

تغییرات درون دهه ای و الگوی فضایی تابش موج بلند خروجی (OLR) ایران

سید محمود حسینی صدیق^{۱*}، مسعود جلالی^۲، مهیار علی محمدی^۳، تیمور جعفری^۴، محمد رسولی^۵

۱- دانشجوی دکترا آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، ایران

۲- استادیار و عضو هیئت علمی آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، ایران

۳- دکتری هواشناسی گروه علوم جوی اقیانوسی دانشگاه علوم دریایی امام خمینی، نوشهر، ایران

۴- استادیار و عضو هیئت علمی جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشگاه کوثر بجنورد، ایران

۵- دانشجوی دکترا جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشگاه زنجان، ایران

چکیده

هدف از این تحقیق بررسی تغییرات درون دهه ای و الگوی فضایی تابش موج بلند خروجی سطح زمین ایران می‌باشد. بدین منظور داده‌های تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) طی دوره آماری ۱۳۹۴-۱۳۵۴ از پایگاه داده ncep/ncar استخراج و مورد تجزیه تحلیل قرار گرفت. محاسبات مدل بر اساس میانگین دوره و تفکیک مکانی ($2/5^{\circ} \times 2/5^{\circ}$ درجه) انجام شد. جهت استخراج موج بلند زمین ایران از امکانات برنامه نویسی در محیط نرم افزار گرس و متلب و برای بررسی توزیع الگوی خودهمبستگی فضایی موج بلند زمین از شاخص موران محلی بهره گرفته شده است. یافته ها نشان داد که میانگین سالانه تابش پایین در سطح از حدود ۲۳۱ وات بر متر مربع در شمال ایران تا ۲۷۶ وات بر متر مربع در جنوب افزایش می یابد به طوری که بیشینه تابش موج بلند خروجی زمین از عرض های پائین تا عرض های ۳۰ درجه شمالی کشور و کمینه آن منطبق بر عرض های بالا می‌باشد. نتایج تحلیل روند بیانگر این است که ۷۵/۸۴ درصد مساحت کل کشور دارای روند افزایشی معنی دار بوده و ۲۴/۱۶ درصد روند افزایشی معنی دار نبوده است. همچنین توزیع فضایی شاخص موران (Moran) محلی نشان داد که تابش موج بلند خروجی ایران در جنوب شرق، جنوب (کرانه های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان) و به طور پراکنده در غرب و شرق، از الگوی خوشه-ای بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) با ۴۷/۶۰ درصد (791393.01 KM) مساحت کشور را شامل می‌شود. مناطق الگوی خوشه ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه زاگرس کشور را شامل می‌شود.

کلید واژه‌ها: تغییرات زمانی و مکانی - OLR - خودهمبستگی فضایی - شاخص موران.

مقدمه

دها‌های سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی حاره است (Qian, 2016: 531).

با تابش طولانی مدت خروجی، سیستم زمین انرژی حرارتی جذب شده را از دست می‌دهد و تعادل بین انرژی بازتابش شده و انرژی جذب شده از حرارت تابش خورشیدی دریافتی با عرض جغرافیایی به صورت منظم تغییر می‌کند (قائم، ۱۳۹۲: ۱۵۳). این مشخصه ناشی از تغییرات نسبتاً کوچک دمای کُلّ جو از استوا به قطبین در سطوحی که بیشترین برگشت تابش به فضا وجود دارد، است. نتیجتاً در نواحی حاره، مازاد انرژی را تولید می‌کند و برعکس در نواحی قطبی تابش ورودی از تابش خروجی کمتر است؛ بنابراین یک "چشمه گرما" در نواحی حاره و دو "چشمه سرما" در قطبین خواهیم داشت (ذوالفقاری، ۱۳۹۴: ۱۳۶؛ لشکری، ۱۳۹۳: ۲۱۴-۲۱۳)، که توزیع امواج در نقاط مختلف کره زمین اهمیت زیادی در توزیع دما دارد. توزیع دما در سطح زمین اثرات زیادی در توزیع فشار ایفا می‌کند و همچنین این توزیع اهمیت زیادی در چگالی و اختلاف فشار در سطح زمین دارد، به طوری رابطه بین نیروی صعودی و نزولی بسته هوا را مشخص می‌کند (جاوری، ۱۳۸۹: ۲۲). در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی، منطقه‌ای وجود دارد که بین تابش ورودی و خروجی توازن برقرار است و سریعاً با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند (Benestad, 2006: 124). تابش موج بلند خروجی زمین یک جزء بحرانی از بودجه انرژی زمین است و نشان دهنده تابش کُلّ فضا است که توسط جو زمین منتشر می‌شود (کاوایانی، ۱۳۹۱: ۲۴-۲۳). تابش موج بلند خروجی توسط ابرها و گرد و غبار در جو تحت تأثیر قرار می‌گیرد، که با افزایش گردوغبار منجر به محصور شدن تابش موج بلند خروجی زمین در بخش زیرین جو و همچنین جلوگیری از خروج و انتقال آن به بخشهای بالاتر جو شده که چنین شرایطی افزایش تابش موج بلند را در سطح زمین منجر شده است (زرین، ۱۳۹۶: ۱۳۲). همچنین، گازهای گلخانه‌ای مانند متان (CH₄)، اکسید نیتروژن (N₂O)، بخار آب (H₂O) و دی‌اکسید کربن (CO₂)، طول موج‌های خاصی از OLR را جذب می‌کنند که بعضی از این اشعه حرارتی به سوی زمین هدایت می‌شود و دمای متوسط سطح زمین را

خورشید، این رآکتور گرما-هسته‌ای بزرگ، در سرتاسر طیف الکترومغناطیسی تابش می‌کند. اما چون اثر دمای خورشید ۵۷۷۸ کلوین (۵۵۰۵ سانتی‌گراد یا ۹۹۴۱ فارنهایت) است (Vignola, 2012: 8)، بیشتر انرژی آن در طول موج‌های نسبتاً کوتاه (فرابنفش، مرئی و فروسرخ نزدیک) است و مقدار بیشینه تابش در طول موج نزدیک به ۰/۵ میکرومتر گسیل می‌شود. علاوه بر این، پرتوهای فروسرخ خورشید نیز برای ما منبع گرما بشمار می‌آیند (David J. Griffiths, 1989). بهره‌گیری از رابطه تابش پلانک، نشان می‌دهد که انرژی گسیل شده از جسمی با دمایی برابر با دمای زمین نیز باید در محدوده فروسرخ باشد و طول موج‌های بارز این تابش نیز تقریباً در محدوده ۱۰ میکرومتر متمرکز است (قائم، ۱۳۹۲: ۱۱۷). از آنجایی که سیاره زمین مانند سیاره خورشید به عنوان یک جسم سیاه عمل (شمسی پور، ۱۳۹۴: ۱۶) و همواره در حالت شبه ترازمندی است، به همان اندازه که از خورشید انرژی دریافت می‌کند، با تابش موج بلند خروجی زمین به فضا انرژی از دست می‌دهد. به این ترتیب، مناسب‌ترین شرایط برای زیست موجودات زنده در این کره خاکی فراهم می‌شود (Benestad, 2006: 90). تابش خورشیدی جذب شده در زمین، به حرارت تبدیل می‌شود؛ با این وجود به دلیل بازتابش زمین، زمین به طور مرتب داغ و داغ تر نمی‌شود. فرایند بازتابش انرژی توسط زمین را بازتابش زمینی یا تابش طول موج بلند مادون قرمز می‌گویند که با وات بر متر مربع (w/m²) نشان داده می‌شود؛ زیرا طول موج‌های تابش مادون قرمز بین ۵ تا ۵۰ میکرون را با یک بیشینه تابش در محدوده ۴ تا ۱۰۰ میکرومتر باز می‌تاباند (علیچانی، ۱۳۹۵: ۶۳). در محدوده طول موج بین ۴ میکرومتر و ۱۰ میکرومتر، طیف پرتوهای طولانی مدت خروجی همپوشانی با تابش خورشید دارد (Kamide and et al, 2007: 158). تابش موج بلند خروجی (OLR) تابش الکترومغناطیسی است که به عنوان اشعه مادون قرمز از طریق زمین، اقیانوس‌ها و جو زمین به صورت تابش حرارتی به فضا خارج می‌شود؛ 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). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با

می‌شود. زرین و همکاران (۱۳۸۶) گستردگی منطقه حداقل موج تابش بلند خروجی زمین (OLR) را در ایران بر دینامیکی/جبهه‌ای بودن بارش‌ها تأکید دارند. تابش طول موج بلند خروجی (OLR) عمدتاً در حکم شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی در نظر گرفته می‌شود، مقادیر کمتر از ۲۲۰ وات بر متر مربع نشانگر منطقه دارای همرفت و مقادیر کمتر از ۲۰۰ وات بر متر مربع نشان دهنده همرفت شدید است (Liebman & et al, 1998). زرین و همکاران، (۱۳۸۶: ۱۳۶). محب‌الحجه (۱۳۸۷) مکانهایی که نسبت میانگین تابش طول موج بلند خروجی زیادی دارند، نشان دهنده مناطق خشکی 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 می‌شود، در این مناطق به طور میانگین نشان دهنده رطوبت بیشتری هستند. (Lim & et al, 2011) در تحقیقی رابطه بین تابش طول موج بلند خروجی و بارندگی در جنوب شرقی آسیا را با استفاده از داده‌های روزانه OLR از ماهواره‌های قطبی منظومه شمسی و داده‌های بارش باران مناطق گرمسیری از سنجش (TRMM) ۴۲B۳ روزانه مورد مطالعه قرار دادند؛ نتایج نشان داد که بین OLR و بارش در عرض‌های پایین نسبت به عرض‌های بالا همبستگی منفی وجود دارد. تحقیقات (Sens & et al, 2018) نشان داد که الگوهای منطقه‌ای مشاهده شده OLR از ۱۹۸۵-۲۰۰۰ تا ۲۰۰۱-۲۰۱۷ تغییر کرده است، که از سال ۱۹۸۵ تابش موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و با الگوی گرمایی در نیمکره شمالی به ویژه در قطب شمال و همچنین تغییرات بارندگی هوای گرمسیری مربوط به تقویت لانینا را نشان می‌دهد؛ 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. (Hatzidimitriou & et al, 2004) در تحقیقی به عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه‌های اخیر دریافتند که تغییرات فصلی و بین‌سالانه OLR، نشان دهنده افزایشی برابر با $1.9 \text{ Wm}^2 \pm 0.2$ است، تجزیه و تحلیل تغییرات بین سالانه و بلند مدت OLR نشان داد که مهم‌ترین سهم در روند افزایشی مشاهده شده، کاهش سطح پوشش ابر در طول

افزایش می‌دهد (ذوالفقاری، ۱۳۹۲: ۳۰؛ شمسی پور، ۱۳۹۲: ۱۷).

سنجش‌های ماهواره‌ای نشان می‌دهند که تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) اغلب به عنوان شاخصی برای شناسایی و مطالعه خصوصیات ابرهای همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Karvalho & et al, 2000)؛ به طوریکه مقادیر بالای تابش موج بلند خروجی زمین به معنای آسمان‌های صاف و مقادیر کم آن نشانگر آسمان‌های ابری است. این شاخص برای برآورد بارش‌های منطقه حاره نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد (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 (Shi & et al, Zhang & et al, 2017: 1-3). قسمت فوقانی ابر امواج فرسوخ را به فضا و سطوح زیرین ابر امواج فرسوخ دریافتی از زمین را، به سمت زمین باز می‌تاباند 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 می‌شود (شمسی پور، ۱۳۹۲: ۱۸-۱۷). ارزش OLR با توجه به همگنی نسبی سطوح زیرین در مناطق کم‌عرض 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 می‌کند (Molnar, 2006)، یکی از پارامترهای شناختی مهم مورد استفاده در تحقیقات مرتبط با آب و هوا می‌باشد (Taylor, 2012). در مقیاس‌های دیگر، مقادیر OLR به عنوان یک پروکسی برای جابجایی در مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری استفاده می‌شود، زیرا دمای سطوح فوقانی ابر (سردتر از حد بالا) شاخص ارتفاع ابر است. (Hartman & et al, 1982) تغییرات سالانه چرخش گرمسیری مربوط با OLR را در طول ۱۹۷۴-۱۹۷۸ مورد مطالعه قرار داده‌اند. تخمین‌های OLR یک مؤلفه کلیدی برای تشخیص و مطالعه نوسانات مادر جولیان (MJO)، فازهای منفی و مثبت انسو (ENSO)، فازهای گرم و سرد شاخص نوسان دهه‌ای آرام (PDO) و ارزیابی شاخص‌های آب و هوایی استفاده

دوره ۱۹۸۴-۲۰۰۰، و پس از آن خشک شدن ظاهری تروپوسفر فوقانی و کاهش میزان خفیف ابر در سطح پایین است. (Chen & et al, 2002) دریافتند که تغییرات مشاهده شده در افزایش OLR، با افزایش دوره زمانی در مقیاس چرخش هادلی و واکر همراه است. (Wielicki & Qian, 2016; et al 2002) 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. برخی مطالعات کلاسیک (Charney, 1975; Webster & et al, 1998) جنوب غرب آسیا و شمال آفریقا را در طول تابستان منطقه چاهه انرژی دانسته اند که به همین جهت الزاماً بایستی از یک نزول دینامیک برخوردار باشند تا به یک تعادل انرژی دست یابند. برای درک بهتر و بررسی این تئوری، تحقیقات زرین و همکاران (۱۳۹۱) با عنوان بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه، میزان تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) را برای ماه های تابستان مورد بررسی قرار دادند، نتایج نشان داد که تمامی مناطق واقع در غرب طول ۸۰ درجه شرقی خروجی انرژی برابر یا بیشتر از ۳۰۰ وات بر متر مربع را در طول تابستان تجربه می کنند. بدین ترتیب منطقه خشک و بیابانی جنوب غرب آسیا، در تابستان به رغم گرمایش شدید در تراز زیرین جو، سرمایش تابشی خالصی را به ویژه در وردسپهر فوقانی تجربه می کنند.

حب الحجه (۱۳۸۷) در تحقیقی با عنوان اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت های هواشناختی وردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا دریافتند که در فاز مثبت NAO در شمال اقیانوس اطلس، بی هنجاری تابش موج بلند خروجی (OLR) در حدود ۴ واحد کمتر از میانگین زمستانی و در نواحی جنب حاره ای آن و در جنوب اروپا بین ۴ تا ۶ واحد بیشتر از میانگین زمستانی است. این امر بیانگر رطوبت بیشتر در شمال اقیانوس اطلس و رطوبت کمتر در جنوب اروپا، از اقیانوس اطلس تا دریای سیاه در فاز مثبت NAO است. این نتیجه با تغییر راستای مسیر توفان اطلس در فاز مثبت NAO همخوانی دارد. در بیشتر نواحی خاورمیانه تا اقیانوس هند نیز تابش موج بلند خروجی بین ۰ تا ۲ واحد بیش از میانگین بلند مدت است که نشان می دهد

در فاز مثبت NAO مناطق خشک تری در این نواحی حاکم بوده است. در فاز منفی NAO، میزان تابش موج بلند خروجی از غرب مدیترانه به سمت جنوب اروپا در حدود ۶ تا ۸ واحد کمتر از میانگین بلند مدت است و این امر حاکی از رطوبت بیشتر از میانگین در این مناطق است، به طوریکه الگوی تابشی موج بلند خروجی تفاوت در فازهای مثبت و منفی NAO را به خوبی در تغییر جریان های گرم و مرطوب از روی اقیانوس اطلس را نشان می دهد. به عقیده گیوی و همکاران (۱۳۹۲) بی هنجاری تابش موج بلند خروجی، معیار مناسبی برای مشخص شدن مناطق همرفت، پوشش ابر با بارش (بی هنجاری منفی) و مناطق حرکات نزولی، هوای بدون ابر یا خشک (بی هنجاری مثبت) است. نصر اصفهانی (۱۳۹۶) میانگین بی هنجاری تابش موج بلند خروجی (OLR) نسبت به میانگین بلند مدت زمستانی را برای هشت فاز مختلف MJO را نشان داد. با توجه به جذب قابل توجه تابش طول موج بلند خروجی زمین توسط بخار آب موجود در جو، بی هنجاری مثبت و منفی این کمیت به ترتیب نشان دهنده موقعیت شاخه های نزولی و صعودی MJO است. بی هنجاری منفی OLR بیانگر حرکت های فراسو و ابرناکی بیشتر از میانگین است و بی هنجاری مثبت OLR و حرکت های فراسو و بدون ابر به چشم می خورد. با توجه به آنچه مطرح شده است. از این رو با توجه به اثر دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی بر نوسانات OLR و ارتباط آن با تغییرات آب و هوایی، تحقیق روی این مسئله لازم و ضروری به نظر می رسد؛ و از آنجایی که این پژوهش در کشور کمتر مورد توجه پژوهشگران اقلیم شناس و هواشناسان قرار گرفته است، توجه 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؛ در این تحقیق سعی شده است که با استفاده از روش های زمین آمار تغییرات درون دهه ای ایران مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

دوره ۱۹۸۴-۲۰۰۰، و پس از آن خشک شدن ظاهری تروپوسفر فوقانی و کاهش میزان خفیف ابر در سطح پایین است. (Chen & et al, 2002) دریافتند که تغییرات مشاهده شده در افزایش OLR، با افزایش دوره زمانی در مقیاس چرخش هادلی و واکر همراه است. (Wielicki & Qian, 2016; et al 2002) 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. برخی مطالعات کلاسیک (Charney, 1975; Webster & et al, 1998) جنوب غرب آسیا و شمال آفریقا را در طول تابستان منطقه چاهه انرژی دانسته اند که به همین جهت الزاماً بایستی از یک نزول دینامیک برخوردار باشند تا به یک تعادل انرژی دست یابند. برای درک بهتر و بررسی این تئوری، تحقیقات زرین و همکاران (۱۳۹۱) با عنوان بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه، میزان تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) را برای ماه های تابستان مورد بررسی قرار دادند، نتایج نشان داد که تمامی مناطق واقع در غرب طول ۸۰ درجه شرقی خروجی انرژی برابر یا بیشتر از ۳۰۰ وات بر متر مربع را در طول تابستان تجربه می کنند. بدین ترتیب منطقه خشک و بیابانی جنوب غرب آسیا، در تابستان به رغم گرمایش شدید در تراز زیرین جو، سرمایش تابشی خالصی را به ویژه در وردسپهر فوقانی تجربه می کنند.

حب الحجه (۱۳۸۷) در تحقیقی با عنوان اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت های هواشناختی وردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا دریافتند که در فاز مثبت NAO در شمال اقیانوس اطلس، بی هنجاری تابش موج بلند خروجی (OLR) در حدود ۴ واحد کمتر از میانگین زمستانی و در نواحی جنب حاره ای آن و در جنوب اروپا بین ۴ تا ۶ واحد بیشتر از میانگین زمستانی است. این امر بیانگر رطوبت بیشتر در شمال اقیانوس اطلس و رطوبت کمتر در جنوب اروپا، از اقیانوس اطلس تا دریای سیاه در فاز مثبت NAO است. این نتیجه با تغییر راستای مسیر توفان اطلس در فاز مثبت NAO همخوانی دارد. در بیشتر نواحی خاورمیانه تا اقیانوس هند نیز تابش موج بلند خروجی بین ۰ تا ۲ واحد بیش از میانگین بلند مدت است که نشان می دهد

داده‌ها و روش‌ها

"تغییرات ناشی از وابستگی فضایی + تغییرات ناشی از

ساختار میانگین = تغییرات داده‌ها"

در دهه های اخیر، سناریوهای مختلفی در زمینه تحلیل الگوهای داده فضایی در آمار فضایی بسط داده شده که از جمله می توان به شاخص موران - که به *Global Mora* معروف است - اشاره کرد که این آمار عددی را به دست می دهد (با عنوان امتیاز استاندارد یا *Z-score*) که با استفاده از آن می توان درجه پراکنده بودن یا متمرکز بودن عوارض یا داده‌های فضایی را در فضا اندازه گیری کرد (Illian; 2008). برای محاسبه آماره یا شاخص موران، ابتدا امتیاز استاندارد *Z* و *P-Value* محاسبه و در مرحله بعد، به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می شود.

در آمار فضایی، شناخت الگوها و کشف روندهای موجود در داده‌های فضایی از اهمیت زیادی برخوردار است (Waagepetersen and et al: 2006; Matheron, 1962)؛ چرا که پیش از هرگونه تحلیل و تهیه نقشه در آمار فضایی باید این پیش داور صورت گیرد که داده ها چگونه در فضا توزیع شده اند و توزیع آنها در فضا از چه الگو و قاعده‌ای پیروی می کند (Alijani, 2008: 5). برای محاسبه فضایی با استفاده از شاخص موران جهانی از رابطه ۱ استفاده می شود:

$$I = \frac{n \sum_{j=1}^n \sum_{i \neq j}^n w_{ij} z_i z_j}{s \sum_{i=1}^n z_i^2} \quad (1)$$

در رابطه ۱، Z_i برابر با تفاضل یا اختلاف بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن $(\bar{x} - x_i)$ است w_{ij} وزن موجود بین عارضه i و j ، n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه استفاده شده و S جمع کل وزن های فضایی است. امتیاز استاندارد Z_i برای آماره موران با رابطه ۲ به طور جداگانه محاسبه می شود:

$$Z_i = \frac{i - E[I]}{\sqrt{V[I]}} \quad (2)$$

$$E[I] = -\frac{1}{n_1} \quad (3)$$

$$V[I] = E[I^2] - E[I]^2 \quad (4)$$

در رابطه ۴، $V[I]$ واریانس داده هاست. به طور کلی، اگر مقدار شاخص موران به عدد ۱+ نزدیک باشد، داده ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه ای است و اگر مقدار شاخص موران به عدد ۱- نزدیک باشد، داده ها از هم گسسته و پراکنده است.

در تحقیق حاضر به منظور محاسبه تابش موج بلند خروجی ایران، داده‌های OLR طی سال‌های ۱۳۹۴-۱۳۵۴ به صورت روزانه از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا با توان تفکیک مکانی $2/5^{\circ} * 2/5^{\circ}$ استخراج و مورد تحلیل قرار گرفته است. به منظور محاسبه تابش موج بلند خروجی ایران، در محدوده 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 گرس و متلب، 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 موج بلند زمین و هم چنین روند تغییرپذیری آن بر روی کشور، نقشه میانگین موج بلند زمین ترسیم گردید. در پژوهش پیش رو، به منظور درک بهتر داده ها و تصمیم گیری دقیق تر درباره سطح اعتماد آماری، از روش تحلیل الگوی موران محلی استفاده شد؛ همچنین برای محاسبه و ترسیم نمودارهای مربوطه از مدل موران جهانی و نرم افزار *GeoDa* استفاده شده است. عموماً تحلیل های مکانی یک مجموعه داده فضایی یا مکانی شامل سه قسمت: تحلیل توصیفی داده فضایی، مدل‌سازی فضایی و پیش بینی فضایی متغیر (Getis, 2010).

فاز اول: بررسی توصیفی داده های فضایی، تحلیل اولیه داده های فضایی نیز شامل دو قسمت می باشد: ۱- موقعیت مکان های اندازه گیری، ۲- تحلیل توصیفی متغیر مورد بررسی (تابش موج بلند خروجی زمین).

فاز دوم: مدل‌سازی فضایی: گام بعدی عوامل بروز تغییرات در متغیر وابسته و میزان اثر هر یک از این عوامل و تشخیص مدل تغییر نگار تجربی است. در مدل فضایی، تغییرات را می توان به دو عامل ساختار میانگین و ساختار وابستگی فضایی نسبت داد که تغییرات ناشی از اثر متغیرهای توضیحی را در ساختار میانگین و تغییراتی که صرفاً ناشی از وابستگی فضایی مدل بندی کرد. به عبارت دیگر مدل فضایی تغییرات داده ها را به صورت زیر تجزیه می کند:

روش‌ها مستلزم پیش فرض‌هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده‌های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش‌های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض‌های اشاره شده در روش‌های پارامتری، عدم حساسیت به داده‌های مفقوده و پرت، روش‌های ساده‌ای در تحلیل روند اقلیمی به شمار می‌آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۱ بیان می‌شود:

$$Z_t = a + bT + e_t \quad (9)$$

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

بحث و نتایج

مشخصات عمومی موج بلند زمین ایران

جدول ۱ بعضی از مشخصات مکانی موج بلند زمین ایران را نشان می‌دهد. میانگین موج بلند زمین ایران $262/3 \text{ W/m}^2$ می‌باشد. همان طوری که از جدول مشاهده می‌شود مد با میانگین و میانه اختلاف زیادی دارد و این نکته بیانگر ناهمگنی (نامتقارن) تابش موج بلند خروجی زمین می‌باشد. بالا بودن ضریب تغییرات مکانی تأییدی دیگر بر گفته فوق می‌باشد. بالاترین موج بلند خروجی زمین ایران در عرض‌های پائین تر از 30° درجه شمالی بخصوص در نواحی جنوبی و جنوب شرقی کشور رخ داده است. چولگی منفی بیانگر این وضعیت است که پهنه‌هایی که میانگین موج بلند زمین مکانی آنها بالاتر از میانگین هستند بیشتر از پهنه‌هایی می‌باشد که میانگین موج بلند زمین آنها کمتر از میانگین است. کشیدگی منفی حاکی از وجود داده‌های فرین در پهنه ایران زمین دارد.

شکل ۱ توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات مکانی روزانه موج بلند زمین ایران را نشان می‌دهد. در این شکل خط مشکی (پرخامت) میانگین موج بلند را نشان می‌دهد.

در این پژوهش، به منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگوی خودهمبستگی فضایی موج بلند زمین ایران، از تحلیل خوشه و ناخوشه که به شاخص انسلین محلی موران معروف است، استفاده شده است، الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا است (Anselin;2009: 74). برای تحلیل خوشه و ناخوشه برای هر عارضه موجود در لایه، مقدار شاخص موران محلی امتیاز Z و P -Value که بیان کننده معناداری شاخص محاسبه شده است، به دست می‌آید. آماره محلی موران I بر اساس رابطه ۵ محاسبه می‌شود:

$$I = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} (x_j - \bar{X}) \quad (5)$$

که در آن x_i خصیصه عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد. I_i مثبت نشان می‌دهد که مناطق با ارزش بالا به وسیله مناطق با ارزش بالا (بالا-بالا *High-High*) و مناطق با ارزش پایین به وسیله مناطق با ارزش پایین (پایین-پایین *Low-Low*) محصور شده است. I_i منفی نشان می‌دهد که ارزش پایین به وسیله ارزش بالا (پایین-بالا *Low-High*) یا ارزش بالا به وسیله ارزش پایین (بالا-پایین *High-Low*) احاطه شده است (بلیانی، ۱۳۹۳؛ ۲۹۸). و مقدار S_i^2 از رابطه ۷ محاسبه می‌شود:

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad (6)$$

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌ها است. امتیاز استاندارد $Z I_i$ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Z I_i = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad (7)$$

در اینجا خواهیم داشت:

$$E[I] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} \quad V[I] = E[I_1^2] - E[I_1]^2 \quad (8)$$

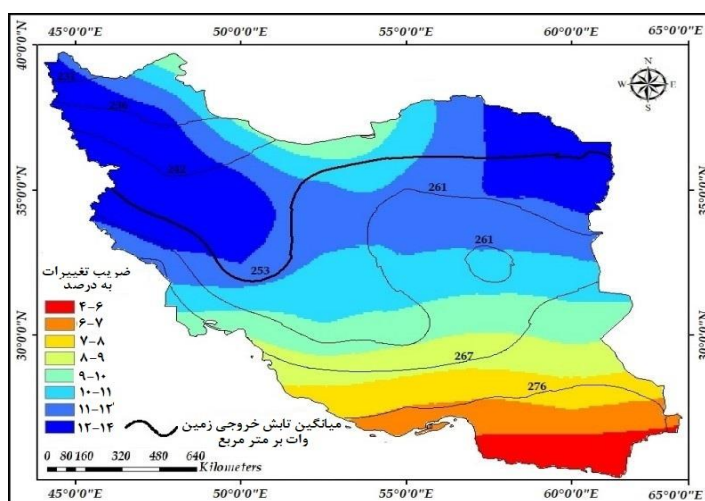
در این مطالعه به منظور تحلیل روند از شیب روش‌های رگرسیون (وایازی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری موج بلند خروجی زمین طی زمان برآورد می‌گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری‌های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش‌های پرکاربرد در تحلیل روند به شمار می‌آید. برآورد روند براساس ضرایب رگرسیون به سه روش پارامتری، ناپارامتری و بیزی امکان‌پذیر است (عساکره، ۱۳۸۶). روش‌های پارامتری از پرکاربردترین روش‌ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می‌آید. این

همان طوری که مشاهده می‌شود بیشترین میانگین مربوط به عرض‌های پائین تر از ۳۰ درجه شمالی به ویژه نواحی جنوب و جنوب شرق کشور می‌باشد. با این وجود مشاهده می‌شود که بیش از نیمی از مساحت کشور بالاتر از میانگین ۲۵۳ وات بر متر مربع می‌باشد. کمترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین به صورت کمربندی از نواحی شمال شرق تا شمال غرب کشور دیده می‌شود، اما کمینه هسته آن در شمال غرب و شمال شرق دیده می‌شود. با این وجود فقط ۶-۴ درصد از مساحت کشور ضریب تغییراتی بالای

۱۷/۷۸ درصد از مساحت کشور ضریب تغییراتی بین ۱۲ تا ۱۴ را تجربه کرده است (جدول ۲). کمترین ضریب تغییرات مکانی روزانه موج بلند زمین ایران در کرانه‌های ساحلی جنوب شرقی و جنوب کشور و بخش‌هایی از نواحی مرکزی و شرق کشور دیده می‌شود. بنابراین به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر از میانگین موج بلند زمین کاسته و ضریب تغییرات مکانی افزایش پیدا می‌کند.

جدول ۱- شاخص‌های آماری موج بلند زمین طی دوره ۱۳۹۴ - ۱۳۵۴

سالانه	نمایه‌ها	
۲۶۳/۲۲	میانگین حسابی	نمایه‌های مرکزی
۲۲۳/۹۶	مد	
۲۶۵/۶۱	میانه	
۶۱/۷۹	دامنه تغییرات	نمایه‌های پراکندگی
۲۳۹/۹۰	واریانس	
۵/۸۸	ضریب تغییرات	
۱۵/۴۸	انحراف معیار	نمایه‌های شکل توزیع
-۰/۵۶۸	چولگی	
-۰/۶۳۶	کشیدگی	
۲۲۳/۹۶	کمینه	آستانه
۲۸۵/۴۷	بیشینه	



شکل ۱: توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات تابش موج بلند خروجی روزانه ایران (۱۳۹۴-۱۳۵۴)

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

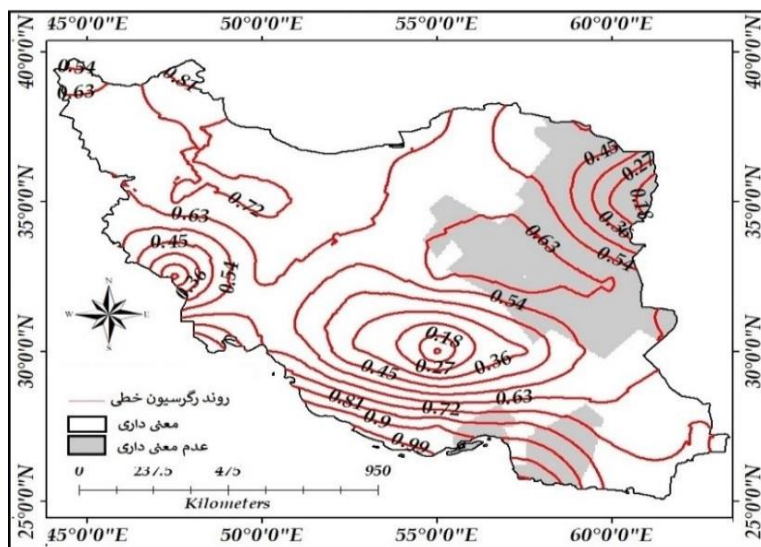
طبقات میانگین روزانه موج بلند خروجی زمین	درصد	کیلو متر مربع	طبقات ضریب تغییرات روزانه موج بلند خروجی زمین	درصد	کیلو متر مربع
۲۷۶ تا ۲۸۳	۱۶/۵۶۷	۲۷۵۴۲۹/۳۰	۶ تا ۴	۱/۸۶۲	۳۰۹۶۵/۲۵
۲۶۷ تا ۲۷۶	۱۴/۵۴۴	۲۴۱۷۹۵/۶۹	۷ تا ۶	۳/۶۵۱	۶۰۷۰۱/۷۸
۲۶۱ تا ۲۶۷	۲۵/۶۸۸	۴۲۷۰۷۵/۴۰	۸ تا ۷	۶/۷۲۶	۱۱۱۸۱۳/۷۱
۲۵۳ تا ۲۶۱	۱۷/۶۳۷	۲۸۸۷۳۷/۴۵	۹ تا ۸	۸/۲۶۵	۱۳۷۳۹۵/۳۵
۲۴۲ تا ۲۵۳	۱۳/۴۲۵	۲۲۳۱۹۹/۵۳	۱۰ تا ۹	۹/۹۰۸	۱۶۴۷۱۷/۵۲
۲۳۶ تا ۲۴۲	۵/۷۸۳	۶۹۱۵۴/۴۷	۱۱ تا ۱۰	۲۱/۸۳۳	۳۶۲۹۲۵/۵۳
۲۳۱ تا ۲۳۶	۵/۹۱۳	۹۸۳۰۶/۴۵	۱۲ تا ۱۱	۲۹/۹۶۴	۴۹۸۰۸۶/۶۷
۲۲۶ تا ۲۳۱	۰/۷۰۹	۱۱۷۹۱/۶۵	۱۴ تا ۱۲	۱۷/۷۸۷	۲۹۵۶۷۶/۶۰

تحلیل روند تابش موج بلند خروجی 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 اهمیت 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). در قسمت های خشک ایران مرکزی دشت لوت و کویر، طبس، کاشان و یزد فقر رطوبتی جو (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷) و آسمان صاف سبب ورود حداکثری انرژی خورشیدی به زمین می شود، هم چنین از سوی دیگر ماسه زارها به علت گرمای ویژه کم تر، زودتر داغ می شود 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). شکل ۲ توزیع فضایی روند تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی سالانه ایران را طی دوره ۱۳۹۴-۱۳۵۴ نشان

می دهد. همان طوری که مشاهده می شود تابش موج بلند خروجی ایران در اکثر قسمت های ایران دارای روند افزایشی بوده است؛ که شدیدترین شیب روند افزایشی (به طور متوسط بین ۰/۸۱۲۱ تا ۰/۶۲۹۶ وات بر مترمربع) در نیمه کمربند جنوبی ایران یعنی کرانه های خلیج فارس و دریای عمان است و بخش هایی از دشت کویر و دشت لوت، اصفهان، تهران، سمنان، مشهد، کرمان، یزد و بیرجند رخ داده است.

تغییرات در تابش موج بلند خروجی (OLR) می تواند به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی تغییرات 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 تروپوسفر فوقانی شده است (Chen & et al, 2002) و همچنین باعث افزایش چرخش هدلی به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر شده است (Wielicki & et al, 2002; Qian, 2016).



شکل ۲- توزیع فضایی روند تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی ایران (۱۳۹۴-۱۳۵۴)

مساحت کشور از روند کاهشی برخوردار بوده است؛ به طوری که نواحی که در دوره اول از روند افزایشی برخوردار بوده در دوره دوم دارای روند کاهشی بوده است. در دوره دوم ۹۹٪ درصد مساحت کشور دارای روند کاهشی عدم معنی دار می‌باشد، به طوری که فقط ۱٪ درصد از مساحت کشور تابش موج بلند خروجی زمین از روند کاهشی به لحاظ آماری معنی دار بوده است که در قسمت جنوب کشور واقع شده است. در دوره سوم اکثر مساحت کشور از روند افزایشی و به لحاظ آماری عدم معنی دار بوده است. در دوره چهارم تابش موج بلند سطح زمین در سراسر محدوده جنوب شرق ایران از روند افزایشی و به لحاظ آماری عدم معنی دار برخوردار بوده است، که ۳/۱۴ درصد مساحت کشور را شامل می‌شود؛ و همچنین ۹۶/۸۶ درصد مساحت ایران دارای روند کاهشی است که ۵۰/۳۲ درصد آن از لحاظ آماری معنی دار بوده است که شامل مناطق شمال غرب (استان‌های ارومیه، شمال شرق استان اردبیل و شمال استان کردستان)، و همچنین شمال شرق، شرق و مرکز ایران شامل دشت کویر، دشت لوت، استان‌های خراسان شمالی، جنوبی و رضوی و بخش‌های شمالی استان سیستان و بلوچستان و همچنین استان‌های کرمان، اصفهان، یزد به لحاظ آماری معنی دار بوده است. و ۴۳/۵۳ درصد دیگر به لحاظ آماری روند کاهشی غیر معنادار می‌باشد (جدول ۴)؛ که شامل مناطق شمال ایران (استان‌های گلستان، مازندران، تهران، دامغان و بخش‌های شمالی استان

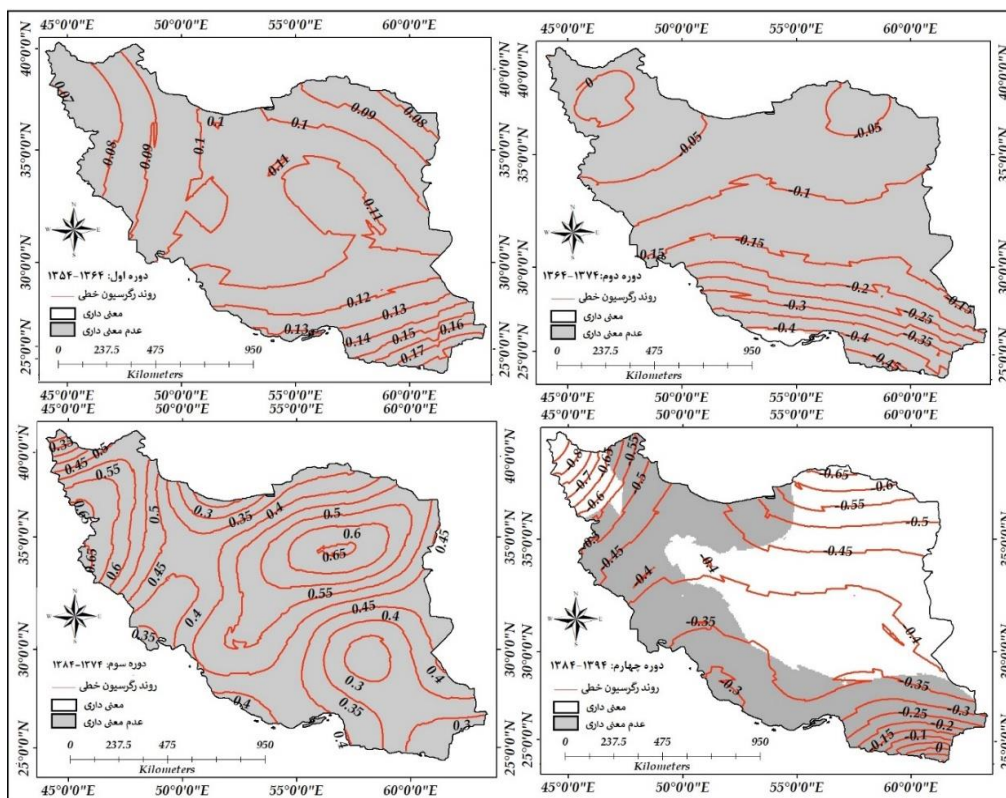
از سویی دیگر، ابرها نقش مهمی در تغییرات موج بلند خروجی زمین دارند و به اندازه کافی در مقیاس جهانی انرژی در تمام مقیاس‌های فضایی و زمانی، ارزیابی می‌شوند (گولوا، ۲۰۱۸: ۲). تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) اغلب به عنوان شاخصی برای شناسایی و مطالعه خصوصیات ابرهای همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (کاروالهو 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)؛ به طور عمده به مشخصات درجه حرارت (سطوح فوقانی ابر و یا سطوح زیرین ابر در آسمان روشن) بستگی دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ شی و همکاران، ۲۰۱۷). بیشتر مساحت کشور (تقریباً ۱۰۰ درصد) دارای روندی افزایشی معنی داری بین ۷۵/۸۴ درصد می‌باشد و ۲۴/۱۵ درصد دارای روند افزایشی عدم معنی داری بوده است (جدول ۳). طبق جدول ۳ هیچ‌گونه روند کاهشی در میزان تابش موج بلند خروجی در ایران دیده نمی‌شود.

بررسی تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی در دهه‌های مختلف (۱۳۶۴-۱۳۵۴، ۱۳۷۴-۱۳۶۴، ۱۳۷۴-۱۳۸۴ و ۱۳۸۴-۱۳۹۴) نشان داد که تابش موج بلند خروجی زمین ایران در طی دوره اول بیشتر مساحت کشور از روند افزایشی برخوردار بوده است. طی دوره اول ۱۰۰ درصد از مساحت کشور دارای روند افزایشی عدم معنی داری بوده است. در دوره دوم برعکس دوره اول، بیشتر

های گرمسار و سمنان) و همچنین بخشهایی از غرب، جنوب و جنوب غرب کشور برخوردار بوده است (شکل ۳).

جدول ۳- طبقات و درصد روند موج تابشی بلند خروجی زمین در ایران

سطح معناداری با اطمینان ۹۵٪ و بیشتر	درصد تحت پوشش	نوع روند	مساحت به (درصد)	طبقات روند موج تابشی بلند خروجی (وات بر مربع)
معنی داری	-	کاهشی	-	-
عدم معنی داری	-		-	-
معنی داری	۷۵/۸۴	افزایشی	۲/۸۶	۰/۸۹۹۹ تا ۰/۲۶۸۵
			۲۷/۳۹	۰/۴۵۱۰ تا ۰/۲۶۸۵
۱۷/۶۲	۰/۶۲۹۶ تا ۰/۴۵۱۰			
۴۵/۱۹	۰/۸۱۲۱ تا ۰/۶۲۹۶			
عدم معنی داری	۲۴/۱۵		۶/۹۱	۰/۸۱۲۱ تا ۱/۰۸۰۰



شکل ۳: روند تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی طی دوره های مختلف در ایران

جدول ۴: نوع و درصد تحت پوشش روند تابش موج بلند خروجی زمین طی دوره‌های مختلف

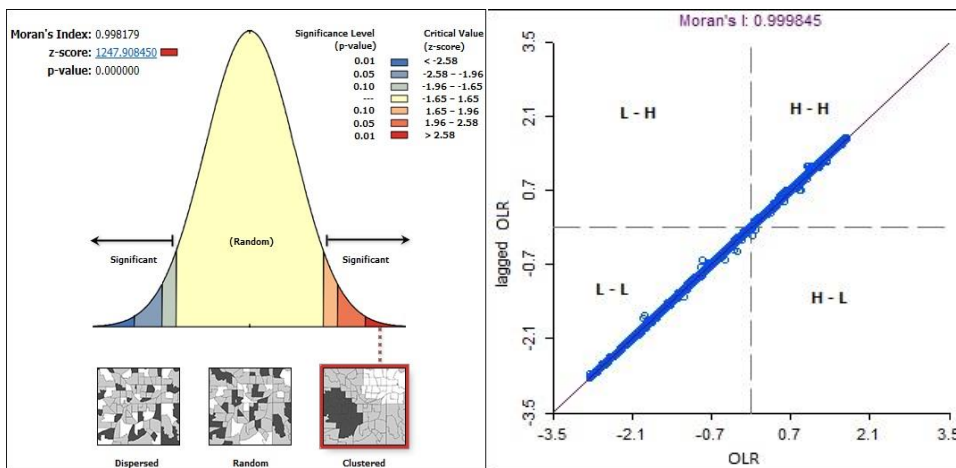
سال	نوع روند	درصد تحت پوشش	سطح معناداری با اطمینان ۹۵٪ و بیشتر	سال	نوع روند	درصد تحت پوشش	سطح معناداری با اطمینان ۹۵٪ و بیشتر
۱۳۸۱-۱۳۸۴	روند کاهشی	-	معنی داری	۱۳۸۱-۱۳۸۴	روند کاهشی	-	معنی داری
		-	عدم معنی داری			-	عدم معنی داری
	روند افزایشی	-	معنی داری		روند افزایشی	-	معنی داری
		۱۰۰	عدم معنی داری			۱۰۰	عدم معنی داری
۱۳۷۴-۱۳۸۱	روند کاهشی	۵۰/۳۲	معنی داری	۱۳۷۴-۱۳۸۱	روند کاهشی	۰/۱	معنی داری
		۴۶/۵۳	عدم معنی داری			۰/۹۹	عدم معنی داری
	روند افزایشی	-	معنی داری		روند افزایشی	-	معنی داری
		۳/۱۴	عدم معنی داری			-	عدم معنی داری

همسایگانی هستند که در آن یک مقدار توسط مقادیر بالایی محاصره شده‌اند. نقاط بالا-پایین: نقاطی هستند که در آن یک مقدار زیاد توسط مقادیر پایینی محاصره شده‌اند (بلیانی و همکاران، ۱۳۹۳). بر اساس شکل ۴، شیب خط رگرسیون عبوری از میان نقاط و همچنین مقدار آماره I موران به دست آمده (Morans^{۰/۹۹}) مبین این است که پیکسل‌های موجود در همسایگی یکدیگر به صورت الگویی خوشه‌ای در دو ربع از چهار ربع موجود در نمودار پراکنش نگار موران قرار گرفته‌اند؛ به عبارت دیگر، دو الگوی خوشه‌ای بالا-بالا و پایین-پایین به صورت پیکسل‌های همسایگی در فضا متمرکز هستند.

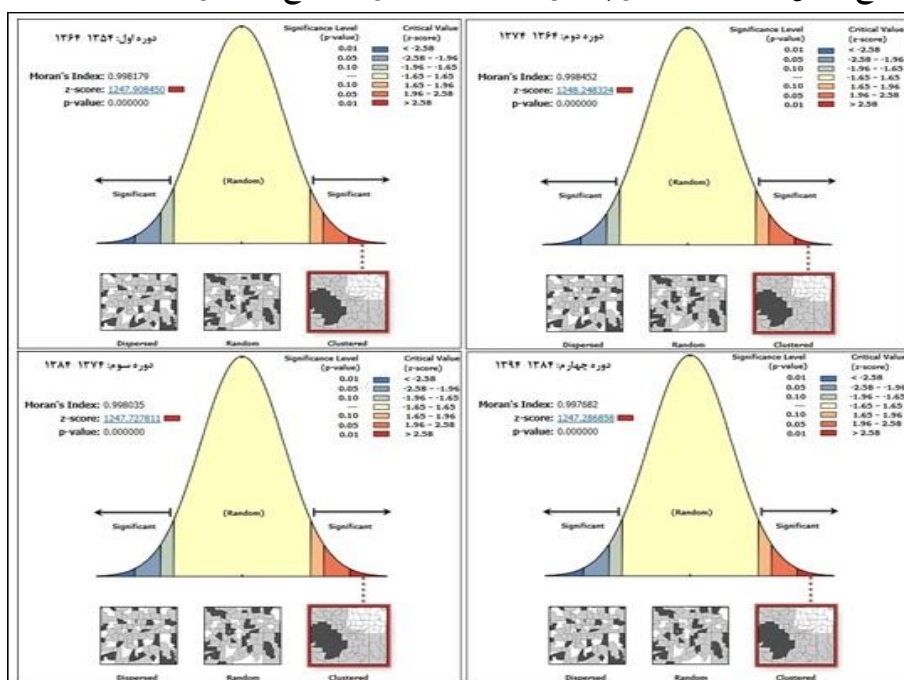
به منظور اینکه نتایج بهتری درباره الگوی خود همبستگی فضایی بدست بیاید، الگوی نقشه‌های دوره‌ای تابش موج بلند خروجی ایران طی دوره‌های مختلف در شکل ۵ نمایش داده شده است. همانطور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود مقدار شاخص موران جهانی برای هر چهار دوره بالای ۰/۹۹ و نزدیک به ۱ است. آماره Z-score برابر با ۱۲۴۷/۹۰۸ است و همچنین شاخص موران جهانی مورد انتظار در طی دوره‌های مختلف برابر با ۰/۰۰۰۰۲۳- است (جدول ۵). براساس این الگو می‌توان گفت که موج بلند خروجی سالانه ایران در طی دوره‌های مختلف از الگوی خوشه‌ای بالا تبعیت می‌کند. بنابراین با توجه به بالا بودن مقدار Z و پایین بودن مقدار ارزشی سطح معنی داری می‌توان فرضیه وجود نداشتن خودهمبستگی فضایی بین داده‌های موج بلند خروجی زمین را رد کرد.

تحلیل خودهمبستگی فضایی تابش موج بلند خروجی ایران زمین

همانطوری که در شکل ۴ مشاهده می‌شود مقدار گزارش شاخص موران جهانی برای موج بلند زمین سالانه ایران بالای ۰/۹۹ و نزدیک به ۱ است. این نکته نشان می‌دهد که براساس موران جهانی، موج بلند خروجی ایران، دارای الگوی خوشه‌ای بالا در سطح ۹۹ درصد است. مقدار آماره Z شاخص موران جهانی برابر با ۱۲۴۷/۹۰ است (جدول ۵). بر اساس این الگو می‌توان گفت که موج بلند خروجی سالانه ایران از الگوی خوشه‌ای بالا تبعیت می‌کند. بنابراین با توجه به بالا بودن مقدار Z و پایین بودن مقدار ارزشی سطح معنی داری می‌توان فرضیه وجود نداشتن خود همبستگی فضایی بین داده‌های موج بلند خروجی زمین را رد کرد. همچنین در نمودار به دست آمده از طریق نرم افزار GeoDa (شکل ۴) و همچنین نقشه بدست آمده در نرم افزار GIS (شکل ۶) علائم H-H، L-L، H-L و H-L مبین این واقعیت است که چهار ربع از پراکنش نگار خود همبستگی فضایی آماره موران در متغیر موج بلند خروجی سالانه بدین صورت قابل تفسیر هستند: نقاط بالا-بالا: نشان دهنده شباهت ارزش عددی یاخته‌ها در همسایگی یکدیگر بوده که دارای مقادیر بالا در خصیصه مورد نظر می‌باشند (در اینجا مقادیر OLR). نقاط پایین-پایین: نقاطی را شامل می‌شوند که هر دو یاخته مورد نظر دارای ارزش پایین بوده و از اطراف نیز توسط نقاطی محاصره شده‌اند که دارای مقدار پایین آن خصیصه می‌باشند. نقاط پایین-بالا: نقاطی یا



شکل ۴: نتایج حاصل از نمودار و گزارش پراکنش الگوی موران جهانی برای موج بلند زمین سالانه ایران (۱۳۵۴-۱۳۹۴)



شکل ۵: نتایج حاصل از گزارش پراکنش الگوی موران جهانی برای موج بلند زمین طی دوره های مختلف

جدول (۵) نتایج خلاصه تحلیل الگوی موران جهانی برای موج بلند زمین ایران

P-Value	z-score	واریانس	شاخص موران مورد انتظار	شاخص موران	دوره
۰/۰۰۰۰۰۰	۱۲۴۷/۹۰۸۴۵۰	۰/۰۰۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۹۹۸۱۷۹	اول (۱۳۵۴-۱۳۶۴)
۰/۰۰۰۰۰۰	۱۲۴۸/۲۴۸۳۲۴	۰/۰۰۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۹۹۸۴۵۲	دوم (۱۳۶۴-۱۳۷۴)
۰/۰۰۰۰۰۰	۱۲۴۷/۷۲۷۸۱۱	۰/۰۰۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۹۹۸۰۳۵	سوم (۱۳۷۴-۱۳۸۴)
۰/۰۰۰۰۰۰	۱۲۴۷/۲۸۶۸۵۸	۰/۰۰۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۹۹۷۶۸۲	چهارم (۱۳۸۴-۱۳۹۴)
۰/۰۰۰۰۰۰	۱۲۴۷/۹۰۸۴۵۰	۰/۰۰۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۹۹۸۱۷۹	کل (۱۳۵۴-۱۳۹۴)

فضایی پدیده ضمن شناخت از رفتار خوشه‌ای بر روی موج بلند خروجی زمین روی نقشه به نمایش درآورد. لذا برای نشان دادن نوع توزیع فضایی الگوی حاکم بر پراکنش تابش موج بلند خروجی زمین ایران از شاخص موران (Moran)

با توجه به نتایج بدست آمده در جدول ۵ مشاهده می شود که همبستگی به دست آمده از تحلیل موران جهانی تنها برای مشخص نمودن نوع رفتار الگو موج بلند خروجی ایران زمین مفید می باشد. آماره نمی تواند بیانگر نوع رفتار

محلی استفاده شده است. تحلیل مربوط به موران محلی با توجه به مقادیر I چگونگی توزیع عوارض در فضا به صورت خوشه‌ای، تصادفی و پراکنده بودن را توجیه می‌کند. اگر مقدار I مثبت باشد به معنای آن است که عارضه مورد نظر توسط عوارض مشابه خود محاصره شده است؛ از این رو عارضه مورد نظر بخشی از آن خوشه است. چنانچه مقدار I برای یک عارضه منفی باشد، نشان دهنده متفاوت بودن مقدار آن عارضه با مقادیر عوارض اطراف آن می‌باشد، این نوع عارضه در حقیقت ناخوشه نامیده می‌شود (بلیانی و همکاران، ۱۳۹۳). شاخص موران محلی فقط در چارچوب امتیاز استاندارد محاسبه شده و P-Value قابل تفسیر و تحلیل است. لایه خروجی ایجاد شده توسط این ابزار دارای خوشه‌های مقادیر زیاد (HH)، خوشه‌های مقادیر کم (LL)، ناخوشه که در آن یک مقدار زیاد توسط مقادیر کم محاصره شده اند (HL) و تکدانه‌هایی که در آن عارضه دارای مقدار کم توسط عوارض دارای مقادیر زیاد (LH) محاصره شده اند و از نظر آماری معنادار (سطح ۵ درصد) هستند را از یکدیگر متمایز می‌گرداند. در شکل ۵ نتایج حاصل از تحلیل شاخص موران محلی را برای تابش موج بلند خروجی ایران نشان می‌دهند. در این اشکال طیف‌های رنگی قرمز بیانگر الگوی خوشه‌ای با مقادیر بالا یا به عبارتی خودهمبستگی فضایی مثبت (HH) می‌باشد. طیف آبی رنگ بیانگر الگوی خوشه‌ای با مقادیر پایین یا به عبارتی خودهمبستگی فضایی منفی (LL) می‌باشد. طیف سفید رنگ بیانگر این است که تابش موج بلند خروجی ایران در این مناطق از هیچ گونه الگوی خاصی پیروی نمی‌کند.

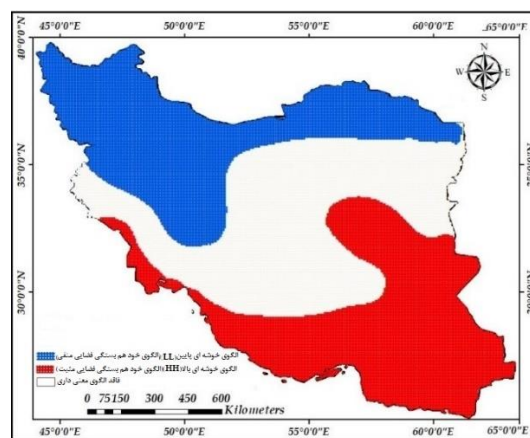
همان طوری طبق شکل ۶ تابش موج بلند خروجی ایران در جنوب شرق، جنوب (کرانه‌های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان) و به طور پراکنده در غرب و شرق، از الگوی خوشه‌ای بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) برخوردار بوده است، به طوری که مطابق شکل ۶ تقریباً ۴۷/۶۰ درصد ($791393/01 \text{ KM}^2$) مساحت کشور را شامل می‌شود. از آنجا که ایران در منطقه جنب حاره قرار گرفته، عرض‌های جغرافیایی پایین به خصوص مناطق جنوبی به دلیل نزدیک بودن به استوا، زاویه تابش خورشید بیشتر بوده و به حالت عمود تابیده می‌شود (مسعودیان، ۱۳۹۰) و باعث افزایش و

انباشت گرما در درون سطح زمین می‌شود 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 می‌کند. 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، و موج بلند خروجی بالا همراه با عمود بودن زاویه تابش خورشید، ابرناکی پایین، سطوح هموار، رطوبت بالا و نیز با گردوغبار زیاد همراه است. در کرانه‌های جنوبی مقدار رطوبت جو حدود ۲۴ هکتوپاسکال است (مسعودیان: ۱۳۹۰) و سطوح هموار زمین در کرانه‌های جنوبی اجازه می‌دهد که رطوبت تا ۳۰۰ کیلومتری ساحل دیده شود و همچنین استقرار پرفشار قوی پویایی در بخش بزرگی از جو سبب انباشتگی رطوبت در لایه نازک مجاور زمین می‌شود، به همین دلیل نقش گلخانه‌ای انباشت رطوبت در نیمه جنوبی کشور به علت تأثیر زیادی در افزایش دما جو داشته است (مسعودیان، ۱۳۹۰). مناطق الگوی خوشه‌ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می‌شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس کشور را شامل می‌شود. از آنجایی که رطوبت یکی از عوامل مؤثر بر افزایش یا کاهش تابش موج بلند خروجی زمین می‌باشد لذا کوه‌های زاگرس همانند سدی مانع از ورود رطوبت به نواحی مرکزی شده و به همین علت در این نواحی موج تابش بلند خروجی تشکیل الگوی خوشه‌ای بالا می‌دهد، که نشان دهنده خشک بودن منطقه را است. در زمینه تشکیل الگوی خوشه‌ای پایین شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور می‌توان به نقش شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی و بارش‌های دینامیکی/جبهه‌ای اشاره کرد.

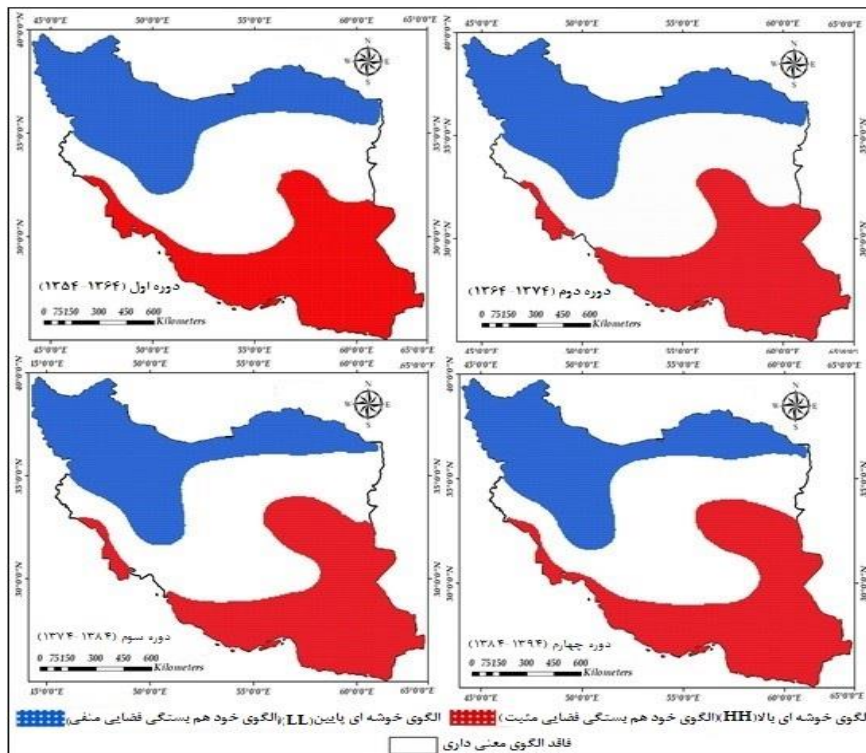
الگوی دوره‌ای خودهمبستگی فضایی تابش موج بلند خروجی ایران تقریباً مشابه با الگوی سالانه می‌باشد. با این تفاوت که طی دوره‌های مختلف دچار تغییرات محسوسی شده‌اند. برای مثال الگوی خود همبستگی فضایی مثبت طی دوره اول (۱۹۷۵-۱۹۸۵) تقریباً ۴۵ درصد (KM^2)

دارد با این تفاوت که الگوی خودهمبستگی فضایی منفی از دوره دوم به بعد سیر نزولی به خود می‌گیرد، درحالی که الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت (الگوی خوشه‌ای بالا) از دوره سوم به بعد سیر نزولی به خود می‌گیرد. با این همه می‌توان گفت که الگوی خودهمبستگی فضایی منفی به سمت دوره‌های اخیر سیر نزولی و هم چنین الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت با ۰/۷۵ درصد سیر صعودی به خود می‌گیرند.

۷۵۰۲۶۶/۸۲ مساحت کشور را به خود اختصاص داده است؛ درحالی که در دوره دوم (۱۹۸۵-۱۹۹۵) به طور متوسط ۱ درصد افزایش داشته است که تقریباً ۴۶ درصد ($۷۶۵۵۶۵/۳۷ \text{ KM}^2$) است. در دوره سوم (۱۹۹۵-۲۰۰۵) باز هم با ۴۷ درصد ($۷۸۰۴۶۸/۴۵ \text{ KM}^2$) مساحت کشور سیر صعودی به خود می‌گیرد؛ ولی در دوره چهارم (۲۰۰۵-۲۰۱۵) یک تغییر کاهشی با $۴۳/۴۴ \text{ KM}^2$ (۸۰۲۲۳۶ KM^2) درصد مساحت کشور را به خود می‌گیرد (جدول ۶). با توجه به شکل ۸، الگوی خودهمبستگی فضایی به لحاظ روند تغییرات مشابه با الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت



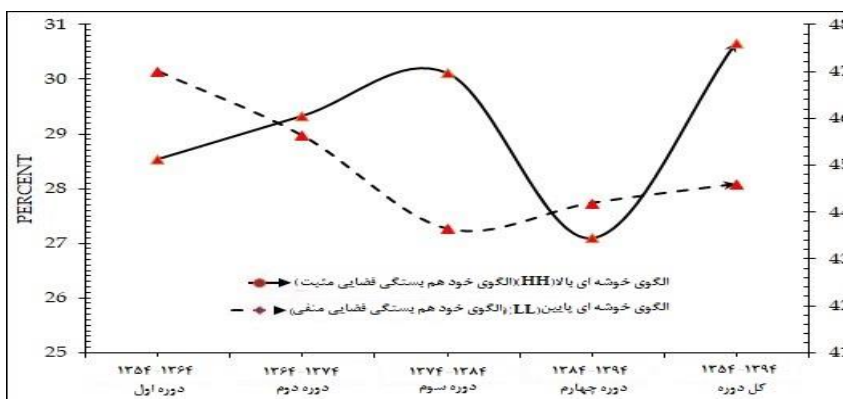
شکل ۶- شاخص موران محلی برای موج بلند زمین سالانه ایران (۱۳۹۴-۱۳۵۴)



شکل ۷- شاخص موران محلی موج بلند زمین به صورت دهه ای در ایران

جدول ۶: درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص موران محلی

نوع الگوی موج بلند خروجی زمین	دوره اول (۱۳۵۴-۱۳۶۴)	دوره دوم (۱۳۶۴-۱۳۷۴)	دوره سوم (۱۳۷۴-۱۳۸۴)	دوره چهارم (۱۳۸۴-۱۳۹۴)	کل دوره (۱۳۵۴-۱۳۹۴)
الگوی خوشه ای بالا (HH)	۲۴/۷۲	۲۸/۹۶	۲۷/۲۶	۲۷/۷۳	۲۸/۰۶
الگوی خوشه ای پایین (LL)	۴۵/۱۳	۴۶/۰۵	۴۶/۹۶	۴۳/۴۴	۴۷/۶۰
الگوی خوشه‌ای بالا در کنار الگوی خوشه ای پایین (LH)	-	-	-	-	-
الگوی خوشه ای پایین در کنار الگوی خوشه ای بالا (LH)	-	-	-	-	-
فاقد الگو	۳۰/۱۴	۲۸/۹۶	۲۵/۷۹	۲۷/۸۳	۲۴/۳۳



شکل ۸: الگوی خود همبستگی فضایی مثبت و منفی تابش موج بلند خروجی زمین طی دوره‌های مختلف

نتیجه گیری

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. مقادیر پایین OLR در عرض های بالا با ابر ارتباط دارد، به طوری که 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. از این رو، OLR شاخصی از مقدار ابر است. بارش، OLR و بودجه رطوبت اغلب به عنوان شاخص های همرفت و به ویژه برای بررسی ویژگی های عمیق زمانی و مکانی در مقیاس بزرگ فعالیت همرفتی استفاده می شود. محاسبات و تخمین های OLR یک مؤلفه کلیدی برای تشخیص استاندارد نوسانات مادن جولیان (MJO)، فازهای منفی و مثبت انسو

(ENSO)، نوسان اطلس شمالی (NAO) و همچنین برای مطالعه ارزیابی شاخص های آب و هوایی استفاده می شود. نتایج این مطالعه نشان داد که میانگین موج بلند زمین ایران $262/3 \text{ W/m}^2$ می باشد. بیشترین میانگین موج بلند زمین مربوط به عرض های پائین تر از 30° درجه شمالی به ویژه نواحی جنوب و جنوب شرق کشور می باشد. با این وجود مشاهده شد که بیش از نیمی از مساحت کشور میانگین موج بلند زمین آن بیشتر از میانگین می باشد. کمترین میانگین تابش موج بلند خروجی زمین به صورت کمربندی از نواحی شمال شرق تا شمال غرب کشور دیده شد، اما کمینه هسته آن در شمال غرب و شمال شرق است. کمترین ضریب تغییرات مکانی روزانه موج بلند زمین ایران در کرانه های ساحلی جنوب شرقی و جنوب کشور و بخش های از نواحی مرکزی و شرق کشور دیده می شود. بنابراین به سمت عرض های جغرافیایی بالاتر از میانگین موج بلند زمین کاسته و ضریب تغییرات مکانی افزایش پیدا می کند. توزیع فضایی روند تغییرات زمانی و مکانی تابشی موج بلند

خودهمبستگی فضایی منفی از دوره دوم به بعد سیر نزولی به خود می‌گیرد، این درحالی است که الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت (الگوی خوشه‌ای بالا) از دوره سوم به بعد سیر نزولی به خود می‌گیرد. با این همه، در کل دوره الگوی خودهمبستگی فضایی منفی به سمت دوره‌های اخیر سیر نزولی و همچنین الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت با ۰/۷۵ درصد سیر صعودی به خود می‌گیرند. این نتایج با بخش‌هایی از مطالعه مسعودیان در رابطه با زاویه تابش خورشید نسبت به عرضهای جغرافیایی (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۹)، و در رابطه با مقدار رطوبت (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۹)، و الگوهای دمای حداکثر که بصورت جزیره‌ای در جنوب شرق، جنوب، جنوب غرب و تا نواحی مرکزی ایران مکان‌گزینی کرده است (علی‌آبادی، ۱۳۹۴: ۱۰۲) این دمای بیشتر در مناطق مذکور از خود موج الکترومغناطیسی آزاد می‌کند که باعث افزایش موج بلند خروجی زمین می‌شود (Ostlie et al, 2017) و همچنین با افزایش گردوغبار در نواحی غربی که منجر به محصور شدن تابش موج بلند خروجی در بخش زیرین جو و همچنین جلوگیری از خروج و انتقال آن به بخش‌های بالاتر جو می‌شود که چنین شرایطی افزایش تابش موج بلند را در سطح زمین منجر شده است (زرین، ۱۳۹۶: ۱۳۲)، مطابقت دارد.

منابع

1. Alijani Bohloul (2008). Effect of Zagros mountain on the spatial distribution of precipitation, Journal of mountain science, 5.
2. 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.
3. Charney, J. G., (1975), Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101:193-202.
4. Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD (2002) Evidence for strengthening of

خروجی سالانه ایران در اکثر مساحت ایران دارای روند افزایشی بوده است. شدیدترین شیب روند افزایشی (به طور متوسط بین ۰/۸۱۲۱ تا ۰/۶۲۹۶ وات بر مترمربع) در نیمه کمربند جنوبی ایران یعنی کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان است. جهت تحلیل دقیق‌تر تغییرات زمانی و مکانی تابش موج بلند خروجی ایران به ۴ دوره ۱۰ سال (۱۳۹۴-۱۳۵۳) تقسیم شد؛ که در طی دوره اول کل مساحت کشور دارای روند افزایشی عدم معنی داری بوده است. و البته در دوره دوم برعکس دوره اول، بیشتر مساحت کشور از روند کاهشی برخوردار بوده است؛ به طوری که نواحی که در دوره اول از روند افزایشی برخوردار بوده در دوره دوم دارای روند کاهشی بوده است. و همچنین در دوره سوم باز هم برعکس دوره دوم اکثر مساحت کشور از روند افزایشی و به لحاظ آماری عدم معنی‌دار بوده است. البته در دوره چهارم تابش موج بلند سطح زمین در سراسر محدوده جنوب شرق ایران از روند افزایشی و به لحاظ آماری عدم معنی‌دار برخوردار بوده است، که ۳/۱۴ درصد مساحت کشور را شامل می‌شود؛ اما به طور کلی در دوره چهارم ۹۶/۸۶ درصد مساحت کشور دارای روند کاهشی برخوردار بوده است که ۵۰/۳۲ درصد آن از لحاظ آماری معنی‌دار بوده است، و ۴۳/۵۳ درصد دیگر به لحاظ آماری روند کاهشی غیر معنادار می‌باشد. این موضوع نشان می‌دهد که هر ۴ دوره ۱۰ ساله، نسبت بهم، روند عکس را در خروجی موج بلند زمین در ایران داشته است. نتایج توزیع فضایی شاخص موران (Moran) محلی نشان داد که تابش موج بلند خروجی ایران در جنوب شرق، جنوب (کرانه‌های ساحلی خلیج فارس و دریای عمان) و به طور پراکنده در غرب و شرق، از الگوی خوشه‌ای بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) با ۴۷/۶۰ درصد (۷۹۱۳۹۳.۰۱ KM) مساحت کشور را شامل می‌شود. مناطق الگوی خوشه‌ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می‌شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه زاگرس کشور را شامل می‌شود. الگوی خودهمبستگی فضایی به لحاظ روند تغییرات مشابه با الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت دارد با این تفاوت که الگوی

- of delta-four stream spherical harmonic expansion approximation for infrared radiative transfer parameterization, *Infrared Physics and Technology*, vol. 78, pp. 254–262.
11. Kouskyve, (1988). Pentad outgoing longwave radiation nclimatology for the South American sector. *Rev. Brasileira de Meteorologia*,3:217–231.
 12. 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.
 13. Liebmann, B., and 5Co-authors, 1998, A Comparison of Rainfall, Outgoing Longwave Radiation, and Divergence over the Amazon Basin, *J. Climate*, 11, 2898-2909.
 14. 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.
 15. Ostlie Dale A. Carroll Bradley W (2017), *An Introduction to Modern Astrophysics*, Cambridge University Press; 2 edition.
 16. Remote Sens., Steven Dewitte., Nicolas Clerbaux (2018). Decadal Changes of Earth's Outgoing Longwave Radiation.,vol 10., pp: 1539; <https://doi.org/10.3390/rs10101539>.
 17. Taylor, Patrik C (2012). Tropical Outgoing Longwave Radiation and Longwave Cloud Forcing Diurnal Cycles from Ceres. *Journal of The Atmospheric Science*. Vol 69. pp: 3652-3669.
 - the tropical general circulation in the 1990s. *Science* 295:838–841. doi:10.1126/science.1065835.
 5. 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.*, vol 4, pp: 1419–1425.
 - E. S. Lim, C. J. Wong, K. Abdullah, W. K. Poon (2011), Relationship Between Outgoing Longwave Radiation and Rainfall in South East Asia by Using NOAA and TRMM Satellite. *Colloquium on Humanities, Science and Engineering Research*. pp 785-795.
 6. 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*,vol. 192,pp.1–13.
 7. 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*, vol.74, no.2, pp. 419–430.
 8. FERREIRA NJ & GURGEL H de C. (2002). Variabilidade dos ciclos annual e interanual da radiac,~ao de ondas longas emergentes sobreaAm´ericado Sulevizinhanc,as. *Rev. Brasileira de Engenharia Agr´icola e Ambiental*,6: 440–444.
 9. Illian, J., Penttinen, A., Stoyan, H., Stoyan, D. (2008). *Statistical Analysis and Modelling of Spatial Piont Patterns*. Chichester: John Wiley and Sons.
 10. K. Wu, F. Zhang, J. Min, Q.-R. Yu, X.-Y. Wang, and L. Ma, (2016), Adding method

19. 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.
20. 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.
21. Wielicki BA, Wong T, Allan RP, Slingo A, Kiehl JT, Soden BJ, Gordon CT, Miller AJ, Yang SK,.
18. Waagepetersenand, R., Schweder, T. (2006). Likelihood-based inference for clustered line transect data. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics*. 11: 264-279.