فضایی ناسا در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر با سیستم تصویر سینوسی هماهنگ با تفکیک و سیستم تصویر داده‌های پوشش برف به کار گرفته شد. با توجه به گام‌های ارتفاعی ۱۰۰ متری بر روی ۴۰ گروه ارتفاعی از ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۵۵۰۰ متر، روند تغییرات پوشش برف محاسبه شد. در گام پایانی نیز برای بررسی هرگونه روند نیز از آزمون من‌کندال بهره گرفته شد. کوشش کنونی را می‌توان نخستین پژوهشی دانست که تغییرات روزهای همراه با پوشش برف (روز برفپوشان) را در کمربندهای ارتفاعی و برای کل گستره ایران زمین واکاوی می‌کند.

#### یافته‌های پژوهش

پس از محاسبه فراوانی روزهای برفپوشان برای هر کمربند ارتفاعی، روند تغییرات روزهای برفپوشان به کمک آزمون من‌کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد

محاسبه شد. محاسبات نشان داد، تا ارتفاع ۲۷۰۰ متری از تراز دریا در هیچ کمربندی و در هیچ فصلی از سال هیچ‌گونه روندی دیده نمی‌شود؛ بنابراین برای اختصار و نمایش بهتر، فقط گروه‌های ارتفاعی ۲۷۰۰ متر به بالا به نمایش گذاشته شده است. در جدول (۱) روند تغییرات روزهای برفپوشان نشان داده شده است، در این جدول روند منفی با عدد (-۱) و روند مثبت با عدد (۱) نمایش داده شده است. همان‌گونه که این جدول نشان می‌دهد، در ماه فروردین در هیچ‌کدام از گروه‌های ارتفاعی روندی دیده نمی‌شود. در ماه اردیبهشت در گروه‌های ارتفاعی ۳۰۰۰ تا ۳۹۰۰ متری و نیز گروه‌های ارتفاعی ۴۳۰۰ تا ۵۵۰۰ متری روند کاهش روزهای برفپوشان وجود دارد؛ به این معنا که شمار روزهایی که کمربندهای ارتفاعی یادشده پوشیده از برف بوده، روند کاهشی داشته است؛ بنابراین کاهش ماندگاری زمان پوشش‌های برفی می‌تواند تبعات بسیار بدی را داشته باشد. روند روزهای برفپوشان در ۲۱ کمربند ارتفاعی در ماه اردیبهشت از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است؛ زیرا گروه‌های ارتفاعی زیادی روند منفی را از خود نشان داده‌اند و در این ماه هیچ کمربند ارتفاعی، روند افزایشی روزهای برفپوشان را نداشته است. در ماه خرداد در کمربندهای ارتفاعی ۳۱۰۰ تا ۳۸۰۰ متری و همچنین در کمربندهای ۴۱۰۰ تا ۴۳۰۰ و نیز در کمربند ارتفاعی ۵۵۰۰-۵۴۰۰ متری روند کاهشی روزهای برفپوشان دیده می‌شود. همچنین با توجه به مساحت هر کمربند ارتفاعی درمی‌یابیم که تغییرات پوشش برف در کمربندهای ارتفاعی پایین‌تر، از اهمیت بسیار بالاتری برخوردار است؛ زیرا مساحت

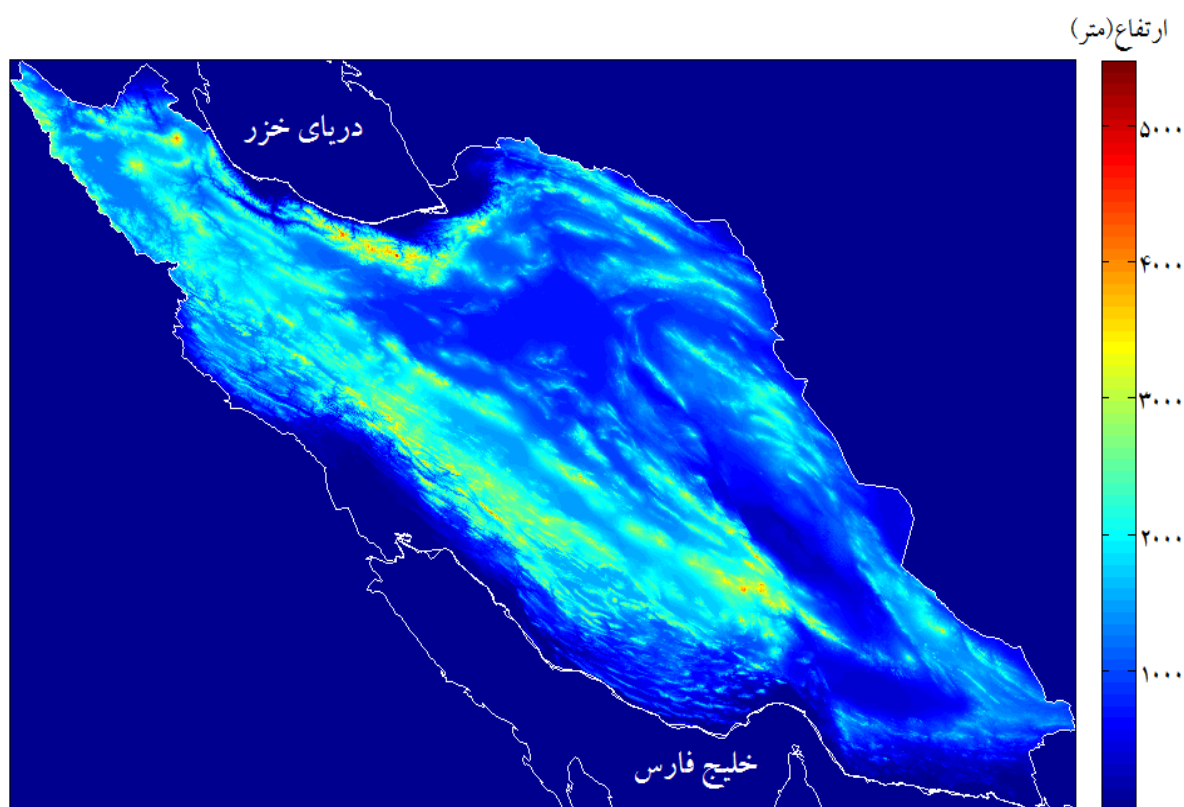
کمربندها در ارتفاعات پایین‌تر چشمگیرتر است. برای نمونه در کمربند ارتفاعی ۴۷۰۰-۴۶۰۰ متر در ماه دی روند افزایش روزهای برفپوشان رخ داده است؛ اما مساحت این کمربند تنها ۳/۰ کیلومتر مربع است و به نظر می‌رسد چنین افزایشی تأثیر مثبت چندانی ندارد؛ برای نمونه در ماه اردیبهشت در کمربند ارتفاعی ۳۱۰۰-۳۰۰۰ متر که دارای مساحتی برابر با ۳۱۵۶/۳ کیلومتر مربع است، روند کاهشی روزهای برفپوشان نقش بسیار مهم‌تری را در تراز آب‌شناختی بازی می‌کند؛ زیرا گستره این کمربند نسبت به دیگر کمربندها چشمگیرتر است؛ بنابراین افزون بر بررسی روند در هر کدام از گروه‌های ارتفاعی به مساحت آن نیز باید توجه داشته باشیم. همچنین یافته‌های این پژوهش نشان داد در ماه‌های تابستانی تبر، امرداد و شهریور در هیچ گروه ارتفاعی روند معناداری وجود ندارد. در ماه مهر در کمربندهای ارتفاعی ۲۸۰۰-۲۷۰۰ و ۲۹۰۰-۲۸۰۰ روند افزایش روزهای برفپوشان دیده می‌شود. در ماه آبان در کمربند ارتفاعی ۴۲۰۰-۴۱۰۰ روند افزایش روزهای برفپوشان وجود دارد. با توجه به اینکه مساحت این کمربند نیز ناچیز است؛ بنابراین افزایش روزهای برفپوشان از وزن چندانی برخوردار نیست. در ماه آذر در هیچ‌کدام از گروه‌های ارتفاعی روند معناداری دیده نمی‌شود. در ماه دی در کمربند ارتفاعی ۴۷۰۰-۴۶۰۰ روند افزایشی روزهای برفپوشان دیده می‌شود. همچنین در ماه‌های بهمن و

اسفند در هیچ‌کدام از کمربندهای ارتفاعی روند معناداری دیده نشد. به نظر می‌رسد، روند افزایشی در برخی از کمربندهای ارتفاعی انفرادی در ماه‌های مهر، آبان و دی اندکی تردیدبرانگیز و ممکن است جزء ۵ درصد خطای آزمون باشد، چرا که در کمربندهای بالاتر و پایین‌تر آن‌ها روند معناداری وجود ندارد. یافته‌های این پژوهش آشکار ساخت که روی هم‌رفته در فصول تابستان، پاییز و زمستان روندی در شمار روزهای برفپوشان (بجز برخی کمربندهای انفرادی با مساحت‌های ناچیز) دیده نمی‌شود؛ این در حالی است که در ماه‌های اردیبهشت و خرداد شمار بسیاری از کمربندها روند کاهش روزهای برفپوشان طی فصل بهار تعادل زیست‌محیطی را برهم می‌زند؛ چراکه آب حاصل از گدازش برف در طی بهار، آب مورد نیاز بسیاری از مردمان این سرزمین را فراهم می‌کند و حیات بسیاری از سکونتگاه‌ها وابسته به انبارهای برفی در دل کوهستان‌هاست. حال این پرسش مطرح می‌شود که آیا علت تغییرات روزهای برفپوشان در کمربندهای ارتفاعی در ایران ریشه در کاهش بارش دارد یا افزایش دما. در پژوهش‌های آینده باید این پرسش را به کمک بررسی‌های دورسنجی پاسخ داد؛ اما در حال حاضر، وجود روندهای منفی چشمگیر، برای کشوری همچون ایران که وابسته به انبارهای برفی در کوهستان‌هاست، تأثیرات مخربی را به دنبال دارد.

جدول ۱. روند تغییرات روزهای برفپوشان در کمرندهای ارتفاعی (سطح اطمینان ۹۵ درصد)

مساحت کمربند	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	شهریور	امرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین
۲۷۰۰-۲۸۰۰						۱						
۲۸۰۰-۲۹۰۰						۱						
۲۹۰۰-۳۰۰۰												
۳۰۰۰-۳۱۰۰											-۱	
۳۱۰۰-۳۲۰۰										-۱	-۱	
۳۲۰۰-۳۳۰۰										-۱	-۱	
۳۳۰۰-۳۴۰۰										-۱	-۱	
۳۴۰۰-۳۵۰۰										-۱	-۱	
۳۵۰۰-۳۶۰۰										-۱	-۱	
۳۶۰۰-۳۷۰۰										-۱	-۱	
۳۷۰۰-۳۸۰۰										-۱	-۱	
۳۸۰۰-۳۹۰۰										-۱		
۳۹۰۰-۴۰۰۰												
۴۰۰۰-۴۱۰۰												
۴۱۰۰-۴۲۰۰										-۱		
۴۲۰۰-۴۳۰۰										-۱		
۴۳۰۰-۴۴۰۰											-۱	
۴۴۰۰-۴۵۰۰											-۱	
۴۵۰۰-۴۶۰۰											-۱	
۴۶۰۰-۴۷۰۰											-۱	
۴۷۰۰-۴۸۰۰											-۱	
۴۸۰۰-۴۹۰۰											-۱	
۴۹۰۰-۵۰۰۰											-۱	
۵۰۰۰-۵۱۰۰											-۱	
۵۱۰۰-۵۲۰۰											-۱	
۵۲۰۰-۵۳۰۰											-۱	
۵۳۰۰-۵۴۰۰											-۱	
۵۴۰۰-۵۵۰۰										-۱	-۱	





شکل ۱. نقشه الگوی رقمی ارتفاع ایران (Dem) در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر با سیستم تصویر سینوسی

### نتیجه‌گیری

در پژوهش کنونی برای بررسی تغییرات روزهای برفپوشان در کشور از داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا برای بازه زمانی ۱۳۸۲-۱۳۹۳ و در تفکیک بسیار خرد (۵۰۰ متر) بهره گرفتیم. پیش از به‌کارگیری داده‌های روزانه پوشش برف، پردازش‌های لازم بر روی آن‌ها برای کاهش پوشش ابر انجام گرفت. پس از انجام پردازش‌های ضروری و آماده‌سازی داده‌های پوشش برف، فراوانی روزهای برفپوشان محاسبه شد و سپس الگوی رقمی ارتفاع (Dem) ایران که با تفکیک ۵۰۰ متری و با سیستم تصویر سینوسی هماهنگ با داده‌های پوشش برف در دسترس بود، برای انتخاب کمربندهای ارتفاعی به‌کارگرفته شد. در این پژوهش تغییرات روزهای برفپوشان از ارتفاع ۱۵۰۰ تا

۵۵۰۰ متری در گام‌های ارتفاعی ۱۰۰ متری واکاوی شد. بررسی‌ها نشان داد در ماه‌های فروردین، تیر، مرداد، شهریور، آذر، بهمن و اسفند در هیچ‌یک از کمربندهای ارتفاعی روند معناداری دیده نمی‌شود؛ اما در ماه اردیبهشت در ۲۱ کمربند ارتفاعی روند کاهش روزهای برفپوشان دیده شد. در این ماه در گروه‌های ارتفاعی ۳۰۰۰ تا ۳۹۰۰ متری و نیز گروه‌های ارتفاعی ۴۳۰۰ تا ۵۵۰۰ متری روند کاهش روزهای برفپوشان وجود دارد؛ به این معنا که شمار روزهایی که کمربندهای ارتفاعی یادشده پوشیده از برف بوده است، دارای روند کاهشی است. در ماه خرداد نیز در ۱۰ کمربند ارتفاعی روند کاهش روزهای برفپوشان دیده می‌شود. در ماه خرداد در کمربندهای ارتفاعی ۳۱۰۰ تا ۳۸۰۰ متری و همچنین در کمربندهای ۴۱۰۰ تا ۴۳۰۰ و

## منابع

- Akyurek, Z. Surer, S. Beser, O. (2011); Investigation of the snow-cover dynamics in the Upper Euphrates Basin of Turkey using remotely sensed snow-cover products and hydro meteorological data; *Hydrol. Process.* Vol 25: 3637-3648.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., Lettenmaier, D.P., (2005); Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, Vol 438: 303-309.
- Bergeron, J. Royer, A. Turcotte, R. Roy, A. (2013); Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring stream flow simulation in Quebec, Canada; *Hydrological Processes*, Vol 1: 1-14.
- Brown, R. D. Derksen, C. (2013); Is Eurasian October snow cover extent increasing; *Environ. Res. Lett.*, Vol 8:1-7.
- Brown R, Armstrong RL. (2010); Snow-cover data measurement, products and sources in snow and climate. In *Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*, Armstrong RL, Brun E(eds). Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Cui, C., Yang, Q., Wang, S., (2005); Comparison analysis of long-term variations of snow cover between mountain and plain areas in Xinjiang region from 1960 to 2003. *Journal of Glaciology and Geocryology* Vol 27: 486-490.
- de Ruyter de Wildt M, Seiz G, Grün A. (2006); Snow mapping using multi-temporal Meteosat-8 data. *EARSeL Proc.* Vol 5: 18-31.
- Dietz, A. 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*; Vol 34: 3879-3902.
- Gafurov, A. and Bardossy, A. (2009); Cloud removal methodology from MODIS snow cover product, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol 13: 1361-1373.

نیز در کمربند ارتفاعی ۵۵۰۰-۵۶۰۰ متری، روند کاهشی روزهای برفپوشان دیده می‌شود. تغییرات روند روزهای برفپوشان در این ماه نیز از اهمیت بالایی برخوردار است، چراکه بیشتر تغییرات در کمربندهایی رخ داده است که وزن مساحت آن‌ها در قیاس با گروه‌های ارتفاعی بالاتر چشمگیرتر است. برخی از یافته‌های به‌دست‌آمده از جوشی و همکاران (۲۰۱۵) با یافته‌های این پژوهش هماهنگ است. آن‌ها نشان دادند، در فصل بهار در حوضه بگیراهی در هندوستان در گروه‌های ارتفاعی ۴۵۰۰-۳۰۰۰ روند کاهش گستره پوشش برف به میزان ۶-۲ درصد دیده شده است. یافته‌های ماسکی و همکاران (۲۰۱۱) نیز نشان داد در منطقه نپال و نواحی پیرامون آن در کمربندهای ارتفاعی ۵۰۰۰-۴۰۰۰ و ۶۰۰۰-۵۰۰۰ روند کاهش گستره پوشش برف دیده می‌شود؛ بنابراین کاهش روزهای برفپوشان و یا گستره پوشش برف به‌ویژه در زمان گدازش برف، که آب مورد نیاز فراهم می‌شود، می‌تواند تبعات بسیار بدی را به دنبال داشته باشد. این مسئله برای مناطقی که آب آن‌ها حاصل از انباره‌های برفی در کوهستان‌هاست، تبعات منفی‌تری را به دنبال خواهد داشت. در پژوهش‌های آینده باید به کمک بررسی‌های دورسنجی ریشه روند تغییرات روزهای برفپوشان در کمربندهای ارتفاعی را بازشناخت و خوشبختانه باید گفت امروزه داده‌های ماهواره‌ای و بسیار خوش‌تفکیک دمای رویه خاک و بارش در دسترس است. شاید تغییرات روی داده به‌سبب افزایش دمای رویه خاک بوده است یا اینکه کاهش بارش به چنین تغییراتی منجر شده است. در حال حاضر، بررسی‌های عمیق‌تر راهگشای حل بسیاری از مسائل و چالش‌ها در بخش آب است.

- snow cover fraction over North America. *J. Geophys. Res.* Vol 108: 8619.
- Sharma, V. Mishra, V. Joshi, P. (2012); Snow cover variation and stream flow simulation in a snow-fed river basin of the Northwest Himalaya; *J. Mt.Sci*, Vol 9: 853-868.
- 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*; Vol 35: 234-252.
- Sonmez, I .Tekeli, A .Erdi, E. (2014); Snow cover trend analysis using Interactive Multi sensor Snow and Ice Mapping System data over Turkey, *International Journal of Climatology*, Vol 34: 2349-2361.
- Udnaes H, Alfnes CE, Andreassen LM. (2007); Improving runoff modeling using satellite-derived snow cover area. *Nord.Hydrol.* Vol 38: 21–32.
- 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*, Vol 371: 192-200
- Ye, B., Yang, D.K., Jiao, T., Han, Z., Jin, H., Yang, H., Li, Z., (2005); The Urumqi River source Glacier No. 1, Tianshan, China: changes over the past 45 years. *Geophysical Research Letters* Vol 32: 1-4.
- 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 reaserch*, Vol 48: 1-22.
- Zhao H, Fernandes R. (2009); Daily snow covers estimation from advanced very high resolution radiometer polar pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982–2004. *J. Geophys.Res.* Vol 114: 1-14.
- Hall DK, Kelly RE, Foster J, Chang AT. (2005); Estimation of snow extent and snow properties. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Vol 2: 811–830.
- Hall DK, Riggs GA, Foster JL, Kumar SV. (2010); Development and evaluation of a cloud-gap-filled modis daily snow-cover product. *Remote Sens. Environ.* Vol 114: 496–503.
- Immerzeel, W .Droogers, P. Jong, S .Bierkens, M (2009); Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing; *Remote Sensing of Environment*; Vol 113: 40-49.
- Joshi, R. Kumar, K. Pandit, J. Palmi, L. (2015). Variations in the Seasonal Snow Cover Area (SCA) for Upper Bhagirathi Basin, India; Vol 1: 9-21.
- Ke, C. Liu, X. (2014); Modis-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China; *Climate Research*, Vol 59: 15-26.
- Khadka, D. Babel, M .Shrestha, S .Tripathi, N (2014); Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region; *Journal of Hydrology* Vol 511: 49–60.
- Maskey, S .Unlenbrook, S .Ojha, S. (2011); An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data; *Climate Change*, Vol 108: 391-400.
- 1Parajka, J .Bloschi, G. (2008); The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrological models, *Journal of Hydrology*, Vol 358: 240-258.
- Ramage, J.M., Isacks, B.L., (2003); Interannual variations of snowmelt and refreezetiming in southeast Alaskan icefields, USA. *Journal of Glaciology* Vol 49:102–116.
- Romanov P, Tarpley D, Gutman G, Carroll TR. (2003); Mapping and monitoring of the

