

جغرافیا و توسعه شماره ۴۹ زمستان ۱۳۹۶

وصول مقاله : ۱۳۹۵/۰۵/۱۵

تأیید نهایی : ۱۳۹۵/۱۰/۰۸

صفحات : ۱۸۹-۲۰۴

## واکاوی نقش دمای رویه زمین در پراکنش پوشش برف در ایران به کمک داده‌های ماهواره‌ای

محمدصادق کیخسروی کیانی<sup>۱</sup>، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان<sup>۲\*</sup>

### چکیده

هدف از پژوهش کنونی، بررسی نقش دمای رویه زمین در پراکنش روزهای برف پوشان در ایران است. در گام نخست داده‌های دمای رویه زمین سنجنده مودیس ماهواره ترا از تارنمای ناسا برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ در تفکیک مکانی ۱×۱ کیلومتری دریافت شد. برای بررسی پوشش برف کشور نیز از داده‌های سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا برای بازه زمانی ۱۳۹۳-۱۳۸۲ در تفکیک مکانی ۵۰۰ × ۵۰۰ بهره گرفته شد. پس از آماده‌سازی داده‌ها در محیط نرم‌افزار مت‌لب، به کمک مدل رقومی ارتفاع (Dem) ایران برای هر یک از گروه‌های ارتفاعی در گام‌های ارتفاعی یک متری میانگین سالانه دما محاسبه شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد، مناطقی که میانگین سالانه دمای رویه آن‌ها کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس است، برای نشست پوشش برف به‌طور نسبی مهیا هستند و از ارتفاع ۱۷۰۰ به بالا دمای رویه زمین در ایران به کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس می‌رسد. واکاوی پیوند میان شمار روزهای برف پوشان با میانگین دمای رویه زمین آشکار ساخت، دمای رویه زمین در مناطقی از ایران که به‌طور میانگین هیچ گونه پوشش برفی ندارد، ۳۷ درجه سلسیوس است و بیشترین شمار روزهای برف پوشان در کشور در مناطقی است که میانگین سالانه دمای رویه آن‌ها صفر درجه سلسیوس است. کلیدواژه‌ها: دمای روی زمین، روزهای برف پوشان، سنجنده مودیس ترا، سنجنده مودیس آکوا، ایران.

## مقدمه

Wan et al, 2004; 261; Galve et al, 2007: 27  
Wan, 2008: 65

واکاو‌های لانگر و همکاران (۲۰۱۰) و وسترن و همکاران (۲۰۱۱) نشان می‌دهد خطای دمای سنجنده مودیس در مقایسه با اندازه‌گیری‌های میدانی دما کمتر از ۲ درجه کلوین است. با بهره‌گیری از داده‌های برف‌سنجنده مودیس مطالعات گوناگونی انجام گرفته است. برای نمونه در پژوهشی برای واکاو و ویژگی‌های فصلی پوشش برف در منطقه تبت در هیمالیا داده‌های ماهانه سنجنده مودیس در تفکیک  $0.5 \times 0.5$  درجه قوسی و برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ به کار گرفته شد. بررسی ویژگی‌های انباشت و گدازش برف در حوضه‌های ایندوس، گانگا و براهماپوترا نشان داد الگوی سه حوضه همانند یکدیگر است. میزان پوشش برف طی دوره انباشت برف که از ماه اکتبر تا ژوئن ادامه پیدا می‌کند، در حوضه ایندوس از دیگر حوضه‌ها بیشتر است. همچنین آشکار شد دوره گدازش برف در حوضه گانگا از دو حوضه دیگر بلندتر است

(Singh et al, 2014: 446,449)

برای بررسی ویژگی‌های فصلی پوشش برف در مناطق غربی سیچوان در کشور چین، داده‌های سنجنده مودیس در تفکیک زمانی ۸ روزه و برای سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ به کار گرفته شد. یافته‌ها نشان داد، کمترین میزان پوشش برف در ماه آگوست و بیشترین میزان نیز در ماه مارس دیده می‌شود. طی ماه ژانویه تا مارس آهنگ انباشت برف بسیار تند است و طی ماه‌های مارس تا می نیز آهنگ گدازش برف بسیار چشم‌گیر است (Yang et al, 2012: 1334)

در پژوهشی برای بررسی وردش برف‌مرز در حوضه رودخانه ایندوس، داده‌های سنجنده مودیس در بازه زمانی ۸ روزه و در تفکیک مکانی  $0.5 \times 0.5$  درجه طول و عرض جغرافیایی همراه با مدل ارتفاعی (Dem) حوضه به‌کار گرفته شد. یافته‌ها نشان داد ارتفاع خط

پوشش برف رفتارهای متفاوت زمانی و مکانی را از خود بروز می‌دهد (Blöschl, Tani, 1996: 205; 1999: 2149; Yuang and Woo 1999: 1977; Lehning et al, 2008: 1; Manes et al, 2008: 1) ارزیابی درست و مناسب پوشش‌برف در مقیاس‌های خرد و کلان از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است (Anderton et al, 2002: 160) به سبب این‌که در پهنه‌های کوهستانی چگالی ایستگاه‌ها تا آن اندازه نیست که بتوانیم وضعیت پوشش‌های برفی را پایش کنیم بنابراین به منابع دیگر نیاز است. داده‌های دورسنجی پوشش برف راهکار جایگزینی برای به دست آوردن آگاهی و اطلاعات از پوشش‌های برفی در مقیاس منطقه‌ای و جهانی است (Hall et al, 2005: 811; Brown & Armstrong, 2010) منظور، فرآورده‌های دورسنجی گوناگونی از ماهواره‌های زمین‌آهنگ و قطب چرخ به جامعه علمی معرفی شده است (Romanov et al, 2003: 2; De Ruyter et al, 2006: 18; Zhao & Fernandes, 2009: 2; Hall et al, 2010: 496) سال ۲۰۰۰ به منظور تولید نقشه روزانه پوشش برف به کار گرفته شده است. نقشه‌های پوشش برف سنجنده مودیس در تفکیک‌های مکانی ۵۰۰ متر،  $0.5$  و  $0.25$  درجه طول و عرض جغرافیایی در دسترس است. همچنین فراسنج‌هایی همچون سپیدایی و درصد پوشش برف هر یاخته در دسترس می‌باشد (Hall et al, 2007: 1534; Klein & Stroeve, 2002: 45) مطالعات بسیاری هم بر روی صحت‌سنجی داده‌های ماهواره‌ای دمای رویه خاک در مناطق مختلفی انجام گرفته است. داده‌های دمای رویه زمین سنجنده مودیس ماهواره ترا بر روی رویه‌های مختلفی مانند دریاچه، مزارع برنج و مناطق با پوشش انبوه بررسی و راستی‌آزمایی شده است (Wan et al, 2002: 497; Hook et al, 2007: 1798; Wan, 2008: 59; Coll et al, 2005: 288; Crosman et al, 2009: 73)

پهنه دارای روند کاهشی بوده است. چرایی چنین روند کاهشی در میزان پوشش برف در این است که طی همین بازه، دما روندی افزایشی و بارش روندی کاهشی به خود گرفته است (Mishra et al, 2014: 684-693).

در مطالعه‌ای برای بررسی روند تغییرات پوشش برف در حوضه سالتوج در غرب هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به کار گرفته شد. بررسی‌ها نشان داد طی دوره زمانی یادشده پوشش برف دارای روندی کاهشی است. بررسی تغییرات دمای کمینه و بیشینه برای همین دوره نشان داد دما دارای روندی افزایشی بوده است (Mir et al, 2015: 3837).

همان‌گونه که در بالا اشاره شد، در مطالعات بسیاری داده‌های دورسنجی دما و پوشش برف برای اهداف مختلفی به کار برده شده است؛ اما این مسئله که چه ارتباطی میان دمای پوسته خاک و پوشش‌های برفی دیده می‌شود موضوع شایان توجهی است، به ویژه این که شرایط دمای سطح زمین در ایران چندان مناسب نگهداشت پوشش‌های برفی نیست؛ افزون بر این که کشور ایران از نظر پوشش‌های برفی فقیر است. با بررسی اندرکنش دما و پوشش برف می‌توانیم نقش تغییرات دمای پوسته زمین را بر پوشش‌های برفی شناسایی کنیم؛ به ویژه این که در سال‌های اخیر به سبب گرمایش جهانی دما در بسیاری از بخش‌های کشور روندی افزایشی به خود گرفته است، بنابراین می‌توانیم نقش افزایش دما بر پوشش برف را به‌طور کمی مدل‌سازی کنیم. تا به اکنون در هیچ یک از پژوهش‌های انجام گرفته در ایران به این مسئله اشاره نشده است. یافته‌های این پژوهش می‌تواند برای مطالعات اقلیمی، هواشناسی، کشاورزی و... سودمند باشد.

برفمرز از ۲۳۳۶ متر در زمستان تا ۴۱۰۹ متر در تابستان متغیر است (Immerzeel et al, 2009: 44,45). طی مطالعه‌ای برای بررسی ارتفاع برف در فلات تبت، داده‌های سنجنده مودیس در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر به کار گرفته شد. پهنه‌هایی که بیش از ۵۰ درصد مواقع دارای پوشش برف بودند، به عنوان خط برف شناسایی شدند. یافته‌ها نشان داد در ماه ژانویه ارتفاع خط برف به پایین‌ترین میزان خود (۲۳۰۰ متر) می‌رسد (Pu and Xu, 2009: 273).

در پژوهشی برای آشکارسازی ورودش برفمرز در حوضه رودخانه بیگ وود در بخش‌های غربی آمریکای شمالی، برای روز اول ماه آوریل سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ از داده‌های برف سنجنده مودیس و داده‌های مدل رقمی ارتفاع (Dem) در تفکیک مکانی ۳۰ متر استفاده شد، یافته‌ها نشان داد کمترین ارتفاع برفمرز مربوط به سال ۲۰۰۵ با ارتفاع ۱۹۵۶ متر است (Harshburger et al, 2010: 1288,1290).

به منظور واکاوی روند پوشش برف در حوضه تاماکوشی در کوهستان‌های هیمالیا داده‌های سنجنده مودیس ترا برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ به کار گرفته شد. بررسی‌ها نشان داد طی ده سال مورد بررسی، در فصول بهار و زمستان در مساحت پهنه‌های برفی روند کاهشی رخ داده، این در حالی است که در فصل پاییز مساحت پهنه‌های برفی روند افزایشی به خود گرفته است (Khadka et al, 2014: 51-54). در پژوهشی نیز برای بررسی روند پوشش برف در حوضه رودخانه کلیگانداکی در نپال، داده‌های سنجنده مودیس ترا برای بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ به کار گرفته شد. همچنین داده‌های دمای ماهانه سنجنده مودیس در تفکیک  $0.5 \times 0.5$  درجه طول و عرض جغرافیایی برای واکاوی روند دما در این پهنه استخراج شد. واکاوی‌ها نشان داد، طی بازه زمانی یاد شده پوشش برف در فصول زمستان و بهار در این

### مواد و روش‌ها

در پژوهش کنونی برای بررسی نقش دمای رویه زمین در پراکنش پوشش برف در ایران، داده‌های عددی ماهواره‌ای دما برای بازه زمانی ۱۳۸۲/۱/۱ تا ۱۳۹۳/۱۲/۲۹ از تارنمای مودیس به نشانی (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb>) دریافت گردید. داده‌های دمای ماهواره‌ای ترا به صورت عددی و در تفکیک مکانی ۱×۱ کیلومتری در دسترس است. پیش از به کارگیری داده‌های عددی دما لازم بود تا برخی پیش‌پردازش‌ها بر روی داده‌های اولیه انجام گیرد. در این مرحله در نرم‌افزار متلب مقیاس داده‌ها از درجه کلون به درجه سلسیوس تبدیل شد. و نقشه ۴۳۸۳ روز مورد بررسی محاسبه و در نرم‌افزار متلب میانگین‌گیری شد. با توجه به این که ابعاد هر ماتریس برای هر روز مورد بررسی ۲۴۰۰×۳۶۰۰ بود، برای به دست آوردن نقشه میانگین بلندمدت دمای رویه ایران بر روی بیش از ۴۱ میلیارد کد در نرم‌افزار متلب پردازش‌های آماری انجام گرفت. داده‌های روزانه برف سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا نیز برای بازه زمانی ۱۳۹۳ - ۱۳۸۲ به صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰×۵۰۰ از تارنمای ناسا به نشانی (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb>) دریافت شد. تفکیک مکانی ۵۰۰ × ۵۰۰ خردترین تفکیک موجود داده‌های سنجنده مودیس است. داده‌های سنجنده مودیس ترا از تاریخ ۱۳۷۸/۱۲/۵ و داده‌های سنجنده مودیس آکوا از تاریخ ۱۳۸۱/۴/۱ در دسترس می‌باشد. در داده‌های رقومی پوشش برف برای هر یاخته یک کد تعریف شده است. برای نمونه کد ۲۰۰ نماینده برف، کد ۵۰ نماینده ابر، کد ۲۵ نماینده نبود برف است. دلیل کوتاهی دوره مطالعاتی (۱۳۸۲-۱۳۹۳) نبود اطلاعات سنجنده مودیس آکوا برای پیش از سال ۱۳۸۲ می‌باشد؛ بنابراین دوره زمانی مورد مطالعه از ۱۳۸۲/۱/۱ تا ۱۳۹۳/۱۲/۲۹ را پوشش می‌دهد. داده‌های سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس

آکوا در قالب فرمت‌های تصویری و رقومی در دسترس است.

در این پژوهش داده‌های این دو سنجنده به صورت رقومی به کار گرفته شد. فرمت رقومی داده‌ها امکان پردازش‌های دقیق‌تر بر روی داده‌ها را فراهم می‌کند. ممکن است این پرسش در اندیشه خوانندگان گرامی بگذرد، به راستی چه نیازی بود تا داده‌های دو سنجنده برای بررسی تغییرات روزهای برف پوشان به کار گرفته شود؟ پاسخ این پرسش این است که یکی از مشکلاتی که بر سر بررسی پوشش برف وجود دارد مسئله ابرناکی است که باعث پنهان ماندن پوشش برف از دید ماهواره می‌شود. یکی از روش‌هایی که برای کاهش ابرناکی انجام می‌گیرد، به کارگیری همزمان داده‌های دو سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا و درهم آمیزی آن دو است. باتوجه به این که 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 منطقه می‌گذرد، همین مسئله می‌تواند به کاهش ابرناکی و رصد بهتر پوشش‌های برفی کمک کند؛ چرا که ممکن است ماهواره ترا هنگام صبح یاخته‌ای را به عنوان یاخته ابری شناسایی کند، اما همان یاخته در بعد از ظهر توسط ماهواره آکوا به عنوان یاخته برفی شناسایی شود. در این حالت وجود پوشش ابر هنگام صبح سبب شده تا پوشش برف زیرین از دید ماهواره پنهان بماند. در این حالت می‌توان یاخته‌هایی را که توسط ماهواره ترا صبح‌هنگام به عنوان یاخته‌های ابری و در بعدازظهر به وسیله ماهواره آکوا به عنوان یاخته‌های برفی شناسایی شده‌اند، بازشناخت. در این حالت آن دسته از یاخته‌ها که به وسیله ماهواره ترا به عنوان یاخته‌های ابری شناسایی شده‌اند، همگی تبدیل به یاخته‌های برفی می‌شوند. انجام این کار

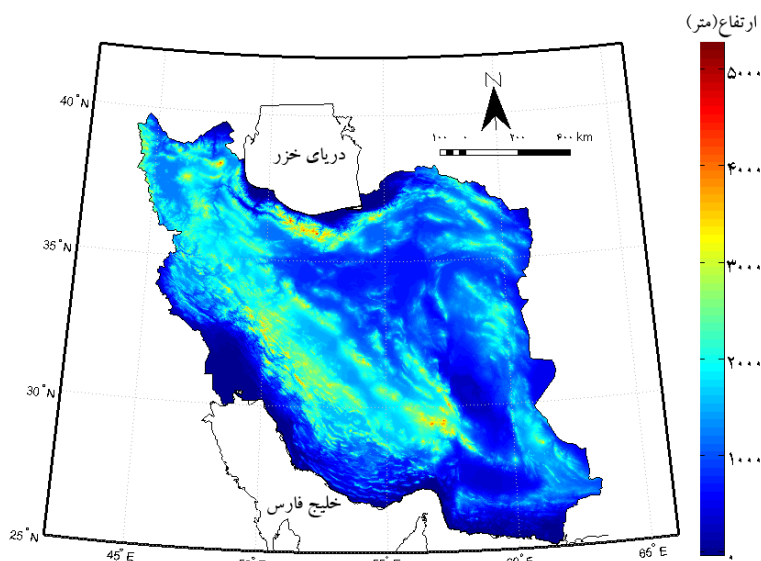
است و دوره زمانی مورد مطالعه نیز برای هر کدام از سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا ۴۳۸۳ روز را دربر می‌گیرد و طی چند مرحله نیز بر روی داده‌ها فرایند آماده‌سازی داده انجام گرفت، بنابراین بر روی شمار انبوهی از داده‌ها پردازش انجام پذیرفت، در این پژوهش برای آماده‌سازی و اکاوی داده‌های پوشش برف بر روی بیش 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 کشور محاسبه شد. منظور از روز برف‌پوشان روزی است که زمین پوشیده از برف است. برای محاسبه میانگین بلندمدت سالانه پوشش برف کشور، داده‌های ۴۳۸۳ روز مورد بررسی میانگین‌گیری و محاسبه شد. با توجه به این‌که تفکیک مکانی داده‌های برف سنجنده مودیس ترا و مودیس آکوا ۵۰۰ متر و تفکیک داده‌های دمای رویه زمین سنجنده مودیس ۱ کیلومتری است، لازم بود تا تفکیک داده‌های این دو سنجنده را هماهنگ‌سازی کنیم. برای این منظور، پس از آن که آرایه میانگین بلندمدت سالانه پوشش برف و آرایه دمای رویه زمین محاسبه شد، تفکیک این دو آرایه یکسان‌سازی شد و تفکیک داده‌های پوشش برف از ۵۰۰ متر به ۱ کیلومتری درآورده شد. هماهنگ‌سازی تفکیک داده‌های دو سنجنده به کمک تابع interp2 در نرم‌افزار متلب انجام پذیرفت. همچنین مدل رقومی ارتفاع ایران (Dem) هماهنگ با تفکیک و سیستم تصویر داده‌ها از تارنمای ناسا دریافت شد (شکل ۱).

یعنی یک کاسه‌سازی داده‌های دو ماهواره توسط پژوهشگران بسیاری پیشنهاد شده است

(Paudel & Andersen, 2011: 1234; Bergeron et al, 2013: 4; Parajka & Bloschi, 2008: 242; She et al, 2014: 238; Zhang et al, 2012: 4; Ke & Liu, 2014: 15; Dietz et al, 2013: 3884; Dietz et al, 2014: 12759).

یکی دیگر از روش‌های کاستن از ابرناکی به کار بستن پالایه<sup>۱</sup> بر روی داده‌های رقومی پوشش برف می‌باشد. در این روش اگر در روز نخست، سنجنده یاخته‌ایی را به عنوان یاخته برفی شناسایی کند و در روز دوم این بار همان یاخته توسط ماهواره به عنوان یاخته ابری شناسایی شود و در روز سوم ماهواره با گذر از روی پهنه، همان یاخته را به عنوان یاخته برفی شناسایی کند؛ پس روشن می‌شود به 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 سه روزه بر روی داده‌های عددی به‌طور چشم‌گیری از ابرناکی که بندی در برابر نگاشت پوشش برف است کاست.

پژوهشگرانی همچون (Dietz et al, 2013: 3884; Dietz et al, 2014: 12759; Zhang et al, 2012: 4; Gafurov and Bardossy, 2009: 364; Paudel and Andersen, 2011: 1237) در این‌نوشتار از هر دو روش برای کاستن از ابرناکی بهره گرفتیم؛ به این صورت که در گام نخست پالایه سه‌روزه بر روی داده‌های هر کدام از سنجنده‌های مودیس ترا و مودیس آکوا به کار بسته شد و سپس داده‌های پالایش شده این دو سنجنده یک کاسه‌سازی شد. همه محاسبات با کدنویسی در نرم‌افزار متلب انجام شد. با توجه به این‌که داده‌های هر روز مورد بررسی، در بردارنده ۳۴۵۶۰۰۰۰ کد



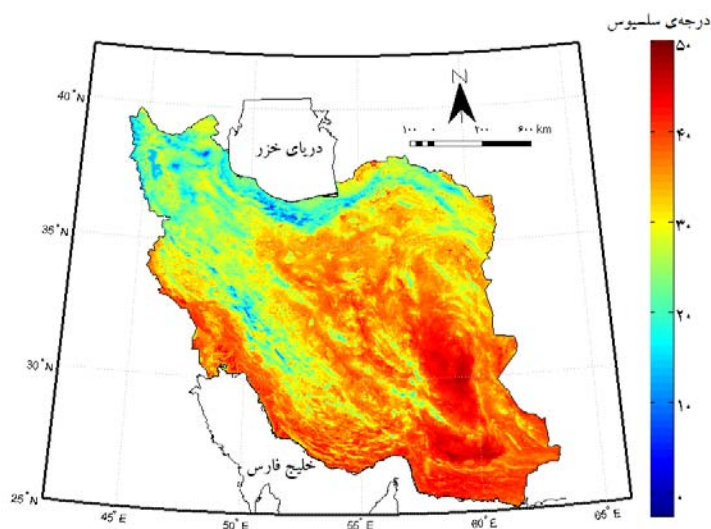
شکل ۱: مدل رقومی ارتفاع ایران در تفکیک ۱×۱ کیلومتر

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

### یافته‌های تحقیق

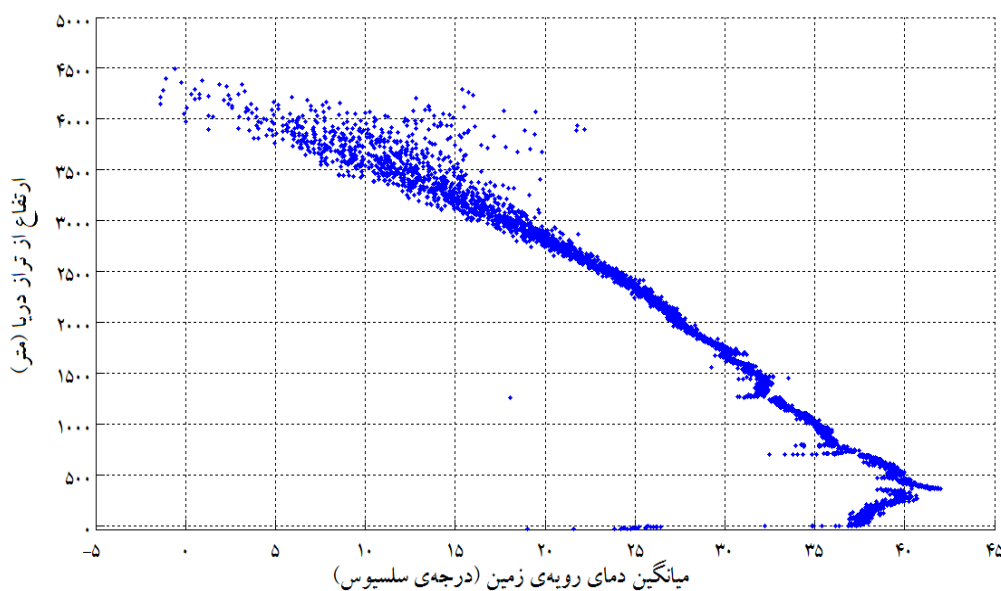
کویر لوت و چاله جازموریان دیده می‌شود. این دو منطقه جزء چاله‌های بسته داخلی است. کمترین دمای رویه زمین در ارتفاعات البرز، زاگرس و کوه‌های سهند و سبلان دیده می‌شود.

دمای رویه زمین به شدت تابع ارتفاع است؛ به همین سبب ساختار مکانی دمای رویه زمین با پیکربندی ناهمواری‌ها هماهنگی بسیار زیادی نشان می‌دهد (شکل ۲). بیشترین دمای رویه زمین ایران در منطقه



شکل ۲: نقشه میانگین سالانه دمای رویه زمین در ایران

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۳: رابطه تغییرات دمای رویه زمین با افزایش ارتفاع در ایران  
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

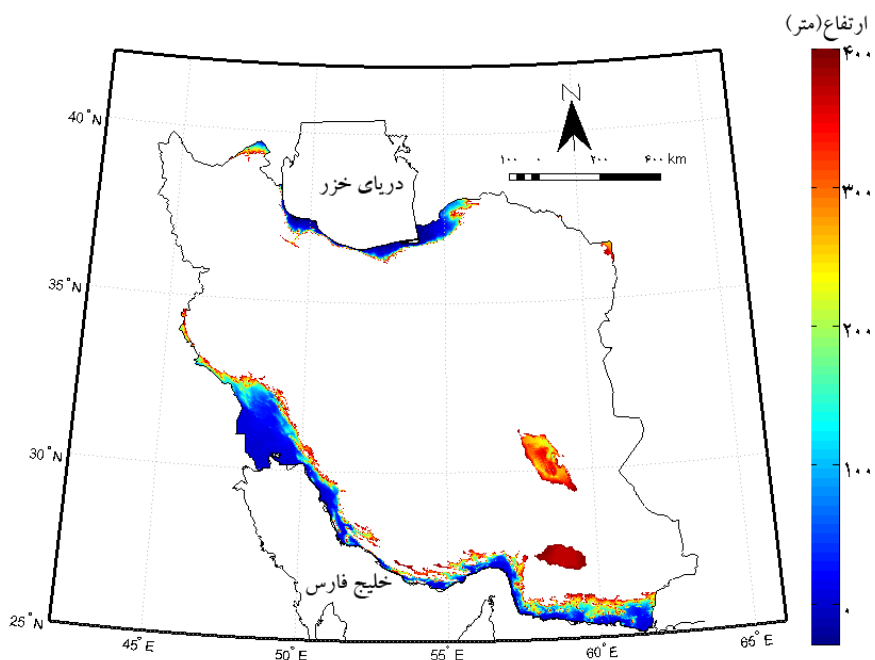
دیده می‌شود. در شکل (۴) موقعیت نقاطی که ارتفاع آن‌ها زیر ۴۰۰ متر از تراز دریاست به نمایش گذاشته شده است. به نظر می‌رسد مناطق جنگلی شمال ایران می‌تواند در این وارونگی دمایی نقش داشته باشد. در این مناطق با وجود ارتفاع کم از تراز دریا به سبب وجود پوشش گیاهی، دمای رویه زمین پایین‌تر از ارتفاعات مشابه در دیگر مناطق کشور است و این مسئله بر روی میانگین دمای مناطقی با ارتفاع کمتر از ۴۰۰ متر، اثر گذاشته است. همچنین به نظر می‌رسد منطقه لوت و اطراف چاله جازموریان نیز در این الگوی وارونگی دمایی در نمودار (۳) نقش داشته باشد. با دقت در شکل (۲) که میانگین سالانه دمای رویه کشور را نشان می‌دهد، می‌بینیم که منطقه لوت و چاله جازموریان دارای بیشترین دمای رویه زمین در ایران هستند، این در حالی است که ارتفاع این مناطق کمتر از ۴۰۰ متر است، اما به کمتر از ۱۸۰ متر هم نمی‌رسد؛ بنابراین دمای بسیار بالای این منطقه بر روی وارونگی دمایی در ارتفاعات زیر ۴۰۰ متر تأثیر

به منظور بررسی چگونگی تغییرات دمای رویه زمین با افزایش ارتفاع برای هر یک از گروه‌های ارتفاعی در گام‌های یک متری میانگین دمای رویه زمین همان ارتفاع محاسبه شده است (شکل ۳). با توجه به این که کمترین ارتفاع در مدل رقومی ارتفاع ایران (Dem) در تفکیک ۱ کیلومتر ۲۹- متر و بیشترین ارتفاع از تراز دریا ۴۴۹۳ متر است، بنابراین از کمترین ارتفاع در ایران تا بلندترین ارتفاع میانگین دمای رویه زمین برای کمرندهای ارتفاعی با بازه یک متری محاسبه گردید. یعنی بر روی ۴۵۲۳ کمرند ارتفاعی میانگین دمای رویه زمین محاسبه شد. به بیان ساده‌تر موقعیت طول و عرض جغرافیایی یاخته‌های هر گروه ارتفاعی استخراج شد و متوسط دمای همان یاخته‌های استخراج شده محاسبه شد؛ اما چند نکته قابل تأمل در این نمودار دیده می‌شود که نیاز به بررسی بیشتری دارد. نخست آن که تا ارتفاع تقریبی ۴۰۰ متر از تراز دریا با افزایش ارتفاع دمای رویه زمین هم افزایش می‌یابد و در عمل یک نوع وارونگی دمایی

داشته است. بنابراین گرم‌ترین دماهای رویه زمین در ایران در تراز دریا دیده نمی‌شود و این مناطق چندده متر و یا چندصد متر بلندتر از تراز دریا هستند. همین مسئله سبب شده که بطور کلی با افزایش ارتفاع از تراز دریا تا یک ارتفاع مشخص میانگین دمای رویه زمین به جای کاهش، افزایش داشته باشد؛ بنابراین می‌توانیم بگوییم این الگوی ارتفاع- دمای رویه زمین در ایران ریشه در ویژگی‌های جغرافیایی این سرزمین دارد و نه خطا در داده‌های ماهواره‌ای. محاسبات نشان داد در ارتفاعات ۷۰۳ تا ۷۱۰ متری و نیز در ارتفاعات ۷۸۷ تا ۷۸۹ نیز یک الگوی ناهنجار میان دمای رویه و ارتفاع دیده می‌شود. در این ارتفاعات دما از الگوی افتاهنگ محیطی انحراف پیدا می‌کند. برای بررسی ریشه این مسئله پراکندگی جغرافیایی این نقاط ارتفاعی بررسی شد. بررسی جنس رویه زمین در این ارتفاعات نشان داد، وجود تعداد زیادی مسیل در ارتفاعات ۷۰۳ تا ۷۱۰ متر سبب شده تا دمای این مناطق در واقع سردتر از حالت عادی این کمربند ارتفاعی باشد. همچنین بررسی جنس رویه زمین در ارتفاعات میان ۷۸۷ تا ۷۸۹ متری نشان داد وجود دریاچه قم در این کمربند ارتفاعی سبب شده تا دمای این کمربند خنک‌تر از حالت عادی خود باشد. یادآوری می‌شود که این ارتفاعات یاد شده به‌طور جداگانه از روی محاسبات به دست آمده‌اند و نه الزاماً از روی نمودار در شکل (۳). همچنین در نمودار شکل (۳) می‌بینیم که از ارتفاعات ۳۰۰۰ متر به بالا رابطه ارتفاع و میانگین دمای رویه زمین به یک الگوی پراکنده میل می‌کند. برای بررسی این مسئله شمار یاخته‌های هر گروه ارتفاعی محاسبه شد. بررسی‌ها

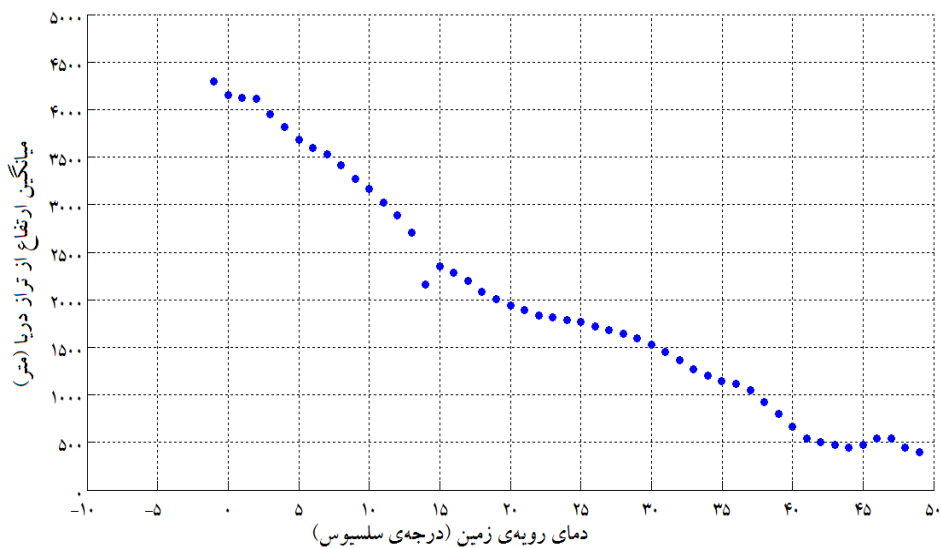
نشان داد وجود تعداد یاخته‌های کم‌شمار در ارتفاعات بالا موجب این الگوی پراکنده شده است؛ برای نمونه در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از تراز دریا ۱۰۲۴ یاخته وجود دارد که دارای چنین ارتفاعی هستند، اما در ارتفاع ۳۰۰۰ متری از تراز دریا تنها ۳۸ یاخته در کشور دارای چنین ارتفاعی می‌باشند؛ از این‌رو، دمای کمربندهای ارتفاعی پایین بر مبنای شمار بسیار بیشتری یاخته محاسبه شده است و با افزایش ارتفاع شمار یاخته‌هایی که در آن ارتفاعات قرار می‌گیرند، کاسته می‌شود؛ برای نمونه در ارتفاع ۴۴۹۳ متری از تراز دریا فقط یک یاخته وجود دارد. همین امر موجب پیدایش چنین الگویی در ارتفاعات بالا شده است. به نظر می‌رسد وجود الگوی پراکنده ارتفاع- میانگین دمای رویه زمین در شکل (۳) می‌تواند ریشه در وجه- شیب نقاط هم داشته باشد. برای بررسی این مسئله، میانگین وجه شیب نیز برای تمام کمربندهای ارتفاعی محاسبه شد؛ برای نمونه، در ارتفاع ۴۲۱۳ متری از تراز دریا تنها یک یاخته وجود دارد و وجه‌شیب این یاخته نیز (۲۲۵ درجه) یعنی جنوب غرب است. محاسبات نشان داد میانگین سالانه دمای این یاخته با چنین وجهی ۶ درجه سلسیوس است. این در حالی است که در ارتفاع ۴۲۱۸ متری نیز یک یاخته وجود دارد، اما وجه شیب این یاخته (۳۰۳ درجه) یعنی شمال غربی است. بررسی‌ها نشان داد میانگین سالانه دمای این یاخته با چنین ارتفاعی (۴۲۱۸ متر) ۱- درجه سلسیوس است؛ بنابراین وجوه مختلف شیب در ارتفاعات نیز نقش برجسته‌ایی در پیدایش چنین الگویی بازی می‌کند.





شکل ۴: سرزمین‌های کم‌ارتفاع‌تر از ۴۰۰ متر همراه با وارونگی دما

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۵: رابطه دمای رویه زمین با میانگین ارتفاع از تراز دریا

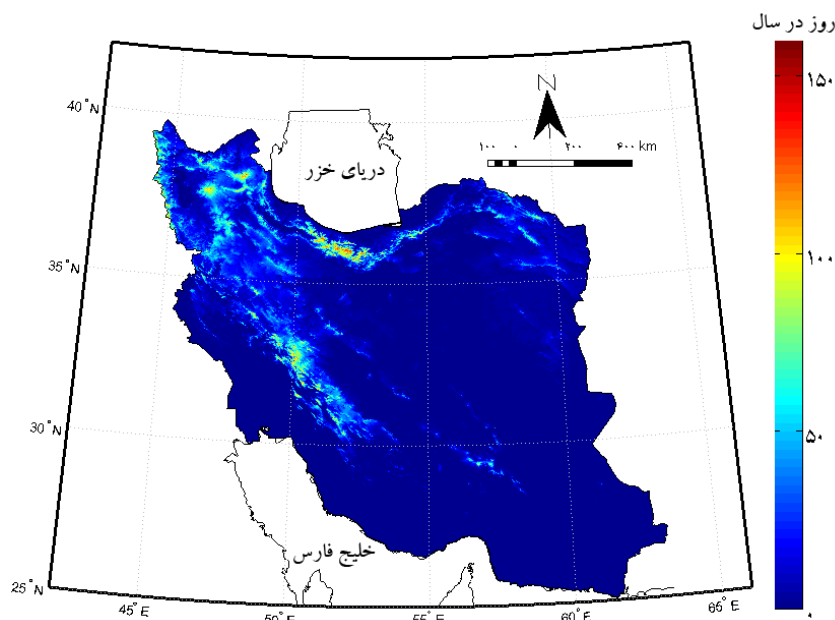
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

دمای رویه زمین در ایران (۴۹ درجه سلسیوس) میانگین ارتفاع از تراز دریا برای هر یک از این بازه‌های دمایی محاسبه شد؛ مثلاً در بازه دمایی به مرکزیت ۱۴ درجه سلسیوس ۸۴۲۲ یاخته در ایران داشته‌ایم.

از زاویه دیگری نیز می‌توان پیوند میان دمای رویه زمین و ارتفاع را واکاوی کرد. به این ترتیب که از کمترین دمای رویه زمین در ایران یعنی ۱- درجه سلسیوس در بازه‌های ۱ درجه سلسیوسی تا بیشترین

این نکته خلاف انتظار است و با کاهش دما ارتفاع می‌بایست افزایش داشته باشد. برای ریشه‌یابی و پی بردن به چرایی این امر، موقعیت طول و عرض جغرافیایی تمام یاخته‌هایی که دمای آن‌ها ۱۴ درجه سلسیوس بود، در نرم‌افزار متلب استخراج شده و در محیط نرم‌افزار Google Earth نمایش داده شد. هدف ما از انجام چنین کاری، بررسی جنس رویه زمین چنین یاخته‌هایی بود. بررسی‌ها نشان داد شمار بسیاری از یاخته‌هایی که دمای رویه آن‌ها ۱۴ درجه سلسیوس است، بر روی دریاچه ارومیه قرار دارند. البته یادآوری می‌کنیم همه یاخته‌هایی که در ایران دمای رویه آن‌ها ۱۴ درجه سلسیوس است، بر روی دریاچه ارومیه قرار ندارند. همین مورد باعث شده تا میانگین ارتفاعی که نماینده دمای ۱۴ درجه سلسیوس است نسبت به دیگر دماها در ارتفاع کمتری قرار داشته باشد.

میانگین ارتفاع این ۸۴۲۲ یاخته از روی مدل رقومی ارتفاع ایران (Dem) استخراج و متوسط ارتفاع این دما محاسبه گردید. اما چند نکته قابل تأمل در این نمودار (شکل ۵) به چشم می‌خورد. نخست آن که گرم‌ترین دمای رویه زمین در ایران در کمترین ارتفاع دیده نمی‌شود؛ بلکه در ارتفاعات حدود ۴۰۰ متری از تراز دریا قابل مشاهده است. همچنین محاسبه آهنگ تغییرات دمای رویه زمین- میانگین ارتفاع در ایران زمین برای ارتفاعات بیش از ۵۰۰ متر که یک الگوی خطی را نشان می‌دهد، آشکار کرد که به ازاء هر ۷۸ متر افزایش ارتفاع، دمای رویه زمین یک درجه سلسیوس کاهش می‌یابد؛ اما یک نکته در این نمودار از همه بیشتر به چشم می‌خورد و آن این که در میانگین ارتفاعی که نماینده دمای ۱۴ درجه سلسیوس است نسبت به ارتفاعی که نماینده دمای ۱۵ درجه سلسیوس است، کاهش ارتفاع دیده می‌شود.

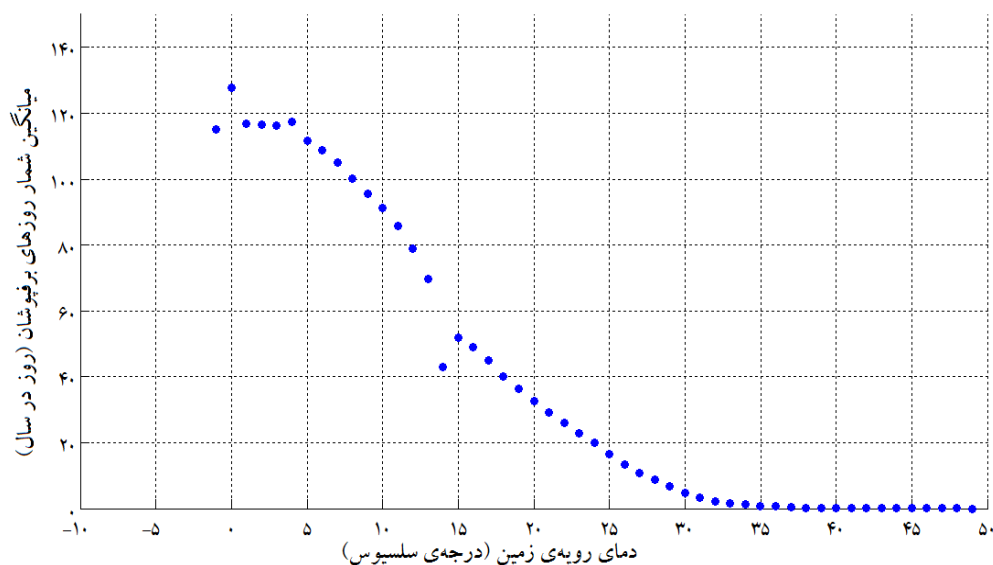


شکل ۶: میانگین بلندمدت شمار روزهای برف پوشان ایران

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

شمالی البرز دیده می‌شود. در این بخش از کشور برخی از مناطق تا بیش از ۱۵۰ روز از سال پوشیده از برف هستند. اما در دیگر ارتفاعات کشور شمار روزهای برف‌پوشان تا این اندازه نمی‌باشد (شکل ۶).

بیشترین شمار روزهای برف‌پوشان کشور در دامنه‌های شمالی البرز، زاگرس میانه و کوه‌های سه‌سند و سبلان دیده می‌شود؛ از این رو، نقش ارتفاع در شکل‌گیری پهنه پوشیده از برف ایران آشکار است. بیشترین شمار روزهای برف‌پوشان در دامنه‌های



شکل ۷: رابطه دمای رویه زمین و میانگین بلندمدت شمار روزهای برف‌پوشان

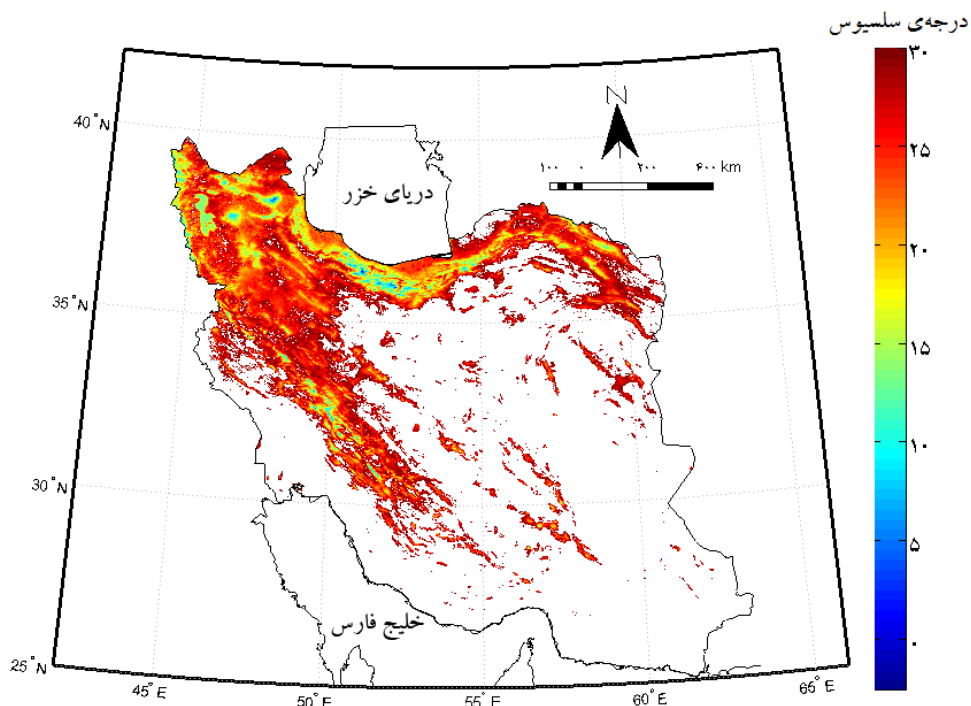
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

در این نوشتار همچنین پیوند میان دمای رویه زمین و میانگین شمار روزهای برف‌پوشان بررسی شد. همان گونه که در بالا هم اشاره کردیم، منظور از روز برف‌پوشان روزی است که زمین پوشیده از برف است. برای ترسیم این نمودار مینا، دمای رویه زمین بوده است. به این ترتیب که برای کمترین دمای رویه زمین در کشور یعنی دمای ۱- درجه سلسیوس تا بیشترین دمای رویه زمین در ایران یعنی دمای ۴۹ درجه سلسیوس، میانگین شمار روزهای برف‌پوشان جداگانه محاسبه شد؛ برای نمونه می‌خواهیم ببینیم مناطقی که میانگین دمای رویه سالانه آن‌ها ۳۰ درجه سلسیوس است، چند روز از سال دارای پوشش برف هستند. برای انجام این کار مناطق با دمای ۳۰ درجه

سلسیوس شناسایی شد و در گام بعد میانگین روزهای برف‌پوشان همان نقاط جغرافیایی محاسبه شد. به‌طور کلی با افزایش دمای رویه چنان که انتظار داریم از تعداد روزهای برف‌پوشان کاسته می‌شود (شکل ۷). با این حال پیوند این دو متغیر از نوع خطی کامل نیست. از این لحاظ در ایران زمین سه منطقه می‌توان تشخیص داد. مناطقی که دمای رویه آن‌ها میان ۴۹ تا ۳۱ درجه سلسیوس است. در این مناطق اساساً شمار روزهای برف‌پوشان صفر و نزدیک به صفر می‌باشد. مناطقی که دمای رویه آن‌ها ۳۰ تا ۵ درجه سلسیوس است و یک رابطه خطی نیرومندی میان دما و روزهای برف‌پوشان در آن‌ها دیده می‌شود و در آخر مناطقی که دمای رویه آن‌ها ۵ تا ۱- درجه سلسیوس است که

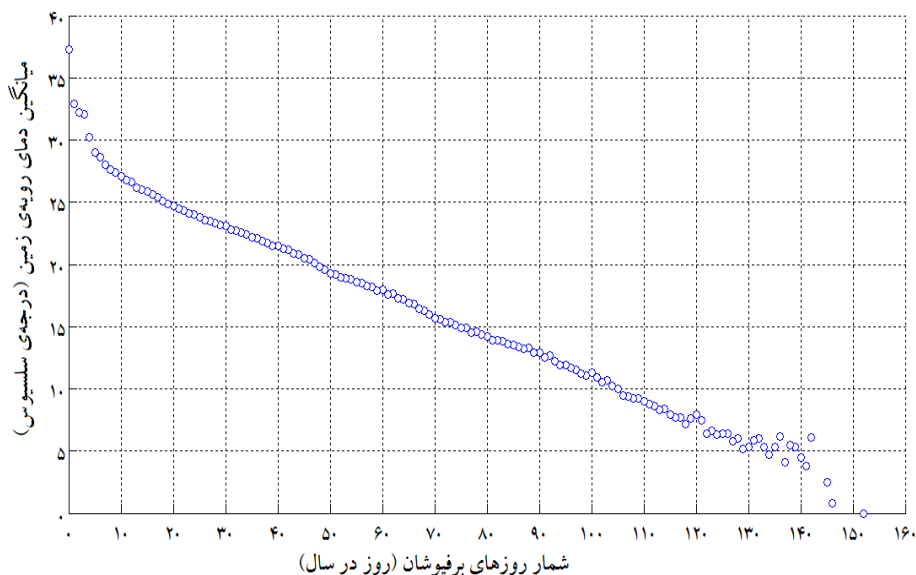
در شکل (۱) درمی‌یابیم که پراکندگی ارتفاعات چه نقش برجسته‌ای در پراکنش دما در ایران بازی می‌کند و این مناطق به خوبی از آرایش ناهمواری‌ها پیروی می‌کنند. همان‌طور که نمودار شکل (۷) نشان می‌دهد، شمار روزهای برف‌پوشان در دمای ۱۴ درجه سلسیوس در مقایسه با دماهای بالاتر و پایین یک نوع ناهنجاری را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در بالا هم اشاره کردیم بسیاری از یاخته‌هایی که نماینده دمای ۱۴ درجه سلسیوس هستند بر روی دریاچه ارومیه قرار دارند و ارتفاع نه چندان زیاد این دریاچه سبب شده تا شمار روزهای برف‌پوشان در این دما حدود ۴۰ روز باشد. به بیان دیگر انتظار داریم که به‌طور میانگین در مناطقی که دمای سالانه رویه آن‌ها ۱۴ درجه سلسیوس است، ۴۰ روز از سال زمین پوشیده از برف باشد.

رابطه دما و روزهای برف‌پوشان آن‌ها خطی نیست. برای آشکارسازی آهنگ تغییرات دمای رویه زمین و میانگین شمار روزهای برف‌پوشان برای بازه ۳۰ تا ۵ درجه سلسیوس معادله خط برازش داده شد. بررسی‌ها نشان داد به ازاء هر واحد کاهش در میانگین شمار روزهای برف‌پوشان، دما هم ۰/۲ درجه سلسیوس افزایش از خود نشان می‌دهد. روی هم رفته، مناطقی که به‌طور میانگین دمای رویه آن‌ها کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس است، مناسب نشست برف هستند و مناطقی که دمای روی آن‌ها کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس است، در ارتفاعات ۱۷۰۰ متر به بالا قرار گرفته‌اند. در شکل (۸) گستره‌هایی از ایران که با توجه به میانگین دمای سالانه‌اشان (کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس) مناسب پوشش برف هستند، به نمایش گذاشته شده است. با دقت در مدل رقومی ارتفاع ایران



شکل ۸: گستره‌هایی از ایران با میانگین دمای سالانه رویه زمین کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵



شکل ۹: رابطه شمار روزهای برف پوشان با میانگین دمای رویه زمین در ایران

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۵

### نتیجه

هدف از پژوهش کنونی واکاوی نقش دمای رویه زمین در پراکنش روزهای برف پوشان در ایران زمین است. برای این منظور داده‌های دورسنجی دما و برف برای بازه زمانی ۱۳۸۲-۱۳۹۳ به کار گرفته شد. بررسی‌ها نشان داد گرم‌ترین دماها در ایران اساساً در تراز دریا دیده نمی‌شوند و مناطق بسیار گرم در ارتفاعات چند ده متر و یا چند صد متر از تراز دریا دیده می‌شوند. دمای رویه زمین نقش بسیار برجسته‌ای در پراکنش روزهای برف پوشان کشور بازی می‌کند؛ به گونه‌ای که مناطقی که دمای رویه زمین آن‌ها کمتر از ۳۰ درجه سلسیوس است، برای نشست پوشش برف مناسب می‌باشند و مناطقی که دمای رویه زمین آن‌ها کمتر از این مقدار است به خوبی از عرض جغرافیایی و ارتفاع از تراز دریا پیروی می‌کنند. بررسی پیوند و ارتباط میان دمای رویه زمین و میانگین شمار روزهای برف پوشان آشکار ساخت. در ایران از دمای ۴۹ تا ۳۲ درجه سلسیوس به طور کلی پوشش برفی بر روی زمین دیده نمی‌شود. به بیان ساده‌تر، مناطقی از کشور

از نگاه دیگر نیز می‌توان پیوند میان دمای رویه زمین و پوشش برف را نیز واکاوی کرد. برای این هدف این بار شمار روزهای برف پوشان با میانگین دمای رویه زمین در ایران بررسی شد (شکل ۹). بررسی رابطه میان شمار روزهای برف پوشان با میانگین دمای رویه زمین در ایران نشان می‌دهد، ارتباط خطی معکوسی میان این دو متغیر دیده می‌شود (شکل ۹). برای ترسیم این نمودار مبنا شمار روزهای برف پوشان بوده است؛ یعنی این که برای هر یک از طبقات روزهای برف پوشان، میانگین دما محاسبه شده است. همان گونه که این نمودار نشان می‌دهد، یافته‌هایی که هیچ موقع از سال پوشش برفی ندارند. به طور میانگین دمای رویه زمین آن‌ها ۳۷ درجه سلسیوس است. با افزایش شمار روزهای برف پوشان میانگین دمای رویه زمین نیز به طور خطی کاهش می‌یابد. محاسبه شیب خط شمار روزهای برف پوشان با میانگین دمای رویه زمین نشان می‌دهد، به ازاء هر واحد کاهش در میانگین دمای رویه زمین، شمار روزهای هم ۵/۳ روز افزایش می‌یابد.

- Blöschl, G. (1999). Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes*. 13, 2149-2175.
- Brown R., Armstrong R. L. (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.
- Coll, C., Caselles, V., Galve, J. M., Valor, E., Niclos, R., Sanchez, J. M., and Rivas (2005). Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*. 97, 288-300.
- Crosman, E. T., Horel, J. D. (2009). MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lake. *Remote Sensing of Environment*. 113, 73-81
- de Ruyter de Wildt M, Seiz G., Grun A (2006). Snow mapping using multi-temporal Meteosat-8 data. *Earsel Eproceedings*. 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*. 34, 3879-3902.
- Dietz, A., Conrad, C., Kuenzer, C., Gesell, G., Dech, S. (2014). Identifying Changing Snow Cover Characteristics in Central Asia between 1986 and 2014 from Remote Sensing Data. *Remote Sensing*. 6, 12752-12775.
- Gafurov, A., Bardossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Science*. 13, 1361-1373.
- Galve, J. M., Coll, C., Caselles, V., Valor, E., Niclos, R., Sanchez, J. M., Mira, M. (2007). Simulation and validation of land surface temperature algorithms for MODIS and AATSR data. *Tethys*. 4, 27-32.
- Hall, D. K., Kelly R. E., Foster J., Chang A. T. (2005). Estimation of snow extent and snow properties. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, Anderson MG (ed). Chichester: John Wiley and Sons, Ltd. 2, 811-830.

که میانگین سالانه دمای رویه آن‌ها در این بازه است، فاقد پوشش برف می‌باشند. همچنین بررسی‌ها نشان داد بیشترین شمار روزهای برف‌پوشان بر روی مناطقی است که دمای رویه سالانه آن‌ها صفر درجه سلسیوس است. همچنین به گونه‌ای دیگر نیز رابطه میان دمای رویه زمین و پوشش برف بررسی شد. برای این منظور این بار پیوند میان شمار روزهای برف‌پوشان با میانگین دمای رویه زمین واکاوی شد. بررسی‌ها نشان داد مناطقی که در سال هیچ‌گونه پوشش برفی ندارند، دمای رویه آن‌ها ۳۷ درجه سلسیوس است و مناطقی که ۱۵۲ روز از سال دارای پوشش هستند، دمای رویه آن‌ها صفر درجه سلسیوس است؛ بنابراین آشکار شد در ایران به ازای هر درجه افزایش دما شمار روزهای برف‌پوشان نزدیک به ۵/۳ روز کاهش می‌یابد. مطالعاتی که در زمینه روند تغییرات دما در ایران انجام گرفته، همگی گویای آن است که طی سال‌های گذشته دمای ایران زمین افزایش یافته است؛ بنابراین افزون بر تغییرات بارش و خشکسالی‌های اخیر افزایش دما می‌تواند به شدت بر روی منابع برف کشور اثر بسزایی داشته باشد و این مسئله زنگ هشدار است برای کشوری همچون ایران که در سال‌های اخیر با مشکلات زیست‌محیطی بسیاری مواجه است و مقابله می‌کند.

### منابع

- Anderton, S. P., White, S.M., Alvera, B. (2002). Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment. *Journal of Hydrology*. 268, 158-176.
- Bergeron, J., Royer, A., Turcotte, R., 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, 4626-4639.

- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., Raderschall, N (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*. 44, 1-19.
- Manes, C., Guala, M., Löwe, H., Bartlett, S., Egli, L., Lehning, M (2008). Statistical properties of fresh snow roughness. *Water Resources Research*. 44, 1-9.
- Mir, R. A., Jain, S. K., Saraf, A. K., Goswami, A (2015). Accuracy assessment and trend analysis of MODIS derived data on snow-covered areas in the Sutlej basin, Western Himalayas. *International Journal of Remote Sensing*. 36, 3837-3858.
- Mishra, B., Babel, M., Tripathi, N (2014). Analysis of climatic variability and snow cover in the Kaligandaki River Basin, Himalaya, Nepal. *Theoretical & Applied Climatology*. 116, 681- 694.
- Parajka, J., Bloschi, G (2008). The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrological models. *Journal of Hydrology*, 358: 240-258
- Paudel, K., Andersen, P (2011). Monitoring snow cover variability in an agro pastoral area in the Trans Himalayan region of Nepal using MODIS data with improved cloud removal methodology. *Remote Sensing of Environment*. 115, 1234-1246.
- Pu, Z., Xu, L (2009). MODIS/Terra observed snow cover over the Tibet Plateau: distribution, variation & possible connection with the East Asian Summer Monsoon. *Theoretical and Applied Climatology*. 97, 265-278.
- Romanov P, Tarpley D, Gutman G, Carroll TR (2003). Mapping and monitoring of the snow cover fraction over North America. *Journal of Geophysical Research*. 108, 1-14.
- She, J. Zhang, Y. Li, X, Chen, Y (2014). Changes in snow and glacier cover in an arid watershed of the western Kunlun Mountains using multisource remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*. 35, 234-252.
- Singh, S., Rathore, B., Bahuguna, I., Ajai (2014). Snow cover variability in the Himalayan-Tibetan region. *International Journal of Climatology*. 34, 446-452.
- Hall, D. K., Riggs G. A., Foster J. L., Kumar S. V (2010). Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product. *Remote Sensing of Environment*. 114, 496-503.
- Hall, D. K., Riggs, G. A (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow-cover products. *Hydrological Processes*. 21, 1534-1547.
- Harshburger, B., Humes, K., Waldon, V., Blandford, T., Moore, B., Dezzani, R (2010). Spatial interpolation of snow water equivalency using surface observations and remotely sensed images of snow- covered areas. *Hydrological Processes*. 24, 1285-1295.
- Hook, S. J., Vaughan, R. G., Tonooka, H., Schladow, S. G (2007). Absolute radiometric inflight validation of mid infrared and thermal infrared data from ASTER and MODIS on the Terra Spacecraft using the Lake Tahoe, CA/NV, USA, automated validation site. *IEEE Geoscience Remote Sensing*. 45, 1798-1807
- 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*. 113, 40-49.
- 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*. 511, 49-60.
- Ke, C., Liu, X (2014). MODIS-observed spatial and temporal variations in snow cover in Xinjiang, China. *Climate Research*. 59, 15-26
- Klein, A. G., Stroeve, J (2002). Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument. *Annals of Glaciology*. 34, 45-52.
- Langer, M., Westermann, S., Boike, J (2010). Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of wet polygonal tundra in Siberia-implications for MODIS LST based permafrost monitoring. *Remote Sensing of Environment*. 114, 2059-2069.

- Yang, J., Zhao, Z., Ni J., Ren, L., Wang, Q (2012). Temporal and spatial analysis of changes in snow cover in western Sichuan based on MODIS images. *Earth Sciences*. 55, 1329-1335.
- Yuang, D., Woo, M. K (1999). Representativeness of local snow data for large scale hydrologic investigations. *Hydrological Processes*. 13, 1977-1988.
- Zhang, G., Xie, H., Yao, T., Liang, T., Kang, S (2012). Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001-2010). *Water resources research*. 48, 1-22.
- Zhao, H., Fernandes, R (2009). Daily snow cover estimation from advanced very high resolution radiometer polar pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982-2004. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-14.
- Tani, M (1996). An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent. *Journal of Hydrology*. 183, 205-225.
- Wan, Z., Zhang, Y., Li, Z. L., Wang, R., Salomonson, V. V., Yves, A., Bosseno, R., Hanocq, J. F (2002). Preliminary estimate of calibration of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer thermal infrared data using Lake Titicaca. *Remote Sensing of Environment*. 80, 497-515.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q & Li Z.-L (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*. 25, 261-274.
- Wan, Z (2008). New refinements and validation of the MODIS land surface temperature/emissivity products. *Remote Sensing of Environment*. 112, 59-74.
- Westermann, S., Langer, M., & Boike, J (2011). Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of high-arctic tundra on Svalbard-Implications for MODIS LST based permafrost monitoring. *Remote Sensing of Environment*. 115, 908-922.