نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال هشتم، شماره ۱، بهار ۱۴۰۰
صفحات ۱۲۹ – 148

تغییرات و ساختار فضایی فصلی تابش موج بلند خروجی ایران

مسعود جلالی؛ استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان، ایران.
تیمور جعفری؛ عضو هیات علمی گروه جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشگاه کوثر بجنورد، ایران.
سید محمود حسینی صدیق[1]؛ دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

دریافت مقاله : ۱۳۹۹/۰۱/۱۲ پذیرش نهایی:۱۳۹۹/۰۲/۱۵

چکیده

تغییرات در تابش موج بلند خروجی زمین به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی است که برای شناسایی کمربند خشک گرمسیری، چرخش سلول هادلی، نوسانات اقیانوسی-جو، ابرهای ضخیم و همرفتی، پیش بینی زلزله و گردوغبار در نظر گرفته می شود؛ هدف از این مطالعه بررسی تغییرات فصلی تابش موج بلند خروجی ایران می‌باشد. بدین منظور داده‌های تابش موج بلند خروجی زمین طی دوره آماری ۱۳۹۶-۱۳۵۴ از پایگاه داده ncep/ncar استخراج و مورد تجزیه تحلیل قرار گرفت. یافته‌ها نشان داد تابش موج بلند خروجی ایران به نسبت افزایش هر سال، به مقدار W/m^2 ۰/۱۶+ افزایش و همچنین، با افزایش عرض جغرافیایی به مقدار W/m^2 ۰/۳۷- کاهش می‌یابد. روند تغییرات فصلی بیانگر این است که ۱۰۰درصد مساحت کشور در فصل زمستان از روند افزایشی معنی داری و در فصل پاییز عدم معنی داری برخوردار بوده است. فصل تابستان ۲۱/۲۴ درصد و در بهار ۱۸/۳۵ درصد از روند کاهشی عدم معنی داری برخوردار است که در جنوب شرق شامل استانهای سیستان و بلوچستان، کرمان، فارس و هرمزگان است و همچنین ۷۸/۷۶ درصد فصل تابستان و ۸۱/۶۵ درصد فصل بهار از روند افزایشی عدم معنی داری برخوردار می باشد. بررسی شاخص فضایی آماره Gi لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در فصل‌های بهار، پاییز و زمستان در جنوب و جنوب شرق کشور شامل استانهای سیستان و بلوچستان، هرمزگان، کرمان، جنوب فارس، بوشهر و در فصل تابستان در مرکز ایران شامل دشت‌های لوت، کویر و صحرای پست نمک‌زار و ماسه‌زار طبس و همچنین در غرب ایران در استانهای کرمانشاه، خوزستان و ایلام با مرکزیت موسیان مشاهده شده است.مناطق لکه های سرد در همه فصول به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب و همچنین در زاگرس شمالی مشاهده شده است که کمینه آن با میانگین $W/m^2$۲۲۰- ۲۱۳ به مرکزیت خوی، ماکو، چالدران، جلفا و مرند است.

واژه‌های کلیدی: تغییرات زمانی و مکانی- OLR- شاخص فضایی آماره Gi.

۱. نویسنده مسئول
Email: hosseiniseddigh@znu.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

مقدمه

آنچه زمین و جو آن را گرم؛ حیات موجودات زنده را ممکن و گردش های جوی را شکل می دهد، تابش خورشیدی است. خورشید انرژی را به صورت امواج الکترومغناطیسی از فتوسفر (لایه تحتانی جو خورشید و سطح مرئی آن) منتشر می سازد و دمای آن حدود ۶۰۰۰ درجه سانتی گراد است. میزان تابش خورشیدی رسیده به سطح زمین، تابعی از عرض جغرافیایی، فصل، زمان روز، ابرناکی، قدرت انتشار هوایزه ها و خصوصیات هندسی سطح زمین است (علیجانی، ۱۳۸۷: ۵۵)؛ زمین با جذب تابش کوتاه خورشیدی به طور متوسط تا حدود ۲۰ درجه سانتی گراد گرم می شود و البته تابش موج بلند زمین را با طول موج های ۵ تا ۵۰ میکرومتر را با یک بیشینه تابش در محدوده ۱۰ میکرومتر باز می تاباند (ذوالفقاری، ۱۳۹۴: ۳۰). تابش موج بلند خروجی (OLR) تابش الکترومغناطیسی است که به عنوان اشعه مادون قرمز از طریق زمین، اقیانوس ها و جو زمین به صورت تابش حرارتی به فضا خارج می شود؛ به این ترتیب، یک جزء حیاتی از بودجه تابشی زمین است (Wu and et al, 2016: 254-262; Zhang and et al, 2017: 4171-4188). با تابش طولانی مدت خروجی، سیستم زمین انرژی حرارتی جذب شده را از دست می دهد و تعادل بین انرژی بازتابش شده و انرژی جذب شده از حرارت تابش خورشیدی دریافتی با عرض جغرافیایی به صورت منظم تغییر می کند (قائمی، ۱۳۹۲: ۱۵۳). تابش موج بلند خروجی توسط ابرها و گرد و غبار در جو تحت تأثیر قرار می گیرد، که تمایل دارد آن را کاهش دهد. گازهای گلخانه ای مانند متان (CH4)، اکسید نیتروژن (N2O)، بخار آب (H2O) و دی اکسید کربن (CO2)، طول موج های خاصی از OLR را جذب می کنند که بعضی از این اشعه حرارتی به سوی زمین هدایت می شود و دمای متوسط سطح زمین را افزایش می دهد (ذوالفقاری، ۱۳۹۲: ۳۰؛ شمسی پور،۱۳۹۲: ۱۷). بنابراین، افزایش غلظت یک گاز گلخانه ای می تواند به افزایش گرمایش جهانی با افزایش میزان تابش جذب شده و از طریق اجزای اتمسفر انتشار یابد. اگر جذب گاز بالا باشد و گاز در یک غلظت به اندازه کافی بالا باشد، پهنای باند جذب اشباع می شود. در این حالت، گاز موجود به اندازه کافی جذب انرژی اشعه در پهنای باند جذب قبل از رسیدن به اتمسفر بالا است و اضافه کردن یک غلظت بالاتر این گاز هیچ تأثیری بر بودجه انرژی جو ندارد (Hardi, 2008, 21). سنجش های ماهواره ای نشان می دهند که تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) اغلب به عنوان شاخصی برای شناسایی و مطالعه خصوصیات ابرهای همرفتی مورد استفاده آب و هواشناسان قرار می گیرد (Karvalho & et al, 2000)؛ به طوریکه مقادیر بالای تابش موج بلند خروجی زمین به معنای آسمان های صاف و مقادیر کم آن نشانگر آسمان های ابری است. این شاخص برای برآورد بارش های منطقه حاره نیز مورد استفاده قرار می گیرد (ذوالفقاری، ۱۳۹۳: ۴۲)؛ و به طور عمده به مشخصات درجه حرارت (سطوح فوقانی ابر در آسمان ابری یا سطوح زیرین ابر در آسمان روشن) بستگی دارد (Zhang & et al, 2017: 1-3؛ Shi & et al, 2017: 4419-430). قسمت فوقانی ابر امواج فروسرخ را به فضا و سطوح زیرین ابر امواج فروسرخ دریافتی از زمین را، به سمت زمین باز می تاباند و این فرآیند گسیل انرژی بین ابر و سطح شاید برای چندین بار تکرار شود. از این رو وجود ابر سبب افزایش دمای شبانه و کاهش آن در روز می شود (شمسی پور،۱۳۹۲: ۱۸-۱۷). ارزش OLR با توجّه به همگنی نسبی سطوح زیرین در مناطق کم عرض و متوسط، عمدتاً توسط ابر تعریف شده است، مانند دمای سطوح فوقانی ابر و ابرناکی (Zhang & et al, 2017: 7). از این رو تغییرات آب و هوای زمین باید سهم قابل توجهی از تغییرات فضا و زمان را داشته باشد. از آنجایی که دمای سطح زمین، بخار آب و پوشش ابر غالباً تغییر می کند (Molnar, 2006)، OLR یکی از پارامترهای شناختی مهم

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

مورد استفاده در تحقیقات مرتبط با آب و هوا می باشد (Taylor, 2012). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با دماهای سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی حاره است (Qian, 2016: 531). در مقیاس های دیگر، مقادیر OLR به عنوان یک پروکسی برای جابجایی در مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری استفاده می شود، زیرا دمای سطوح فوقانی ابر (سردتر از حد بالا) شاخص ارتفاع ابر است. بر اساس تحقیقات جانسون و همکاران (۲۰۰۹)، دیوز (۲۰۱۷)، دیوز و همکاران (۲۰۱۳) مشخص شدن عرض جغرافیایی کمربند گرمسیری و نیمه گرمسیری و همچنین چرخش سلول هادلی با فاصله بین عرض جغرافیایی که OLR ارزش خطوط کنتوری آن را با $۲۵۰Wm^{-2}$ است، مشخص نموده اند (Hu & Fu, Johanson, 2009 ;2007)؛ هارتمن و همکاران (Hartman & et al, 1982) تغییرات سالانه چرخش گرمسیری مربوط با OLR را در طول ۱۹۷۸-۱۹۷۴ مورد مطالعه قرار دادند. تخمین های OLR یک مؤلفه کلیدی برای تشخیص و مطالعه نوسانات مادن جولیان (MJO)، فازهای منفی و مثبت انسو (ENSO)، فازهای گرم و سرد شاخص نوسان دهه ای آرام (PDO) و ارزیابی شاخص های آب و هوایی استفاده می شود. زرین و همکاران (۱۳۸۶) گستردگی منطقه حداقل موج تابش بلند خروجی زمین (OLR) را در ایران بر دینامیکی/جبهه ای بودن بارش ها تأکید دارند. تابش طول موج بلند خروجی (OLR) عمدتاً در حکم شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی در نظر گرفته می شود، به طوریکه مقادیر کمتر از ۲۲۰ وات بر متر مربع نشانگر منطقه دارای همرفت و مقادیر کمتر از 180 وات بر متر مربع نشان دهنده همرفت شدید است (Liebmann & et al , 1998؛ ذرین و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۶). به طور کلی، مکانهایی که نسبت میانگین تابش طول موج بلند خروجی زیادی دارند، نشان دهنده مناطق خشک و بیابانی هستند که رطوبت کمتری دارند و بالعکس مناطقی که نسبت به میانگین، تابش موج بلند کمتری دارند و با توجه با اینکه بیشتر تابش موج بلند با بخار آب موجود در جو جذب می شود، در این مناطق به طور میانگین نشان دهنده رطوبت بیشتری هستند (محب الحجه، ۱۳۸۷). لیم و همکاران (Lim & et al, 2011) در تحقیقی رابطه بین تابش طول موج بلند خروجی و بارندگی در جنوب شرقی آسیا را با استفاده از داده های روزانه OLR از ماهواره های قطبی منظومه شمسی و داده های بارش باران مناطق گرمسیری از سنجش (TRMM) ۴۲B۳ روزانه مورد مطالعه قرار دادند؛ نتایج نشان داد که بین OLR و بارش در مناطق عرض جغرافیایی پایین نسبت به مناطق عرض جغرافیایی بالا همبستگی منفی وجود دارد. با توجّه به تحقیقات سنس و همکاران (Sens & et ala, 2018) نشان داده شد که الگوهای منطقه ای مشاهده شده OLR از ۱۹۸۵-۲۰۰۰ تا ۲۰۰۱-۲۰۱۷ تغییر می کند، الگوی گرمایی در نیمکره شمالی به ویژه در قطب شمال و همچنین تغییرات بارندگی هوای گرمسیری مربوط به تقویت لانینا را نشان می دهد؛ و همچنین نتایج ایشان نشان داد که از سال ۱۹۸۵ تابش طول موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و با درجه روز رشد همبستگی دارد. در تحقیقی دیگر (Kouskyve & et al, 1988; Ferreira & et al, 2002) مطالعه تغییرات سالانه OLR را برای آمریکای جنوبی و مجاورت آن مورد مطالعه قرار دادند. برخی از پژوهشگران تابش موج بلند زمینی را به عنوان یکی از فرآیندهای آماده سازی زلزله شناختند و معتقدند که پیش از رخداد زلزله، تابش موج بلند خروجی زمین افزایش خواهد داشت (). که در این زمینه، چاکرابورتی و همکاران () در پژوهشی اثر تابش موج بلند خروجی زمینی بر روی زلزله ۷/۳ ریشتری۱۲ می ۲۰۱۵ در منطقه نپال را بررسی کردند؛ نتایج ایشان نشان داد که میانگین تابش بلند زمینی ماه می به طور چشمگیری افزایش یافته است. هاتزیدیمیتروس و همکاران (Hatzidimitriou & et al, 2004) در تحقیقی به عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه های اخیر دریافتند که

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

تغییرات فصلی و بین سالیانه OLR، نشان دهنده افزایشی برابر با Wm^2 ۱,۹ ± ۰,۲ است، تجزیه و تحلیل تغییرات بین سالیانه و بلند مدت OLR نشان داد که مهم ترین سهم در روند افزایشی مشاهده شده، کاهش سطح پوشش ابر در طول دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۴، و پس از آن خشک شدن ظاهری تروپوسفر فوقانی و کاهش میزان خفیف ابر در سطح پایین است. چن و همکاران (Chen & et al, 2002) دریافتند که تغییرات مشاهده شده در افزایش OLR، با افزایش دوره زمانی در مقیاس چرخش هادلی و واکر همراه است. قیان و همکاران؛ ویلسکی و همکاران (Wielicki & et al 2002 ;Qian, 2016) پیشنهاد کرده اند که چرخش سلول هادلی در دهه ۱۹۹۰ با افزایش طول موج بلند خروجی زمین به طرف عرض های جغرافیایی بالاتر شدت پیدا کرده است. با توجّه به اثر دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی بر نوسانات OLR و ارتباط آن با تغیرات آب و هوایی، تحقیق روی این مسئله لازم و ضروری به نظر می رسد؛ و از آنجایی که این پژوهش در کشور کمتر مورد توجّه پژوهشگران اقلیم شناس و هواشناسان قرار گرفته است، توجّه به تغییرات در تابش موج بلند خروجی به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی می تواند برای شناسایی کمربند خشک گرمسیری، چرخش سلول هادلی، نوسانات اقیانوسی-جو، ابرهای ضخیم و همرفتی، پیش بینی زلزله و گردوغبار در نظر گرفته می شود؛

داده ها و روش کار

در تحقیق حاضر به منظور محاسبهٔ تغییرات و الگوی خودهم بستگی فضایی فصلی تابش موج بلند خروجی ایران، داده‌های OLR طی سال‌های ۱۳۹۶-۱۳۵۴ به صورت روزانه از پایگاه داده‌های *NCEP/NCAR* وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده امریکا با توان تفکیک مکانی °۲/۵*°۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی و تفکیک زمانی *4* ساعته (ساعت‌های، *00:00*، *06:00*، *12:00* و *18:00*) استخراج و مورد تحلیل قرارگرفته‌است. این داده‌ها در تارنمای *www.cdc.noaa.gov* قابل‌دستیابی است. به منظور محاسبه تابش موج بلند خروجی ایران، در محدودهٔ جو ایران زمین (از ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و از ۴۲/۵ تا ۶۵ درجه شرقی) و با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Grads و GIS، انتگرال وزنی در تراز سطح زمین به وات بر مترمربع محاسبه شد. در ابتدا ویژگی های عمومی موج بلند زمین بررسی شد. برای دست‌یابی به یک شمای کلی از وضعیت مکانی تغییرات فصلی موج بلند زمین و هم چنین روند تغییرپذیری آن بر روی کشور، نقشه های میانگین و ضریب تغییرات موج بلند خروجی زمین در فصل‌های بهار، تابستان، پاییز و زمستان ترسیم گردید. در این مطالعه به منظور تحلیل روند از شیب روش های رگرسیون (وایازی) خطی با استفاده از نرم افزار مینی تب استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری موج بلند خروجی زمین طی زمان بر اساس فصل های بهار، تابستان، پاییز و زمستان برآورد می گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش های پرکاربرد در تحلیل روند به شمار می آید. برآورد روند بر اساس ضرایب رگرسیون بهسه روش پارامتری، ناپارامتری و بیزی امکان پذیر است (عساکره، ۱۳۸۶).

روش های پارامتری از پرکاربرد ترین روش ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می آید. این روش ها مستلزم پیش فرض هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض های اشاره شده در روش های پارامتری، عدم حساسیت به داده های مفقوده و پرت، روش های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

ساده ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۱ بیان می شود (بازرگان لاری ، ۱۳۸۵):

$$Z_t = a + bT + e_t$$ رابطه۱

در اینجا Z_t متغیر اقلیمی یا صفت آن ، T زمان (T=1,2,…,n) در اینجا شماره سال ، a عرض ازمبدأ ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_T خطا (باقیمانده یا انحراف) های برآورد خوانده می شود که یک متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده می باشد که از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس σ^2 برخوردار است . همچنین a و b را ضرایب رگرسیون گویند.

تحلیل لکه های داغ از آماره ی گتیس-ارد جی (Getis-Ord Gi) برای کلیه ی عوارض موجود در داده ها استفاده می کند (روگروسون، ۲۰۰۶: ۳۷). نمره Z محاسبه شده نشان می دهد که در کدام مناطق داده ها با مقادیر زیاد یا کم خوشه بندی شده است. چهارچوب مفهومی این تحلیل این گونه عمل می کند که اگر عارضه ای مقدار بالا داشته باشد جالب و مهم است، ولی این به این معنی نیست که یک لکه داغ باشد. عارضه ای لکه داغ تلقی می شود که هم خود عارضه و هم عارضه های همسایه ی آن از نظر آماری معنادار باشد. امتیاز z برای خروجی نهایی زمانی به دست خواهد آمد که مجموع محلی (Local sum) عارضه و همسایه ی آن به طور نسبی با جمع کل عارضه ها مقایسه گردد (گیتس و اورد، ۱۹۹۲: ۱۹۱؛ انسلین، ۱۹۹۵: ۱۰۱؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۱۷). آماره گتیس =-اردجی (Getis-Ord Gi) به صورت رابطه (۶) محاسبه می شود:

$$G_i^* = \frac{n\sum_{j=1\, j\neq i-}^{n} w_{i.j} \ \sum_{j=1}^{n} wi.j^{z_i z_j}}{s\sqrt{[n\sum_{i=1}^{n} w_i^2 - (\sum_{i=1}^{n}(w_{ij})\ ^2}}$$ رابطه (6)

در رابطه فوق، x_i مقدار خصیصه برای عارضه j و $w_{i.j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j و n تعدا کل عارضه ها می باشد. برای محاسبه ی S از رابطه (۷) استفاده می شود:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2}{n}}$$ رابطه(7)

$$X = \frac{\sum_{j=1}^{n} x_i}{n}$$ رابطه (8)

با توجه به این که G_i خود نوعی نمره ی z محسوب می شود، از محاسبه دوباره z پرهیز شده است.

شرح و تفسیر نتایج

- **مشخصات عمومی موج بلند زمین ایران**

جدول ۱ بعضی از مشخصات مکانی فصول موج بلند زمین ایران را نشان می‌دهد. میانگین سالانه موج بلند زمین ایران W/m^2 ۲۶۲/۳ می‌باشد. اگرچه بیشترین میانگین موج بلند خروجی ایران در فصل تابستان با W/m^2 ۲۹۶/۵۶ است ولی کمترین میانگین آن در فصل پاییز با W/m^2 ۲۵۰/۹۱ می باشد. دامنه تغییرات میزان پراکندگی موج بلند خروجی را نشان می دهد؛ همانطور که مشاهده می شود دامنه تغییرات فصل تابستان با مقدار ۱۶/۶۱ به نسبت سایر فصول مقدار کمتری را نشان می دهد، در واقع میزان کم این عدد بیانگر تغییرات کم‌تر موج بلند خروجی در فصل تابستان است. اندازه پراش (واریانس) گویای چگونگی پراکندگی مشاهدات حول میانگین می‌باشد. میزان این شاخص پراکندگی در فصل پاییز بیشنه خود را با مقدار ۴۵/۴۰ را داشته است. میزان چولگی برای فصل بهار، تابستان و زمستان منفی است، بنابراین نوع توزیع موج بلند خروجی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

زمین چوله به راست است و بیانگر این است که مقادیر کم‌تر از میانگین برای این فصول بیش از فراوانی مقادیر بزرگ تر از میانگین می باشد؛ ولی در فصل پاییز مثبت می باشد، بنابراین نوع توزیع چوله به چپ است. بالا بودن ضریب تغییرات مکانی تأییدی دیگر بر گفته فوق می‌باشد. همان طوری که از جدول مشاهده می شود، مد با میانگین و میانه اختلاف زیادی دارد و نزدیک بودن اعداد مربوط به میانگین و میانه و کم بودن مقدار مد در تمام فصول بیانگر ناهمگنی (نامتقارن) تابش موج بلند خروجی زمین می‌باشد. معیار کشیدگی که بیانگر میزان انحراف یک توزیع از حالت نرمال استاندارد می باشد؛ بنابراین، برای فصول بهار، تابستان و پاییز منفی است که بیانگر توزیع کشیده داده ها در این فصول نسبت به حالت غیرنرمال می باشد، کشیدگی منفی حاکی از وجود داده‌های فرین در این فصول را دارد؛ ولی در فصل زمستان مثبت است که بیانگر توزیع کشیده داده ها نسبت به حالت نرمال می باشد.

جدول ۱. شاخص‌های آماری فصول موج بلند زمین ایران طی دوره ۱۳۹۶ – ۱۳۵۳

نمایه‌ها		بهار	تابستان	پاییز	زمستان	سالانه
نمایه‌های مرکزی	میانگین حسابی	۲۷۲/۹۸	۲۹۶/۵۶	۲۵۰/۹۱	۲۵۹/۸۳	۲۶۳/۲۲
	مد	۲۹۵/۶۰	۲۸۷/۳۸	۲۳۷/۵۲	۲۳۰/۴۱	۲۲۳/۹۶
	میانه	۲۷۲/۹۹	۲۹۶/۹۱	۲۵۰/۶۰	۲۶۰/۶۵	۲۶۵/۶۱
نمایه‌های پراکندگی	دامنه تغییرات	۲۴/۸۳	۱۶/۶۱	۳۱/۲۸	۳۳/۰۲	۶۱/۷۹
	واریانس	۳۱/۶۴	۱۷/۶۱	۴۵/۴۰	۲۶/۲۹	۲۳۹/۹۰
	ضریب تغییرات	۰/۰۲۰	۰/۰۱۴	۰/۰۲۶	۰/۰۱۹	۵/۸۸
	انحراف معیار	۵/۶۲	۴/۱۹	۶/۷۳	۵/۱۲	۱۵/۴۸
نمایه‌های شکل توزیع	چولگی	-۰/۲۱۰	-۰/۵۶۲-	۰/۲۳۱	-۴/۷۸	-۰/۵۶۸
	کشیدگی	-۰/۱۵۵	-۰/۲۵۰	-۰/۰۸۱	۲۷/۴۴	-۰/۶۳۶
آستانه	کمینه	۲۵۹/۶۰	۲۸۷/۳۸	۲۳۷/۵۲	۲۳۰/۴۱	۲۲۳/۹۶
	بیشینه	۲۸۴/۴۳	۳۰۳/۹۹	۲۶۸/۸۰	۲۶۳/۴۴	۲۸۵/۴۷

شکل ۱ توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات مکانی فصلی روزانه موج بلند خروجی ایران را نشان می‌دهد. در این شکلها خط قرمز (پر ضخامت) ضریب تغییرات را نشان می‌دهد. همان طوری که مشاهده می‌شود بیشترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین در فصل های بهار، پاییز و زمستان مربوط به عرض های پائین تر از ۳۰ درجه شمالی به ویژه در نواحی جنوب و جنوب شرق ایران می‌باشد، که میانگین بیشینه آن در فصل پاییز و زمستان با طول موج بلند خروجی W/m^2 ۲۷۴-۲۸۱ و همچنین در فصل بهار با میانگین W/m^2 ۲۹۱-۲۹۵ پایین تر از عرض های ۲۷/۵ درجه شرقی است، که در استانهای سیستان و بلوچستان، جنوب و جنوب شرق فارس (شهرهای لارستان و لامرد) و همچنین هرمزگان مشاهده شده است؛ و این امر بیانگر کاهش ابر و افزایش دما را در بردارد و بیشترین اشعه مادون قرمز را به فضا منتشر می سازد، و شرایط لانینا و خشکسالی را در پی دارد؛ و همچنین کمترین میانگین OLR در این فصول مربوط به عرض های بالاتر از ۳۰ درجه شمالی در استانهای شمال غربی مشاهده شده است که میانگین کمینه آن در فصل پاییز و زمستان با میانگین طول موج بلند خروجی W/m^2

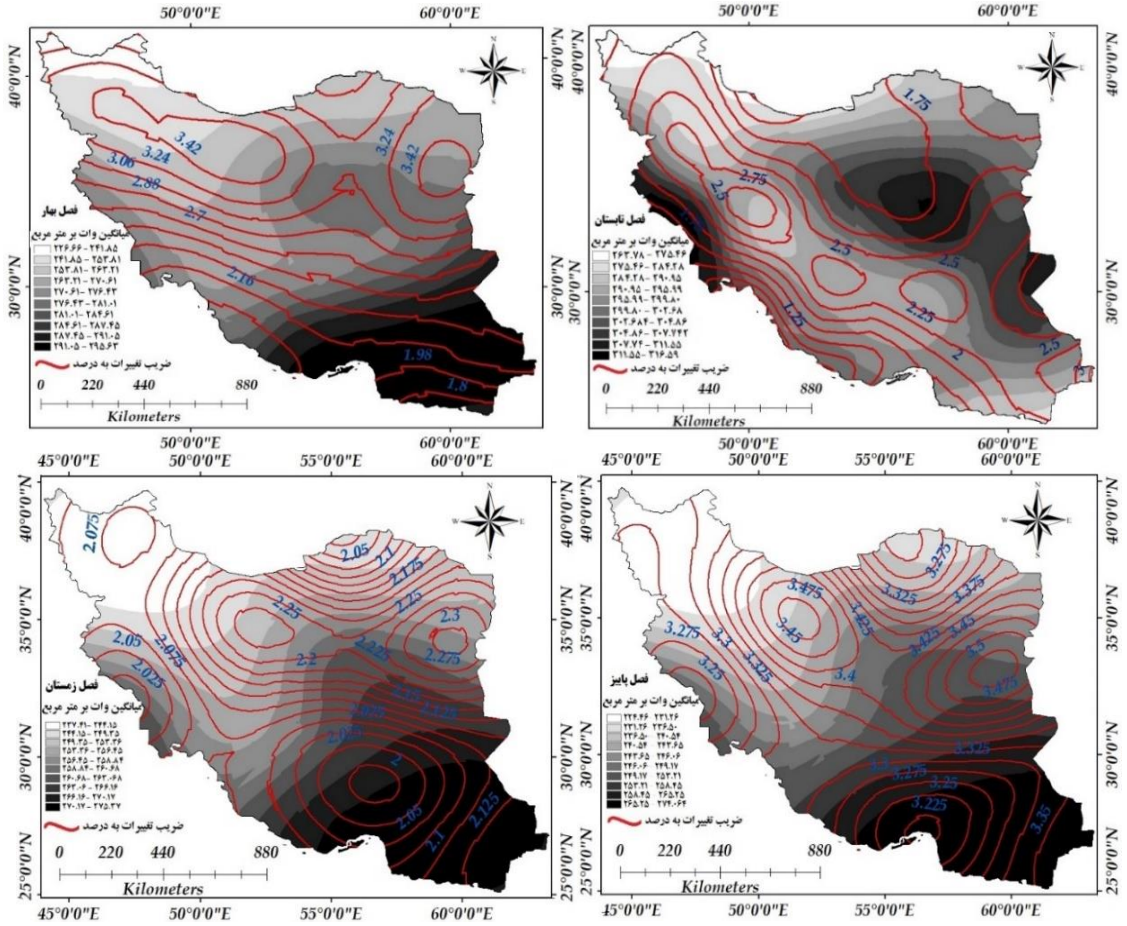
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

۲۱۳-۲۲۵ و همچنین در فصل بهار با میانگین W/m^2 ۲۲۶-۲۳۵ در عرض جغرافیایی ۳۷/۵ درجه شرقی و در طول جغرافیایی ۴۴ درجه شمالی در شهر ماکو و چالدران مشاهده شده است و این امر بیانگر حرکت های فراسو و نشان دهنده پوشش ابرهای ضخیم و همرفتی دربردارد، که اشعه مادون قرمز را کمتر به فضا منتشر می کند و شرایط النینو و ترسالی را دارد. امّا در در فصل تابستان بیشترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین با طبقه بندی W/m^2 ۳۰۷-۳۱۶ در شرق ایران با مرکزیت شهر زابل، دشت کویر و صحرای طبس و همچنین در غرب ایران با مرکزیت طول جغرافیایی ۴۷/۵۰ درجه شمالی و عرض جغرافیایی ۳۲/۵۲ شرقی در استان ایلام در شهر موسیان است؛ بدین ترتیب در فصل تابستان، بیشترین میانگین OLR در این مناطق به دلیل پست صحرایی بودن، نمکزار و ماسه زاری بودن و همچنین عدم وجود ابرهای زیاد می باشد، که این امر حاکی از افزایش فرکانس خشکی و خشکسالی است که شرایط کمبود بارش و افزایش ریزگردها را در این مناطق پیش رو خواهد داشت؛ این پژوهش منطبق می باشد با پژوهش های جهانبخش و همکاران (۱۳۹۲) در مورد روند تغییرات پوشش ابر در ایران و به این نتایج دست یافتند که در پایین تر از عرض های ۳۰ درجه شمالی در مناطق جنوب و جنوب غربی و شمال کویر مرکزی و دشت لوت مقدار پوشش ابر بین ۱/۱ تا ۱/۸ اکتا است. کمترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین در فصل تابستان با W/m^2 ۲۲۶-۲۳۵ به صورت نوار باریکی از جنوب شرق در چابهار کشیده می شود و به نواحی مرتفع زاگرس میانی در استان چهارمهال بختیاری و نواحی شمال غربی در شهرهای ماکو، چالدران، خوی، جلفا، مرند، ورزگان، کلیبر، پارساباد، اهر و گرمی می رسد؛ و همچنین در استان های سواحل شمالی ایران از جمله مازندران، گیلان، آستارا، تالش، نامین مشاهده شده است. در فصل تابستان به رغم گرمایش شدید در تراز زیرین جو، با توجّه با مقادیر موج بلند خروجی زمین سرمایشی تابشی خالصی را به ویژه در وردسپهر فوقانی تجربه می‌کند؛ و به لحاظ تئوریکی سرمایش ایجاد شده بایستی به واسطه فرارفت قائم به توازن برسد. به عبارت دیگر، جهت ایجاد توازن در سرمایش تابشی حاصله، فرونشینی هوا ضروری است (مفیدی، ۱۳۹۱:). با این وجود بر اساس طبقه بندیهای موج بلند خروجی زمین و ضریب تغییرات در ایران مشاهده می‌شود (جدول ۲)، که بیشترین ضریب تغییرات در فصل تابستان با ۳/۸۹ تا ۲/۴۶ با طبقه بندی موج بلند خروجی زمین W/m^2 ۲۸۳ تا ۲۶۳ در شرق و جنوب شرق که به صورت نوار باریکی بر روی مناطق مرتفع زاگرس تا شمال غرب ایران مشاهده شده است (شکل ۲). و همچنین کمترین ضریب تغییرات در فصل تابستان با ۱/۹۲ تا ۰/۲۲ و با طبقه بندی میانگین موج بلند خروجی زمین W/m^2 ۳۱۶ تا ۳۰۴ در استان ایلام با مرکزیت موسیان و همچنین در زمینهای پست صحرای نمکزارها و ماسه زارها در شرق ایران از جمله در دشت لوت، کویر و صحرای طبس است. در فصل های بهار، پاییز و زمستان هر چه به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر برویم، بیشترین ضریب تغییرات مکانی را در استانهای خراسان رضوی، جنوبی، یزد، شمال کرمان، اصفهان، قم، تهران، مازندارن، قزوین و مرکزی مواجه می شویم. همچنین کمترین ضریب تغییرات را در این فصلها در استانهای هرمزگان، جنوب و جنوب شرق و جنوب غرب کرمان، جنوب شرق فارس، شمال شرق سیستان، کردستان، کرمانشاه، ایلام، خوزستان، لرستان، زنجان، همدان مشاهده می شود. به طور کلی، کمترین ضریب تغییرات در این فصلها به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر از میانگین موج بلند زمین کاسته و ضریب تغییرات مکانی افزایش پیدا می‌کند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]



شکل ۱. توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات فصلی تابش موج بلند خروجی روزانه ایران (۱۳۹۶-۱۳۵۴)

جدول ۲. درصد مساحت میانگین و ضریب تغییرات فصول موج بلند زمین در محدوده اقلیمی ایران (وات بر متر مربع)

فصل	طبقات میانگین روزانه موج بلند خروجی زمین	درصد	کیلومتر مربع	طبقات ضریب تغییرات روزانه موج بلند خروجی زمین	درصد	کیلومتر مربع
تابستان	۲۷۷ تا ۲۶۳	۳/۶۰	۱۲۸۶۱۵/۷۶	۳/۸۹ تا ۲/۹۵	۱/۳۲	۴۷۲۵۰/۱۷
	۲۸۳ تا ۲۷۷	۴/۵۶	۱۶۲۷۹۰/۳۲	۲/۹۵ تا ۲/۴۶	۴/۵۹	۱۶۴۰۳۱/۹۴
	۲۹۴ تا ۲۸۳	۵/۱۴	۱۸۳۴۵۱/۶۵	۲/۴۶ تا ۲/۱۹	۱۵/۴۷	۵۵۲۲۶۳/۱۶
	۳۰۰ تا ۲۹۴	۶/۶۹	۲۳۸۶۰۷/۲۸	۲/۱۹ تا ۲/۰۶	۱۸/۲۹	۶۵۲۷۸۳/۱۸
	۳۰۴ تا ۳۰۰	۱۵/۵۰	۵۵۲۶۵۰/۶۱	۲/۰۶ تا ۱/۹۲	۲۵/۶۴	۹۱۵۲۲۹/۴۱
	۳۰۷ تا ۳۰۴	۲۷/۳۳	۹۷۴۰۱۴/۳۹	۱/۹۲ تا ۱/۶۶	۲۴/۹۸	۸۹۱۶۳۸/۹۴
	۳۱۱ تا ۳۰۷	۲۲/۲۷	۷۹۳۹۴۸/۸۷	۱/۶۶ تا ۱/۱۶	۲/۴۱	۸۶۰۴۶/۱۲
	۳۱۶ تا ۳۱۱	۱۴/۸۵	۵۲۹۵۱۸/۵۲	۱/۱۶ تا ۰/۲۲	۳/۳۳	۱۱۸۸۵۵/۸۴
	۲۴۶ تا ۲۲۶	۵/۸۱	۲۰۷۲۲۹/۷۱	۳/۵۵ تا ۳/۳۳	۰/۰۱	۲۴/۹۹

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

بهار	۲۶۰ تا ۲۴۶	۱۱/۲۷	۴۰۱۴۵۴/۰۴	۳/۳۳ تا ۳/۱۴	۱/۶۶	۵۸۶۶۷/۸۰
	۲۶۹ تا ۲۶۰	۹/۹۰	۳۵۲۸۳۹/۸۲	۳/۱۴ تا ۲/۸۹	۲/۰۵	۷۲۵۰۹/۱۴
	۲۷۶ تا ۲۶۹	۱۴/۹۲	۵۳۱۴۸۹/۶۱	۲/۸۹ تا ۲/۸۰	۱۶/۶۸	۵۸۸۲۸۱/۰۱
	۲۸۱ تا ۲۷۶	۱۲/۷۳	۴۵۳۵۶۹/۳۴	۲/۸۵ تا۲/۵۷	۰/۵۶	۲۰۰۸۲/۲۱
	۲۸۴ تا ۲۸۱	۱۳/۹۲	۴۹۶۰۶۲/۱۶	۲/۵۷ تا ۲/۳۱	۵/۳۵	۱۸۸۷۰۵/۳۵
	۲۸۸ تا ۲۸۴	۱۸/۰۸	۶۴۳۹۷۳/۵۰	۲/۳۱ تا ۱/۹۲	۴/۸۹	۱۷۲۴۹۱/۸۵
	۲۹۵ تا ۲۸۸	۱۳/۳۳	۴۷۵۱۰۹/۲۶	۱/۹۲ تا ۱/۶۰	۱/۰۱	۳۵۶۳۴/۵۲
پاییز	۲۳۴ تا ۲۲۴	۷/۰۹	۲۱۲۴۵۹/۷۰	۳/۵۱ تا ۳/۴۳	۳/۱۸	۹۵۲۰۹/۲۱
	۲۴۱ تا ۲۳۴	۱۱/۹۹	۳۰۹۱۸۶/۹۰	۳/۴۳ تا ۳/۳۹	۵/۴۸	۱۶۴۰۶۰/۷۵
	۲۴۶ تا ۲۴۱	۱۵/۳۵	۴۵۹۷۵۷/۷۷	۳/۳۹ تا ۳/۳۵	۸/۴۶	۲۵۳۰۹۸/۸۸
	۲۴۹ تا ۲۴۶	۱۹	۵۶۸۷۹۹/۸۸	۳/۳۵ تا ۳/۳۳	۱۰/۸۲	۳۲۳۴۷۳/۱۳
	۲۵۲ تا ۲۴۹	۲۳/۲۷	۶۹۶۶۴۵/۱۹	۳/۳۳ تا ۳/۳۲	۳۱/۱۳	۹۳۰۸۷۲/۸۵
	۲۵۶ تا ۲۵۲	۶/۷۹	۲۰۳۳۵۸/۲۹	۳/۳۲ تا ۳/۲۹	۲۱/۸۳	۶۵۲۸۸۵/۱۷
	۲۶۳ تا ۲۵۶	۷/۰۷	۲۱۱۶۹۸/۹۲	۳/۲۹ تا ۳/۲۶	۱۱/۹۲	۳۵۶۳۹۷/۶۹
	۲۷۴ تا ۲۶۳	۹/۴۰	۲۸۱۵۷۹/۱۴	۳/۲۶ تا ۳/۲۱	۷/۱۴	۲۱۳۵۱۲/۹۰
زمستان	۲۴۵ تا ۲۳۷	۵/۶۰	۱۶۷۶۷۸/۷۵	۲/۳۰ تا ۲/۲۰	۲/۴۷	۷۳۹۵۷/۸۹
	۲۵۱ تا ۲۴۵	۷/۴۵	۲۲۳۱۰۳/۴۱	۲/۲۰ تا ۲/۱۵	۵/۸۲	۱۷۴۳۵۸/۱۴
	۲۵۶ تا ۲۵۱	۱۲/۶۱	۳۷۷۵۳۲/۵۸	۲/۱۵ تا ۲/۱۲	۷/۰۴	۲۱۰۷۴۶/۷۶
	۲۵۹ تا ۲۵۶	۱۴/۷۹	۴۴۲۹۶۸/۰۱	۲/۱۲ تا ۲/۱۰	۸/۰۷	۲۴۱۵۸۳/۶۴
	۲۶۱ تا ۲۵۹	۱۲/۰۱	۶۲۸۹۳۴/۲۸	۲/۱۰ تا ۲/۰۹	۲۶/۳۱	۷۸۷۱۲۶/۱۳
	۲۶۴ تا ۲۶۱	۱۸/۸۱	۵۶۳۲۳۸/۴۸	۲/۰۹ تا ۲/۰۷	۳۰/۶۹	۹۱۸۰۸۱/۶۰
	۲۶۹ تا ۲۶۴	۸/۳۶	۲۵۰۲۷۵/۵۲	۲/۰۷ تا ۲/۰۴	۱۲/۶۶	۳۷۸۸۱۹/۷۳
	۲۷۵ تا ۲۶۹	۱۱/۳۴	۳۳۹۴۴۴/۹۶	۲/۰۴ تا ۱/۹۸	۶/۸۹	۲۰۶۱۵۴/۵۸

- **تحلیل روند فصلی تابش موج بلند خروجی ایران زمین**

تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) وابسته به میزان تابش سطحی زمین، دمای جو، مشخصات بخار آب جو و پوشش ابر است. میزان تابش موج بلند خروجی از سطح به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی سطح بستگی دارد. مهمترین پارامتر مؤثر بر میزان تابش موج بلند خروجی، دمای سطح می باشد. دمای سطح به دلیل تأثیر بر میزان تشعشعات بازتاب شده از سطح و تبادل انرژی بین سطح و اتمسفر اهمیّت بسیار داشته و گاهی در اکثر مطالعات زیست محیطی، فعالیت های کشاورزی، منابع زمینی، انرژی و برنامه ریزی در امور مختلف کاربرد دارد (Peng li, 2016:111). مقدار تابش موج بلند خروجی علاوه بر دمای سطح با نوع پوشش و کاربری اراضی مربوط به سطح نیز ارتباط مستقیم دارد. سه خصوصیت سبزینگی، رطوبت و روشنایی بیانگر ویژگی های اصلی بیوفیزیکی سطح و تعیین کننده نوع پوشش سطح می باشند. سطح زمین امواج تابیده شده از خورشید را دریافت می کند، سپس با افزایش دمای سطحی با افزایش موج های بلند خروجی به صورت شبانه روزی از خود

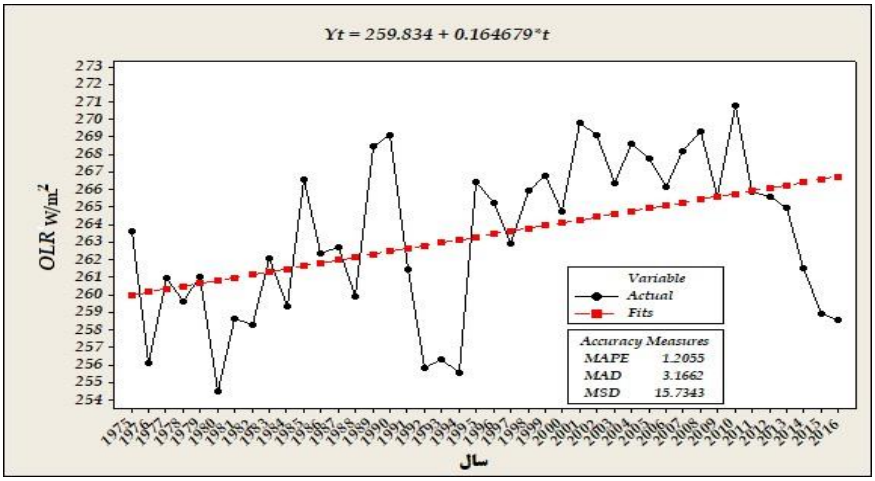
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

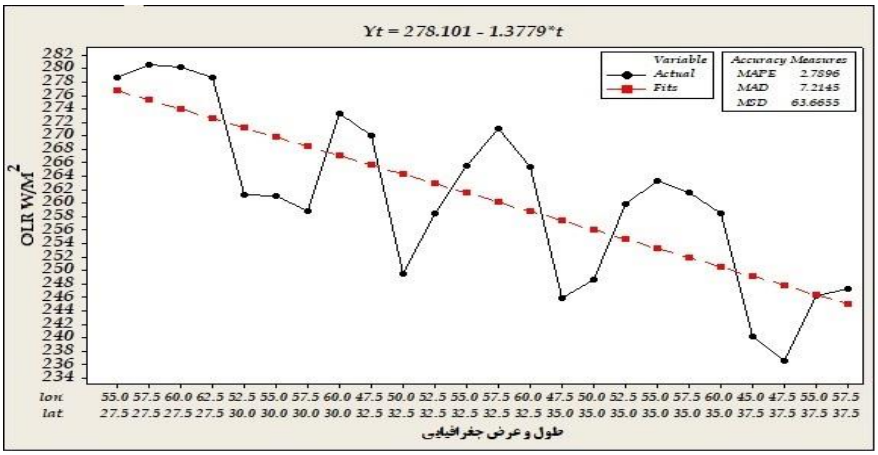
بازتابش می دهد که اندکی از آن از راه پنجره جوی گذر می کند که این فرایند سبب ثبات نسبی رژیم گرمایی سیاره زمین می شود (شمسی پور، ۱۳۹۲: ۱۴). در قسمت های خشک ایران مرکزی دشت لوت و کویر، طبس، کاشان و یزد فقر رطوبتی جو (مسعودیان و کاویانی،۱۳۸۷: ۵۳) و آسمان صاف سبب ورود حداکثری انرژی خورشیدی به زمین می شود، هم چنین از سوی دیگر ماسه زارها و نمکزارهای این مناطق به علّت گرمای ویژه‌ی کم‌تر، زودتر داغ می شوند و چون رطوبت خاک نیز بسیار پایین است، قسمت اعظم حرارت تولید شده از طریق حرارت محسوس دفع می شود، در نتیجه هوا در طول بسیار گرم می شود (علیجانی،۱۳۸۷: ۲۱۱). تغییرات در تابش موج بلند خروجی (OLR) می تواند به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی در نظر گرفته شود؛ که طبق تحقیقات صورت گرفته از سوی (Kouskyve & et al, 1988; Ferreira & et al, 2002) از سال ۱۹۸۵ تابش طول موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و دلیلی بر افزایش گرما در تروپوسفر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر در ترپوسفر فوقانی شده است (Chen & et al, 2002) و همچنین باعث افزایش چرخش هادلی به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر شده است (Wielicki & et al 2002 ;Qian, 2016). از سویی دیگر، ابرها نقش مهمی در تغییرات موج بلند خروجی زمین دارند و به اندازه کافی در مقیاس جهانی انرژی در تمام مقیاس‌های فضایی و زمانی، ارزیابی می‌شوند (گوولا، ۲۰۱۸: ۲). تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) اغلب به عنوان شاخصی برای شناسایی و مطالعه خصوصیات ابرهای همرفتی مورد استفاده قرار می گیرد (کاروالهو و همکاران ۲۰۰۰)؛ به طوری که مقادیر بالای تابش موج بلند خروجی زمین به معنای آسمان‌های صاف و مقادیر کم آن نشانگر آسمان‌های ابری است (ذوالفقاری، ۱۳۹۳: ۴۲)؛ به طور عمده به مشخصات درجه حرارت (سطوح فوقانی ابر و یا سطوح زیرین ابر در آسمان روشن) بستگی دارد (ژانگ وو همکاران، ۲۰۱۷: ۱-۱۳؛ شی و همکاران؛ ۲۰۱۷: ۴۳۰-۴۱۹). بر اساس مطالعه صورت گرفته در این پژوهش، نمودار شکل (۲) معادله خطی برازش داده شده میانگین تابش موج بلند خروجی ایران در رابطه با زمان را طی دورهٔ آماری ۱۳۹۶-۱۳۵۴ نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابش موج بلند خروجی ایران در رابطه با زمان به صورت y=۲۵۹/۸۳۴+۰/۱۶۴۶۷۹*t به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار b و a در معادله به ترتیب برابر ۰/۱۶۴۶۷۹+ و ۲۵۹/۸۳۴ حاصل شد. با افزایش هر سال، تابش موج بلند خروجی زمین ایران به طور متوسط به اندازه ۰/۱۶۴۶۷۹W/m^2+ افزایش می‌یابد (افزایش به دلیل علامت مثبت b). و همچنین بر اساس شکل (۳)، معادله خطی برازش داده شده میانگین تابش موج بلند خروجی ایران بر اساس طول و عرض جغرافیایی در طی دورهٔ آماری ۱۳۹۶-۱۳۵۴ به صورت y=۲۷۸/۱۰۱+۰/۳۷۷۹*t به دست آمد، به عبارت دیگر مقدار b و a در معادله به ترتیب برابر ۰/۳۷۷۹- و ۲۷۸/۱۰۱ حاصل شد. با افزایش عرض جغرافیایی، تابش موج بلند خروجی زمین ایران به طور متوسط به اندازه ۰/۳۷۷۹W/m^2- کاهش می یابد (کاهش به دلیل علامت منفی b). و این کاهش تابش موج بلند خروجی مطابق عرض جغرافیایی بالاتر از ۳۰ درجه شمالی قابل مشاهد است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]



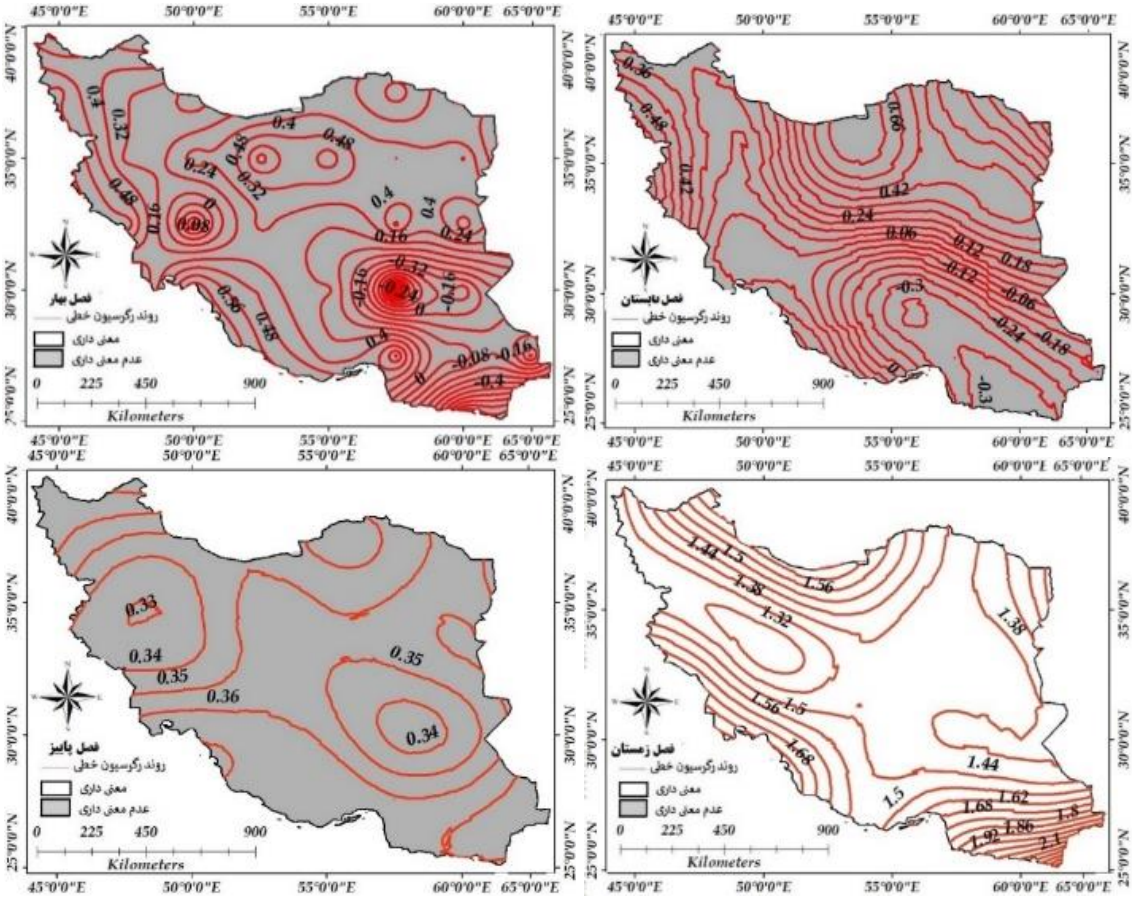
شکل ۲. معادله خطی برازش داده شده میانگین تابش موج بلند خروجی روزانه ایران (۱۳۹۶-۱۳۵۴)



شکل ۳.معادله خطی برازش داده شده میانگین تابش موج بلند خروجی ایران در رابطه با طول و عرض جغرافیایی (۱۳۹۶-۱۳۵۴)

همچنین بر اساس مطالعه این پژوهش، بررسی تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی ایران در فصول مختلف (بهار، تابستان، پاییز و زمستان) نشان داد که تابش موج بلند خروجی زمین ایران در طی این فصول بیشتر مساحت کشور از روند افزایشی برخوردار بوده است؛ ۱۰۰ درصد از مساحت کشور در فصل زمستان دارای روند افزایشی معنی داری بوده است، و همچنین در فصل پاییز، ۱۰۰ درصد از مساحت کشور از روند افزایشی عدم معنی داری برخوردار بوده است؛ در فصل تابستان ۲۱/۲۴ درصد از تابش موج بلند خروجی زمین از روند کاهشی عدم معنی داری برخوردار است که در جنوب شرق شامل استانهای سیستان و بلوچستان، کرمان، فارس و هرمزگان است و همچنین ۷۸/۷۶ درصد فصل تابستان از روند افزایشی عدم معنی داری برخوردار می باشد. روند تغییرات در فصل بهار همانند فصل پاییز از روند کاهشی عدم معنی داری برخوردار است که در جنوب شرق شامل استان سیستان و بلوچستان و استان کرمان مشاهده شده است البته گسترش روند کاهشی در این فصل نسبت به تابستان کمتر می باشد که ۱۸/۳۵ درصد از فصل بهار برخوردار است و ۸۱/۶۵ درصد از فصل بهار از روند افزایشی عدم معنی داری برخوردار می باشد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]



شکل۳. روند تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی طی فصل های مختلف در ایران

جدول ۴. نوع و درصد تحت پوشش روند تابش موج بلند خروجی زمین طی فصل های مختلف

فصل	نوع روند	درصد تحت پوشش	سطح معناداری با اطمینان ۹۵٪ و بیشتر	فصل	نوع روند	درصد تحت پوشش	سطح معناداری با اطمینان ۹۵٪ و بیشتر
پاییز	روند کاهشی	-	معنی داری	بهار	روند کاهشی	-	معنی داری
		۲۱/۲۴	عدم معنی داری			۱۸/۳۵	عدم معنی داری
	روند افزایشی	-	معنی داری		روند افزایشی	-	معنی داری
		۷۸/۷۶	عدم معنی داری			۸۱/۶۵	عدم معنی داری
زمستان	روند کاهشی	-	معنی داری	تابستان	روند کاهشی	-	معنی داری
		-	عدم معنی داری			-	عدم معنی داری
	روند افزایشی	۱۰۰	معنی داری		روند افزایشی	-	معنی داری
		-	عدم معنی داری			۱۰۰	عدم معنی داری

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

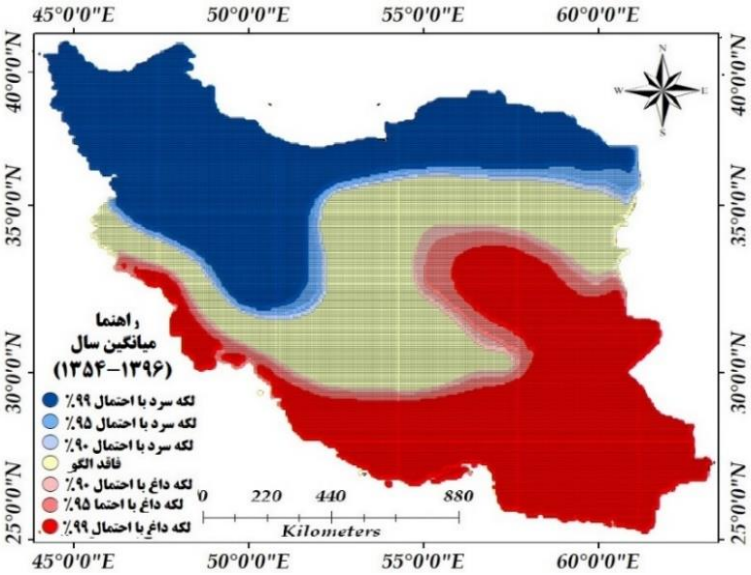
- **تحلیل خودهمبستگی فضایی تابش موج بلند خروجی ایران زمین**

همان طوری که از شکل ۶ و ۷ آشکار می‌باشد، الگوی خودهم بستگی فضایی لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در فصل‌های بهار، پاییز و زمستان شبیه به الگوی فضایی سالانه است که مطابق با جدول ۶، تابش موج بلند خروجی سالانه ایران در سطوح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد در مجموع ۴۱/۱ درصد از مساحت کل کشور را به خود اختصاص داده است، و در فصل بهار ۴۵/۴۹ درصد، فصل پاییز ۳۷/۵۷ و در فصل زمستان ۴۴/۵۵ درصد می باشد؛ و همچنین لکه های داغ تابش موج بلند فصل تابستان ۴۲/۲ درصد است که در مناطق شمال استان سیستان و بلوچستان با مرکزیت زابل و در شرق کشور تا دشت لوت و صحرای طبس مشاهده شده است و در غرب کشور در استان ایلام با مرکزیت موسیان مشاهده شده است. امّا در فصل بهار، پاییز و زمستان و سالانه ایران در جنوب و جنوب شرق کشور شامل استانهای سیستان و بلوچستان، هرمزگان، کرمان، جنوب فارس، بوشهر و در مرکز ایران شامل دشت‌های لوت، کویر و صحرای پست نمک‌زار و ماسه‌زاری طبس و همچنین در غرب ایران در استان ایلام مشاهده شده است، به طوری که این مناطق مطابق با کمربند گرمسیری و در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی است. و این بدلیل قرار گیری در منطقه جنب حاره است، عرض های جغرافیایی پایین ایران به خصوص مناطق جنوبی و جنوب شرقی تا مرکز ایران شامل دشت لوت، کویر و صحرای طبس به دلیل نزدیک بودن به استوا، زاویه تابش خورشید بیشتر بوده و به حالت عمود تابیده می شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۶) و باعث افزایش و انباشت گرما در درون سطح زمین می شود و سطح زمین هم به دلیل بازتابش باعث افزایش تابش موج بلند خروجی زمین شده و به بالاترین حد خود رسیده است؛ که بیانگر این است که موج بلند خروجی زمین به طور مستقیم وضعیت و تغییرات مقدار زاویه تابش خورشید، رطوبت، ابرناکی، ناهمواریها و گردوغبار را منعکس می کند. به طوری که، موج بلند خروجی پایین همراه با ابرناکی زیاد و مناطقی با ناهمواریهای زیاد و رطوبت کم و همچنین با مایل بودن زاویه تابش خورشید همراه است؛ در کرانه های جنوبی مقدار رطوبت جو حدود ۲۴ هکتوپاسکال است (مسعودیان:۱۳۹۰: ۹۹) و سطوح هموار زمین در کرانه های جنوبی اجازه می دهد که رطوبت تا ۳۰۰ کیلومتری ساحل دیده شود و همچنین استقرار پرفشار قوی پویشی در بخش بزرگی از جو سبب انباشتگی رطوبت در لایه نازک مجاور زمین می شود، به همین دلیل نقش گلخانه ای انباشت رطوبت در نیمه جنوبی کشور به علت تأثیر زیادی در افزایش دما جو داشته است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۴). نور خورشید که به زمین می‌رسد، سطح زمین اتمسفر را گرم می‌کند؛ بنابراین اتمسفر زمین حرارت آن را به صورت تابش‌های مادون قرمز باز می‌تاباند. این بازتاب‌ها توسط گازهای متعددی ازجمله گازکربنیک، متان، بخار آب مجدد جذب شده و اتمسفر را گرم می‌کند. این محصور شدن امواج تقریباً شبیه کار گلخانه در نگه داشتن گرماست که این فرایند افزایش احتمالی ناهنجاریهای دمای تروپوسفر را در دهه های آینده (علیجانی، ۱۳۹۵ :۱۱۵) با استفاده از افزایش موج بلند خروجی که باعث افزایش شدت چرخش سلول هادلی به عرضهای جغرافیایی بالاتر را به همراه خواهد داشت (Qian, 2016: 531) و همچنین باعث عقب نشینی چرخش سلول قطبی در عرضهای بالاتر شده و منجر به ذوب یخچالهای قطبی و افزایش گرما در این مناطق شده است (Kumar et al, 2010; Devasthale etal, 2013; Graversen etal, 2011, Dong et al, 2014). در دهه‌های اخیر، مطالعات بسیاری تعیین کرده‌اند که تغییرات آب و هوایی، از قبیل گرمایش تروپوسفری عرض های میانه و تغییرات قطب ناحیه خشک نیمه گرمسیری، همراه با روند تقویت و گسترش انبساط سلول هدلی بر اثر تابش موج بلند خروجی زمین مرتبط هستند (Chen et al, 2002; Mitas

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

and Clement, 2005; Fu et al, 2006; Hu and Fu, 2007; Song and Zhang, 2007; Stachnik and Schumacher, 2011; Liu et al, 2012; Su et al, 2014).



شکل ۶. نتایج حاصل از پراکنش آماره گیتس-اورد جی استار(الگوی HotSpot) ایران (۱۳۹۶-۱۳۵۴)

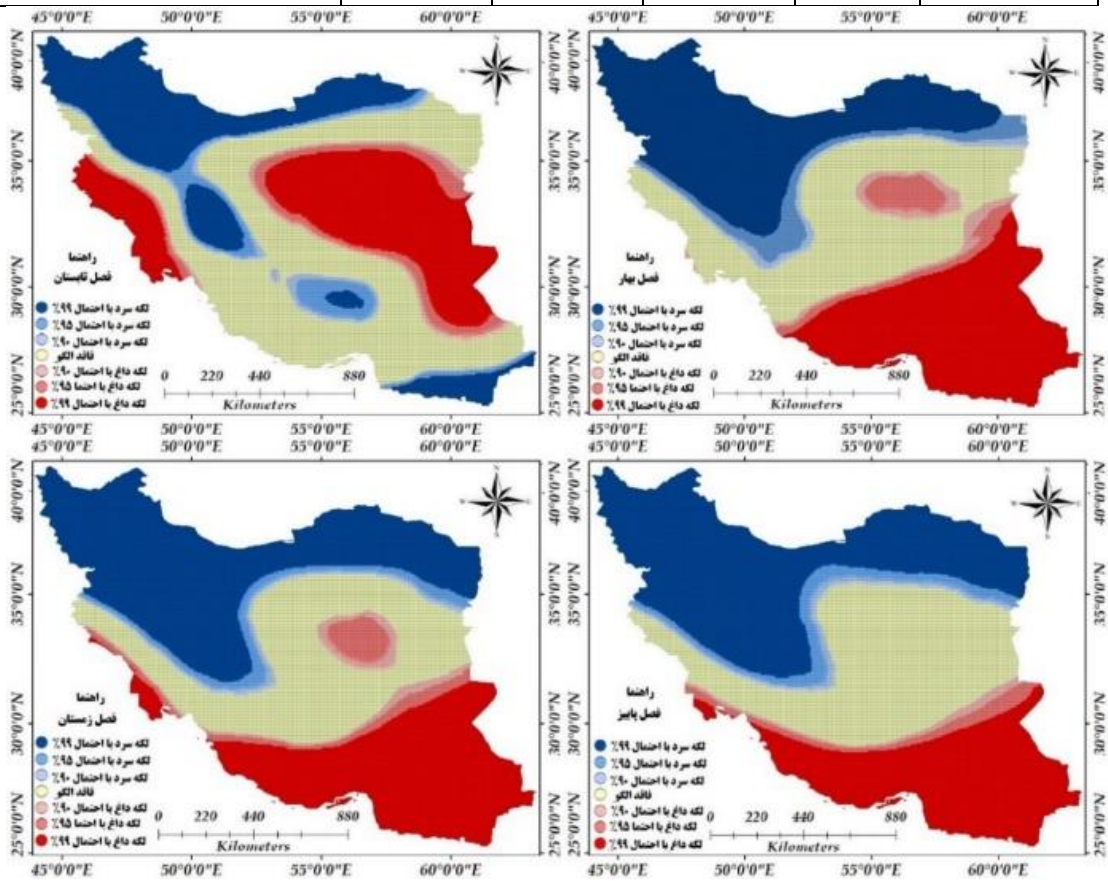
مناطق الگوی خوشه‌ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می شود؛ همان طوری که از شکل ۶ و ۷ آشکار می‌باشد، الگوی خودهم بستگی فضایی لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی ایران در فصل بهار، پاییز، زمستان و حتی در تابستان شبیه به الگوی فضایی لکه‌های سرد سالانه است که مطابق با جدول ۶ تابش موج بلند خروجی سالانه ایران در سطوح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد در مجموع ۳۲/۸۹ درصد از مساحت کل کشور را به خود اختصاص داده است و همچنین در فصل بهار ۳۳/۴۴ درصد، فصل پاییز ۴۱/۴۱ درصد و در فصل زمستان ۴۴/۵۵ درصد می‌باشد؛ و همچنین لکه‌های سرد تابش موج بلند فصل تابستان ۲۵/۵ درصد است. بر اساس یافته‌های پژوهش لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی که در این نقشه‌ها مشاهده می شود، در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی در کمربند نیمه گرمسیری قرار دارند و شامل نواحی شمال شرق در استان خراسان شمالی در شهرهای بجنورد، اسفراین، جاجرم، مانه و سملقان، صفی آباد و در نواحی ساحلی شمالی در استانهای گلستان، مازندران، گیلان، و در استانهای شمال غرب ایران شامل اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی، قزوین و زنجان و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس شامل استانهای کردستان، همدان، مرکزی، قم، شمال شرق کرمانشاه مشاهده می‌شود. البته در فصل تابستان در زمینه تشکیل الگوی خوشه‌ای پایین با میانگین طبقه بندی تابش موج بلند خروجی ۲۱۳ -۲۲۰W/m^2 در شمال غرب کشور به مرکزیت خوی، ماکو، چالدران، جلفا و مرند می‌توان به نقش شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی و بارش های دینامیکی/جبهه ای اشاره کرد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

جدول ۶. درصد مناطق تحت پوشش الگوهای خودهم بستگی فضایی فصلی موج بلند خروجی زمین ایران بر اساس شاخص فضایی آماره Gi

کل سال (۱۳۹۴-۱۳۵۴)	فصل پاییز	فصل تابستان	فصل بهار	فصل زمستان	نوع لکه های موج بلند خروجی زمین
۲۸/۲۳	۳۷/۳۶	۲۲/۸۲	۲۷/۱۶	۳۴/۵۵	لکه های سرد در سطح ۹۹٪
۳/۱۵	۲/۶۷	۳/۱۱	۳/۸۳	۳/۴۲	لکه های سرد در سطح ۹۵٪
۱/۵۱	۱/۳۸	۱/۵۷	۲/۴۵	۱/۵۲	لکه های سرد در سطح ۹۰٪
۲۸/۹۵	۲۰/۱۷	۳۰/۲۷	۲۱/۰۳	۱۵/۹۳	فاقد الگوی معناداری ٪
۳۲/۸۰	۳۱/۹۳	۳۴/۹۷	۳۹/۲۴	۳۹/۸۶	لکه های گرم در سطح ۹۹٪
۵/۴۲	۴/۳۴	۴/۸۲	۳/۹۶	۲/۹۹	لکه های گرم در سطح ۹۵٪
۲/۸۸	۲/۱۲	۲/۴۱	۲/۲۹	۱/۷۰	لکه های گرم در سطح ۹۰٪



شکل ۷. الگوهای خودهم بستگی فضایی فصلی موج بلند خروجی زمین ایران بر اساس شاخص فضایی آماره Gi

با توجه به آنچه تاکنون گفته شد، آن دسته از نواحی کشور که تابش موج بلند خروجی آن ها دارای خودهم بستگی فضایی مثبت (خوشه های بیشترین تابش موج بلند خروجی زمین) و منفی (خوشه های کمترین تابش موج بلند خروجی زمین) بودند مشخص گردید، امّا به منظور حصول اطمینان از مناطق دارای خوشه های بالا و پایین از شاخص GI* یا HotSpot

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

استفاده شده است که نتایج آن درشکل ۶ و ۷ و جدول ۶ ارائه گردیده است. آماره ی *GI که برای هر عارضه موجود در داده های محاسبه می شود، نوعی امتیاز Z است. برای امتیاز مثبت و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z بزرگتر باشد، مقادیر بالا به میزان زیادی خوشه بندی شده و مناطق بیشترین تابش موج بلند خروجی زمین تشکیل شد. برای امتیاز Z منفی و معنادار از نظر آماری هر چه امتیاز Z کوچک تر باشد، به معنای خوشه بندی بیشترین مقادیر پایین خواهد بود و این ها در حقیقت مناطق کمترین تابش موج بلند خروجی زمین را نشان می دهد.

نتیجه گیری

تغییرات در تابش موج بلند خروجی (OLR) می تواند به عنوان یک شاخص حیاتی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی در نظر گرفته شود؛ که طبق تحقیقات صورت گرفته از سوی (Kouskyve & et al, 1988; Ferreira & et al, 2002) از سال ۱۹۸۵ تابش طول موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و دلیلی بر افزایش گرما در تروپوسفر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر در ترپوسفر فوقانی شده است (Chen & et al, 2002) و همچنین باعث افزایش چرخش هادلی به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر شده است (Wielicki & et al 2002 ;Qian, 2016). از سویی دیگر، ابرها نقش مهمی در تغییرات موج بلند خروجی زمین دارند و به اندازه کافی در مقیاس جهانی انرژی در تمام مقیاس های فضایی و زمانی، ارزیابی می شوند (گوولا، ۲۰۱۸: ۲). لذا در این تحقیق برای بررسی تحلیل فضایی تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی سطح زمین ایران از پایگاه داده‌های ncep/ncar وابسته به سازمان اقیانوس شناسی ایالات متحده آمریکا طی دوره آماری 42 سال (۱۳۹۶-۱۳۵۴) استخراج و مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. نتایج این مطالعه نشان داد که میانگین موج بلند زمین ایران ۲۶۲/۳ W/m^2 می‌باشد. بیشترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین در فصل های بهار، پاییز و زمستان مربوط به عرض های پائین تر از ۳۰ درجه شمالی به ویژه در نواحی جنوب و جنوب شرق ایران می‌باشد، که میانگین بیشینه آن در فصل پاییز و زمستان با طول موج بلند خروجی ۲۸۱-۲۷۴ W/m^2 و همچنین در فصل بهار با میانگین ۲۹۵-۲۹۱W/m^2 پایین تر از عرض های ۲۷/۵ درجه شرقی است، که در استانهای سیستان و بلوچستان، جنوب و جنوب شرق فارس (شهرهای لارستان و لامرد) و همچنین هرمزگان مشاهده شده است؛ کمترین میانگین OLR در این فصول مربوط به عرض های بالاتر از ۳۰ درجه شمالی در استانهای شمال غربی مشاهده شده است که میانگین کمینه آن در فصل پاییز و زمستان با میانگین طول موج بلند خروجی ۲۱۳-۲۲۵ W/m^2 و همچنین در فصل بهار با میانگین ۲۲۶-۲۳۵ W/m^2 در عرض جغرافیایی ۳۷/۵ درجه شرقی و در طول جغرافیایی ۴۴ درجه شمالی در شهر ماکو و چالدران مشاهده شده است. در فصل تابستان بیشترین میانگین OLR با طبقه بندی ۳۱۶-۳۰۷ W/m^2 در شرق ایران با مرکزیت شهر زابل، دشت کویر و صحرای طبس و همچنین در غرب ایران در استان‌های کرمانشاه، خوزستان و ایلام مشاهده شده است، که با مرکزیت طول جغرافیایی ۴۷/۵۰ درجه شمالی و عرض جغرافیایی ۳۲/۵۲ شرقی در استان ایلام در شهر موسیان است؛ که به دلیل پست صحرایی، نمکزار و ماسه زاری بودن و همچنین عدم وجود ابرهای زیاد می باشد، و این امر حاکی از افزایش فرکانس زلزله و خشکسالی است که شرایط کمبود بارش و افزایش ریزگردها را در این مناطق پیش رو خواهد داشت؛ کمترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین در فصل تابستان با ۲۲۶-۲۳۵ W/m^2 به صورت نوار باریکی از جنوب شرق در چابهار کشیده می شود و به نواحی مرتفع زاگرس میانی در استان چهارمهال بختیاری و نواحی شمال غربی در شهرهای ماکو، چالدران، خوی، جلفا، مرند،

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

ورزگان، کلیبر، پارساباد، اهر و گرمی می رسد؛ همچنین در استان های سواحل شمالی ایران از جمله مازندران، گیلان، آستارا، تالش، نامین مشاهده شده است. بر اساس روند تابش موج بلند خروجی ایران به نسبت افزایش هر سال، به مقدار $۰/۱۶ W/m^2$ افزایش و همچنین، با افزایش عرض جغرافیایی به مقدار $۰/۳۷ W/m^2$ کاهش می‌یابد. روند تغییرات فصلی بیانگر این است که ۱۰۰درصد مساحت کشور در فصل زمستان از روند افزایشی معنی داری و در فصل پاییز عدم معنی داری برخوردار بوده است. فصل تابستان ۲۱/۲۴ درصد و در بهار ۱۸/۳۵ درصد از روند کاهشی عدم معنی داری برخوردار است که در جنوب شرق شامل استانهای سیستان و بلوچستان، کرمان، فارس و هرمزگان است و همچنین ۷۸/۷۶ درصد فصل تابستان و ۸۱/۶۵ درصد فصل بهار از روند افزایشی عدم معنی داری برخوردار می باشد. الگوی خودهم بستگی فضایی لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در سطوح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد در فصل بهار ۴۵/۴۹ درصد، فصل پاییز ۳۷/۵۷ و در فصل زمستان ۴۴/۵۵ درصد می باشد؛ و همچنین لکه های داغ تابش موج بلند فصل تابستان ۴۲/۲ درصد است که در مناطق شمال استان سیستان و بلوچستان با مرکزیت زابل و در شرق کشور تا دشت لوت و صحرای طبس مشاهده شده است و در غرب کشور در استان ایلام با مرکزیت موسیان مشاهده شده است. امّا در فصل بهار، پاییز و زمستان در جنوب و جنوب شرق کشور شامل استانهای سیستان و بلوچستان، هرمزگان، کرمان، جنوب فارس، بوشهر و در مرکز ایران شامل دشت‌های لوت، کویر و صحرای پست نمک‌زار و ماسه‌زاری طبس و همچنین در غرب ایران در استان ایلام مشاهده شده است، به طوری که این مناطق منطبق با کمربند گرمسیری و در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی است. و این بدلیل قرار گیری در منطقه جنب حاره است، عرض های جغرافیایی پایین ایران به خصوص مناطق جنوبی و جنوب شرقی تا مرکز ایران شامل دشت لوت، کویر و صحرای طبس به دلیل نزدیک بودن به استوا، زاویه تابش خورشید بیشتر بوده و به حالت عمود تابیده می شود. الگوی خودهم بستگی فضایی لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی ایران در سطوح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد در فصل بهار ۳۳/۴۴ درصد، فصل پاییز ۴۱/۴۱ درصد و در فصل زمستان ۴۴/۵۵ درصد می‌باشد؛ و همچنین لکه‌های سرد تابش موج بلند فصل تابستان ۲۵/۵ درصد است؛ که در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه شمالی در کمربند نیمه گرمسیری قرار دارند و شامل نواحی شمال شرق در استان خراسان شمالی در شهرهای بجنورد، اسفراین، جاجرم، مانه و سملقان، صفی آباد و در نواحی ساحلی شمالی در استانهای گلستان، مازندران، گیلان، و در استانهای شمال غرب ایران شامل اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی، قزوین و زنجان و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس شامل استانهای کردستان، همدان، مرکزی، قم، شمال شرق کرمانشاه مشاهده می‌شود. کمینه لکه سرد OLR با میانگین طبقه بندی تابش موج بلند خروجی $۲۱۳ -۲۲۰W/m^2$ در شمال غرب کشور به مرکزیت خوی، ماکو، چالدران، جلفا و مرند را می‌توان به نقش شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی و بارش های دینامیکی/جبهه ای اشاره کرد. این نتایج با بخش هایی از مطالعه مسعودیان در رابطه با زاویه تابش خورشید نسبت به عرضهای جغرافیایی (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۴)، در رابطه با مقدار رطوبت (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۹)، و الگوهای دمای حداکثر که بصورت جزیره ای در جنوب شرق، جنوب، جنوب غرب و تا نواحی مرکزی ایران مکان گزینی کرده است (علی آبادی، ۱۳۹۴: ۱۰۲) که این دمای بیشتر در این مناطق از خود موج الکترومغناطیسی آزاد می کند که باعث افزایش موج بلند خروجی زمین می شود (Ostlie et al, 2017)و همچنین با افزایش گردوغبار در نواحی غربی که منجر به محصور شدن تابش موج بلند خروجی در بخش زیرین

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

جو و همچنین جلوگیری از خروج و انتقال آن به بخش های بالاتر جو می شود که چنین شرایطی افزایش تابش موج بلند را در سطح زمین منجر شده است (زرین،۱۳۹۶: ۱۳۲)، مطابقت دارد.

منابع

احمدی گیوی، فرهنگ؛ عالم زاده، شاهین، محب الحجه، علیرضا؛ نصر اصفهانی، محمد علی. ۱۳۹۲. تحلیل دینامیکی-آماری اثر متقابل نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان مدن-جولیان (MJO)، مجله ژئوفیزیک ایران، **۴**: ۶۴-۸۰.

بلیانی، یدالله؛ حکیم دوست، سید یاسر (۱۳۹۳)، اصول و مبانی پردازش داده های مکانی (فضایی)، با استفاده از روش های تحلیل فضایی، انتشارات آزاد پیما.

خسروی، یونس؛ لشکری، حسن؛ متکان، علی اکبر؛ عساکره، حسین . ۱۳۹۶. مدلسازی روابط مکانی فشار بخار آب با استفاده از تکنیک آمار فضایی، اطلاعات جغرافیایی. **۱۰۲:** ۱۲-۱۱.

ذوالفقاری، حسن (۱۳۹٤)، مبانی سامانه اقلیمی زمین، انتشارات دانشگاه رازی کرمانشاه.

زرین، آذر، مفیدی، عباس. ۱۳۹۱. بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه، نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، **۱۱**: ۲۶-۲۵.

زرین، آذر؛ ساری صراف، بهروز؛ رسولی، علی اکبر؛ نجفی، محمد سعید. ۱۳۹۵. شبیه سازی واداست های تابشی گردوغبار در غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی. **۲۲**: ۱۴۰-۱۲۳.

زرین، آذر؛ مفیدی، عباس، جانباز قبادی، غلامرضا. ۱۳۸۶. تعیین الگوهای همدیدی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا. **۳**: ۱۳۱-۱۵۶.

شمسی پور، علی اکبر. ۱۳۹۲. مدلسازی آب وهوایی (نظریه و روش)، انتشارات دانشگاه تهران.

صادقی نیا، علیرضا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز؛ خالدی، شهریار. ۱۳۹۲. کاربرد تکنیک های خود هم بستگی فضایی در تحلیل جزیره حرارتی شهر تهران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. ۳۰: ۶.

علی آبادی، کاظم؛ داداشی رودباری، عباسعلی (۱۳۹۴)، بررسی تغییرات الگوهای خودهم بستگی فشایی دمای بیشینه ی ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، **۲۱**: ۱۰۴-۸۶.

علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمد رضا . ۱۳۹۵. مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.

قائمی، هوشنگ. ۱۳۹۲. هواشناسی عمومی، انتشارات سمت.

کاویانی، محمدرضا. ۱۳۹۱. میکروکلیماتولوژی، اتنتشارات سمت.

مسعودیان، ابوالفضل .۱۳۹۰. آب و هوای ایران، انتشارات سمت.

نصر اصفهانی، محمد علی؛ محب الحجه، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ. ۱۳۸۷. اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت های هواشناختی وردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا، مجله ژئوفیزیک ایران. **۲**: ۵۱-۶۴.

نصر اصفهانی، محمد علی؛ محب الحجه، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ. ۱۳۹۶. آثار فازهای مختلف نوسان مدن-جولین بر برخی کمیت های هواشناختی وردسپهر در جنوب غرب آسیا، فیزیک زمین و فضا. **۳:** ۵۳۹-۵۵۲.

Alijani Bohloul .2008. Effect of Zagros mountain on the spatial distribution of precipitation, Journal of mountain science, 5.

Anselin L, Syabri I., Kho. Y. 2009. GeoDa: an introduction to Spatail data analysis. In Fischer MM. Getis A (Eds) Handbook of applied spatial analysis.Berlin, Heidelberg and New York: Springer: 73-89.

Charney, J. G.,.1975. Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **101**:193-202.

Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD .2002. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. Science 295:838–841. doi:10.1126/science.1065835.

Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD .2002. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. Science 295:838–841. doi:10.1126/science.1065835.

D. Hatzidimitriou., Vardavas K. G. Pavlakis., N. Hatzianastassiou., C. Matsoukas., E. Drakakis .2004.On the decadal increase in the tropical mean outgoing longwave radiation .Journal Atmos. Chem. Phys., **4**: 1419–1425.

E. S. Lim, C. J. Wong, K. Abdullah, W. K. Poon .2011. Relationship Between Outgoing Longwave Radiation

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

and Rainfall in South East Asia by Using NOAA and TRMM Satellite. Colloquium on Humanities, Science and Engineering Research. 785-795.

Devasthale A, Sedlar J, Koenigk T, Fetzer EJ .2013. The thermodynamic state of the Arctic atmosphere observed by AIRS: comparisons during the record minimum sea ice extents of 2007 and 2012. Atmos Chem Phys. **13(15)**:7441–7450.

Dong X, Zib B, Xi B, Stanfield R, Deng Y, Zhang X, Lin B, Long C .2014. Critical mechanisms for the formation of extreme Arctic sea-ice extent in the summers of 2007 and 1996. Clim Dyn **43(1–2)**:53–70.

F.Zhang,K.Wu,J.Li,Q.Yang,J.-Q.Zhao,andJ.Li,.2016. Analytical infrared delta-four-stream adding method from invariance principle, Journal of the Atmospheric Sciences.**73(10)**: 4171-4188.

F.Zhang,K.Wu,P.Liu,X.Jing,andJ.Li .2017. Accounting for Gaussian quadrature in four-stream radiative transfer algorithms, Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. **192**: 1–13.

F.Zhang,Y.-N.Shi,J.Li,K.Wu,and H.Iwabuchi. 2017. Variational iteration method for infrared radiative transfer in a scattering medium, Journal of the Atmospheric Sciences. **74(2)**: 419–430.

FERREIRA NJ & GURGEL H de C. 2002. Variabilidade dos ciclos annual e interanual da radiac¸˜ao de ondas longas emergentes sobreAm´ericado Sulevizinhanc¸as. Rev. Brasileira de Engenharia Agr´ıcola e Ambienta. **6**: 440–444**.**

Frank, Vignola; Joseph, Michalsky; Thomas Stoffel. 2012. Solar And Infrared Radiation Measurements, CRC Press Taylor & Francis Group 6000 Broken Sound Parkway NW, Suite300 Boca Raton, FL. 33487-2742.

Fu Q, Johanson CM, Wallace JM, Reichler T. 2006. Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements. Science. 312:1179.

Graversen RG, Mauritsen, T, Drijfhout S, Tjernström M, M årtensson S. 2011. Warm winds from the Pacific caused extensive Arctic sea-ice melt in summer 2007. Clim Dyn **36(11–12):**2103– 2112. **doi**:10.1007/s00382-010-0809-z.

Gyula I. Molnar and Joel Susskind. 2018. Satellite Sounder-Based OLR-, Cloud- and Atmospheric Temperature Climatologies for Climate Analyses. JCET/UMBC &NASA GSFC, Code 613.5, Greenbelt, MD 2077.

Hardy, john T. 2003. Climate change: Causes, Effects, and Solutions, International Journal of Climatology, ISBN 047085191. **DOI**: 10.1002/joc.1225.

Hu YY, Fu Q .2007. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979.Atmos Chem Physics **7**:5229–5236. **doi**:10.5194.

Illian, J., Penttinen, A., Stoyan, H., Stoyan, D. 2008. Statistical Analysis and Modelling of Spatial Piont Patterns. Chichester: John Wiley and Sons.

K. Wu, F. Zhang, J. Min, Q.-R. Yu, X.-Y. Wang, and L. Ma. 2016. Adding method of delta-four stream spherical harmonic expansion approximation for infrared radiative transfer parameterization, Infrared Physics and Technology. **78**: 254– 262.

Kouskyve. 1988. Pentad outgoing longwave radiation nclimatology for the South American sector. Rev. Brasileira de Meteorologia. **3**:217–231**.**

Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. (2010) Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. Geophys Res Lett. **37(21)**:L21701. **doi**:10.1029/2010GL045022.

Lebmann, B., Hartman, DL. 1982. Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during. J.Atmos. Sci. **39**: 1153-1162.

Liebmann, B., and 5Co-authors. 1998. A Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin, J. Climate.11: 2898-2909.

Liu J, Song M, Hu Y, Ren X. 2012. Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since 1871. Clim Past **8**:1169–1175, **doi**:10.5194.

Michael E. Mackay. 2015. Solar Energy (An Introduction), Oxford university press, Great Clarendon Street, Oxford, OX2 6DP, United Kingdom, **ISBN:** 978–0–19–965211–2.

Mitas CM, Clement A. 2005. Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? Geophys Res Lett. **32(3):**L03809. **doi**:10.1029/2004GL021765.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]

Molnar, Gyula I; Susskind, Joel .2006. Satellite Sounder-Based OLR-, Cloud- and Atmospheric Temperature Climatologies for Climate Analyses. Source of Acquisition NASA Goddard Space Flight Center. JCET/UMBC &NASA GSFC, Code 613.5, Greenbelt, MD 20771.

Motheron, G. 1962. Le Krigeage Universal. Cahirs du Center de Morphologie Mathematique, No.1. Fontainebleau, France. Journal of Econometrics **37**: 87-114.

Ostlie Dale A. Carroll Bradley W . 2017. An Introduction to Modern Astrophysics, Cambridge University Press; 2 edition.

Peng Li. 2015. Temporal and Spatial Variability of Surface Solar Radiation over the South-West Indian Ocean and Reunion Island: Regional Climate Modelin, Solar and Stellar Astrophysics [astro-ph.SR]. Université de la Réunion. English.〈NNT : 2015LARE0021〉.

Rasmus E. Benestad. 2006. Solar Activity and Earth Climate, Second Edition, Springer berlin heidelberg New York. **ISBN**:13 978-3-540-30620-7.

Remote Sens., Steven Dewitte., Nicolas Clerbaux. 2018. Decadal Changes of Earth's Outgoing Longwave Radiation., **10**: 1539; **doi**.org/10.3390/rs10101539.

Song H, Zhang M. 2007. Changes of the boreal winter Hadley circulation in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses: A comparative study, J Climate **20**:5191–5200.

Stachnik JP, Schumacher C. 2011. A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. J Geophys Res. **11**6: 22. **doi**:10.1029/2011jd016677.

Su H, Jiang JH, Zhai C, Shen TJ, Neelin JD, Stephens GL, Yung YL. 2014. Weakening and strengthening structures in the Hadley circulation change under global warming and implications for cloud response and climate sensitivity. J Geophys Res **119(10):**5787–5805.

Taylor, Patrik C.2012. Tropical Outgoing Longwave Radiation and Longwave Cloud Forcing Diurnal Cycles from Ceres. Journal of The Atmospheric Science. **69**: 3652-3669.

Waagepetersenand, R., Schweder, T. 2006. Likelihood-based inference for clustered line transect data. Journal of Agricultural, Biological, and Environ-mental Statitics. **11**: 264-279.

Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T. 1998. Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction, Journal of Geophysical Research, **103(C4):** 14451-14510.

Weihong, Qian. 2017.Temporal Climatology and Anomalous Weather Analysis. Springer Atmospheric Sciences. **ISBN**: 978-981-10-3640-8., **DOI** 10.1007/978-981-10-3641-5.

Wielicki BA, Wong T, Allan RP, Slingo A, Kiehl JT, Soden BJ, Gordon CT, Miller AJ, Yang SK, Randall DA, Robertson F, Susskind J, Jacobowitz H. 2002. Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. Science **295**:841–843. **doi**:10.1126/ science.1065837.

Yohsuke Kamide, Abraham C.-L.Chian. 2007. Hand book of the Solar-Terrestrial Environment, Springer Berlin Heidelberg New York, Book. **DOI**:10.1007/b104478.

Zhongping Shen, Jun Shi, Yadong Lei. 2017. Comparison of the Long-Range Climate Memory in Outgoing Longwave Radiation over the Tibetan Plateau and the Indian Monsoon Region, Advances in Meteorology, Article ID 7637351, 7. **doi**.org/10.1155/2017/7637351.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.129]