

# مطالعه اثر متقابل دمای سطحی آب دریا بر سرعت باد سطحی با استفاده از داده‌های میدانی و ماهواره‌ای در خزر جنوبی (استان مازندران)

مسعود ترابی آزاد<sup>۱</sup>

عباسعلی علی اکبری بیدختی<sup>۲</sup>

حسین صالحیان فر<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۰۸/۲۰

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۱۲/۱۰

\*\*\*\*\*

## چکیده

بسیاری از شرایط هیدرولوژیک در دریاها به تغییر دما بستگی داشته و میزان این پارامتر عامل تعیین کننده مهمی در شرایط محیطی هر منطقه می‌باشد. تغییرات دما و باد سطحی سبب تغییر چگالی آب دریا شده و تغییر چگالی در میزان پایداری و اختلاط ستون آب دریا مؤثر است. در این تحقیق اثر متقابل دمای سطح آب دریا (SST) بر سرعت باد سطحی در منطقه خزر جنوبی (استان مازندران) بررسی شده است. ابتدا داده‌های دمای سطح آب دریا، توسط سنجنده AVHRR ماهواره NOAA و داده‌های سرعت باد سطحی، توسط ماهواره QuikSCAT برای منطقه‌ای به ابعاد  $220 \times 340$  کیلومتر مربع در خزر جنوبی گردآوری شد. پس از تجزیه و تحلیل داده‌های ماهواره‌ای دمای سطح دریا، تغییرات ماهانه و فصلی آن توسط نرم افزار Tecplot برای این منطقه رسم گردید. مشخص شد که میانگین دمای فصلی (بهار و تابستان) سواحل شرقی خزر جنوبی  $17.8^{\circ}\text{C}$  از نواحی غربی آن بیشتر است. برای بررسی اثر متقابل دمای سطح دریا بر سرعت باد سطحی، چهار ایستگاه A و D (در ناحیه غربی)، B و C (در ناحیه شرقی) در خزر جنوبی انتخاب گردید. سپس نمودار سری زمانی دما، اختلاف دما بین چهار ایستگاه، سری زمانی سرعت باد و سری زمانی اختلاف سرعت باد بین چهار ایستگاه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۵ برای فصل‌های بهار و تابستان رسم و مقایسه شد. نتایج نشان می‌دهد که برای فصل تابستان، در ۸۰٪ و برای فصل بهار، در ۶۶٪ موارد با افزایش اختلاف دما بین چهار ایستگاه، اختلاف سرعت نیز افزایش می‌یابد. در این دو فصل دلیل کاهش فعالیت سیستم‌های جوی، اختلاف دمای دو ایستگاه تأثیر قابل توجهی در تقویت اختلاف سرعت باد دارد. میانگین اندازه اختلاف سرعت باد در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۰۵ در ایستگاه‌ها برای فصل بهار،  $7 \text{ m/s}$  و برای فصل تابستان،  $1/37 \text{ m/s}$  می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دمای سطح دریا، تغییرات سرعت باد، اختلاف دما، شار گرمای نهان، شار گرمای محسوس، دریای خزر.

\*\*\*\*\*

۱- دانشیار دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال (نویسنده مسئول) torabi us @ yahoo.com

۲- استاد مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران bidokhti @ yahoo.com

۳- کارشناس ارشد دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران hsalehianfar@gmail.com

مقدمه

دما را می‌توان همان انرژی خورشیدی جذب شده بوسیله مواد که تبدیل به انرژی گرمایی می‌شود تعریف کرد. عمق جذب انرژی تقریباً ۲ الی ۳ متر است که در سطح وسیعی توزیع می‌شود. به علت بالا بودن ظرفیت گرمایی ویژه آب، اقیانوس‌ها و دریاها منبع بسیار خوبی برای ذخیره گرما به شمار می‌روند.

از آنجایی که اقیانوس‌ها و دریاها مهمترین منابع رطوبتی و محل تشکیل سیستم‌های مختلف جوئی هستند، امروزه مطالعات گسترده‌ای در مورد نقش دریاها و اقیانوس‌ها بر روی مناطق و اکوسیستم‌های مجاور آنها صورت گرفته است. برای استفاده بهتر از منابع دریایی، حمل و نقل آبی، حفاظت تأسیسات در برابر امواج و بهره‌برداری از انرژی موجود در آب داشتن اطلاعات کمی و کیفی از مشخصه‌های پهنه آبی، لازم و ضروری است که یکی از این مشخصه‌ها، دمای سطح آب می‌باشد. (جلال‌زاده و همکاران، ۱۳۸۷)

برهمکنش هوا-دریا یکی از مباحث بسیار مهم علوم جوئی و اقیانوسی است. فرآیندهایی که در هر یک بطور جداگانه رخ می‌دهد، بطور مستقیم و غیر مستقیم بر محیط‌های دیگر مؤثر است. مطالعه تغییرات پارامترهای فیزیکی هوا-دریا بطور جداگانه و بدون در نظر گرفتن اثر دیگری در علوم جوئی و فیزیک دریا غیر ممکن است. (کسنیدی، ۲۰۰۴)

یکی از ویژگی‌های فیزیکی آب دریاها و اقیانوس‌ها، افزایش دمای سطحی آب دریا در اثر جذب انرژی خورشیدی است. افزایش و یا کاهش دمای سطحی آب دریا و اختلاف دمای آن با اتمسفر مجاورش باعث انتقال گرما بین این دو محیط می‌شود. بیشتر مباحث فیزیک دریا مانند گرمایش سطحی، اختلاط، فروچاهی و فراچاهی، انتقال اکمن و... با SST و تغییرات آن رابطه مستقیمی دارد. همچنین هر گونه بررسی وضعیت جوئی و سرعت و جهت باد و... مستلزم شناخت قبلی از وضعیت تغییرات (ناهنجاری‌ها) SST است. پس می‌توان گفت SST یک پارامتر مهم فیزیکی برای

شناخت پدیده‌ها محسوب می‌شود. این پدیده‌ها می‌تواند شامل شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان و... باشد. (غلامی، ۱۳۸۱) اختلاف در دمای سطح دریا نیز می‌تواند ناشی از عواملی مانند وجود جریان‌های آب سرد و گرم و تفاوت در توزیع انرژی تابشی خورشیدی باشد.

طی مطالعاتی که انجام شده است این نتیجه حاصل می‌گردد که دمای سطح دریا و تغییرات آن می‌تواند از عوامل تغییر در اندازه سرعت و جهت باد شده و این تغییر در سرعت و جهت باد می‌تواند باعث ایجاد تغییر در وضعیت جوئی و اقلیمی منطقه شود. (استوارت، ۲۰۰۸)

همانند دریاها و اقیانوس‌ها، در دریاچه‌ها نیز تغییرات عوامل فیزیکی نظیر دما، شوری، چگالی و شار گرمایی هم از نظر دینامیکی و مطالعات مربوط به دینامیک آب‌ها حائز اهمیت است و هم می‌تواند بر اقلیم، وضعیت جوئی و محیط زیست پیرامون آن تأثیرگذار باشد. خورشید لایه سطحی دریاچه را گرم می‌کند و توزیع دما در لایه‌های عمیق تراز طریق اختلاط صورت می‌پذیرد. (نوری، ۱۳۸۱)

دمای آب‌های سطحی در یک دریاچه تابع زمان (شب و روز، فصل) و مکان (بسته به موقعیت، وسعت، عمق و شکل دریاچه) است. تغییرات دمای سطح در دریاچه‌ها و اثرات آن بر آب و هوای مناطق اطراف آنها همواره مورد توجه پژوهشگران بوده است. دریای خزر دارای ویژگی‌های منحصر بفردی مانند حجم و وسعت زیاد می‌باشد که باعث می‌شود شناخت دقیق نحوه توزیع و تغییرات دمای سطحی در زمان‌های مختلف و تأثیر آن بر عوامل محیطی مانند باد از اهمیت خاصی برخوردار شود. در سال‌های اخیر استفاده از فناوری ماهواره‌ای و علم سنجش از راه دور در دریافت و تحلیل پارامترهای هواشناسی و اقیانوس شناسی گسترش روز افزونی یافته است. (جلال‌زاده و همکاران، ۱۳۸۷)

در تحقیقاتی که در جبهه دمای سطحی دریا (SST) در گلف استریم انجام گردید مشخص شد که دمای سطح دریا در یک طرف گلف استریم از طرف دیگر آن بیشتر است، مشاهدات نشان داد جریان بادها در طرفی که دمای سطحی

حسن‌زاده و همکاران (۱۳۸۰) در تحقیق تحلیل داده‌ها در بخش دریای عربی نشان دادند که سرمایه‌ی دریای عربی (کاهش SST در خلال مانسون تابستانی) در فصل تابستان اتفاق می‌افتد که این پدیده با اختلاط مکانیکی همراهی دارد. اما در پاییز (دوره بین مانسونی) این وضعیت قویاً با واقعه فرارفت همراه است. در مانسون زمستانی سرمایه‌ی به عامل همرفت وابسته می‌شود بنابراین می‌توان تغییرات فصلی را در این ناحیه به چهار دوره، دو دوره مانسونی و دو دوره بین مانسونی تقسیم نمود.

توکیناگا و تانیموتو (۲۰۰۵) اثرات SST بر پایداری نزدیک سطح و تغییرات باد سطحی را با استفاده از مجموعه داده‌های ماهواره‌ای و اندازه‌گیری در محل مورد بررسی قرار دادند. به این نتیجه رسیدند که کوواریانس هوا دریا، نشان دهنده نفوذ قابل توجه تغییرات زیاد SST بر پایداری سطحی آب و پایداری باد در منطقه است.

حسن‌زاده و علی دوستی (۱۳۸۴) مطالعه بر روی کمیت‌های جوئی و پارامترهای فیزیکی خلیج فارس و سواحل آن را انجام دادند. بدین منظور ابتدا داده‌های اندازه‌گیری شده و داده‌های ماهواره‌ای قابل دسترسی مثل دمای سطح آب (SST) را مورد بررسی اولیه قرار داده و با دمای هوا مقایسه نمودند. داده‌های سری زمانی کمیت‌های جوئی یعنی فشار، دما و باد رسم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. گلباد منطقه و الگوهای باد به طور میانگین رسم شدند و شرایط همدیدی مورد مطالعه قرار گرفت. آنها نتیجه گرفتند ارتباط معنی داری بین فشار هوا در سطح دریا، دمای هوا در سطح دریا و سرعت باد وجود دارد.

حسن‌زاده و همکاران (۱۳۸۴) دریافته‌اند که تغییرات درون‌سالی دمای سطح آب دریا (SST) در همه نواحی بستگی به تغییرات تابش خورشیدی مؤلفه جریانات اقیانوسی و مؤلفه گردش جوئی دارد. تغییرات دمای سطح آب دریا (SST) وابسته به جریانات دریایی و عوامل متعددی از جمله فرا رفت آب همرفت گردش سطحی و اختلاط مکانیکی می‌باشد. از طرفی تغییرات دمای هوا به شدت بستگی به

دریا بیشتر است، قوی‌تر از طرفی هستند که دمای سطحی دریا کمتر است (بدلیل وجود شار اندازه حرکت). همچنین نتیجه حاصل شد که مکانیسم اختلاط عمودی هوا در متعادل کردن بادهای از اهمیت خاصی برخوردار است (کسنیدی، ۲۰۰۴). راسموسن و کارپنتر تغییرات دمای سطح دریا و سرعت باد سطحی را در ارتباط با نوسان کننده جنوبی بررسی کردند. آنها نتیجه گرفتند بیشترین آنومالی دمای سطح دریا برای اقیانوس آرام در ماه‌های آوریل تا ژوئن در سواحل آمریکای جنوبی روی می‌دهد، این آنومالی مثبت منطبق با بادهای شدید غربی در امتداد استوا است. (راسموسن و کارپنتر، ۱۹۸۲) در مدلی که باتیستی و هیرست برای نوسان کننده جنوبی ارائه کردند تأثیر متقابل دمای سطح دریا-تبخیر-سرعت باد سطحی در آن کاملاً مشهود بود، این مدل رابطه منفی بین دمای سطح دریا و سرعت باد را بیان می‌کند (باتیستی و هیرست، ۱۹۸۹) در تحقیق حسن‌زاده و همکاران (۱۳۸۲) تغییرپذیری دمای سطح آب بر روی شمال اقیانوس هند شمالی برای دوره ۱۹۹۵-۱۹۹۱ مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور از داده‌های شبکه‌های ماهواره NOAA و مرکز هادلی انگلستان استفاده شد و دریافته‌اند اگرچه گردش مانسونی اثر محسوسی بر پارامترهای مورد مطالعه جوئی ندارد، اما اثری که بر SST دارد می‌تواند این پارامترهای آب و هوایی را تحت تأثیر قرار دهد. سرمایه‌ی تابستانی در میانگین SST با اختلاط مکانیکی آب در لایه بالایی همراهی دارد. همچنین جریانات فرآچاهی<sup>۱</sup> از دریای عمان در طول سواحل ایران در امتداد خط شمالی خلیج فارس از طریق تنگه هرمز شارش می‌یابد که این جریانات روی دمای سطحی خلیج فارس و در نتیجه بر اقلیم منطقه ساحلی ایران تأثیر می‌گذارد. در لایه سطحی شمال اقیانوس هند تغییرات دما در هنگام هجوم مانسون تابستانی و زمستانی شدید است. همچنین میزان شوری در فصل گرم در لایه سطحی زیاد شده و در اعماق پایین‌تر یکنواخت‌تر است. تغییرات دما و شوری در لایه سطحی در گردش جریانات آب در شمال اقیانوس هند اثر می‌گذارد.

تغییرات سرعت باد سطحی را در اثر تغییرات دمای سطح دریا مشاهده کردند. با به کارگیری اطلاعات پوشش محلی ماهواره‌ای NOAA-Lac و سنجنده AVHRR، اوبیدال و آزیمول (۱۹۸۴) به برآورد دمای سطح دریا (SST) در خلیج بنگال با استفاده از الگوریتم خطی که توسط مک‌کلین (۱۹۸۴) ارائه شده بود پرداختند. (اوبیدال و همکار، ۱۹۸۴)

اوزچ و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از سنجنده ماهواره NOAA16، با توجه به گذر در باند  $4 \mu m$  (۱۱/۳-۱۱/۲) و باند ۵  $\mu m$  (۱۱/۵-۱۲/۵) و براساس واحدهای روشنایی دما و الگوریتم غیرخطی NLSST که توسط لی (۲۰۰۱) و اوزچ و همکار (۲۰۰۲) توضیح داده شده دمای سطح دریاچه ژنو<sup>۱</sup> را محاسبه کردند. اوزچ و همکاران (۲۰۰۳) دمای سطح آب دریاچه‌های متفاوتی که درآپ واقع شده‌اند را بررسی کردند. تیمن و شیلر (۲۰۰۳) الگوی زمانی و مکانی اندازه‌ی دما را با استفاده از داده‌های NOAA-AVHRR در عرض‌های میانی و اثرات آن در مطالعه‌ی فرآیندهای هیدرودینامیکی در دریاچه‌ی کانستین<sup>۲</sup> مورد بررسی قرار دادند و دمای سطح آب دریاچه را با استفاده از روش پنجره مجزا (Split Window) به دست آوردند. (تیمن و همکار، ۲۰۰۳)

احمد آبادی و همکاران (۲۰۰۸) دمای سطح خلیج فارس را با استفاده از داده‌های ماهواره NOAA-AVHRR ۱۴ در طول دوره زمانی ۲۰۰۰-۱۹۹۶ برآورد کردند. به منظور برآورد دمای سطح دریا در مناطقی که در آن هیچ داده‌ای در دسترس نبود، تلاش شده است تا با استفاده از سنجنده AVHRR داده‌ها از ماهواره NOAA14 اخذ شود. بعداز محاسبه SST با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای میدانی در محل بوشهر، برای تخمین دمای سطح دریا با همبستگی خطی و میانگین خطای باقیمانده 43/0 ± و  $R^2 = 0.994$  رابطه‌ای فرموله شد. این فرمول برای دو ماه (سپتامبر و دسامبر ۱۹۹۹) از تصاویر AVHRR ماهواره NOAA-14 اصلاح شد و دمای سطح دریا (SST) برای خلیج فارس مورد آزمایش قرار گرفت. با توجه به این مقدار خطا، سری زمانی دمای سطح خلیج فارس را می‌توان با این روش بدست آورد.

وضعیت سطح زیرین در یک منطقه و به ویژه به SST دارد. اعمال نیروی تنش باد بر روی سطح دریا و توزیع دانسیته باعث ایجاد الگوهای جریانی در دریا می‌گردد. این جریانات در برخی نواحی باعث بوجود آمدن جریانات فراچاهی شده که باعث می‌گردد آب سرد زیرین به سطح آورده شود که به موجب آن تغییر دمایی در SST رخ می‌دهد. بنابراین SST متغیر اصلی در ایجاد تبادلات انرژی در سطح دریا بوده و تغییرات آن عمدتاً توسط این تبادل تعیین می‌گردد.

در تحقیقی که توسط ناروکار و کومار (۲۰۰۶) بر روی آب خلیج بنگال انجام شد، تغییرات فصلی عمق لایه اختلاط مورد بررسی قرار گرفت. در جنوب عرض جغرافیایی ۱۵ درجه، وزش بادهای موسمی و ورود آبهای شور دریای عربی موجب افزایش اختلاط، کاهش هالوکلاین و افزایش اختلاط آب گشته و منجر به افزایش عمق لایه اختلاط در فصل زمستان و تابستان می‌شوند. در حالی که در فصل بهار و پاییز به علت افزایش تابش خورشیدی و کاهش سرعت باد، عمق این لایه کاهش می‌یابد. در شمال این منطقه، عدم حضور بادهای موسمی، وجود آب‌های کم شور و پایداری پارامترهای آب موجب پایداری عمق لایه اختلاط و کاهش نوسانات آن می‌شود. به علاوه، آنها به این نتیجه رسیدند که عمق لایه اختلاط رابطه قوی با SST ندارد.

والاس و همکارانش (۱۹۸۹) عنوان کردند که مکانیسم اختلاط عمودی به دمای سطح دریا (SST) و سرعت باد سطحی بستگی دارد. آنها متوجه شدند که افزایش دمای سطح دریا باعث ناپایداری لایه مرزی در نتیجه باعث تسریع اختلاط هوا می‌شود، که این نیز به نوبه خود باعث تسریع انتقال اندازه حرکت به لایه مرزی آب دریا می‌گردد (کسنیدی، ۲۰۰۴)، توکینگا و شلتون (۲۰۰۵، ۲۰۱۰) به بررسی تأثیر متقابل دمای سطح دریا-تبخیر-سرعت باد سطحی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که با افزایش (کاهش) دمای سطحی، سرعت باد سطحی کاهش (افزایش) می‌یابد. هایس و همکاران (۱۹۹۱)، ویزبرگ و همکار (۱۹۹۷) و چوانزی و همکاران (۱۹۹۸) هرکدام بطور جداگانه در اقیانوس آرام (در نزدیکی استوا)

1- Geneva

2- Constance

**فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)**  
مطالعه‌ی اثر متقابل دمای سطحی آب دریا بر سرعت باد ... / ۱۲۱

ماهانه و به تفکیک مکانی ۲۵٪. درجه (تقریباً ۲۷/۵ کیلومتر) برای یک دوره آماری ۲۰۰۵-۲۰۰۰ استخراج گردید. داده‌ها برای منطقه‌ای به ابعاد ۲۲۰ × ۳۴۰ کیلومتر مربع در خزر جنوبی گردآوری شد. این داده‌ها با داده‌های میدانی ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک واقع در منطقه مورد مطالعه مقایسه و صحت سنجی شدند. همچنین از داده‌های میدانی (دمای سطح آب) جهت بررسی و همچنین صحت سنجی داده‌های دمای ماهواره‌ای استفاده شد. ایستگاه‌های ۴ گانه به گونه‌ای انتخاب شدند که دو ایستگاه (B و C) در منطقه‌ای با دمای بالاتر از دمای دو ایستگاه دیگر (A و D) باشند (جدول ۱). هدف بررسی اثر متقابل دمای سطح آب بر سرعت باد سطحی می‌باشد، لذا ایستگاه‌ها باید به گونه‌ای انتخاب می‌شدند که از نظر دما تفاوت داشته باشند.

**یافته‌های پژوهش**

براساس آنالیز داده‌های ماهواره‌ای دمای سطح دریادار این چهار ایستگاه مشخص گردید که میانگین اختلاف دما در فصل تابستان در حدود ۸۳٪ درجه سانتیگراد و در فصل بهار ۸٪ درجه سانتیگراد می‌باشد (جدول ۲ و ۳). یعنی بطور میانگین فصلی ایستگاه‌های (B و C) در حدود ۸۳٪ درجه سانتیگراد در تابستان و در فصل بهار ۸٪ درجه سانتیگراد از ایستگاه‌های (A و D) گرم‌ترند. همچنین با آنالیز داده‌های

جدول ۱: موقعیت ایستگاه‌های C.B.A و D در خزر جنوبی

(نگارندگان)

ایستگاه	عرض		طول	
	درجه	دقیقه	درجه	دقیقه
A	N 37	-	E 51	-
B	N 37	--	E 53	--
C	N 37	30	E 53	--
D	N 37	30	E 51	--

**مواد و روش‌ها**

در این تحقیق از دو دسته داده شامل داده‌های دمای سطح آب در خزر جنوبی (حاصل برداشت‌های میدانی و ماهواره‌ای) و همچنین داده‌های سرعت باد (ماهواره‌ای) استفاده شده است. داده‌های دمای سطح آب و سرعت باد بصورت میانگین ماهانه بوده و از طریق داده‌های سنجنده (Pathfinder V5) AVHRR ماهواره NOAA برای دوره آماری ۲۰۰۵-۲۰۰۰ و برای منطقه مورد مطالعه (خزر جنوبی) استخراج گردیده است. داده‌های سرعت باد نیز از طریق ماهواره QUIKSCAT شامل مؤلفه سرعت بصورت میانگین

جدول ۲: میانگین داده‌های ماهواره‌ای دما (درجه سانتیگراد) و سرعت باد (m/s) در ۴ ایستگاه A، B، C و D در فصل بهار (نگارندگان)

ایستگاه	سال	۲۰۰۰	۲۰۰۱	۲۰۰۲	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵
A	دما	۱۵/۸	۱۶	۱۳/۵۳	۱۴/۳	۱۵/۱	۱۵/۵
	سرعت	۳/۸	۳/۹	۴/۱	۴/۲	۴/۱	۳/۶۶
B	دما	۱۷/۱	۱۶/۸	۱۵/۴۱	۱۳/۱	۱۶/۳	۱۶/۶
	سرعت	۴/۸	۴/۶	۴/۸	۵/۲	۵/۶۶	۳/۹
C	دما	۱۶/۵۷	۱۶/۲	۱۵/۳	۱۳/۸	۱۵/۶۶	۱۴/۹۵
	سرعت	۴/۵	۴/۶۶	۵	۴/۶۶	۵/۳۳	۴/۳۳
D	دما	۱۵/۳۷	۱۵/۶۶	۱۴/۹	۱۲/۲۳	۱۵	۱۶/۴۶
	سرعت	۳/۹	۳/۷۶	۴/۲	۴/۱	۴/۳۳	۳/۷



جدول ۳: میانگین داده‌های ماهواره‌ای دما و سرعت باد در ۴ ایستگاه C.B.A و D در فصل تابستان (نگارندگان)

ایستگاه	سال	۲۰۰۰	۲۰۰۱	۲۰۰۲	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵
A	دما	۲۶/۴	۲۶/۵	۲۵/۵۵	۲۵/۶۵	۲۶/۸	۲۷
	سرعت	۳/۸۶	۴/۱	۳/۹۵	۳/۹۴	۴/۱	۳/۹
B	دما	۲۷/۵	۲۶/۶	۲۹/۵	۲۵/۶	۲۸	۲۷/۶
	سرعت	۵/۶	۴/۸	۴/۸	۴/۸۲	۴/۹	۵/۳
C	دما	۲۷/۵	۲۷	۲۶/۹	۲۶/۴	۲۷/۲	۲۷/۸
	سرعت	۵/۲	۵/۱	۵/۲	۵	۴/۹	۵
D	دما	۲۳/۹	۲۶/۵	۲۶/۵	۲۶/۱	۲۶/۸	۲۶/۶
	سرعت	۳/۹	۳/۵	۳/۷	۳/۸	۳/۶	۳/۶

این همخوانی در تابستان ۸۰٪ و بهار ۶۶٪ است. دربرهمکنش هوا-دریا پایداری اتمسفر مجاور سطح آب دریا بطور مداوم تحت تأثیر SST قرار گرفته و حالت آن تغییر پیدا می‌کند و نتیجه آن تغییر در باد سطحی، تنش باد، شار گرمای محسوس و نهان می‌باشد. به علت وجود تغییرات بزرگ مقیاس در اتمسفر و اقیانوس، دمای هوا بطور دقیق نمی‌تواند شیب دمای سطح دریا را در نزدیک جبهه‌های اقیانوسی متعادل کند. اما مشاهدات بیان می‌نماید که اختلاف دمای هوا و دریا باعث ایجاد ناپایداری‌های بزرگی در اتمسفر و اقیانوس می‌شود.

اساساً تغییرات تنش باد، بواسطه اثر متقابل SST بر روی سرعت باد می‌باشد. افزایش سرعت باد سطحی بر روی آب گرم و توکیب آن با کاهش پایداری اتمسفر، سبب افزایش اختلاط عمودی توسط گردبادها و ایجاد فرورفتگی در لایه مرزی و کشیده شدن شار اندازه حرکت از مکان‌های فوقانی لایه مرزی به سطح اقیانوس می‌شود. سرعت بادهای سطحی و تنش باد در روی سطح آب سرد کاهش پیدا می‌کند، همچنین پایداری لایه مرزی افزایش یافته و همین امر باعث ایجاد مرز جدائی بین بادهای سطحی و بادهای قوی که در بالای لایه مرزی می‌وزند، می‌شود. بنابراین بین SST، سرعت باد سطحی و تنش باد همبستگی مثبت وجود دارد. یعنی با اغتشاش در SST، سرعت باد دچار اغتشاش

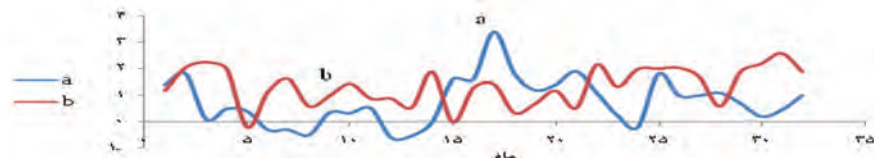
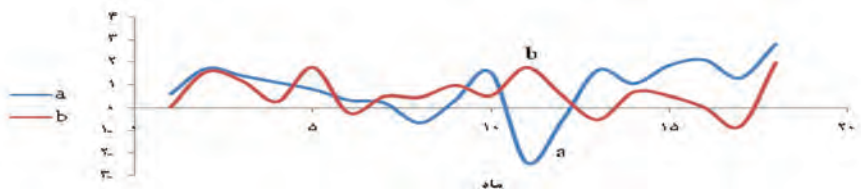
سرعت باد مشخص شد که میزان اختلاف سرعت باد در این دو منطقه (بین D و A) و (B و C) بطور میانگین در فصل تابستان ۱/۳۷ m/s و در فصل بهار ۰/۷ m/s است.

در مطالعه‌ای با عنوان اثر القائی SST بر سرعت و جهت باد در منطقه گلف استریم این نتیجه حاصل شد که شیب بادهای قوی به SST بستگی دارد. بطور نمونه تغییر سرعت باد به ازای c(۱-۲)، ۱ m/s و به ازای c(۲-۴)، ۲ m/s می‌باشد. (سلتون و همکار، ۲۰۱۰)

برای اثبات این مسئله که تغییرات دما در دو نقطه از یک پهنه آبی می‌تواند باعث تغییراتی در سرعت باد در این دو نقطه شود، ابتدا تفاضل دمایی دو ایستگاه و سپس تفاضل سرعت باد در این دو ایستگاه را جداگانه برای فصل‌های بهار و تابستان محاسبه کرده و با استفاده از نرم افزار Excel نمودار آنها رسم شد. ابتدا با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای اختلاف دما و اختلاف سرعت برای دو ایستگاه محاسبه شد، با استفاده از نرم‌افزار Excel نمودار اختلاف دما بر حسب اختلاف سرعت رسم، سپس با استفاده از کد ۰ و ۱ میزان همخوانی تغییرات آنها محاسبه گردید. (نگاره‌های ۱ تا ۴)

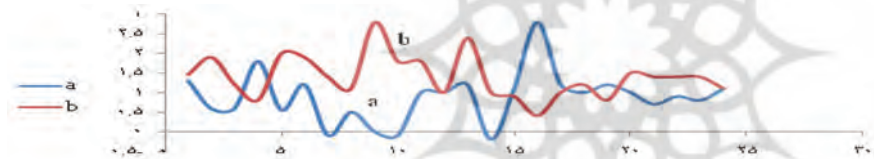
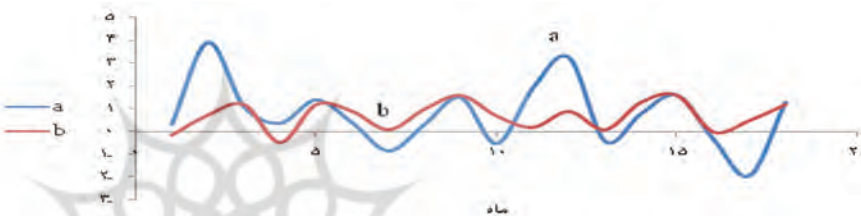
برای بررسی میزان همخوانی بین تغییرات سرعت باد و تغییرات دما در چهار ایستگاه C.B.A و D لازم است که مقادیر آنها در جدولی جداگانه نوشته و به روش کدبندی ۰ و ۱ بررسی شوند. این عمل در جدول‌های ۴ و ۵ صورت گرفته است. میزان

نگاره ۱: نمودار سری زمانی  
a: اختلاف دما (درجه سانتیگراد) و  
b: اختلاف سرعت باد (m/s) بر حسب  
ماه در فصل بهار بین ایستگاه‌های A و  
B از سال ۲۰۰۵-۲۰۰۰ (نگارندگان)



نگاره ۲: نمودار سری زمانی  
a: اختلاف دما (درجه سانتیگراد)  
و b: اختلاف سرعت باد (m/s)  
در فصل تابستان بین ایستگاه‌های A و  
B از سال ۲۰۰۵-۲۰۰۰ (نگارندگان)

نگاره ۳: نمودار a: اختلاف دما (درجه  
سانتیگراد) و b: اختلاف سرعت باد  
(m/s) بر حسب ماه در فصل بهار  
بین ایستگاه‌های C و D از سال ۲۰۰۵-  
۲۰۰۰ (نگارندگان)



نگاره ۴: نمودار a: اختلاف دما (درجه  
سانتیگراد) و b: اختلاف سرعت باد  
(m/s) بر حسب ماه در فصل تابستان  
بین ایستگاه‌های C و D از سال ۲۰۰۵-  
۲۰۰۰ (نگارندگان)

که در جهت باد نقش مهمی ایفا می‌کنند، اثر متقابل دارد. از نظر فیزیکی سرعت باد با کاهش (افزایش) دمای سطح دریا (SST) افزایش و (کاهش) می‌یابد، تقویت (تضعیف) سرعت باد سطحی باعث افزایش (کاهش) تبخیر سطحی می‌شود، در نتیجه این فرایند، در SST، کاهش بیشتر (کاهش کمتر) رخ خواهد داد. افزایش تبخیر سطحی و کاهش SST می‌تواند باعث افزایش شوری شده در نتیجه ناپایداری در سطح آب دریا ایجاد می‌شود که اگر این فرایندها در مقیاس بزرگ اتفاق بیافتد باعث تغییرات آب و هوایی در مقیاس بزرگ خواهد شد. هرچند از نظر فیزیکی نشان داده شده که افزایش (کاهش) سرعت باد سطحی، تبخیر را افزایش (کاهش) می‌دهد و افزایش (کاهش) تبخیر باعث کاهش بیشتر (کاهش کمتر) SST می‌شود که به نوبه خود، این عمل باعث تقویت (تضعیف) سرعت باد سطحی می‌شود.

شده در نتیجه تنش باد نیز دچار اغتشاش می‌شود. یکی از نتایج تأثیر SST بر باد سطحی، تولید واگرایی و چرخش در میدان باد می‌باشد. برای واگرایی باد سطحی و واگرایی تنش باد سطحی حاصل از اثر متقابل SST، می‌توان ترکیبی از توابع خطی یافت که شامل وزش باد موافق و SST باشد. تغییرات فضائی SST در چرخش و واگرایی باد بسیار مهم است، همچنین چرخش و واگرایی باد نیز برای اتمسفر و اقیانوس از اهمیت بالائی برخوردار است. در طرف اتمسفر، تأثیرات SST می‌تواند با حرکات عمودی اتمسفر همراه شده و تا تروپوسفر نفوذ کند. در طرف اقیانوس نیز باعث بوجود آمدن پدیده فراچاهی و فروچاهی می‌شود.

شیب‌های SST باعث کاهش در جهت چرخش بادهای مخالف و باعث افزایش در واگرایی بادهای موافق می‌شود، همچنین شیب‌های SST بر روی شیب‌های فشاری سطح دریا

جدول ۴: اختلاف دمای سطح دریا و اختلاف سرعت باد در دو ایستگاه A و B در فصل های تابستان و بهار در سال های

۲۰۰۵-۲۰۰۰ (نگارندگان)

تابستان			بهار		
اختلاف دما	اختلاف سرعت	کد	اختلاف دما	اختلاف سرعت	کد
۱/۴	۱/۲	۱	۰/۶	۰/۶	۱
۱/۸	۲/۰۶	۱	۱/۷۲	۱/۶	۱
۰/۱	۲/۲۶	۱	۱/۴	۱/۲	۱
۰/۵	۲	۱	۱/۱	۰/۳	۱
۰/۴	-۰/۲	۰	۰/۸	۱/۸	۱
-۰/۳	۱/۱۵	۰	۰/۳۵	-۰/۲	۰
-۰/۳	۱/۶۳	۰	۰/۲۳	۰/۵۲	۱
-۰/۵	۰/۶	۰	-۰/۶۵	۰/۴۸	۰
۰/۳۵	۱	۱	۰/۳۵	۱	۱
۰/۳۳	۱/۴۶	۱	۱/۵۴	۰/۵۵	۱
۰/۵۲	۰/۹	۱	-۲/۴	۱/۸	۰
-۰/۶	۰/۹	۰	-۰/۵۵	۰/۵۶	۰
-۰/۵۳	۰/۵۶	۰	۱/۶۵	-۰/۵	۰
۰	۱/۹	۱	۱/۰۵	۰/۷	۱
۱/۶	۰	۱	۱/۸۵	۰/۵۴	۱
۱/۶	۱/۳	۱	۲/۱	۰/۴	۱
۳/۴	۱/۴۴	۱	۱/۳	-۰/۸	۰
۱/۸	۰/۳۵	۱	۲/۸	۲	۱
۱/۲	۰/۷	۱	۰/۴۵	۰/۴	۱
۱/۴	۱/۲	۱	۰/۳۷	۰/۷۱	۱
۱/۹	۰/۵۴	۱	۰/۷	۱/۹	۱
۱/۱	۲/۱۷	۱			
۰/۲۵	۱/۳۵	۱			
-۰/۲	۲	۰			
۱/۸	۲/۰۲	۱			
۱	۲/۰۵	۱			
۱	۱/۷	۱			
۱/۱	۰/۶	۱			
۰/۷	۱/۹	۱			



فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (پژ) /  
مطالعه‌ی اثر متقابل دمای سطحی آب دریا بر سرعت باد ... / ۱۲۵

جدول ۵: اختلاف دمای سطح دریا و اختلاف سرعت باد در دو ایستگاه D و C در فصل‌های تابستان و بهار در سال‌های ۲۰۰۵-۲۰۰۰ (نگارندگان)

تابستان			بهار		
اختلاف دما	اختلاف سرعت	کد	اختلاف دما	اختلاف سرعت	کد
۱/۳	۱/۴۶	۱	۰/۳۳	-۱/۱۴	۰
۰/۵۸	۱/۹	۱	۳/۹	۰/۷۴	۱
۰/۶	۱/۲	۱	۱/۱	۱/۲	۱
۱/۸	۰/۸	۱	۰/۳۸	-۰/۴۶	۰
۰/۵۵	۲	۱	۱/۴	۱/۲	۱
۱/۲	۱/۹	۱	۰/۴	۰/۹	۱
-۰/۱	۱/۴	۰	-۰/۸۲	۰/۱	۰
۰/۵	۱/۱	۱	۰/۳۳	۱	۱
۰	۲/۸	۱	۱/۵	۱/۶	۱
-۰/۱	۱/۸	۰	-۰/۵	۰/۷	۰
۱	۱/۸	۱	۱/۹	۰/۲	۱
۱	۱	۱	۳/۲۵	۰/۹	۱
۱/۲	۲/۴	۱	-۰/۴	۰/۱	۰
-۰/۲	۱	۰	۰/۸	۱/۳	۱
۱/۱	۰/۹	۱	۱/۶	۱/۶	۱
۲/۸	۰/۴	۱	-۰/۳	۰	۰
۱/۲	۱	۱	-۱/۹	۰/۵	۰
۱	۱/۲	۱	۱/۳	۱/۲	۱
۱/۲	۰/۸	۱			
۱	۱/۵	۱			
۰/۷	۱/۴	۱			
۰/۹	۱/۴	۱			
۰/۸	۱/۴	۱			
۱/۱	۱/۱	۱			

مداری باشد ولی هیچ رابطه مشخصی بین اندازه اختلاف

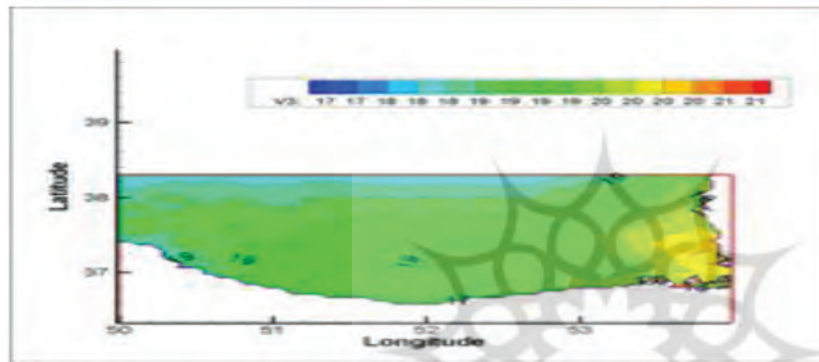
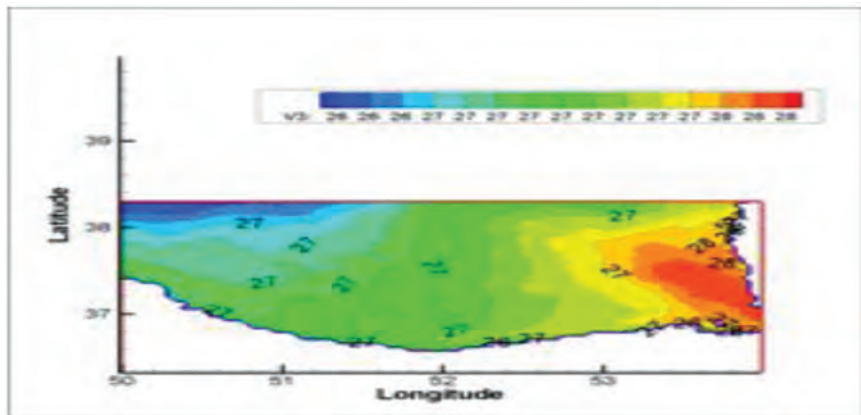
دما و اندازه اختلاف سرعت یافت نشد.

۲- در این تحقیق مشخص شد در فصل بهار میانگین میزان اختلاف دما بین این چهار ایستگاه  $8^{\circ}C$  / و در فصل تابستان  $83^{\circ}C$  / و میزان میانگین اختلاف سرعت باد در فصل بهار بین

نتیجه‌گیری

۱- بعنوان نتیجه این تحقیق می‌توان گفت در غیاب یا تأثیر اندک سیستم‌های جوئی وجود اختلاف دما در دو نقطه از سطح دریا (ایستگاه A و B) و (ایستگاه D و C) می‌تواند عامل مؤثری برای ایجاد اختلاف در اندازه سرعت باد

نگاره ۵: خطوط هم دما (درجه سانتیگراد) برای فصول تابستان در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۰۵ در خزر جنوبی (غلامی، ۱۳۸۱)



نگاره ۶: خطوط هم دما (درجه سانتیگراد) برای فصول بهار در دوره آماری ۲۰۰۰-۲۰۰۵ در خزر جنوبی (غلامی، ۱۳۸۱)

نتایج تغییرات میدانی و ماهواره‌ای SST در خزر جنوبی با نتایج ابریف و همکاران، ۲۰۰۹؛ کوستینای و همکار، ۲۰۰۵؛ لبدوف و همکار، ۲۰۰۸ و نگاره‌های ۵ و ۶ مقایسه شد. مشاهدات نشان می‌دهند که در مکان‌هایی که سطح آب از دمای بالاتری برخوردار است سرعت باد نیز در آن مکان‌ها بیشتر است.

#### منابع و مأخذ

- ۱- جلال زاده، ز.، ترابی آزاد، م.، دالکی، الف. (۱۳۸۷) مقایسه دمای سطحی حاصل از داده‌های میدانی و ماهواره‌ای در خزر جنوبی، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۶۵، ۱۲۱-۱۰۹.
- ۲- حسن زاده، الف.، علی دوستی، م.، ۱۳۸۴، تغییرات فصلی و درون سالی پارامترهای جوئی و اقیانوسی در دریا و سواحل خلیج فارس، ششمین همایش علوم و فنون دریایی ایران، تهران.
- ۳- حسن زاده، الف.، بیدختی، ع.ع.، ملا اسماعیل پور، س.، ۱۳۸۴، بررسی تغییرات دمای سطح (SST) آبهای خلیج فارس و تأثیر آن بر آب و هوای مناطق ساحلی در سال‌های ۱۹۹۶-۲۰۰۰، ششمین همایش علوم و فنون دریایی ایران، تهران.

آنها، ۷ m/s. و در فصل تابستان ۱/۳۷ m/s است. همچنین می‌توان گفت که پدیده‌هایی مانند تنش باد، اختلاط، انتقال شارممتم و... به سرعت بستگی دارد. بنابراین می‌توان گفت که مقادیر تنش باد، شارممتم... در ایستگاه‌های (B و C) از ایستگاه‌های (A و D) بیشتر است. ۴- تقویت (تضعیف) سرعت باد سطحی باعث افزایش (کاهش) تبخیر سطحی می‌شود، این فرایند، در SST، کاهش بیشتر (کاهش کمتر) رخ خواهد داد. افزایش تبخیر سطحی و کاهش SST می‌تواند باعث افزایش شوری شده در نتیجه ناپایداری در سطح آب دریا ایجاد می‌شود که اگر این فرایندها در مقیاس بزرگ اتفاق بیافتد باعث تغییرات آب و هوایی در مقیاس بزرگ خواهد شد.

۵- معمولاً به باد معمولی که در سطح دریا وزیده و خطوط هم فشار را با زاویه ۳۰٪ قطع می‌کند دینبروی اصطکاک و نیروی کوریولی وارد می‌شود. در تحقیق حاضر جهت باد کاملاً افقی (غرب به شرق) منظور گردیده و مقدار اصطکاک در نظر گرفته نشده است.

Caspian Sea Environment, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany .

16- Lebedev.S.A. and Andrey G. Kostianoy, 2008, Integrated Use of Satellite Altimetry in the Investigation of the Meteorological, Hydrological, and Hydrodynamic Regime of the Caspian Sea, Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 19, No. 1-2, 71-82.

17- Li, X., Krasnopolsky, V. and Sapper, J., 2001, Validation of coastal Sea and lake Surface temperature measurements derived from NOAA/AVHRR, International Journal of Remote Sensing. 22(7). pp 1285-1303 .

18- Narvekar J., Kumar P., 2006, Seasonal variability of the mixed layer in the central Bay of Bengal and associated changes in nutrients and chlorophyll, Deep-Sea Research. I., 53, 820-835.

19- Oboidal, and Azimul. A., 1984, Sea surface temperatures of the bay of Bengal from NOAA (AVHRR) satellite and associated data with their possible application. Journal of Asian-Pacific Remote sensing Vol 7. pp 22-37

20- Oesch, D, Hauser, A. and Wunderle, S, 2002, Deriving Lake Surface temperature Variations of an alpine Lake using NOAA-AVHRR data, Remote Sensing research group, Department of Geography, University of Bern Switzerland.

21- Oesch, D., Hauser, A. and Wunderle, S. ,2003, Operational mapping of lake surface temperature in the Alps using NOAA-AVHRR data: Intercomparison of different lakes. Remote sensing research group, Department of Geography. University of Bern, Switzerland.

22- Rasmussen, E. M., and T. H. Carpenter, 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. Mon. Wea. Rev., 110, 354-384.

23- Stewart, R. H, 2008, Introduction To Physical Oceanography, Texas A&M University, 57-59 .

24- Thiemann. S. and Schiller. H., 2003, Determination of the bulk temperature from NOAA/AVHRR Satellite data in mid latitude lake, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 4:339-349.

25- Tokinaga, h. ,Y. Tanimoto, and s. p. Xie ,2005, SST-induced surface wind variations over the Brazil/Malvinas Confluence: Satellite and in-situ observations, J. Climate , 2-5.

26- Weisberg, R. H., and C. Wang, 1997, Slow variability in the equatorial west-central Pacific in relation to ENSO. J. Climate, 10, 1998-2017 .

۴- حسن‌زاده. الف، خدابخش. ح، حسینی بالام. ف، ناهید ش، ۱۳۸۰، اثرات ال‌نینو روی پارامترهای فیزیکی و جوی

در دریای عمان، کنفرانس فیزیک ایران، سبزوار.

۵- حسن‌زاده. الف، خدابخش. ح، رئیس‌السادات. ح، ۱۳۸۲، دمای سطح آب و تأثیر آن بر آب و هوای ساحلی در ناحیه شمال اقیانوس هند، سومین کنفرانس منطقه‌ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.

۶- غلامی، م، (۱۳۸۸) اثر دمای سطح دریا (SST) بر آب و هوای مناطق جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۳-۳۵.

۷- نوری. ل، (۱۳۸۸) مطالعه برهم‌کنش هوا-دریا و محاسبه شارهای سطحی و امواج ناشی از باد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۶۴.

8- Ahmadabadi A., Fathnia A., Karimi Ahmadabad M., Farajzadeh M, 2008, 'The Accuracy of SST Retrievals from NOAA-AVHRR in the Persian Gulf', Journal of Applied Sciences, Vol. 9, No. 7, pp. 1382-1378.

9- Battisti, D. S., and A. C. Hirst, 1989, Interannual variability in the tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. J. Atmos. Sci., 46.

10- Chelton, D. B., S. P. Xie, 2010, Coupled ocean-atmosphere interaction at oceanic mesoscales, Oceanography, 52-60.

11- Chunzai, W., R. H. Weisberg, and H. Yang, 1998, Effects of the Wind Speed- Evaporation-SST Feedback on the EL Nino-Southern Oscillation. J. of Atmos. Sci., 56, 1391-1402.

12- Csanady, G. T., 2004, Air-Sea Interaction Laws and Mechanisms, Cambridge University Press, 28-32.

13- Hayes, s. p., p. Chang, and M. McPhaden, 1991, Variability of the sea surface temperature in the eastern equatorial Pacific during 1986-1988. J. Geophys. Res., 96, 10553-10566.

14- Ibrayev, R. A., E. Özsoy, C. Schrum and H. i. Sur, 2009, Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction, Ocean Science, 1926-1928-1936-1948 .

15- Kostianoy. A. G , Aleksey N. Kosarev, 2005, The



پروہشگاہ علوم انسانی و مطالعات فرہنگی  
پرتال جامع علوم انسانی