

واکاوی زمانی - مکانی سپیدایی روشن (White Sky Albedo) بالاتر از میانگین در ایران

علیرضا کربلایی درئی - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران

زهرا حجازی‌زاده* - استاد آب‌وهواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران

سیدابوالفضل مسعودیان - استاد آب‌وهواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه اصفهان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۲۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۰۵

چکیده

هدف از پژوهش حاضر واکاوی رفتار زمانی - مکانی سپیدایی روشن در ایران است. سنجدۀ مودیس سپیدایی تیره را برای تابش مستقیم و سپیدایی روشن برای تابش پراکنده همسان‌گرد در ظاهر محلی ارائه می‌دهد. برای این منظور، داده‌های ترکیبی سپیدایی سنجدۀ مودیس تررا-آکوا (MCD43A3v006) برای بازه زمانی ۱۳۷۸-۱۳۹۸ به صورت روزانه و در تفکیک مکانی 500×500 متر به کار گرفته شد. تغییرات زمانی - مکانی مقادیر سپیدایی روشن با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی واکاوی شد. نتایج نشان داد سه مؤلفه اصلی قادر به تبیین ۹۷٫۷ درصد از پراش داده‌هاست. واکاوی مکانی سپیدایی روشن حاکی از آن است که سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در نواحی مرتفع و کوهستانی ایران، همچون رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز، ارتفاعات شمال غرب کشور مانند قله‌های سبلان و سهند وجود دارد که در ارتباط با پوشش برفی است. بنابراین، مؤلفه اول پوشش برفی نام‌گذاری شد. در مؤلفه دوم سپیدایی در سه فصل بهار، تابستان، و پاییز برابر است. واکاوی مکانی مؤلفه دوم نشان داد سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در ارتباط با پوشش نمکی است. بنابراین، مؤلفه دوم پوشش نمکی نام‌گذاری شد. واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی در مؤلفه سوم حاکی از آن است که سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در برف‌خوان‌هاست. در نتیجه، مؤلفه سوم برف‌خوان نام‌گذاری شد.

واژگان کلیدی: پوشش برفی، تحلیل مؤلفه اصلی، سپیدایی روشن، مودیس.

مقدمه

هدف از این پژوهش واکاوی رفتار زمانی - مکانی سپیدایی رویه بر اساس تحلیل مؤلفه اصلی (PCA)^۱ در گستره ایران است. سنجدۀ مودیس سپیدایی تیره را برای تابش مستقیم و سپیدایی روشن برای تابش پراکنده همسان‌گرد^۲ در ظاهر محلی ارائه می‌دهد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۴: ۴). سپیدایی رویه در مطالعات برهم‌کنش زمین - آب و هوا و تغییر اقلیم (لی و همکاران، ۲۰۱۹: ۱۴۷۵) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است؛ زیرا فراسنجی کلیدی است که بر ترازمندی تابش زمین اثر می‌گذارد (سونگ و همکاران، ۲۰۱۹: ۱؛ حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶: ۲). تابشی که جذب رویه زمین می‌شود (تابش خالص) دستگاه اقلیم را به حرکت درمی‌آورد. سپیدایی رویه زمین از راه تغییر مقدار تابش خالص را، سهمی از انرژی خورشیدی که نصیب رویه زمین و جو می‌شود، کنترل می‌کند و در نتیجه در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف اثر چشم‌گیری در آب‌وهوا می‌گذارد (کریسولاکی و همکاران، ۲۰۱۹: ۱۱۷۱). سپیدایی رویه فراسنجی است که نسبت میان

Email: std_karbalae@khu.ac.ir

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۷۷۰۵۱۱

1. Principal component analysis
2. Isotropic Diffuse Radiation

تابش خورشیدی بازتاب‌شده از رویه زمین به تابش خورشیدی فرودآمده بر آن را نشان می‌دهد (هی و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۰۲۸۱؛ کربوچه، ۲۰۱۹: ۱). در دهه‌های اخیر، که شگردهای مدل‌سازی آب‌وهوایی با بهره‌گیری از پر مایش زمانی سپیدایی پیشرفته‌تر شده‌اند، الزامات دقت سپیدایی نیز تغییر کرده و نیاز به سپیدایی در بازه‌های زمانی و مکانی دقیق‌تر احساس می‌شود (هی و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۰۲۸۲). سطوح مختلف سپیدایی متفاوتی دارند؛ اقیانوس‌ها، دریاچه‌ها، و جنگل‌ها بخش نسبتاً کوچکی از نور خورشید را بازتاب می‌کنند که سپیدایی پایینی دارند. برف، یخ دریایی، و صحراهای نسبتاً بزرگ نور خورشید را بازتاب می‌کنند و سپیدایی بالایی دارند (کوکلی، ۲۰۰۳: ۱۹۱۴). منابع اصلی تغییرات سپیدایی رویه زمین تغییر در پوشش برف، تغییر در میزان رطوبت خاک، خشک‌سالی، تغییر در فنولوژی پوشش گیاهی، آتش‌سوزی جنگل، تغییر پوشش و تغییر کاربری زمین است که به‌طور مستقیم با فعالیت‌های انسانی مانند جنگل‌زدایی، آبیاری و گسترش شهر مرتبط است. سپیدایی جنگل‌ها از سپیدایی بوته‌زارها، کشتزارها، علفزارها، و زمین‌های بایر کوچک‌تر است. در نتیجه، تبدیل جنگل به این نوع پوشش‌ها به افزایش سپیدایی رویه منجر می‌شود. این تغییرات می‌تواند پس‌خوراندهای محلی و منطقه‌ای^۱ داشته باشد؛ زیرا افزایش سپیدایی رویه سبب کاهش تابش خالص، شار تلاطمی گرما^۲، ابرهای همرفتی، و بارش می‌شود و در نتیجه هواسپهر خشک‌تر می‌شود. وقتی کربن سیاه بر روی برف و یخچال‌های طبیعی می‌نشیند باعث کاهش سپیدایی می‌شود؛ زیرا با برف‌دانه‌ها ترکیب می‌شود، سطح برف و یخ را تیره می‌کند، و ذوب سطحی را افزایش می‌دهد. غبارهای هواویزمانندی که وارد هواسپهر می‌شوند و توسط باد به مناطق کوهستانی منتقل می‌شوند بر روی برف و یخچال‌ها می‌نشینند، سپیدایی را کاهش می‌دهند، و موجب تشدید گرمایش در ارتفاعات بالا می‌شوند. گرچه بارش به‌عنوان منبع اصلی تغییرات رطوبت خاک شناخته شده، اثر آن بر سپیدایی وابسته به تبخیر، نوع خاک، مقدار تابش، پوشش گیاهی، و ناهمواری زمین است (کریسولاکی و همکاران، ۲۰۱۹: ۱۱۷۴).

تغییرات سالانه و ماهانه میانگین سپیدایی بین عرض‌های ۵۰ درجه جنوبی تا ۳۰ درجه شمالی بسیار اندک است. بیشترین تغییرات فصلی سپیدایی بین عرض‌های ۳۰ تا ۷۰ درجه شمالی رخ می‌دهد؛ علت این تغییرات فنولوژی است. در نیمکره جنوبی بیشترین تغییرات فصلی بین عرض ۵۰ تا ۷۰ درجه جنوبی رخ می‌دهد که علت آن تغییرات فصلی پوشش برف و یخ است. کمترین مقدار سپیدایی بین عرض ۱۰ درجه جنوبی تا ۱۰ درجه شمالی دیده می‌شود. تغییرات فصلی سپیدایی رویه در کمربندهای مداری نیمکره شمالی بیشتر از نیمکره جنوبی است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰: ۳۰۱). افزایش ناگهانی سپیدایی غرب فلات تبت در زمستان به‌علت وجود پوشش برف و کاهش ناگهانی آن در تابستان به‌دلیل افزایش رطوبت خاک است (وانگ و همکاران، ۲۰۰۴: ۴). بر اساس داده‌های مودیس، میانگین جهانی سپیدایی رویه ۰/۲۴ است که بیشترین مقدار خود را در زمستان و کمترین را در تابستان دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰: ۲۹۶).

تحلیل مؤلفه اصلی یک شگرد تعیین تغییرات محیطی در بُعد زمانی است (فیروزجاعی، ۲۰۱۹: ۲۰۹۴). مطالعات بسیاری با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی در حیطه آب‌وهواشناسی انجام پذیرفته است (وتون، ۱۹۸۸: ۱۵۸)، اما در ارتباط با فراسنج سپیدایی روشن تاکنون مطالعه چندانی انجام نشده است. پرسش‌هایی که در این پژوهش به آن خواهیم پرداخت آن است که رفتار زمانی - مکانی سپیدایی روشن در گستره ایران چگونه است؟ چه تعداد از مؤلفه‌ها پراش سپیدایی روشن را تبیین می‌کند؟ چه عواملی سبب تمایز سپیدایی در ایران خواهد شد؟

1. local and regional feedback

2. turbulent heat fluxes

مواد و روش‌ها

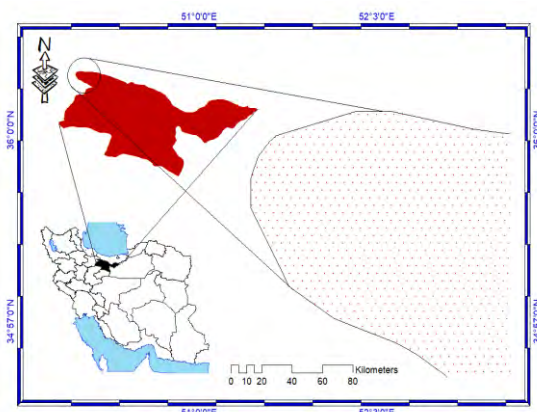
در پژوهش حاضر، از داده‌های سپیدایی روشن مرئی^۱ سنجنده‌های مودیس تررا و آکوا استفاده شده است. تفکیک مکانی این داده‌ها ۵۰۰ متری است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش به صورت روزانه به مدت ۱۹ سال از تاریخ ۱۳۷۸/۱۲/۵ خورشیدی برابر با ۲۰۰۰/۲/۲۴ میلادی تا تاریخ ۱۳۹۸/۳/۱۳ خورشیدی برابر با ۲۰۱۹/۶/۳ میلادی معادل ۷۰۴۰ روز بوده است. جدول ۱ درصد و جمع روزهای مورد استفاده از داده‌های سپیدایی روشن مودیس به صورت روزانه را نشان می‌دهد. در این پژوهش از فرآورده‌های سپیدایی سنجنده مودیس MCD43A3v006 بهره گرفته شد. حجم این داده‌ها نزدیک به ۴ ترابایت است؛ از میان داده‌های مختلف موجود در این فرآورده داده‌های سپیدایی تابش پراکنده (سپیدایی آسمان روشن) مرئی (white Sky Albedo) را به کار برده شد. این داده‌ها از تارنمای فرآورده‌های مودیس^۲ دریافت شد. سنجنده مودیس در هر روز ۲ برداشت از ایران انجام می‌دهد که کل ایران را پوشش می‌دهد. به منظور پایش زمانی- مکانی تغییرات سپیدایی، پایگاه داده‌ها در نرم‌افزار متلب گردآوری شد و سپس با استفاده از تابع MLTM میانگین بلندمدت سپیدایی روشن محاسبه شد. این ماتریس به ابعاد $۴۸۰۰ \times ۷۲۰۰ \times ۱۲$ برای محدوده مورد مطالعه به دست آمد. با توجه به اینکه نیاز بود تا تنها داده‌هایی که درون کشور ایران جای می‌گرفت پردازش شود، با برش زدن داده‌ها در دورن مرز ایران داده‌های بیرون از مرز خاک اصلی ایران حذف شد. در نهایت، ماتریس برش زده شده میانگین بلندمدت سپیدایی روشن با ابعاد ۷۵۴۱۵۰۲×۱۲ برای ایران حاصل شد و سپس با اعمال تحلیل مؤلفه اصلی بر روی این ماتریس رفتار زمانی- مکانی سپیدایی در گستره ایران واکاوی شد. شکل ۱ مدل مفهومی پژوهش کنونی را نشان می‌دهد. از آنجا که تفکیک مکانی سپیدایی روشن در داده‌های به کار گرفته شده ۵۰۰×۵۰۰ متر است، در یک تصویر قابل نمایش نیست. لذا، سعی شد نمونه‌ای از یاخته‌ها برای آشکار شدن مقیاس پژوهش نشان داده شود (شکل ۲).

جدول ۱. درصد روزهای مورد استفاده در پژوهش

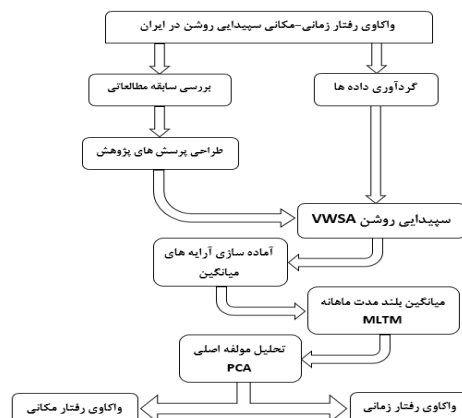
ردیف	سال	جمع روزهای استفاده شده	درصد روزهای مورد استفاده	ردیف	سال	جمع روزهای استفاده شده	درصد روزهای مورد استفاده
۱	۲۰۰۰	۳۱۲	۸۵	۱۱	۲۰۱۰	۳۶۵	۱۰۰
۲	۲۰۰۱	۳۶۲	۹۹	۱۲	۲۰۱۱	۳۶۵	۱۰۰
۳	۲۰۰۲	۳۶۵	۱۰۰	۱۳	۲۰۱۲	۳۶۶	۱۰۰
۴	۲۰۰۳	۳۶۵	۱۰۰	۱۴	۲۰۱۳	۳۶۵	۱۰۰
۵	۲۰۰۴	۳۶۶	۱۰۰	۱۵	۲۰۱۴	۳۶۵	۱۰۰
۶	۲۰۰۵	۳۶۵	۱۰۰	۱۶	۲۰۱۵	۳۶۵	۱۰۰
۷	۲۰۰۶	۳۶۵	۱۰۰	۱۷	۲۰۱۶	۳۶۶	۱۰۰
۸	۲۰۰۷	۳۶۵	۱۰۰	۱۸	۲۰۱۷	۳۶۵	۱۰۰
۹	۲۰۰۸	۳۶۶	۱۰۰	۱۹	۲۰۱۸	۳۶۵	۱۰۰
۱۰	۲۰۰۹	۳۶۵	۱۰۰	۲۰	۲۰۱۹	۱۵۴	۴۲

1. Albedo WSA_vis

2. https://e4ftl01.cr.usgs.gov/MODV6_Cmp_B/MOTA/MCD43A3.006



شکل ۲. نمونه موردی یاخته‌های سپیدایی روشن جهت نمایش: تهران



شکل ۱. مدل مفهومی روشن‌شناسی

تحلیل مؤلفه اصلی یک روش بهینه ریاضی برای کاهش حجم داده‌ها (برر و همکاران، ۲۰۱۷: ۹۵۱؛ غیور و منتظری، ۱۳۸۴: ۲۱) و تبدیل متغیرهای اولیه به چند مؤلفه محدود است؛ به طوری که این چند مؤلفه بیشترین پراش متغیرهای اولیه را توجیه نماید (عساکره و بیات، ۱۳۹۲: ۱۲۱). در تحلیل مؤلفه اصلی همه کوشش بر آن است تا بدانیم کدام متغیرها در مکان سبب پراش می‌شوند. متغیرهایی عامل پراش محسوب می‌شوند که بیشینه بردار ویژه را در مؤلفه نخست دارا باشند (خسروی، ۱۳۹۶: ۲۹۸). تحلیل مؤلفه اصلی یا مبنایی را برای نخستین بار کارل پیرسون در سال ۱۹۰۰ معرفی کرد (Timm, 2002). پس از پیرسون هتلینگ (۱۹۳۳) آن را گسترش داد. تحلیل مؤلفه اصلی شگردی ریاضی-آماري است. وجه ریاضی این روش در آنجاست که n متغیر اولیه را به صورت ترکیب خطی به n مؤلفه اصلی تبدیل می‌کند؛ بنابراین، کل پراش داده‌های اولیه با n مؤلفه اصلی تبیین می‌شود. درعین حال، ترکیبات خطی چنان به دست می‌آیند که همواره مؤلفه اول درصد بیشتری و مؤلفه‌های پس از آن درصد کمتری از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. همین ویژگی بسیار مهم وجه آماری تحلیل مؤلفه اصلی را مطرح می‌کند. چون درصد پراش تبیین شده به وسیله مؤلفه‌ها سلسله مراتبی است. بنابراین، می‌توان درصد قابل ملاحظه‌ای از پراش داده‌ها را با اولین k مؤلفه تبیین کرد؛ به طوری که k خیلی کوچک‌تر از n باشد. در این صورت، می‌توان حجم زیادی از اطلاعات موجود در n متغیر را با k مؤلفه بیان کرد. بدین ترتیب هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد هم متغیرهایی را که حامل اطلاعات زیادتری هستند از دیگر متغیرها تمیز داد. مؤلفه اصلی مبتنی بر آرایه هم پراش (همبستگی) داده‌ها هستند. مزیت بزرگ این تحلیل آن است که لازم نیست داده‌ها فرض چندمتغیری را تأمین کنند. این ویژگی از آن جهت اهمیت دارد که داده‌های اقلیمی عموماً فرض نرمال را تأمین نمی‌کند. هرچند گاهی حتی با تأمین نشدن فرض نرمال بودن داده‌ها خطای حاصل در نتایج قابل چشم‌پوشی است. به عبارت دیگر، مجموع پراش مؤلفه‌های اصلی برابر مجموع پراش متغیرهای اولیه است. در این صورت، پراشی که توسط مؤلفه k ام تبیین می‌شود عبارت است از:

$$P_k = \frac{\lambda_k}{\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_p} \quad (1)$$

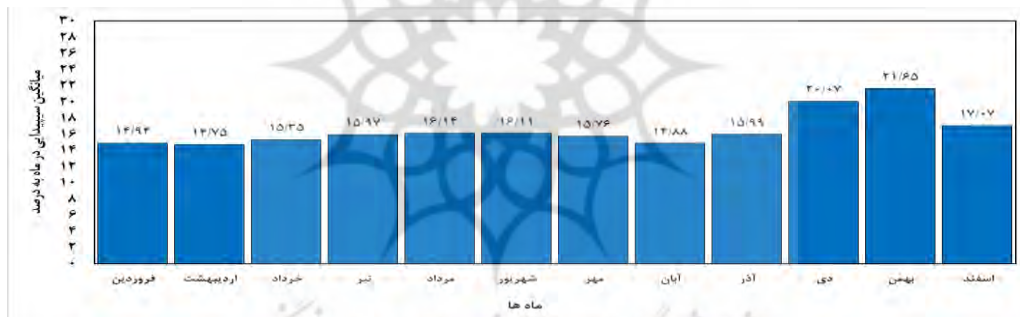
P_k نسبتی از پراش کل متغیرهاست که توسط مؤلفه K ام تبیین می‌شود. بنابراین، آرایه مقادیر ویژه بیانی از اهمیت نسبی هر یک از مؤلفه‌های اصلی برای تبیین پراش کل داده‌ها را به دست می‌دهد. از سوی دیگر، هر یک از بردارهای ویژه $e'_i = [e_{1i}, e_{2i}, \dots, e_{pi}]$ ارتباط مؤلفه‌های اصلی را با هر یک از متغیرهای اولیه مشخص می‌کند. مثلاً، e_{ki} اهمیت متغیر k ام را در مؤلفه اصلی i ام نشان می‌دهد. به همین دلیل، مقدار e_{ki} با ضرایب همبستگی Y_i و X_k متناسب است. اگر آرایه داده‌ها دارای آرایش S باشد، بردارهای ویژه (e_i) بیانگر وجه مکانی و نمرات مؤلفه‌ها (Y_i) معرف وجه زمانی داده‌هاست. در این صورت، مکان‌هایی که از بردار ویژه بزرگی برخوردارند کانون فعالیت مؤلفه اصلی موردنظر را مشخص می‌کنند. درجه وابستگی بردار ویژه هر مکان با هر مؤلفه به طریق زیر به دست می‌آید:

$$P(Y_i, X_k) = \frac{e_{ki} \sqrt{\lambda_i}}{\sqrt{e_{kk}}} \quad (2)$$

که e_{ki} بردار ویژه متغیر k ام روی مؤلفه i ام، λ_i مقدار ویژه مؤلفه i ام، و e_{kk} پراش متغیر k ام است.

یافته‌های پژوهش

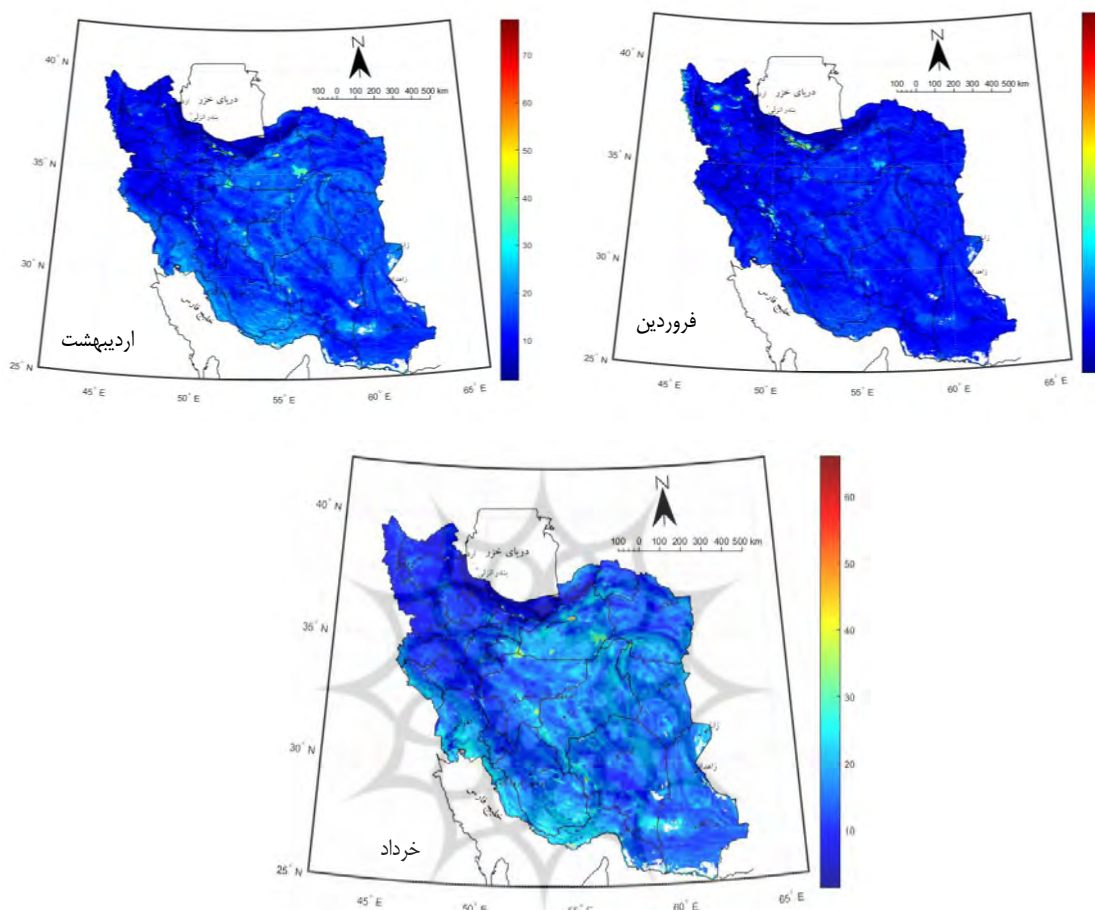
شکل ۳ نشان‌دهنده میانگین سپیدایی روشن در هر ماه به درصد است. بیشترین مقدار سپیدایی در ماه بهمن با مقدار ۲۱/۶ درصد و کمترین سپیدایی در ماه اردیبهشت با مقدار ۱۴/۷ مشاهده می‌شود.



شکل ۳. میانگین سپیدایی روشن در ایران به درصد

شکل ۴ نمایش‌دهنده مقادیر میانگین بلندمدت سپیدایی هر ماه فصل بهار در گستره ایران است. با توجه به اینکه در فصل بهار از سطح پوشش برفی ایران کاسته شده و بارش‌ها بیشتر به صورت مایع‌اند. در این زمان ذوب برف اتفاق می‌افتد و در نتیجه رطوبت رویه خاک افزایش می‌یابد و از مقدار سپیدایی کاسته می‌شود؛ همان‌طور که برخی مطالعات نشان داد سپیدایی رویه با افزایش رطوبت خاک نیز کاهش می‌یابد (التیهیر، ۱۹۹۸؛ برگ، ۱۹۸۶؛ رکسی و همکاران، ۲۰۱۰). تغییرات جزئی در ویژگی‌های پوشش گیاهی سبب تغییرات در سپیدایی رویه، ترازمندی انرژی، و در نهایت پس‌خورهای اقلیمی در منطقه می‌شود (لورانتی و همکاران، ۲۰۱۱). در فصل بهار و تابستان پوشش گیاهی نقش مؤثری در کاهش سپیدایی ایران دارد. میانگین بلندمدت سپیدایی فصل بهار در گستره ایران ۱۴/۹۹ درصد است. با استخراج یاخته‌هایی که دارای بالایی از سپیدایی بودند مشخص شد این یاخته‌ها دقیقاً منطبق بر نمکزارها شامل دریاچه نمک مسیله قم، دریاچه نمک حاج‌علی قلی (در جنوب شرقی شهرستان دامغان)، دریاچه نمک فصلی کویر مرکزی (در جنوب منطقه حفاظت‌شده توران شاهرود)، کف نمک خیرآباد یا سیرجان (در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب سیرجان)، باتلاق

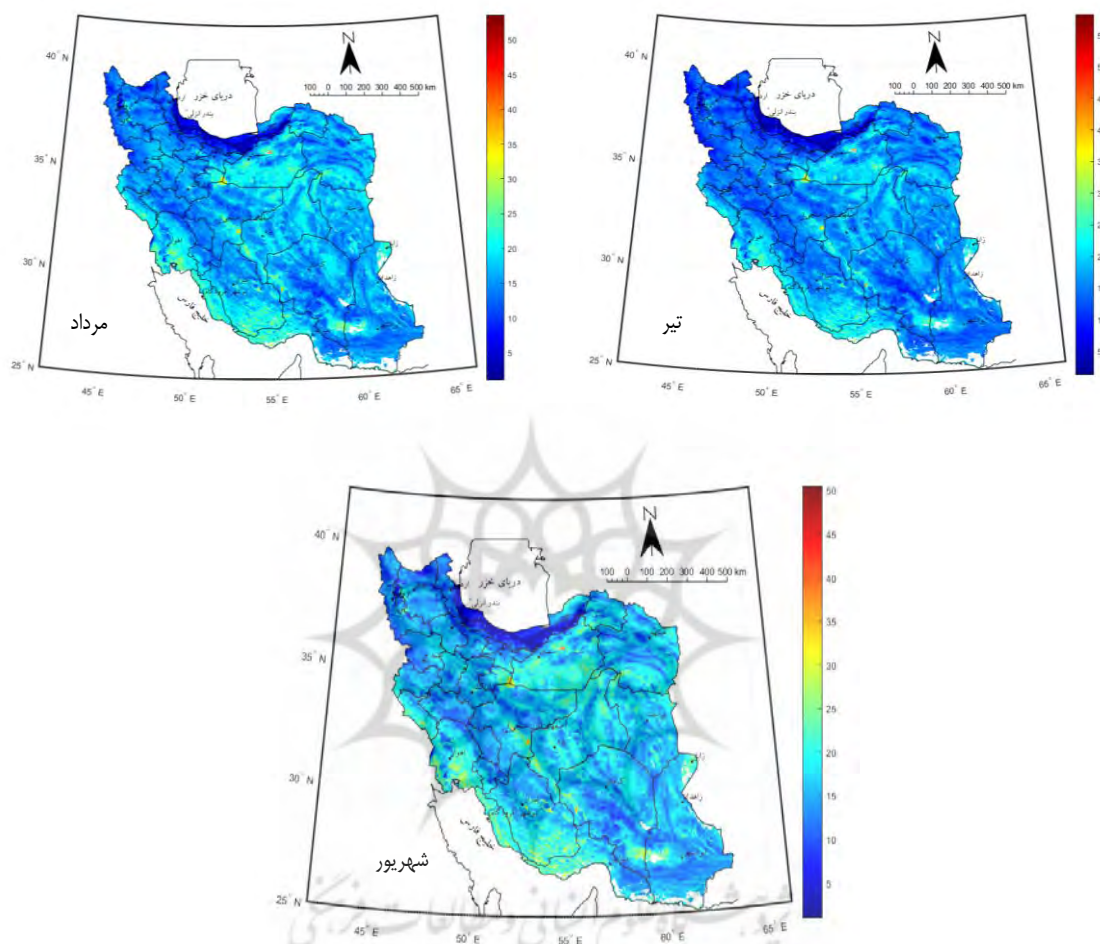
گاوخونی، دریاچه نمکی مهران یا نمکدان مهران در غرب استان هرمزگان است. بنابراین، نمکزارها در این فصل از عوامل اثرگذار در سپیدایی‌اند.



شکل ۴. میانگین بلندمدت سپیدایی روشن هر ماه در فصل بهار

در بیابان انرژی مستقیم خورشید که به رویه زمین برخورد می‌کند زیاد است؛ زیرا خورشید نیمروزی تابستانی در عرض‌های جنب حاره بیابانی تقریباً به سر سو نزدیک و آسمان صاف و بدون ابر است. ضمناً، بخار آب موجود در جو بسیار کم و از این رو جذب تابش فروسرخ نیز بسیار کم است. بیابان‌های بدون گیاه یا دارای پوشش گیاهی ولی با فاصله زیاد و تنک سپیدایی زیاد است (قائمی و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۸۵). در نواحی بیابانی و پلایا به دلیل ماهیت فیزیکی و رنگ مواد مقادیر سپیدایی رویه و شدت آن نیز بیشتر است (ادب و همکاران، ۱۳۹۳: ۴۱۷). با شروع فصل تابستان در ارتفاعات به سبب ذوب برف کاهش سپیدایی روشن مشاهده می‌شود. در ماه‌های تیر، مرداد، و شهریور سپیدایی روشن در مناطق نمکزاری وجود دارد. با توجه به اینکه در فصل تابستان با مقدار دما افزایش می‌یابد، از رطوبت رویه خاک کاسته می‌شود. بنابراین، نواحی کم‌ارتفاع و پست در مقایسه با نواحی مرتفع سپیدایی بالاتری خواهند داشت. میانگین بلندمدت سپیدایی فصل تابستان در گستره ایران ۱۶/۰۶ درصد است که بیشینه آن با توجه به یاخته‌های سپیدایی هر ماه در فصل تابستان منطبق بر نواحی نمکزاری از جمله دریاچه حاج‌علی قلی (جنوب شرقی شهرستان دامغان)، دریاچه نمک سیرجان، دریاچه

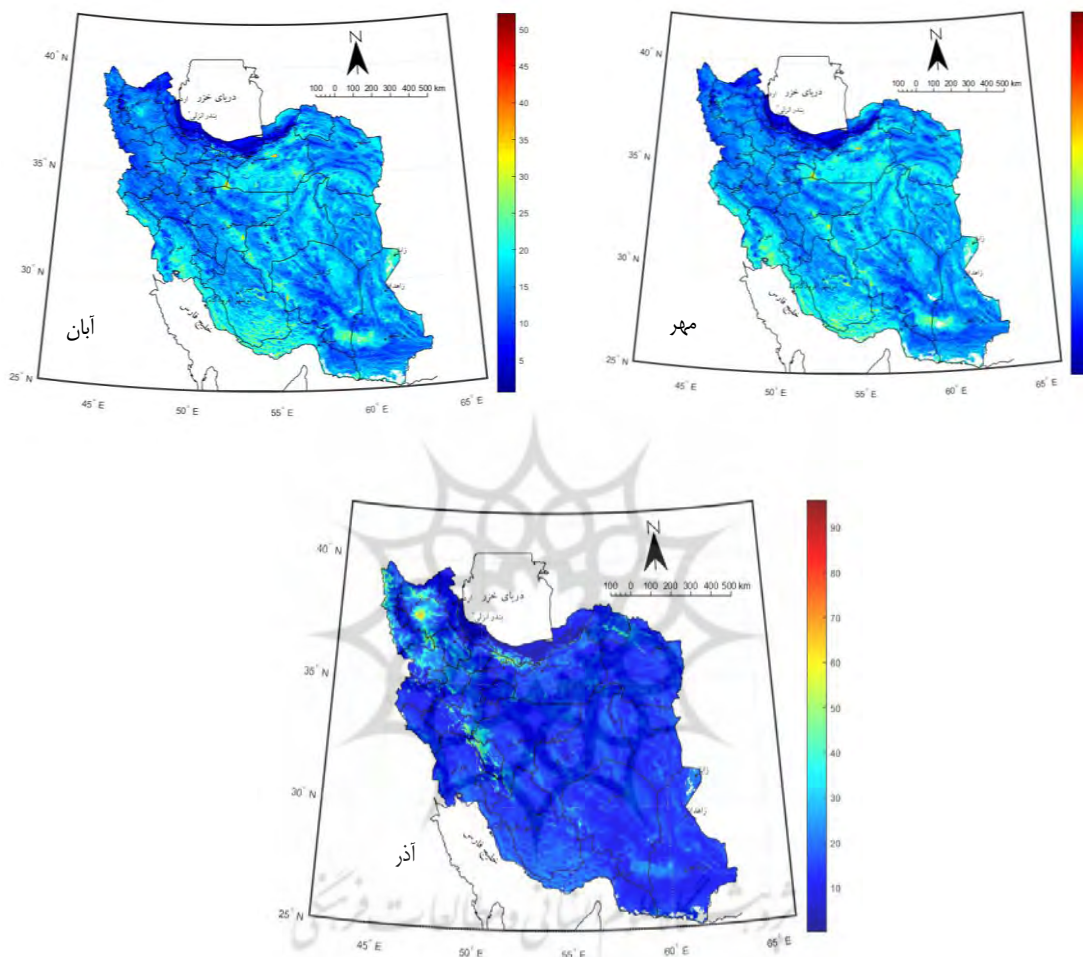
نمک مسیله قم، دریاچه بختگان (در شرق استان فارس)، دریاچه هامون (در سیستان و بلوچستان)، شوره‌زار مهران (در شرق هرمزگان)، شوره‌زار شرق اصفهان، و شوره‌زار شمال ابرکوه یزد است (شکل ۵). بنابراین، در فصل تابستان نمکزارها از عوامل مؤثر در سپیدایی‌اند.



شکل ۵. میانگین بلندمدت سپیدایی روشن هر ماه در فصل تابستان

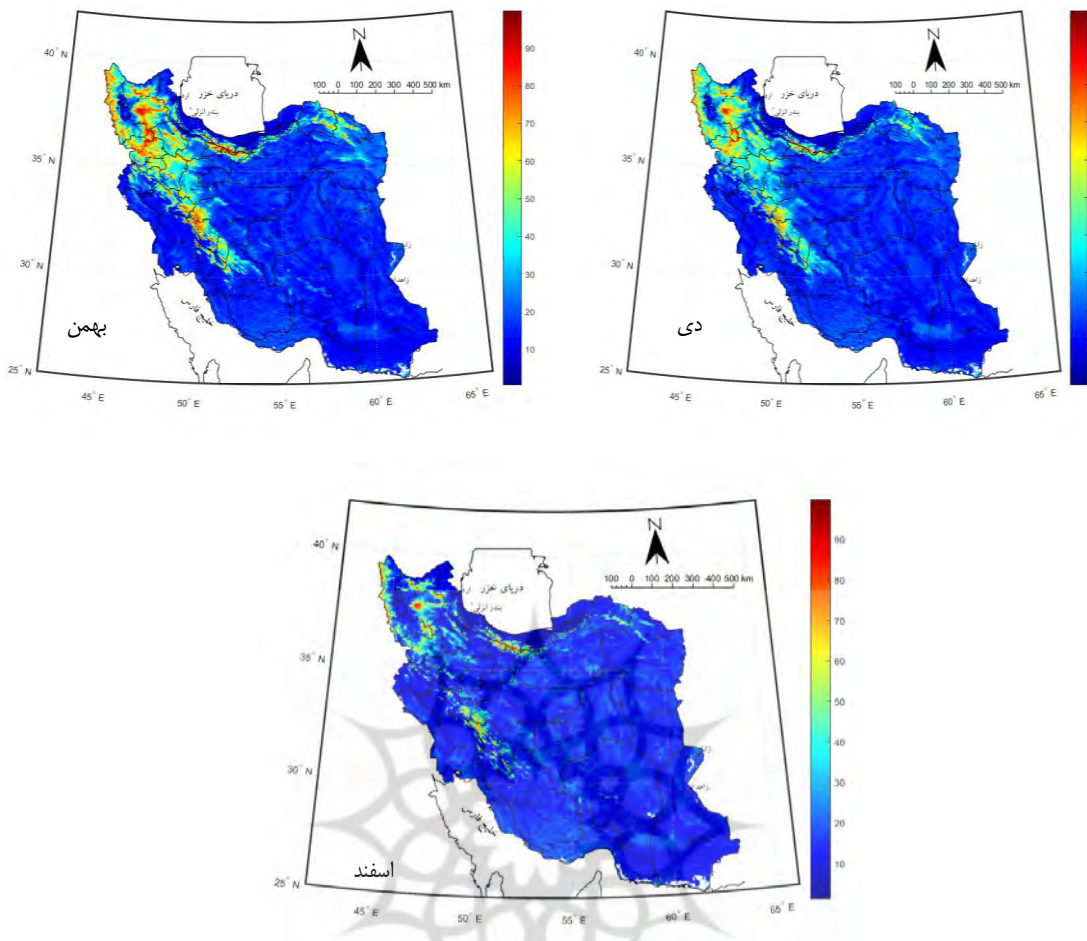
در دوره سرد سال، با پس‌روی رود باد جنب حاره از ایران، بادهای غربی وارد کشور می‌شود و تقریباً در سراسر این دوره بر هوای کشور غلبه دارد (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۸). در فصل پاییز با ورود بادهای غربی، تقریباً در بیشتر نواحی کشور، بارش به‌صورت باران وجود خواهد داشت. بارندگی در این ماه سبب می‌شود رطوبت رویه خاک افزایش یابد و لذا از سپیدایی رویه کاسته خواهد شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در ماه‌های مهر و آبان سپیدایی ایران کاهش داشته است و در اواخر فصل پاییز، ماه آذر، در نواحی کوهستانی با توجه به کاهش دما میانگین سپیدایی روشن افزایش داشته است (شکل ۶). میانگین بلندمدت سپیدایی فصل پاییز در گستره ایران ۱۵/۵۳ درصد است. با استخراج بیشینه یاخته‌های سپیدایی هر ماه در فصل پاییز مشخص شد این یاخته‌ها منطبق بر بخشی از ارتفاعات از جمله قله‌های دماوند، سهند و سبلان، قالی‌کوه (غالبه‌کوه رشته‌کوهی از کوه‌های زاگرس در مرکز بخش بشارت زلفی شهرستان الیگودرز) و زردکوه

بختیاری و در بخش‌های کوچکی از نمکزارها از جمله دریاچه نمک حاج‌علی قلی (در جنوب شرقی شهرستان دامغان)، دریاچه نمک سیرجان (در جنوب غرب شهرستان سیرجان)، و تالاب میقان (در شمال شرقی اراک) مشاهده می‌شود. در این فصل ارتفاعات، شورزارها، نمکزارها، و نواحی کویری از عوامل مؤثر در سپیدایی‌اند.



شکل ۶. میانگین بلندمدت سپیدایی روشن هر ماه در فصل پاییز

شکل ۷ مقادیر میانگین بلندمدت سپیدایی هر ماه از فصل زمستان را در گستره ایران می‌دهد. با توجه به بیشینه یاخته‌های سپیدایی در هر ماه فصل زمستان، مشخص شد میزان سپیدایی در امتداد رشته‌کوه‌های زاگرس، ارتفاعات البرز، و ارتفاعات شمال غرب ایران از جمله سهند و سلان به صورت چشم‌گیر افزایش یافته که مقدار سپیدایی در بعضی نقاط به ۹۰ الی ۱۰۰ درصد رسیده است. در این ماه با توجه به اینکه در ارتفاعات بارش‌ها بیشتر به صورت برف است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۴۰)، در بیشتر ارتفاعات پوشش برفی ایجاد می‌شود و لذا بیشینه سپیدایی بر نواحی مرتفع منطبق بوده و از عوامل مؤثر بر سپیدایی در این فصل ارتفاعات است. به‌طور کلی، میانگین سپیدایی در فصل زمستان ۱۹/۵۸ درصد در گستره ایران است. اوج مقادیر بالای سپیدایی در فصل زمستان مشاهده می‌شود. در هر سه ماه دی و بهمن و اسفند پراکندگی مکانی سپیدایی یکسان است.



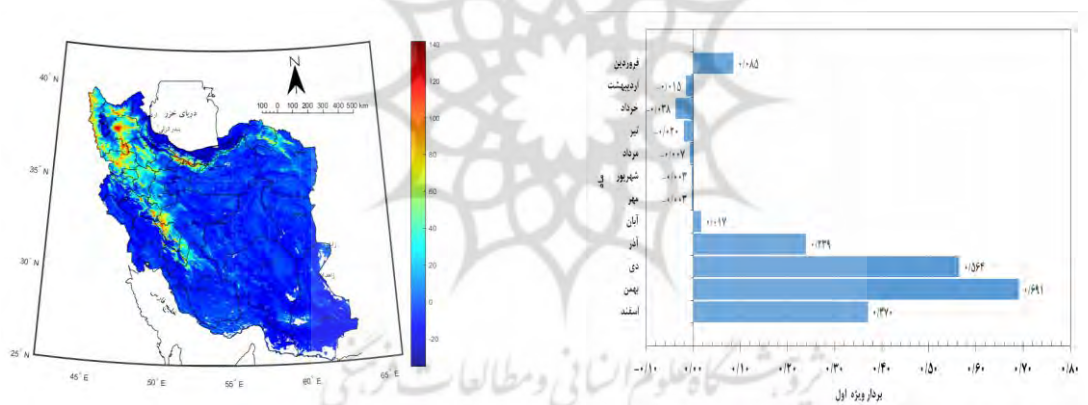
شکل ۷. میانگین بلندمدت سپیدایی روشن هر ماه در فصل زمستان

ماتریس مکان- زمان سپیدایی رویه به ابعاد ۷۵۴۱۵۰۲×۱۲ به کمک تحلیل مؤلفه‌مبنا به دو ماتریس بردارهای ویژه (ماتریس مکان) به ابعاد ۷۵۴۱۵۰۲×۱۲ و ماتریس نمرات (ماتریس زمان) به ابعاد ۱۲×۱۲ منجر می‌شود. با استفاده از تحلیل مؤلفه‌مبنا در گام اول ماتریس زمان از ماتریس مکان جدا شد. در گام بعدی، چون مؤلفه‌ها پایگانی هستند، برحسب مقدار پراشی که تبیین کرده‌اند مرتب شدند. و درنهایت، چون عناصر اصلی رفتار سپیدایی را مشخص می‌کند، این امکان را فراهم می‌کند تا رفتار واقعی سپیدایی برحسب نخستین سه مؤلفه تعریف شود و، از راه مقایسه نمرات مؤلفه‌های ماه‌های مختلف، ماه‌هایی که رفتارهای یکسانی داشته‌اند شناسایی شوند. به‌کارگیری تحلیل مؤلفه‌های آغازین بر روی داده‌های استانداردشده اولیه نشان داد که سه مؤلفه اصلی قادر به تبیین $۹۷/۷$ درصد از پراش داده‌هاست. مؤلفه اول با مقدار ویژه $۴۶۲/۵$ بیش از ۷۳ درصد از کل تغییرات را به خود اختصاص داده است. به همین ترتیب، مؤلفه دوم بیش از ۲۰ درصد و درنهایت مؤلفه سوم بیش از ۳ درصد از تغییرات را تبیین کرده است (جدول ۲).

جدول ۲. درصد تبیین پراش مؤلفه‌های اصلی سپیدایی ایران

مؤلفه‌ها	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم	هفتم	هشتم	نهم	دهم	یازدهم	دوازدهم
درصد تبیین پراش	۷۳/۰۵	۲۰/۸	۳/۹	۰/۹	۰/۶۱	۰/۳۶	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴

واکاوی تغییرات زمانی- مکانی مقادیر سپیدایی با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی انجام شد. واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی در بردار ویژه مؤلفه اول حاکی از آن است که مقدار سپیدایی ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور، و مهر مقادیر منفی بوده و حتی به مقادیر منفی پایین‌تر از میانگین کاهش یافته‌اند و ماه‌های فروردین، آبان، آذر، دی، بهمن، و اسفند دارای مقادیر مثبت‌اند (مقادیر منفی بردار ویژه برای جاهایی که نمرات مؤلفه‌ها مثبت است؛ یعنی سپیدایی از میانگین ایران پایین‌تر بوده است). در بین بردار ویژه مؤلفه‌ها، ماه بهمن بالاترین مقدار (۰٫۶۹) و خرداد کمترین بردار ویژه مؤلفه (۰٫۳۷) را داراست. در مؤلفه اول سپیدایی روشن، در فصل زمستان به اوج خود رسیده است (شکل ۸). واکاوی مکانی سپیدایی روشن نشان داد سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در نواحی مرتفع و کوهستانی ایران، همچون رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز، ارتفاعات شمال غرب کشور مانند قله‌های سبلان و سه‌پند وجود دارد که در ارتباط با پوشش برفی است (شکل ۹). کیخسروی کیانی (۱۳۹۵) پیش از این به واکاوی درصد روزهای برف‌پوشان در ماه‌های گوناگون ایران پرداخته‌اند. آنان بیان می‌کنند در ماه‌های اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور، و مهر روزهای برف‌پوشان بسیار ناچیزند و ماه آبان نقش ماه گذار از بی‌برفی به برف را بازی می‌کند و در بین ماه‌ها، دی و بهمن بیشترین شمار روزهای برف‌پوشان را دارا می‌باشند. از طرفی، با استخراج یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن در مؤلفه اول مشخص شد این یاخته‌ها دقیقاً منطبق بر نواحی‌ای است که دارای پوشش برفی‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). بنابراین، می‌توان مؤلف نخست را پوشش برف نام گذاشت. بیشینه پراش سپیدایی روشن در مؤلفه نخست با پوشش برفی توجیه می‌شود.



شکل ۸. الگوی زمانی سپیدایی روشن مؤلفه اول

شکل ۹. تغییرات مکانی سپیدایی روشن در مؤلفه اول

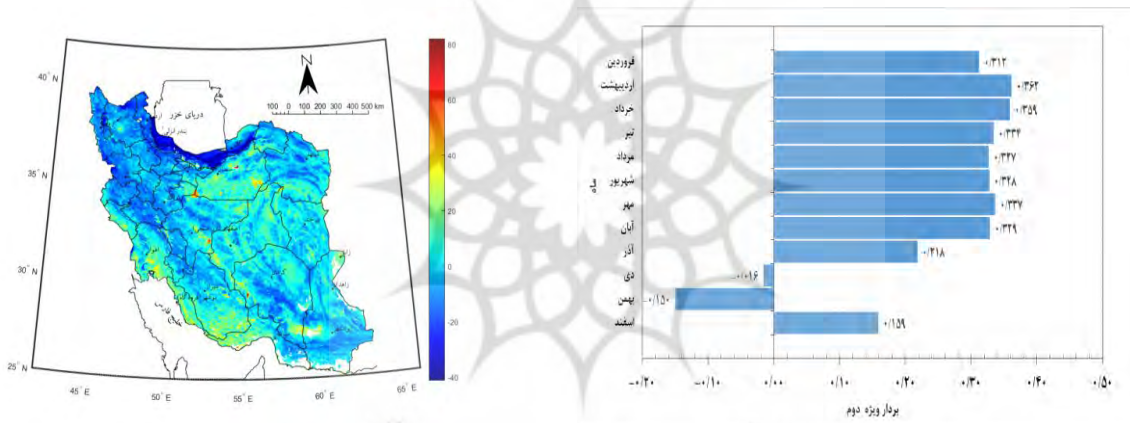


شکل ۱۱. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن در مؤلفه اول: رشته‌کوه البرز



شکل ۱۰. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن در مؤلفه اول: زردکوه بختیاری

واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی روشن در بردار ویژه مؤلفه دوم بیانگر آن است که مقدار سپیدایی روشن در فصول بهار، تابستان، و پاییز مقادیر مثبت را داراست. در فصل زمستان، فقط ماه اسفند دارای مقادیر مثبت بوده و دو ماه دی و بهمن مقادیر منفی پایین‌تر از میانگین سپیدایی را دارا هستند. در مؤلفه دوم ماه آبان بالاترین مقدار بردار ویژه (۰٫۳۶۳) و ماه بهمن کمترین مقدار بردار ویژه (۰٫۱۵۰) را داراست. در مؤلفه دوم سپیدایی روشن، مقادیر یکسانی در سه فصل بهار، تابستان، و پاییز مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). واکاوی مکانی مؤلفه دوم سپیدایی روشن نشان داد سپیدایی‌های بالاتر از میانگین به صورت مناطق کوچکی در گستره ایران وجود دارند؛ مناطقی همچون نمکزارها؛ از جمله باتلاق نمک سیرجان (در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب سیرجان)، کویر حاج‌علی قلی (کویر و نمک‌زاری در جنوب شرقی دامغان)، باتلاق گاوخونی، دریاچه نمک قم، بخش‌هایی از دشت لوت و کویر وجود دارد که در ارتباط با پوشش نمکی است (شکل ۱۳). کرانه‌ها دریای خزر و نواحی مرتفع و کوهستانی دارای مقادیر سپیدایی پایین‌تر از میانگین‌اند. با بررسی انطباق یاخته‌های بیشینه سپیدایی در مؤلفه دوم با محیط مشخص شد این یاخته‌ها دقیقاً منطبق بر نواحی‌ای است که دارای پوشش نمک‌زاری‌اند (شکل‌های ۱۴، ۱۵، و ۱۶). بنابراین، می‌توان مؤلفه دوم را پوشش نمک‌زار نام گذاشت. بیشینه پراش سپیدایی در مؤلفه دوم با پوشش نمکی توجیه می‌شود.



شکل ۱۲. الگوی زمانی سپیدایی روشن مؤلفه دوم مطالعاتی و تغییرات مکانی سپیدایی روشن مؤلفه دوم



شکل ۱۴. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن مؤلفه دوم: باتلاق نمک سیرجان



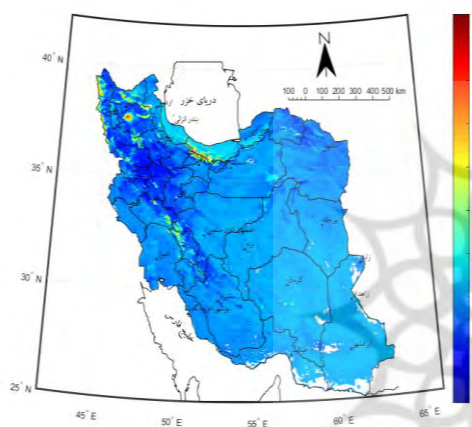
شکل ۱۵. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن مؤلفه دوم: کویر حاج‌علی قلی



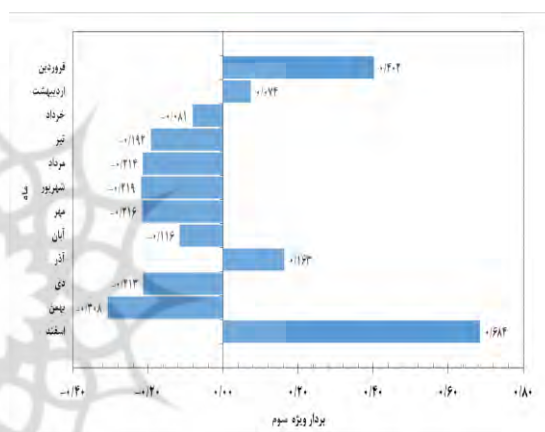
شکل ۱۶. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن مؤلفه دوم: باتلاق گاوخونی

واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی روشن در بردار ویژه مؤلفه سوم نشان می‌دهد که مقدار سپیدایی ماه‌های فروردین، اردیبهشت، آذر، و اسفند دارای مقادیر مثبت است و مابقی ماه‌ها دارای مقادیر منفی پایین‌تر از میانگین‌اند. در اسفندماه

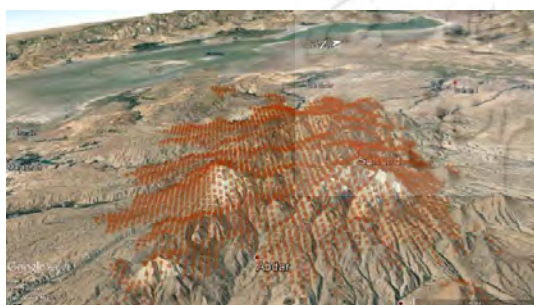
بالاترین مقدار مؤلفه (۰/۶۸۴) و نیز در ماه بهمن کمترین مقدار مؤلفه (۰/۳۰۸-) مشاهده می‌شود. در مؤلفه سوم، سپیدایی در ماه اسفند بالاترین مقدار را دارد (شکل ۱۷). واکاوی مکانی سپیدایی نشان داد سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در نواحی بسیار محدودی از ارتفاعات البرز، رشته‌کوه‌های زاگرس، قله‌های سه‌سهند و سبلان وجود دارد که در ارتباط با برف‌خوان‌هاست. برف‌خوان به پهنه‌ای گفته می‌شود که با داشتن شرایط مناسب سراسر یا بخش بزرگی از سال پوشیده از برف است و سرچشمه رودهای فصلی یا دائمی است (شکل ۱۸). کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۶) پیش از این بیان کرده‌اند در ایران به‌طور کلی سه برف‌خوان بزرگ وجود دارد که عبارت‌اند از: برف‌خوان البرز، برف‌خوان شمال غرب، و برف‌خوان زاگرس. از طرفی، با بررسی یاخته‌های بیشینه سپیدایی مؤلفه سوم مشخص شد این یاخته‌ها دقیقاً منطبق بر برف‌خوان‌هاست که دارای پوشش برفی در ایام سال هستند (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). بنابراین، می‌توان مؤلفه سوم را برف‌خوان نام گذاشت. بیشینه پراش سپیدایی در مؤلفه سوم با برف‌خوان توجیه می‌شود.



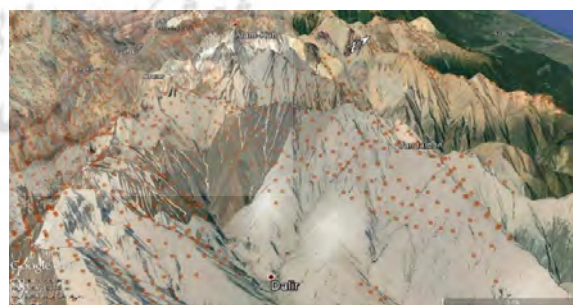
شکل ۱۸. تغییرات مکانی سپیدایی روشن مؤلفه سوم



شکل ۱۷. الگوی زمانی سپیدایی روشن مؤلفه سوم



شکل ۲۰. بیشینه سپیدایی روشن مؤلفه سوم (برف‌خوان):
قله سه‌سهند



شکل ۱۹. یاخته‌های بیشینه سپیدایی روشن در مؤلفه سوم
(برف‌خوان): علم‌کوه

بحث و نتیجه‌گیری

برای اجرای پژوهش کنونی، داده‌های ترکیبی سپیدایی روشن سنجنده‌های مودیس ترا - آکوا در تفکیک مکانی ۵۰۰ متر برای بازه زمانی ۱۳۷۸-۱۳۹۸ به صورت روزانه به کار گرفته شد. محاسبه میانگین بلندمدت سپیدایی روشن برای

هریک از فصول سال نشان داد بیشترین مقدار سپیدایی روشن در فصل زمستان وجود دارد. میزان سپیدایی روشن در این فصل در امتداد رشته کوه‌های زاگرس، ارتفاعات البرز، ارتفاعات سهند و سبلان به صورت چشم‌گیر افزایش یافته است. در این ماه، با توجه به اینکه در ارتفاعات بارش‌ها بیشتر به صورت برف است، در بیشتر ارتفاعات پوشش برفی ایجاد می‌شود. به‌طور کلی، میانگین سپیدایی روشن در فصل زمستان ۱۹/۵۸ درصد در گستره ایران است. میانگین سپیدایی روشن در فصول بهار، تابستان، و پاییز به ترتیب برابر با ۱۴/۹۹، ۱۶/۰۶، و ۱۵/۵۳ درصد است. واکاوی تغییرات زمانی- مکانی مقادیر سپیدایی با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی نشان داد سه مؤلفه اصلی قادر به تبیین ۹۷/۷ درصد از پراش داده‌هاست. مؤلفه اول با مقدار ویژه ۴۶۲/۵ بیش از ۷۳ درصد از کل تغییرات را به خود اختصاص داده است. به همین ترتیب، مؤلفه دوم بیش از ۲۰/۸ درصد و در نهایت مؤلفه سوم بیش از ۳/۹ درصد از تغییرات را تبیین کرده است. واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی در بردار ویژه مؤلفه اول حاکی از آن است که مقدار سپیدایی ماه‌های فروردین، آبان، آذر، دی، بهمن، و اسفند مقادیر مثبت دارند و مابقی ماه‌های سال مقادیر صفر و حتی به مقادیر منفی پایین‌تر از میانگین کاهش یافته‌اند. واکاوی مکانی سپیدایی روشن مؤلفه نخست حاکی از آن است که سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در نواحی مرتفع و کوهستانی ایران، همچون رشته کوه‌های زاگرس و البرز، ارتفاعات شمال غرب کشور مانند قله‌های سبلان و سهند وجود دارد که در ارتباط با پوشش برفی است. واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی روشن در بردار ویژه مؤلفه دوم بیانگر آن است که سپیدایی مقادیر یکسانی را در سه فصل بهار، تابستان، و پاییز دارد و در دو ماه دی و بهمن مقادیر منفی مشاهده می‌شود. واکاوی مکانی مؤلفه دوم سپیدایی روشن نشان داد سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در مناطقی با پوشش نمکی وجود دارد که بیشینه پراش سپیدایی در مؤلفه دوم با پوشش نمکی توجیه می‌شود. واکاوی تغییرات زمانی سپیدایی روشن در بردار ویژه مؤلفه سوم نشان می‌دهد که مقدار سپیدایی ماه‌های فروردین، اردیبهشت، آذر، و اسفند دارای مقادیر مثبت است و مابقی ماه‌ها دارای مقادیر منفی پایین‌تر از میانگین‌اند. واکاوی مکانی سپیدایی روشن در مؤلفه سوم بیانگر آن است که سپیدایی‌های بالاتر از میانگین در نواحی‌ای که برف‌خوان (ارتفاعات البرز، رشته کوه‌های زاگرس، قله‌های سهند و سبلان) شکل گرفته‌اند وجود دارد که بیشینه پراش سپیدایی در مؤلفه سوم با برف‌خوان توجیه می‌شود. یافته‌های این پژوهش هماهنگ با دست‌یافت وانگ و همکاران (۲۰۰۴: ۴) است. ایشان نیز نشان دادند افزایش ناگهانی سپیدایی غرب فلات تبت در زمستان به علت وجود پوشش برف و کاهش ناگهانی آن در تابستان به دلیل افزایش رطوبت خاک است. ژانگ و همکاران (۲۰۱۰: ۲۹۹) در مطالعه‌ای بیان می‌کنند بیشینه شدن سپیدایی در زمستان به علت پوشش برفی و کمینه شدن در تابستان به علت افزایش پوشش گیاهی است که نتیجه آن با این پژوهش هماهنگ است. یافته‌های پژوهش هو و همکاران (۲۰۱۹: ۱۸۶) با نتایج این پژوهش هماهنگ است. آنان نشان دادند در تابستان سپیدایی عمدتاً به دلیل رشد پوشش گیاهی پایین است؛ در حالی که در زمستان به دلیل پوشش برفی سپیدایی رویه افزایش می‌یابد.

سپاسگزاری

نویسندگان از صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور به سبب حمایت از این رساله دکتری و مقاله مستخرج از آن (به شماره طرح ۹۸۰۲۴۹۹۶) تشکر و قدردانی می‌نمایند.

منابع

- ادب، حامد؛ امیراحمدی، ابوالقاسم و عتباتی، آزاده. (1393). ارتباط پوشش گیاهی با دما و آلودگی سطحی در دوره گرم سال با استفاده از داده‌های مودیس در شمال ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، doi: 10.22059/jphgr.2014.52994. 46(4): 419-434.
- حجازی‌زاده، زهرا؛ بزمی، نسرین؛ رحیمی، علیرضا؛ طولابی‌نژاد، میثم و بساک، عاطفه (۱۳۹۶). مدل‌سازی فضایی-زمانی آلودگی در گستره ایران زمین، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۷(۱۷): ۱-۱۷.
- غیور، حسنعلی و منتظری، مجید (۱۳۸۴). (پهنه‌بندی رژیم‌های دمایی ایران با مؤلفه‌های منا و تحلیل خوشه‌ای، مجله جغرافیا و توسعه، ۴(۲): ۲۱. magiran.com/p303074.
- خسروی، محمود. (1396). اقلیم‌شناسی چندمتغیره، کاربرد تحلیل‌های چندمتغیره در جغرافیای طبیعی و اقلیم‌شناسی، انتشارات دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- عساکره، حسین و بیات، علی. (1392). تحلیل مؤلفه اصلی مشخصات بارش سالانه شهر زنجان، نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، 17(45): 121-142.
- قائم‌ی، هوشنگ؛ زرین، آذر و خوش‌اخلاق، فرامرز. (1392). اقلیم‌شناسی مناطق خشک، تهران: سمت.
- کارتز، سریواستاوا. (1370). آمار چندمتغیره کاربردی، ترجمه ناصر ارقامی و ابوالقاسم بزرگ‌نیا، انتشارات بنیاد فرهنگ رضوی.
- کیخسروی کیانی، محمدصادق. (1395). آب‌وهواشناسی پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های دورسنجی، رساله دکتری جغرافیای طبیعی گرایش آب‌وهواشناسی دانشگاه اصفهان، استاد راهنما سیدابوالفضل مسعودیان.
- کیخسروی کیانی، محمدصادق و مسعودیان، سیدابوالفضل. (1396). شناسایی برف‌خوان‌های ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، 395-408. doi: 10.22059/jphgr.2017.212604.1006908:49(3)
- مسعودیان، سیدابوالفضل. (1390). آب‌وهوای ایران، انتشارات شریعه توس.
- Berge, H. F. M. (1986). Heat and water transfer at the bare soil surface: aspects affecting thermal imagery. (PhD thesis), *Landbouwhogeschool te Wageningen*.
- Bethere, L.; Sennikovs, J. and Bethers, U. (2017). Climate indices for the Baltic states from principal component analysis. *Earth System Dynamics*, 8(4): 951.
- Chakravarty, P. and Kumar, M. (2019). Floral Species in Pollution Remediation and Augmentation of Micrometeorological Conditions and Microclimate: An Integrated Approach. In *Phytomanagement of Polluted Sites* (pp. 203-219). *Elsevier*.
- Chrysoulakis, N.; Mitraka, Z. and Gorelick, N. (2019). Exploiting satellite observations for global surface albedo trends monitoring. *Theoretical and Applied Climatology*, 137(1-2): 1171-1179.
- Coakley, J. A. (2003). Reflectance and albedo, surface. *Encyclopedia of the Atmosphere*, 1914-1923.
- Eltahir, E. A. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism 1. Theory and observations. *Water Resour. Res.*, 34(4): 765-776.
- Firozjaei, M. K.; Alavipanah, S. K.; Liu, H.; Sedighi, A.; Mijani, N.; Kiavarz, M. and Weng, Q. (2019). A PCA-OLS Model for Assessing the Impact of Surface Biophysical Parameters on Land Surface Temperature Variations. *Remote Sensing*, 11(18): 2094.

- He, T.; Liang, S. and Song, D. X. (2014). Analysis of global land surface albedo climatology and spatial-temporal variation during 1981–2010 from multiple satellite products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(17): 10281-10298.
- Hotelling, H. (1992). Relations between two sets of variates. In *Breakthroughs in statistics* (pp. 162-190). Springer, New York, NY.
- Hu, Y.; Hou, M.; Zhao, C.; Zhen, X.; Yao, L. and Xu, Y. (2019). Human-induced changes of surface albedo in Northern China from 1992-2012. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 79: 184-191.
- Kharbouche, S. and Muller, J. P. (2019). Sea Ice Albedo from MISR and MODIS: Production, Validation, and Trend Analysis. *Remote Sensing*, 11(1): 9.
- Li, Z.; Yang, J.; Gao, X.; Yu, Y.; Zheng, Z.; Liu, R.; ... and Wei, Z. (2019). The relationship between surface spectral albedo and soil moisture in an arid Gobi area. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(3-4): 1475-1482.
- Loranty, Michael M.; Goetz, Scott, J. and Beck. Pieter S.A. (2011). Tundra Vegetation Effects on Pan-Arctic Albedo. *Environmental Research Letters*, 6(2): 1-7.
- Song, R.; Muller, J. P.; Kharbouche, S. and Woodgate, W. (2019). Intercomparison of surface albedo retrievals from MISR, MODIS, CGLS using tower and upscaled tower measurements. *Remote Sensing*, 11(6): 644.
- Roxy, M.; Sumithranand, V. and Renuka, G. (2010). Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal diffusivity at Astronomical Observatory, Thiruvananthapuram, south Kerala. *J. Earth. Syst. Sci.*, 119(4): 507-517.
- Timm, N. H. (2002). *Applied multivariate analysis*. URL <http://link.springer.com/content/pdf/10.1007/b98963.pdf>.
- Wang, K.; Liu, J.; Zhou, X.; Sparrow, M.; Ma, M.; Sun, Z. and Jiang, W. (2004). Validation of the MODIS global land surface albedo product using ground measurements in a semidesert region on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D5).
- Whetton, P. H. (1988). A synoptic climatological analysis of rainfall variability in south-eastern Australia. *Journal of Climatology*, 8(2): 155-177. doi:10.1002/joc.3370080204.
- Zhang, X.; Liang, S.; Wang, K.; Li, L. and Gui, S. (2010). Analysis of global land surface shortwave broadband albedo from multiple data sources. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(3): 296-305.