نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیستم، شماره ۵۸، پاییز ۹۹

بررسی روند بلند مدت تغییرات زمانی-مکانی دمای سطح دریای عمان

دریافت مقاله: ۹۷/۶/۳۱ **پذیرش نهایی**: ۹۸/۱/۲۷

صفحات: ۲۱۷-۱۹۹

علی بحری: کارشناس ارشد علوم محیط زیست، زنجان، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
Email: ali.bahri@znu.ac.ir
یونس خسروی: استادیار گروه علوم محیط زیست، زنجان، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران[1]
Email: Khosravi@znu.ac.ir

چکیده

دمای سطح دریا (SST) طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان با استفاده از تحلیل‌های روند و تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی موران جهانی و موران محلی در این مقاله مورد بررسی قرار گرفت. در تحلیل روند از آزمون من-کندال جهت شناسایی روند تغییرات SST و از روش Sen's Estimator جهت بررسی شیب تغییرات رخ‌داده استفاده شد. با استفاده از این روش‌ها مشخص شد که در بازه زمانی ماهانه، ماه‌های ژانویه، فوریه و دسامبر فاقد روند صعودی معنادار در مقادیر SST بودند و فقط بخش‌هایی از تنگه هرمز با روند نزولی معنادار همراه بوده است. از طرفی در ماه مارس هیچ‌گونه روند نزولی معنادار رخ نداده و در بخش جنوبی دریای عمان روند صعودی در مقادیر SST دیده شد. سایر ماه‌های سال نیز دارای روند صعودی و نزولی معنادار در بخش‌های مختلف دریای عمان بودند که در این بین ماه اکتبر دارای بیشترین پهنه‌ی روند صعودی بود. در بازه زمانی سالانه نیز مشخص شد که بخش‌های جنوبی دریای عمان دارای روندی صعودی در مقادیر SST و بخش‌های غربی دارای روندی نزولی بوده‌اند. شیب تغییرات رخ‌داده با مقدار زیاد (مثبت و منفی) نیز منطبق بر بخش‌های دارای روند صعودی و نزولی معنادار بود. نتایج تحلیل موران جهانی برای بازه سالانه، حاکی از روند صعودی مقادیر خودهمبستگی و الگوی خوشه‌ای داده‌های SST با گذشت زمان بود که با استفاده از تحلیل موران محلی مشخص شد که خوشه‌های گرم SST در دریای عمان نسبت به خوشه‌های سرد در حال افزایش هستند. با توجه به نتایج تحلیل روند و تحلیل‌های خودهمبستگی مشخص شد که مقادیر SST طی ۳۰ سال موردمطالعه در بخش‌های مختلف دریای عمان روندی افزایشی داشته‌اند.

کلید واژگان: دمای سطح دریا (SST)، تحلیل روند، آزمون من-کندال، تحلیل خودهمبستگی فضایی، دریای عمان

۱. **نویسنده مسئول**: زنجان، کیلومتر ۵ زنجان- میانه، دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه علوم محیط زیست

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

مقدمه

دمای سطح دریا (Sea Surface Temperature. SST)، به دمای آب در اعماق یک یا دو متر از سطح دریا اطلاق می‌شود (اسفندیارنژاد و همکاران،۵:۱۳۸۵). دمای سطح دریا به‌عنوان ویژگی فیزیکی مهم در اقیانوس‌های جهان به شمار می‌رود که به‌طور کلی وابسته به عرض‌های جغرافیایی است، به‌گونه‌ای که گرم‌ترین آب‌ها در نواحی استوایی و سردترین آن‌ها در قطب‌ها یافت می‌شود. زمانی که اقیانوس‌ها گرمای بیشتری را جذب کنند، دمای سطح آب افزایش یافته و الگوی چرخش اقیانوس‌ها که آب‌های سرد و گرم را در سراسر جهان جابه‌جا می‌کنند، دچار تغییر می‌شود (ای‌پی‌ای[1]، ۲۰۱۶). تغییرات دمای سطح دریا می‌تواند اثرات متعددی را بر محیط‌های دریایی وارد کند، یکی از مهم‌ترین اثرات تغییرات SST در بلندمدت کاهش الگوی چرخش اقیانوس‌ها است که مواد مغذی را از اعماق به سطح دریا آورده و اکسیژن محلول را از سطح به عمق می‌برد (دسیر و همکاران، ۲۱۷۲:۲۰۱۵). همچنین به دلیل برهمکنش جو و اقیانوس، SST می‌تواند اثرات شدیدی را بر اقلیم جهانی وارد کند، برای مثال افزایش دمای سطحی دریا موجب افزایش مقدار بخار آب موجود روی اقیانوس‌ها می‌شود. این بخار آب سیستم‌های آب و هوایی را تغذیه کرده و موجب بارش‌های سنگین برف و باران در سراسر جهان می‌گردد. علاوه بر این SST می‌تواند مسیرهای طوفان را نیز تغییر دهد و به شکل بالقوه موجب افزایش خشکسالی در برخی مناطق شود (آی‌پی‌سی‌سی[2]، ۲۰۱۳). در طی سه دهه اخیر، SST بیش از هر زمان دیگری افزایش یافته است. تغییرات SST در مناطق مختلف متفاوت‌اند، به‌گونه‌ای که بیشتر نواحی اقیانوس‌ها افزایش دما را داشته و فقط بخش‌های اندکی همچون قسمت‌هایی از اقیانوس اطلس شمالی با کاهش دما روبه‌رو بوده است (امانوئل، ۶۸۷:۲۰۰۵). لذا پایش و اندازه‌گیری تغییرات SST در مقیاس جهانی و در درازمدت به دلیل نقش مهم آن در مطالعه تغییرات توازن حرارتی که منتج از دخالت بشر در طبیعت بوده و همچنین به علت اثرات این پارامتر بر ترکیب گازهای موجود در جو از اهمیت خاصی برخوردار است(نیوز و همکاران، ۲۳:۲۰۰۷). با مروری بر مطالعات پیشین مشخص شد که از روش‌های پایش و اندازه‌گیری تغییرات SST نظیر آزمون من-کندال و روش‌های آمار فضایی نظیر خودهمبستگی‌های فضایی موران که در این تحقیق نیز از آن‌ها بهره گرفته شده است، در بررسی پارامترهای دریایی و اقلیمی همچون؛ دما و بارش (یانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسفاو و همکاران، ۲۰۱۷؛ جاوری، ۲۰۱۷)، فشار بخار آب (خسروی و همکاران، ۱۳۹۵)، سرعت باد (رحمان، ۲۰۱۳) و غلظت کلروفیل a (فو و همکاران، ۲۰۱۷) استفاده شده است. در مطالعه‌ای تاکشیگه و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی روند بلندمدت دمای سطح دریا در خلیج Omura با استفاده از داده‌های تعادل دمایی روزانه، مستخرج از آزمایشگاه تحقیقات بندری (National Pearl Research Laboratory) در بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۵۵-۱۹۹۵) پرداختند. ایشان در مطالعه خود پی بردند که در مدت دوره گرمایی(از مارس تا اوت) دمای سطحی تمایل به کاهش داشته است. رانا و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی دمای سطح دریای سیاه در سواحل پاکستان و تأثیر سیکلون‌های حاره‌ای بر آن پرداختند. بر اساس نتایج این تحقیق مشخص گردید، دمای سطح دریا در مناطق عمیق و نواحی ساحلی به ترتیب ۰٫۶۵ و ۰٫۸۶ درجه

1 . EPA
2 . IPCC

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین مشخص گردید که در زمان رخداد سیکلون‌های حاره‌ای، دما سطح دریا به ۳۰ درجه سانتی‌گراد رسیده و پس از آن روند کاهشی داشته است. در پژوهشی دیگر کسال و لاوندر (۲۰۱۷) به مطالعه تغییرات زمانی-مکانی SST در بازه زمانی ۳۴ ساله طی سال‌های (۱۹۸۲-۲۰۱۵) در آب‌های ایرلند با استفاده از داده‌های سنجنده AVHRR پرداختند. تحلیل‌های اقلیمی آن‌ها نشان داد که گرادیان تغییرات SST وابسته به عرض جغرافیایی است، چرا که آب‌های گرم‌تر در جنوب و آب‌های سردتر در شمال منطقه دیده شده است. در پژوهشی داخلی، حسن‌زاده و همکاران (۱۳۸۴) به بررسی تغییرات دمای سطح آب‌های خلیج فارس و تأثیر آن بر آب‌وهوای مناطق ساحلی طی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۰ میلادی پرداختند. این پژوهشگران متوجه شدند که در فصل زمستان، آبی با دمای سطحی در حدود ۲۳/۵ درجه سلسیوس وارد خلیج شده و پس از شارش در قسمت شمالی منطقه، در قسمت انتهایی خلیج فارس دمای آن تا حدود ۱۹/۱ درجه سلسیوس کاهش پیدا کرده است. خسروی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی تأثیرگذاری دمای سطح دریای عمان در فصول چهارگانه سال بر بارندگی فصول پاییز و زمستان سواحل شمالی پرداخته‌اند. ایشان نتیجه گرفتند وقوع شرایط گرم در دمای سطح آب دریای عمان در فصل بهار با کاهش بارندگی در فصول پاییز و زمستان همراه بوده است. همچنین بارندگی‌های زمستانه هم زمان با ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریا در تابستان چشمگیرتر بوده‌اند. در مطالعه‌ای دیگر ناظم‌السادات و همکاران (۱۳۹۳)، به واکاوی روند دمای سطح آب دریا در قسمت‌های شمال غربی اقیانوس هند (دریای عرب، دریای عمان و خلیج فارس) در بازه زمانی ۶۰ ساله (۱۹۵۰-۲۰۰۹) پرداخته‌اند. ایشان دریافتند که در تمامی فصول سال، داده‌های SST دارای روند صعودی معنادار در اکثر بخش‌های پهنه شمال غربی اقیانوس هند بوده است، به‌گونه‌ای که دما به‌طور متوسط نزدیک به ۰/۶۱ درجه سلسیوس افزایش داشته است. در پژوهش دیگر، شجاع و همکاران (۱۳۹۷) به واکاوی اثر دمای سطح دریای عرب و عمان بر فعالیت چرخندهای حاره‌ای و رطوبت نواحی ساحلی جنوب شرقی ایران پرداختند و دریافتند که بالاترین مقادیر دمای دریای عمان مربوط به ماه ژوئن بوده و همبستگی مثبتی بین SST و باد سطحی قبل از وقوع چرخند وجود دارد. همچنین تغییرات رطوبت نسبی و دمای نقطه شبنم چابهار و جاسک در ماههای جولای، آگوست و سپتامبر از SST تبعیت کرده و دارای روند افزایشی بوده‌اند.

با بررسی پژوهش‌های صورت گرفته در ارتباط با دمای سطح دریا، خلل تحلیل خودهمبستگی فضایی این عنصر مهم، به خوبی احساس می‌شود که می‌توان این موضوع را از نوآوری‌های این پژوهش در نظر گرفت. لذا با توجه به اهمیت‌های یاد شده درباره مطالعه SST، پژوهش حاضر با هدف بررسی تغییرات بلند مدت دمای سطح دریای عمان طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ با استفاده از تحلیل‌های روند و تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی صورت پذیرفته است.

روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه

دریای عمان با شکل مثلثی بین کشورهای ایران، عمان و پاکستان قرار دارد، بخش کوچکی از کشور امارات نیز به این دریا راه پیدا می‌کند. حداکثر طول آن از شمال غرب تا جنوب شرق ۹۵۰ کیلومتر و حداکثر پهنای آن از شمال شرق به جنوب غرب حدود۳۴۰ کیلومتر است (رضایی‌آسیابر، ۱۳۹۴). دریای عمان در مختصات ۲۲ تا

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

۲۷ درجه عرض شمالی و ۵۶ تا ۶۱ درجه طول شرقی واقع شده است (پایونتکوسکی و چیفینگ، ۵۷:۲۰۱۴). شکل(۱) به‌خوبی موقعیت این پهنه آبی را بر روی نقشه نشان می‌دهد. حداکثر دمای سطح آب در مردادماه به ۳۲ درجه و حداقل دمای آن در دی‌ماه به ۱۹/۸درجه سلسیوس می‌رسد (صفرقلی و همکاران، ۱۳۹۴). تبادل آب در این دریا عموماً از سه طریق صورت می‌پذیرد، بدین صورت که آب‌های سطحی و با شوری کمتر اقیانوس هند از قسمت‌های شمالی دریای عمان به آن راه می‌یابند، از طرفی آب‌های با شوری و چگالی بالای خلیج فارس از بستر تنگه هرمز وارد قسمت جنوبی این دریا می‌شوند، آب‌های با شوری ملایم‌تر خلیج فارس نیز در قسمت‌های سطحی جنوب دریای عمان جریان می‌یابند (جان و همکاران، ۳۲:۱۹۹۹؛ یائو و جان، ۱۷:۲۰۱۰).

شکل(۱). موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

روش پژوهش

داده‌های ماهواره‌ای SST مورد نیاز برای پژوهش حاضر، از سری داده‌های ERA-Interim موجود در پایگاه داده‌ی مرکز اروپائی پیش‌بینی‌های میان برد آب‌وهوا (ECMWF) می‌باشد که دارای دقت مکانی °۰,۱۲۵ (حدوداً ۱۰ کیلومتر) بوده و برای سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ میلادی دریافت گردید. از آنجایی‌که برای بررسی روند تغییرات SST، دو بازه زمانی ماهانه و سالانه انتخاب شده است، داده‌های ماهواره‌ای مورد نظر با فرمت Netcdf توسط نرم‌افزار ArcMap 10.2 به لایه‌های رستری تبدیل شدند. پس از انجام تنظیمات مورد نیاز بر روی فایل‌های اکسل، این فایل‌ها جهت انجام تحلیل‌های روند به نرم‌افزار متلب معرفی شدند. در ادامه، برای بررسی الگوی خودهمبستگی فضایی دمای سطح دریا، همانند تحلیل روند فایل‌های Netcdf از پایگاه ECMWF، با همان دقت مکانی و بازه زمانی تهیه شد. این داده‌ها به همان شکلی که در بالا ذکر شد در

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

نرم‌افزار ArcMap به لایه‌های رستری و در نهایت نقطه‌ای تبدیل شدند و در آخر داده‌های نقطه‌ای که در دو مقیاس زمانی سالانه و دهه‌ای تهیه شده بود، جهت انجام تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی جهانی (موران جهانی) و خودهمبستگی فضایی محلی (موران محلی) به نرم‌افزارهای ArcMap 10.2 و Geoda وارد گردید. لازم به ذکر است که ECMWF با داده‌گواری از ایستگاه‌های هواشناسی سراسر کره زمین، داده‌های به‌دست آمده از ماهواره‌های هواشناسی، داده‌های به‌دست آمده از خطوط هواپیمایی و کشتیرانی بین‌المللی در مدل‌های جفت شده جوی-اقیانوسی به پیش‌بینی حرکت‌های جوی و اقیانوسی در طی زمان می‌پردازد.

جهت تعیین روند در سری داده‌های SST در این پژوهش، از آزمون من-کندال استفاده شد. این آزمون ابتدا توسط من (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) بسط و توسعه یافت. این آزمون یکی از رایج‌ترین تکنیک‌های ناپارامتری تبیین روند در سری داده‌های هیدرولوژیکی و آب و هواشناسی در نظر گرفته می‌شود. از نقاط قوت این آزمون، تأثیرپذیری اندک از مقادیر حدی و مناسب بودن برای سری داده‌هایی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند، می‌باشد (خسروی و همکاران، ۲۴۳:۱۳۹۵). هدف از آزمون من-کندال پاسخ به سه سؤال اساسی است: ۱- آیا در سری داده‌ها تغییرات وجود دارد یا نه؟ ۲- آیا تغییرات معنی‌دار است یا نه؟ و ۳- آیا تغییرات دارای روند است یا نه؟ به منظور تعیین مقدار شیب روند از روش سنس استیمیتور که توسط سن (۱۹۶۸) ارائه شده است بهره گرفته شده. از مزایای این روش، قابلیت استفاده آن در زمان وجود داده‌های گمشده است (بوزا و همکاران، ۲۳۰:۲۰۰۸). فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد. پذیرش فرض یک و یا به‌عبارت دیگر رد فرض صفر، دال بر وجود روند در سری زمانی داده-ها می‌باشد. اساس این روش بر محاسبه یک شیب میانه برای سری زمانی و قضاوت کردن در مورد معناداری شیب به دست آمده در سطوح اعتماد مختلف استوار است. برای مطالعه بیشتر در مورد چگونگی محاسبه دو آزمون من-کندال و سنس استیمیتور به مطالعه خسروی و همکاران (۲۴۳:۱۳۹۵) مراجعه شود.

پس از بررسی روند و چگونگی شیب تغییرات روند، از تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی موران برای تعیین نوع الگوی حاکم بر تغییرات فضایی SST و بررسی وضعیت خودهمبستگی فضایی داده‌ها در دریای عمان استفاده شد. تعیین درجه پراکندگی و یا خوشه‌ای بودن عوارض در فضا با استفاده از آماره خودهمبستگی فضایی سراسری - موران جهانی امکان‌پذیر است. در واقع این آماره با هدف توصیف ویژگی‌های فضایی یک متغیر در کل ناحیه به کار برده می‌شود و با استفاده از آن می‌توان میانگین تفاوت فضایی بین تمام سلول‌های فضایی و سلول‌های مجاور آن‌ها را شناسایی کرد (صادقی‌نیا و همکاران، ۷۴:۱۳۹۲). در آماره موران جهانی علاوه بر توجه به نحوه چیدمان عوارض، به خصایص عوارض هم توجه می‌شود و وضعیت خودهمبستگی فضایی با توجه به موقعیت مکانی و ارزش‌های درونی عوارض بررسی می‌گردد. آماره خودهمبستگی فضایی موران جهانی از رابطه(۱) محاسبه می‌شود (انسلین، ۳۴:۱۹۹۲):

$$I = \frac{n}{s_0}\frac{\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_{i,j} z_i z_j}{\sum_{i=1}^{n} z_i^2}$$ رابطه(۱)

در رابطه(۱) n تعداد مشاهدات، Z_i تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن $(X_i - \bar{X})$، $W_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i وj که محدوده تأثیر وابستگی ساختار فضایی را نشان می‌دهد و بر اساس ارتباط هم‌جواری

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

(همسایگی) تعیین می‌شود و S_o جمع کل وزن‌های فضایی است که از رابطه (۲) محاسبه می‌شود (انسلین، ۳۴:۱۹۹۲):

رابطه(۲)

$$S_0 = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} w_{i,j}$$

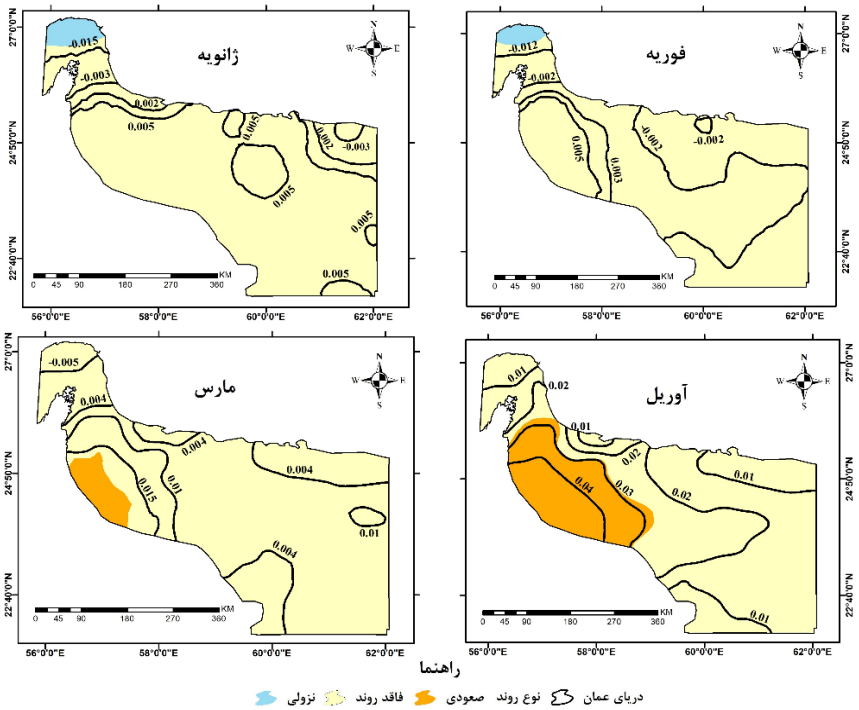
آماره‌ی موران جهانی عددی را به‌دست می‌آورد که با استفاده از آن می‌توان درجه پراکندگی یا خوشه‌بندی عوارض و یا داده‌های فضایی را در فضا اندازه‌گیری کرد (لوین، ۳۸۵:۱۹۹۶). اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد مثبت یک باشد داده‌ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای بوده و اگر مقدار شاخص موران نزدیک به عدد منفی یک باشد، آنگاه داده‌ها از هم‌گسسته و پراکنده می‌باشند. در مورد این ابزار فرضیه صفر آن است که هیچ نوع خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر خصیصه مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. حال زمانی‌که مقدار p-value بسیار کوچک و مقدار Z محاسبه شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد، آنگاه می‌توان فرضیه صفر را رد کرد (عسگری، ۶۱:۱۳۹۰). جهت نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا از آماره انسلین موران محلی (Anselin Local Moran's I) استفاده شد. با در اختیار داشتن عوارض مکانی وزن‌دهی شده و به کمک این آماره می‌توان نقاط با مقادیر کم یا زیاد که به‌طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند و یا مقادیر با تفاوت ارزشی بالا (ناخوشه‌ها) را نمایش داد. آماره انسلین موران محلی به تبیین الگوی ارتباط فضایی یک پارامتر مکانی در محدوده همسایگی می‌پردازد. در این تحلیل اگر مقدار آماره مثبت و معنادار باشد بیانگر این است که سلول‌های موجود توسط سلول‌های مشابه خود محاصره شده‌اند. از طرفی مقادیر مثبت نشان‌دهنده این است که عارضه مورد نظر با مقادیر مشخص توسط سلول‌هایی با مقادیر مشابه همان سلول‌ها احاطه شده‌اند که عوارض بالا-بالا (High-High) یا پایین-پایین (Low-Low) که نشان دهنده خوشه (Cluster) هستند، گفته می‌شود. از طرف دیگر مقادیر منفی و معنی‌دار آماره بیانگر آن است که عارضه مورد نظر توسط عوارضی که از لحاظ ارزشی اصلاً مشابهتی با یکدیگر ندارند احاطه شده است که بالا-پایین (High-Low) یا پایین-بالا (Low-High) یا همگی ناخوشه (Outlier) گفته می‌شود.

نتایج

در پژوهش حاضر روند تغییرات SST و شیب این تغییرات در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۵) در دریای عمان با استفاده از آزمون‌های من-کندال و سنس استیمیتور در دو مقیاس زمانی ماهانه و سالانه مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج حاصل از این دو آزمون برای بازه زمانی ماهانه در شکل‌های ۲ تا ۴ قابل مشاهده است. شکل(۲) روند و شیب تغییرات SST را برای چهار ماهه‌ی اول سال یعنی ژانویه، فوریه، مارس و آوریل نشان می‌دهد. بر اساس این شکل در ماه ژانویه طی ۳۰ سال موردمطالعه روندی صعودی در مقادیر SST دیده نشده است و فقط بخشی از قسمت‌های شمالی تنگه هرمز با روند نزولی در مقادیر SST همراه بوده است. در این ماه شیب تغییرات نزولی با مقدار ۰/۰۱۵- بر قسمتی که دارای روند نزولی بوده است، انطباق دارد. در سایر بخش‌های دریای عمان شیب‌های تغییرات صعودی و نزولی با مقادیر اندک نیز قابل مشاهده‌اند. در ماه فوریه نیز همانند ماه ژانویه مقادیر SST در بخش شمالی تنگه هرمز روندی نزولی با شیب تغییرات ۰/۰۱۲- داشته

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

است، و در این ماه نیز روندی صعودی در مقادیر SST گزارش نشده است. در این ماه شیب‌های تغییرات نزولی (منفی) با مقادیر اندک به نسبت ماه قبل در بخش‌های بیشتری از منطقه دیده می‌شوند. برای ماه مارس شرایط متفاوتی نسبت به دو ماه قبل دیده می‌شود، به‌گونه‌ای که در این ماه بخش‌هایی از قسمت جنوبی دریای عمان با روند صعودی در مقادیر SST مواجه بوده‌اند و شیب تغییرات صعودی (مثبت) ۰/۰۱۵+ بر قسمت‌های دارای روند صعودی منطبق است. در این ماه اکثر مناطق دریای عمان دارای شیب تغییرات صعودی هستند و فقط قسمت شمالی تنگه هرمز دارای شیب تغییرات نزولی با مقدار اندک است. در ماه آوریل بخش بیشتری از قسمت جنوبی دریای عمان دارای روند صعودی در مقادیر SST است و در این پهنه روند صعودی از امتداد سواحل کشور عمان تا بخش‌هایی از سواحل ایرانی کشیده شده‌اند. در این ماه هیچ‌گونه شیب تغییرات نزولی دیده نمی‌شود و تمامی بخش‌های دریای عمان دارای شیب تغییرات صعودی SST هستند. در این بین، قسمت مرکزی و جنوبی دریا که دارای روند صعودی بودند، شیب تغییرات بالا و به میزان ۰/۰۳+ و ۰/۰۴+ را تجربه کرده‌اند.

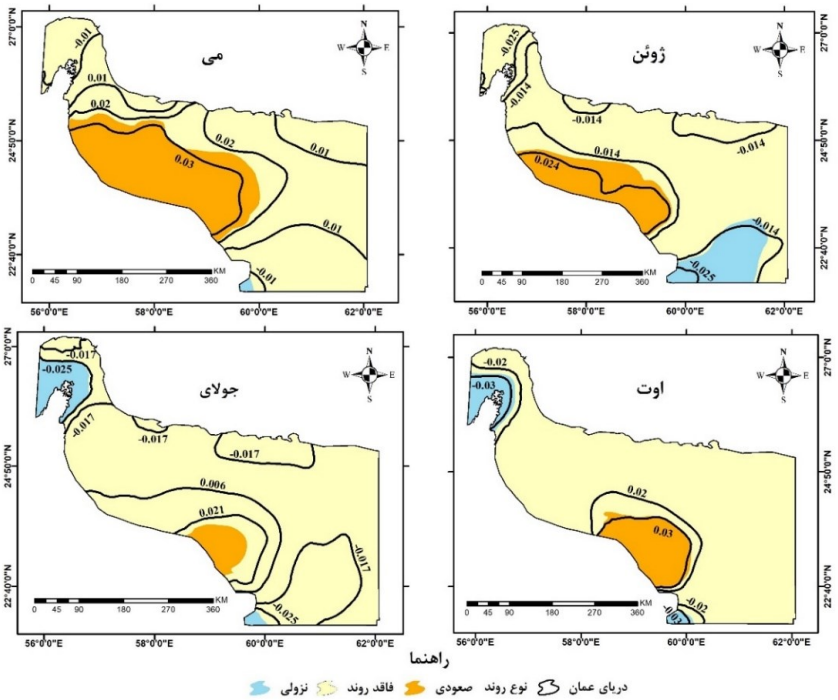


شکل(۲). نقشه روند و شیب تغییرات ماهانه SST در دریای عمان برای چهار ماهه اول سال

شکل(۳) روند و شیب تغییرات مقادیر SST را برای چهار ماهه دوم سال نشان می‌دهد. طبق این شکل در ماه می همانند ماه آوریل بخش‌های جنوبی دریای عمان روندی صعودی در مقادیر SST را به نمایش گذاشته‌اند، با این تفاوت که پهنه دارای روند صعودی به سمت جنوب شرق منطقه کشیده شده و بر مقدار آن نیز افزوده شده است، در این ماه شیب تغییرات صعودی با مقدار ۰/۰۳+ نیز منطبق بر بخش‌های دارای روند صعودی است. شیب تغییرات مثبت در این ماه، همانند ماه آوریل مقادیر نسبتاً بالایی را از خود نمایان می‌سازد. در ماه می

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

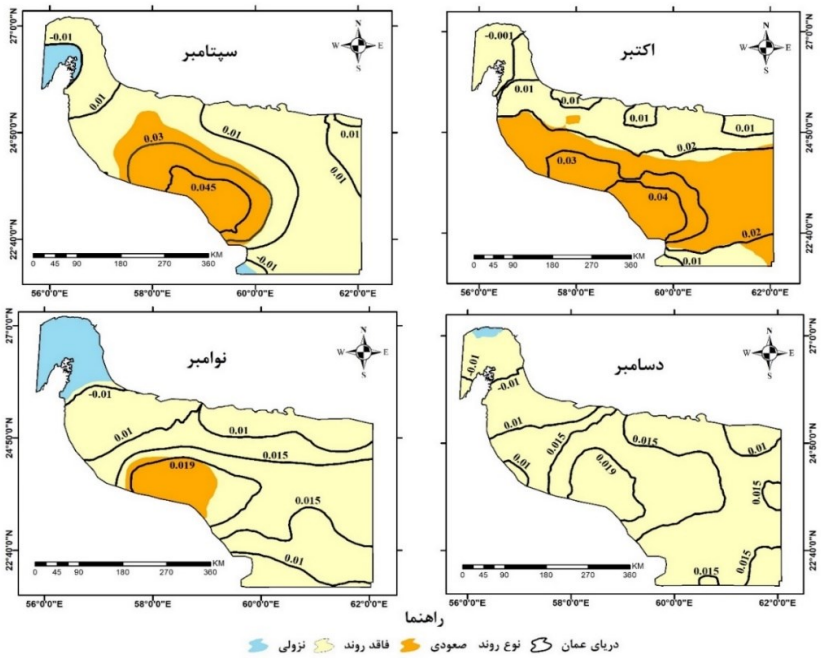
مقادیر اندکی روند نزولی در بخش جنوب شرقی دریای عمان و جنوب دماغه‌ی رأس الجدی مشاهده می‌شود. در این ناحیه شیب تغییرات نزولی SST، مقدار ۰/۰۲۵- را نمایش می‌دهد. شیب تغییرات نزولی با مقدار ۰/۰۱- نیز در قسمتی از تنگه هرمز شکل گرفته است. در ماه ژوئن، تنها قسمت جنوبی دریای عمان دارای روند صعودی در مقادیر SST با شیب تغییرات مثبت ۰/۰۱۴ و ۰/۰۲۴ می‌باشد. در این ماه روند نزولی SST در قسمت جنوب شرقی منطقه به‌خوبی قابل مشاهده است. شیب تغییرات نزولی در این ناحیه، مقادیر ۰/۰۱۴- و ۰/۰۲۵- را به نمایش گذاشته است. در مجموع در این ماه، SST در اکثر مناطق دریای عمان دارای شیب تغییرات منفی است و فقط قسمت جنوبی این دریا، در امتداد سواحل کشور عمان دارای شیب تغییرات مثبت است. در ماه جولای روند نزولی مقادیر SST در قسمت‌های جنوبی تنگه هرمز و دماغه رأس الحد دیده می‌شود که شیب تغییرات نزولی در این نواحی معادل با ۰/۰۲۵- است. روند صعودی در این ماه در قسمت شمالی دماغه رأس الحد با شیب تغییرات صعودی ۰/۰۲۱+ قابل مشاهده است. مقادیر SST در این ماه نیز همانند ماه ژوئن در اکثر مناطق شیب تغییرات منفی را نشان می‌دهند. ماه اوت از نظر روند تغییرات SST تا حدودی شبیه به ماه جولای است، به‌گونه‌ای که روند نزولی این پارامتر در قسمت‌های جنوبی تنگه هرمز و دماغه رأس الحد دیده می‌شود، با این تفاوت که بر مقدار شیب تغییرات نزولی SST در این نواحی افزوده شده و به عدد ۰/۰۳- رسیده است. روند صعودی مقادیر SST نیز در این ماه در قسمت شمالی دماغه رأس الحد قابل مشاهده است ولی پهنه‌ی دارای روند صعودی SST بزرگ‌تر شده و شیب تغییرات صعودی نیز در این ناحیه افزایش یافته و به عدد ۰/۰۳+ رسیده است.



شکل(۳). نقشه روند و شیب تغییرات ماهانه SST در دریای عمان برای چهار ماهه دوم سال

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

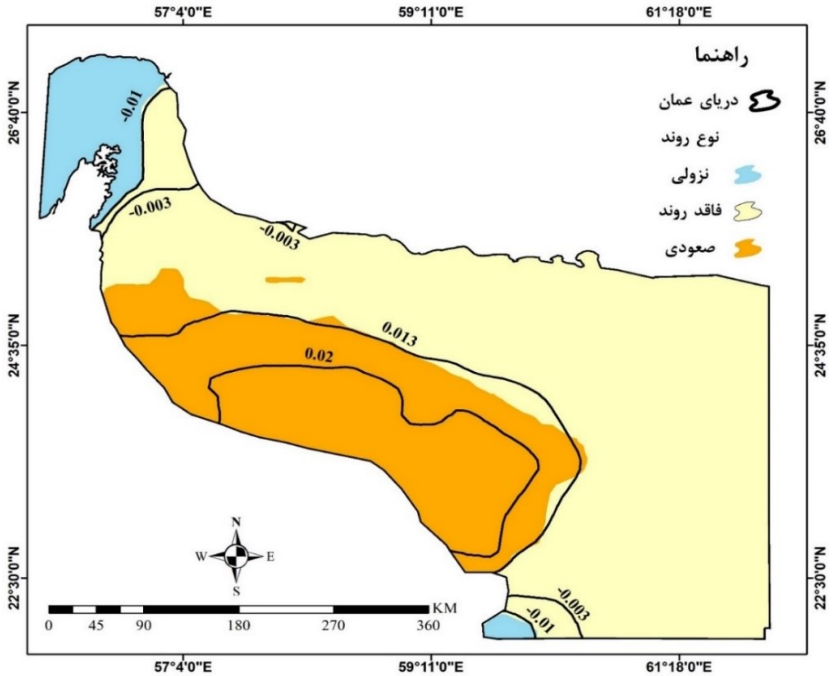
بر اساس شکل(۴) که روند و شیب تغییرات SST را برای چهار ماهه سوم سال نشان می‌دهد می‌توان مشاهده کرد که در ماه سپتامبر همانند دو ماه قبل روند نزولی مقادیر SST در قسمت جنوبی تنگه هرمز و دماغه رأس الحد با شیب تغییرات ۰/۰۱- شکل گرفته است؛ اما در این ماه به نسبت دو ماه قبلی، روند صعودی مقادیر SST در بخش‌های بیشتری از دریای عمان دیده می‌شود و پهنه‌های دارای روند صعودی از قسمت شمالی دماغه رأس الحد به سمت قسمت‌های مرکزی دریای عمان گسترش یافته‌اند. در این نواحی شیب تغییرات صعودی منطبق بر بخش‌های دارای روند صعودی است و مقادیر ۰/۰۳+ و ۰/۰۴۵+ را به نمایش می‌گذارد. در ماه اکتبر، روند SST دچار تغییرات قابل ملاحظه‌ای شده است، بدین‌صورت که مقادیر SST از شرق تا غرب دریای عمان دارای روندی صعودی‌اند و فقط در بخش‌های شمالی و جنوب شرقی منطقه، روندی دیده نمی‌شود. در این ماه شیب تغییرات صعودی SST که منطبق بر پهنه‌های دارای روند صعودی می‌باشند، مقادیر ۰/۰۲+، ۰/۰۳+ و ۰/۰۴+ را نشان می‌دهد. شیب تغییرات نزولی نیز در این ماه فقط در بخش‌هایی از تنگه هرمز دیده می‌شود اما در این ماه روند نزولی معناداری در مقادیر SST رخ نداده است. در ماه نوامبر شرایط بار دیگر دچار تغییر می‌شود و تمامی قسمت‌های تنگه هرمز و قسمت انتهایی دریای عمان (محل اتصال دریای عمان به تنگه هرمز) روند نزولی در مقادیر SST با شیب تغییرات ۰/۰۱- به نمایش می‌گذارند. روند صعودی مقادیر SST در این ماه نیز بار دیگر در قسمت جنوبی منطقه و با شیب تغییرات صعودی ۰/۰۱۹+ دیده می‌شود. در این ماه اکثر بخش‌های دریای عمان، شیب تغییرات صعودی (مثبت) را دارا می‌باشند. در ماه دسامبر، فقط بخش اندکی از قسمت شمالی تنگه هرمز دارای روند نزولی مقادیر SST با شیب تغییرات نزولی ۰/۰۱- است و سایر بخش‌های دریای عمان با روند نزولی یا صعودی معناداری همراه نیستند، اما شیب تغییرات SST برای این ماه در اکثر مناطق مقادیر مثبت را نشان می‌دهد.



شکل(۴). نقشه روند و شیب تغییرات ماهانه SST در دریای عمان برای چهار ماهه سوم سال

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

وضعیت تغییرات روند SST و شیب این تغییرات در بازه زمانی سالانه در شکل(۵) قابل مشاهده است. در این شکل می‌توان ملاحظه کرد که تمامی بخش‌های تنگه هرمز روندی نزولی در مقادیر SST دارا می‌باشند. علاوه بر این، بخش جنوبی دماغه رأس الحد نیز روندی نزولی در مقادیر SST را نشان می‌دهد. در هر دوی این مناطق شیب تغییرات نزولی با مقدار ۰/۰۱- قابل مشاهده است. روند صعودی مقادیر SST نیز در قسمت جنوبی دریای عمان و در امتداد سواحل کشور عمان تا دماغه رأس الحد دیده می‌شود. این نواحی، شیب تغییرات صعودی با مقادیر ۰/۰۱۳+ و ۰/۰۲+ را تجربه کرده‌اند. لازم به ذکر است که شیب تغییرات منفی با مقادیری ناچیز در امتداد سواحل جاسک و قسمت جنوبی دماغه رأس الحد نیز شکل گرفته است. در این پژوهش مشخص شد که روند افزایشی مقادیر SST بیشتر در بخش‌های جنوبی دریای عمان رخ داده است که با نتایج پژوهش رانا و همکاران (۲۰۱۴) که روند افزایشی دمای سطح دریای عرب در بخش‌های ساحلی را تأیید کرده‌اند، هم‌خوانی دارد. در این رابطه بر اساس مطالعات رانجها و همکاران(۱۹:۲۰۱۵) مشخص شده است که جت استریم‌های ساحلی سطوح پایینی در قسمت‌های جنوبی کشور عمان و روی دریای عرب شکل می‌گیرد، لذا یکی از دلایل احتمالی افزایش بیشتر دما در بخش‌های جنوبی دریای عمان می‌تواند اثر همین جت استریم‌های سطوح پایین باشد. این جت استریم‌ها، در واقع با گردشی که بر روی نواحی خشکی کشور عمان انجام می‌دهند، گرما را از نواحی خشکی به دریای عمان انتقال داده و باعث تبادل دما روی دریا می‌شوند.



شکل(۵). روند و شیب تغییرات متوسط سالانه SST در دریای عمان بین سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵

همان‌گونه که قبلاً نیز بیان شد، آماره موران جهانی (Moran's I) به بررسی وضعیت خودهمبستگی فضایی داده‌ها می‌پردازد و ضمن تعیین نوع خودهمبستگی، در مورد نوع الگوی توزیع فضایی حاکم بر داده‌ها،

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

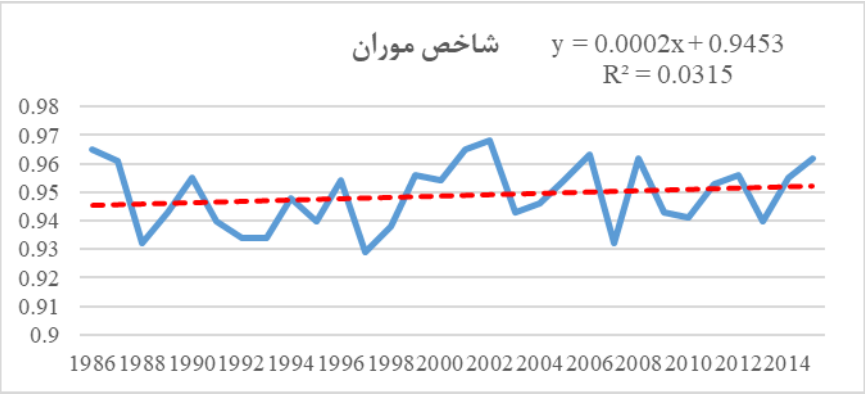
تصمیم‌گیری می‌کند؛ بنابراین در اینجا برای تعیین نوع توزیع فضایی حاکم بر داده‌های دمای سطح دریا ابتدا باید مشخص گردد که توزیع فضایی دمای سطحی در دریای عمان دارای خودهمبستگی فضایی هستند یا نه و این توزیع به چه صورت است. در این راستا آماره موران جهانی برای داده‌های SST در بازه زمانی سالانه و دهه‌ای محاسبه گردید. جدول(۱) و شکل(۶) وضعیت خودهمبستگی فضایی مقادیر دمای سطح دریا را در مقیاس زمانی سالانه و طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ میلادی نشان می‌دهد. با بررسی جدول(۱) و شکل(۶) مشخص می‌گردد که تغییرات مقادیر خودهمبستگی در طول دوره ۳۰ سال موردمطالعه (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵) دارای فراز و نشیب‌های بوده است، به‌گونه‌ای در سال ۱۹۸۶ مقدار شاخص موران عدد ۰/۹۶۵ را نشان می‌دهد اما این شاخص تا سال ۲۰۰۰ روندی نزولی به خود می‌گیرد و پس از آن، از سال ۲۰۰۱ دوباره روندی صعودی در مقادیر شاخص موران دیده می‌شود. در این بین، بیشترین مقدار شاخص موران در بین تمامی سال‌ها در سال ۲۰۰۲ ثبت شده است که عدد ۰/۹۶۸ را نشان می‌دهد. از این سال به بعد بار دیگر فراز و نشیب‌هایی در مقادیر شاخص موران مشاهده می‌شود، اما در یک بررسی کلی و طبق روندی که در شکل(۶) قابل ملاحظه است، این نتیجه حاصل می‌شود که مقادیر خودهمبستگی SST در بازه زمانی موردمطالعه یک شیب صعودی داشته و تمایل داده‌ها به تشکیل خوشه‌های فضایی افزایش یافته است، به‌گونه‌ای که در سال ۲۰۱۵ نیز مقدار این شاخص به عدد ۰/۹۶۲ رسیده است. لازم به ذکر است که برای تمامی سال‌ها مقدار p-value صفر بوده است؛ بنابراین با توجه به فرضیات محتمل (H_0 و H_1)، فرض صفر که مبنی بر عدم وجود ارتباط فضایی بین داده‌های SST در دریای عمان است، رد شده و فرض یک که بیانگر وجود خودهمبستگی بین این داده‌ها است مورد تأیید قرار می‌گیرد. نتایج تحلیل خودهمبستگی موران جهانی، نمره استاندارد Z و p-value برای سه دهه موردمطالعه در جدول(۲) قابل مشاهده است، بر اساس این جدول مقادیر شاخص موران در دهه اول کمترین مقدار را داشته است و سپس در دهه دوم برمقدار آن افزوده شده است. در دهه سوم مقدار شاخص موران نسبت به دهه دوم کاهش یافته است، اما در مقایسه با دهه اول مقدار بالاتری را نشان می‌دهد.

جدول(۱). مقادیر شاخص موران جهانی و نمره استاندارد Z داده‌های SST سالانه بین سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان

سال	شاخص موران	نمره استاندارد Z	سال	شاخص موران	نمره استاندارد Z
۱۹۸۶	۰/۹۶۵	۵۴/۶۴۳	۲۰۰۱	۰/۹۶۵	۵۴/۷۶۷
۱۹۸۷	۰/۹۶۱	۵۳/۷۶۱	۲۰۰۲	۰/۹۶۸	۵۴/۹۰۱
۱۹۸۸	۰/۹۳۲	۵۱/۲۴۱	۲۰۰۳	۰/۹۴۳	۵۲/۷۵۴
۱۹۸۹	۰/۹۴۳	۵۲/۰۱۱	۲۰۰۴	۰/۹۴۶	۵۲/۹۷۶
۱۹۹۰	۰/۹۵۵	۵۲/۸۷۶	۲۰۰۵	۰/۹۵۴	۵۳/۸۷۶
۱۹۹۱	۰/۹۴۰	۵۲/۰۲۲	۲۰۰۶	۰/۹۶۳	۵۳/۷۵۳
۱۹۹۲	۰/۹۳۴	۵۱/۷۰۹	۲۰۰۷	۰/۹۳۲	۵۱/۵۴۳
۱۹۹۳	۰/۹۳۴	۵۱/۷۰۳	۲۰۰۸	۰/۹۶۲	۵۳/۶۷۸
۱۹۹۴	۰/۹۴۸	۵۲/۳۴۶	۲۰۰۹	۰/۹۴۳	۵۱/۵۶۴
۱۹۹۵	۰/۹۴۰	۵۲/۱۲۱	۲۰۱۰	۰/۹۴۱	۵۱/۰۰۱
۱۹۹۶	۰/۹۵۴	۵۲/۴۵۱	۲۰۱۱	۰/۹۵۳	۵۲/۸۷۹
۱۹۹۷	۰/۹۲۹	۵۰/۲۳۶	۲۰۱۲	۰/۹۵۶	۵۲/۹۰۱

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

۱۹۹۸	۰/۹۳۸	۵۱/۶۵۴	۲۰۱۳	۰/۹۴۰	۵۱/۴۸۱
۱۹۹۹	۰/۹۵۶	۵۲/۹۸۷	۲۰۱۴	۰/۹۵۵	۵۲/۶۸۱
۲۰۰۰	۰/۹۵۴	۵۲/۸۷۶	۲۰۱۵	۰/۹۶۲	۵۳/۸۰۲



شکل(۶). تغییرات زمانی خودهمبستگی موران جهانی SST سالانه طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان

جدول(۲). مقادیر خودهمبستگی فضایی موران جهانی، p-value و نمره استاندارد Z داده‌های SST برای سه دهه در دریای عمان

دهه	شاخص موران	نمره استاندارد Z	p-value
۱۹۸۶-۱۹۹۵	۰/۹۳۶	۳۹/۹۸۷	۰
۱۹۹۶-۲۰۰۵	۰/۹۵۴	۴۰/۷۶۸	۰
۲۰۰۶-۲۰۱۵	۰/۹۴۳	۴۰/۷۳۳	۰

با بررسی آماره موران جهانی مشخص گردید که داده‌های دمای سطح دریا در دریای عمان دارای ساختار فضایی بوده و در هر دو مقیاس زمانی موردمطالعه به شکل خوشه‌ای توزیع شده‌اند، بدین معنی که مقادیر بالا یا پایین دمای سطحی تمایل به متمرکز شدن یا خوشه‌ای شدن در فضا را دارند. همچنین در مقیاس زمانی سالانه مشخص گردید که در طی ۳۰ سال مورد مطالعه به‌مرور زمان داده‌ها تمایل بیشتری به خوشه‌ای شدن دارند؛ اما ابزار موران جهانی قادر به شناسایی نوع این خوشه‌ها نمی‌باشد، در نتیجه برای مشخص کردن نوع خوشه‌های فضایی، کشف محل تشکیل آن‌ها و تشخیص نوع خوشه‌های افزایش یافته طی ۳۰ سال از ابزار موران محلی استفاده شد. در همین راستا مقیاس سالانه تغییرات زمانی نقاط بالا-بالا (خوشه‌های گرم) و پایین-پایین (خوشه‌های سرد) SST مورد بررسی قرار گرفت و مقادیر هر کدام از نقاط استخراج جدول(۳) و روند تغییرات زمانی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت اشکال (۷و۸). با توجه به شکل(۷) که نشان دهنده نمودار تغییرات زمانی نقاط پایین-پایین طی ۳۰ سال موردمطالعه است، مشخص شد که طی این سال‌ها تغییرات زمانی تعداد نقاط پایین-پایین دارای نوساناتی است اما در مجموع و به‌مرور زمان از تعداد این نقاط کاسته شده است، به‌گونه‌ای که تعداد این نقاط در سال ۱۹۸۶، ۲۷۰ نقطه بوده و در سال ۲۰۱۵، به ۲۳۳ نقطه کاهش

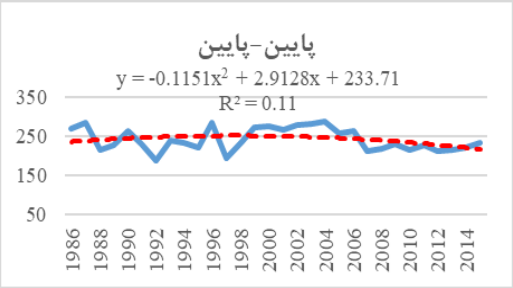
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

یافته است. از طرفی بیشترین و کمترین نقاط پایین-پایین SST در بازه زمانی موردمطالعه، به ترتیب در سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۱۲ ثبت شده است. تغییرات زمانی تعداد نقاط بالا-بالا نیز در شکل(۸) قابل ملاحظه است. با بررسی شکل(۸) و جدول(۳) می‌توان دریافت که بیشترین نقاط بالا-بالا مربوط به سال ۲۰۰۲ و کمترین این نقاط متعلق به سال ۱۹۸۹ بوده است. علاوه بر این، این نمودار به‌خوبی نشان می‌دهد که علی‌رغم نوسانات موجود در تعداد نقاط بالا-بالا در این بازه زمانی، در کل تشکیل این نقاط در دریای عمان روندی افزایشی داشته است و تعداد نقاط بالا-بالا از ۲۴۷ نقطه در سال ۱۹۸۶ به ۲۵۹ نقطه در سال ۲۰۱۵ رسیده است. در نتیجه با توجه به این تفاسیر می‌توان گفت، روند افزایشی خوشه‌ای شدن که با استفاده از ابزار موران جهانی حاصل شد، مربوط به خوشه‌های بالا-بالای دمای سطح دریا می‌باشد و این خوشه‌ها هستند که به‌مرور زمان در دریای عمان در حال افزایش‌اند. لذا با توجه به نتایج این تحلیل نیز، تأثیر تغییرات اقلیمی بر دمای سطح دریای عمان محتمل به نظر می‌رسد، چرا که خوشه‌های گرم SST (مقادیر بالای دمای سطح دریا) در طی ۳۰ سال گذشته در دریای عمان افزایشه یافته‌اند و از تعداد خوشه‌های سرد (مقادیر پایین دمای سطح دریا) کاسته شده است. در ادامه تغییرات رخ داده در وضعیت شکل‌گیری خوشه‌های SST در دریای عمان به صورت دهه‌ای نیز بررسی می‌شود و با تهیه نقشه خوشه‌ها برای هر دهه، تغییرات رخ داده به‌خوبی نمایان خواهند شد.

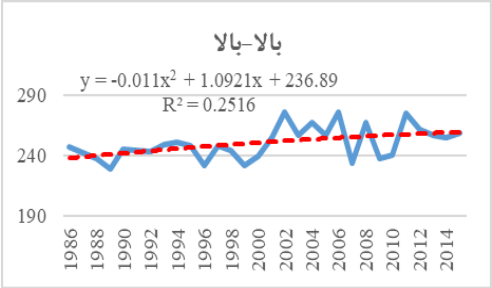
جدول(۳). تعداد نقاط بالا- بالا و پایین- پایین برای SST سالانه طی دوره زمانی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ در دریای عمان

سال	بالا-بالا	پایین-پایین	سال	بالا-بالا	پایین-پایین
۱۹۸۶	۲۴۷	۲۷۰	۲۰۰۱	۲۵۵	۲۶۸
۱۹۸۷	۲۴۲	۲۸۵	۲۰۰۲	۲۷۶	۲۷۸
۱۹۸۸	۲۳۶	۲۱۷	۲۰۰۳	۲۵۷	۲۸۳
۱۹۸۹	۲۲۹	۲۲۸	۲۰۰۴	۲۶۸	۲۹۰
۱۹۹۰	۲۴۵	۲۶۴	۲۰۰۵	۲۵۷	۲۵۹
۱۹۹۱	۲۴۴	۲۳۱	۲۰۰۶	۲۷۶	۲۶۵
۱۹۹۲	۲۴۳	۱۸۹	۲۰۰۷	۲۳۴	۲۱۳
۱۹۹۳	۲۴۹	۲۳۹	۲۰۰۸	۲۶۸	۲۱۹
۱۹۹۴	۲۵۱	۲۳۳	۲۰۰۹	۲۳۸	۲۳۲
۱۹۹۵	۲۴۸	۲۲۳	۲۰۱۰	۲۴۱	۲۱۴
۱۹۹۶	۲۳۲	۲۸۶	۲۰۱۱	۲۷۵	۲۲۹
۱۹۹۷	۲۴۸	۱۹۵	۲۰۱۲	۲۶۲	۲۱۲
۱۹۹۸	۲۴۴	۲۳۵	۲۰۱۳	۲۵۷	۲۱۶
۱۹۹۹	۲۳۲	۲۷۳	۲۰۱۴	۲۵۵	۲۲۱
۲۰۰۰	۲۴۰	۲۷۷	۲۰۱۵	۲۵۹	۲۳۳

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]



شکل(۷). تغییرات زمانی نقاط پایین-پایین سالانه SST طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان



شکل(۸). تغییرات زمانی نقاط بالا-بالا سالانه SST طی سال-های ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ در دریای عمان

جدول(۴) تعداد خوشه‌های فضایی SST را برای سه دهه موردمطالعه نشان می‌دهد. در جدول(۴) می‌توان مشاهده کرد که دهه دوم با داشتن ۲۸۲ نقطه بالا-بالا و ۲۸۱ نقطه پایین-پایین، بیشتری خوشه‌های فضایی را به خود اختصاص داده است. از طرفی در دهه اول مقدار نقاط بالا-بالا ۲۴۶ عدد بوده است که این نقاط در دهه سوم به ۲۶۰ عدد رسیده‌اند. نقاط پایین-پایین نیز از ۲۴۳ عدد در دهه اول به ۲۳۰ عدد در دهه سوم کاهش یافته است.

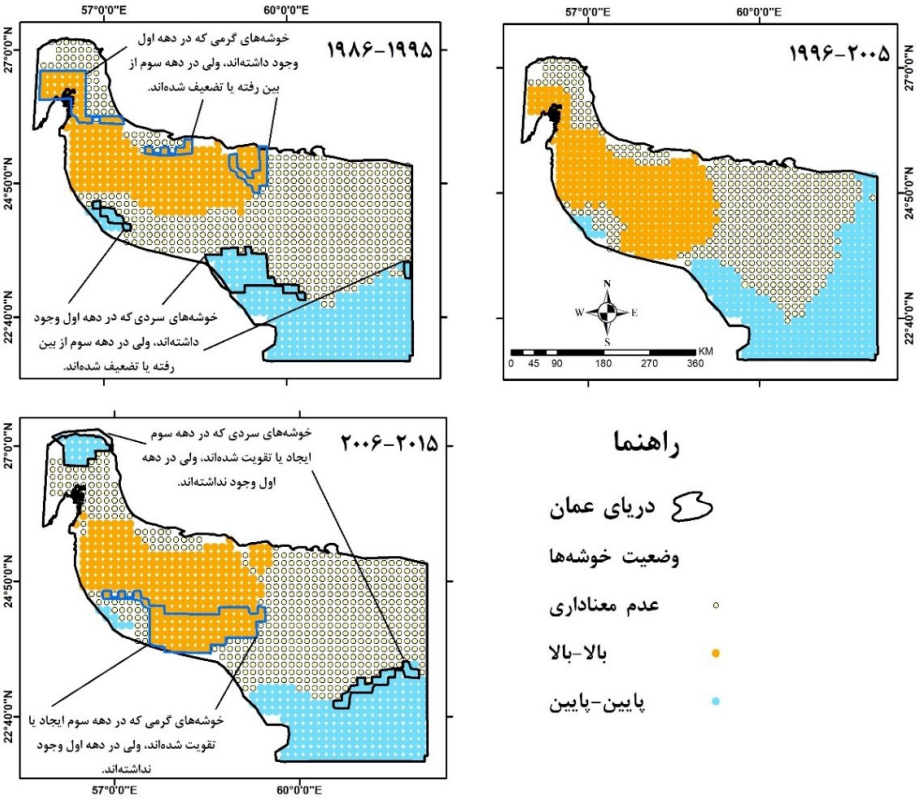
جدول(۴). تعداد نقاط بالا- بالا و پایین- پایین SST دهه‌ای طی دوره زمانی ۲۰۱۵-۱۹۸۶ در دریای عمان

دهه	بالا-بالا	پایین-پایین
۱۹۹۵-۱۹۸۶	۲۴۶	۲۴۳
۲۰۰۵-۱۹۹۶	۲۸۲	۲۸۱
۲۰۱۵-۲۰۰۶	۲۶۰	۲۳۰

برای فهم بهتر این نتایج، نقشه خوشه‌های فضایی SST برای سه دهه ترسیم شد و با انطباق این نقشه‌ها تغییرات شکل‌گیری خوشه‌های بالا-بالا و پایین-پایین در دریای عمان به‌خوبی مشاهده شد شکل(۹). در شکل(۹) خوشه‌های بالا-بالا معرف خوشه‌های گرم SST، و خوشه‌های پایین-پایین نشان دهنده‌ی خوشه‌های سرد SST هستند. خوشه‌های گرم جابه‌جا شده بین دهه اول و سوم در محدوده آبی رنگ و خوشه‌های سرد جابه‌جا شده بین این دو دهه در محدوده مشکی رنگ دیده می‌شوند. با این تفاسیر می‌توان به‌خوبی مشاهده کرد که خوشه‌های گرمی که در دهه اول در قسمت‌های جنوبی تنگه هرمز شکل گرفته بودند، کاملاً از بین رفته و در دهه سوم به سمت قسمت‌های جنوبی و جنوب شرقی دریای عمان گسترش یافته‌اند و به موازات گسترش این خوشه‌ها در قسمت جنوب شرقی، از میزان خوشه‌های سرد این ناحیه کاسته شده است. از طرفی، در دهه سوم در قسمت‌های شمالی تنگه هرمز خوشه‌های سردی شکل گرفته‌اند که در دهه اول اثری از آن‌ها وجود نداشته است. همچنین قسمتی از خوشه‌های سرد که در دهه اول در قسمت جنوبی منطقه دیده می‌شدند، در دهه سوم تضعیف گشته‌اند. در مجموع علاوه بر تغییر محل‌های شکل‌گیری خوشه‌های فضایی، می‌توان مشاهده کرد که از مقادیر خوشه‌های سرد در منطقه کاسته و بر مقدار خوشه‌های گرم افزوده شده است. علاوه بر این، با توجه به شکل(۹)، دهه دوم بیش از دو دهه دیگر، دارای خوشه‌های فضایی بوده است. در

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

این نقشه‌ها نیز تأثیرات احتمالی تغییرات اقلیمی بر شکل‌گیری و جابه‌جایی‌های خوشه‌های فضایی SST طی سه دهه موردمطالعه در دریای عمان دیده می‌شود.



شکل(۹). پراکندگی فضایی نقاط بالا-بالا و پایین-پایین SST و روند تغییرات رخ داده بین سه دهه در دریای عمان

نتیجه‌گیری

نتایج آزمون روند برای بازه زمانی ماهانه حاکی از عدم وجود روند صعودی معنادار مقادیر SST در دریای عمان در برخی از ماه‌های سرد سال، یعنی ژانویه، فوریه و دسامبر روندی صعودی معنادار بوده است، و فقط بخش‌هایی از تنگه هرمز و قسمت‌های جنوبی دماغه رأس الحد با روند نزولی معنادار در مقادیر SST روبه‌رو بوده‌اند. از طرفی در ماه‌های دیگر، بخش جنوبی دریای عمان و در امتداد سواحل کشور عمان، روند صعودی معنادار در مقادیر SST همراه بوده است، با این توضیح که در ماه اکتبر بیشتر قسمت‌های دریای عمان روند صعودی در مقادیر SST نشان دادند. نتایج حاصل از روش سنس استیمیتور نشان داد که بیشترین شیب تغییرات صعودی (مثبت) مربوط به ماه‌های آوریل، سپتامبر و اکتبر، و بیشترین شیب تغییرات نزولی (منفی) متعلق به ماه‌های ژوئن، جولای و اوت بوده است. نتایج تحلیل روند برای بازه زمانی سالانه نیز نشان داد که در بیشتر بخش‌های مرکزی و جنوبی دریای عمان مقادیر SST روندی صعودی داشته و در تمامی بخش‌های تنگه هرمز و قسمت جنوبی دماغه رأس الحد، مقادیر SST روندی نزولی را در ۳۰ سال موردمطالعه از خود به

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

نمایش گذاشته‌اند. شیب تغییرات صعودی و نزولی با مقادیر بالا، در بازه زمانی سالانه نیز منطبق بر بخش‌هایی بودند که روند صعودی یا نزولی معنادار در منطقه رخ داده بود. تحلیل خودهمبستگی فضایی موران جهانی در مقیاس سالانه، حاکی از وجود روند صعودی در مقادیر خودهمبستگی و خوشه‌ای‌تر شدن الگوی پراکنش داده‌های SST بوده است. تحلیل موران محلی به‌خوبی نشان داد که روند خوشه‌ای شدن که در تحلیل موران جهانی در مقیاس زمانی سالانه دیده شده است، مربوط به خوشه‌های بالا-بالا بوده است و بر تعداد این خوشه‌ها در دریای عمان به‌مرور زمان افزوده شده است. در مقابل در طی این سال‌ها از تعداد خوشه‌های پایین-پایین در دریای عمان کاسته شده است. محل تشکیل کلی (در همه‌ی سال‌های موردمطالعه) خوشه‌های بالا-بالا در قسمت‌های جنوب، جنوب غرب و غرب منطقه بوده است و خوشه‌های پایین-پایین در قسمت‌های شرق، شمال شرق و جنوب شرق دریای عمان می‌باشد. اما با بررسی نقشه‌های خروجی از تحلیل موران محلی برای سه دهه موردمطالعه، مشخص گردید که از گسترش خوشه‌های پایین-پایین که در دهه اول (۱۹۸۶-۱۹۹۵) در قسمت شرقی منطقه شکل گرفته بودند کاسته شده و در مقابل در دهه سوم (۲۰۰۶-۲۰۱۵) بر گسترش خوشه‌های بالا-بالا در قسمت جنوبی دریای عمان و به سمت شرق منطقه افزوده شده است. همچنین در دهه سوم در قسمت‌های شمالی تنگه هرمز خوشه‌های پایین-پایین جدید شکل گرفته است. با توجه به نتایج تحلیل روند و تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی می‌توان این‌گونه جمع‌بندی کرد که در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۵) افزایش دمای سطحی در اکثر بخش‌های دریای عمان از نظر آماری مثبت و معنادار بوده و با توجه به گذشت سه دهه تغییرات قابل توجهی در مقادیر این پارامتر در دریای عمان صورت پذیرفته است. در همین رابطه خان و همکاران (۲۰۰۴)، یک روند افزایشی را در دمای سطح دریا برای قسمت‌های شمالی دریای عرب (شامل بخش‌هایی از دریای عمان) گزارش کردند. در مطالعه‌ای دیگر پایونتکوسکی و چیفینگ (۲۰۱۴) تغییرات بلندمدت SST را در دریای عمان و قسمت‌های غربی دریای عرب مورد بررسی قرار دادند. ایشان نیز روندی مثبت را برای تغییرات دمای سطح دریا در این منطقه مشاهده نمودند. در پژوهشی داخلی، ناظم‌السادات و همکاران (۱۳۹۳)، وضعیت تغییرات SST را در قسمت‌های شمال غربی اقیانوس هند در بازه زمانی ۶۰ ساله مورد بررسی قرار دادند و متوجه شدند که در تمامی فصول موردمطالعه، SST در نواحی مطالعه شده دارای روند صعودی بوده است. نقطه مشترک مطالعات ذکر شده با مطالعه‌ی کنونی را می‌توان اثبات تغییرات SST، به ویژه روند افزایشی آن در اکثر بخش‌های شمال غربی اقیانوس هند دانست، اما در پژوهش حاضر به صورت اختصاصی تنها پهنه آبی دریای عمان مورد بررسی قرار گرفت، همچنین محققین نام برده، در مطالعات خود عموماً از روش‌های آمار کلاسیک استفاده کرده بودند، حال اینکه در این پژوهش تغییرات بلندمدت SST در دریای عمان با بهره‌جویی از روش‌های نوین فضایی مورد بررسی قرار گرفته است. در مجموع با توجه به این یافته‌ها و در یک نتیجه‌گیری کلی می‌توان این‌گونه برداشت کرد که ممکن است پدیده گرمایش جهانی و تغییرات اقلیمی بر دمای سطح دریای عمان نیز اثرگذار بوده باشد. لذا مطالعات همزمان SST با فرآیندهای اقیانوسی و جوی همچون مانسون‌ها و فراجوشی (Upwelling) و ارتباط آن با جریان اکمن و انتقال اکمن در دریای عمان پیشنهاد می‌شود.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

منابع

اسفندیارنژاد، امیر؛ کمالیان، رضا؛ کیانی پور، منیژه. (۱۳۸۳)، **تعیین درجه حرارت سطح دریا (SST) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای**، ششمین همایش بین‌المللی سواحل، بنادر و سازه‌های دریایی، ۹ تا ۱۲ آذر، تهران.

بحری، علی؛ خسروی، یونس. (۱۳۹۶)، **کشف تغییرات فضایی دمای سطح دریا (SST) در خلیج فارس**، اولین کنفرانس ملی اندیشه‌ها و فناوری‌های نوین در علوم جغرافیایی، ۲۹ شهریور، زنجان.

حسن زاده، اسماعیل؛ علی‌اکبری‌بیدختی، علی اکبر؛ ملااسماعیل‌پور، سعید. (۱۳۸۴)، **بررسی تغییرات دمای سطح (SST) آب‌های خلیج فارس و تأثیر آن بر آب‌وهوای مناطق ساحلی در سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۹۶**، ششمین همایش علوم و فنون دریایی، ۱ تا ۲ دی، تهران.

خسروی، محمود؛ سلیقه، محمد؛ صباغی، بهروز. (۱۳۹۰)، **تأثیر آنومالی‌های دمای سطح دریای عمان بر بارندگی فصول پاییز و زمستان سواحل جنوب شرقی ایران**، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۱۶(۳۷): ۵۹-۸۱.

خسروی، یونس؛ لشکری، حسن؛ متکان، علی اکبر؛ عساکره، حسین. (۱۳۹۵)، **تحلیل مکانی-زمانی روند فشار بخار آب در جنوب و جنوب‌غرب ایران**، فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، ۱۶(۵۵): ۲۳۹-۲۵۶.

رضایی‌آسیابر، بهنام؛ تاج‌گله، سجاد؛ صادقی، میثم. (۱۳۹۴)، **صنایع و فناوری‌های دریایی**، چاپ اول، ستاد توسعه فناوری و صنایع دانش بنیان دریایی، تهران.

شجاع، فائزه؛ خسروی، محمود؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر. (۱۳۹۷)، **واکاوی اثر دمای سطح دریای عرب و عمان بر فعالیت چرخندهای حاره‌ای و رطوبت نواحی ساحلی جنوب شرق ایران**، دومین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران، ۱۹ اردیبهشت، مشهد.

صادقی‌نیا، علیرضا؛ علیجانی، بهلول؛ ضیائیان، پرویز؛ خالدی، شهریار. (۱۳۹۲)، **کاربرد تکنیک‌های خود همبستگی فضایی در تحلیل جزیره حرارتی شهر تهران**، مجله تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۳(۳۰): ۶۷ تا ۹۰.

صفرقلی، امیرحسین؛ محمدی، اکبر؛ نجارتباربیشه، محمد. (۱۳۹۴)، **آمارنامه‌ی دریایی ایران در سال ۱۳۹۴**، چاپ دوم، ستاد توسعه فناوری و صنایع دانش بنیان دریایی، تهران.

عسگری، علی. (۱۳۹۰)، **تحلیل‌های آمار فضایی با ArcGIS**، چاپ اول، انتشارات سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری تهران، تهران.

ناظم‌السادات، محمدجعفر؛ قائد امینی‌اسدآبادی، حبیب الله؛ توکلی، مرضیه. (۱۳۹۳)، **ارزیابی نشانه‌های تغییراقلیم در پهنه شمال غربی اقیانوس هند: واکاوی روند دمای سطح آب دریا در دوره ۱۹۵۰-۲۰۰۹**، مجله ژئوفیزیک ایران، ۸(۲): ۲۶-۴۰.

Anselin, L. 1992. **Spatial data analysis with GIS, an introduction to application in the social sciences**, National Center for Geographic Information and Analysis University of California, Santa Barbara, CA 93106, Technical Report, 10-92.

Asfaw, A; Simane, B; Hassen, A; Bantider, A. 2017. **Variability and time series trend analysis of rainfall and temperature in northcentral Ethiopia, A case study in Woleka sub-basin, Weather and Climate Extremes**, Article in Press.

Bouza, D.R; Ternero, R.M; Fernandez, E.A. J. 2008. **Trend study and assessment of surface water quality in the Ebro River (Spain)**, Journal of Hydrology. 361: 227-239.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

Casal, G; and Lavender, S. 2017. **Spatio-temporal variability of sea surface temperature in Irish waters (1982–2015) using AVHRR sensor,** Journal of Sea Research, 129: 89-104.

Cliff, A.D; Ord, J. K. 1981. **Spatial processes: models & applications,** No 44, London.

Deser, C; Tomas, R.A. Sun, L; 2015. **The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss**. Journal of Climate, 28(6), pp.2168-2186.

Emanuel, K. 2005. **Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years**, Nature, 436 (7051), 686-688.

EPA, 2016. **Climate Change Indicators in the United States: Sea Surface Temperature**, United States Environmental Protection Agency.

Fu, Y; Xu, S; Liu, J. 2017. **Temporal-spatial variations and developing trends of Chlorophyll-a in the Bohai Sea, China, Estuarine**, Coastal and Shelf Science, 173: 49-56.

Goodchild, M.F. 1986. **Spatial Autocorrelation**, CATMOG 47; Norwich, UK, PP. 6–25.

Illian, J; Penttinen, A; Stoyan, H; Stoyan, D. 2008, **Statistical analysis and modeling of spatial point patterns**. Wiley, London.

IPCC. 2013. Climate Change 2013, **The physical science basis. Working Group I contribution to the IPCC Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**

Javari, M. 2017. **Assessment of temperature and elevation controls on spatial variability of rainfall in Iran**. Atmosphere, 8(3), p.45.

Johns, W.E; Jacobs, G.A; Kindle, J.C; Murray, S.P; Carron, M. 1999. **Arabian Marginal Seas and Gulfs**. Report of a workshop held at Stennis Space Center, Mississippi, May 11-13, 1999. RSMAS Technical Report #2000-01, University of Miami, 60pp.

Kendall, M.G. 1975. **Rank correlation methods**, Charles Griffin, London.

Khan, T.M.A; Quadir, D.A; Murty, T.S; Sarker, M.A. 2004. **Seasonal and Interannual Sea Surface Temperature Variability in the Coastal Cities of Arabian Sea and Bay of Bengal**, Natural Hazards. 31: 549–560.

Levine, N. 1996. **Spatial statistics and GIS, software tools to quantify spatial patterns**: Journal of the American Planning Association, 62: 381-391.

Mann, H.B. 1945. **Nonparametric tests against trend**, Econometrica, 13: 245-259.

Nieves, V; LLebot, C; Turiel, A; Sole, J; Garcia-Ladona, E; Estrada, M; Blasco, D. 2007. **Common turbulent signature in sea surface temperature and chlorophyll maps**, Geophysical Research Letters. 34: 23-39.

Pionkovski, S.A; and Chiffings, T. 2014. **Long-Term Changes of Temperature in the Sea of Oman and the Western Arabian Sea**, International Journal of Oceans and Oceanography. 8: 53-72.

Pratchett, M.S; Wilson, S.K; Berumen, M.L; McCormick, M.I. 2004. **Sublethal effects of coral bleaching on an obligate coral feeding butterflyfish**, Coral Reefs. 23: 352-356.

Rana, A. S., Zaman, Q., Afzal, M., & Haroon, M. A. 2014. **Characteristics of sea surface temperature of the Arabian Sea Coast of Pakistan and impact of tropical cyclones on SST**, Pakistan Journal of Meteorology, 11(21): 61-70.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]

Ranjha, R; Tjernström, M; Semedo, A; Svensson, G; Cardoso, R.M. 2015. **Structure and variability of the Oman coastal low-level jet. Tellus A**, Dynamic Meteorology and Oceanography. 67:1, 20.

Rehman, S. 2013. **Long-Term Wind Speed Analysis and Detection of its Trends Using Mann–Kendall Test and Linear Regression Method**, Arabian Journal for Science and Engineering, 38 (2): 421–437.

Sen, P.K; 1968. **Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau**, Journal of the American Statistical Association. 63: 1397-1389.

Takeshige, T; Nakata, H; Kimura, S. 2013. **Long-term trends in sea surface temperature in coastal water in relation to large-scale climate change: a case study in Omura Bay, Japan**: Continental Shelf Research. 66, 73-82.

Yang, P; Xia, J; Zhang, Y; Hong, S. 2017. **Temporal and spatial variations of precipitation in Northwest China during 1960–2013,** Atmospheric Research, 183: 283-295.

Yao, F; Johns, W.E. 2010. **A HYCOM modeling study of the Persian Gulf: 1. Model configurations and surface circulation**. Journal of Geophysical Research. 115: 11-35.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.58.6.1]

[DOI: 10.29252/jgs.20.58.199]