

آب‌وهواشناسی انباشت و گدازش پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده مودیس

محمدصادق کیخسروی کیانی* - پژوهشگر پسادکتری آب‌وهواشناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
سیدابوالفضل مسعودیان - استاد آب‌وهواشناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۱۲

چکیده

هدف از پژوهش کنونی واکاوی آب‌وهواشناسی انباشت و گدازش پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده مودیس است. برای این منظور، داده‌های روزانه نسخه ششم پوشش برف سنجنده مودیس برای بازه زمانی ۱۳۸۰/۷/۱ تا ۱۳۹۷/۶/۳۱ در تفکیک مکانی ۵۰×۵۰ متر دریافت شد. در گام بعدی داده‌ها به تفکیک هر سال آبی پردازش و فرایند محاسبه زمان‌بندی انباشت و گدازش روزهای برف پوشان انجام پذیرفت. پردازش‌ها نشان می‌دهد آغاز فصل انباشت برف از روی بلندی‌های البرز و بلندی‌های شمال غرب کشور (رشته‌کوه‌های سبلان) از اوایل مهرماه آغاز می‌شود و به تدریج با سپری شدن فصل پاییز به ارتفاعات پایین‌تر گسترش می‌یابد. فصل انباشت برف بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس از حدود دهه اول آبان‌ماه از ارتفاعات حدود ۴۰۰۰ متر آغاز می‌شود و به تدریج تا دهه اول آذرماه به ارتفاعات پایین‌تر (حدود ۲۲۰۰ متر) نیز کشیده می‌شود. طی ماه‌های آغاز انباشت برف در ایران، که دربردارنده ماه‌های مهر تا آذر است، ارتفاع برف‌مرز با آهنگ متوسط ۵۴ متر در روز به پایین حرکت می‌کند؛ این در حالی است که طی ماه‌هایی که فرایند گدازش برف در آن رخ می‌دهد، یعنی ماه‌های دی تا شهریور، ارتفاع برف‌مرز با آهنگ متوسط ۱۵ متر در روز به ارتفاعات بالاتر مهاجرت می‌کند.

واژگان کلیدی: ایران، انباشت و گدازش پوشش برف، برف‌مرز، سنجنده مودیس.

مقدمه

پوشش برف به سبب سپیدایی بالا و ویژگی‌های گرمایی نقش مهمی در چرخه آب و انرژی جهان بازی می‌کند و می‌تواند تغییرات جهانی اقلیم را نیز نشان بدهد (دوزیر و همکاران، ۲۰۰۸؛ شی، ۲۰۱۲). پایش دقیق و درست گستره پوشش برف مسئله‌ای است که توجه بسیاری به آن شده است (لمکین و یول، ۲۰۰۴؛ رودل و هوسر، ۲۰۰۴). پایش فراسنج‌های برف همچون گستره پوشش برف و آب معادل برف یکی از موضوعات چالش‌برانگیز برای هواشناسان و آب‌وهواشناسان است. پوشش برف به سبب داشتن سپیدایی بالا نقش مهمی در ترازمندی انرژی زمین بازی می‌کند و آب‌وهوا را متأثر می‌کند (آکیورک و همکاران، ۲۰۱۰؛ ۳۷۲۸). مطالعات بسیاری در ارتباط با بررسی پوشش برف و تغییرات آن انجام شده است. برای نمونه، خادکا و همکاران (۲۰۱۴) برای واکاوی روند برف در حوضه تاماکوشی^۱ در کوهستان‌های هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس ترا را برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به کار گرفتند. یافته‌های این پژوهشگران نشان داد طی ده سال مورد بررسی، در فصول بهار و زمستان در مساحت پهنه‌های برفی روند کاهش رخ داده است. این در حالی است که در

Email: ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۳۷۹۳۳۱۳۳، ۰۹۱۳۳۱۳۱۱۰۱

1. Tamakoshi

فصل پاییز مساحت پهنه‌های برفی روند افزایشی به خود گرفته است (خادکا و همکاران، ۲۰۱۴: ۵۱-۵۴). شارما و همکاران (۲۰۱۲) برای واکاوی روند برف در زیرحوضه‌های رودخانه جلوم^۱ در شمال غرب رشته‌کوه‌های هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ به کار گرفتند. یافته‌ها نشان داد در همه زیرحوضه‌ها روند کاهش پوشش برف دیده می‌شود؛ اما آهنگ روند کاهش پوشش‌های برفی در زیرحوضه بانیهال^۲ از همه بیشتر بود (شارما و همکاران، ۲۰۱۲: ۸۶۳). در مطالعه‌ای دیگر ماسکی و همکاران (۲۰۱۱) روند پوشش برف را در منطقه نیال و پیرامون آن برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ بررسی کردند. برای این منظور، ایشان از داده‌های سنجنده مودیس ترا بهره گرفتند. واکاوی‌ها نشان داد در ماه ژانویه برای سه کمربند ارتفاعی پایین‌تر از ۶۰۰۰ متر روند کاهش پوشش برف و در ماه مارس برای دو کمربند ارتفاعی بالاتر از ۵۰۰۰ متر روند افزایش پوشش برف دیده می‌شود. در فصل پاییز نیز برای چهار کمربند ارتفاعی بالاتر از ۴۰۰۰ متر روند افزایش پوشش برف دیده شد (ماسکی و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۹۱). اما در این میان مطالعات بسیار کمتری در ارتباط با موضوع برف‌مرز انجام گرفته است. خط برف یا همان برف‌مرز مرزی است که گستره‌های پوشیده از برف را از مناطق بی‌برف جدا می‌کند (سیدال و همکاران، ۱۹۹۷؛ کور و همکاران، ۲۰۱۰). برف‌مرز حساس‌ترین فراسنجی است که از آن می‌توان به منظور پایش رفتار اقلیمی همه عناصر یخ کره بهره گرفت. تغییرات سری زمانی برف‌مرز پاسخ برف به تغییرات اقلیمی به‌شمار می‌آید و امکان پیش‌بینی رفتار برف در آینده را خواهد داد. تغییرات ارتفاع برف‌مرز به دنبال افزایش یا کاهش مناطق برفی تأثیر بسزایی بر دسترسی آب رودخانه‌ها در حوضه‌های آبریز دارد (مک‌فادن و همکاران، ۲۰۱۱؛ برهبات و همکاران، ۲۰۱۲). اگرچه در ایران مطالعات مختلفی در ارتباط با تغییرات پوشش برف و شمار روزهای برف‌پوشان انجام گرفته است (مسعودیان و کیخسروی کیانی، ۱۳۹۶؛ عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶؛ میرموسوی و صبور، ۱۳۹۳)، هنوز مطالعات جامع و مدونی بر روی شناسایی رفتار برف‌مرز در کشور انجام نشده است و پژوهش حاضر به دنبال پرکردن این خلأ است.

مواد و روش‌ها

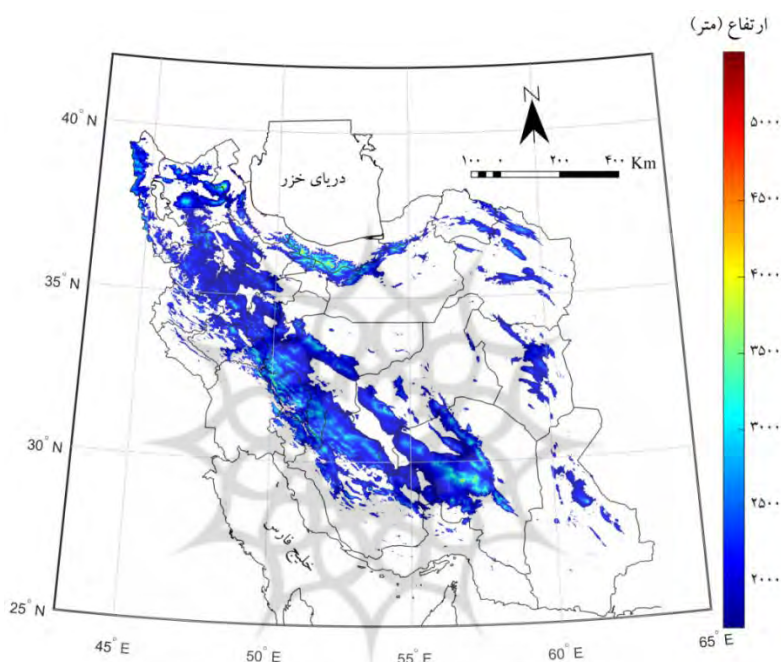
در این پژوهش برای بررسی آب‌وهواشناسی زمان‌بندی انباشت و گدازش پوشش برف بر روی ایران داده‌های نسخه ششم سنجنده‌های مودیس ترا (MOD10A1) و مودیس آکوا (MYD10A1) برای بازه زمانی ۱۳۸۰/۷/۱ تا ۱۳۹۷/۶/۳۱ به صورت روزانه به کار گرفته شد. یکی از مشکلاتی که همواره مانع بزرگی برای پایش پوشش برف است مسئله ابرناکی است. ابرناکی موجب می‌شود تا پوشش‌های برفی از دید ماهواره پنهان بماند. برای کاستن از ابرناکی و رصد بهتر پوشش برف، شیوه‌ها و راهکارهای گوناگونی پژوهشگران پیشنهاد کرده‌اند. یکی از شیوه‌هایی که برای کاستن از اثر ابرناکی انجام می‌گیرد عبارت است از ترکیب و یک‌کاسه‌سازی داده‌های سنجنده مودیس ترا و سنجنده مودیس آکوا. ماهواره ترا در ساعت ۱۰:۳۰ دقیقه از فراز منطقه گذر می‌کند؛ این در حالی است که ماهواره آکوا در ساعت ۱۳:۳۰ دقیقه یعنی با سه ساعت تأخیر از روی منطقه عبور می‌کند. ممکن است ماهواره ترا هنگام صبح یاخته‌ای را به‌عنوان یاخته ابری شناسایی کند، اما همان یاخته در بعدازظهر توسط ماهواره آکوا به‌عنوان یاخته برفی شناسایی شود. در این حالت به‌طور کلی می‌توان گفت وجود پوشش ابر هنگام صبح سبب شده تا پوشش برفی زیرین از دید ماهواره پنهان بماند. در این حالت می‌توان یاخته‌هایی را که توسط ماهواره ترا صبح‌هنگام به‌عنوان یاخته‌های ابری و در بعدازظهر توسط ماهواره آکوا

1. Jhelum
2. Banihal

به‌عنوان یاخته‌های برفی شناسایی شده‌اند بازشناخت و یاخته‌هایی را که دارای این شرط هستند به یاخته‌های برفی تبدیل کرد. انجام‌دادن این کار یعنی یک‌کاسه‌سازی داده‌های دو ماهواره توسط پژوهشگران بسیاری پیشنهاد شده است. برای نمونه، برخی پژوهشگران (وانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ وانگ و شی، ۲۰۰۹؛ برجرون و همکاران، ۲۰۱۳؛ پاراجکا و بلوشل، ۲۰۰۸؛ شی و همکاران، ۲۰۱۴؛ زانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ کی و لیو، ۲۰۱۴؛ دایاتز و همکاران، ۲۰۱۴) از این روش به‌منظور کاهش پوشش ابر و برآورد هرچه بهتر پوشش برف بهره‌جسته‌اند. با اعمال این روش داده‌های دو سنجنده ترا و آکوا برای دوره مورد بررسی یک‌کاسه‌سازی شد. در مرحله بعدی نیز یک پالایه مکانی با پنجره‌ای چهار یاخته بر روی داده‌ها اعمال شد؛ یعنی اینکه هر یک از یاخته‌های ابری در یک قاب با سه یاخته همسایه دیگر مقایسه می‌شد و اگر سه یاخته دیگر پدیده برف را گزارش می‌کردند آن یاخته ابری نیز به پدیده برف تبدیل می‌شد اما اگر سه یاخته دیگر پدیده زمین را نشان می‌دادند آن یاخته ابری نیز به پدیده زمین تبدیل می‌شد. فرایند محاسبه پنجره مکانی بر روی هر یک از روزهای مورد بررسی و بر روی داده‌های یک‌کاسه‌سازی شده انجام پذیرفت. اما آخرین روشی که بر روی داده‌ها به‌منظور کاستن از اثر ابرناکی انجام شد تکنیک پالایه زمانی بود. در این روش یاخته‌هایی که مودیس بر روی آن‌ها ابر گزارش می‌کرد استخراج شد و روز قبل و بعد همان یاخته‌ها بررسی می‌شد. اگر در روز قبل و بعد، آن یاخته پوشیده از برف باشد، یاخته ابری در روز مورد بررسی نیز به یاخته برفی تبدیل خواهد شد. برای حذف مؤثرتر ابرناکی، این روش در پنجره‌های زمانی ۱ تا ۵ روزه بر روی داده‌ها اعمال شد. به‌کار بستن پالایه توسط برخی پژوهشگران (دایاتز و همکاران، ۲۰۱۳؛ زانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ گی‌فورو و باردوسی، ۲۰۰۹) پیشنهاد شده است. از آنجا که ۵ کاشی کل گستره ایران را می‌پوشاند و در هر یک از کاشی‌ها ۵،۷۶۰،۰۰۰ یاخته وجود داشت و اینکه داده‌های دو سنجنده برای کل دوره مورد مطالعه استفاده شد، همه این عوامل موجب شد تا فرایند محاسبه و پردازش داده‌ها جزو بخش‌های بسیار زمان‌بر این پژوهش به‌شمار آید. کلیه مراحل محاسبات به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی در نرم‌افزار MATLAB و در آزمایشگاه آب‌وهواشناسی دانشگاه اصفهان انجام پذیرفت. پس از آماده‌سازی و ساخت پایگاه پوشش برف، فرایند پردازش و محاسبه انباشت و گدازش برف انجام پذیرفت. در گام نخست داده‌های پوشش برف به‌صورت سال آبی درآمد؛ یعنی اینکه داده‌های روزانه پوشش برف بر روی ایران به‌صورت سال آبی در آرایه‌های جداگانه ساخته شد. در مرحله بعدی بر روی هر یک از یاخته‌هایی که گستره ایران را می‌پوشاند نخستین روزی که برف توسط سنجنده مودیس گزارش می‌شد استخراج و آن روز به‌عنوان شروع فصل برف بر روی یاخته مورد نظر ثبت می‌شد و در نهایت آرایه‌ای در ابعاد ۱×۷۵۴۱۵۰۲ ساخته شد که بر روی هر یک از ستون‌های روز مربوط به اولین بارش برف ثبت شده است. این فرایند بر روی ۱۸ سال داده موجود تکرار شد و در نهایت از کل سال‌های مورد محاسبه، که هر یک در آرایه‌های جداگانه تولید شده بودند، میانگین‌گیری شد و یک آرایه به‌عنوان آرایه میانگین بلندمدت زمان‌بندی آغاز پوشش برف تولید شد. همین فرایند به‌منظور محاسبه گدازش پوشش برف انجام پذیرفت؛ اما به جای محاسبه اولین روزی که زمین از برف پوشیده می‌شود آخرین روزی که زمین پوشیده از برف است و پس از آن دیگر برفی بر روی زمین دیده نمی‌شود بر روی هر یک از یاخته‌ها و به تفکیک هر یک از سال‌ها محاسبه شد و در نهایت نیز میانگین بلندمدت گدازش برف از روی ۱۸ آرایه تولید شده، که نماینده هر یک از سال‌ها بودند، محاسبه شد. همچنین، مدل رقومی ارتفاع در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر و در سیستم تصویر سینوسی هماهنگ با داده‌های پوشش برف از تارنمای سازمان فضایی ایالات متحده برای ۵ کاشی به‌کارگرفته داده‌های پوشش برف دریافت شد.

منطقه مورد مطالعه

در پژوهش حاضر منطقه مورد مطالعه کل گستره ایران است. اما از آنجا که یافته‌های پیشین نشان می‌دهد، از ارتفاع ۱۷۰۰ متر به بالا شرایط برای انباشت پوشش برف مهیا می‌شود (کیخسروی کیانی و مسعودیان، ۱۳۹۵). بنابراین، بررسی‌های مربوط به انباشت و گدازش برف برای پهنه‌هایی انجام گرفته که دارای ارتفاع ۱۷۰۰ متر و بیشتر هستند. همچنین، از آنجا که دشت‌های کم‌ارتفاع در ایران نوعاً دارای پوشش‌های نمکی هستند سنجنده مودیس ممکن است به اشتباه این پوشش‌ها را به‌عنوان برف بازشناسد. بنابراین، بر پایه این دو دلیل تنها گستره‌هایی از ایران که دارای ارتفاعی برابر و بیشتر از ۱۷۰۰ متر بودند بررسی شدند (شکل ۱).



شکل ۱. مدل رقومی ارتفاع گستره‌هایی از ایران با ارتفاع ۱۷۰۰ متر و بیشتر

صحت‌سنجی داده‌های سنجنده مودیس

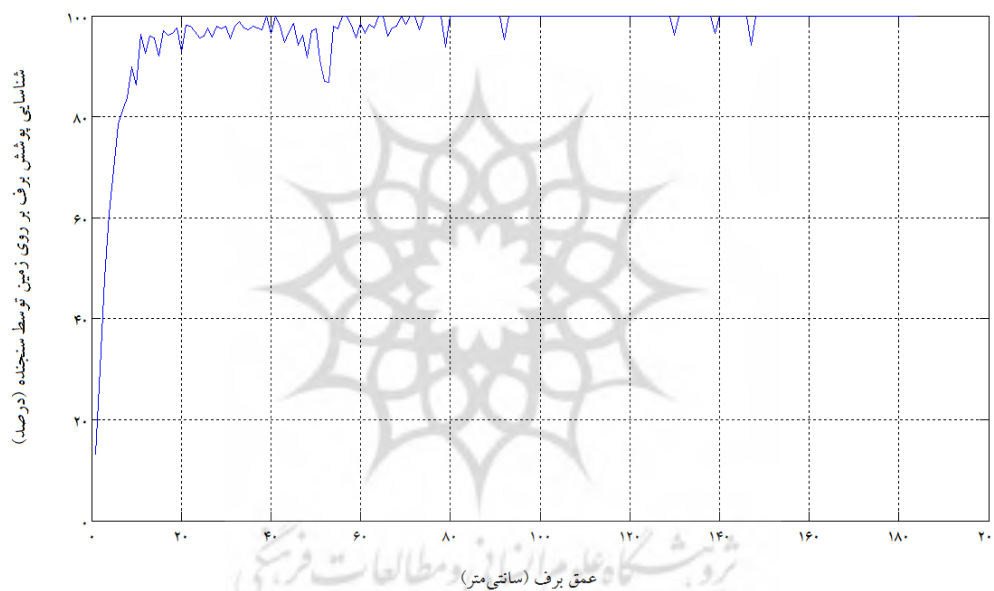
به‌منظور صحت‌سنجی داده‌های نسخه ششم سنجنده مودیس بر روی ایران، داده‌های عمق برف تعداد ۹۱ ایستگاه همدید برای دوره زمانی ۲۰۰۰/۱/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱ بر روی کشور به‌کار گرفته شد. در جدول ۱ نام ایستگاه‌ها همراه با مختصات دقیق آن‌ها آورده شده است. در گام اول کلیه مشاهدات ایستگاه‌ها به صورت یک ماتریس چیدمان شد و عمق‌های برف زیر ۱ سانتی‌متر نیز از سری داده‌ها حذف شد که در این حالت تعداد ۳۳۰۴۷ مشاهده باقی ماند. به‌منظور محاسبه نرخ شناسایی پوشش برف بر روی زمین توسط سنجنده مودیس نخست فاصله هر یک از ایستگاه‌ها نسبت به نزدیک‌ترین یاخته سنجنده مودیس محاسبه شد و شماره سطر و ستون متناظر با نزدیک‌ترین یاخته نیز استخراج شد. به‌منظور محاسبه درصد درستی برآورد سنجنده مودیس در شرایط آسمان صاف و بی‌ابر، روزهای ابری بر روی هر یک از ایستگاه‌ها (یاخته‌های نماینده) شناسایی و داده‌های عمق برف مربوط به روزهای ابری از فرایند محاسبات کنار گذاشته شد که در این حالت تعداد ۲۴۶۹۴ رکورد از ۳۳۰۴۷ مشاهده باقی ماند که این تعداد مشاهده مبنای داوری ما برای ارزیابی داده‌های مودیس بر روی ایران بود. سپس، به کمک عملیات‌های برنامه‌نویسی هر یک از مشاهدات (داده‌های

عمق برف هر ایستگاه) با نزدیک‌ترین یاخته سنجنده مقایسه می‌شد. اگر سنجنده هم بر روی آن ایستگاه پوشش برف شناسایی می‌کرد، برای آن روز- ایستگاه عدد ۱ ثبت می‌شد و اگر سنجنده چیز دیگری شناسایی کرده بود، عدد ۰ ثبت می‌شد، که اعداد ۱ و ۰ به ترتیب نماینده برآورد درست و برآورد نادرست سنجنده‌اند. این فرایند بر روی تعداد ۲۴۶۹۴ مشاهده تکرار شد. در گام بعدی، به منظور بررسی تأثیر عمق برف بر روی صحت داده‌های مودیس به تفکیک هر یک از عمق‌های برف، درصد شناسایی پوشش برف توسط سنجنده محاسبه شد که نتایج این محاسبات در نمودار شکل ۲ به نمایش گذاشته شده است.

جدول ۱ نام ایستگاه‌های به کارگرفته در فرایند راستی‌آزمایی سنجنده مودیس همراه با مختصات طول و عرض جغرافیایی

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
اهر	۴۷،۰۵	۳۸،۴۹	قم	۵۰،۸۵	۳۴،۷۷	تویسرکان	۴۸،۴۳	۳۴،۵۵
مشکین شهر	۴۷،۶۸	۳۸،۳۸	کنگاور	۴۷،۹۹	۳۴،۵۰	چالدران	۴۴،۴۱	۳۹،۰۶
تبریز	۴۶،۲۵	۳۸،۱۳	قروه	۴۷،۷۹	۳۵،۱۸	هریس	۴۷،۱۰	۳۸،۲۷
اردبیل	۴۸،۳۳	۳۸،۲۲	نورآباد (لرستان)	۴۸،۰۰	۳۴،۰۴	نمین	۴۸،۴۹	۳۸،۴۲
سراب	۴۷،۵۱	۳۷،۹۴	بروجرد	۴۸،۷۶	۳۳،۹۱	بستان‌آباد	۴۶،۸۴	۳۷،۸۵
ارومیه	۴۵،۰۶	۳۷،۶۶	ملایر	۴۸،۸۶	۳۴،۲۵	آوج	۴۹،۲۲	۳۵،۴۶
خلخال	۴۸،۵۴	۳۷،۶۱	ایلام	۴۶،۴۰	۳۳،۵۹	طالقان	۵۰،۷۷	۳۶،۱۸
بجنورد	۵۷،۲۰	۳۷،۴۹	الیگودرز	۴۹،۷۰	۳۳،۴۱	خیرآباد	۴۸،۷۶	۳۶،۵۳
پیرانشهر	۴۵،۱۵	۳۶،۷۰	داران	۵۰،۴۱	۳۲،۹۹	بلده	۵۱،۸۰	۳۶،۲۰
سردهشت	۴۵،۴۹	۳۶،۱۵	خور و بیابانک	۵۵،۰۸	۳۳،۷۷	فیروزکوه- آلودگی	۵۲،۵۹	۳۵،۷۰
سقز	۴۶،۳۱	۳۶،۲۲	طیس	۵۶،۹۵	۳۳،۶۰	شهمیرزاد	۵۳،۳۵	۳۵،۷۸
تکاب	۴۷،۱۰	۳۶،۴۰	فردوس	۵۸،۱۸	۳۴،۰۳	تفرش	۵۰،۰۴	۳۴،۶۸
زنجان	۴۸،۵۲	۳۶،۶۶	کوه‌رنگ	۵۰،۱۳	۳۲،۴۶	نطنز	۵۱،۹۳	۳۳،۴۹
قزوین	۵۰،۰۴	۳۶،۲۴	شهرکرد	۵۰،۸۴	۳۲،۲۹	کمیجان	۴۹،۳۱	۳۴،۷۱
خدابنده	۴۸،۵۹	۳۶،۱۴	جیرنده	۴۹،۸۰	۳۶،۷۱	کهنک	۵۰،۸۷	۳۴،۴۰
سیاه‌بیشه	۵۱،۳۰	۳۶،۲۳	بیرجند	۵۹،۲۸	۳۲،۸۹	درود	۴۹،۰۰	۳۳،۵۲
شاهرود	۵۴،۹۳	۳۶،۳۸	شهرضا	۵۱،۸۱	۳۱،۹۸	ازنا	۴۹،۴۱	۳۲،۴۵
قوچان	۵۸،۴۵	۳۷،۱۲	گاریز	۵۴،۱۰	۳۱،۳۱	میمه	۵۱،۱۷	۳۳،۴۵
مشهد	۵۹،۶۳	۳۶،۲۴	آباده	۵۲،۶۲	۳۱،۲۰	بروجن	۵۱،۳۰	۳۱،۹۸
نیشابور	۵۸،۸۲	۳۶،۲۱	یزد	۵۴،۲۹	۳۱،۹۰	دلیجان	۵۰،۶۹	۳۳،۹۸
سندج	۴۷،۰۱	۳۵،۲۶	فریمان	۵۹،۸۴	۳۵،۶۶	خوانسار	۵۰،۳۲	۳۳،۲۱
بیجار	۴۷،۶۲	۳۵،۸۹	اقلید	۵۲،۶۸	۳۰،۸۷	فریدونشهر	۵۰،۱۳	۳۲،۹۴
زرینه	۴۶،۹۱	۳۶،۰۶	یاسوج	۵۱،۵۵	۳۰،۷۰	ورزنه	۵۲،۶۶	۳۲،۴۳
کرج	۵۰،۹۵	۳۵،۸۱	کرمان	۵۶،۹۶	۳۰،۲۵	فارسان	۵۰،۵۶	۳۲،۲۶
آبعلی	۵۱،۹۹	۳۵،۷۷	شیراز	۵۲،۶۰	۲۹،۵۴	سمیرم	۵۱،۵۵	۳۱،۴۲
فیروزکوه	۵۲،۷۴	۳۵،۷۵	لاله‌زار	۵۶،۸۲	۲۹،۵۱	ایزدخواست	۵۲،۱۳	۳۱،۵۳
تربت حیدریه	۵۹،۲۱	۳۵،۳۳	بافت	۵۶،۵۸	۲۹،۲۴	دهدز	۵۰،۲۸	۳۱،۷۱
کرمانشاه	۴۷،۱۵	۳۴،۳۵	صفاشهر	۵۳،۱۶	۳۰،۵۹	ایرکوه	۵۳،۲۳	۳۱،۱۲
همدان	۴۸،۵۳	۳۴،۸۷	زاهدان	۶۰،۹۰	۲۹،۴۷	سی سخت	۵۱،۴۷	۳۰،۸۴
اراک	۴۹،۷۸	۳۴،۰۷	نیریز	۵۴،۳۵	۲۹،۱۹	پوانات	۵۳،۶۱	۳۰،۴۸
						سپیدان	۵۲،۰۱	۳۰،۲۳

همان‌گونه که دیده می‌شود، هرچه بر عمق برف افزوده می‌شود سنجنده مودیس نیز می‌تواند پوشش‌های برفی را با دقت بالاتری شناسایی کند. به گونه‌ای که با رسیدن عمق برف به حدود ۵ سانتی‌متر، سنجنده نیز در ۸۰ درصد از مواقع توانسته است چنین برفی را بر روی زمین شناسایی کند و با افزایش عمق برف به‌طور چشم‌گیری بر نرخ شناسایی در سنجنده مودیس نیز افزوده می‌شود. یافته‌های این پژوهش با نتایج کار دیگر پژوهشگران، که نشان داده‌اند با افزایش عمق برف بر روی زمین سنجنده مودیس می‌تواند پوشش‌های برفی را به‌طور مؤثرتری شناسایی کند، کاملاً دارای هماهنگی و انطباق است (لیانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ آلت و همکاران، ۲۰۰۶؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۸). برای نمونه، بررسی‌های پو و همکاران (۲۰۰۷) در منطقه فلات تبت نشان می‌دهد سنجنده مودیس با ۹۰ درصد اطمینان می‌تواند پوشش‌های برفی را شناسایی کند؛ اما هنگامی که ژرفای برف به کمتر از ۴ سانتی‌متر برسد توانایی این سنجنده نیز به کمتر از ۷۵ درصد می‌رسد. در مواردی که ژرفای برف بیش از ۱۴ سانتی‌متر بود توانایی سنجنده در بازشناختن برف از دیگر رویه‌ها به ۱۰۰ درصد می‌رسید (پو و همکاران، ۲۰۰۷: ۳).



شکل ۲. نرخ شناسایی پوشش برف سنجنده مودیس در عمق‌های مختلف برف

یافته‌های پژوهش

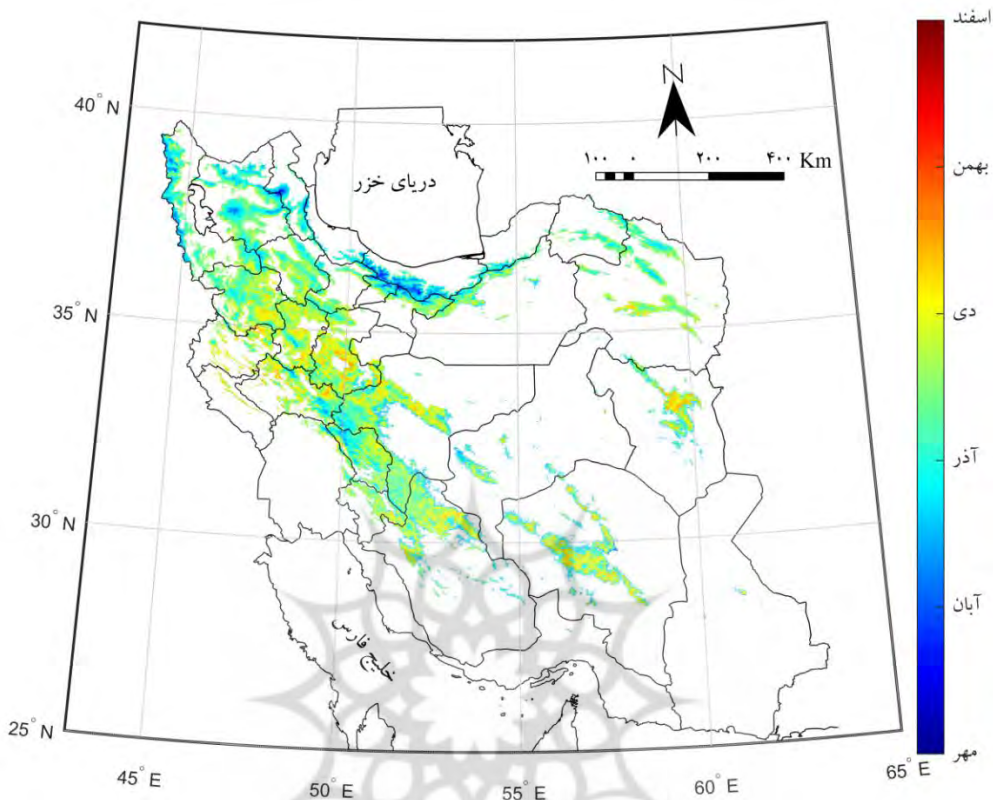
به‌منظور ارائه بهتر یافته‌های پژوهش و دسته‌بندی آن‌ها، محاسبات مربوط به زمان‌بندی انباشت و گدازش پوشش برف در ایران به‌صورت مکانی و زمانی و برای هر یک از فراسنج‌های انباشت و گدازش آورده شده است.

میانگین بلندمدت مکانی و زمانی زمان‌بندی انباشت پوشش برف در ایران

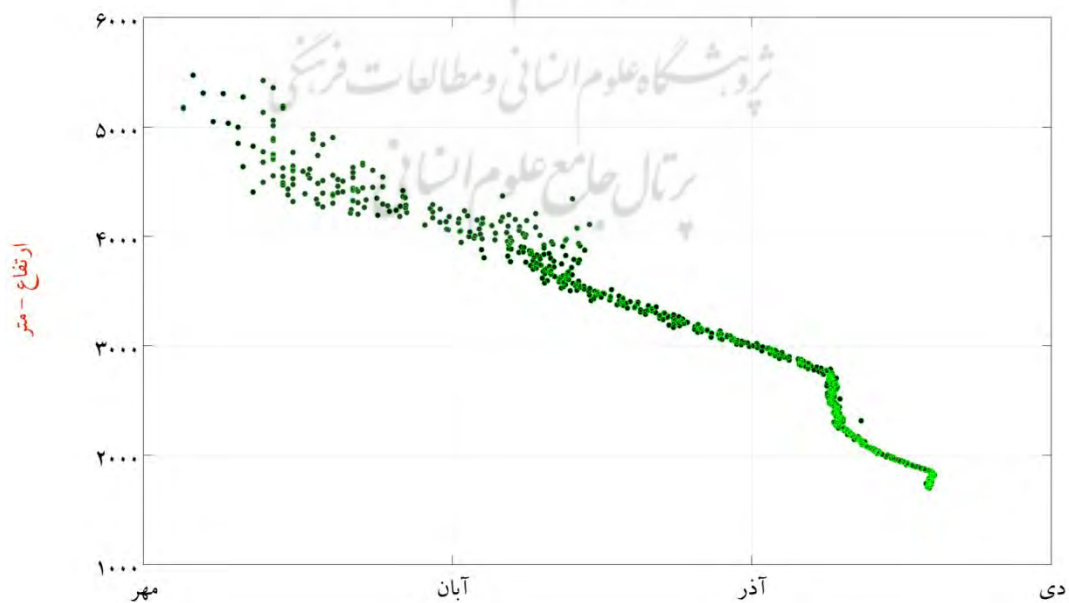
بررسی آب‌وهواشناسی انباشت پوشش برف در ایران نشان می‌دهد میان نخستین روزی که زمین از برف پوشیده می‌شود و ارتفاع از تراز دریا رابطه بسیار نیرومندی دیده می‌شود. به عبارت دیگر، اولین روزهای برف‌پوشان در بلندترین ارتفاعات رخ می‌دهد و آرام‌آرام با حرکت به سوی پاییز به سمت نقاط کم‌ارتفاع‌تر کشیده می‌شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد نخستین روزهای برف‌پوشان در دهه اول مهرماه بر روی بلندی‌های البرز و ارتفاعات سبلان در شمال غرب دیده می‌شود. شروع روزهای برف‌پوشان در دیگر ارتفاعات شمال غرب از حدود نیمه دوم و اواخر ماه مهر آغاز می‌شود. آغاز فصل برف‌پوشان

بر روی بلندی‌های زاگرس مرکزی از حدود دهه اول آبان ماه بوده و تا اواخر آذرماه بسیاری از ارتفاعات پایین‌تر را نیز دربر می‌گیرد (شکل ۳). به‌نظر می‌رسد علت تأخیر شروع فصل برف‌پوشان بر روی ارتفاعات زاگرس در قیاس با ارتفاعات شمالی و شمال غربی کشور به‌سبب تأخیر در بارش‌های پاییزه نسبت به مناطق یادشده است و نه الزاماً گرم‌تر بودن هوا، زیرا برای نشست پوشش برف رخداد بارش شرط لازم و سرمایه مناسب شرط کافی است. اما برای نمایش بهتر وضعیت شروع فصل روزهای برف‌پوشان محاسبات مربوط به رفتار زمانی فصل انباشت پوشش برف نیز انجام شده است. برای این منظور، بر روی هر یک از کمربندهای ارتفاعی در گام‌های ارتفاعی ۵ متر میانگین روزی که زمین از برف پوشیده می‌شود (روز ژولینی بر پایه اول مهر) محاسبه شد. به بیان دیگر، بر روی ۷۶۰ کمربند ارتفاعی از تراز ارتفاعی ۱۷۰۰ متر تا ۵۵۰۰ متر محاسبات انجام پذیرفت. یافته‌ها نشان می‌دهد اولین مناطقی از کشور که در اوایل مهرماه از برف پوشیده می‌شوند دارای ارتفاعی بیش از ۵۰۰۰ متر می‌باشند. اما در اواخر مهر و اول ماه آبان ارتفاعات ۴۱۰۰ متری نیز اولین برف خود را دریافت می‌کنند و در واقع ظرف یک ماه از اول مهر تا اول آبان برف‌مرز نزدیک به ۱۰۰۰ متر پایین‌تر آمده و در ارتفاعات ۴۱۰۰ متر نمایان می‌شود. از اول آبان‌ماه تا پایان دهه اول این ماه ارتفاع اولین نقاطی که پوشیده از برف می‌شوند از حدود ۴۱۰۰ متر در اول آبان به ۳۵۰۰ متر در پایان دهه اول می‌رسد. اما از آغاز دهه دوم آبان‌ماه تا اول آذرماه ارتفاع مناطقی که برای نخستین بار پوشش برف خود را دریافت می‌کنند نزدیک به ۵۰۰ متر پایین می‌آید، به عبارت روشن‌تر، یعنی ارتفاع برف‌مرز از حدود ارتفاع ۳۵۰۰ متر به ارتفاع ۳۰۰۰ متر کشیده می‌شود. در بازه زمانی تقریبی هفته اول آذر ارتفاع نقاطی که اولین بار از برف پوشیده می‌شوند از ارتفاع ۳۰۰۰ متر به ۲۷۵۰ متری کشیده می‌شود. اما نکته جالبی که در نمودار شکل ۴ دیده می‌شود این است که در اواخر دهه اول آذرماه ارتفاع اولین مناطقی که از برف پوشیده می‌شوند از ارتفاع ۲۷۵۰ به ۲۳۰۰ متری کاهش می‌یابد. به عبارت روشن‌تر، برف‌مرز نزدیک به ۴۵۰ متر به پایین کشیده می‌شود، که دلیل آن می‌تواند شروع بارش‌ها در کشور به‌صورت فراگیرتر از قبل باشد. از حدود دهه دوم آذر تا حدود اوایل دهه سوم آذرماه نیز به نوبت ارتفاعات ۲۳۰۰ متر تا ۱۷۰۰ متر برای اولین بار از برف پوشیده می‌شوند. از آنجا که یاخته‌هایی که در دامنه ارتفاعی ۳۶۰۰ متر تا ۵۵۰۰ متر قرار دارند در مقایسه با یاخته‌هایی که در ارتفاعات پایین‌تر هستند چندان پُرشمار نیستند، همین مسئله سبب شده تا در این دامنه ارتفاعی (۳۶۰۰-۵۵۰۰ متر) انسجام نیرومندی در رفتار پوشش برف دیده نشود. اما در ارتفاعات ۳۶۰۰ متر به پایین به‌سبب وجود نقاط ارتفاعی بیشتر رفتار زمانی انباشت برف نیز میل به یک رفتار منسجم نموده و یک الگوی به نسبت خطی را نشان می‌دهد. برای اینکه این مسئله را به‌طور روشن‌تری موشکافی کنیم، توزیع فراوانی یاخته‌های ارتفاعی را در تفکیک 500×500 متر در گام‌های ارتفاعی ۵ متری محاسبه کردیم (شکل ۵). همان‌گونه که دیده می‌شود، بخش شایان توجهی از ارتفاعات مورد بررسی در ایران چندان مرتفع نیستند. برای مثال، در کمربند ارتفاعی ۳۸۰۰-۳۸۰۵ متری فقط ۵۰ یاخته وجود دارد. این در حالی است که در گروه ارتفاعی ۲۵۰۰-۲۵۰۵ متری ۴۲۹۵ یاخته قرار دارد. بنابراین، در هنگام عملیات‌های میانگین‌گیری هرچه تعداد مشاهدات بیشتر باشد میانگین‌های به‌دست‌آمده نیز دارای رفتاری پایدارترند. بنابراین، عدم انسجام در نمودارهای مربوط به انباشت و گدازش پوشش برف در طبقات ارتفاعی بالای ۳۵۰۰ و ۳۶۰۰ متر ریشه در همین مسئله دارد. به بیانی بهتر، یعنی اینکه میانگین بلندمدت انباشت و گدازش پوشش برف در این طبقات مرتفع از روی تعداد یاخته‌های کمی که در این گروه‌های ارتفاعی قرار داشته محاسبه شده است. در طی فصل انباشت پوشش برف ارتفاع برف‌مرز با آهنگ متوسط ۵۴ متر در روز به ارتفاعات پایین‌تر کشیده می‌شود (جدول ۲). بیشترین نرخ کاهش ارتفاع برف‌مرز مربوط به ماه آذر با

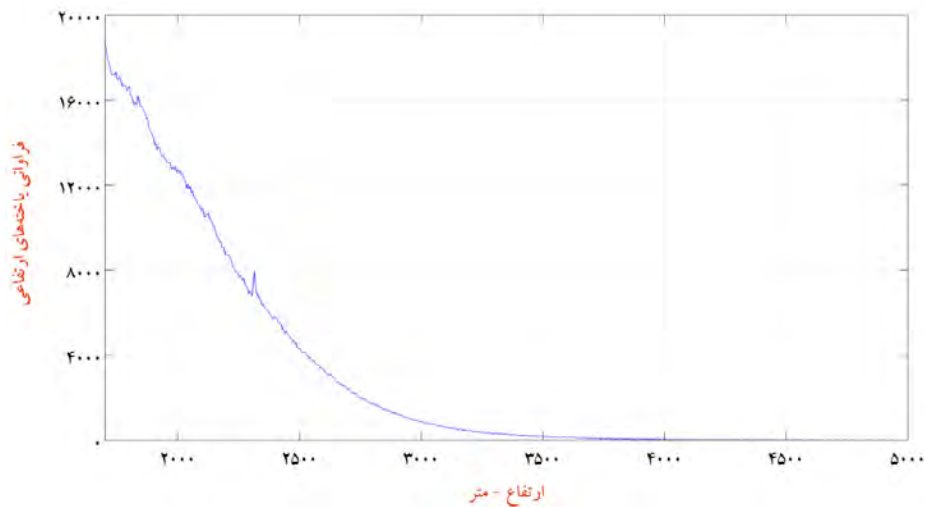
آهنگ -۷۹ متر در روز است؛ زیرا اولاً شرایط مناسب سرمایی در این ماه مهیا است و دوم اینکه معمولاً بارش‌های این ماه نسبت به دو ماه قبل در کشور بسیار فراگیرتر است.



شکل ۳. میانگین بلندمدت زمان بندی انباشت برف در ایران (۱۳۷۹-۱۳۹۷)



شکل ۴. میانگین بلندمدت رفتار زمانی انباشت برف در ایران



شکل ۵. توزیع فراوانی یاخته‌های ارتفاعی در بازه‌های ۵ متری (۱۷۰۰-۵۵۰۰ متر)

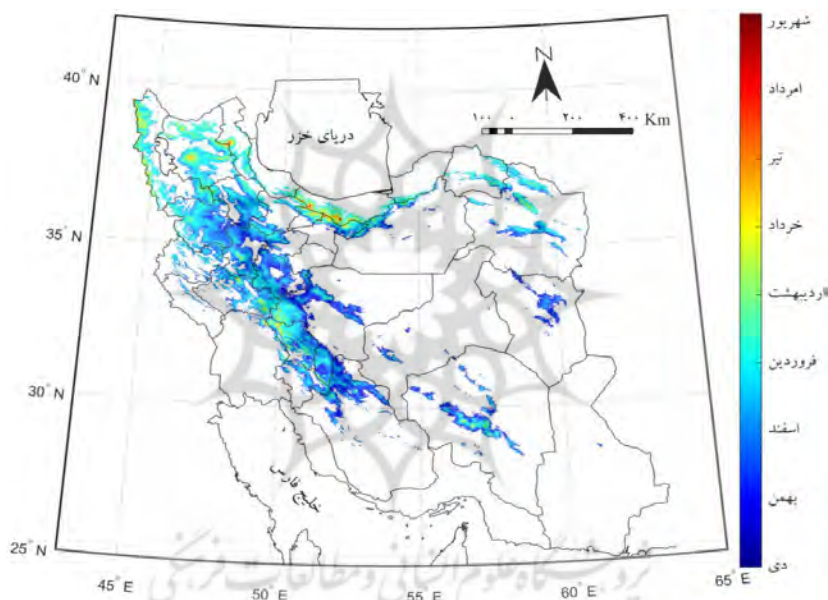
جدول ۲. نرخ تغییرات جابه‌جایی ارتفاع برف‌مرز به تفکیک ماه در فصل انباشت برف همراه با مقادیر همبستگی

ماه	نرخ تغییرات ارتفاع به ازای روز (متر بر روز)	ضریب همبستگی بین ارتفاع - اولین روز برف‌پوشان
مهر	-۴۰٫۸۵	-۰٫۷۹
آبان	-۴۱٫۳۵	-۰٫۹۳
آذر	-۷۹	-۰٫۹۵
میانگین	۵۲٫۷	۰٫۸۹

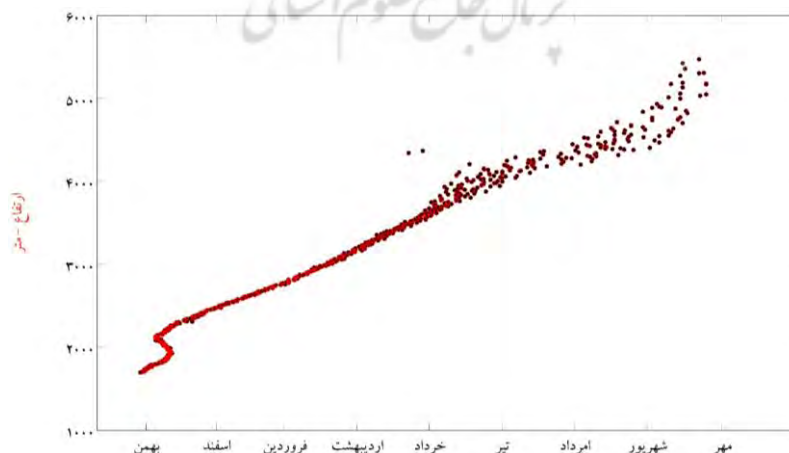
میانگین بلندمدت مکانی و زمانی زمان‌بندی گدازش پوشش برف در ایران

بررسی میانگین بلندمدت گدازش پوشش برف در ایران نشان می‌دهد میان ارتفاع و آخرین روزی که زمین دارای پوشش برف است ارتباط بسیار نیرومندی وجود دارد. بررسی‌ها نشان می‌دهد به‌طور میانگین آخرین روزی که زمین دارای پوشش برفی بوده و دیگر پس از آن برفی بر روی زمین دیده نمی‌شود از ارتفاعات پایین‌تر شروع شده و آرام‌آرام به ارتفاعات بالاتر مهاجرت می‌کند. برای نمونه، در مناطق کم‌ارتفاع‌تر کوهپایه‌های زاگرس پوشش برف موجود بر روی زمین در نیمه‌های بهمن‌ماه آب می‌شود و پس از این زمان این کمربندهای ارتفاعی دیگر پوشش برفی بر خود نمی‌بینند. در مناطق مرتفع‌تر همین مناطق به‌سبب سردتر بودن هوا آخرین روزی که زمین دارای پوشش برفی است در اواخر زمستان دیده می‌شود. این در حالی است که در بلندی‌های زردکوه تا اواخر خردادماه و حتی اوایل تیرماه نیز پوشش برف وجود دارد و پس از آن این بلندی‌ها نیز پوشش برفی خود را از دست می‌دهند (شکل ۶). بر روی رشته‌کوه‌های البرز به‌سبب داشتن ارتفاع بیشتر و عرض جغرافیایی بالاتر پوشش‌های برفی حتی در برخی مناطق تا اواخر مرداد و اوایل شهریورماه نیز دوام می‌آورند. برای بررسی رفتار زمانی گدازش پوشش برف، همان فرایندی که برای محاسبه رفتار انباشت پوشش برف انجام پذیرفت نیز تکرار شد. یعنی بر روی کمربندهای ارتفاعی در گام ارتفاعی ۵ متر میانگین روزی که زمین برای آخرین بار از برف پوشیده است محاسبه شد. بررسی نمودار زمانی گدازش پوشش برف نشان می‌دهد به‌طور کلی با حرکت به سوی فصل بهار پوشش برف نیز به ارتفاعات بالاتر مهاجرت می‌کند؛ به گونه‌ای که از حدود ۵ بهمن فصل گدازش پوشش برف از ارتفاعات ۲۱۰۰ متر شروع می‌شود و به‌صورت یک الگوی منظم و خطی به سوی ارتفاعات بالاتر مهاجرت می‌کند (شکل ۷). نکته جالبی که از نمودار زمان‌بندی گدازش پوشش برف می‌توان به‌روشنی دریافت این است که آهنگ جابه‌جایی حرکت برف‌مرز به ارتفاعات بالاتر در واحد زمان در مقایسه با

حرکت آن به سوی ارتفاعات پایین‌تر در فصل انباشت برف کندتر است. این مسئله را می‌توان به سبب نقش بسیار مؤثر عامل دما در فصل گدازش دانست. اما در فصل انباشت پوشش برف، سازوکار دو فراسنج دما و بارش به حرکت برف‌مرز به ارتفاعات پایین‌تر منجر می‌شود. به عبارت روشن‌تر، یک ناهنجاری منفی دمایی همراه بارش سبب می‌شود ارتفاع برف‌مرز به‌طور ناگهانی پایین‌تر بیاید. در جدول ۳ تغییرات ارتفاع برف‌مرز به تفکیک هر یک از ماه‌ها آورده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، آهنگ جابه‌جایی برف‌مرز به ارتفاعات بالاتر در ماه‌های گدازش پوشش برف در مقایسه با فصل انباشت بسیار کندتر است. در فصل گدازش پوشش برف به‌طور مینگین به ازای هر روز ارتفاع برف‌مرز حدود ۱۵ متر در روز افزایش می‌یابد. همان‌طور که پیش‌تر نیز گفته شد، از آنجا که یاخته‌هایی که در دامنه ارتفاعی ۳۶۰۰ متر تا ۵۵۰۰ متر قرار دارند در مقایسه با یاخته‌هایی که در ارتفاعات پایین‌تر هستند چندان پُرشمار نیستند. همین مسئله سبب شده تا در این دامنه ارتفاعی (۳۶۰۰-۵۵۰۰ متر) انسجام نیرومندی در رفتار پوشش برف دیده نشود. اما در ارتفاعات ۳۶۰۰ متر به پایین به سبب وجود نقاط ارتفاعی بیشتر، رفتار زمانی گدازش برف نیز میل به یک رفتار منسجم کرده و یک الگوی به نسبت خطی را نشان می‌دهد.



شکل ۶. میانگین بلندمدت زمان بندی گدازش پوشش برف در ایران (۱۳۷۹-۱۳۹۷)



شکل ۷. میانگین بلندمدت رفتار زمانی گدازش پوشش برف در ایران

جدول ۳. نرخ تغییرات جابه‌جایی ارتفاع برف‌مرز به تفکیک ماه در فصل گدازش برف همراه مقادیر همبستگی

ماه	نرخ تغییرات ارتفاع به ازای روز (متر بر روز)	ضریب همبستگی بین ارتفاع - اولین روز برف پوشان
دی	۱۱٫۷	۰٫۷۸
بهمن	۲۴٫۴	۰٫۸
اسفند	۱۰٫۳	۱٫۰
فروردین	۱۳٫۰	۰٫۹۹
اردیبهشت	۱۶٫۲	۰٫۷۷
خرداد	۱۴٫۲	۰٫۸۱
تیر	۷٫۲	۰٫۶۹
امرداد	۱۰٫۲	۰٫۶۲
شهریور	۲۶٫۲	۰٫۶۵
میانگین	۱۴٫۸	۰٫۷۹

نتیجه‌گیری

هدف از پژوهش حاضر بررسی آب‌وهواشناسی انباشت و گدازش روزهای برف‌پوشان در ایران است. در همین راستا، نسخه ششم سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا به‌صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰×۵۰۰ متر برای دوره زمانی ۱۳۸۰/۷/۱ تا ۱۳۹۷/۶/۳۱ از تارنمای سازمان فضایی ناسا به‌صورت رقومی دریافت شد. به‌منظور کاهش اثر ابرناکی بر روی داده‌ها، سه تکنیک یک‌کاسه‌سازی داده‌ها، پالایه همسایگی مکانی، و پالایه زمانی با پنجره‌های ۱ تا ۵ روزه بر روی داده‌های خام اولیه اعمال شد و در مرحله آخر نیز بر روی این پایگاه ساخته‌شده میانگین بلندمدت انباشت و گدازش روزهای برف‌پوشان محاسبه شد. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد نخستین روزهای برف‌پوشان در دهه اول مهرماه بر روی بلندی‌های البرز و ارتفاعات سیلان در شمال غرب دیده می‌شود و به تدریج برف‌مرز با آهنگ ۵۴ متر در روز طی ماه‌های مهر تا آذر به ارتفاعات پایین‌تر کشیده می‌شود. اما در ماه‌های گدازش پوشش برف، که مشتمل بر ماه‌های دی تا شهریور است، برف‌مرز با نرخ تقریبی ۱۵ متر در روز به ارتفاعات بالاتر مهاجرت می‌کند. دلیل نرخ کندتر مهاجرت برف‌مرز به ارتفاعات بالاتر در فصل گدازش را می‌توان به سبب نقش بسیار مؤثر عامل دما در فصل گدازش دانست. اما در فصل انباشت پوشش برف، سازوکار دو فراسنج دما و بارش به حرکت برف‌مرز به ارتفاعات پایین‌تر منجر می‌شود. به عبارت دیگر، یک ناهنجاری منفی دمایی همراه بارش سبب می‌شود برف‌مرز به‌طور ناگهانی به ارتفاعات پایین‌تر کشیده شود. در پژوهش‌های آینده می‌بایست نقش تغییرات دما و بارش در آهنگ جابه‌جایی برف‌مرز را بررسی کرد و اینکه در سال‌های گرم یا سرد نرخ مهاجرت برف‌مرز به ارتفاعات بالاتر چگونه تغییر می‌کند و به عبارت دیگر نقش گرمایش جهانی بر روی جابه‌جایی فصول انباشت و گدازش برف و تغییرات مربوط به ارتفاع برف‌مرز چگونه است یا اینکه چه الگوهای دورپیوندی می‌تواند زمان‌بندی انباشت و گدازش برف را دست‌خوش تغییر کند. همه این‌ها پرسش‌هایی است که می‌بایست در مطالعات آینده به آن‌ها پرداخته شود.

سپاس‌گزاری

این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی دوره پسادکتری با حمایت مالی دانشگاه اصفهان است.

منابع

- مسعودیان، ا. و کیخسروی کیانی، م. ص. (۱۳۹۶). ارزیابی تغییرات روزهای همراه با پوشش برف در گروه‌های ارتفاعی حوضه زاینده‌رود، مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۶(۱۱): ۳۳-۴۶.
- کیخسروی کیانی، م. ص و مسعودیان، ا. (۱۳۹۵). واکاوی پیوند روزهای برف‌پوشان با ارتفاع، شیب، و وجه شیب در ایران زمین، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۱: ۱-۱۴.
- عزیزی، ق.؛ رحیمی، م.؛ محمدی، ح. و خوش‌اخلاق، ف. (۱۳۹۶). تغییرات زمانی- مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۳(۴۹): ۳۸۱-۳۹۳.
- میرموسوی، ح. و صبور، ل. (۱۳۹۳). پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس در منطقه شمال غرب ایران، مجله جغرافیا و توسعه، ۳۵: ۱۸۱-۲۰۰.
- Akyurek, Z.; Hall, D. K.; Riggs, G. A. and Sensoy, A. (2010). Evaluating the utility of the ANSA blended snow cover product in the mountains of eastern Turkey. *International journal of remote sensing*, 31(14): 3727-3744.
- Ault, T. W.; Czajkowski, K. P.; Benko, T.; Coss, J.; Struble, J.; Spongberg, A., ... Gross, C. (2006). Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment*, 105(4): 341-353.
- Bergeron, J.; Royer, A.; Turcotte, R. and Roy, A. (2013). Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring streamflow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological processes*, 28(16): 4626-4639.
- Brahmbhatt, R. M.; Bahuguna, I.; Rathore, B.; Kulkarni, A.; Shah, R. and Nainwal, H. (2012). Variation of snowline and mass balance of glaciers of Warwan and Bhut basins of western Himalaya using remote sensing technique. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 40(4): 629-637.
- Dietz, A.; Conrad, C.; Kuenzer, C.; Gesell, G. and 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. and 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.
- Dozier, J.; Painter, T. H.; Rittger, K. and Frew, J. E. (2008). Time-space continuity of daily maps of fractional snow cover and albedo from MODIS. *Advances in Water Resources*, 31(11): 1515-1526.
- Gafurov, A. and Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7): 1361-1373.
- Kaur, R.; Kulkarni, A. V. and Chaudhary, B. (2010). Using RESOURCESAT-1 data for determination of snow cover and snowline altitude, Baspa Basin, India. *Annals of Glaciology*, 51(54): 9-13.
- Ke, C.-Q. and Liu, X. (2014). MODIS-observed spatial and temporal variation in snow cover in Xinjiang, China. *Climate Research*, 59(1): 15-26.
- Khadka, D.; Babel, M. S.; Shrestha, S. and Tripathi, N. K. (2014). Climate change impact on glacier and snow melt and runoff in Tamakoshi basin in the Hindu Kush Himalayan (HKH) region. *Journal of hydrology*, 511: 49-60.

- Lampkin, D. J. and Yool, S. R. (2004). Monitoring mountain snowpack evolution using near-surface optical and thermal properties. *Hydrological processes*, 18(18): 3527-3542.
- Liang, T.; Zhang, X.; Xie, H.; Wu, C.; Feng, Q.; Huang, X. and Chen, Q. (2008). Toward improved daily snow cover mapping with advanced combination of MODIS and AMSR-E measurements. *Remote Sensing of Environment*, 112(10): 3750-3761.
- Maskey, S.; Uhlenbrook, S. and Ojha, S. (2011). An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data. *Climatic Change*, 108(1-2): 391.
- McFadden, E.; Ramage, J. and Rodbell, D. (2011). Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986-2005. *The Cryosphere*, 5(2): 419.
- Parajka, J. and Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal combination of MODIS images—potential for snow cover mapping. *Water Resources Research*, 44(3).
- Pu, Z.; Xu, L. and Salomonson, V. V. (2007). MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau. *Geophysical Research Letters*, 34(6).
- Rodell, M. and Houser, P. (2004). Updating a land surface model with MODIS-derived snow cover. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6): 1064-1075.
- Seidel, K.; Ehrlert, C.; Martinec, J. and Turpin, O. (1997). Derivation of statistical snowline from high resolution snow cover mapping. Paper presented at the EARSel Workshop: Remote Sensing of Land Ice and Snow.
- Sharma, V.; Mishra, V. and Joshi, P. (2012). Snow cover variation and streamflow simulation in a snow-fed river basin of the Northwest Himalaya. *Journal of Mountain Science*, 9(6): 853-868.
- She, J.; Zhang, Y.; Li, X. and 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.
- Shi, J. (2012). An automatic algorithm on estimating sub-pixel snow cover from MODIS. *Quat. Sci*, 32(1): 6-15.
- Wang, X. and 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. and Liang, T. (2008). Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China. *Remote Sensing of Environment*, 112(4): 1497-1513.
- Wang, X.; Xie, H.; Liang, T. and 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. and Kang, S. (2012). Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001–2010). *Water Resources Research*, 48(10).