

بررسی ارتباط برف-پوش (SC) و دمای سطح زمین (LST) با مولفه توپوگرافیکی ارتفاع در ارتفاعات البرز مرکزی

امیرحسین حلییان* - دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.
سینا صلی - دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی لنجان، اصفهان، ایران.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۸/۱۹ تأیید نهایی: ۱۳۹۹/۰۶/۱۷

چکیده

پهنه‌های دارای پوشش برف (SC) و دمای سطح زمین (LST) و نوسانات و تغییرات آنها در طبقات ارتفاعی مختلف، در بررسی‌های اکولوژیکی مهم است. یکی از واحدهای کوهستانی اصلی کشور ایران، البرز مرکزی است. در این پژوهش ارتباط SC و LST و ارتفاع در این واحد در بازه‌های ماهانه، فصلی و سالانه بررسی شد. بدین منظور از داده‌های ماهواره‌ترا و آکوادر بازه ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۸ استفاده شد. ارتباط واضحی بین افزایش ارتفاع و افزایش SC در ارتفاعات البرز مرکزی مشاهده شد. ارتباط این دو مولفه، مستقیم بوده که البته تغییرات آن در باندهای ارتفاعی مختلف متفاوت است. دو آستانه ارتفاعی مشخص در البرز مرکزی مشاهده شد که نخست در ارتفاع ۱۰۰۰ و دیگری در ۴۰۰۰ متری قرار دارد. SC تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری با افزایش ارتفاع به طور ملایم افزایش می‌یابد و بعد از آن شیب افزایش SC با ارتفاع تشدید می‌گردد. بعد از ارتفاع ۴۰۰۰ متری مجدداً شیب تغییرات ملایم می‌گردد. تغییرات LST معکوس تغییرات SC است، و افزایش ارتفاع منجر به افت LST می‌گردد البته تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری از این وضعیت استثنا بوده و افزایش ارتفاع باعث افزایش LST می‌گردد که دلیل آن در تاثیر دریای خزر و رطوبت بالا در محدوده و کاهش تراکم پوشش گیاهی تا این ارتفاع است. از ارتفاع ۱۰۰۰ متری به بالا روند کلی افزایش ارتفاع منجر به کاهش LST می‌گردد. ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین و برف-پوش (ELALS) که ارتفاعی است که در آن SC و LST به تعادل می‌رسند، در دوره آمای مورد بررسی در تراز ۲۸۰۰ متری قرار دارد. حداقل تراز ELALS در فصل زمستان در ارتفاع ۱۷۴۰ قرار دارد. این نمایه محیطی در فصول و ماه‌های سرد گرایش به ترازهای ارتفاعی پائین و در فصول گرم‌تر تمایل به ارتفاعات بالاتر دارد. در نهایت این نمایه محیطی قابلیت استفاده در مطالعات اکولوژیکی چشم اندازهای کوهستانی را دارد.

واژگان کلیدی: برف‌مرز، ارتفاع تراز انجماد، تابش زمینی، تصاویر ماهواره‌ای، سنجنده مادیس.

مقدمه

دمای سطح زمین (LST) دمای تابشی سطحی زمین بوده که تابعی از تابش خورشیدی است. یک تعریف ساده، این است که زمانی که در نقطه‌ای سطح زمین، لمس می‌شود، چقدر داغ و یا گرم احساس می‌شود. از نقطه نظر ماهواره‌ها، سطح شامل هر جایی است که ماهواره از ارتفاع بالا به سمت زمین نگاه می‌کند. که آن سطح می‌تواند برف و یا یخ، چمن، سقف خانه‌ها و یا برگ درختان در تاج جنگل‌ها باشد. دمای سطح زمین معادل دمای هوایی که از طریق ایستگاه‌های هواشناسی گزارش می‌شود، نیست. LST تعیین کننده اصلی رفتار حرارتی کره زمین بوده، به طوری که کنترل کننده دمای موثر تابشی سطح کره زمین می‌باشد. به هر حال، به دلیل اینکه بیشتر سطوح طبیعی زمین بسیار غیر همگن هستند، محاسبه و ارزیابی این پارامتر، مشکل است. عوامل متعددی می‌تواند اصولاً بر روی استخراج LST اثر گذار باشد که شامل: نوسانات دما با تغییرات زاویه، نایکنواختی پیکسل‌ها از نظر دما و پوشش، تابندگی طیفی سطوح در طول موج‌های مختلف، نوسانات اتمسفری دما و رطوبت، ابرها و ذرات درشت آئروسول همچون گرد و خاک، می‌گردد (سایت رسمی هوا و فضا اتحادیه اروپا، ۲۰۲۰).

برف، بارشی است که به هنگام یخ زدن بخار شکل می‌گیرد. به دلیل آنکه برف بسیار انعکاس دهنده است، نقش مهمی در تنظیم اقلیم کره زمین ایفا می‌کند. برف، اشعه‌های خورشید را به سمت فضا بازتاب می‌دهد، و باعث کاهش گرمای کره زمین می‌شود، برف همچنین ضامن حیات در کره زمین است. ذوب برف‌های فصلی (همچون یخچال‌ها) آب آشامیدنی و آبیاری محصولات کشاورزی در بسیاری از مناطق کره زمین تامین می‌کند. آب‌های ناشی از ذوب برف باعث مرطوب شدن خاک‌ها و کاهش ریسک آتش‌سوزی‌های گسترده می‌شود. برف‌های سنگین نیز می‌توانند منجر به سیلاب‌های بهاری در هنگام ذوب توده‌های انباشته برف، شوند. به دلیل آنکه سنسور مادیس بر اساس نور مرئی کار می‌کند تا پوشش برف را شناسایی کند، این سنسور نمی‌تواند در عرض‌های جغرافیایی بالا در نیمکره شمالی در طول زمستان در زمانی که اشعه‌های نور خورشید به سطح زمین نمی‌رسند، داده برداری کند. برف و یخ بیشتر سطح زمین در مناطق قطبی در طول سال را می‌پوشاند، اما پوشش در عرض‌های جغرافیایی پائین‌تر وابسته به فصل و ارتفاع است. چشم‌اندازهای مرتفع همچون فلات تبت و ارتفاعات آند و راکی در بیشتر ایام سال مقداری پوشش برف (SC) دارند. خشکی‌ها و SC در نیمکره شمالی نیز به نسبت نیمکره جنوبی متغیرترند (سایت رسمی ناسا، ۲۰۲۰).

مناطق کوهستانی، در سال‌های اخیر به شدت مورد توجه قرار گرفته است، به طوری که این مناطق به عنوان دیده‌بان تغییرات و تحولات در اقلیم به حساب می‌آیند. مطالعات اخیر نشان داده است که افزایش دما در ارتفاعات دو برابر متوسط جهانی بوده است که این تغییرات با ارتفاع تشدید می‌گردد (کوهرلر و همکاران^۳، ۲۰۱۴؛ رپین و همکاران^۴، ۲۰۱۵). تغییرات برف-پوش و پدیده‌های مرتبط (شامل مدت زمان پوشش برف، برفگیری و ذوب برف)، دارای نقش اساسی در محیط‌های کوهستانی است و به شدت بر استحصال آب در مناطق پائین دست موثر است (نوتارینکولا^۵، ۲۰۲۰). در حقیقت، تغییرات رژیم آبی، که ناشی از نوسانات ذوب برف است، می‌تواند بخش‌های مختلفی را تحت تاثیر قرار دهد که شامل کشاورزی، توریسم و تولید انرژی برق-آبی و موارد دیگر می‌گردد (بورمن و همکاران^۶، ۲۰۱۸؛ هاس و همکاران^۷،

1. <https://sentinel.esa.int>

2. <https://earthobservatory.nasa.gov>

3. Kohler et al.

4. Pepin et al.

5. Notarnicola

6. Bormann et al.

7. Huss et al.

۲۰۱۷؛ لی و همکاران^۱، ۲۰۱۷؛ بارت و همکاران^۲، ۲۰۰۵). به منظور فهم این فرآیندها، مشاهدات ایستگاههای زمینی، داده‌های سنجش از دوری و مدل‌های شبیه‌سازی شده به طور گسترده بر روی نواحی کوهستانی در دهه‌های اخیر به کار گرفته شده است (هاموند و همکاران^۳، ۲۰۱۸؛ بنیستون و همکاران^۴، ۲۰۱۸؛ هاس و همکاران^۵، ۲۰۱۷؛ موت و همکاران^۶، ۲۰۱۸). تصاویر سنجش از دوری، می‌تواند اطلاعاتی در مورد الگوی پراکنش برف، فراهم آورد، در نتیجه ابزاری ارزشمند در مناطق مرتفع و دورافتاده است که تعداد ایستگاه‌های زمینی کمتری موجود می‌باشد (نوتاریکولا و همکاران^۷، ۲۰۲۰). بررسی‌ها و مطالعات انجام گرفته، یک نمای پیچیده و ناهمگن، را تصویر می‌سازد که نوسانات برف، وابسته به عوامل مختلفی همچون: ارتفاع، فصل سال، موقعیت منطقه و درون‌کنش پارامترهای اقلیماتولوژیک است (ریپین و همکاران^۸، ۲۰۱۵؛ کوهلر و همکاران^۹، ۲۰۱۴). برف-پوش نقش مهمی در سطح جهانی و منطقه‌ای ایفا می‌کند، به طوری که بخش بزرگی از تابش ورودی را منعکس نموده، و تعادل بیلان تابشی کره زمین را حفظ می‌کند (کلین و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۰؛ جین و همکاران^{۱۱}، ۲۰۰۸؛ ژائو و فرناندرز^{۱۲}، ۲۰۰۹). به طور تقریبی ۴۰ تا ۵۰ درصد از سطح نیمکره شمالی در میانه زمستان تحت پوشش برف قرار دارد (لمک و همکاران^{۱۳}، ۲۰۰۷؛ پپ و همکاران^{۱۴}، ۲۰۰۵؛ هال و همکاران^{۱۵}، ۱۹۹۵). در فصل زمستان، پوشش برف، مهمترین پوشش اراضی سطح زمین در این دوره زمانی است. در مقیاس منطقه‌ای برف-پوش در دسترس محلی آب، رواناب رودخانه‌ها و شارژ مجدد آب‌های زیر زمینی، به خصوص در عرض‌های میانه و بالا، اهمیت دارد (جین و همکاران^{۱۶}، ۲۰۰۸؛ آکیورک و سورمن^{۱۷}، ۲۰۰۲). در کشورهایی همچون نروژ و یا سوئیس، که الکتروسیسته عمدتاً از طریق نیروی آبی تامین می‌گردد، برف-پوش نقش مهمی در تامین انرژی ایفا می‌کند (ویخامر و سولبرگ^{۱۸}، ۲۰۰۳). در این زمینه اطلاع دقیق از مناطقی که دارای پوشش برفی هستند برای مدیریت منابع آبی نیز ضروری است. به طور مثال زمانی که از مدل‌های رواناب ناشی از ذوب برف استفاده می‌شود (بات و بیدال^{۱۹}، ۲۰۱۱). همچنین، داشتن اطلاعاتی در مورد آب معادل برف نیز در مدل‌سازی‌های هیدرولوژیکی و مدیریت منابع آبی دارای اهمیت بسزایی است (فوستر و همکاران^{۲۰}، ۲۰۰۵). علاوه بر این موارد، گزارش شده است که تغییرات عمق برف بر رشد گیاه در برخی گونه‌های گیاهی، اثرات مشخص دارد (فوستر و همکاران^{۲۱}، ۲۰۰۵). کاهش برف-پوش‌ها از دهه ۱۹۶۰ زمانی که اولین ماهواره‌ها شروع به پایش سطح کره زمین کرده‌اند، آغاز شده است (لمک و همکاران^{۲۲}، ۲۰۰۷؛ برواون^{۲۳}، ۲۰۰۰). در

۱. Li et al.
۲. Barnett et al.
۳. Hammond et al.
۴. Beniston et al.
۵. Huss et al.
۶. Mote et al.
۷. Klein et al.
۸. Jain et al.
۹. Zhao and Fernandes
۱۰. Lemke et al.
۱۱. Pepe et al.
۱۲. Hall et al.
۱۳. Jain et al.
۱۴. Akyürek and Sorman
۱۵. Vikhamar and Solberg
۱۶. Butt and Bilal
۱۷. Foster et al.
۱۸. Brown

برخی مناطق مانند چین، روند افزایشی برف-پوش‌ها مشاهده شده است (چه و همکاران^۱، ۲۰۰۸). تغییرات اقلیمی، شرایط برف-پوش‌های جهانی را تحت تاثیر قرار داده و منجر به ذوب زودرس و پوشش کمتر برف شده است (فورستر و همکاران^۲، ۱۹۹۶). پارامترهایی همچون عمق برف ممکن است به دلیل دماهای بالاتر بسته به موقعیت جغرافیایی تغییر کند، در حالیکه عمق برف در جنوب مدار ۴۰ درجه کاهش داشته در شمال مدار ۴۰ درجه افزایش نشان داده است (پنگ و همکاران^۳، ۲۰۱۰). سطوح پوشیده از برف در اثر عوامل اقلیمی و توپوگرافی دست خوش تغییرات سریع و ناهمگن است. با توجه به اینکه ماهواره‌ها قادر به تصویربرداری از یک سطح در مقاطع زمانی مختلف هستند، در مطالعات برف سنجی این امکان را فراهم می‌کنند که پراکنش زمانی و مکانی برف مورد مطالعه قرار گیرد (قنبرپور و همکاران، ۱۳۸۴). رانگو و همکاران^۴ (۱۹۷۷) با بررسی داده‌های هوایی و ماهواره‌ای با قدرت تفکیک مختلف، اطلاعات ماهواره‌ای نو و ژئوز را در تعیین پوشش برف حوضه‌های وسیع با وسعت بیشتر از ۲۰۰ کیلومتری مورد استفاده قرار دادند، همچنین تصاویر ماهواره‌ای لندست، برای حوضه‌های بیش از ۲/۵ کیلومتر مربع و عکس‌های هوایی، برای حوضه‌های با وسعت بیش از ۱ کیلومتر مربع را توصیه کرده‌اند. رامورتی^۵ (۱۹۸۷) نقش سطح مناطق پوشیده از برف را بررسی کرده و با کمک در صد برف-پوش، از مدل رگرسیون برای برآورد رواناب فصل ذوب در حوضه آبخیز ستلج هندوستان استفاده نمود. نتایج آنها نشان می‌دهد که درجه حرارت، تاثیر معناداری در تغییر رواناب ناشی از ذوب برف ندارد. امرتکلی و همکاران^۶ (۲۰۰۵) با استفاده از تصاویر سنجنده مادیس، نقشه‌های برف-پوش را تهیه کردند و رواناب حاصل از ذوب برف را پیش‌بینی کردند. گوپتا^۷ و همکاران (۲۰۰۵) با کمک تصاویر ماهواره‌ای IRS هندوستان، مناطق با پوشش برفی خشک را از تر تفکیک کردند. ناگلر^۸ و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از داده‌های هواشناسی و سنجش از دور، رواناب حاصل از ذوب برف را شبیه‌سازی و پیش‌بینی نمودند. آنان از تصاویر ماهواره‌ای مادیس و تصاویر راداری EnviSat به منظور حذف خطاهای ایجاد شده در دوره‌های ابری طولانی مدت استفاده کردند و از این طریق، نقشه‌های پوشش برف را در تخمین رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه اوتزال اتریش تهیه کردند. پاراجا^۹ و همکاران (۲۰۰۸) در مطالعه‌ای که در اتریش انجام دادند، از ترکیب مکانی-زمانی تصاویر مادیس در تهیه نقشه پوشش برف استفاده کردند. نتایج آنها مطابقت خوبی با مشاهدات زمینی برف نشان می‌دهد. ژانگ و همکاران^{۱۰} (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های مادیس Level-1B، محصولات برف روزانه و محصولات ۸ روزه مادیس به بررسی پوشش‌های برفی پرداختند و بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهد که حد آستانه بهینه شاخص NDSI برای انواع پوشش اراضی، به خصوص برای مناطق جنگلی به صورت فصلی تغییر می‌کند. مولگ و همکاران^{۱۱} (۲۰۱۰)، در مطالعه‌ای که در نواحی کوهستانی ایتالیا انجام دادند به بررسی و کنترل پوشش برف چند زمانی مادیس در مناطق با ارتفاع زیاد پرداختند. آنها از نقشه‌های پوشش برف به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ETM+ به منظور اعتبارسنجی نتایج استفاده کردند که نتایج آنها دقت تصاویر ترکیبی ترا و

۱. Che et al.
۲. Foster et al.
۳. Peng et al.
۴. Rango et al.
۵. Ramamoorthi
۶. EmreTekeli
۷. Gupta et al.
۸. Nagler et al.
۹. Parajka et al
۱۰. Zhang et al.
11. Mölg et al.

آکوا را تأیید کرد. لویز و همکاران^۱ (۲۰۱۳) تلاش کردند که با استفاده از روش‌های زمانی-مکانی اثر ابر را در تهیه پوشش برف مادیس، کاهش دهند، که بدین منظور یک روش چند مرحله‌ای و قاعده‌مندی را ارائه کردند که شامل ترکیب تصاویر چندماهواره‌ای، درون‌یابی زمانی، درون‌یابی مکانی و تخمین احتمال وجود پوشش برف بر اساس اطلاعات توپوگرافی منطقه بود. کی و لیو^۲ (۲۰۱۴) برای بررسی روند پوشش برف در منطقه شین‌جانگ در کشور چین طی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۲ داده‌های دو سنجنده ترا و مودیس آکوا را بکار گرفتند. یافته‌های آنها نشان داد که روند پوشش برف برای ارتفاعات گوناگون و فصول مختلف سال متفاوت است. در فصل زمستان ارتفاعات پایین‌تر از ۲۰۰۰ متر به بالاتر از ۴۰۰۰ متر دارای روند کاهش پوشش برف بودند اما در فصل تابستان ارتفاعات بالاتر از ۳۰۰۰ متر روند افزایشی را از خود نشان می‌دادند. در فلات تبت، وانگ و همکاران^۳ (۲۰۱۷)، با استفاده از تصاویر ماهواره مادیس افست مشخصی در گسترش برف-پوش‌ها و سایر پارامترهای مرتبط همچون، مانایی برف-پوش^۴، زمان مشاهده برف-پوش^۵ و زمان ذوب برف-پوش‌ها^۶، در بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ ملاحظه نکردند. در غرب ایالات متحده آمریکا، موته و همکاران^۷ (۲۰۱۸)، گزارش کرده‌اند که ۳۳ درصد سایت‌های پایش برف، کاهش قابل توجهی از تراکم برف نشان می‌دهند و تنها ۲/۲ درصد از این سایت‌ها افزایش قابل توجه داشته‌اند. مناطق کوهستانی نیمکره جنوبی گزارش شده است که دارای تغییرات قابل توجهی در پوشش برف داشته‌اند. ساودرا و همکاران^۸ (۲۰۱۸)، منطقه کوهستانی آند را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مادیس در بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۶ بررسی کردند. مناطق بین عرض جغرافیایی ۲۹ تا ۳۹ جنوبی، افت قابل توجهی در تعداد روزهای با پوشش برف در حدود ۲ تا ۵ روز کمتر در سال را نشان داده‌اند. در ضمن کاهش برف-پوش در دیواره شرقی آند را بارزتر اعلام داشته‌اند. بورمن و همکاران^۹ (۲۰۱۸)، چهار منطقه کوهستانی را به طور طولانی مدت، با استفاده از داده‌های NOAA-SCE و داده‌های پوشش برف مادیس، بررسی کردند. نتایج بررسی آنها، رفتار ترکیبی و پیچیده روند پوشش برف را نشان داد. نوتارینکولا^{۱۰} (۲۰۲۰)، پارامترهای مرتبط با پوشش برف، از جمله: مساحت پوشیده شده از برف (SCA^{۱۱})، مدت زمان مانایی پوشش برف (SCD^{۱۲})، اولین روز برف-پوشان (FSD^{۱۳})، آخرین روز برف-پوشان (LSD^{۱۴})، ارتفاع خط برف (SLA^{۱۵})، را از داده‌های پوشش برف ماهواره مادیس استخراج نمود. مطالعات وی نشان داد که در حدود ۷۸ درصد از مناطق کوهستانی در مقیاس جهانی، در حال کاهش SCD تا ۴۳ روز و SCA تا ۱۳ درصد افت در برخی مناطق هستند. وی عامل اصلی را تغییر دمای هوا اعلام می‌نماید و اثرات ترکیبی بارش و دما را در زمستان‌های نیمکره شمالی نیز موثر می‌داند. در ایران، میریعقوب و قنبرپور (۱۳۸۹) داده‌های تصاویر سنجنده مادیس را برای همانندسازی رواناب در حوضه آبخیز سد کرج به کار بردند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که ضریب تعیین بین دبی اندازه‌گیری شده و برآورد شده، نزدیک به ۰/۴۷ می‌باشد. فتاحی و همکاران (۱۳۹۰) داده‌های

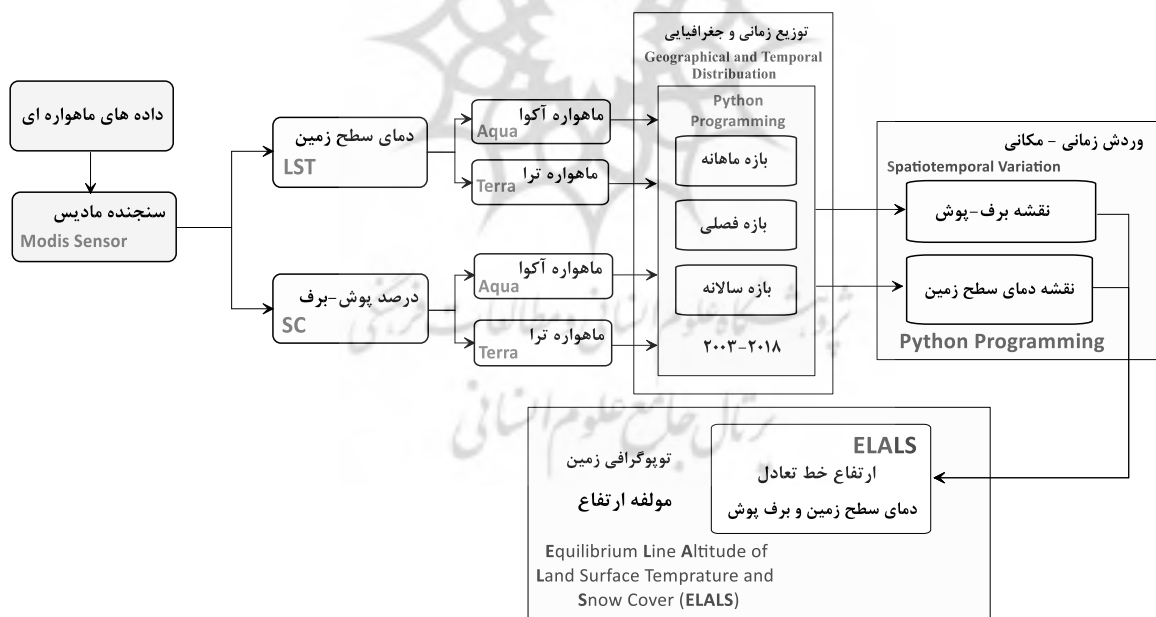
1. López et al.
2. Ke and Liu
3. Wang et al.
4. Snow Cover Duration (SCD)
5. Snow Cover Start (SCS)
6. Snow Cover Melt (SCM)
7. Mote et al.
8. Saavedra et al.
9. Bormann et al.
10. Notarnicola
11. Snow Cover Area (SCA)
22. Snow Cover Duration (SCD)
33. First Snow Day
44. Last Snow Day
55. Snow Line Altitude

پوشش برف سنجنده مودیس را در تفکیک زمانی ۸ روزه برای برآورد دبی حوضه آبریز بازفت به کار گرفتند. بررسی‌ها نشان داد ضریب تعیین میان دبی اندازه‌گیری شده و برآورد شده ۰/۸۲ می‌باشد. وفاخواه و همکاران (۱۳۹۲) سطح پوشش برف^{۱۴} تصویر پوشش برف سنجنده مودیس و پایگاه نووا را در حوضه آبریز طالقان با یکدیگر مقایسه کردند. یافته‌ها نشان داد خطای برآورد پوشش برف پایگاه نووا در قیاس با سنجنده مودیس بالاتر است. کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶)، به بررسی نقش دمای سطح زمین (LST) در پراکنش پوشش برف در ایران به کمک داده‌های ماهواره‌ای مادیس پرداختند، یافته‌های آنها نشان می‌دهد که در مناطقی از ایران که متوسط سالانه دمای سطح زمین کمتر از ۳۰ درجه سانتیگراد است، شرایط ایجاد پوشش برف مهیا است. آنها به پیوند روزهای برف-پوشش و دمای سطح زمین اشاره دارند. آنها همچنین اعلام می‌کنند که شمار روزهای برف-پوشش در مناطقی که دمای آنها صفر درجه سلسیوس است در حداکثر می‌باشد. مسعودیان و کیخسروی کیانی (۱۳۹۶) در پژوهشی تغییرات روزهای همراه با پوشش برف در طبقات ارتفاعی حوضه زاینده رود را ارزیابی کردند. در این پژوهش داده‌های سنجنده مودیس ترا و آکووا در دوره زمانی ۱۳۸۲ تا ۱۳۹۳ به صورت روزانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر استفاده شد. بررسی‌های آنها نشان داد که در ماه‌های فروردین و اردیبهشت شمار روزهای برف-پوشش در کمرندهای ارتفاعی بلند حوضه، یک الگوی کاهشی را نشان می‌دهد. در ماه‌های آبان و آذر شمار روزهای برفپوشش در بسیاری از کمرندهای ارتفاعی رو به افزایش، اما در ماه‌های دی و بهمن شمار روزهای برف-پوشش در بسیاری از کمرندهای ارتفاعی رو به کاهش است. بررسی روند تغییرات سهم بارش در حوضه، نشان می‌دهد، سهم بارش ماه‌های پاییزی رو به افزایش اما سهم بارش ماه‌های زمستانه رو به کاهش است. خسروی و همکاران (۱۳۹۶)، در پژوهشی تغییرات سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری را با داده‌های لندست بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری طی دوره آماری ۲۰۱۱ نسبت به ۱۹۹۱ روندی کاهشی داشته است. عزیزی و همکاران (۱۳۹۶)، به بررسی تغییرات زمانی-مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی پرداختند، آنها بدین منظور از داده‌های ساعتی و ماهانه ایستگاه‌های منطقه و تصاویر ماهواره‌ای مادیس استفاده کردند، نتایج آنها نشان می‌دهد که پوشش برف در اوایل پائیز و اواخر زمستان رو به افزایش و در فصل بهار به طور فزاینده‌ای در حال کاهش است. از نظر ارتفاع، تمامی طبقات ارتفاعی و خصوصاً طبقات ارتفاعی بالای ۳۰۰۰ متر افت پوشش برفی را نشان می‌دهند. محمدی و همکاران (۱۳۹۸)، تغییرات پوشش برف در رشته کوه زاگرس را با استفاده از داده‌های روزانه سنجنده مادیس بررسی کردند. آنها تغییرات سطح پوشش برف (SCA) و برفمرز (SL) را در ماه‌های دارای پوشش برف در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۶ بررسی کردند. برای ارزیابی صحت، از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و تصاویر ماهواره‌ای آستر استفاده کردند، نتایج آنها نشان می‌دهد که به جز سال ۲۰۰۹ که در ارتفاعات زاگرس سال منحصر به فردی به شمار می‌آید، در سایر بخش‌های دوره آماری روند کاهشی در برف-پوشش زاگرس مشاهده می‌شود. فتاحی و مقیمی (۱۳۹۸)، به بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر روند برف در شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای سنجنده مادیس پرداختند، نتایج آنها نشان می‌دهد که تعداد روزهای یخبندان و یا تعداد روزهای یخی، در منطقه مورد مطالعه، روند کاهشی نشان می‌دهد، همچنین طول دوره رویش و دامنه تغییرات شبانه روزی در همان دوره آماری افزایش داشته است. با توجه به موارد فوق، در این پژوهش، ارتباط مولفه‌های محیطی دمای سطح زمین و در صد برف-پوشش ارتفاعات البرز مرکزی مد نظر قرار گرفت تا زمینه برای آشکار سازی تغییرات مکانی و زمانی این مولفه‌های محیطی و پیوند میان آنها فراهم شود. به طور کلی در سابقه پژوهش‌های انجام شده در این زمینه، کمتر به بررسی ارتباط دمای سطح زمین و برف-پوشش در رابطه با مولفه‌های توپوگرافی زمین، پرداخته شده بود. نوآوری این پژوهش را می‌توان در انطباق دمای سطح زمین و برف-پوشش در کنش با مولفه توپوگرافیکی ارتفاع، دانست، به طوری که بررسی دمای سطح زمین و برف-پوشش در ترازهای ارتفاعی مختلف، مورد بررسی، آنالیز و تحلیل قرار گرفته است.

مواد و روش تحقیق

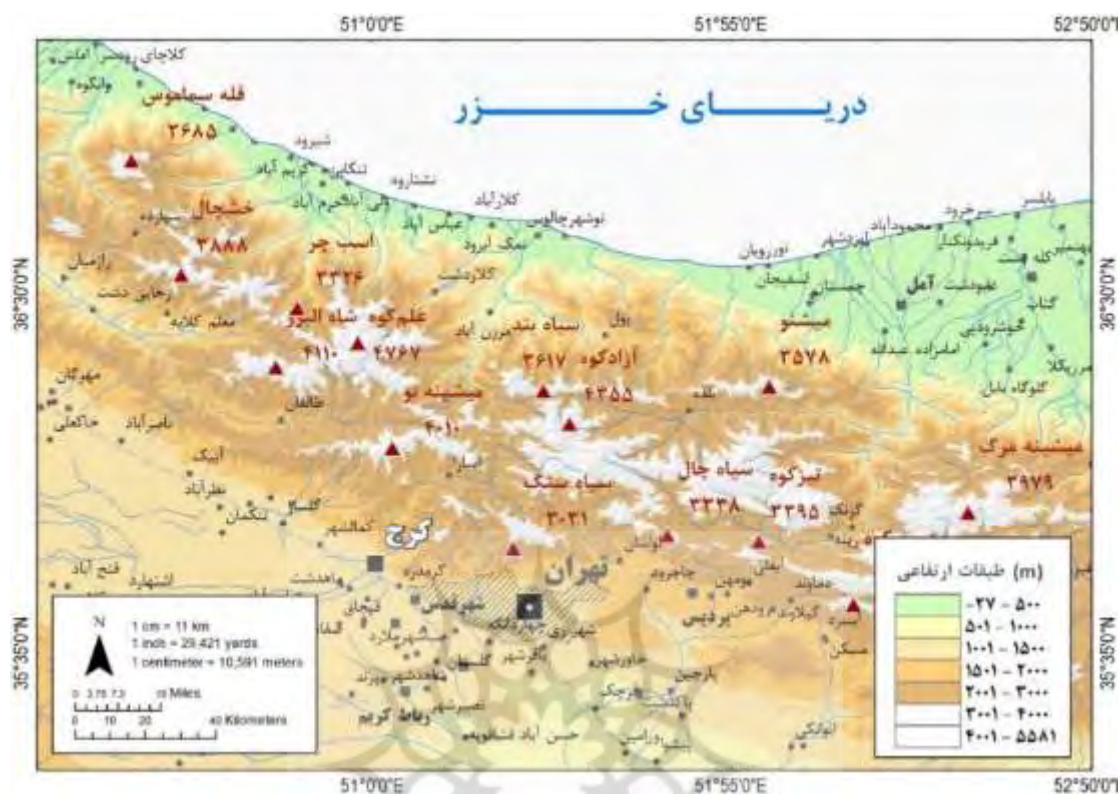
سنسور مادیس بر روی ماهواره‌های ترا و آکوا نصب شده است که پهنه‌ی یکسانی از سطح زمین را با اختلاف زمانی ۳ ساعت هر ۱ تا ۲ روز کل سطح زمین را تصویربرداری می‌نماید. ماهواره آکوا به گونه‌ای تنظیم شده است که با جهت حرکت جنوب به شمال با مدار خورشید آهنگ در ساعت ۱:۳۰ بعد از ظهر به وقت محلی از مدار استوا عبور می‌کند. ماهواره ترا در ساعت ۱۰:۳۰ صبح به وقت محلی بر فراز مدار استوایی در مدار خورشید آهنگ خود از شمال به سمت جنوب حرکت می‌کند. (سایت رسمی ناسا، ۲۰۲۰). محصولات مختلفی از تصاویر ماهواره‌ای مادیس استخراج می‌شود که دو محصول این ماهواره که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است شامل دمای سطح زمین (LST) و درصد برف-پوش (SC) می‌باشد.

در این پژوهش از داده‌های ماهواره‌های ترا و آکوا استفاده شد. هر دو ماهواره سنسور مادیس را حمل می‌نمایند. اطلاعات هر دو ماهواره از سایت سازمان فضایی آمریکا بارگیری شد. بخش مشترک هر دو دیتابیس انتخاب و متوسط اطلاعات ماهواره ترا و آکوا به دست آمد. برای دمای سطح زمین از محصول MOD11C3 سطح سوم سنجنده مادیس و برای برف-پوش از داده‌های محصول MOD10CM ورژن ۶ استفاده شد که دارای قدرت تفکیک مکانی ۰/۰۵ و قدرت تفکیکی زمانی ماهانه است. دوره آماری مورد نظر از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۸ میلادی انتخاب و مدیریت و آماده‌سازی پایگاه داده بر اساس زبان کدنویسی پایتون انجام شد. داده‌های خام با فرمت HDF به فرمت TIF و سپس ASCII تبدیل گردید و با کمک زبان برنامه نویسی پایتون پردازش گردید. در شکل (۲) نمودار گردش پژوهش نشان داده شده است.



شکل ۲: فلوجارت پژوهش

محدوده مورد مطالعه واقع در کمربند کوهستانی آلپ هیمالیا در بخش مرکزی واحد کوهستانی البرز قرار گرفته است. این واحد از دره سفیدرود شروع و تا حدوداً دره هراز در شرق امتداد می‌یابد. این محدوده در بین طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۹ دقیقه و ۱۹/۸ ثانیه تا ۵۲ درجه و ۵۶ دقیقه و ۳۹/۱۲ ثانیه طولی شرقی و در بین عرض جغرافیایی ۳۵ درجه و ۲۴ دقیقه و ۱۹/۰۸ ثانیه تا ۳۶ درجه و ۵۷ دقیقه و ۲۴/۱۲ ثانیه عرض شمالی قرار گرفته است. شکل (۱) نقشه موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد.



شکل ۱: محدوده مورد پژوهش

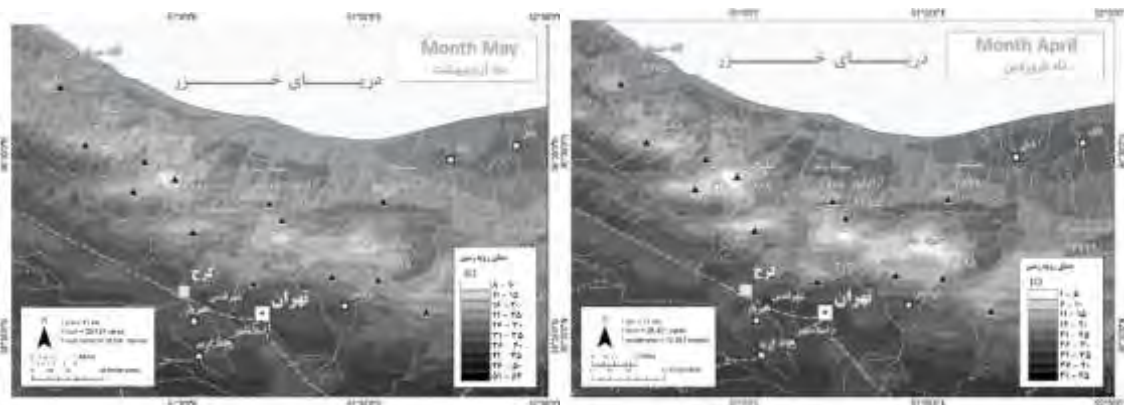
بحث و یافته‌ها

بررسی و برآورد دمای سطح زمین^۱ (LST)

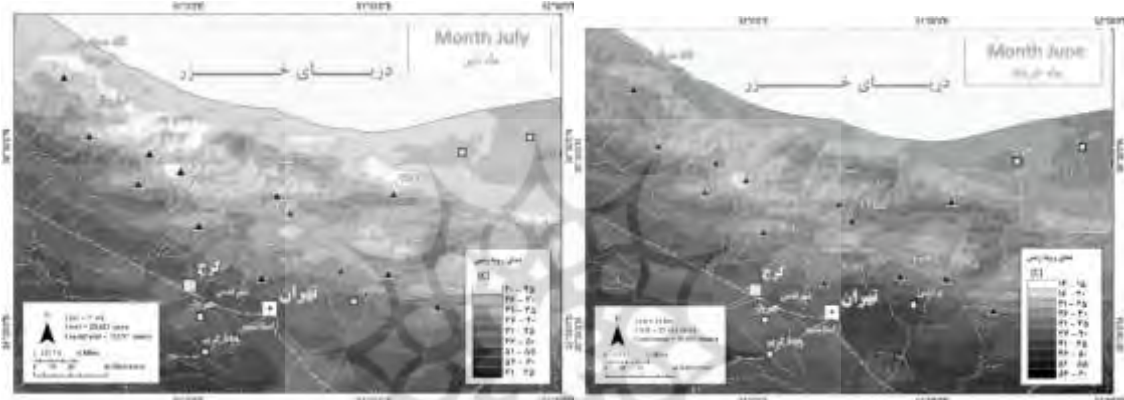
دمای سطح زمین در بازه‌های ماهانه، فصلی و سالانه در ارتفاعات البرز مرکزی بر اساس داده‌های سنجنده مادیس برآورد و به صورت نقشه ارائه گردید. در ادامه در بازه‌های زمانی ذکر شده وضعیت LST البرز مرکزی بررسی می‌شود.

الگوی LST البرز میانی در بازه ماهانه

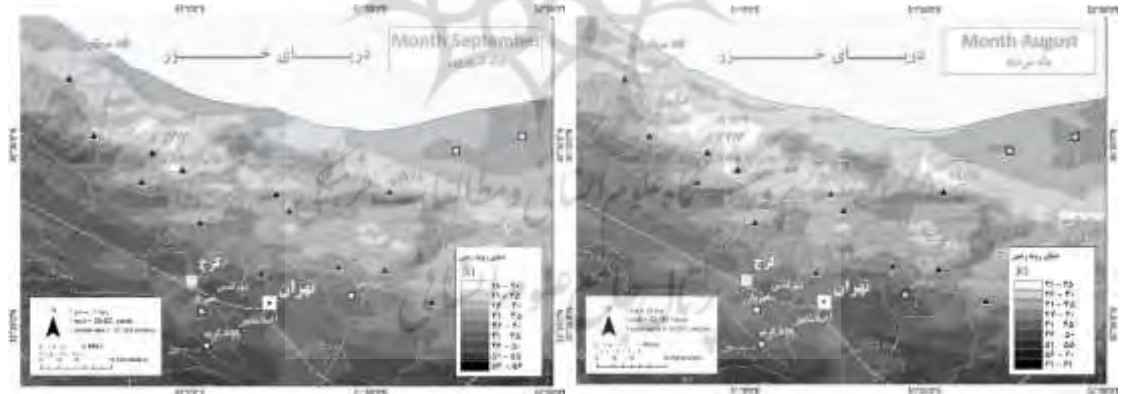
متوسط ماهانه دمای سطح زمین، در ارتفاعات البرز مرکزی بر اساس داده‌های روزانه ماهواره مادیس محاسبه گردید که در شکل‌های (۳) تا (۸) ملاحظه می‌شوند. تقریباً در تمامی ماه‌ها، LST دامنه‌های جنوبی مقادیر بالاتری از دامنه‌های رو به دریای خزر را نشان می‌دهند. پائین‌ترین مقدار LST بخش البرز مرکزی در دوره آماری مورد بررسی، ماه بهمن است که به حدود ۲۳- درجه سانتیگراد نزول می‌کند. پائین‌ترین متوسط LST ماهانه البرز مرکزی، به محدوده قله خشچال، علم کوه، سیاه چال، دماوند، می‌شینه مرگ و تیغه‌های کوه ستانی اطراف آنها مربوط می‌گردد که عمدتاً ارتفاعی بالاتر از ۳۵۰۰ متر دارند. بالاترین LST در دامنه‌های جنوبی منتهی به دشت‌های قم و سمنان مشاهده می‌شود که در ماههای تیر، مرداد و شهریور به بیش از ۴۰ درجه سلسیوس می‌رسد.



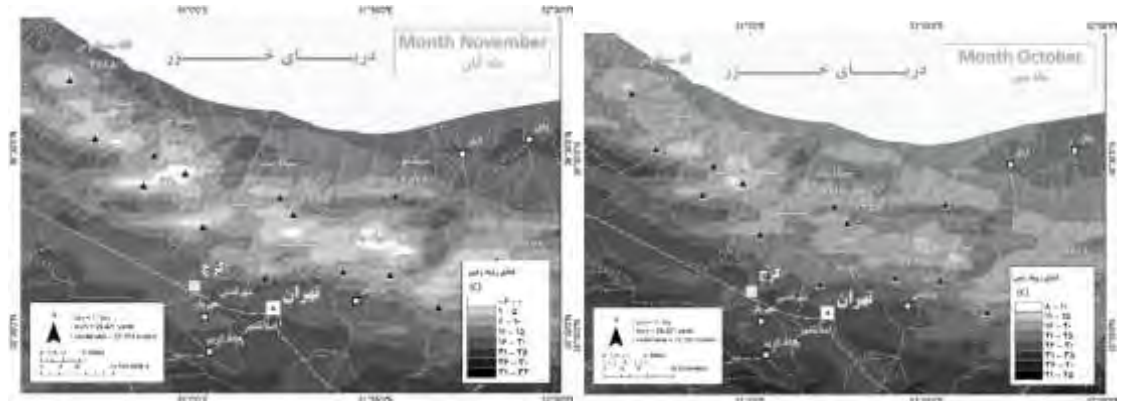
شکل ۳: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های فروردین و اردیبهشت



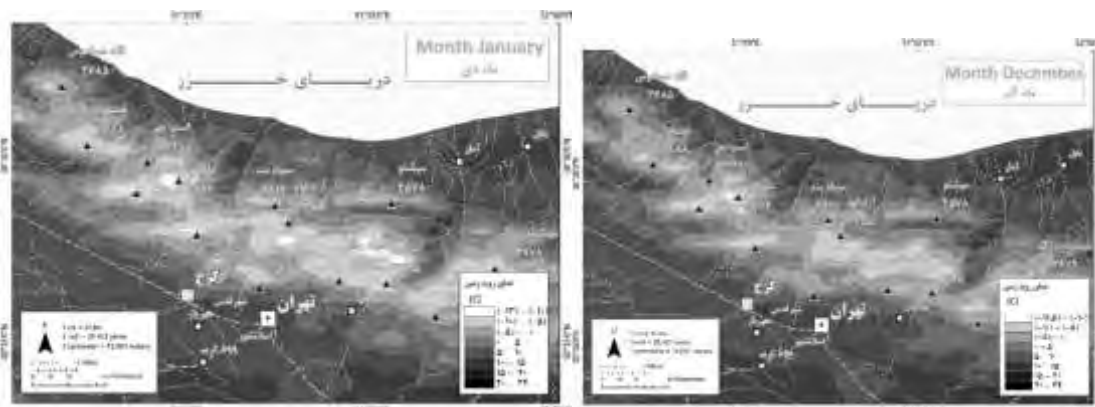
شکل ۴: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های خرداد و تیر



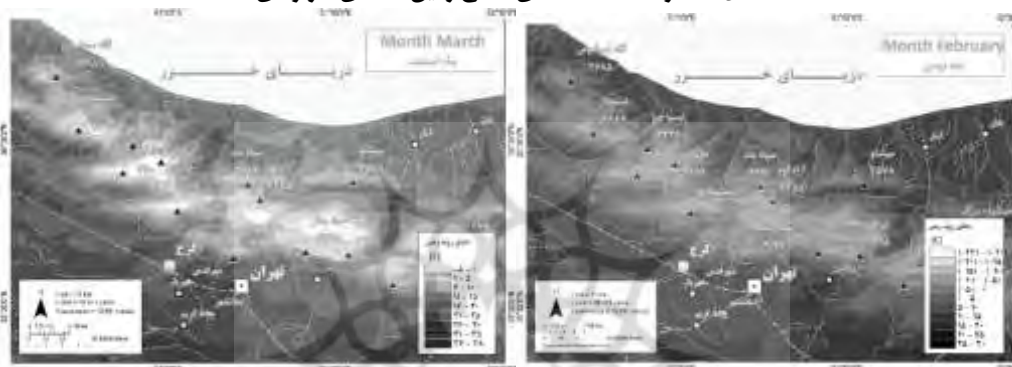
شکل ۵: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های مرداد و شهریور



شکل ۶: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های مهر و آبان



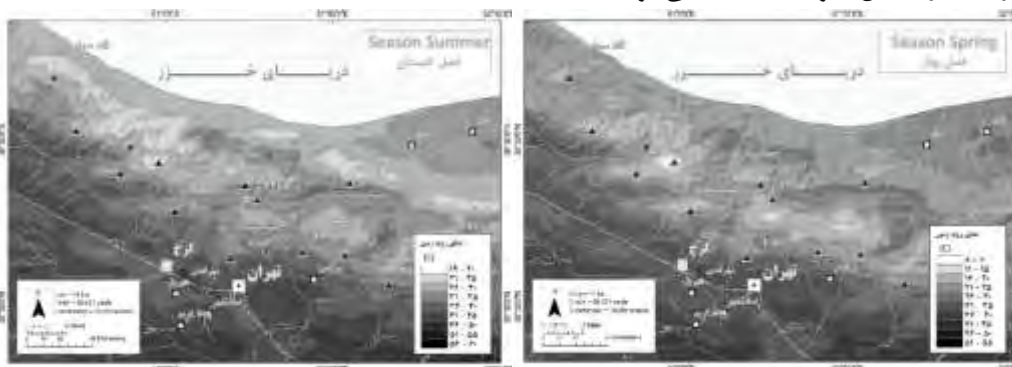
شکل ۷: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های آذر و دی



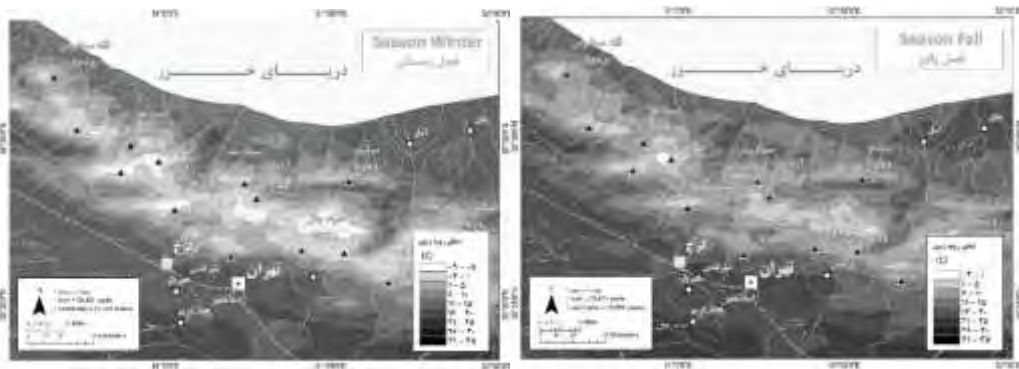
شکل ۸: متوسط ماهانه دمای سطح زمین ماه‌های بهمن و اسفند

الگوی LST البرز میانی در بازه فصلی

علاوه بر بازه ماهانه، در دوره‌های فصلی نیز LST البرز مرکزی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. متوسط فصلی LST ارتفاعات البرز مرکزی بر اساس داده‌های ماهواره‌ای مادیس در شکل‌های ۹ و ۱۰ نمایش داده شده است. همان طوری که در شکل‌های ۹ و ۱۰ ملاحظه می‌شود، LST تابستانه در ارتفاعات البرز مرکزی به حداقل ۲۰ درجه و حداکثر به بالای ۳۵ درجه سلسیوس در دامنه‌های جنوبی این ارتفاعات می‌رسد. که البته به سمت چاله‌های مرکزی به شدت افزایش یافته و به بیش از ۳۵ درجه افزایش دارد. تفاوت معنادار LST بین دامنه‌های شمالی و جنوبی در ارتفاعات البرز مرکزی مشاهده می‌شود. LST زمستانه در بدنه مرتفع البرز مرکزی، در مناطقی که ارتفاعی بیش از ۳۰۰۰ متر دارند، زیر صفر و تا ۹- درجه سلسیوس نیز می‌رسد. در بدنه ارتفاعات البرز مرکزی LST پاییزه کمینه بیشتری به نسبت LST بهار دارد که در اشکال ۹ و ۱۰ مشاهده می‌شود.



شکل ۹: متوسط فصلی دمای سطح زمین فصل بهار و تابستان



شکل ۱۰: متوسط فصلی دمای سطح زمین فصل پاییز و زمستان

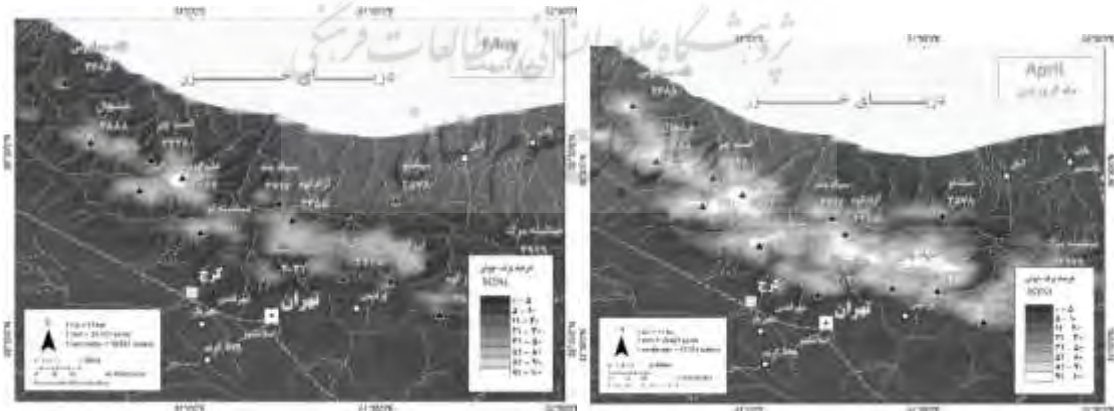
الگوی LST البرز میانی در بازه سالانه

متوسط LST سالانه در بازه زمانی ۲۰۰۳-۲۰۱۸ بررسی و محاسبه گردید. در سال‌های ۲۰۰۷، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۵ پایین‌ترین مقادیر LST سالانه را دارا می‌باشد. الگوی سالانه، نشان می‌دهد که کمینه LST در اراضی مرتفع به سمت دامنه‌های شمالی البرز مرکزی تمایل دارد. در دامنه‌های شمالی به سمت کناره‌های دریای خزر نیز با کاهش ارتفاع، مقدار LST افزایش می‌یابد که البته میزان افت LST با کاهش ارتفاع به مقدار مشابه در دامنه‌های جنوبی نیست. به طور مشخص در ارتفاعات البرز میانی و دشت‌های مشرف به آن، LST تحت تاثیر ارتفاع و جهت (شمالی و جنوبی) قرار دارد (جدول ۵).

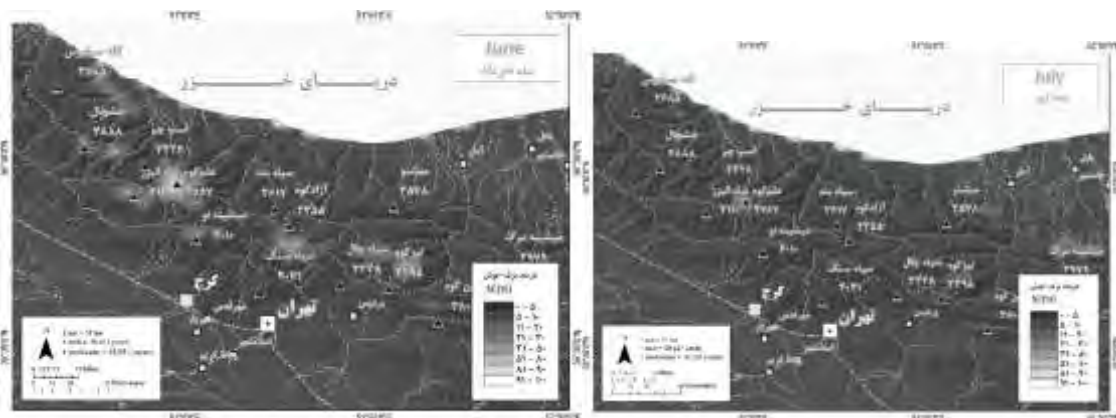
بررسی و برآورد درصد برف-پوش (SC)

الگوی SC البرز میانی در بازه ماهانه

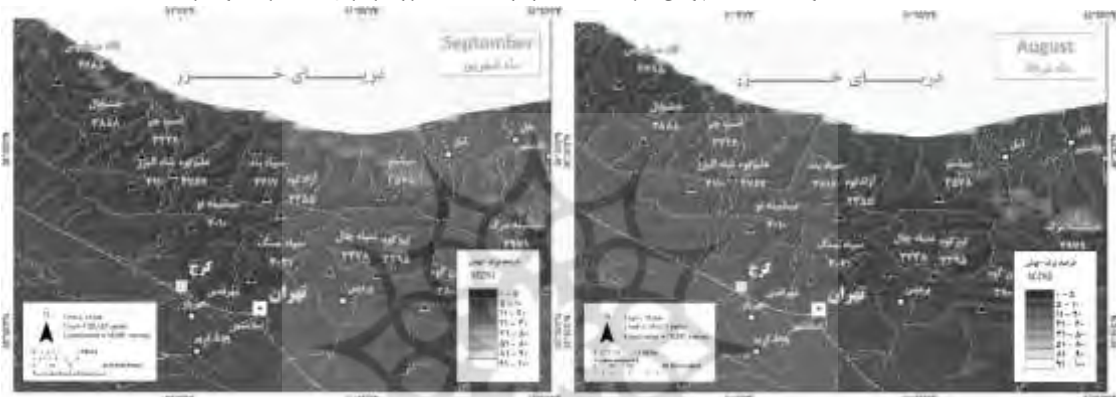
الگوی برف-پوش البرز مرکزی در بازه ماهانه بر اساس داده‌های ماهواره‌ای مادیس محاسبه و ترسیم شد که در اشکال ۱۱ تا ۱۶ نشان داده شده است. از ماه آبان با شروع فصل سرد و بارش، SC در این محدوده، تقویت شده و در ماه دی به حداکثر گسترش خود می‌رسد. مجدداً با شروع روند گرمایش فصلی از ماه‌های اردیبهشت و خرداد، SC روند کاملاً کاهشی داشته و در ماه‌های مرداد و شهریور به حداقل می‌رسد.



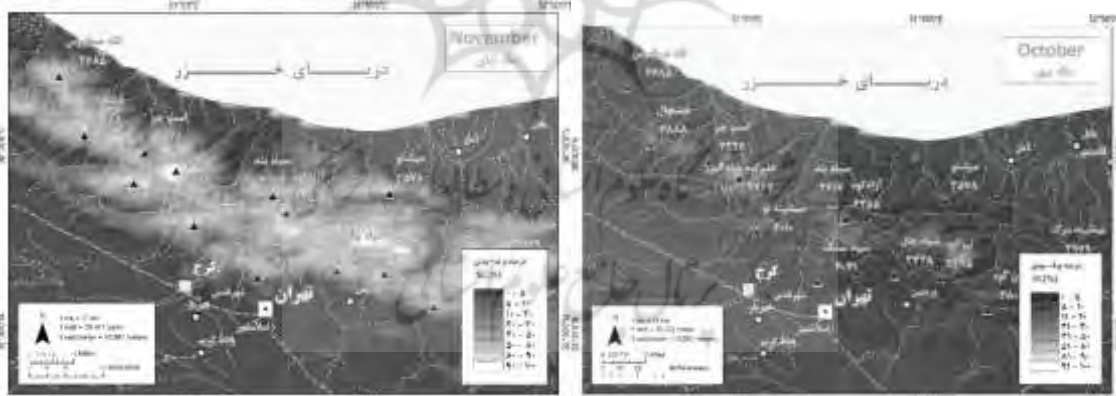
شکل ۱۱: متوسط ماهانه پوش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه فروردین و اردیبهشت



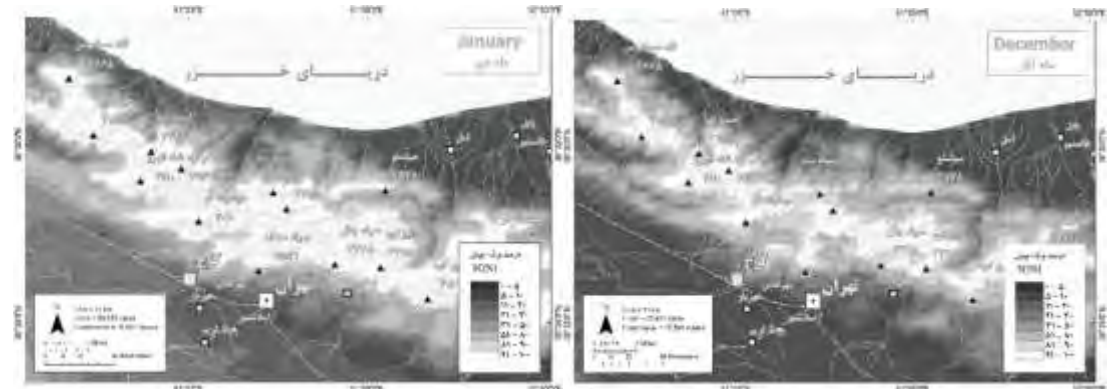
شکل ۱۲: متوسط ماهانه پوشش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه خرداد و تیر



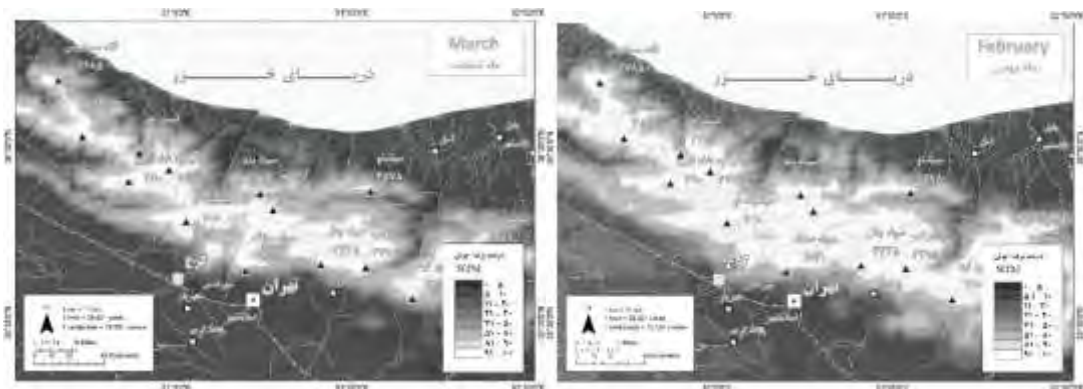
شکل ۱۳: متوسط ماهانه پوشش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه مرداد و شهریور



شکل ۱۴: متوسط ماهانه پوشش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه مهر و آبان



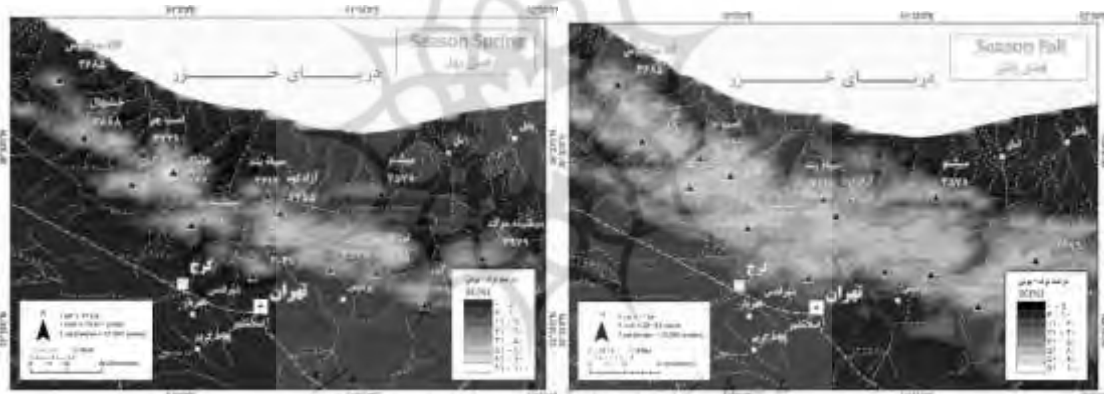
شکل ۱۵: متوسط ماهانه پوشش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه آذر و دی



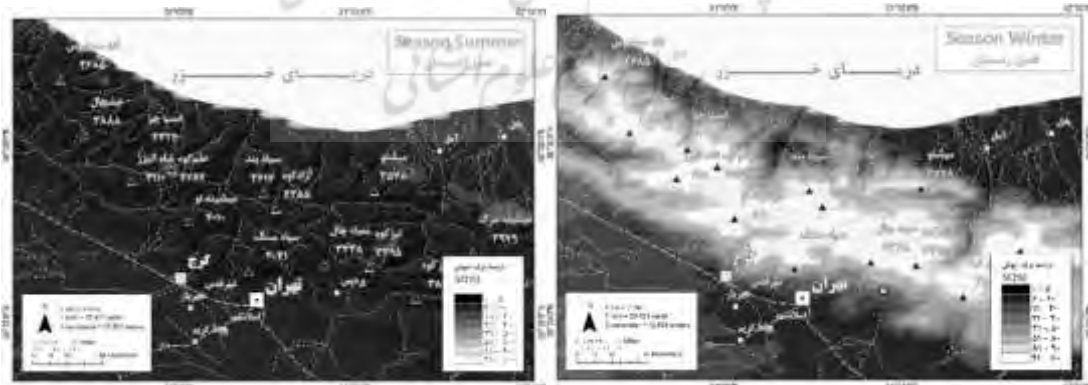
شکل ۱۶: متوسط ماهانه پوش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی ماه بهمن و اسفند

الگوی SC البرز میانی در بازه فصلی

الگوی SC فصلی نیز محاسبه و ترسیم گردید که در اشکال ۱۷ و ۱۸ نشان داده شده است. وضعیت SC فصلی نشان می‌دهد که SC در تمامی فصول تابعی از ارتفاع است. در فصل پاییز SC گسترش بیشتری به نسبت فصل بهار دارد. در فصل زمستان و تابستان به ترتیب حداکثر و حداقل پوشش را به خود اختصاص می‌دهد. به طور کلی در تمامی فصول شیب SC تمایل بیشتری به دامنه‌های شمالی دارد.



شکل ۱۷: متوسط فصلی پوش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی فصل پاییز و بهار



شکل ۱۸: متوسط فصلی پوش برف (SC) در ارتفاعات البرز مرکزی فصل تابستان و زمستان

الگوی SC البرز میانی در بازه سالانه

الگوی SC در ارتفاعات البرز مرکزی در دوره‌های سالانه بررسی و برآورد گردید. در سال‌های ۲۰۰۵، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۱ به نسبت متوسط SC قوی‌تری داشته‌اند. به طور کلی، با توجه به نقشه‌های متوسط SC ارتفاعات البرز مرکزی، SC تابعی از ارتفاع می‌باشد. حد متوسط سالانه SC مرز پیدایش رو ستایی کوچک را تعیین می‌کند. به طوری که حداکثر

پیشروی روستاهای کوهستانی البرز مرکزی تا این آستانه محیطی، پیشروی داشته و بالاتر از آن امکان استقرار پیدا نکرده‌اند) جدول ۶.

بررسی ارتباط LST و SC با مولفه توپوگرافیکی ارتفاع

بعد از محاسبه و بررسی LST و SC در ارتفاعات البرز مرکزی در بازه‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه، به بررسی ارتباط این مولفه محیطی پرداخته شد. به طور مشخص مولفه محیطی LST در طبقات ارتفاعی مختلف در ارتفاعات البرز مرکزی مورد بررسی قرار گرفت. دمای سطح زمین در طبقات مختلف ارتفاعی در بازه ماهانه در جدول ۱ و در صد برف-پوش در طبقات ارتفاعی مختلف در بازه ماهانه در جدول ۲ نمایش داده شده است.

جدول ۱: دمای سطح زمین متوسط ماهواره مادیس آکوا و ترا در بازه ماهانه

ارتفاع	شهریور	مهر	آبان	آذر	مهر	اسفند	خرداد	تیر	دی	بهمن	آذر	مرداد	فروردین
-۲۷-۵۰۰	۲۹/۵۲۴	۲۰/۹۶۴	۲۰/۱۴۳	۲۸/۱۸۲	۲۳/۲۱۷	۲۲/۶۷۲	۲۲/۵۶۷	۱۲/۲۱	۱۵/۳۵	۱۳/۰۹۹	۲۲/۹۳	۲۰/۰۷۹	۲۷/۰۰۰
۵۰۰-۱۰۰۰	۲۲/۳۴۵	۲۲/۸۰۵	۲۲/۵۳۵	۲۱/۸۱۳	۲۷/۲۸۲	۲۷/۲۰۵	۲۸/۷۸۵	۱۲/۹۲۱	۱۹/۵۲۵	۱۶/۰۲۹	۲۸/۳۰۵	۲۸/۲۹۵	۲۲/۲۹۵
۱۰۰۰-۱۵۰۰	۲۱/۱۱۰۵	۲۱/۲۲	۱۹/۹۷۰۵	۲۸/۳۳۵	۲۲/۲۲۲	۲۲/۲۵۵	۲۲/۵۱۸۵	۱۰/۵۱۰۵	۱۵/۲۹۲	۱۲/۱۱۲	۲۶/۰۶۹	۲۶/۰۶۹	۲۱/۲
۱۵۰۰-۲۰۰۰	۲۸/۳۴۵	۲۸/۳۴۵	۲۲/۰۴۰۵	۱۹/۲۹۷	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵	۲۲/۰۴۰۵
۲۰۰۰-۲۵۰۰	۲۲/۷۲۵	۲۵/۲	۱۱/۶۷	۲۸/۰۱۹	۱۲/۸۹۶	۲۶/۲۷۵	۲۶/۶۹۹	۱/۲۲۳	۲۹/۶۹۹	۲/۱۸۴	۲/۰۰۵	۲۲/۱۷۶	۲۱/۵۸۵
۲۵۰۰-۳۰۰۰	۲۰/۸۷۵	۲۰/۸۱۹	۷/۵۹۱۵	۲۲/۳۳۵	۷/۸۷	۲۱/۱۹۱	۲۲/۹۱۳	-۳/۰۲۱	-۳/۰۲۱	-۱/۰۸۶	-۱/۰۸۶	-۱/۰۸۶	۱۶/۲۸۵
۳۰۰۰-۳۵۰۰	۲۷/۳۳۵	۲۷/۳۳۵	۱۹/۷۳۰۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۲۷/۷۲۵	۱۲/۰۷۱
۳۵۰۰-۴۰۰۰	۲۵/۴۳۵	۲۵/۴۳۵	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۱۶/۲۲	۸/۵۳۳
۴۰۰۰-۵۰۰۰	۲۲/۴۵۵	۲۲/۴۵۵	-۱/۵۳۳	۱۶/۵۹۴	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	-۱/۵۳۳	۶/۸۱۳

جدول (۱) توزیع ارتفاعی دمای سطح زمین در ارتفاعات البرز مرکزی را بر اساس متوسط داده‌های ماهواره آکوا و ترا نشان می‌دهد. به طوری که در جدول مشاهده می‌شود، در تمامی ماه‌ها دمای سطح زمین در طبقات ارتفاعی بالاتر، کاهش دارد. در ماه‌های آذر، دی و بهمن LST در بالاتر از طبقه ارتفاع ۲۵۰۰ متری، زیر صفر درجه سانتیگراد است. و در ماه‌های تیر، مرداد و شهریور در پائین تر از باند ارتفاعی ۲۵۰۰ متر، دمای سطح زمین بالاتر از ۳۵ درجه سانتیگراد است.

جدول ۲: درصد پوشش-برف (SC) متوسط ماهواره مادیس آکوا و ترا در بازه ماهانه

ارتفاع	شهریور	مهر	آبان	آذر	مهر	اسفند	خرداد	تیر	دی	بهمن	آذر	مرداد	فروردین
-۲۷-۵۰۰	-۱/۴۰۵	-۱/۹۴	-۱/۵۵۷	-۱/۲۴۵	-۱/۲۴۵	-۱/۵۶۲	-۱/۵۳۵	-۱/۱۵۷۵	-۱/۲۹۵	-۱/۶۹۱۵	-۱/۶۹۱۵	-۱/۱۳۳	-۱/۲۱۶
۵۰۰-۱۰۰۰	-۱/۸۲۵	-۱/۵۵	-۱/۷۷۳	-۱/۰۱۶	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۷	-۱/۲۴۸
۱۰۰۰-۱۵۰۰	-۱/۰۶۹۵	-۱/۱۳۹	-۱/۸۳۱۵	-۱/۰۶۲۵	-۱/۷۹۲	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۰۲۳	-۱/۴۵۴۵
۱۵۰۰-۲۰۰۰	-۱/۰۹۳	-۱/۳۰۵	-۱/۵۱۵	-۱/۵۱۵	-۱/۹۲۲	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۰۶۸۵	-۱/۱۴۲۵
۲۰۰۰-۲۵۰۰	-۱/۱۴۷۵	-۱/۶۰۵	-۱/۵۹۵	-۱/۵۹۵	-۱/۵۹۵	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۲۶۵۵
۲۵۰۰-۳۰۰۰	-۱/۲۹۱	-۱/۸۹	-۱/۷۹۰۵	-۱/۷۹۰۵	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲
۳۰۰۰-۳۵۰۰	-۱/۵۳۳	-۱/۶۷	-۱/۵۷۵	-۱/۵۷۵	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۲
۳۵۰۰-۴۰۰۰	-۱/۱۳۸	-۱/۶۸۹۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵
۴۰۰۰-۵۰۰۰	-۱/۸۴۹	-۱/۲۱۶	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵	-۱/۴۳۵

جدول (۲) نوسانات درصد برف-پوش البرز مرکزی در بازه ماهانه در طبقات ارتفاعی مختلف را بر اساس متوسط داده‌های ماهواره آکوا و ترا نشان می‌دهد. به طوری که در این جدول مشاهده می‌شود، در ماه‌های آذر، دی، بهمن، و اسفند SC مقادیر بیشتری نشان می‌دهند. در ماه‌های دی و بهمن، بالای باند ارتفاعی ۳۵۰۰ متری درصد پوشش برف به ۱۰۰ درصد می‌رسد. ماه‌های تیر، مرداد و شهریور، SC در حوض خود در این واحد ارتفاعی قرار دارد.

جدول ۳: دمای سطح زمین متوسط ماهواره مادیس آکوا و ترا در بازه فصلی

ارتفاع	پائیز	بهار	تابستان	زمستان
۵۰۰ - ۲۷	۲۱/۴۰	۳۷/۳۱	۴۳/۰۰	۱۶/۹۳
۱۰۰۰ - ۵۰۰	۲۴/۷۹	۴۱/۱۰	۴۶/۸۱	۲۰/۵۷
۱۵۰۰ - ۱۰۰۰	۲۱/۴۳	۳۸/۰۵	۴۴/۵۷	۱۶/۷۴
۲۰۰۰ - ۱۵۰۰	۱۷/۰۴	۳۲/۷۶	۴۱/۶۹	۱۰/۴۲
۲۵۰۰ - ۲۰۰۰	۱۳/۴۹	۲۸/۶۳	۳۸/۰۷	۵/۷۹
۳۰۰۰ - ۲۵۰۰	۹/۳۳	۲۳/۶۰	۳۳/۳۶	۱/۲۰
۳۵۰۰ - ۳۰۰۰	۶/۲۶	۱۹/۸۴	۳۰/۴۵	-۲/۲۲
۴۰۰۰ - ۳۵۰۰	۳/۸۲	۱۶/۷۰	۲۸/۴۴	-۴/۸۱
۵۶۰۰ - ۴۰۰۰	۲/۲۸	۱۴/۵۳	۲۶/۲۷	-۵/۶۲

جدول (۳) نوسانات دمای سطح زمین در بازه فصلی در ارتفاعات البرز مرکزی بر اساس متوسط داده‌های ماهواره آکوا و ترا نشان می‌دهد. بر این اساس، دمای سطح زمین در فصل زمستان در تمامی طبقات ارتفاعی، کمترین دما را در طول سال دارد. در این فصل، از باند ارتفاعی ۳۰۰۰ متر به بالا، دمای سطح زمین در زیر صفر درجه سانتیگراد قرار دارد. در فصل تابستان حداکثر مقادیر LST مشاهده می‌گردد و در فصول اعتدالین، در واحد البرز مرکزی فصل بهار به نسبت LST بالاتری از فصل پاییز را تجربه می‌کند.

جدول ۴: درصد پوش برف (SC) متوسط ماهواره مادیس آکوا و ترا در بازه فصلی

ارتفاع	پائیز	بهار	تابستان	زمستان
۵۰۰ - ۲۷	۰/۷۰	۰/۱۵	۰/۱۳	۳/۱۴
۱۰۰۰ - ۵۰۰	۱/۳۶	۰/۱۰	۰/۰۵	۴/۳۴
۱۵۰۰ - ۱۰۰۰	۳/۶۱	۰/۱۸	۰/۰۶	۱۰/۹۸
۲۰۰۰ - ۱۵۰۰	۹/۶۶	۰/۴۵	۰/۰۹	۳۰/۷۹
۲۵۰۰ - ۲۰۰۰	۲۱/۰۶	۲/۳۳	۰/۱۵	۵۷/۱۵
۳۰۰۰ - ۲۵۰۰	۳۷/۰۷	۱۲/۳۶	۰/۲۹	۸۱/۲۷
۳۵۰۰ - ۳۰۰۰	۴۹/۳۹	۲۷/۷۰	۰/۵۶	۹۳/۰۴
۴۰۰۰ - ۳۵۰۰	۵۹/۵۹	۴۶/۶۳	۱/۲۸	۹۸/۹۷
۵۶۰۰ - ۴۰۰۰	۶۹/۹۶	۶۶/۹۹	۵/۳۱	۱۰۰/۰۰

جدول (۴) بردش‌های درصد برف-پوش فصلی البرز مرکزی را بر اساس متوسط داده‌های ماهواره ترا و آکوا نشان می‌دهد. به طوری که مشاهده می‌شود، SC به طور کامل تابعی از ارتفاع است. با افزایش ارتفاع، درصد SC افزایش می‌یابد این ارتباط در باند ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متر قوی‌تر است.

جدول ۵: متوسط سالانه دمای سطح زمین متوسط ماهواره مادیس آکوا و ترا

میلادی	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۶	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۲	۲۰۱۳	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۶	۲۰۱۷	۲۰۱۸
شمسی	۱۳۸۲	۱۳۸۳	۱۳۸۴	۱۳۸۵	۱۳۸۶	۱۳۸۷	۱۳۸۸	۱۳۸۹	۱۳۹۰	۱۳۹۱	۱۳۹۲	۱۳۹۳	۱۳۹۴	۱۳۹۵	۱۳۹۶	۱۳۹۷
۵۰۰ - ۲۷	۲۷/۶۸	۲۹/۸۳	۲۹/۷۴	۳۰/۵۴	۲۹/۷۳	۲۹/۸۰	۲۸/۸۸	۳۰/۲۸	۲۸/۸۳	۲۹/۷۲	۲۹/۷۵	۳۰/۰۴	۲۹/۶۶	۲۹/۴۳	۳۰/۹۷	۳۰/۱۹
۱۰۰۰ - ۵۰۰	۳۱/۸۳	۳۳/۱۸	۳۳/۱۳	۳۳/۵۶	۳۲/۵۱	۳۲/۹۰	۳۲/۳۹	۳۲/۹۹	۳۲/۶۹	۳۳/۰۱	۳۳/۷۷	۳۴/۲۶	۳۳/۹۱	۳۳/۹۲	۳۴/۶۶	۳۴/۰۴
۱۵۰۰ - ۱۰۰۰	۲۹/۰۸	۳۰/۳۰	۲۹/۷۶	۳۰/۳۵	۲۹/۳۸	۲۹/۵۱	۲۹/۲۰	۳۱/۱۱	۲۹/۰۵	۲۹/۷۴	۳۰/۹۵	۳۱/۲۷	۳۰/۸۵	۳۰/۸۲	۳۱/۶۱	۳۰/۸۸
۲۰۰۰ - ۱۵۰۰	۲۴/۴۸	۲۵/۳۹	۲۴/۸۹	۲۵/۳۱	۲۳/۹۴	۲۴/۸۹	۲۴/۷۹	۲۷/۰۴	۲۴/۱۵	۲۴/۸۰	۲۶/۴۲	۲۶/۱۲	۲۶/۷۲	۲۶/۲۹	۲۷/۱۶	۲۶/۰۳
۲۵۰۰ - ۲۰۰۰	۲۰/۲۴	۲۱/۲۰	۲۱/۲۰	۲۱/۳۷	۱۹/۹۴	۲۱/۲۱	۲۰/۴۷	۲۳/۴۸	۲۰/۱۱	۲۰/۳۲	۲۱/۴۳	۲۱/۳۵	۲۱/۶۶	۲۱/۳۱	۲۲/۲۰	۲۱/۱۸
۳۰۰۰ - ۲۵۰۰	۱۵/۷۹	۱۶/۵۷	۱۶/۴۸	۱۶/۸۱	۱۵/۳۵	۱۶/۷۱	۱۵/۵۵	۱۹/۲۴	۱۵/۱۹	۱۵/۴۱	۱۷/۷۹	۱۷/۸۳	۱۷/۵۳	۱۷/۷۳	۱۸/۸۵	۱۷/۸۹
۳۵۰۰ - ۳۰۰۰	۱۲/۶۳	۱۳/۲۴	۱۳/۱۵	۱۳/۵۷	۱۲/۰۱	۱۳/۵۱	۱۲/۱۶	۱۶/۱۶	۱۱/۸۵	۱۱/۹۹	۱۴/۵۷	۱۴/۳۸	۱۳/۹۲	۱۴/۵۲	۱۵/۷۴	۱۴/۷۴
۴۰۰۰ - ۳۵۰۰	۱۰/۱۹	۱۰/۶۲	۱۰/۶۲	۱۱/۰۸	۹/۵۳	۱۱/۰۲	۹/۶۵	۱۳/۶۸	۹/۳۹	۹/۳۸	۱۲/۱۲	۱۲/۷۰	۱۱/۰۹	۱۱/۹۱	۱۳/۱۸	۱۲/۱۹
۵۶۰۰ - ۴۰۰۰	۸/۵۵	۹/۰۵	۹/۰۴	۹/۴۸	۷/۹۱	۹/۴۰	۸/۰۷	۱۲/۱۳	۷/۷۴	۷/۶۸	۱۰/۴۶	۹/۹۲	۹/۲۴	۹/۹۸	۱۱/۴۰	۱۰/۴۹

جدول (۵) بردش‌های متوسط دمای سطح زمین در بازه سالانه در طبقات ارتفاعی مختلف بر اساس متوسط داده‌های ماهواره‌های ترا و آکوا نشان می‌دهد. به طور کلی متوسط LST سالانه به سمت طبقات ارتفاعی مرتفع، کاهش می‌یابد.

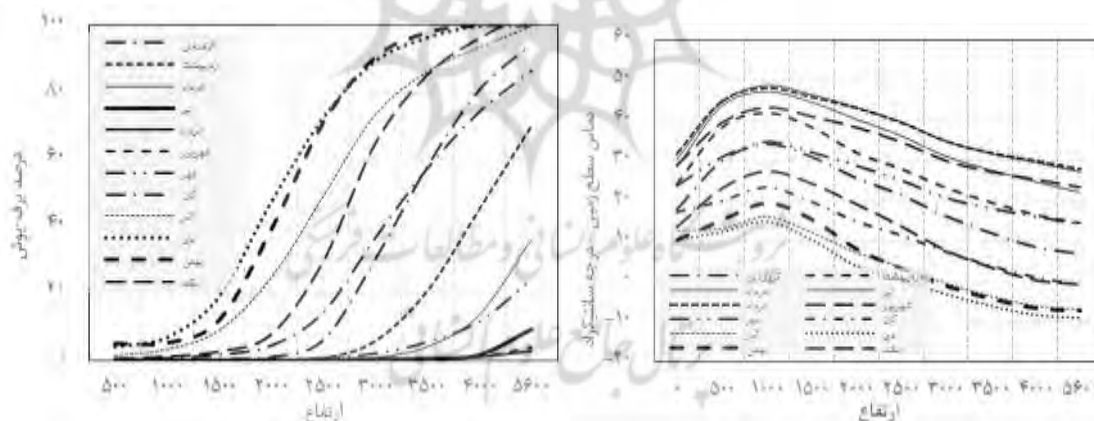
کمینه مطلق LST سالانه در سال ۲۰۱۲ در طبقه ارتفاعی بالای ۴۰۰۰ مشاهده شد و بیشینه مطلق آن در سال ۲۰۱۷ در طبقه ارتفاعی ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر حادث شده است.

جدول ۶: متوسط سالانه درصد برف-پوش متوسط ماهواره مادیس آکوا

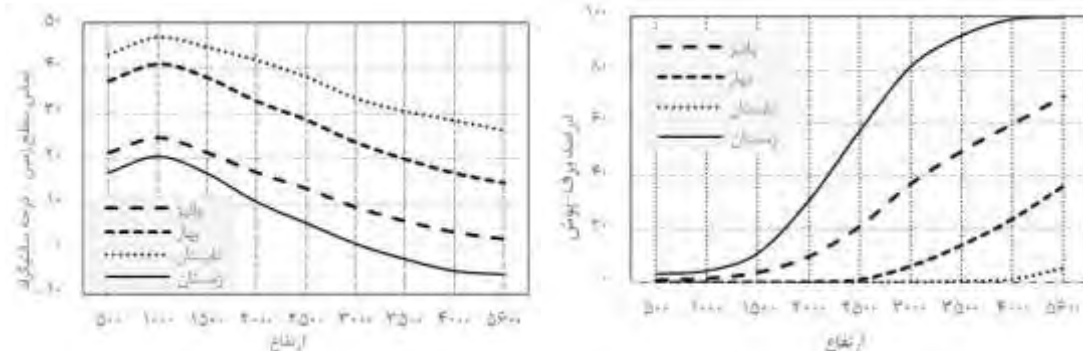
میلادی	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۶	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۲	۲۰۱۳	۲۰۱۴	۲۰۱۵	۲۰۱۶	۲۰۱۷	۲۰۱۸
شخصی	۱۳۸۲	۱۳۸۳	۱۳۸۴	۱۳۸۵	۱۳۸۶	۱۳۸۷	۱۳۸۸	۱۳۸۹	۱۳۹۰	۱۳۹۱	۱۳۹۲	۱۳۹۳	۱۳۹۴	۱۳۹۵	۱۳۹۶	۱۳۹۷
۵۰۰ - ۲۷	۰/۶۸	۰/۳۸	۰/۷۸	۱/۱۴	۰/۴۹	۳/۰۲	۰/۴۷	۰/۷۲	۱/۰۱	۲/۷۹	۰/۶۲	۱/۳۴	۰/۷۲	۰/۸۳	۱/۰۳	۰/۵۰
۵۰۰ - ۱۰۰۰	۱/۱۱	۱/۰۲	۱/۸۱	۱/۸۹	۱/۳۰	۴/۲۵	۰/۸۹	۰/۵۶	۱/۹۳	۲/۳۲	۱/۱۱	۰/۹۴	۱/۱۰	۱/۰۴	۱/۲۰	۰/۷۹
۱۰۰۰ - ۱۵۰۰	۲/۰۳	۲/۹۸	۵/۸۵	۵/۰۴	۴/۴۹	۸/۳۵	۲/۳۷	۰/۹۳	۶/۲۸	۴/۲۲	۲/۳۵	۲/۳۷	۳/۰۱	۲/۱۶	۲/۱۸	۱/۹۶
۱۵۰۰ - ۲۰۰۰	۱۱/۳۱	۱۰/۹۱	۱۵/۱۰	۱۲/۶۲	۱۵/۳۰	۱۵/۳۸	۶/۵۸	۲/۸۱	۱۴/۱۷	۱۰/۴۴	۷/۶۰	۹/۶۸	۸/۷۹	۵/۹۵	۹/۲۵	۶/۲۸
۲۰۰۰ - ۲۵۰۰	۲۴/۱۲	۲۲/۰۳	۲۲/۰۳	۲۲/۰۷	۲۷/۴۵	۲۲/۲۹	۲۰/۱۵	۹/۵۷	۲۵/۲۵	۲۲/۲۲	۱۶/۵۴	۲۰/۰۱	۱۸/۵۵	۱۵/۱۲	۱۹/۱۰	۱۴/۶۰
۲۵۰۰ - ۳۰۰۰	۳۵/۷۵	۳۴/۰۱	۳۳/۱۶	۳۴/۰۹	۳۷/۹۶	۳۱/۹۸	۳۶/۱۹	۲۲/۳۴	۳۹/۰۹	۳۵/۷۱	۳۰/۰۲	۳۲/۹۷	۳۲/۰۵	۲۷/۹۵	۲۹/۸۳	۲۷/۲۲
۳۰۰۰ - ۳۵۰۰	۴۵/۰۳	۴۴/۷۲	۴۲/۶۶	۴۴/۲۳	۴۴/۸۶	۳۹/۶۱	۴۶/۱۱	۳۳/۴۵	۴۷/۵۴	۴۵/۲۰	۴۱/۰۹	۴۵/۳۵	۴۲/۵۲	۳۸/۵۷	۳۸/۱۶	۳۹/۳۸
۳۵۰۰ - ۴۰۰۰	۵۴/۱۲	۵۴/۶۷	۵۲/۴۰	۵۳/۰۷	۵۱/۵۱	۴۶/۷۲	۵۴/۳۱	۴۴/۱۴	۵۴/۳۴	۵۴/۰۲	۵۰/۵۰	۵۲/۹۵	۵۲/۳۰	۴۷/۸۸	۴۸/۲۴	۵۱/۴۲
۴۰۰۰ - ۵۶۰۰	۶۶/۲۴	۶۵/۱۳	۶۴/۳۷	۶۲/۰۰	۶۰/۵۱	۵۶/۱۳	۶۷/۰۳	۵۵/۹۳	۶۳/۰۸	۶۶/۵۰	۵۹/۰۰	۶۱/۱۸	۶۴/۰۴	۵۸/۲۷	۶۴/۷۸	۶۳/۰۹

جدول (۶) وردش‌های متوسط سالانه درصد برف-پوش البرز مرکزی بر اساس متوسط داده‌های ماهواره ترا و آکوا نشان می‌دهد. به طور کلی در صد SC با افزایش ارتفاع هم‌سنگی دارد به طوری که افزایش ارتفاع باعث افزایش در صد SC می‌گردد. بیشینه مطلق SC در سال ۲۰۰۳ در باند ارتفاعی بالای ۴۰۰۰ متری مشاهده شد. کمینه مطلق SC در سال ۲۰۰۴ در باند ارتفاعی کمتر از ۵۰۰ متر مشاهده گردید.

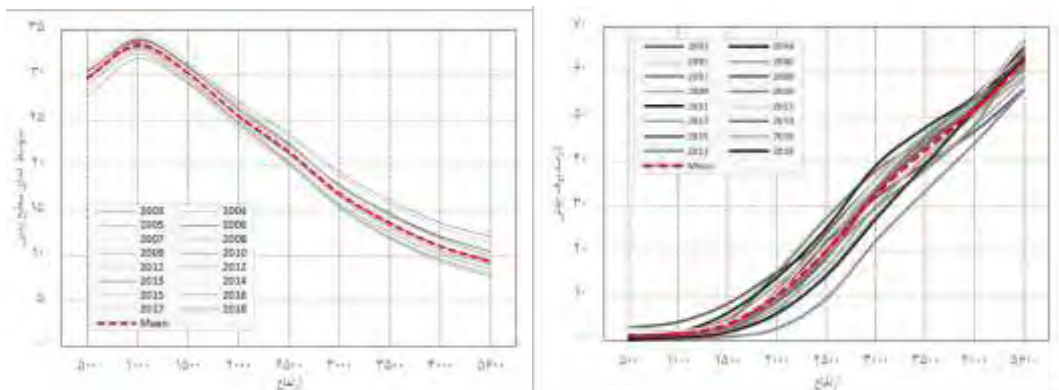
اشکال ۱۹ تا ۲۱ وردش‌های LST و SC را در بازه‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه در ارتفاعات البرز مرکزی به تفکیک طبقات ارتفاعی مختلف نشان می‌دهد. این نتایج بر اساس متوسط داده‌های ماهواره‌های ترا و آکوا تهیه شده‌اند.



شکل ۱۹: متوسط نوسان ماهانه درصد برف-پوش (سمت راست) و دمای سطح زمین (سمت چپ) در طبقات ارتفاعی



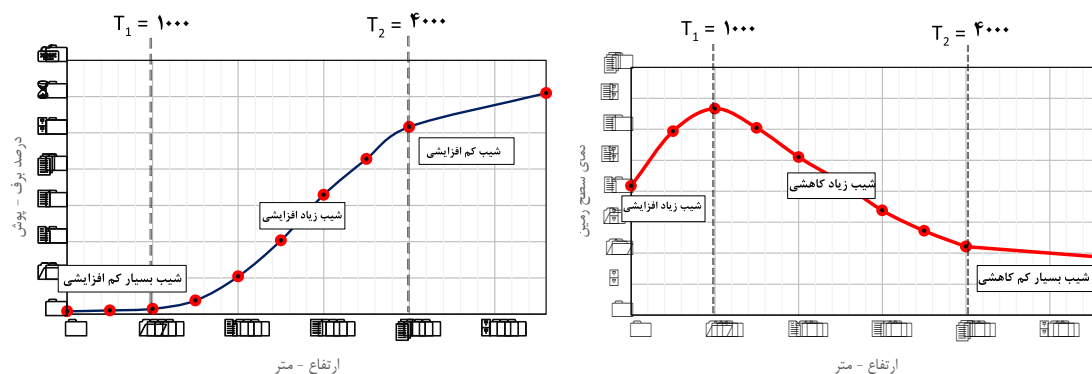
شکل ۲۰: متوسط نوسان فصلی درصد برف-پوش (تصویر سمت راست) و دمای سطح زمین (تصویر سمت چپ) در طبقات ارتفاعی



شکل ۲۱: متوسط نوسان سالانه درصد برف-پوش (تصویر سمت راست) و دمای سطح زمین (تصویر سمت چپ) در طبقات ارتفاعی (میانگین داده‌های ماهواره ترا و اکوا)

شکل (۱۹) نوسانات ماهانه LST و SC در طبقات ارتفاعی مختلف را نشان می‌دهد. به طوری که در شکل مشاهده می‌شود، درصد برف-پوش در باند ارتفاعی حدوداً ۱۵۰۰ متری تا ۴۰۰۰ متری با افزایش ارتفاع با شیب بیشتری به نسبت سایر ارتفاعات افزایش می‌یابد. از طرف دیگر دمای سطح زمین تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری با افزایش ارتفاع، افزایش یافته و دارای شیب زیادتری به نسبت باند ارتفاعی ۱۰۰۰ متر به بالا می‌باشد. در باند ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر، دمای سطح زمین (LST) به حداکثر مقدار خود می‌رسد و سپس روند کاهشی پیدا می‌نماید. الگوی فصلی (شکل ۲۰) و سالانه (شکل ۲۱) نیز همین الگوها را انعکاس می‌دهند.

الگوی نوسانات دمای سطح زمین (LST) و درصد برف-پوش (SC) در باندهای ارتفاعی مختلف البرز مرکزی دمای سطح زمین در طبقات ارتفاعی مختلف در البرز مرکزی بررسی شد (شکل ۲۲). LST در باند ارتفاعی ۰ تا ۱۰۰۰ متر که عمدتاً شامل سواحل شمالی ارتفاعات البرز می‌گردد دارای روند افزایشی با افزایش ارتفاع می‌باشد. شیب افزایش LST با افزایش ارتفاع نسبتاً زیاد و در نتیجه همبستگی مثبت در این باند ارتفاعی حاکم است. در محدوده ارتفاع ۱۰۰۰ متر، مقدار LST به حداکثر مقدار خود رسیده و در باند ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متری روند معکوس می‌گردد. در این باند ارتفاعی، با افزایش ارتفاع، LST با شیب نسبتاً زیاد کاهش می‌یابد. در این باند ارتفاعی همبستگی منفی حاکم می‌گردد. در باند ارتفاعی ۴۰۰۰ متر به بالا، شیب کاهش LST با ارتفاع، کاهش می‌یابد ولی همچنان الگوی همبستگی منفی حفظ می‌گردد. با توجه به توضیحات فوق، دو آستانه توپوگرافیکی مهم در ارتفاعات البرز مرکزی وجود دارد، که آستانه اول در ارتفاع ۱۰۰۰ متری و آستانه دوم در ارتفاع ۴۰۰۰ متری قرار دارد.

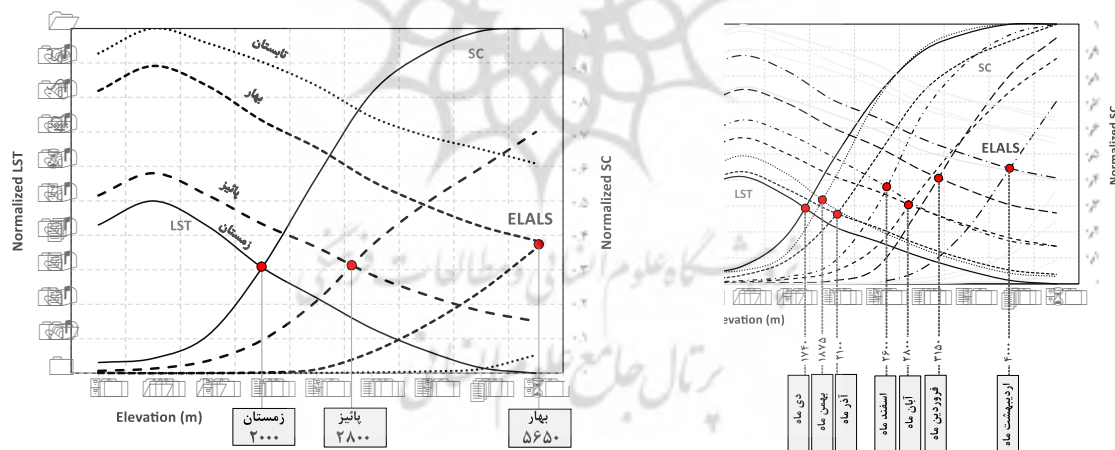


شکل ۲۲: ارتباط نوسانات LST و مولفه توپوگرافیکی ارتفاع (تصویر سمت راست) و رابطه درصد برف-پوش (SC) و ارتفاع در البرز مرکزی (تصویر سمت چپ)

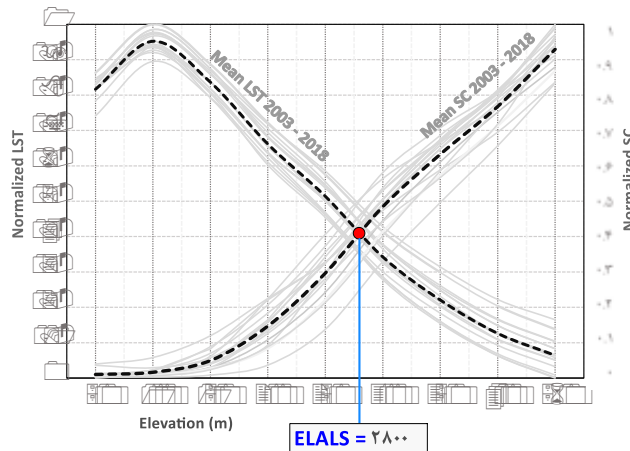
در صد برف-پوش (SC) نیز در طبقات ارتفاعی مختلف مورد بررسی قرار گرفت. الگوی نوسانات SC در طبقات ارتفاعی مختلف در شکل (۲۲) نشان داده شده است. به طوری که ملاحظه می‌شود، دو آستانه توپوگرافیکی T1 و T2 به ترتیب در ارتفاع ۱۰۰۰ و ۴۰۰۰ متری قرار می‌گیرد. در باند ارتفاعی ۰ تا ۱۰۰۰ متری افزایش ارتفاع با شیب بسیار کم، SC را بالا می‌برد. بعد از عبور از آستانه T1 افزایش ارتفاع با شیب زیادی SC را بالا می‌برد. در ارتفاع ۴۰۰۰ متری آستانه محیطی دوم، یعنی T2 قرار دارد. با عبور از این آستانه، افزایش ارتفاع با شیب کمی SC را بالا می‌برد. به طور کلی در تمامی طبقات ارتفاعی، افزایش ارتفاع باعث افزایش SC می‌گردد، اما تا قبل از آستانه T1 این شیب کم، در بین حدود T1 و T2 این شیب افزایش و مجدداً بعد از T2 کاهش می‌یابد.

ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین و برف-پوش (ELALS)

با بررسی ارتباط نوسانات دمای سطح زمین و درصد برف-پوش، شاخص محیطی ELALS ایجاد و معرفی گردید. برای محاسبه این شاخص نوسانات دمای سطح زمین و درصد برف-پوش در طبقات مختلف ارتفاعی محاسبه و بعد از نرمال شدن در محدوده ۰ تا ۱ بر روی یک گراف ترسیم می‌شوند. در مرحله بعدی در بازه‌های زمانی مختلف (ماهانه، فصلی و سالانه) معادل ارتفاعی محل تقاطع منحنی درصد برف-پوش نرمال شده (SC) و دمای سطح زمین نرمال شده (LST) با عنوان ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین و برف-پوش در آن واحد ارتفاعی تعادل برقرار می‌شود. شاخص ELALS در واحد ارتفاعی البرز مرکزی بدین ترتیب در بازه‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه محاسبه شده است که در اشکال ۲۳ و ۲۴ نشان داده شده است.



شکل ۲۳: ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین - برف پوش (ELALS) در بازه ماهانه (تصویر سمت راست) و فصلی (تصویر سمت چپ) در ارتفاعات البرز مرکزی



شکل ۲۴: ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین - برف پوشش (ELAIS) در بازه سالانه در ارتفاعات البرز مرکزی

نوسانات ماهانه ELALS نشان می‌دهد که در ماه دی این تراز در پائین‌ترین حد یعنی ارتفاع ۱۷۴۰ متری قرار دارد. به طور کلی نوسانات ماهانه در ماه‌های دی، بهمن، آذر، اسفند، آبان، فروردین و اردیبهشت به ترتیب در ترازهای ارتفاعی ۱۷۴۰، ۱۸۷۵، ۲۱۰۰، ۲۶۰۰، ۲۸۰۰، ۳۱۵۰ و ۴۰۰۰ متری قرار می‌گیرد (شکل ۲۳). نوسانات سالانه ELALS در شکل ۲۴ نشان داده شده است. به طور متوسط در بازه زمانی مورد بررسی تراز ELALS در ارتفاع ۲۸۰۰ متری از سطح دریا قرار می‌گیرد. به طوری که در شکل ۲۳ مشاهده می‌شود ELALS در ارتفاعات البرز مرکزی در فصل تابستان از بازه ارتفاعی خارج و در فصول بهار، پاییز و زمستان به ترتیب در ترازهای ارتفاعی ۵۶۵۰، ۲۸۰۰ و ۲۰۰۰ متر از سطح دریا قرار می‌گیرند.

پژوهش حاضر از لحاظ طول دوره آماری مورد مطالعه به نسبت بسیاری از پژوهش‌های انجام گرفته (پاراجا و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ مولگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ کی و لیو، ۲۰۰۹)، بازه زمانی بیشتری را پوشش می‌دهد. در عمده مطالعات انجام گرفته به دلیل حجم محاسبات زیاد، کمتر به توزیع مکانی و زمانی پوشش‌های برفی به تفکیک طبقات ارتفاعی مختلف پرداخته شده است (امرتلی و همکاران، ۲۰۰۵؛ گوپتا و همکاران، ۲۰۰۸؛ ناگلر و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ مولگ و همکاران، ۲۰۱۰)، ولی در این پژوهش سعی شد توزیع پوشش‌های برفی به تفکیک طبقات مختلف ارتفاعی در دوره‌های زمانی مختلف محاسبه و بررسی گردد. علاوه بر این موضوع در بسیاری از پژوهش‌ها به بررسی دمای سطح زمین (ژو و همکاران^۱، ۲۰۱۳؛ کارلسون^۲، ۲۰۰۷؛ لین و همکاران^۳، ۲۰۱۶؛ ژانگ و همکاران^۴، ۲۰۱۶)، و یا وضعیت برف-پوش (پاراجا و همکاران^۵، ۲۰۰۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ مولگ و همکاران^۶، ۲۰۱۰؛ ناگلر و همکاران^۷، ۲۰۰۸؛ امرتلی و همکاران^۸، ۲۰۰۵) زمین به صورت مجزا پرداخته شده بود و این دو مولفه مهم محیطی به

^۱. Zhu et al., 2013

^۲. Carlson, 2007

^۳. Lin et.al

^۴. Zhang et.al

^۵. Parajka et.al

^۶. Mölg et.al

^۷. Nagler et.al

^۸. EmreTekeli et.al

صورت توامان و در کنش متقابل با یکدیگر و نیز در توزیع هیپسومتریکی ارتفاعات، مورد توجه قرار نگرفته بود، که از نقاط قوت پژوهش حاضر به شمار می‌آید.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، نمایه‌های محیطی SC و LST در ارتفاعات البرز مرکزی مورد واکاوی و بررسی قرار گرفت. نوسانات این دو مولفه محیطی در باندهای ارتفاعی مختلف در واحد ناهمواری البرز مرکزی نیز مورد بررسی قرار گرفت. به طوری که نتایج نشان می‌دهد بین در صد برف-پوش و ارتفاع در بدنه کوهستانی البرز مرکزی، ارتباط مستقیم و قوی مشاهده می‌شود. دمای سطح زمین نیز در این واحد کوهستانی تبعیت مشخصی از تغییرات باندهای ارتفاعی نشان می‌دهد. به طور کلی SC در دامنه‌های رو به دریای خزر ماندگاری بیشتری در طول سال از خود نشان می‌دهد که ناشی از جهت قرارگیری ارتفاعات به نسبت زاویه تابش خورشید است. دمای سطح زمین (LST) با افزایش ارتفاع کاهش نشان می‌دهد. LST حداکثر در محدوده مورد پژوهش تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری با ارتفاع، افزایش می‌یابد که این موضوع وابسته به تعدیل دمایی ناشی از دریای خزر می‌باشد. در ارتفاع ۱۰۰۰ متری LST البرز مرکزی به حداکثر می‌رسد و بعد از آن به مرور کاهش می‌یابد.

دو آستانه ارتفاعی خاص در ارتفاعات البرز مرکزی دیده می‌شود که آستانه اول در ارتفاع ۱۰۰۰ متر و آستانه ارتفاعی دوم در ارتفاع ۴۰۰۰ متری قرار دارد. تا قبل از آستانه ارتفاعی اول (T1) افزایش SC با ارتفاع همبستگی مثبت داشته اما شیب بسیار کمی نشان می‌دهد. در همین باند ارتفاعی LST با شیب زیاد افزایش نشان می‌دهد. LST افزایشی در این باند ارتفاعی (کمتر از ۱۰۰۰ متر) که عمدتاً دامنه‌های شمالی ارتفاعات البرز به سمت دریای خزر را شامل می‌شود، توجیه کننده خیرش ضعیف SC است. شیب افزایشی بالای LST در این محدوده می‌تواند ناشی از فاصله گرفتن از پهنه آبی دریای خزر و کاهش رطوبت هوا به سمت ارتفاعات و کاهش تراکم پوشش گیاهی باشد. به طوری که رطوبت بالای هوا در جذب انرژی تابشی ورودی به شدت موثر بوده و می‌تواند کنترل کننده LST باشد. در ارتفاعات بالای آستانه T1 به تدریج با افزایش ارتفاع، و رقیق شدن جو و نیز کاهش رطوبت هوا، شرایط خروج زمین تاب فراهم شده که خود مجدداً باعث افت LST می‌گردد. در نتیجه از ارتفاع ۱۰۰۰ متری به بالا با شیب نسبتاً زیادی LST کاهش می‌یابد. از ارتفاع ۴۰۰۰ متری به بالا مجدداً شیب افت LST به تعادل رسیده و کاهش می‌یابد که به دلیل دور شدن از زمینتاب پایه و به دلیل ارتفاع زیاد، افت LST به تعادل رسیده و با شیب ملایم تری ادامه می‌یابد. در ارتباط با SC نیز ان دو آستانه ارتفاعی مشاهده شد. تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری، افزایش ارتفاع با افزایش کم SC همراه است. از ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متری افزایش ارتفاع به شدت SC را افزایش داده و بعد از آن مجدداً شیب افزایش SC به تعادل رسیده و کاهش می‌یابد، که این وضعیت انعکاسی از توزیع هیپسومتریکی ارتفاعات البرز مرکزی و شرایط دمایی در این پهنه ناهمواری است. مفهوم جدیدی که در این پژوهش ارائه گردید، مفهوم ارتفاع خط تعادل بین LST و SC است که با عنوان ELALS نامگذاری گردید. این مفهوم در مطالعات محیطی، تغییرات اقلیمی چشم‌اندزهای کوهستانی، مدیریت منابع آب و مواردی از این دست می‌تواند کاربردهای گسترده‌ای داشته باشد. تراز ELALS در واقع ارتفاعی است که LST و SC نرمال شده در یک بازه زمانی مشترک به تعادل می‌رسند. ارتفاعی که در آن LST و SC نرمال شده با هم برابر می‌شوند را ارتفاع خط تعادل دمای سطح زمین و برف-پوش نامیده شد. در ارتفاعات البرز مرکزی ELALS در بازه‌های ماهانه در دیماه در حوضیض یعنی ارتفاع ۱۷۴۰ متری قرار گرفته و در ماههای گرم‌تر به مرور افزایش می‌یابد. ELALS فصلی در زمستان در حداقل ارتفاع یعنی ۲۰۰۰ متری قرار می‌گیرد و در فصل تابستان بالاتر از دامنه ارتفاعی البرز مرکزی است. در متوسط سالانه دوره آماری مورد بررسی (۲۰۰۳-۲۰۱۸)، این نمایه اقلیمی در ارتفاع ۲۸۰۰ متری واقع می‌گردد. به محققین و پژوهشگران آتی پیشنهاد می‌گردد ارتباط ترکیبی، برهم‌کنش، درون‌کنش و میان‌کنش مولفه‌های توپوگرافیکی-اقلیمی دیگر همچون ارتفاع تراز انجماد (Freezing Level Height)، ارتفاع خط تعادل (Equilibrium Liine)

(Altitude)، ارتفاع حد بالای خط رویش (Maximum Treeline Altitude)، دمای سطح زمین (Land Surface Temperature) و برف-پوش (Snow Cover) را در مطالعاتشان مورد بررسی قرار دهند.

منابع

- انتظامی، هیرش؛ علوی پناه، سید کاظم؛ درویشی بلورانی، علی؛ متین فر، حمیدرضا؛ چپی کامران، ۱۳۹۶، مقایسه دو روش $UUU/DDII$ در برآورد سطح برف به وسیله سنجنده $S IIII$ مطالعه موردی: حوضه آبخیز سقز، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۲، صص. ۲۰۷-۲۱۹.
- خسروی، محمود؛ طاووسی، تقی؛ رییس پور، کوهزاد؛ امیدی؛ محبوبه، قلعه محمدی، ۱۳۹۶، بررسی تغییرات سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری با استفاده از سنجش از دور، هیدروژئومورفولوژی، دوره ۳، شماره ۱۲، صص. ۲۵-۴۴.
- عزیزی، قاسم؛ رحیمی، مجتبی؛ محمدی، حسین؛ خوش اخلاق، فرامرز، ۱۳۹۶، تغییرات زمانی-مکانی پوشش برف دامنه-های جنوبی البرز مرکزی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳، صص. ۳۸۱-۳۹۳.
- فتاحی، ابراهیم؛ دلاور، مجید؛ الهه، قاسمی، ۱۳۹۰، شبیه سازی رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه های کوهستانی با استفاده ی از مدل MMM (مطالعه موردی، حوضه آبریز بافت)، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۲۳، صص. ۱۲۹-۱۴۱.
- محمدی، پیمان؛ محمودی، احمد؛ خورانی، اسد الله، ۱۳۹۸، تغییرات پوشش برف در رشته کوه زاگرس با استفاده از داده‌های روزانه سنجنده مادیس، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۵، شماره ۲، صص ۳۵۵-۳۷۱.
- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کیخسروی کیانی، محمدصادق، ۱۳۹۶، ارزیابی تغییرات روزهای همراه با پوشش برف در گروه‌های ارتفاعی حوضه زاینده رود، مخاطرات محیط طبیعی، سال ششم، دوره ۶، شماره ۱۱، صص. ۳۳-۴۶.
- میریعقوب زاده، میرحسن؛ قنبرپور، محمدرضا، ۱۳۸۹، بررسی کاربرد نقشه های پوشش برفی حاصل از تصاویر ماهواره‌ای مودیس در مدل‌سازی رواناب ذوب برف (مطالعه موردی، حوضه آبخیز سد کرج)، مجله علوم زمین، دوره ۱۹، شماره ۷۲، صص. ۱۴۱-۱۴۸.
- وفاخواه، مهدی؛ محسنی، ساروی؛ محسن مهدوی، محمد؛ علوی پناه، کاظم، ۱۳۹۲، مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره‌ای نوآ و سنجنده مودیس (مطالعه موردی: حوضه آبخیز طالقان)، مجله پژوهش های آبخیزداری، دوره ۲۴، شماره ۹۲، صص. ۸-۹۴.
- $rrrrr rr, .. nnd mmmn A, , , , , Mtttt rrrng wwwævrrdd rraas ss igg OAAA-AVHRR aata ee eee æeeæa aatt of Tkkkyd ddddll ggcaî iii iiii i ii pp3 333...$
- $ttttt tt TPA, A, , , , J, , , , , rrrrrr rDP, , , , . llllll tttt ff a aa ggggg ggeeee nn wrrrr rrr lllll ttn nnnnw-ooooooooo ressss s ss tr, , 33, ... 333-....$
- $oooooooo, , Frrniii, D, , oogll, , , Arrr esse, , MM Moo llll , , E, , ttttt t , , Fiii , , , cccc, , , , Huukk, , , , , Hwddd H, , eenni, , M, , Lzzzz -oo rnn, , .. , , aa oooooooJ, , yyyyy, , rrr nn-Tjé, , E, , , , , aa ii, , .. , Preeeeeeee, , Rtttt ll, , , , , , öötrr, , , rrrss rrr, , , Taaaq, , , V, , , , , 00... hhe uureeenn mtttt nnyyyss eeer: : a riî wwff tss rrrr e, , , , , , nnss, nnd ttt rre hheeeeeeeæ eeeeeeee, 22. ... -444.$
- $aaaaa aaaK, , , , , DD, eeeee ee C, , Pnnæ; T, , , , , aa iigg nww-crrrr rredds rmm ppcc, , lll ll ll l ll ll ll 2222-....$
- $rrww, , , , , . tttt nnnnnn ssrrr e swwwoorr vrr aâiii yyddd c, , , , , , rrr aal ff ll , , , , , , -5555.$
- $, , , , , Add ll , , , , 001.. Appiiiii nn ff wwwæ tt uffff mddll rrr wrrrr roorree nnn ggee ddd ddddll ggcdl rr ssss, , , , , . 55-7777.$
- $oooooooo T. An eeeeeee ff eee "Tieeeee eee ddd" rrr Eiii aa iigg eeeeeee eee aaaaaa aaaaaa SSS SSSS$
- $, , , , , , , , , , , ii, , , , , , , , , , . nnnnnnnn T, , , , , . eett h ddddddrrppp aeeee rrrr wwee rmnee æænnu aata niii , , Asssss sfiii iii yy, 99. ... -444.$
- $rrr eTlll , , , , , yyyrr, , , , rr aaorm, , , , , nns, , , , A, , nnd USSS&aaa, , , , 00... ggggg gggg S nwwrrrrr r sss nnoo gggggggwtttt uuoeff rr ssss s ntee rrrrrr r Prtt ff Tuyyyy, mnn&SS Sss nE EE EEE&æe , , , , , , 666-....$

- gggeæ; T, Rtt, .. , ddd ll rrrr, P, n ff ttt rrrllllllll ll mmæee iiiii ii aa ta oø wwwttt nnnooo oøiiiiiii iii mnnSSS Sssioo ofrrrrr ree ,, 1111 11111-.....
- ooooooff wwwwww hsssss sn aaaaauuu iiiii n riit sss eer 0000-RRRRRReeeiiii ii nn nnnæeee 44 4444)))))
- kkkkkkkk J. nnd cccccc G,, 00.. eee vuue ff sssss soow crrrr rr ta in ddddægg ddd iiiii iiiii ii iii iiiii ii i yrll ggccmddllsJ Juurll HH Fryyyyyy55,, ... 000-55..
- nnn,, .. , aaa, .. , ii ,, , A Ad aa,, .. , 00.. hheeee en ii rrrr rrrr rr hhhddd tts mttt s nn iiiiiii ii i n Coooo ooooo ooooo oooooøppp pppppp-.....
- vvv,, P.A., R,,,,, , , Raaa oo,,,, , . Add Bssciiii iii 00.. wwwwwwrrr iiiiiii ii nn eeeee eiii sss sigg VVVAAT iii ll aat,, Innnnnnnll Juurll ff mmæee iiiii iii i ii pp1111166..
- nnnnn ,, rr ddeø; .. , D,,, , FF, Brrrrr ,, Ceer,, .. ,, Fyyyyee, ,, ooll rr, .. , rr eeoooo, G, hhhh,, ZZZ, uuu.. .. , ii llr, RR ii ,, L, Orrr ,, A, aaaa,, E, aaggw,,, ,, crrrrr rW, yyyyyyyL, hhhhaaaov,, ,, Wnn,, MBB, Wliiooo, .. , Y,,, ,, 55. eeennnnpppeddett rrr ii gg nmtttt nnnrooos ff eee,,,,, .. . ii. hh.... 5, ... 444-....
- eeeee yy yy yyyyyyy Ieeer iii gg MOSSS tt aa t. .. pppp.... ee.. 66, 111, 11555-1....
- X, .. , 00.. MIII TTFrra vvvvvv swwwcrrrr rrrr eee Tiet eeeeeee iiiii ii ii,, ooooooæadd eeeeeeeootttt ttt ii hheeEttt nnnnnnnrrr r nns,,, , oolggcdl ddd ppddddd ddoooooøø9 9, ... 555-77..
- aatttttt ttt ,, ,, ,, , wrrrrr rr ea ())) ss eee nnn nnnrr in Frrccssiigg eeeee æ uuoooff rmm Moøø vvr aa,, ,, eeeessss ss eee Vnncueer yymooii,, AAS P,,, ,, 88888-....
- aa,,, ,, , ooooooo,, WV, ddd Fsæ; .. ,, ll ll ll emm Fwwiiii aa iinn nn eee mmaagnn Roooø Emoøøggg tt rrrllllll ll edlte wwwwwwrrr Ossvvvsssss Wrrr rrr rrrss sss rrc,, ppp pppp9-122.
- eeeee eee F... , K,,, KKK Fssaac,, .. ,, ii ool, .. ,, hheeee s nn Asss Maaaaas nwwwoeer rMM MII a aat2 2000-00rrr rr rrr hhere ppp pppppp-.....
- .. ffeee Tepp eaaurr rr tttt tt ee oo eeeEEE EEEE 3333, 000, 22-33.
- Tmrrr uuure in Caaa aø III S tt Daayy oo ssieggggoooooøoooootttt rrrs. ee oo ee
- Vknmmr, .. ddd ll rrr,, ,, -cvvri iiiii gg nrrrttt s yy oottt aæeed iieerr slllll ll ll ll MM Ad d dddd ddd eeeess nø or rrrr rrrr ,, ppp ppppp22..
- W,,, , , W, ,, W,,, , ,, ssss ,, ,, ,, oo iii eeee ff ii rrrr rr d eell eee ff nwwwoeer nn TTT Taaan ll tt uuu rrrr 0000-00iii iii i ii ,, ,, ,,,,
- , nn,, .. Z,,, , ii , .. ee,, L. W,,, ,, 00... Terrr ll ddd saaiill ll ll iii s ff hheeee s nwwwww rrrr nnee eænn cænnn nnnrd nn MIII S,,,,, ,, ll ll ff hhhhheee,, ,, 333333-.....
- Z,,, , ; Ye, M; C,, T; Z,,, , .. iii mggggg yyyyyy Tmrrr rrrr ss rrr rrr Taaaa
- ,, , Y, Y,, .. , nnd ,, Y, wwwwwwrrr nnn ttrggg ss nng sssss aaaa nn aænnng rr iii ,, , rrttttt ttt Caaaæ eeo eeeess,,, ,, ... 777-....
- ,, ,, ddd AAAAAAA,, ,, Dii yy wwwwwwrrr tt ooooo rmm ddaæeed Vyy ii hh ooooooø Roøørrrr rrrr r hhhirrrr rrrr rrr Nrrhhnn ee rrrrrr r add srreees iii gg 2222-4444, ll ll ll ppppyccæ eeeeeec,, 444. -44.
- WWWWW ,, ;; ii, .. Eiii aa iinn ff Dyyyyyyy mmm ddd ii ii mmm rrr Tepp eaatre Unng III S Lddd