مجلهٔ مخاطرات محیط طبیعی، سال پنجم، شماره هفتم، بهار ۱۳۹۵
تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۱۲/۱۱
تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۰۲/۱۴
صفحات: ۱۱۶-۱۰۱

پهنه‌بندی دمای رویه‌ی زمین ایران با داده‌های مودیس

مسعود مرادی[۱]، دکتر برومند صلاحی*[۲]، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان[۳]

چکیده

دیدبانی‌های مودیس تِرا و آکوا با چگالی مکانی و زمانی مناسب در گستره‌ی ناهمگون ایران می‌تواند دانسته‌های ما را از ویژگی‌های دمایی ایران افزایش دهد. در این پژوهش خوشه‌بندی داده‌های دمای رویه‌ی زمین باهدف شناسایی پهنه‌های دمایی و بررسی تغییرات مکانی و زمانی آن در هر پهنه انجام‌شده است. تفاوت زمانی برداشت دمای رویه‌ی زمین در روزهای مختلف برای هر یاخته با استفاده از هم‌زمان‌سازی داده‌های مودیس تِرا و آکوا اصلاح شد و پس از محاسبه‌ی شیب دمای رویه‌ی زمین دمای ساعت ۳۰: ۱۲ نیم روز برای هر یاخته‌ی درون مرز ایران تولید شد. از پایگاه داده‌ی تولیدشده در مقیاس روزانه، آرایه‌ای در ابعاد ۱۲*۲۶۸۸*۱۷۶۵ تولید شد که میانگین بلندمدت ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران است. خوشه‌بندی دمای رویه‌ی زمین به‌منظور آشکارسازی پهنه‌های دمایی ایران به روش وارد روی‌داده‌های ماهانه انجام شد. در گام اول خوشه‌بندی، ایران به دو پهنه‌ی دمایی سرد و گرم تقسیم شد که خوشه‌بندی مجدد آن‌ها چهار پهنه‌ی بسیار گرم، گرم، معتدل و سرد را در گستره‌ی ایران نمایان ساخت. خوشه‌های دمای رویه‌ی زمین ایران هماهنگی زیادی با ناهمواری‌ها و عرض جغرافیایی نشان می‌دهند. بخش‌های مرتفع‌تر ایران در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز و نیز بلندی‌های داخلی ایران در خوشه‌های معتدل و سرد قرار می‌گیرد درحالی‌که مناطق پست در عرض‌های جنوبی و بیابان‌های داخلی ایران پهنه‌های بسیار گرم و گرم ایران هستند. هنگام رخداد بیشینه‌ها دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های گرم و معتدل به مقادیر دما در پهنه‌ی بسیار گرم نزدیک‌تر می‌شوند. با توجه به گستره‌ی پهنه‌ی گرم که یک‌سوم مساحت ایران را در برمی‌گیرد می‌توان نتیجه گرفت که بخش‌های زیادی از کشور در صورت افزایش دما قابلیت تبدیل به مناطق بسیار گرم را دارد.

کلیدواژه‌ها: دمای رویه‌ی زمین، پهنه‌بندی، مودیس، ایران

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی ، دانشگاه محقق اردبیلی
۲- *دانشیار آب و هواشناسی ، دانشگاه محقق اردبیلی
bromand416@yahoo.com
۳- استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان

مقدمه

دمای رویه‌ی زمین نسبت به شرایط محلی هوا سپهر، جنس رویه، رطوبت خاک و استرس آبی گیاه و بسیاری موارد دیگر حساس است؛ بنابراین فرا سنجی کلیدی در کاربری‌های هواشناسی، اقلیمی و آب‌شناسی است (*کُلو و همکاران، ۲۰۰۹*). در طول دهه‌های گذشته اندرکنش میان زمین و هوا سپهر به‌طور گسترده‌ای بررسی‌شده است (*جی، ۲۰۱۰، ۱۹۹۴*). دیدبانی‌های ماهواره‌ای نشان می‌دهد که اندرکنش‌های میان زمین، هوا سپهر و زیست‌کره سبب ناهنجاری‌های آشکاری در گردش‌های میان‌مقیاس جوی شده و شهرهای جهان روندهای افزایش دمای بزرگ‌تری نسبت به سایر مناطق دارند (*جین و همکاران، ۲۰۰۵*). دمای رویه‌ی زمین با ویژگی‌های رویه‌ی زمین، تابش خورشیدی و تبخیر و تعرق نیز ارتباط نزدیک دارد (*تارپلی، ۱۹۷۹*). ازآنجاکه برداشت چنین اطلاعاتی در مقیاس‌های منطقه‌ای و جهانی توسط ایستگاه‌های زمینی عملاً غیرممکن است، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای می‌تواند دانسته‌های ما را از آب‌وهوا و از آن جمله دمای رویه‌ی زمین در ایران افزایش دهد. پژوهش‌های گوناگونی درباره‌ی دمای رویه‌ی زمین انجام‌شده است. بخش زیادی از پژوهش‌ها درزمینه‌ی راستی آزمایی دمای رویه‌ی زمین است (*ایگناتف و گاتمن، ۱۹۹۸؛ فایساش و اسمیت، ۱۹۹۹؛ وو و همکاران، ۲۰۱۵*). برخی به مقایسه‌ی دمای رویه‌ی زمین با اندازه‌گیری‌های ایستگاهی دما پرداخته‌اند (*ماستاووی و همکاران، ۲۰۰۶؛ بنالی و همکاران، ۲۰۱۲؛ دیاز، ۲۰۱۳*) و یا با داده‌های تابش‌سنج زمینی راستی آزمایی انجام‌شده است (*لی و همکاران، ۲۰۱۰؛ وان و همکاران، ۲۰۰۲؛ وان، ۲۰۰۸*). افزون بر این دمای رویه‌ی زمین در زمینه‌های گوناگونی مانند الگوی ذوب برف در بلندی‌ها (*جاین و همکاران، ۲۰۰۸*)، دمای رویه‌ی جاده‌ها به‌منظور بررسی رخداد یخبندان (*چپمن و همکاران، ۲۰۰۱؛ شاو و همکاران، ۱۹۹۷*) و جزیره‌ی گرمایی شهری (*پانگراکز و همکاران، ۲۰۱۰؛ رسول و همکاران، ۲۰۱۵؛ کوی و فای، ۲۰۱۲*) استفاده‌شده است. درزمینه‌ی آب و هواشناسی کشاورزی موضوع‌هایی مانند رخداد خشک‌سالی (*سان و همکاران؛ میلدرکلر و همکاران، ۲۰۱۶*) و بررسی پوشش گیاهی و مراحل رشد گیاه[1] (*هانس و شوارتز، ۲۰۱۱؛ هانگ و همکاران، ۲۰۰۷*) از دمای رویه‌ی زمین به‌عنوان فرا سنجی کمکی استفاده می‌شود که در آشکارسازی تنش‌های آبی و گرمایی گیاه اهمیت دارد. دمای رویه‌ی زمین مودیس در بررسی تغییرات بزرگ‌مقیاس دمای رویه نیز استفاده‌شده است (*ماستر و همکاران، ۲۰۱۵*). در ایران نیز پژوهش‌های گوناگونی در این زمینه انجام‌شده است. از آن جمله می‌توان به پژوهش دشتکیان و دهقانی (۱۳۸۶) اشاره کرد که به بررسی دمای رویه‌ی زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعه شهری در مناطق بیابانی پرداخته‌اند. ایشان به کمک تصاویر ماهواره‌ی لندست ۷ دمای رویه‌ی زمین را محاسبه نموده‌اند و سپس نتایج روش‌های گوناگون را با یکدیگر و با اندازه-گیری‌های ایستگاه‌های هواشناسی مقایسه کرده‌اند. ضریب هم‌بستگی شاخص پوشش گیاهی برای دمای رویه‌ی زمین بالاست (۰/۹۹-) ولی در مورد دمای تأسیسات و کارخانه‌ها بسیار پایین و با ضریب تغییر بالا گزارش‌شده است که دلیل آن را بیابانی بودن منطقه، آلودگی هوا و توان تشعشعی متفاوت اجسام ذکر کرده‌اند. مؤمنی و قزلباش (۱۳۹۰) به بررسی نقش پوشش گیاهی بر دمای رویه‌ی زمین در محدوده‌های شهری پرداخته‌اند. بررسی دمای شب و روز رویه‌ی زمین مودیس و نیز پیوند آن با شاخص پوشش گیاهی، هم‌بستگی بیشتری را در دمای روز نشان می‌دهد؛ اما باگذشت زمان از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ این هم‌بستگی رو به کاهش بوده است. کمالی و همکاران (۱۳۹۰) به‌منظور

1-phenology

مقایسه‌ی آورد گندم در دو سال‌تر و خشک در اصفهان از داده‌های بازتاب رویه و دمای رویه‌ی زمین مودیس استفاده کردند. افزایش۱/۴ برابری تولید گندم در دوره ترسالی در سطح استان اصفهان نسبت به دوره خشک‌سالی به‌دست‌آمده است. حجازی زاده و همکاران (۱۳۹۲) به مقایسه‌ی داده‌های دو ماهواره‌ی AVHRR و مودیس در برآورد دمای رویه‌ی زمین استان‌های تهران و قزوین پرداخته‌اند. برای راستی آزمایی از داده‌های عمق ۵ سانتی‌متری خاک استفاده‌شده است. نتایج نشان‌دهنده‌ی نزدیک بودن میزان دمای برآورد شده با دمای واقعی رویه‌ی زمین به‌ویژه در مورد ماهواره‌ی AVHRR است که می‌توان از آن برای مناطقی که ایستگاه هواشناسی ندارند استفاده کرد. چگالی مکانی بالا و بازه‌ی زمانی مناسب این داده‌ها می‌تواند اطلاعات دقیق‌تری از ویژگی‌های دمایی در پهنه‌ی ایران ارائه دهد. در این پژوهش سعی شده است پس از پردازش داده‌ها از آن در بررسی ویژگی‌های مکانی و زمانی دمای رویه‌ی زمین ایران استفاده شود. امید است با خوشه‌بندی داده‌های دمای رویه‌ی زمین، پهنه‌های دمای رویه‌ی زمین ایران شناسایی شود و سپس تغییرات ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین در هر پهنه‌ی دمایی بررسی شود.

مواد و روش ها

داده‌های دمای رویه‌ی زمین مودیس

در تولید فراورده‌های دمای رویه‌ی زمین مودیس از دو روش مختلف شامل خوارزمیک[1] پنجره‌ی مجزای بهنجار شده و خوارزمیک روز – شب استفاده‌شده است. خوارزمیک پنجره‌ی مجزای بهنجار شده با چگالی مکانی یک کیلومتر (*وان و دوزایر، ۱۹۹۶*) تولیدشده است و هدف از آن کاهش خطاهای گسیلندگی و خطای کمی‌سازی سنجنده است. خوارزمیک روز - شب با چگالی مکانی نزدیک به ۵ کیلومتر (مجموعه‌ی ۴) و ۶ کیلومتر (مجموعه‌ی ۵) تولیدشده است. در این پژوهش داده‌های تولیدشده با خوارزمیک پنجره‌ی مجزا در مقیاس زمانی روزانه استفاده‌شده است و به دلیل اینکه در محاسبه‌ی دمای رویه‌ی زمین برای یک‌زمان ثابت محلی نیاز به داده‌های هر دو ماهواره‌ی تررا و آکوای مودیس بود این داده‌ها از زمان آغاز فعالیت ماهواره‌ی آکوا در ۱۳۸۱/۰۴/۱۷ تا ۱۳۹۴/۱۱/۳۱ از تارنمای مودیس به نشانی http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/ برداشت‌شده است.

هم‌زمان‌سازی دمای رویه‌ی زمین مودیس

ماهواره‌ی تررا در بازه‌ی ۱۰ تا ۱۲ بامداد و ماهواره‌ی آکوا در بازه‌ی ۱۲ تا ۱۴ نیمروز به‌وقت محلی زمین را پایش می‌کند. به دلیل زاویه‌ی دید در حدود ۵۵± درجه‌ای در یاخته‌های کناری تصاویر مودیس، اختلاف‌زمان خورشیدی محلی برای یاخته‌های کناری شرق و غرب در یک ردیف پیمایش بیش از یک ساعت است. افزون بر این به دلیل اینکه ماهواره‌های تِررا و آکوای مودیس تمام مدارها را در یک روز کامل نمی‌کنند در هر محل در روزهای پیاپی زمان خورشیدی محلی برداشت تا ۱/۵ ساعت متغیر است (*دوان و همکاران ۲۰۱۴*). درنتیجه دمای هر یاخته در زمان‌های متفاوتی برداشت می‌شود. برای حل این مشکل برداشت‌های روز هنگام مودیس تِررا و آکوا را به کار گرفتیم. نخست زمان

1-Algorithm

برداشت و دمای رویه‌ی زمین هر دو ماهواره فراخوانی شد و سپس تغییر دمای رویه‌ی زمین نسبت به اختلاف‌زمانی برداشت آن‌ها برای هر یاخته و برای هرروز آماری برحسب کلوین بر ساعت محاسبه شد (رابطه‌ی ۱ تا ۳).

رابطه‌ی ۱: Dt=(tad-ttd) رابطه‌ی۲: Dlst=(lstad-lsttd) رابطه‌ی ۳: $SLP=\frac{Dlst}{Dt}$

در تساوی‌های بالا *Dt* فاصله‌ی زمانی دو برداشت تِررا و آکو در روز هنگام برحسب ساعت است.*tad* و *ttd* به ترتیب زمان برداشت روز هنگام مودیس آکوا و تِررا برحسب ساعت محلی، *lstad* و *lsttd* به ترتیب دمای روز هنگام رویه‌ی زمین مودیس آکوا و تِررا برحسب کلوین، *Dlst* اختلاف دمای رویه‌ی زمین در دو برداشت روز هنگام دو ماهواره‌بر حسب کلوین و درنهایت *SLP* شیب دمای رویه‌ی زمین بین دو برداشت دو ماهواره‌بر حسب کلوین بر ساعت است که برای هر یاخته و هرروز دوره‌ی آماری موجود جداگانه محاسبه‌شده است. با استفاده از شیب دمای رویه‌ی زمین به‌دست‌آمده در رابطه‌های ۱ تا ۳ دمای رویه‌ی زمین برای ساعت ۱۲: ۳۰ نیمروز محلی به کمک رابطه‌ی ۴ و برای هر یاخته‌ی یک کیلومتری در هرروز محاسبه‌شده است.

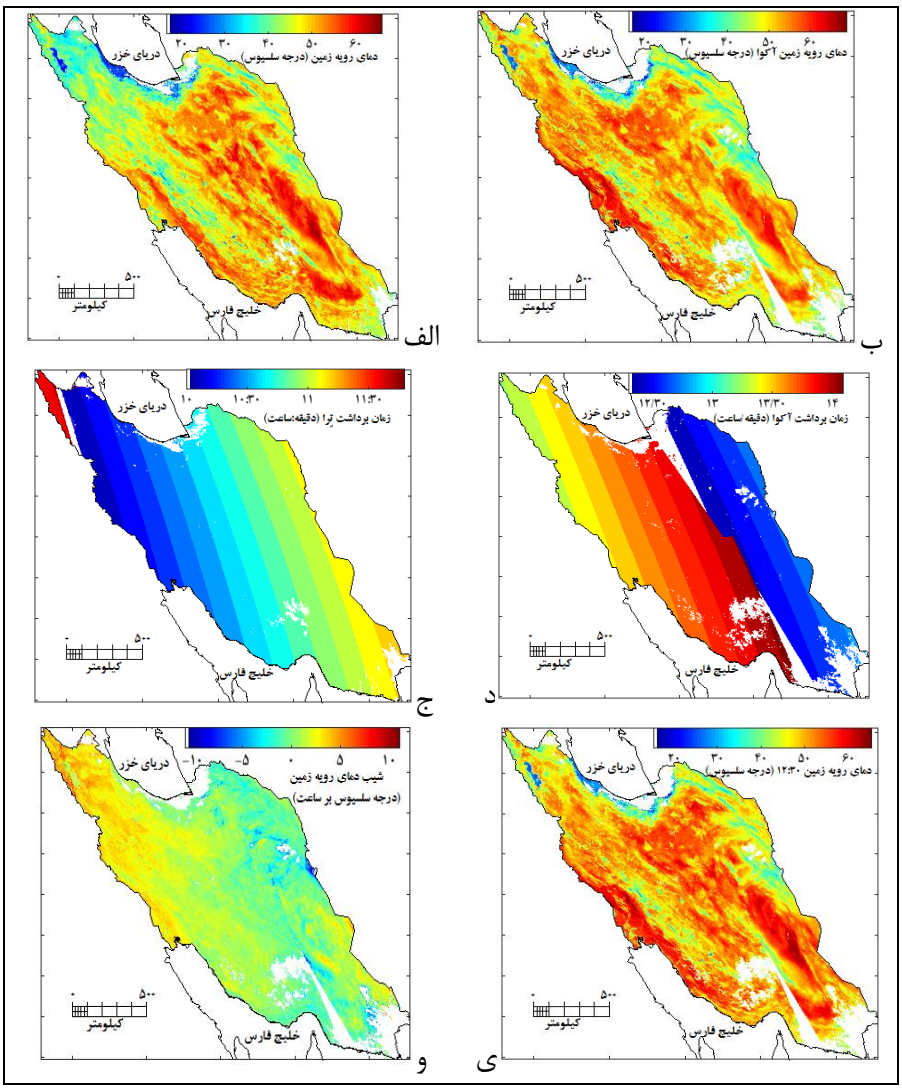
رابطه‌ی ۴: LST(12.5)=lstad-SLP*(tad-12.5)

در شکل ۱ مراحل هم‌زمان‌سازی دمای رویه‌ی زمین مودیس ترا و آکوا آمده است. این شکل مراحل کار هم‌زمان‌سازی را در روز ۱۲ مرداد ۱۳۸۵ به‌عنوان یک نمونه نشان می‌دهد (شکل ۱). پایگاه داده‌ی نهایی با انجام این مراحل برای تمام‌روزهای دوره‌ی آماری موجود محاسبه‌شده است.

پهنه‌بندی دمای رویه‌ی زمین در ایران

پس از هم‌زمان‌سازی داده‌های روزانه‌ی ترا و آکوای مودیس میانگین بلندمدت ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین محاسبه شد که آرایه‌ای به ابعاد ۱۲*۲۶۸۸*۱۷۶۵ را تشکیل می‌دهد. بُعد اول و دوم این آرایه نقاط مکانی با تفکیک یک کیلومتر و بعد سوم آن ۱۲ ماه سال است. با استفاده از این داده‌ها خوشه‌بندی مکانی دمای رویه‌ی زمین ایران به روش وارد انجام شد. ازآنجاکه تعداد نقاط مکانی (۱۸۸۴۰۷۷ یاخته) بسیار فراتر از توان محاسباتی رایانه‌های در دسترس بود برای انجام خوشه‌بندی هر بار ۳۰۰۰ نقطه به‌تصادف از میان‌یاخته‌های واقع در درون مرز ایران برگزیده شد. سپس بر اساس میانگین بلندمدت ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین، این نقاط به دو گروه گرم و سرد بخش شدند. در گام دوم این نقاط را از آرایه خارج کرده و ۳۰۰۰ نقطه‌ی دیگر به همان روش به دو گروه سرد و گرم بخش شد. در گام سوم نقاطی که در گام اول و دوم در گروه گرم جا گرفته بودند با یکدیگر ادغام شدند و نقاطی نیز که در دو گام پیشین در گروه سرد جا گرفته بودند در یک گروه ادغام شدند. گام‌های اول تا سوم را آن‌قدر تکرار کردیم تا همه‌ی یاخته‌ها در دو گروه سرد یا گرم جا گرفتند.

در مرحله‌ی بعد همین فرایند را جداگانه برای یاخته‌های گروه سرد و گرم تکرار کردیم و به‌این‌ترتیب همه‌ی یاخته‌ها در چهار خوشه دسته‌بندی شدند. سپس برای هر پهنه‌ی دمایی آماره‌های دمای رویه‌ی زمین و نیز ویژگی‌های ارتفاعی هر پهنه بررسی شد.



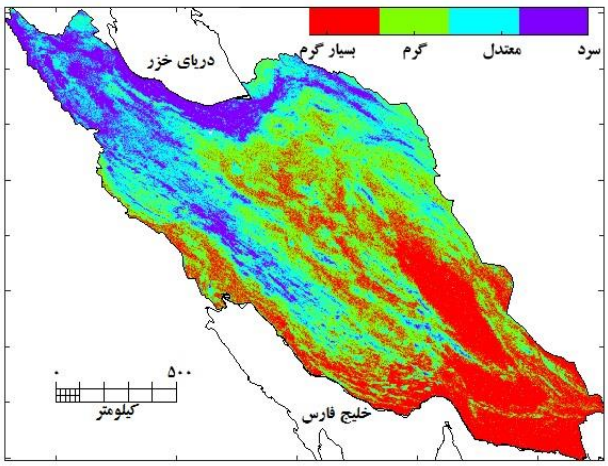
شکل ۱: دمای روز هنگام ترا (الف) و آکوا (ب)، زمان گذر ترا (ج) و آکوا (د)، شیب دمای رویه‌ی زمین از دیدبانی ترا تا آکوا (و)، دمای رویه‌ی زمین تولیدشده برای ساعت ۱۲: ۳۰ نیمروز (ی) در روز ۱۲ مرداد ۱۳۸۵

یافته‌ها

پهنه‌بندی دمای رویه‌ی زمین با داده‌های میانگین بلندمدت ماهانه

پس از خوشه‌بندی دمای رویه‌ی زمین چهار خوشه‌ی دمایی در پهنه‌ی ایران نمایان شد که قلمرو هرکدام از این پهنه‌ها هم‌خوانی زیادی با ویژگی‌های محیطی و جغرافیایی نشان می‌دهد. با توجه به ویژگی‌های دمایی، هر خوشه با شناسه‌های بسیار گرم، گرم، معتدل و سرد نام‌گذاری شد. پهنه‌ی بسیار گرم به رنگ سرخ در شکل ۲ نشان داده‌شده است. این پهنه بیشتر در کرانه‌های جنوبی تا شمال جلگه‌ی خوزستان، بخش جنوب شرقی و بیابان‌های داخلی ایران نمود یافته است. پهنه‌ی بسیار گرم ۲۷/۴ درصد از ایران را دربر می‌گیرد. پهنه‌ی گرم ایران بیشتر به‌صورت کمربندی در اطراف پهنه‌ی بسیار گرم دیده می‌شود و با بیشترین گستردگی ۳۳/۲ درصد از ایران را در بخش‌های مرکزی و

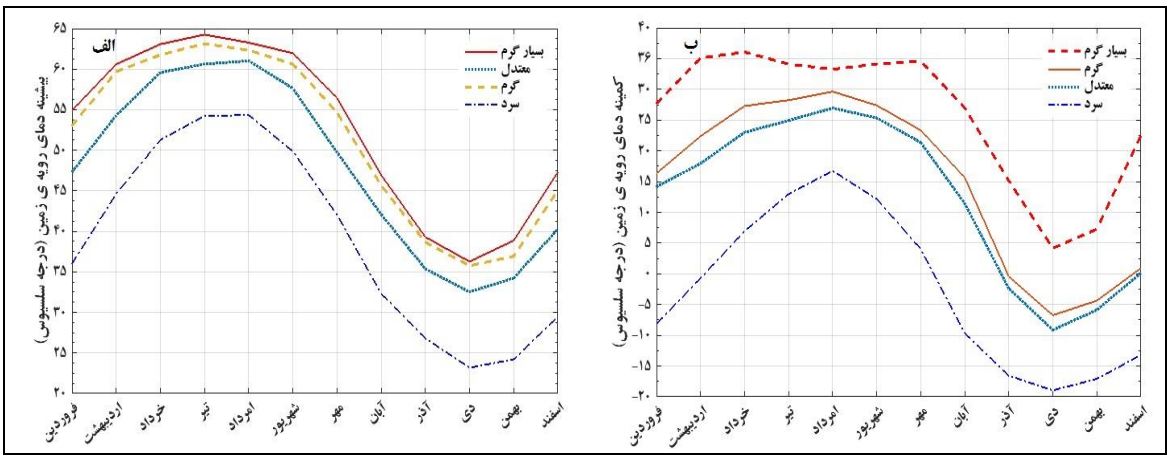
شرقی فراگرفته است. خوشه‌های دمای رویه‌ی زمین ایران هماهنگی زیادی با ناهمواری‌ها و عرض جغرافیایی نشان می‌دهند. بخش‌های مرتفع‌تر ایران در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز و نیز بلندی‌های داخلی ایران در خوشه‌های معتدل و سرد قرار می‌گیرد درحالی‌که مناطق پست در عرض‌های جنوبی و بیابان‌های داخلی ایران پهنه‌های بسیار گرم و گرم ایران هستند. پهنه‌ی معتدل ۲۴/۸ درصد ایران را پوشش می‌دهد و تغییر رژیم دمای رویه از بخش‌های گرم یادشده را به سمت پهنه‌ی سرد در بلندی‌ها نشان می‌دهد. با توجه به شکل پراکنش این پهنه می‌توان گفت که مناطق پای کوهی، کوهستان‌های کم ارتفاع و دشت‌ها و دره‌های کوهستانی در پهنه‌ی دمایی معتدل قرار می‌گیرند. چهارمین و کوچک‌ترین خوشه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران به نام پهنه‌ی سرد ۱۳/۹ درصد ایران را فراگرفته است. با توجه به موقعیت این پهنه در شکل ۲ دیده می‌شود که پهنه‌ی سرد نواحی آب و هوایی مشخصی از ایران را در برگرفته است. بارزترین ناحیه بلندی‌های ایران در رشته‌کوه زاگرس و البرز و نیز بلندی‌های داخلی است که با توجه به چگالی مکانی داده‌های دمای رویه‌ی زمین مودیس به‌خوبی نمایان و از سایر بخش‌ها متمایز است. کرانه‌های شمالی کشور و دریاچه‌ی ارومیه دو منطقه‌ی دیگری هستند که در پهنه‌ی سرد قرار دارند. گر چه کوشیده شد تا خوشه‌بندی را یک گام پیشتر برده و این پهنه به دو بخش مجزا تفکیک شود اما این بررسی نشان داد که در کرانه‌های خزر رطوبت رویه‌ی زمین سبب شده تا انرژی ورودی بیشتر به گرمای نهان تبدیل شود تا گرمای محسوس. درنتیجه دمای رویه‌ی زمین در کرانه‌های خزر بیشتر همانند آذربایجان است تا ایران مرکزی.



شکل۲: پهنه‌بندی دمای روز هنگام رویه‌ی زمین ایران با داده‌های بلندمدت ماهانه

از مقایسه‌ی رژیم بیشینه‌ی دمای رویه‌ی زمین در چهار پهنه‌ی یادشده روشن می‌شود که سه ناحیه‌ی بسیار گرم، گرم و معتدل هماهنگی بسیار زیادی با یکدیگر داشته و پهنه‌ی سرد الگویی متفاوت را دنبال می‌کند (شکل ۳-الف). این ویژگی بیانگر آن است که تقریباً در سراسر ایران بیشینه‌ی دما متأثر از تبدیل درصد بزرگی از انرژی ورودی به گرمای محسوس است. درعین‌حال در پهنه‌ی سرد به دلیل رطوبت خاک سهم بزرگ‌تری از انرژی ورودی به گرمای نهان تبدیل می‌شود. همین تفاوت سهم گرمای نهان و گرمای محسوس سبب تفاوت الگوی بیشینه‌ی دمای رویه‌ی زمین در چهار پهنه‌ی دمایی شده است. بیشینه‌ها در دو پهنه‌ی بسیار گرم و گرم به ترتیب با ۶۴ و ۶۲/۵ درجه‌ی سلسیوس در تیرماه بیش‌ترین و در دی‌ماه با ۳۴ درجه‌ی سلسیوس کم‌ترین است. در مورد کمینه‌ی دمای رویه‌ی

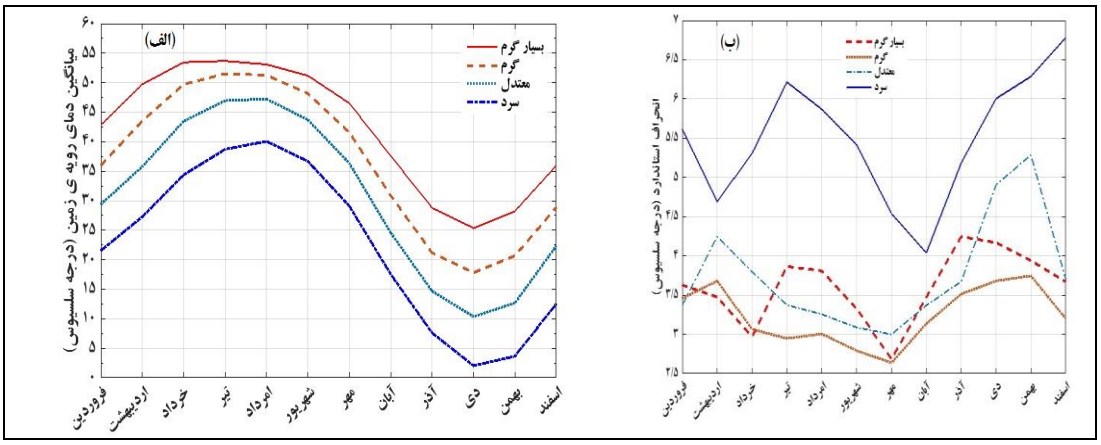
زمین نیز همین ویژگی دیده می‌شود اما این بار پهنه‌های گرم و معتدل هماهنگی بیشتری باهم نشان می‌دهند (شکل ۳-ب). در کل تغییرات ۱۵ تا ۲۰ درجه‌ای دما در را در طول سال در پهنه‌های مختلف نشان می‌دهند. این اختلاف در کمینه‌ها به ۲۰ تا ۲۵ درجه‌ی سلسیوس افزایش‌یافته است. پایین‌ترین دمای ماهانه با ۲۰- درجه سلسیوس در دی‌ماه پهنه‌ی سرد و بیش‌ترین مقدار در تیرماه با ۶۴ درجه در پهنه‌ی بسیار گرم ثبت‌شده است (شکل ۳).



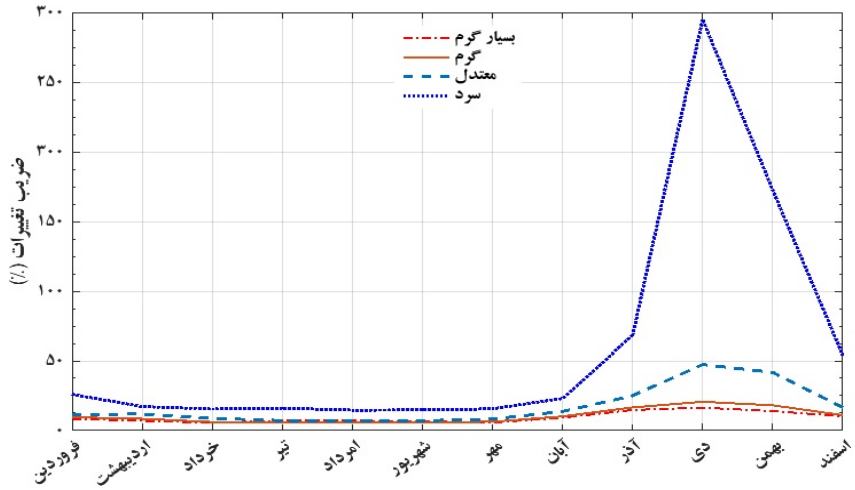
شکل۳: دمای بیشینه (الف) و کمینه (ب) رویه‌ی زمین در چهار پهنه‌ی دمایی ایران

تغییرات ماهانه‌ی میانگین و انحراف استاندارد دمای رویه‌ی زمین در شکل ۴ آمده است. میانگین دما در دی‌ماه کمترین مقادیر و در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد بیش‌ترین است. تغییرات ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران نشان از پایداری بیش‌تر دوره‌ی گرم در طول سال نسبت به دوره‌ی سرد دارد و نشان‌دهنده‌ی غلبه‌ی دوره‌های گرم در ایران است. تغییرات میانگین ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران از ۲۳ درجه‌ی سلسیوس در پهنه‌ی بسیار گرم تا ۳۸ درجه‌ی سلسیوس در پهنه‌ی سرد افزایش می‌یابد (شکل ۴-الف). هم چنان‌که شکل ۴-ب نیز بیش‌ترین انحراف استاندارد را در تمام ماه‌های سال برای پهنه‌ی سرد نشان می‌دهد. کم‌ترین انحراف استاندارد دمای رویه‌ی زمین که نشان از یکپارچگی دما درون یک پهنه‌ی دمایی است در خوشه‌ی گرم ایران و کمترین مقدار آن نیز در مهرماه خوشه‌های بسیار گرم و گرم رخ‌داده است. در کل می‌توان گفت پهنه‌های گرم‌تر تغییرپذیری درون خوشه‌ای کم‌تری را به‌ویژه در نیمه‌ی گرم سال نشان می‌دهند که نشان از شرایط پایداری دمایی بیش‌تر در این پهنه‌ها و در دوره‌ی گرم سال است. در مقابل پهنه‌ی سرد با توجه به ناهمگونی مکانی و شرایط یادشده در بخش‌های پیشین پراکندگی درونی بیش‌تری را تجربه می‌کند. ضریب تغییرات دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های مختلف می‌تواند به نحو بهتری این ویژگی را نشان دهد. در شکل ۵ این ویژگی آمده است و همان‌طور که انتظار می‌رفت ضریب تغییرات در دوره‌ی گرم سال درصدهای پایینی را نشان می‌دهد و در دوره‌ی سرد سال افزایش می‌یابد. ضریب بسیار بالای تغییر در پهنه‌ی دمایی سرد در دوره‌ی سرد سال اختلاف درونی این خوشه را آشکار می‌سازد و نشان‌دهنده‌ی اختلاف دمای رویه میان کرانه‌های شمال کشور با بلندی‌های ایران در دوره‌ی سرد است. در این زمان از سال بلندی‌ها پوشیده از برف بوده و پایین‌ترین

دماها را ثبت می‌کنند درحالی‌که در کرانه‌های شمالی بارش‌ها بیش‌تر به‌صورت باران بوده و دماهای معتدلی را در مجاورت دریای خزر تجربه می‌کنند (شکل ۵).



شکل۴: میانگین (الف) و انحراف استاندارد (ب) دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های دمایی ایران



شکل۵: ضریب تغییرات دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های دمایی ایران

ویژگی‌های ارتفاعی خوشه‌های دمای رویه‌ی زمین ایران

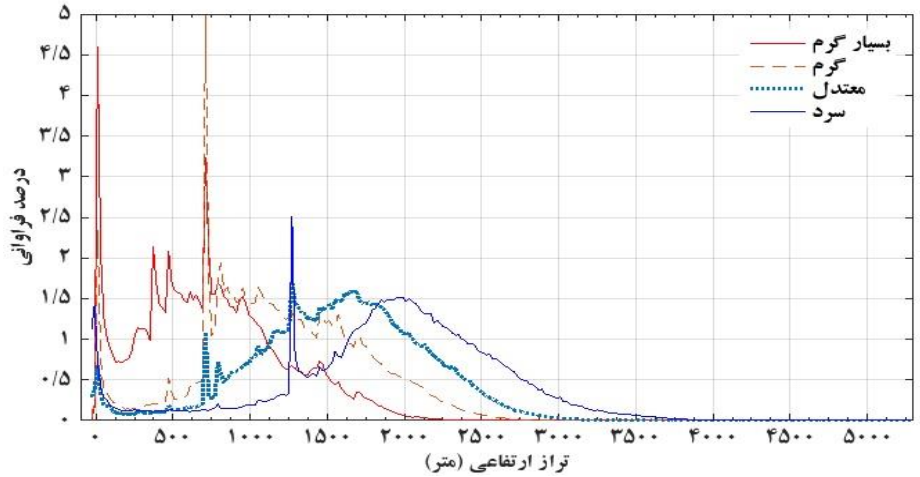
بررسی‌های اولیه از ویژگی‌های ارتفاعی چهار پهنه‌ی دمای رویه‌ی زمین در ایران دامنه‌ی گسترده‌ای از ترازهای ارتفاعی را برای هر پهنه نشان می‌دهد (جدول ۱). مقادیر کمینه‌ی ارتفاع نشان می‌دهد که به‌جز پهنه‌ی بسیار گرم که بیش‌تر در بخش‌های جنوبی ایران دیده می‌شود سایر پهنه‌ها در کرانه‌های شمالی کشور وجود دارد. بیشینه‌ی ارتفاعی در چهار پهنه‌ی دمای رویه‌ی زمین مقادیر بالایی را نشان می‌دهند. برای مثال وجود پهنه‌ی بسیار گرم در بلندای بالاتر از ۲۶۰۰ متری درخور توجه است. ازاین‌رو یک بررسی مکانی روی جایگیری آن‌ها برای هر خوشه انجام شد. نتایج نشان داد که تعداد یاخته‌های پهنه‌ی بسیار گرم در بلندای بالاتر از ۲۵۰۰ متری تنها ۵۸۳ یاخته است که این یاخته‌ها نیز در بلندی‌های ایران پراکنده‌شده است. همچنین در تراز ارتفاعی بالاتر از ۲۰۰۰ متری نیز ۴۸۵۲

یاخته‌ی بسیار گرم وجود دارد که درصد بسیار ناچیزی از مساحت این پهنه‌ی دمایی را شامل می‌شود. به همین ترتیب در پهنه‌ی گرم تعداد یاخته‌های بالاتر از ۳۰۰۰ متر و ۲۵۰۰ متری به ترتیب ۱۴۸ و ۳۹۸۲ یاخته و در پهنه‌ی معتدل نیز ترازهای بالاتر از ۳۰۰۰ متر و ۳۵۰۰ متر به ترتیب ۱۲۴۹ و ۴۴ یاخته را در برمی‌گیرد. در پهنه‌ی معتدل این یاخته‌ها بیش‌تر در دو منطقه شامل بلندی‌های لاله‌زار در استان کرمان و بخش‌های پراکنده‌ای در البرز میانی دیده می‌شوند. تمامی این مقادیر کم‌تر از ۰/۰۱ درصد از مساحت هر پهنه را به خود اختصاص می‌دهد. بررسی توزیع فراوانی رخ دامنه و شیب زمین در ترازهای ارتفاعی ۲۵۰۰، ۳۰۰۰ و ۳۵۰۰ به ترتیب در سه پهنه‌ی بسیار گرم، گرم و معتدل انجام شد اما رابطه‌ی معنی‌داری میان رخ دامنه و شیب زمین با دما در این پهنه‌ها و بالاتر از ترازهای یادشده دیده نشد.

جدول ۱: کمینه، میانگین و بیشینه‌ی ارتفاع پهنه‌های دمای رویه‌ی زمین در ایران (متر)

پهنه‌ی دمایی	کمینه‌ی ارتفاع	میانگین ارتفاع	بیشینه‌ی ارتفاع
بسیار گرم	۰	۷۳۹	۲۶۲۳
گرم	-۲۹	۱۱۸۸/۵	۳۳۸۱
معتدل	-۲۷	۱۵۶۳/۵	۳۹۸۰
سرد	-۲۹	۱۸۸۸/۵	۵۲۷۹

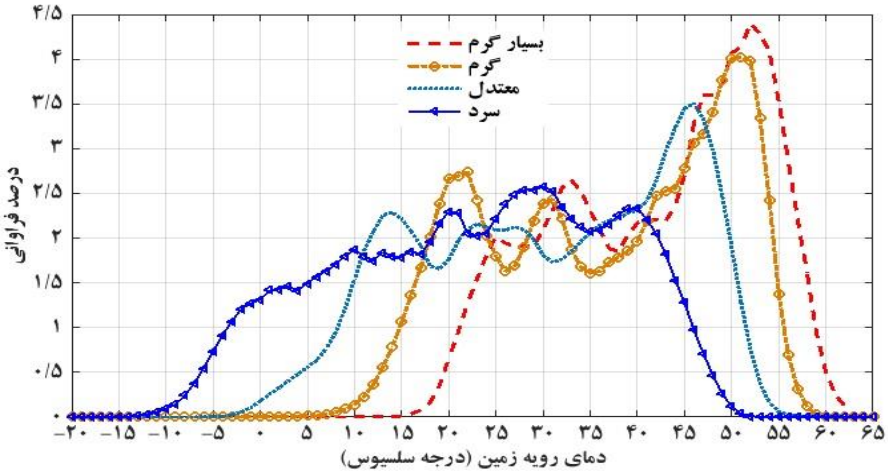
به‌منظور بررسی دقیق‌تر رفتار دمای رویه‌ی زمین در ترازهای ارتفاعی مختلف، درصد فراوانی هر پهنه‌ی دمایی برای ترازهای ارتفاعی ۲۰ متری در بازه‌های یک متری بررسی شد (شکل ۶). بررسی توزیع فراوانی با ترازهای ارتفاعی کوچک‌تر نوسان‌های کوتاه‌مدت و بزرگی را نشان می‌دهد که بر نمایش تغییرات فراوانی تراز ارتفاعی اثر می‌گذارد. این نوسان‌ها مربوط به رویه‌های هموار و همگونی مانند دریاچه‌ی ارومیه و بخش‌هایی از بیابان‌های داخلی ایران است. هم چنان‌که انتظار می‌رود پهنه‌ی بسیار گرم با بیش‌ترین درصد فراوانی را در ترازهای ارتفاعی پایین یعنی از تراز دریا در کرانه‌های جنوبی آغاز می‌شود و با نوسان‌های پیاپی تا نزدیک به بلندای ۱۰۰۰ متری ادامه یافته و پس‌ازآن رو به کاهش می‌گذارد. توزیع فراوانی پهنه‌های گرم و معتدل نیز از ترازهای ارتفاعی بالاتری افزایش‌یافته و سپس از فراوانی آن‌ها کاسته می‌شود. پهنه‌ی دمایی سرد با توجه به حضور خود در کرانه‌های شمالی از ترازهای پایین‌تر از صفر با یک اوج کوتاه آغاز می‌شود و در پایان هم در تراز ۲۰۰۰ متری به بیش‌ترین درصد فراوانی می‌رسد (شکل ۶) که این اوج دوم مربوط به بلندی‌های البرز و زاگرس در این پهنه‌ی دمایی است (شکل ۲). اگرچه در بلندی‌های بالاتر از ۲۰۰۰ متری نیز خوشه‌ی دمایی سرد فراگیر است اما بیشینه‌ی فراوانی این خوشه در ارتفاع ۲۰۰۰ متری به دلیل فراوانی یاخته‌ها در این تراز ارتفاعی نسبت به بلندی‌های بالاتر از آن است که درصد کم‌تری از گستره‌ی ایران را در برمی‌گیرند. در برخی ترازهای ارتفاعی در سه پهنه‌ی بسیار گرم، گرم و سرد افزایش‌های ناگهانی در توزیع فراوانی‌ها دیده می‌شود که پس از بررسی مشخص شد علت این افزایش ناگهانی وجود مناطق صاف و همگون درون یک پهنه‌ی دمایی است که با قرار گرفتن در یک تراز ارتفاعی، درصد فراوانی را در آن ترازبالا برده است. برای مثال فراوانی‌های ۵ درصد و ۴/۵ درصد به ترتیب در پهنه‌های گرم و بسیار گرم مربوط به بخش‌های هموار و همگون در نواحی بیابانی ایران است و فراوانی ۲/۵ درصد در پهنه‌ی سرد اثر دریاچه‌ی ارومیه را نشان می‌دهد که در بلندای ۱۲۶۷ متری قرار دارد.



شکل۶: توزیع فراوانی ارتفاع در هر ۲۰ متر برای چهار پهنه‌ی دمایی

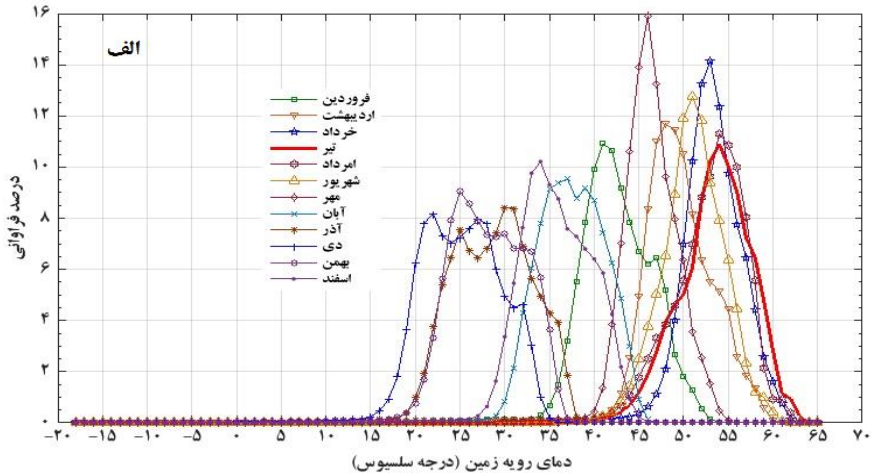
توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های دمایی

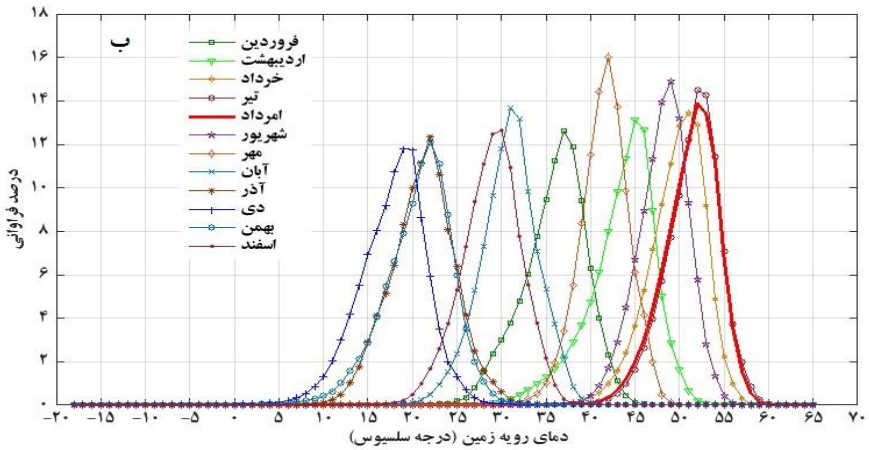
شکل ۷ توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین را در چهار پهنه‌ی دمایی نشان می‌دهد. در نگاه اول می‌توان دید که توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین در هر چهار پهنه چند نمایی است. این ویژگی از دیدگاه آب و هوایی به این معناست که دمای رویه‌ی زمین خصوصیت فصلی دارد. در پهنه‌ی بسیار گرم توزیع فراوانی دما دو نمایی است. در فصل گرم در این پهنه، دمای ۵۳ درجه‌ی سلسیوس و در فصل سرد دمای ۳۳ درجه‌ی سلسیوس از بیشترین فراوانی برخوردار است. به‌بیان‌دیگر تفاوت دمای رویه‌ی زمین در دو فصل سرد و گرم پهنه‌ی بسیار گرم نزدیک به ۲۰ درجه‌ی سلسیوس است. در پهنه‌ی گرم توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین سه نمایی است. در این صورت باید پهنه‌ی گرم را دارای سه فصل دمایی در نظر بگیریم. در فصل گرم فراوان‌ترین دمای رویه‌ی زمین در این پهنه ۵۲ درجه‌ی سلسیوس است که با ویژگی فصل گرم پهنه‌ی بسیار گرم تفاوت چندانی ندارد. در عوض در فصل سرد فراوان‌ترین دمای این پهنه ۲۳ درجه‌ی سلسیوس است و در فصل گذار فراوان‌ترین دما در این پهنه ۳۰ درجه‌ی سلسیوس است؛ بنابراین فصل سرد پهنه‌ی بسیار گرم تقریباً همانند فصل گذار پهنه‌ی گرم است. پهنه‌ی دمایی معتدل نیز سه نمایی است. در فصل گرم دمای ۴۵ درجه‌ی سلسیوس و در فصل گذار و فصل سرد به ترتیب دماهای ۲۵ و ۱۴ درجه‌ی سلسیوس بیشترین فراوانی رادارند. پهنه‌ی سرد ویژگی فصلی مشخصی نشان نمی‌دهد در عوض در سراسر سال دمای رویه‌ی زمین عمدتاً بین ۱۰ تا ۴۰ درجه‌ی سلسیوس در نوسان است (شکل ۷).



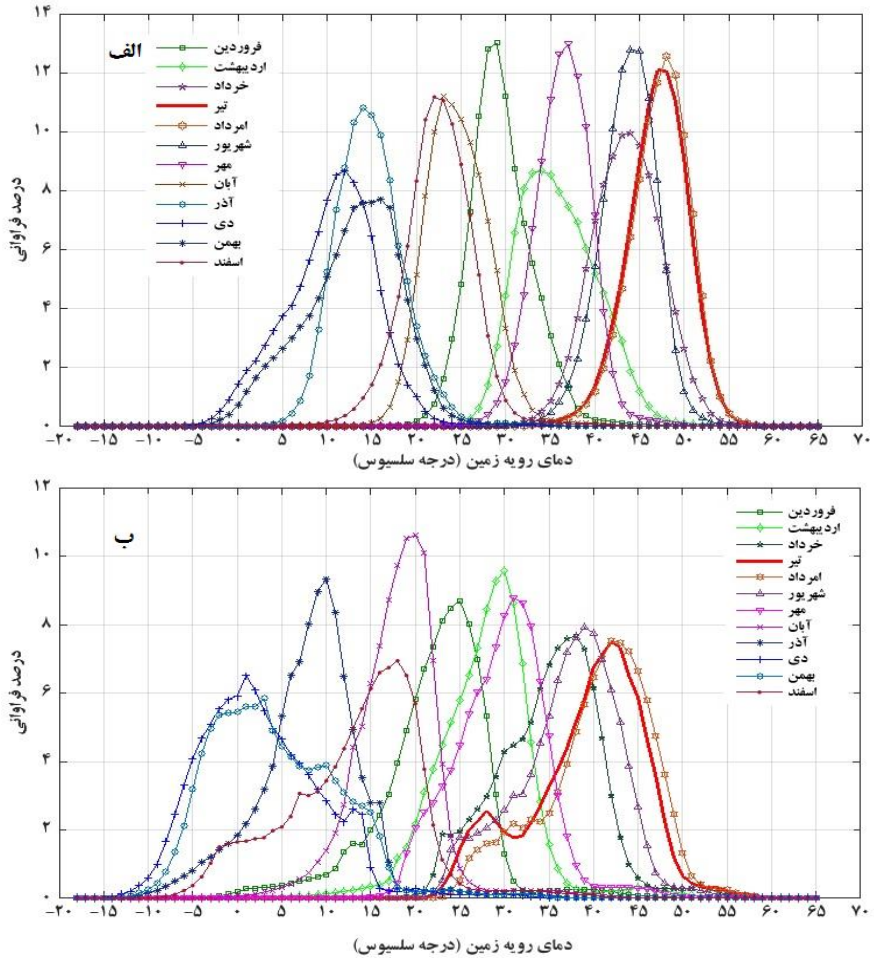
شکل۷: توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین برای طبقات یک درجه‌ی سلسیوس برای چهار پهنه‌ی دمایی

توزیع فراوانی ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین در هر پهنه‌ی دمایی بررسی شد تا ریشه‌ی زمانی و مکانی تغییرات آن در هر پهنه‌ی دمایی مشخص شود. شکل ۸ توزیع فراوانی ماهانه را برای دو پهنه‌ی بسیار گرم و گرم نشان می‌دهد. الگوهای ماهانه‌ی توزیع فراوانی دما هم‌خوانی زیادی با چند نمایی بودن توزیع فراوانی سالانه‌ی آن دارد برای نمونه در پهنه‌ی بسیار گرم دماهای ۴۵ تا ۶۰ درجه‌ی سلسیوس (شکل ۷) با فراوانی ماه‌های گرم سال در شکل ۸-الف هم‌خوانی دارد. درحالی‌که فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درجه‌ی سلسیوس (نمای دوم در شکل ۷) هم‌زمان با توزیع فراوانی دما در ماه‌های سرد سال هم چون آذر، دی، بهمن و اسفند است (شکل ۸-الف). پهنه‌ی گرم با سه نما در توزیع سالانه که در دماهای ۵۰ تا ۵۵، ۳۰ و ۲۰ درجه‌ی سلسیوس رخداده است (شکل ۷) به ترتیب در ماه‌های گرم، گذار و سرد سال فراوانی بالاتری را نشان می‌دهند که ریشه‌ی زمانی توزیع فراوانی دما را نمایان می‌سازد (شکل ۸-ب). پهنه‌های معتدل و سرد نیز رفتاری همانند پهنه‌های بسیار گرم و گرم در توزیع فراوانی دمای ماه‌های سال نشان می‌دهند.



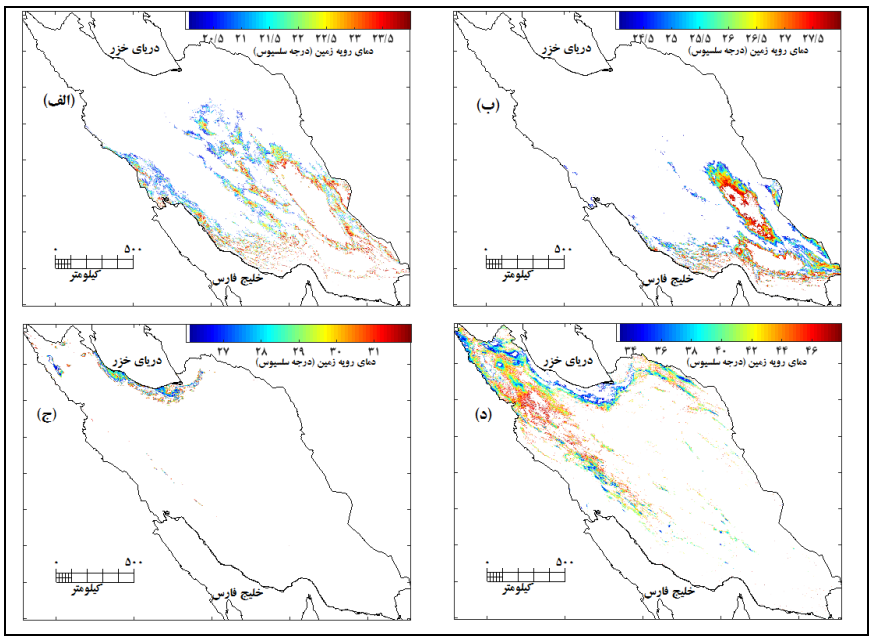


شکل ۸: توزیع فراوانی ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران در پهنه‌های بسیار گرم (الف) و گرم (ب)



شکل ۹: توزیع فراوانی ماهانه‌ی دمای رویه‌ی زمین ایران در پهنه‌های معتدل (الف) و سرد (ب)

در پهنه‌های دمایی بسیار گرم و سرد بیش‌تر توزیع‌ها دارای چولگی به ترتیب به سمت راست و چپ بوده و دو نمایی هستند اما در پهنه‌های گرم و معتدل توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین نرمال است. دو نمونه از این توزیع‌ها در دی‌ماه پهنه‌ی بسیار گرم و تیرماه پهنه‌ی سرد به‌منظور بررسی ریشه‌ی مکانی این تغییرات در شکل ۱۰ آمده است. تفاوت مکانی نماهای دوگانه در دی‌ماه پهنه‌ی بسیار گرم (شکل ۱۰-الف و ۱۰-ب) بررسی شد. گستره‌ی مکانی نمای اول از ۲۰ تا ۲۴ درجه‌ی سلسیوس، عرض‌های بالاتر در ایران مرکزی و بخش‌های جنوب غربی را شامل می‌شود درحالی‌که نمای دوم در گستره‌ی ۲۴ تا ۲۸ درجه‌ی سلسیوس بخش‌هایی از کرانه‌های جنوبی، دشت لوت و چاله‌ی جازموریان را در برگرفته است. در شکل ۱۰-ج و ۱۰-د گستره‌ی مکانی توزیع دو نمایی تیرماه در پهنه‌ی سرد آمده است که به‌روشنی تفاوت دمایی کرانه‌های شمالی و دریاچه‌ی ارومیه را از سایر بخش‌های پهنه‌ی سرد نشان می‌دهد.



شکل ۱۰: گستره‌ی مکانی دو نمونه از توزیع‌های دونمایی در دی‌ماه پهنه‌ی بسیار گرم (الف، ب) و تیرماه پهنه‌ی سرد (ج، د)

در جدول شماره‌ی ۲ آماره‌های دمای رویه‌ی زمین در چهار پهنه‌ی دمایی آمده است. کمینه‌ی دما به‌جز در پهنه‌ی بسیار گرم، زیر صفر درجه‌ی سلسیوس است و در پهنه‌ی سرد به ۱۹- درجه‌ی سلسیوس رسیده است. بیشینه‌ی دما در پهنه‌ی معتدل بالاتر از پهنه‌ی گرم بوده است. نکته‌ی جالب‌توجه افزایش انحراف استاندارد و مهم‌تر از آن تغییرپذیری دمای رویه‌ی زمین از پهنه‌ی گرم به پهنه‌ی سرد است که این شرایط افزایش پراکنش درونی پهنه‌ها از گرم به سرد را در ایران نشان می‌دهد.

جدول ۲: آماره‌های توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های دمایی

آماره‌ها / پهنه‌ی دمایی	کمینه(°C)	میانگین(°C)	بیشینه(°C)	انحراف استاندارد	تغییرپذیری %
بسیار گرم	۴/۲	۴۲/۲	۶۴/۲	۱۰/۸	۲۵/۷
گرم	-۶/۷	۳۶/۸	۶۱	۱۲/۵	۳۴
معتدل	-۹/۱	۳۰/۶	۶۳/۱	۱۳/۵	۴۴/۳
سرد	-۱۹	۲۲/۶	۵۴/۳	۱۴/۳	۶۳/۵

نتیجه‌گیری

به‌کارگیری داده‌های دمای رویه‌ی زمین مودیس با چگالی مکانی یک کیلومتر و بازه‌ی زمانی روزانه در گستره‌ی ایران تصویر دقیق‌تری ارائه می‌دهد. تنوع ارتفاعی ایران، گستردگی ایران در عرض‌های جغرافیایی مختلف، گوناگونی ویژگی‌های محیطی و تأثیرپذیری از سامانه‌های گوناگون هوا سپهری بر اهمیت چگالی مکانی داده‌های آب و هوایی می‌افزاید. واکاوی دمای رویه‌ی زمین با توجه به اندرکنش آن با دمای هوا، رطوبت خاک و پوشش گیاهی اطلاعات سودمندی را به‌ویژه از مناطق دور از دسترس مانند بلندی‌ها و بیابان‌ها در اختیار می‌گذارد و در شناسایی هرچه دقیق‌تر نواحی آب و هوایی ایران سودمند است. پهنه‌بندی دمای رویه‌ی زمین در ایران چهار پهنه‌ی دمایی مشخص را نمایان می‌سازد که قلمرو هرکدام از این پهنه‌ها هم‌خوانی زیادی با ویژگی‌های محیطی و جغرافیایی به‌ویژه ارتفاع، ویژگی‌های رویه‌ی زمین و عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. به‌گونه‌ای که بلندی‌های ایران در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز و نیز بلندی‌های داخلی در خوشه‌های معتدل و سرد قرار می‌گیرد درحالی‌که مناطق پست در عرض‌های جنوبی و بیابان‌های داخلی پهنه‌های بسیار گرم و گرم ایران هستند. اگرچه هر پهنه‌ی دمایی از پیوستگی مکانی قابل‌توجهی برخوردار است اما با توجه به چگالی مکانی داده‌های مورداستفاده بخش‌هایی از یک خوشه‌ی دمایی به‌صورت جزایری درون پهنه‌های دیگر نمایان شده است که نشان از اثر شرایط محلی در پیدایش این جزایر دمای رویه‌ی زمین نسبت به اطراف خود دارد. پهنه‌های گرم‌تر تغییرپذیری درونی کمتری را به‌ویژه در نیمه‌ی گرم سال نشان می‌دهند که نشان از شرایط پایداری دمایی بیش‌تر در این پهنه‌ها و در دوره‌ی گرم سال دارد. ضریب بسیار بالای تغییر در پهنه‌ی دمایی سرد و در دوره‌ی سرد سال اختلاف درونی این پهنه را آشکار می‌سازد و نشان‌دهنده‌ی اختلاف دمای رویه میان کرانه‌های شمال کشور با بلندی‌های ایران در دوره‌ی سرد سال است.

واکاوی مقادیر بیشینه و کمینه‌ی دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های دمایی ایران نشان می‌دهد که در هنگام رخداد بیشینه‌ها دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های گرم و معتدل به مقادیر دما در پهنه‌ی بسیار گرم نزدیک‌تر می‌شوند. با توجه به گستره‌ی پهنه‌ی گرم که یک‌سوم مساحت ایران را در برمی‌گیرد می‌توان نتیجه گرفت که بخش‌های زیادی از کشور در صورت افزایش دما این قابلیت را دارد که تبدیل به مناطق بسیار گرم با دمای رویه‌ی زمین بیش از ۶۰ درجه‌ی سلسیوس شود. توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین در پهنه‌های مختلف نشان داد که تغییرات زمانی دما عامل اصلی تغییر در توزیع فراوانی دمای رویه‌ی زمین است. بااین‌وجود توزیع‌های دونمایی در برخی ماه‌های سال در دو پهنه‌ی بسیار گرم و سرد ریشه‌ی مکانی آن‌ها را نمایان می‌سازد.

منابع

- حجازی زاده، زهرا؛ ضیائیان، پرویز؛ شیر خانی، علیرضا، ۱۳۹۲، مقایسه برآورد دمای سطح با استفاده از داده‌های باند حرارتی سنجنده‌های ماهواره‌ای در غرب استان تهران و قزوین، فصلنامه جغرافیا، شماره‌ی ۳۸، صص ۴۹-۳۵.
- دشتکیان، کاظم؛ دهقانی، محمدعلی، ۱۳۸۶، بررسی دمای سطح زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعه شهری با استفاده از سنجش‌ازدور و سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی در مناطق بیابانی، مطالعه موردی منطقه یزد – اشکذر، مجله پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره‌ی ۷۷، صص ۱۷۹-۱۶۹.
- غلامعلی کمالی، حسین؛ مؤمن زاده، حسین؛ وظیفه دوست مجید، ۱۳۹۰، بررسی تغییرات ماده خشک و عملکرد گندم در دوره‌های خشک‌سالی و ترسالی با کمک داده‌های ماهواره‌ای MODIS در استان اصفهان، نشریه بوم‌شناسی کشاورزی، شماره-ی ۲، صص ۱۹۰-۱۸۱.
- مؤمنی شهرکی، مهدی؛ قزلباش، زهره، ۱۳۹۰، بررسی رابطه دمای سطح زمین با شاخص پوشش گیاهی(NDVI) در محدوده‌های شهر و اطراف آن با استفاده از تصاویر ماهواره مودیس، نشریه علوم و فنون کشاورزی، شماره‌ی ۳، صص ۱۱-۱.

- Benali, A., Carvalho, A.C., Nunes, J.P., Carvalhais, N., Santos, A. (2012). Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data, Remote Sensing of Environment, 124: 108–121.
- Chapman, L., thornes, J. E., Bradly, A. V., (2001). Modeling of road surface temperature from a geographical parameter database Part2: Numerical, Meteorological Applications, 8: 421-436.
- Cui Y. Y., Foy, B. D., (2012). Seasonal Variations of the Urban Heat Island at the Surface and the Near-Surface and Reductions due to Urban Vegetation in Mexico City, journal of applied meteorology and climatology, 51: 855-868.
- Coll, C., Wan, Z., Galve, J. M., (2009). Temperature-based and radiance-based validations of the V5 MODIS land surface temperature product, Journal of geophysical research, 114: 1-15.
- Diaz, R. C., (2013). Evaluation of MODIS Land products for air temperature estimations in Colombia, Agronomia Colombiana, 31(2): 223-233.
- Ge, j., (2010). MODIS observed impacts of intensive agriculture on surface temperature in the southern Great Plains, International Journal of Climatology, 30: 1994–2003.
- Hanes J., Mark, M., Schwartz, D., (2011). Modeling land surface phenology in a mixed temperate forest using MODIS measurements of leaf area index and land surface temperature, Theoretical Applied Climatology, 105: 37–50.
- Hong, S., Lakshmi, V., Eric, E. S., (2007). Relationship between Vegetation Biophysical Properties and Surface Temperature Using Multisensor Satellite Data, Journal of Climate, 20: 5593-5606.
- Jain, S. k., Ajanta G., saraf, A.K., (2008). Determination of land surface temperature and its lapse rate in the Satluj River basin using NOAA data, International Journal of Remote Sensing, 29: 3091–3103.
- Jin, M., Dickinson, R.E., Zhang, D. L., (2005). The Footprint of Urban Areas on Global Climate as Characterized by MODIS, Journal of Climate, 18: 1551– 1565.
- Ignatov, A., Gutman, G., (1998). Diurnal cycles of land surface temperatures. Advanced Space Research, 22: 641-644.
- Lei, Z., Yaoming, M.A., Zhongbo S.U., SALAMA, M.S., (2010). Estimation of Land Surface Temperature over the Tibetan Plateau Using AVHRR and MODIS Data, Advances in atmospheric sciences, 27(5): 1110–1118.
- Mostovoy, V. G., Roger, L. K., Reddy, K. R., Kakani, Marina, V. G., Filippova, G., (2006). Statistical Estimation of Daily Maximum and Minimum Air Temperatures from MODIS LST Data over the State of Mississippi, GIScience & Remote Sensing, 43: 78-110.
- Mildrexler, David, Zhiqiang, Y.,Warren, B. C., David M. B., (2016). A forest vulnerability index based on drought and high temperatures, Remote Sensing of Environment, 173: 314–325.

- Muster, S., Langer, M., Abnizova, A., Young, K.L., Boike, J., (2015). Spatio-temporal sensitivity of MODIS land surface temperature anomalies indicates high potential for large-scale land cover change detection in Arctic permafrost landscapes, Remote Sensing of Environment, 168: 1–12.
- Pongrácz, R., Bartholy, J., Dezs, Z., (2010). Application of remotely sensed thermal information to urban climatology of Central European cities, Physics and Chemistry of the Earth, 35: 95–99.
- Rasul, A., Balzter, H., Smith, C., 2015, Spatial variation of the daytime Surface Urban Cool Island during the dry season in Erbil, Iraqi Kurdistan, from Landsat 8, Urban Climate, 14: 176–186.
- Son N.T., Chen, C.F., Chen, C.R., Chang, L.Y., Minh, V.Q., (2012). Monitoring agricultural drought in the Lower Mekong Basin using MODIS NDVI and land surface temperature data, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 18: 417–427.
- Shao, J., Swanson, J. C., Patterson, R., Lister, P.J., McDonald, A.N., (1997). Variation of winter road surface temperature due to topography and application of thermal mapping, Meteorology Applied, 4: 131–137.
- Tarpley, J. D., (1979). Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, Journal of Applied Meteorology, 18: 1172– 1181.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., liang-Li, Z., (2002). Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data, Remote Sensing of Environment, 83: 163–180.
- Wan, Z., (2008). New refinements and validation of the MODIS land surface temperature/emissivity products, Remote Sensing of Environment, 112: 59–74.
- Wu, P., Shen, H., Zhang, L., Göttsche, F.M., (2015). Integrated fusion of multi-scale polar orbiting and geostationary satellite observations for the mapping of high spatial and temporal resolution land surface temperature, Remote Sensing of Environment 156: 169–181.